

Untersuchung des Klimawandeleinflusses auf den  
Wasserhaushalt der Elbmarsch und die thermischen  
Grundwasserverhältnisse urbaner Gebiete am Beispiel der  
Elbinsel Wilhelmsburg

Vom Promotionsausschuss der  
Technischen Universität Hamburg-Harburg  
zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor-Ingenieurin (Dr.-Ing.)

genehmigte Dissertation

von  
Anna-Gesa Meier

aus  
Norden in Ostfriesland

2017

Gutachter:

1. Prof. Dr.-Ing. Wilfried Schneider
2. Prof. Dr. Wilhelmus Duijnisveld

Tag der mündlichen Prüfung:

19. Dezember 2016

# Danksagung

---

Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Wasserressourcen und Wasserversorgung der Technischen Universität Hamburg-Harburg erzielt. Meine Arbeit im Forschungsprojekt KLIMZUG-NORD wurde durch die Förderung des Bundesministeriums für Bildung und Forschung ermöglicht.

Vor allen Anderen danke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. W. Schneider, dass er meine Dissertation ermöglichte und betreut hat. Unsere fachlichen Diskussionen haben mich stets motiviert und vorangebracht. Die langjährige gute Zusammenarbeit hat mir großen Spaß gemacht und ich habe viel lernen können.

Ebenso gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. W. Duijnsveld für seine Betreuung, die konstruktiven Impulse und dafür, dass er stets den Weg aus Hannover nach Hamburg auf sich nahm. Für die Zurverfügungstellung unverzichtbarer geologischer sowie wasserwirtschaftlicher Daten und die Zusammenarbeit danke ich Frau Dr. Taugs sowie den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Geologischen Landesamtes und der Abteilung für Wasserwirtschaft in der Behörde für Umwelt und Energie, Hamburg. Insbesondere möchte ich mich bei Herrn Jens Kröger für seine Hilfe bei der Datenbeschaffung, Datenerhebung und dem Aufbau des geologischen Modells bedanken. Darüber hinaus gilt mein aufrichtiger Dank auch allen übrigen Unterstützern, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Die Datenerhebung und numerischen Simulationen sowie deren Auswertung und Aufbereitung erfolgte teilweise im Rahmen studentischer Arbeiten und mit der Unterstützung studentischer Hilfskräfte, bei denen ich mich bedanke. Insbesondere gilt mein Dank Carmen Geiger und Xuan Zou.

Ich danke allen meinen Kolleginnen und Kollegen für offene Ohren und gesellige Stunden. Auch nach abgelaufener Projektzeit habe ich mich am Institut stets willkommen gefühlt und Freunde im Kollegenkreise gefunden. Neben der guten Zusammenarbeit danke ich Sonja Schröter und Moritz Scharnke auch für ihr Korrekturlesen.

Schließlich danke ich meinen Freunden für ihre Begleitung, ihr Verständnis und ihre Geduld. Bei meiner lieben Familie bedanke ich mich für ihre bedingungslose Unterstützung und familiäre Vorbilder.

Vor allem aber danke ich Arne für seine konstruktive Hilfe, für sein Verständnis und seine liebevolle Unterstützung.



# Inhaltsverzeichnis

---

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| <b>1</b> | <b>Einleitung</b>   | <b>9</b>  |
| 1.1      | Motivation . . . . .  | 9         |
| 1.2      | Ziel der Arbeit . . . . .   | 10        |
| 1.3      | Struktur der Arbeit . . . . .   | 11        |
| <b>2</b> | <b>Stand der Forschung</b>  | <b>13</b> |
| 2.1      | Klimawandeleinflüsse auf den Grundwasserhaushalt in Marschgebieten . . .  | 13        |
| 2.2      | Klimawandeleinfluss auf Untergrundtemperaturen . . . . .  | 15        |
| 2.3      | Stadtwärmeeffekt im Untergrund . . . . .  | 18        |
| <b>3</b> | <b>Charakterisierung der Elbinsel Wilhelmsburg</b>  | <b>23</b> |
| 3.1      | Lokales Grundwassersystem und geologischer Aufbau . . . . .   | 24        |
| 3.2      | Unterirdisches Temperaturfeld und Stadtwärmeeffekt . . . . .  | 32        |
| 3.3      | Klimawandel in Wilhelmsburg . . . . .   | 33        |
| 3.4      | Wechselwirkungen zwischen Klimawandel und Grundwasser . . . . .   | 41        |
| <b>4</b> | <b>Modellgestützte Untersuchung der Wirkung des Klimawandels auf den Wasserhaushalt der Elbinsel Wilhelmsburg</b>   | <b>45</b> |
| 4.1      | Theoretische Grundlagen des Grundwasserströmungsmodells MODFLOW .   | 46        |
| 4.2      | Geologische Strukturmodellierung und Gliederung der Grundwasserdeckschicht . . . . .                                | 54        |
| 4.3      | Strömungsmodellierung des Referenzzustands . . . . .  | 61        |
| 4.4      | Untersuchung von Modellvarianten des Referenzmodells . . . . .  | 68        |
| 4.5      | Modellierte klimawandelinduzierte Änderungen im Grundwasser (2071-2100)   | 73        |
| 4.6      | Bedeutung der Änderungen für den Wasserhaushalt der Elbinsel Wilhelmsburg   | 77        |
| 4.7      | Zusammenfassung . . . . .   | 85        |
| <b>5</b> | <b>Bestimmung und Analyse urbaner Oberflächentemperaturen der Gegenwart und unter dem Einfluss des Klimawandels</b> | <b>87</b> |
| 5.1      | Grundlagen der Strahlungs- und Energiebilanz . . . . .  | 88        |
| 5.2      | Bestimmung und Parametrisierung der Bilanzgrößen . . . . .  | 89        |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 5.2.1    | Ermittlung der Nettostrahlungsbilanz . . . . .   | 89         |
| 5.2.2    | Bestimmung der latenten und fühlbaren Wärmeströme . . . . .  | 94         |
| 5.2.3    | Approximation der Oberflächentemperatur urbaner Flächen unterschiedlicher Beschaffenheit . . . . .                           | 96         |
| 5.3      | Anwendung und Kalibrierung des Verfahrens am Standort Neuviendenthal   | 102        |
| 5.3.1    | Parametrisierung und Datengrundlage . . . . .  | 103        |
| 5.3.2    | Energiebilanz und Bodenwärmestrom . . . . .  | 104        |
| 5.3.3    | Ergebnisse der Oberflächentemperaturbestimmung . . . . .   | 108        |
| 5.4      | Regionalisierte Oberflächentemperaturen Hamburgs . . . . .   | 114        |
| 5.4.1    | Regionalisierungsverfahren . . . . .   | 114        |
| 5.4.2    | Oberflächentemperaturen im Referenzzeitraum (1971-2000) . . . . .  | 119        |
| 5.5      | Zukunftsprojektion regionalisierter Oberflächentemperaturen (2071-2100) .  | 126        |
| 5.6      | Zusammenfassung . . . . .  | 134        |
| <b>6</b> | <b>Quantifizierung der Klimawandeleinflüsse auf das thermische Grundwasserregime der Elbinsel Wilhelmsburg</b>               | <b>137</b> |
| 6.1      | Theorie der Wärmetransportprozesse . . . . .   | 139        |
| 6.2      | Grundlagen der numerischen Wärmetransportmodellierung . . . . .  | 146        |
| 6.2.1    | Stofftransportmodellierung mit MT3DMS . . . . .  | 146        |
| 6.2.2    | Wärmetransportmodellierung mit MT3DMS . . . . .  | 148        |
| 6.3      | Temperaturaufnahme zur Darstellung des thermischen Ist-Zustands im Grundwasser Wilhelmsburgs . . . . .                       | 150        |
| 6.4      | Wärmetransportmodellierung im oberflächennahen Grundwasser Wilhelmsburgs . . . . .   | 156        |
| 6.4.1    | Kleinskalige Modellkalibrierung . . . . .  | 156        |
| 6.4.2    | Regressionsanalyse zwischen Luft- und Elbwassertemperaturen . . .  | 165        |
| 6.4.3    | Beschreibung des 3D-Wärmetransportmodells . . . . .  | 170        |
| 6.5      | Modellergebnisse des thermischen Referenzzustands (1971-2000) . . . . .  | 172        |
| 6.5.1    | Charakterisierung der Einflussgrößen auf das Temperaturfeld . . . .  | 172        |
| 6.5.2    | Temperaturverteilung im Referenzzustand (1971-2000) . . . . .  | 180        |
| 6.5.3    | Einfluss der Temperaturrandbedingung . . . . .   | 184        |
| 6.5.4    | Modellgüte . . . . .   | 190        |
| 6.5.5    | Bedeutung der Modellvarianten und Modellbewertung . . . . .  | 192        |
| 6.6      | Modellergebnisse der Zukunftsszenarien und klimawandelbeeinflusste Temperaturverteilung im Grundwasser (2071-2100) . . . . . | 194        |
| 6.6.1    | Veränderung der Einflussgrößen durch den Klimawandel . . . . .   | 195        |
| 6.6.2    | Einfluss des Elbwassersanstiegs auf die Temperaturverteilung . . . .   | 199        |
| 6.6.3    | Einfluss veränderter Temperaturrandbedingungen . . . . .   | 204        |

---

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 6.7      | Bestimmung des geothermischen Nutzungspotenzials erhöhter Grundwas-<br>sertemperaturen infolge des Klimawandel und der Urbanisierung . . . . . | 219        |
| 6.7.1    | Abschätzung des physikalischen Potenzials . . . . .  | 221        |
| 6.7.2    | Technische Nutzung des zusätzlichen Potenzials . . . . .   | 225        |
| 6.8      | Zusammenfassung . . . . .  | 233        |
| <b>7</b> | <b>Fazit und Ausblick</b>  | <b>237</b> |
|          | <b>Abbildungsverzeichnis</b>   | <b>251</b> |
|          | <b>Tabellenverzeichnis</b>   | <b>255</b> |
|          | <b>Literaturverzeichnis</b>  | <b>269</b> |
|          | <b>Abkürzungsverzeichnis</b>   | <b>271</b> |
|          | <b>Symbolverzeichnis</b>   | <b>273</b> |
| <b>A</b> | <b>Anhang</b>  | <b>279</b> |



# KAPITEL 1

## Einleitung

---

### 1.1. Motivation

Die Beobachtung einer globalen Erwärmung, eines steigenden Meeresspiegels und eine messbar abnehmende Eisbedeckung manifestieren den Klimawandel (Solomon u. a., 2007). Anthropogene Ursachen dafür sind die Zunahme der Kohlendioxidkonzentration infolge der Nutzung fossiler Brennstoffe und der landwirtschaftlich bedingt steigenden Konzentrationen von Methan und Lachgas in der Atmosphäre (Solomon u. a., 2007). Der Klimawandel wirkt sich sowohl auf die Natur als auch die Wirtschaft und Gesellschaft aus (Deutsche Bundesregierung, 2008). Neben der Änderung des Wasserhaushalts wird auch eine Beeinträchtigung der menschlichen Gesundheit sowie der Industrie erwartet (Parry u. a., 2007), (Deutsche Bundesregierung, 2008). Somit stellt der Umgang mit den Folgen des Klimawandels eine komplexe Herausforderung im 21. Jahrhundert dar.

Küstenregionen sind, unabhängig von der globalen Erwärmung, einem erhöhten Risiko durch Sturmfluten ausgesetzt. Dies gilt insbesondere für tiefliegende Marschgebiete, die von dem Menschen dem Meer durch Eindeichung abgerungen und mit Hilfe von Entwässerungssystemen nutzbar gemacht wurden. Derlei Polder befinden sich beispielsweise an der niederländischen und deutschen Nordseeküste sowie entlang norddeutscher Ästuare. Infolge zukünftiger Klimaänderungen und des steigenden Meeresspiegels wird das Risiko in diesen Gebieten steigen (Parry u. a., 2007).

In Städten und urbanen Ballungsräumen ist neben dem Klimawandel die wachsende Stadt eine gleichbedeutende, anhaltende Herausforderung unter anderem für die Wasserwirtschaft. Die Folgen beider Stressfaktoren bedürfen eines angepassten und nachhaltigen Umgangs, um ökologische, ökonomische und gesellschaftliche Risiken zu minimieren. Sowohl die Stadtentwicklung als auch die Klimaänderungen beeinflussen beispielsweise das Stadtklima, ein nachhaltiges urbanes Regenwassermanagement sowie die klimaschonende Energiegewinnung in urbanen Zentren.

Um die Folgen des Klimawandels zu quantifizieren und Anpassungsstrategien zu entwickeln, wurden und werden eine Vielzahl von Klimafolgen- und Anpassungsstudien durchgeführt. Sophocleous, 2004 berichtete, dass die Auswirkungen des Klimawandels auf das Grundwasserangebot und die Grundwasserqualität noch weitgehend unbekannt seien. Vor diesem Hintergrund wurde in der vergangenen Dekade, trotz bestehender Unsicherheiten

hinsichtlich der klimatischen Entwicklung, der Einfluss hydrologischer Klimaänderungen sowie eines Meeresspiegelanstiegs auf das Grundwasserdargebot und die Grundwasserhydraulik für unterschiedliche Rahmenbedingungen untersucht. Die Auswirkungen klimatischer Änderungen auf die Grundwasserqualität wurden hingegen noch nicht hinlänglich analysiert (Kløve u. a., 2014). Insbesondere die Wirkung des Klimawandels auf die Grundwassertemperatur sowie auf die thermische Nutzung des Untergrunds ist noch weitestgehend unbekannt (Menberg u. a., 2014).

Die Ergebnisse abgeschlossener Studien zeigen, dass der Klimawandel im Untergrund und Grundwasser nachweisbar ist. Zukünftige Änderungen der Untergrundtemperatur wurden in den bisherigen Untersuchungen punktuell anhand analytischer und empirischer Ansätze, sowie vereinzelt mithilfe numerischer Modelle regional bestimmt. Dabei blieben dreidimensionale Grundwasserströmungsprozesse sowie die Änderung des Meeresspiegels unberücksichtigt, obwohl die Grundwasserhydraulik und die Interaktion mit Oberflächengewässern die Grundwassertemperatur nachweisbar beeinflussen (Epting u. a., 2013), (Zhu u. a., 2014).

Neben klimatischen Randbedingungen haben die Flächennutzung und Urbanisierung Einfluss auf die Untergrundtemperatur, da sie die Energiebilanz an der Bodenoberfläche bedingen (Ferguson und Woodbury, 2004). Durch die Verstädterung könnte der Einfluss des Klimawandels auf das Grundwasser verstärkt oder abgemildert werden (Kløve u. a., 2014). Modellgestützte Studien zur Evaluierung der Folgen des Klimawandels, die alle einwirkenden Aspekte berücksichtigen, fehlen in der grundwasserbezogenen Klimawandelfolgenforschung (Kløve u. a., 2014).

## 1.2. Ziel der Arbeit

Die aus dem Klimawandel, der Küstenlage und einer urbanen Prägung auf das oberflächennahe Grundwasser wirkenden Einflüsse werden in der vorliegenden Arbeit analysiert. Betrachtet wird als urbanes Marschgebiet die Elbinsel Wilhelmsburg im Zentrum Hamburgs. Mithilfe eines integrativen Modellansatzes werden in einem regionalen Grundwasserströmungs- und Transportmodell die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs, Temperaturänderungen der Oberflächengewässer und der Bodenoberfläche untersucht. Auf diese Weise werden die wasserwirtschaftlichen und thermischen Klimawandelfolgen quantifiziert, Wechselwirkungen identifiziert und geothermische Nutzungspotenziale erhöhter Untergrundtemperaturen offengelegt. Die Ergebnisse werden dazu verwendet, den Anpassungsbedarf der urbanen Elbmarsch zu bestimmen und mögliche Anpassungsstrategien abzuleiten.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des KLIMZUG-NORD Projektes durchgeführt.

## 1.3. Struktur der Arbeit

Die Arbeit gliedert sich in sechs Kapitel.

**Kapitel 2** fasst den bisherigen Wissensstand zu den in dieser Arbeit relevanten Themen zusammen. Neben den untersuchten Auswirkungen des Klimawandels auf den Grundwasserhaushalt von Marschgebieten sind Ergebnisse zu Studien des Klimawandeleinflusses auf das thermische Untergrundregime darin enthalten. Darüber hinaus wird auf den Stadtwärmeeffekt im Grundwasser urbaner Gebiete eingegangen.

**Kapitel 3** charakterisiert das Untersuchungsgebiet, die Hamburger Elbinsel Wilhelmsburg, und beschreibt den gegenwärtigen Zustand des oberflächennahen Grundwassers. Anhand von Temperaturmessungen wird die Temperaturverteilung im oberflächennahen Untergrund Hamburgs erstmalig flächendeckend regionalisiert.

Die hydraulischen Einflüsse eines potenziellen Meeresspiegelanstiegs und die zu erwartenden Folgen für die wasserwirtschaftliche Situation werden mithilfe eines numerischen, dreidimensionalen Strömungsmodells in **Kapitel 4** quantifiziert.

**Kapitel 5** dient der Analyse der gegenwärtigen und klimawandelbeeinflussten Oberflächentemperaturen. Die vorgestellte Energiebilanzmethode berücksichtigt die urbane Flächenbeschaffenheit und Struktur an der Bodenoberfläche.

In **Kapitel 6** fließen die Erkenntnisse aus Kapitel 4 und Kapitel 5 in die numerische Wärmetransportmodellierung ein. Die Simulationen dienen dazu, Auswirkungen des Klimawandels und der Verstädterung auf das Grundwasser integrativ zu bestimmen. Mithilfe des Transportmodells wird schließlich das geothermische Nutzungspotenzial urban und klimatisch beeinflusster Untergrundtemperaturen abgeschätzt und die geothermische Nutzung als klimaschonende Anpassungsmaßnahme bewertet.

Die Arbeit schließt in **Kapitel 7** mit einem Fazit und Empfehlungen für weitergehende Untersuchungen.



# Stand der Forschung

---

Der Einfluss des Klimawandels und der Urbanisierung auf Grundwasserressourcen wurden in der Vergangenheit mit unterschiedlichen Schwerpunkten und Randbedingungen analysiert. Anhand der Ergebnisse dieser Studien lassen sich generelle Trends und Wechselwirkungen sowie Methoden ableiten.

Nachfolgend werden das Vorgehen und die gewonnenen Erkenntnisse maßgeblicher Untersuchungen zusammengefasst. Sie dienen dazu, die Ziele der vorliegenden Arbeit abzuleiten und maßgebliche Einflussfaktoren zu identifizieren, die dann in die Simulationen für die Elbinsel Wilhelmsburg einfließen. Darüber hinaus können sie im weiteren Verlauf dieser Arbeit dazu verwendet werden, die gewonnenen Ergebnisse einzuordnen und zu bewerten.

### **2.1. Klimawandeleinflüsse auf den Grundwasserhaushalt in Marschgebieten**

Im Rahmen einer qualitativen Analyse möglicher Klimawandelfolgen für einen belgischen Polder folgerten Lebbe u. a., 2008, dass durch einen Meeresspiegelanstieg die Entwässerungsrate aufgrund des ansteigenden Grundwasserpotenzials zunehmen würde und zusätzliche Maßnahmen zum Schutz der Küste und des Hinterlandes nötig würden. Gleichzeitig würde die Entwässerungskapazität durch den Anstieg des Meeresspiegels verringert. Die größte Herausforderung für tiefliegende Polder stelle die Entwässerung des Hinterlandes, insbesondere in regenreichen Perioden, dar. Diese allgemeinen Aussagen wurden für unterschiedliche europäische Marschgebiete in verschiedenen Studien quantifiziert.

Oude Essink, 2003 ermittelte eine Zunahme des gegenwärtigen Grundwasseraufstiegs um 13% unter der Annahme eines Meeresspiegelanstiegs von 75 cm/100a. Auswirkungen saisonaler Klimaveränderungen untersuchten Querner u. a., 2008. Sie kommen zu dem Schluss, dass in trockeneren Sommern in 2050 das Grundwasserpotenzial um bis zu 15 cm sinken und zusätzliche Landsetzungen durch die Entwässerung organischer Böden bewirkt würden. Den Einfluss eines Meeresspiegelanstiegs auf das Grundwasser bei gleichzeitig stattfindenden klimatischen Änderungen zeigen die Ergebnisse von Oude Essink u. a.,

2010. Sie untersuchten für einen an die Nordsee grenzenden Polder die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs von 85 cm/100a bis 200 cm/100a sowie einem gleichzeitigen Nass- und Trockenszenario. Ihre Modellergebnisse zeigen, dass der Meeresspiegel maximal 10 km landeinwärts wirkt. In einem Abstand von 5 km erfolgte eine Grundwasserpotenzialerhöhung um 40% des Meeresspiegelanstiegs. Diese Dämpfung hängt von den hydraulischen Parametern des Grundwasserleiters und der Deckschicht sowie der Heterogenität der Deckschicht ab. Ein durch den Meeresspiegelanstieg induzierter Druckanstieg im Grundwasserleiter führt bei geringer Mächtigkeit und vergleichsweise erhöhter Durchlässigkeit der Deckschicht zur Druckentlastung und einem erhöhten Grundwasseraufstieg.

Vandenbohede u. a., 2008 nahmen für die Untersuchung möglicher klimawandelbedingter Änderungen im Grundwassersystem eines belgischen Polders mit vorgelagerten Dünen einen Meeresspiegelanstieg von 40 cm/100a an. Zusätzlich erhöhten sie basierend auf der zukünftigen klimatischen Wasserbilanz des Standorts die Grundwasserneubildung im Bereich der vorgelagerten Dünen um 15%. Aus der Zunahme der Grundwasserneubildung resultiert eine Erhöhung des freien Grundwasserspiegels im Bereich der Dünen. Im Polder stellten Vandenbohede u. a., 2008 keine Änderung fest, jedoch zeigte sich ein verstärkter Grundwasserandrang und eine Zunahme des Grundwasseraufstiegs.

Hoffmann u. a., 2005 und Maniak u. a., 2005 untersuchten den Klimawandeleinfluss auf die wasserwirtschaftliche Situation der norddeutschen Wesermarsch. Neben einem Meeresspiegelanstieg von 40 cm nahmen in dem untersuchten Klimawandelszenario die Evapotranspiration sowie die Winterniederschläge zu, die Sommerniederschläge nahmen hingegen ab. Basierend auf diesen Klimaänderungen wurden für ein Nass- und ein Trockenjahr der Gegenwart die Ergebnisse in die Zukunft projiziert. Daraus ergibt sich in Küstennähe eine Abnahme des Grundwasserflurabstands von 5 cm bis 20 cm. Ferner beobachteten sie eine Steigerung des Grundwasseraufstiegs in die Entwässerungsgräben um 24% für ein trockenes und um 32% für ein nasses Jahr. Sie kommen zu dem Schluss, dass sich die Pumpzeiten der Schöpfwerke um das zwei- bis zweieinhalbfache erhöhen, die Entwässerungsleistung für die Polderflächen jedoch weiterhin ausreichen würden. Die Untersuchung von Feseker, 2007 an einem Marschstandort der niedersächsischen Nordseeküste mit einem Meeresspiegelanstieg von 50 cm/100a ergab eine Zunahme des Grundwasseraufstiegs um 58% nach 500 Jahren Modellrechenzeit.

Die von Lebbe u. a., 2008 überlegten, zu Anfang genannten qualitativen Folgen für tiefliegende, entwässerte Marschen werden durch die beschriebenen Modellrechnungen bestätigt. Es lassen sich anhand der Ergebnisse vorangegangener Studien allgemeine Tendenzen bestimmen, die lokal betrachtet jedoch unterschiedliche Ausprägungen haben und trotz desselben äußeren Antriebs infolge hydraulischer und hydrogeologischer Randbedingungen abweichende Ergebnisse liefern. Zu diesem Schluss kommen auch Roosmalen u. a., 2007, die den Klimawandeleinfluss auf die Abflussverhältnisse zweier in sich abgeschlossener

Einzugsgebiete für das gleiche Klimawandelszenario untersuchten.

Die von einander unterschiedlichen Ergebnisse vorangegangener Studien legen nahe, dass mögliche Klimawandelfolgen unter der Berücksichtigung gebietsbezogener Randbedingungen anhand angepasster Fallstudien im Einzelfall untersucht und quantifiziert werden müssen.

## 2.2. Klimawandeleinfluss auf Untergrundtemperaturen

Bodentemperaturen werden unter anderem durch klimatische Änderungen an der Grenzfläche zwischen Boden und Luft beeinflusst. Beispielsweise setzen sich Temperaturschwankungen an der Bodenoberfläche in Abhängigkeit der thermischen Bodeneigenschaften im Untergrund fort (Hillel, 1998). Die mittlere Bodentemperatur entspricht im stationären Zustand der mittleren Oberflächentemperatur. Entsprechend führen auch langfristige klimatische Änderungen zu veränderten Untergrundtemperaturen.

Analysen zur Bestimmung der Aus- und Wechselwirkungen des Klimawandels auf das thermische Regime im Untergrund finden in zwei Forschungsfeldern statt. Eine Rekonstruktion der vergangenen Klimaentwicklung erfolgt auf Grundlage gemessener Temperaturzeitreihen und Temperaturtiefenprofile. Die Wirkung eines zukünftigen Klimawandels auf Untergrundtemperaturen wird basierend auf Klimaprojektionen mit analytischen oder numerischen Modellen simuliert.

**Rekonstruktion von Klimaänderungen** Der globale Klimawandel und die Beschleunigung des Temperaturanstiegs während des 20. Jahrhunderts wurde durch die Rekonstruktion der Oberflächentemperaturentwicklung mit Hilfe tiefer Temperaturprofilmessungen (Pollack u. a., 1998), (Huang u. a., 2000), (Beltrami, 2002), (Huang, 2004), (Goto u. a., 2005) und Zeitreihenanalysen (Cermak u. a., 2016), (Baker und Baker, 2002), (Cheon u. a., 2014), (Menberg u. a., 2014) nachgewiesen. Anhand der Bodenoberflächentemperaturänderungen wurden Rückschlüsse auf die globale Erwärmung der Luft gezogen. Veränderte Untergrundtemperaturen gelten nach Beltrami u. a., 2015 als akzeptierte Indikatoren des Klimawandels. Gemäß der Untersuchungen von Beltrami u. a., 2015 lassen sich klimatische Einflüsse, die bis in eine maximale Tiefe von 200 Metern messbar sind und jüngst stattgefundenen Klimaveränderungen widerspiegeln, durch die Bodentemperaturrekonstruktion zuverlässig ermitteln. Cermak u. a., 2016 zeigten anhand einer Zeitreihenanalyse oberflächennaher Luft- und Oberflächentemperaturen sowie bodennaher Untergrundtemperaturen, dass für unterschiedliche Oberflächen und Bodenarten die Absoluttemperaturen variierten. Da Luft- und Oberflächentemperaturen jedoch eine relativ gute Übereinstimmung

zeigten, folgerten sie, dass sich der ermittelte Oberflächentemperaturtrend auf die Lufttemperatur übertragen ließe. Diese Erkenntnis bestätigt Tendaussagen klimatischer Änderungen, die durch Temperaturrekonstruktionen bestimmt wurden.

Darüber hinaus wurde der lokale Einfluss klimatischer Änderungen bei gleichzeitigen Landnutzungsänderungen durch Entwaldung (Cermak u. a., 1992) und Urbanisierung (Taniguchi u. a., 1999), (Taniguchi u. a., 2007) anhand eindimensionaler, analytischer Modelle bestimmt.

**Projektion von Klimaänderungen** Die modellgestützte Untersuchung klimawandelinduzierter Grundwassertemperaturänderungen erfolgte in der Vergangenheit anhand eindimensional analytischer (Taylor und Stefan, 2009), (Gunawardhana und Kazama, 2011) (Kurylyk u. a., 2015), eindimensional (Gunawardhana und Kazama, 2012) oder zweidimensional (Kurylyk u. a., 2014) numerischer Modelle sowie mithilfe von Regressionsmodellen (Figura u. a., 2015). Neben klimatischen Änderungen wurden dabei gleichzeitig die Urbanisierung (Taylor und Stefan, 2009) oder allgemein Landnutzungsänderungen (Kurylyk u. a., 2015) betrachtet. Zur Berücksichtigung der klimatischen Änderungen wurden Klimaszenarien generiert (Taylor und Stefan, 2009) oder definierte Klimamodellszenarien auf Basis der Entwicklungsszenarien des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) verwendet (Gunawardhana und Kazama, 2011), (Kurylyk u. a., 2014), (Kurylyk u. a., 2015), (Figura u. a., 2015). In die analytischen und numerischen Modelle floss die klimatisch beeinflusste Oberflächentemperatur ein, die szenarienabhängig anhand von Energiebilanzen berechnet (Taylor und Stefan, 2009), (Kurylyk u. a., 2014) oder der Lufttemperatur gleichgesetzt wurde (Gunawardhana und Kazama, 2011). Für die Zunahme der Oberflächentemperatur wurde sowohl ein linearer Trend (Gunawardhana und Kazama, 2011), (Kurylyk u. a., 2015) als auch eine exponentielle Entwicklung (Kurylyk u. a., 2015) angenommen. Die Untersuchungen kommen zu dem Ergebnis, dass für unterschiedliche Regionen die Grundwassertemperaturen in Abhängigkeit des betrachteten Szenarios zwischen 1.0°C und 4.3°C steigen. Die Änderungen im Grundwasser entsprachen dabei zu 40% (Kurylyk u. a., 2015) bis 100% (Taylor und Stefan, 2009) der Oberflächentemperaturänderung und fielen geringer aus als in der Luft (Gunawardhana und Kazama, 2011), (Kurylyk u. a., 2014).

Infolge von Urbanisierung und Klimawandel veränderte Oberflächentemperaturen unterschiedlicher urbaner und natürlicher Flächen der Metropolregion St. Paul, Minnesota, führten in modellgestützten Untersuchungen zu Grundwassertemperaturzunahmen zwischen 2.6°C und 3.7°C (Taylor und Stefan, 2009). Die klimawandelbeeinflussten Oberflächentemperaturen wurden mit gegenüber der Gegenwart verdoppelter CO<sub>2</sub>-Konzentration anhand der Energiebilanz nach Herb u. a., 2008 ermittelt.

Unterschiedliche Klimaszenarien aus verschiedenen Klimamodellen ergaben in Sendai, Japan, eine Zunahme der Grundwassertemperatur zwischen 1.2°C und 3.3°C in 8 m Tiefe nach einem Berechnungszeitraum von 80 Jahren (Gunawardhana und Kazama, 2011). Die

ermittelten Temperaturänderungen im Grundwasser entsprachen 60% bis 85% der Änderung der Oberflächentemperatur, die der Temperaturänderung der Luft gleichgesetzt wurde. Die analytisch bestimmten Ergebnisse verifizierten Gunawardhana und Kazama, 2012 anhand eines numerischen Transportmodells (VS2DH), mit dem sie Temperaturänderungen zwischen 1.0°C und 4.3°C zum Ende des 21. Jahrhunderts ermittelten.

Kurylyk u. a., 2014 analysierten in New Brunswick, Kanada, für die Mitte des 21. Jahrhunderts (2046-2065) unter Verwendung des numerischen Modells SUTRA Temperaturänderungen des Grundwasserzufflusses aus einem oberflächennahen, freien Grundwasserleiter in ein Oberflächengewässer. Für das maximale Klimaszenario (MICRO32-HIRES A1B) ergaben die Simulationen bezogen auf den Referenzzeitraum (1961-2000) eine Zunahme der Grundwasserabflusstemperatur von 2.7°C bis 2.85°C in Abhängigkeit der Grundwasserleitergeometrie.

Die Auswirkungen einer möglichen Landnutzungsänderung und eines zeitlich voranschreitenden Klimawandels untersuchten Kurylyk u. a., 2015 systematisch für verschiedene Bodentypen und wechselnde Oberflächentemperaturrandbedingungen.

Zur Abbildung des Klimawandels berücksichtigten sie einen linearen Trend von 1.7°C/100a sowie eine exponentiell um maximal 3.5°C in 100 Jahren ansteigende Oberflächentemperatur. In einer Tiefe von 20 m wurden für einen Sandboden Grundwassertemperaturänderungen größer als 60% und für einen Torfboden von 40% bis 50% der Oberflächentemperaturänderung bestimmt. Der prozentuale Anteil fiel dabei für das exponentielle Szenario geringer aus.

Figura u. a., 2015 verwendeten ein lineares Regressionsmodell zur Bestimmung des Einflusses der Grundwassertemperatur auf die Grundwasserqualität. Anhand gemessener und in Klimamodellen projizierter Lufttemperaturdaten der Schweiz ermittelten sie für drei Klimaszenarien bezogen auf die Referenzperiode (1980-2009) eine Zunahme der Grundwassertemperatur zwischen 1.1°C und 3.8°C zum Ende des 21. Jahrhunderts.

Motiviert waren die Studien von dem Einfluss des Grundwasserabflusses und der Grundwassertemperatur auf aquatische Ökosysteme (Gunawardhana und Kazama, 2011), insbesondere grundwassergespeiste Fließgewässer (Kurylyk u. a., 2014), und auf die Grundwasserqualität (Figura u. a., 2015). Letztere leiteten aus der erhöhten Temperatur eine zunehmende Aktivität der Mikroorganismen ab, die zu unerwünschten Nebenprodukten aufgrund des reduzierten Sauerstoffgehalts und veränderter Redoxbedingungen führen könnte. Eine mögliche positive Beeinflussung der Grundwasserqualität erwogen sie aufgrund der Degradation etwaiger Grundwasserunreinigungen und der Reduktion pathogener Keime.

Der Nachweis des Klimawandels im Untergrund lässt darauf schließen, dass sich auch zukünftige Klimaänderungen auf Boden- und Grundwassertemperaturen auswirken werden. Dennoch wurde bis dato nur in vereinzelt Studien die thermische Wirkung des projizierten zukünftigen Klimawandels im Untergrund untersucht und anhand unterschiedlicher Modellansätze quantifiziert. Das aus klimatischen Grundwassertemperaturänderungen infolge des Klimawandels resultierende energetisch nutzbare Potenzial wird vereinzelt benannt (Fridleifsson u. a., 2008), (Zhu u. a., 2010), (Dengler, 2012), eine umfängliche Studie zur Nutzung dieser zusätzlich gespeicherten Energie ist jedoch nicht bekannt.

### 2.3. Stadtwärmeeffekt im Untergrund

In den vergangenen Dekaden ist der Anteil der in Städten lebenden Bevölkerung weltweit gestiegen und entsprach im Jahre 2015 53% (IW Köln n.d., 2016). Nach Nord- und Lateinamerika zählt Europa zu den am stärksten urbanisierten Regionen und stellt nach Asien mit 14% die meisten in Städten lebenden Einwohner (United Nations, 2014). Ein Großteil der Stadtbewohner lebt in urbanen Zentren mit weniger als 500 000 Einwohnern (United Nations, 2014). Die Bevölkerungsstrukturen in Deutschland entsprechen nahezu dem europäischen Mittel. Im Jahre 2015 lebte 75% der deutschen Bevölkerung in einem urbanen Umfeld (IW Köln n.d., 2016). Der Zuzug in die Städte weltweit wie auch regional wird zukünftig anhalten und der Anteil der in Städten lebenden Bevölkerung weiter zunehmen. Trendanalysen für Deutschland sagen für das Jahr 2030 einen Anteil von 78% vorher (IW Köln n.d., 2016).

Urbanisierungseinflüsse auf das lokale Klima wurden in der Vergangenheit umfangreich untersucht. Ihre Quantifizierung ist ein anhaltend aktiv betriebenes Forschungsfeld in der Meteorologie (Arnfield, 2003). Im Fokus steht dabei der in der Luft messbare Stadtwärmeeffekt, englisch UHI (Urban Heat Island), dessen Intensität Oke, 1973 als die Differenz zwischen der Hintergrundtemperatur des ländlich geprägten Umlands und der urbanen Maximaltemperatur definiert. Das Phänomen des Stadtwärmeeffekts in der Lufttemperatur nennt Oke, 1973 den am besten dokumentierten, anthropogen beeinflussten Klimaeinfluss. In Abhängigkeit von dem beobachteten Medium, wie der Luft, der Bodenoberfläche oder dem oberflächennahen Untergrund, ergeben sich von einander abweichende Wärmeinseln mit unterschiedlichen Ausprägungen und Einflussfaktoren (Arnfield, 2003).

**Temperaturverteilung im Untergrund** Der Einfluss von Landnutzungsänderungen auf die Untergrundtemperatur infolge der Urbanisierung wurde in den vergangenen Jahren vermehrt untersucht. Anhand von Zeitreihen aufgezeichneter Boden- und Grundwassertemperaturen sowie von Temperaturtiefenprofilen wurde der Stadtwärmeeffekt im städtischen Untergrund unter Berücksichtigung unterschiedlicher klimatischer Randbedingungen insbesondere in Asien (Taniguchi u. a., 1999), (Taniguchi u. a., 2007) (Huang u. a.,

2009), (Gunawardhana u. a., 2011), Nordamerika (Taylor und Stefan, 2009), (Eggelston und McCoy, 2015), (Ferguson und Woodbury, 2004) und Europa (Yalcin und Yetemen, 2009), (Turkoglu, 2010), (Epting und Huggenberger, 2013), (Müller u. a., 2014), (Arola und Korkka-Niemi, 2014) bestimmt.

In weiteren Studien wurden die Untergrundtemperatur auf der Grundlage räumlich verteilter Messdaten regionalisiert und der Stadtwärmeeffekt veranschaulicht (Menberg u. a., 2013b), (Eggelston und McCoy, 2015), (Ferguson und Woodbury, 2004), (Ferguson und Woodbury, 2007), (Henning und Limberg, 2012), (Lokoshchenko und Korneva, 2015), (Tang u. a., 2011). Alle Untersuchungen zeigen eine mittlere Temperaturdifferenz zwischen urbanen und ländlichen Gebieten von bis zu 7°C. Darüber hinaus werden aufgrund lokaler Wärmequellen Differenzen gegenüber der unbeeinflussten Hintergrundtemperatur von bis zu 20°C gemessen (Menberg u. a., 2013b), (Kerl u. a., 2012). Verglichen mit dem Stadtwärmeeffekt in der Luft fällt die Temperaturdifferenz im oberflächennahen Untergrund größer aus (Yalcin und Yetemen, 2009), (Huang u. a., 2009), (Menberg u. a., 2013b), (Arola und Korkka-Niemi, 2014), (Benz u. a., 2015a). Die Differenz ergibt sich aufgrund zusätzlicher, im Untergrund wirkender Einflussgrößen. Beispielsweise zeigte der von Benz u. a., 2015a angestellte Vergleich zwischen gemessenen Oberflächentemperaturen und Grundwassertemperaturen in vier deutschen Städten, dass in 95% der Fälle die Grundwassertemperatur höher lag als die Oberflächentemperatur, was sie auf den Einfluss weiterer Wärmequellen im Untergrund zurückführten. Untersuchungen der Stadtwärmeinsel im Untergrund Berlins ergaben eine positive Korrelation der regionalen Temperaturverteilung im Untergrund mit den stadtklimatischen Zonen (Henning und Limberg, 2012).

Als Hauptenergieeinträge identifizierten Benz u. a., 2015b für Köln und Karlsruhe erhöhte Bodenoberflächentemperaturen sowie den Wärmeeintrag über Keller in den städtischen Untergrund. Dazu verwendeten sie ein zweidimensionales Wärmeflussmodell. Lokale Nutzungen verursachten darin punktuelle Höchsttemperaturen. Ihre Ergebnisse decken sich mit den zuvor unter Verwendung eines analytischen Ansatzes für Karlsruhe ermittelten Einflussfaktoren (Menberg u. a., 2013a). Die Bodenoberflächentemperatur steht im Zusammenhang mit der Landnutzung (Ferguson und Woodbury, 2007).

Ferguson und Woodbury, 2004 quantifizierten anhand ein- und zweidimensionaler numerischer Konzeptmodelle den Einfluss der Grundwasserströmung und des Wärmeeintrags über Keller auf das thermische Grundwasserregime unterhalb Winnipegs, Kanada. Sie kamen zu dem Schluss, dass der Wärmeverlust über Keller einen beobachtbaren Einfluss hat, der von der Dauer, dem Abstand des Messpunktes zum Gebäude und der Gebäudedichte abhing. Anhand ihrer Ergebnisse lassen sich sowohl generell erhöhte Temperaturen im Untergrund dicht besiedelter Gebiete als auch das Auftreten lokaler Temperaturanomalien in der Nähe einzelner Gebäude erklären.

**Quantifizierung des geothermischen Potenzials** Das natürliche geothermische Potenzial leitet sich aus dem unbeeinflussten energetischen Zustand im Untergrund ab. Zusätzliche Wärmeeinträge infolge einer städtischen Nutzung oder klimatischer Änderungen führen zu einem größeren geothermischen Potenzial. Erhöhte Temperaturen im städtischen Untergrund gelten als Indikator für eine potenzielle geothermische Energiequelle und die Erhöhung der Effizienz geothermischer Anlagen (Yalcin und Yetemen, 2009), (Ferguson und Woodbury, 2004). Die Ausnutzung städtischer Untergrundwärme zur Raumklimatisierung durch Geothermieanlagen kann zu einer Sanierung des thermischen Untergrundregimes bei gleichzeitig verringerten Treibhausgasemissionen durch fossilen Brennstoffverbrauch führen (Kerl u. a., 2012). Dadurch wird zu einer nachhaltigen urbanen Wärmeversorgung beigetragen und ein weiteres Ansteigen der Untergrundtemperaturen verhindert (Benz u. a., 2015b). Zur Quantifizierung des Nutzungspotenzials Münchens unter Berücksichtigung der hydraulischen und hydrostratigrafischen Randbedingungen erarbeitete Kerl u. a., 2012 ein hydrogeologisches Konzeptmodell.

Zhu u. a., 2010 schätzten aus regionalisierten städtischen Wärmeinseln im Untergrund verschiedener Städte ein physikalisches Nutzungspotenzial ab. In Abhängigkeit der Temperaturverteilung, der geothermischen Parameter und des Heizwärmebedarfs ergaben sich Nutzungsdauern zwischen 0.5 und über 155 Jahren.

Arola und Korkka-Niemi, 2014 untersuchten den Beitrag des Stadtwärmeeffekts in quartären Aquiferen Finnlands auf das geothermische Potenzial in der Heiz- und Kühlperiode kalter Regionen. Für eine gemessene Wärmeinselintensität von 3°C bis 4°C ermittelten sie eine Verringerung der Kühlkapazität um 40% bis 50% und eine Steigerung der Heizkapazität von 50% bis 60%.

Benz u. a., 2015b untersuchten mithilfe eines Energiebilanzmodells den anthropogenen Wärmeeintrag in den Untergrund. Ihre Untersuchungen ergaben eine potenzielle Deckung des Heizwärmebedarfs durch den Stadtwärmeeffekt von 32% in Karlsruhe und 9% in Köln.

**Regionale Wärmetransportmodellierung** Zhu u. a., 2014 untersuchten auf der Grundlage vorangegangener Temperaturmessungen im Stadtgebiet Kölns die Einflüsse der Urbanisierung in der Vergangenheit. In einem zweidimensionalen Modell (FEFLOW) bildeten sie die Grundwasserströmung und den Wärmetransport im Untergrund für verschiedene Temperaturtrends und Temperaturrandbedingungen an der Oberfläche ab. Auf diese Weise verdeutlichten sie den Wärmeeintrag aus dem Grundwasser in den Rhein aufgrund des konvektiven Wärmetransports.

Die potenzielle Heizkapazität urbaner Gebiete infolge der städtischen Wärmeinsel quantifizierten Arola u. a., 2016 für eine Stadt in Nordfinnland mit einer modellgestützten Simulation der thermischen Grundwassernutzung.

Epting und Huggenberger, 2013 simulierten für Basel unter der Berücksichtigung der Urbanisierung und der Wärmeverluste über Keller, der thermischen Grundwassernutzung,

saisonalen und langfristiger klimatischer Trends sowie der Interaktion zwischen dem Rhein und dem Grundwasser den thermischen Grundwasserzustand in einem dreidimensionalen Regionalmodell. Anschließend verwendeten sie das Modell zur Bestimmung eines nachhaltigen Nutzungskonzepts der Stadt Basel (Epting u. a., 2013).

Die Auswirkungen der Urbanisierung sind gegenüber den messbaren Klimawandelfolgen dominant (Epting und Huggenberger, 2013), (Gunawardhana u. a., 2011), (Henning und Limberg, 2012), (Eggelston und McCoy, 2015). Gunawardhana u. a., 2011 ermittelten beispielsweise neben dem Klimawandeleinfluss auch den Einfluss der vorangegangenen Urbanisierung auf Untergrundtemperaturen im Japanischen Sendai. Die beobachteten Temperaturänderungen konnten zu 75% auf die Stadtentwicklung und Flächennutzungsänderung der Vergangenheit zurückgeführt werden. Ihre Ergebnisse zeigten, dass die Grundwassertemperatur der betrachteten innerstädtischen Gebiete zukünftig stärker zunahm als die der landwirtschaftlich genutzten Flächen.

Mehrdimensionale Modelle sind ein nützliches Werkzeug, Ursachen und Wirkungen innerhalb eines komplexen Grundwassersystems a priori zu bestimmen. Mit ihnen können gleichzeitig die Einflüsse klimatischer Zukunftsprojektionen und der städtischen Nutzung für wechselnde Randbedingungen simuliert werden. Die Literaturlauswertung zeigt, dass einzelne Aspekte bereits in regionalen Modellen untersucht wurden. Eine Evaluierung der urbanen Temperaturverteilungen im Untergrund und des geothermischen Nutzungspotenzials unter Berücksichtigung aller klimawandelbedingt veränderten Einflussgrößen fehlt bisher.



## KAPITEL 3

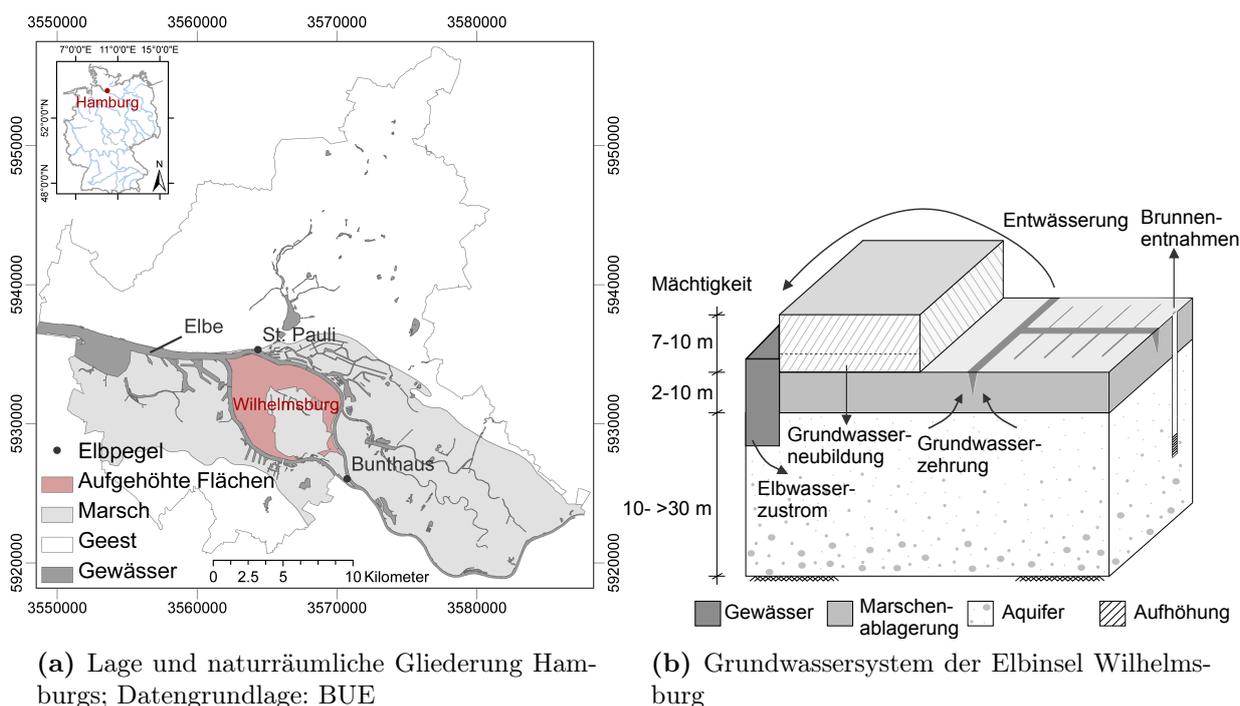
# Charakterisierung der Elbinsel Wilhelmsburg

---

Küstengebiete sind im besonderen Maße von den Folgen eines Klimawandels betroffen, da sie sowohl klimatischen Änderungen als auch einem Meeresspiegelanstieg ausgesetzt sind. Die Hansestadt Hamburg ist durch die Tideelbe mit der Nordsee verbunden und liegt etwa 100 Stromkilometer von ihr entfernt im Landesinneren. Einerseits stellt diese Verbindung die Hafenwirtschaft sicher, andererseits trägt der Elbstrom zur charakteristischen Gliederung der Hafenstadt in die hohe Geest und die tief liegende Elbmarsch bei, wie in Abbildung 3.1 (a) dargestellt ist.

Im Zentrum Hamburgs ist die Elbinsel Wilhelmsburg im Stromspaltungsgebiet der Tideelbe gelegen. Das zwischen Norder- und Süderelbe befindliche Gebiet umfasst auf einer Gesamtfläche von 52 km<sup>2</sup> die Stadtteile Wilhelmsburg, Veddel sowie kleiner Grasbrook und Steinwerder, in denen 52372 Einwohner leben (Stand 31.12.2013, Statistikamt Nord, 2015). Ihre Lage, aber auch die heterogene Nutzungsstruktur sowie der allseitige Einfluss der Elbe, zeichnen die Elbinsel als besonders betroffenes Untersuchungsgebiet im Hinblick auf mögliche Klimawandelfolgen aus. Aus hydrologischer Sicht ist Wilhelmsburg aufgrund seiner tief liegenden Marschflächen und der Insellage besonders von einem möglichen Elbwasseranstieg betroffen. Ferner bildet die herrschende Nutzungs- und Siedlungsstruktur das gesamte Hamburger Stadtgebiet kleinräumig gut ab. Diese Tatsache ist für die Betrachtung der thermischen Beeinflussung des oberflächennahen Untergrunds durch Klimawandel und Urbanisierung von Bedeutung. Neben den strukturellen Besonderheiten ist das Entwicklungspotenzial ein Grund für die Wahl Wilhelmsburgs als Interessengebiet. Unter der Überschrift 'Sprung über die Elbe' fördert der Hamburger Senat die Entwicklung und Aufwertung der Elbinsel, welche mit der *Internationalen Bauausstellung 2013* und der *Internationalen Gartenschau 2013* bereits begonnen haben (Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt, 2015).

Nachfolgend wird das Untersuchungsgebiet charakterisiert und dabei auf hydrologische und hydrogeologische Gegebenheiten eingegangen sowie der gegenwärtige thermische Zustand im Untergrund beschrieben. Anschließend wird der mit Klimamodellen im Untersuchungsgebiet bestimmte Klimawandel ausgewertet und theoretische Wechselwirkungen mit dem oberflächennahen Grundwasser daraus abgeleitet.



**Abbildung 3.1.:** Naturräumliche Gliederung des Hamburger Stadtgebiets und das konzeptionelle Grundwassersystem der Elbinsel Wilhelmsburg.

### 3.1. Lokales Grundwassersystem und geologischer Aufbau

Die Elbinsel Wilhelmsburg ist Teil der Hamburger Elbmarsch und ist allseitig von der Norder- und Süderelbe umgeben. Ihre Lage ist in Abbildung 3.1 (a) wiedergegeben. Sie befindet sich im Zentrum der Hansestadt Hamburg und beherbergt einen Großteil der Hamburger Hafenanlagen. Diese nördlichen Gebiete sind durch weitere Hafenbecken sowie Verbindungsgewässer gegliedert und die Geländeoberfläche bis > 5.0 m ü. NN zum Schutz vor Hochwasser erhöht. Das übrige Gebiet ist von einem Ringdeich umgeben und weist eine mittlere Geländehöhe von 0.0 m ü. NN bis 2.0 m ü. NN auf. Ein digitales Höhenmodell ist in Abbildung 3.7 (a) dargestellt, auf das im Zusammenhang mit der Beschreibung des Entwässerungssystems näher eingegangen werden wird.

Ihre vielseitige Nutzung ist ein weiteres Charakteristikum des Untersuchungsgebiets. Von den gewerblichen Hafengebieten im Nord-Westen über die im Zentrum vorherrschende Wohnnutzung dominieren den Süd-Osten der Insel dörfliche Strukturen mit Grünland- und Ackerbauflächen. Während in Hafennähe vornehmlich Mehrfamilienhäuser und Kleingewerbe angesiedelt sind, lockert die Siedlungsdichte im Zentrum der Insel durch eine zunehmende Einfamilienhausbebauung auf. Mit dem beobachteten Nutzungsgefälle geht

auch eine abnehmende Flächenversiegelung einher, die im Hafen Werte von bis zu 90% annimmt und in den Wohnsiedlungen ca. 50% des Flächenanteils entspricht. In den ländlichen Teilgebieten ist eine mittlere Versiegelung <10% zu erwarten. Im Rahmen der Oberflächen-temperaturabschätzung wird detailliert auf die Versiegelung im Hamburger Stadtgebiet eingegangen, die in Abbildung 5.16 auf Seite 118 dargestellt ist.

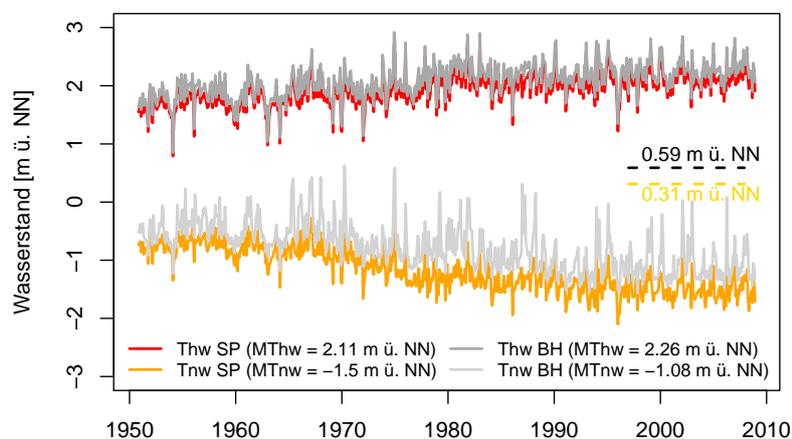
**Das Grundwassersystem Wilhelmsburgs** Die Untersuchungen zum Einfluss des Klimawandels auf das Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg werden für das oberflächennahe, gespannte Grundwasser durchgeführt. Das oberflächennahe Grundwassersystem ist in Abbildung 3.1 (b) schematisch dargestellt, in welchem der Grundwasserleiter von einer gering durchlässigen Schicht bedeckt wird. Ferner geht daraus hervor, dass das Grundwasser von der Elbe und dem Stauwasser der Hafengebiete gespeist wird, während ein Entwässerungssystem und Brunnenentnahmen als Grundwassersenkungen fungieren. Das geförderte Grundwasser wird vornehmlich für gewerbliche Zwecke genutzt.

Der Elbeinfluss ergibt sich aus dem hydraulischen Gefälle zwischen dem mittleren Elbwasserspiegel und dem Potenzial im angrenzenden Grundwasserleiter sowie dem hydraulischen Kontakt an der Gewässersohle. Zusätzlich zum Elbwasser versickert ein geringer Anteil des Gebietsniederschlags in den erhöhten Hafengebieten und perkoliert durch die Deckschicht in das Grundwasser.

Im Deichhinterland der Marschgebiete dient ein engmaschiges Grabensystem der Boden- und Oberflächenentwässerung. Die Grabenwasserstände befinden sich unter dem mittleren Grundwasserpotenzial, sodass Grundwasser in die Deckschicht und die Gräben aufsteigt. Zusammen mit dem infiltrierenden Bodenwasser und dem Oberflächenabfluss wird es schließlich in die Elbe eingeleitet. Aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit der Grundwasserleiterdeckschicht sowie des Entwässerungssystems kann a priori die Grundwasserneubildung in diesen Gebieten als gering eingeschätzt werden.

Infolge des direkten und allseitigen Einflusses der Elbe auf die Grundwasserverhältnisse sowie die in den erhöhten Gebieten stattfindende klimatische Grundwasserneubildung ist der erste Hauptgrundwasserleiter im Untersuchungsgebiet im Hinblick auf einen Elbwasseranstieg und veränderte Niederschläge in verstärkter Weise von der Wirkung des Klimawandels betroffen.

**Beobachtete Elbwasserstände entlang der Elbinsel Wilhelmsburg** Aufzeichnungen des Elbwasserstands erfolgen im Abschnitt des Untersuchungsgebiets an zwei Pegeln, die zur Bestimmung der notwendigen Parameter herangezogen wurden. Die Positionen der Pegel St. Pauli und Bunthaus zeigt Abbildung 3.1 (a). Monatsmittelwerte des Tidehochwassers (Tnw) und des Tideniedrigwassers (Thw) sind für einen Zeitraum zwischen 1950 und 2009 in Abbildung 3.2 dargestellt. Darin wird ein abnehmender Trend des Tnw sowie ein zunehmender Trend des Thw an beiden Pegeln deutlich. In dem betrachteten Zeitraum



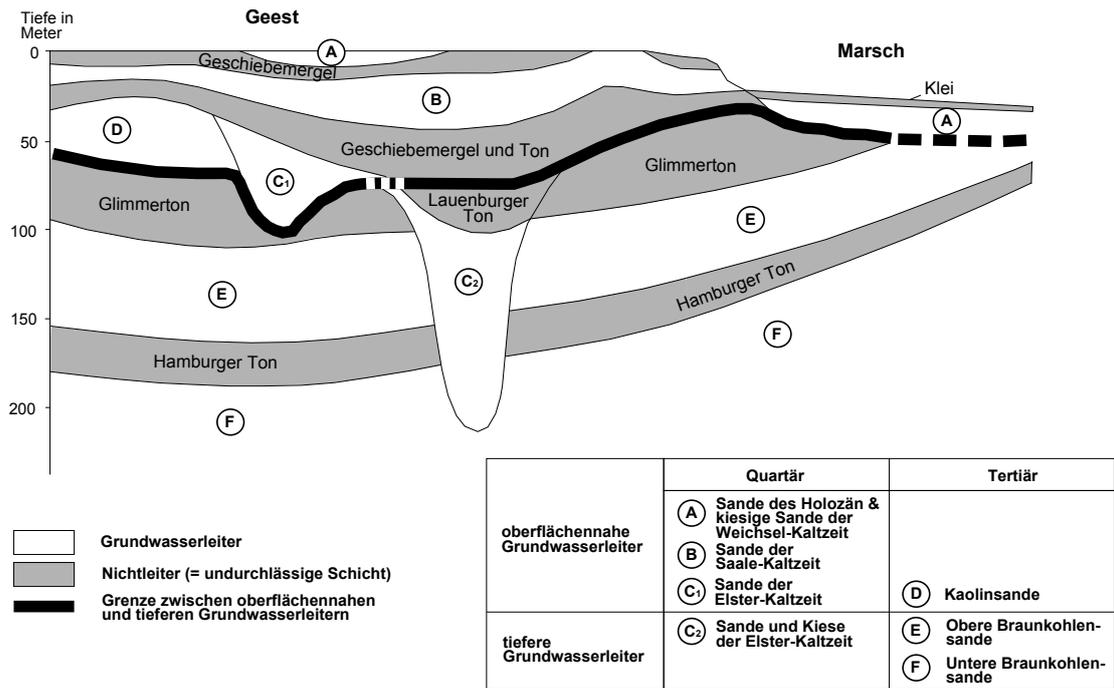
**Abbildung 3.2.:** Vergleich des Tidehochwassers (Thw) und des Tideniedrigwassers (Tnw) an den Pegeln Bunthaus (BH) und St. Pauli (SP). Angaben zum mittleren Elbwasserstand beziehen sich auf den Zeitraum 1997-2007; Messdatengrundlage: WSV.

nimmt das über 10 Jahre gemittelte Tnw am Pegel St. Pauli um 76 cm ab. Am Pegel Bunthaus ist die Änderung geringer und beträgt 60 cm. Die Entwicklung des Thw ist für beide betrachteten Pegel mit einer Zunahme von etwa 40 cm vergleichbar. Die beobachteten Änderungen sind im Wesentlichen auf die morphologische Entwicklung des Flussbetts und den Ausbau der Fahrrinne sowie die Hafenentwicklung zurückzuführen (bspw. Boehlich, 2003).

Für den Zeitraum 1997-2007 ergibt sich ein mittlerer Wasserstand von 0.59 m ü. NN am Pegel Bunthaus und von 0.31 m ü. NN am Pegel St. Pauli.

**Hydrogeologische Gliederung des Untergrunds** Das beschriebene Grundwassersystem bezieht sich auf den ersten und jüngsten, oberflächennahen Hauptgrundwasserleiter der Elbmarsch. Der geologische Aufbau des Hamburger Untergrunds ist das Resultat einer Reihe von aufeinander folgender Kalt- und Warmzeiten und gliedert sich in eine Abfolge von Lockergesteins- und Stillwasserablagerungen (Ehlers, 1993). Die aus Sanden und Kieseln wechselnder Mächtigkeit gebildeten Grundwasserleiterschichten entstanden zu Zeiten der Inlandvereisungen und werden durch Trennschichten aus feinen, gering durchlässigen Sedimenten hydraulisch voneinander getrennt (Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984). Abbildung 3.3 gibt den geologischen Aufbau im Hamburger Stadtgebiet schematisch wieder. Darin wird zwischen der hohen Geest und der tief liegenden Marsch sowie zwischen quartären, oberflächennahen und tertiären, tieferen Grundwasserleitern unterschieden.

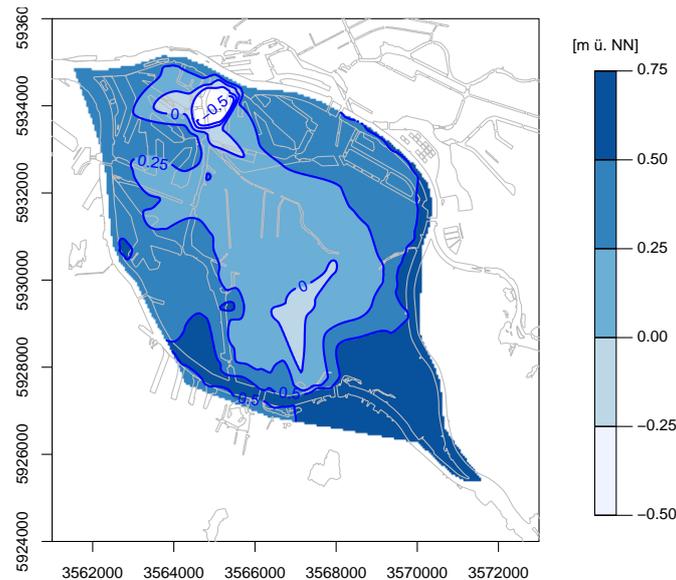
Zusätzlich zu den klimatischen Einflüssen ist der jüngste, oberflächennahe Marschgrund-



**Abbildung 3.3.:** Schematische Darstellung der geologischen Verhältnisse im Hamburger Stadtgebiet (verändert nach Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984).

wasserleiter durch die Entwicklung der Elbe geprägt. Erosionsprozesse und die häufige Verlagerung des Flusslaufs im Urstromtal führten zu Geländeabsenkungen und dem Fehlen einzelner stratigrafischer Einheiten (Ehlers, 1993). Er besteht aus einer Schicht grober, weichselzeitlicher Sande im Liegenden und darüber abgelagerter holozäner Feinsanden. Eine Schicht aus perimarinem Klei und stark organischer Böden, welche im Zuge der Trans- und Regression des Meeres im Holozän entstanden (Ehlers, 1993), überdecken den Grundwasserleiter. Mit dem Beginn der Eindeichung einzelner Flächen im 12. Jahrhundert wurden die täglichen Überflutungen und das Aufwachsen der Marsch im Gebiet Wilhelmsburgs beendet (Keesenberg, 1989). In der Folge liegt die natürliche Geländeoberfläche auf einem durchschnittlichen Niveau von 0.5 m ü. NN bis 1.0 m ü. NN (Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984). Eine Absenkung des Geländes erfolgte nachträglich durch die Entwässerung organischer Böden und daraus resultierender Setzungen (Müller, 1985).

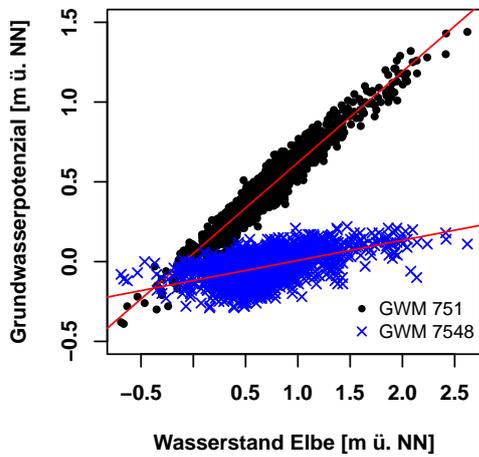
Im norddeutschen Raum ist ein Netz tief einschneidender Rinnen vorzufinden, die vornehmlich in der Saale- und Elster-Eiszeit als Folge der Gletscherentwässerung und -bewegung entstanden (Ehlers, 1993). Über dieses Rinnensystem ist ein hydraulischer Kontakt zwischen unterschiedlichen Grundwasserstockwerken möglich. Für den Austausch zum oberflächennahen Grundwasserleiter ist das Vorhandensein der Rinnenabdeckung relevant. Auch das Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg wird von einer Rinne gequert. Ihre Lage und Ausdehnung sowie ihre Bedeutung für das oberflächennahe Grundwasser wird im Zusam-



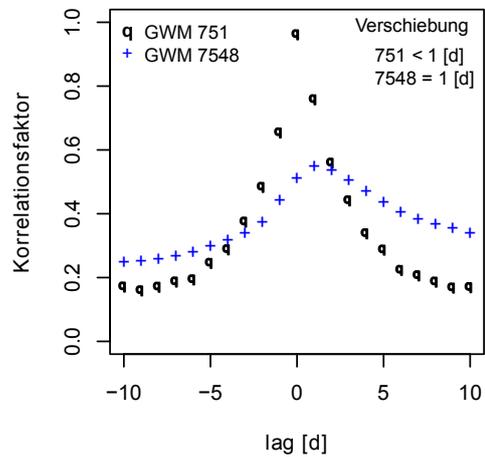
**Abbildung 3.4.:** Mittlerer Grundwassergleichenplan der Jahre 1997-2007 im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg (*spline*-Interpolatoin); Messdatengrundlage: BUE.

menhang mit der geologischen Strukturmodellierung in Abschnitt 4.2 auf Seite 54 näher erläutert.

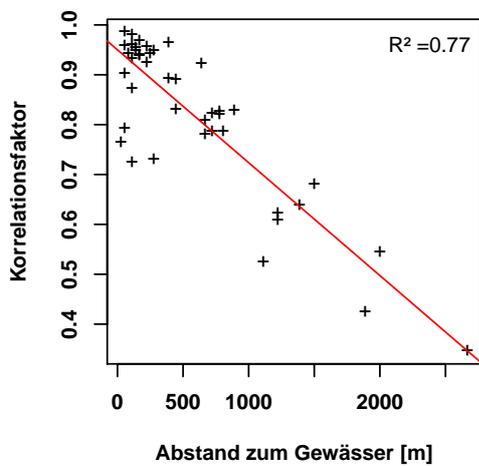
**Mittlere Grundwasserverhältnisse im oberflächennahen Grundwasser** Das Grundwassersystem der Elbinsel Wilhelmsburg wurde bereits qualitativ beschrieben und seine maßgeblichen Einflussgrößen benannt. Für die Jahre 1997-2007 gibt Abbildung 3.4 die mittleren Grundwassergleichen wieder, in denen die benannten Einflussgrößen zu erkennen sind. Als Randpotenzial für die Interpolation flossen mittlere Elbwasserstände in Norder- und Süderelbe ein. Es wird deutlich, dass im Wesentlichen ein Brunnenstandort im Norden zu einer erkennbaren Absenkung führt und Einfluss auf den Grundwasserhaushalt nimmt. Im Zentrum der Insel ist eine Abnahme des Grundwasserpotenzials erkennbar, die aus der Entwässerung folgt. Senkrecht auf die Grundwassergleichen resultiert eine von der Elbe ausgehende, ins Zentrum der Insel gerichtete Grundwasserströmung. Im Norden der Insel wird die Strömung von der Grundwasserentnahme abgelenkt. Um den Elbeinfluss auf das Grundwasser zu qualifizieren, wird das an den Messstellen 751 (174 m Abstand zur Elbe) und 7548 (2000 m Abstand zur Elbe) gemessene mittlere Grundwasserpotenzial dem am Pegel Bunthaus aufgezeichneten mittleren Elbwasserspiegel gegenüber gestellt. Abbildung 3.5 (a) zeigt an beiden Messstandorten einen linearen Zusammenhang zwischen dem Grundwasserpotenzial und dem Elbwasserstand. Korrespondierende maximale Korrelationskoeffizienten von 0.98 für die Messstelle 751 respektive 0.56 für die Messstelle 7548 sowie die resultierenden Phasenverschiebungen sind in Abbildung 3.5 (b) dargestellt.



(a) Korrelation zwischen Grundwasser und Elbe



(b) Phasenverschiebung (lag) in Tagen und Korrelationskoeffizienten



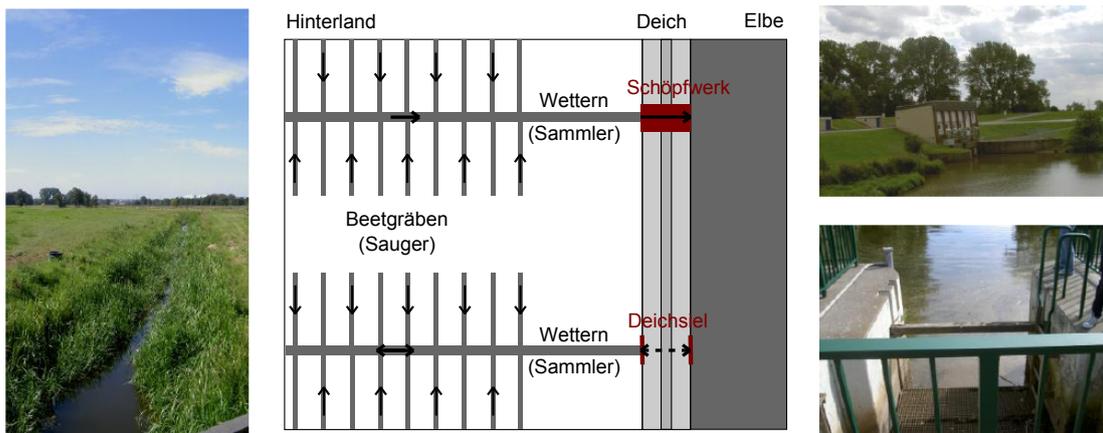
(c) Korrelationskoeffizienten vs. Abstand zur Elbe

**Abbildung 3.5.:** Zusammenhang zwischen Tagesmittelwerten des Elbwasserspiegels und des Grundwasserpotenzials der Grundwassermesstellen 751 (174 m Abstand zur Elbe) und 7548 (2000 m Abstand zur Elbe); Messdatengrundlage: BUE, WSV.

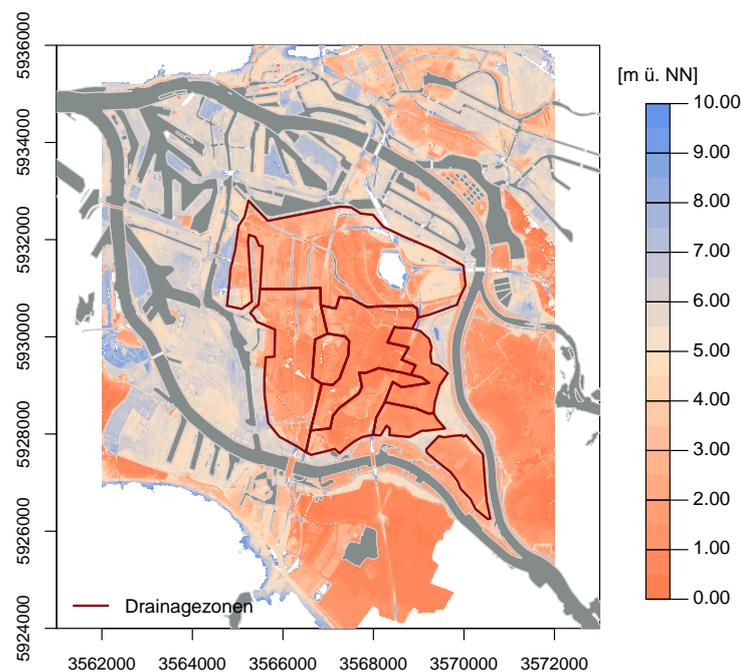
Die beobachtete Abnahme des Elbeinflusses mit zunehmender räumlicher Distanz wird durch die in Abbildung 3.5 (c) abgebildete Gegenüberstellung der Korrelationskoeffizienten aller Messstandorte zum Elbabstand bestätigt, welche ebenfalls einen annähernd linearen Zusammenhang aufweist. Die zunehmende zeitliche Verzögerung als auch die Abnahme der Korrelationskoeffizienten mit größer werdendem Abstand zur Elbe lassen sich auf die hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters zurückführen. Ist das Verhältnis zwischen dem Speicherkoeffizienten und der Transmissivität groß, führt dies zu einer größeren zeitlichen Verzögerung und Amplitudendämpfung des sich im Grundwasser fortpflanzenden instationären Signals, wie es auch für die Tideausbreitung im Grundwasser beobachtet werden kann (bspw. Langguth und Voigt, 1980). Aus den gespannten Grundwasserverhältnissen und der vernachlässigbaren Speicheränderung während der Impulsausbreitung ergibt sich eine schnelle Fortpflanzung der zeitlichen Wasserstandsänderungen in der Elbe. Die Abnahme der Schwankungsbreite ist schließlich für kleinere Korrelationskoeffizienten verantwortlich. Zusätzlich zu dem Einfluss der Aquifereigenschaften gewinnen mit zunehmendem Abstand zur Elbe weitere Randbedingungen, wie stehende Gewässer oder das Entwässerungssystem, an Bedeutung, die sich vornehmlich auf das mittlere Grundwasserpotenzial auswirken.

**Funktion der Entwässerung** Das Entwässerungssystem Wilhelmsburgs ist historisch gewachsen und dient der Trockenlegung sowie Nutzbarmachung der tief liegenden Gebiete (Amt für Wasserwirtschaft, 1998). Mit Hilfe des Systems kann das hoch anstehende Grundwasserpotenzial und die Lage der gesättigten Bodenzone kontrolliert werden. Im Untersuchungsgebiet findet sich ein enges Netz aus Entwässerungsgräben, sogenannte Wettern, über welche das an der Oberfläche abfließende Niederschlagswasser, infiltrierendes Bodenwasser sowie unterirdisch aufsteigendes Grundwasser Schöpfwerken und Sielen zugeführt und in die Elbe geleitet wird. Die Funktion und Bestandteile des Systems sind in Abbildung 3.6 vereinfacht dargestellt.

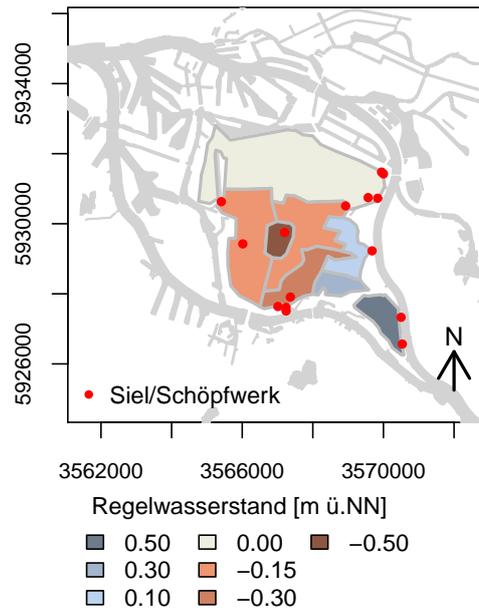
Die Organisation und Bewirtschaftung des Entwässerungssystems erfolgt in einzelnen Teilgebieten (Polder), die jeweils einem oder mehreren Auslässen zugeordnet sind. Abbildung 3.7 gibt das digitale Geländemodell des Untersuchungsgebiets und die in der tief liegenden Marsch ausgezeichneten Wasserstandzonen wieder. Innerhalb dieser einzelnen Entwässerungsgebiete werden in den Wettern definierte Regelwasserstände gehalten. Im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg liegen diese zwischen 0.5 m ü. NN und -0.5 m ü. NN, wie aus Abbildung 3.8 hervor geht. Ersichtlich ist darin auch die Lage der Siele und Schöpfwerke. Zum Teil werden innerhalb eines Polders Sommer- und Winterwasserstände eingestellt, bei denen eine Mindestwassertiefe von 40 cm aus Gründen des Naturschutzes angestrebt wird (Amt für Wasserwirtschaft, 1998). Von den äußeren, elbnahen Teilgebieten hin zum Zentrum des Entwässerungsgebiets nehmen die Wasserstände ab. Dies führt zu der anhand der Grundwassergleichen gezeigten charakteristischen Absenkung des Grundwasserpoten-



**Abbildung 3.6.:** Schematische Darstellung der Bestandteile und Funktion des Entwässerungssystems im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg; eigene Fotos, Entwässerungsschema verändert nach Studio Urbane Landschaften, 2008.



**Abbildung 3.7.:** Zonierung des Entwässerungssystems und digitales Geländemodell; Datengrundlage: BUE.



**Abbildung 3.8.:** Regelwasserstände des Entwässerungssystems der Elbinsel Wilhelmsburg; Datengrundlage: Amt für Wasserwirtschaft, 1998.

zials im Inselzentrum. Den dadurch erzeugten hydraulischen Gradienten zwischen dem Grundwasser und der Elbe bewirkt den Zustrom von Elbwasser in den Aquifer.

### 3.2. Unterirdisches Temperaturfeld und Stadtwärmeeffekt

Das Grundwasserpotenzial im Stadtgebiet Hamburgs wird mit Hilfe eines Netzes von Grundwassermessstellen überwacht. Die in definierten Intervallen stattfindende Registrierung des Potenzials erfolgt mit Hilfe elektronischer Messgeräte. Diese nehmen zur Korrektur der Standrohrspiegelhöhe auch die lokal herrschende Untergrundtemperatur auf.

Für das gesamte Stadtgebiet wurden diese von der BUE (Behörde für Umwelt und Energie in Hamburg) erhobenen Untergrundtemperaturen zur Untersuchung möglicher klimawandelbedingter Änderungen des Temperaturfelds zur Verfügung gestellt. Die Daten wurden gesichtet, auf Plausibilität überprüft, von Messfehlern bereinigt und auf einem Gitternetz mit einer Zellweite von 125 m interpoliert (*ordinary kriging*). Die Messstellenauswahl erfolgte anhand der Sondenabhängelänge zwischen 7 m und 10 m sowie der Anzahl der über das Jahr verteilten Tagesmittelwerte (> 50). Basierend auf dieser Vorauswahl wurden die berücksichtigten Temperaturzeitreihen einzeln betrachtet und unpassende Messstellen entfernt.

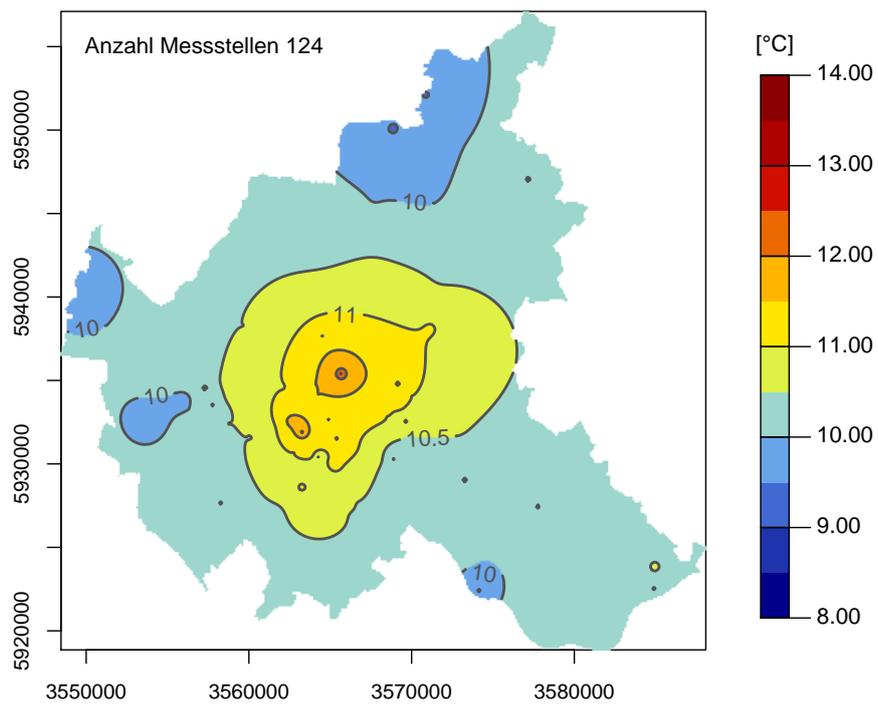
Für ein Tiefenintervall von 7 m bis 10 m u. GOK ist die Temperaturverteilung des Jahres 2009 im gesamten Hamburger Stadtgebiet in Abbildung 3.9 dargestellt. Auf Basis der

Isothermen wird eine räumliche Temperaturdifferenz von 2°C zwischen dem ländlichen Umland und stark versiegelten innerstädtischen Gebieten deutlich, die mit mittleren Wärmeinseln im Untergrund sechs weiterer deutscher Städte nach Menberg u. a., 2013b vergleichbar ist. Es besteht eine qualitative Korrelation zwischen den ermittelten Untergrundtemperaturen und der Siedlungsstruktur im Hamburger Stadtgebiet, wie ein Vergleich der Temperaturverteilung mit der Flächenversiegelung in Abbildung 5.16 auf Seite 118 zeigt. Für den Bereich der Elbinsel Wilhelmsburg geht aus Abbildung 3.9 (b) ein vergleichbarer, charakteristischer Temperaturverlauf hervor. Dieser ist auf die heterogene Nutzung der Elbinsel zurückzuführen und folgt der beschriebenen Siedlungs- und Versiegelungsstruktur. Im Nord-Westen wird das Gebiet durch den Hafen geprägt, während im Süd-Osten dörfliche und landwirtschaftlich geprägte Strukturen vorherrschen. Die Landnutzung nimmt Einfluss auf die Bodenoberflächentemperatur (Ferguson und Woodbury, 2007), die neben dem Wärmeeintrag über Keller und Gebäude den stärksten Einfluss auf die Untergrundtemperatur ausübt (Benz u. a., 2015b), (Menberg u. a., 2013a). Eine Beeinflussung durch in das Grundwasser reichende unterirdische Bauten wird nicht berücksichtigt, da diese aufgrund des hoch anstehenden Grundwassers Wilhelmsburgs seltener vorzufinden sind. Es stellt sich jedoch die Frage, inwieweit die beobachtete Temperaturverteilung durch geogene Temperaturanomalien in der Tiefe beeinflusst wird.

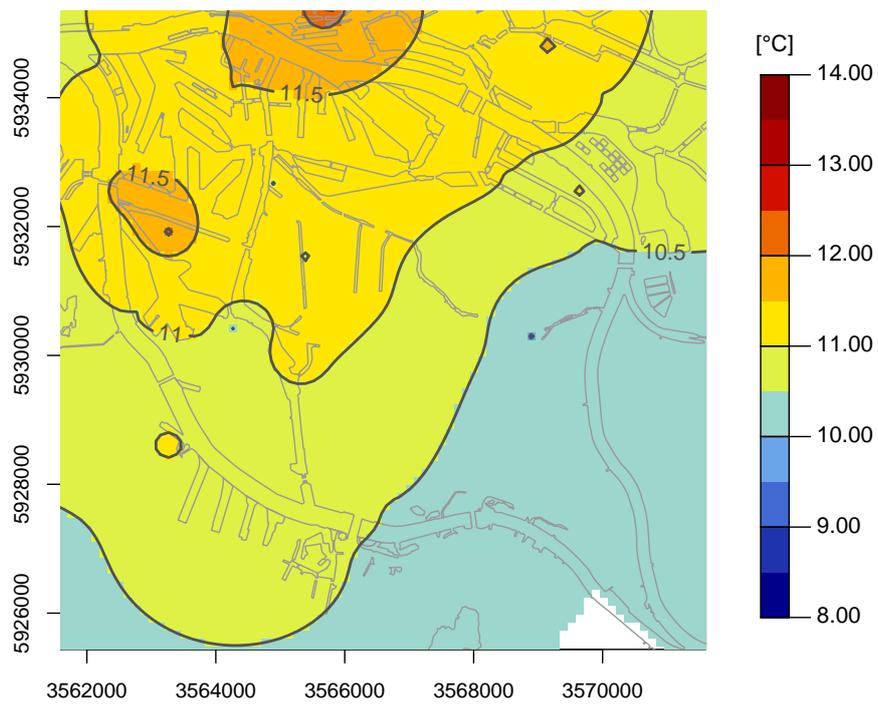
### 3.3. Klimawandel in Wilhelmsburg

Der beobachtete, globale Klimawandel wird sowohl auf natürliche Einflüsse als auch anthropogene Ursachen zurückgeführt (Solomon u. a., 2007). Die Beeinflussung der Energiebilanz geschieht sowohl durch eine veränderte Sonneneinstrahlung als auch durch die Anreicherung anthropogener Treibhausgase, wie Kohlendioxid und Methan (Solomon u. a., 2007). Letztere gelangen durch die Nutzung fossiler Energieträger und landwirtschaftliche Aktivitäten in die Atmosphäre und bewirken eine verstärkte Rückstrahlung der an der Erdoberfläche reflektierten Energie. Auch Landnutzungsänderungen bewirken eine Veränderung der Energiebilanz und eine resultierende Erwärmung (Solomon u. a., 2007). Beispiele dafür sind die Verringerung kühlender Grünflächen durch Waldrodung oder eine verringerte Reflexion der Energie an der Erdoberfläche in Städten und Ballungszentren. Die Prozesse und Wechselwirkungen werden zur Quantifizierung des zukünftigen Klimawandels auf globaler und regionaler Ebene anhand komplexer Klimamodelle abgebildet und ausgewertet.

In der Klimawandelfolgenforschung finden Ergebnisse regionaler Klimamodelle zum Antrieb von Wirkmodellen Verwendung, um die Folgen einer Klimaänderung regional abschätzen und beurteilen zu können (Nationales Komitee für Global Change Forschung, 2009). Ein sich dabei ergebendes Problem ist die Bandbreite der Klimamodellergebnisse. Die Ursachen für die Vielzahl an Ergebnissen sind die Klimamodellunsicherheiten, die natürliche Klimavariabilität sowie die Unsicherheit über die zukünftige Entwicklung wesentlicher Ein-



(a) Hamburger Stadtgebiet



(b) Wilhelmsburg

**Abbildung 3.9.:** Regionalisierte mittlere Untergrundtemperaturen in 7 m bis 10 m u. GOK für das Jahr 2009; Messdatengrundlage: BUE.

**Tabelle 3.1.:** Ausgewertete Klimaszenarien und Realisierungen für die Modelle REMO und CLM. Datengrundlage: *World Data Center for Climate (WDCC)*

| Szenario | Modell, Realisierung |        |       |       | Zeitscheibe |      |
|----------|----------------------|--------|-------|-------|-------------|------|
|          | REMO 1               | REMO 2 | CLM 1 | CLM 2 |             |      |
| C20      | +                    | +      | +     | +     | 1971-2000   |      |
| A1B      | +                    | +      | +     | +     | 2036        | 2071 |
| B1       | +                    | –      | +     | +     | –           | –    |
| A2       | +                    | –      | –     | –     | 2065        | 2100 |

flussgrößen (Rechid u. a., 2014). Unsicherheiten im Klimamodell ergeben sich einerseits aus der Modellnestung, bei welcher ein gröber diskretisiertes Modell Randbedingungen für ein feiner diskretisiertes, regionales Modell liefert. Ferner führen die Modellapproximation der natürlichen Prozesse sowie die Parametrisierung zu Ergebnisunsicherheiten (Rechid u. a., 2014). Es wird daher empfohlen, unterschiedliche zukünftige Entwicklungsszenarien, Regionalmodelle sowie Realisierungen eines Szenarios als Antrieb für die Wirkmodelle zu verwenden und auf diese Weise verschiedene Entwicklungsmöglichkeiten abzubilden (Rechid u. a., 2014). Dieser Empfehlung folgend werden für das Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg Klimamodellergebnisse ausgewertet und der Klimawandel quantifiziert. Nachfolgend wird auf Niederschlags- und Temperaturänderungen als maßgebliche Antriebsgrößen eingegangen.

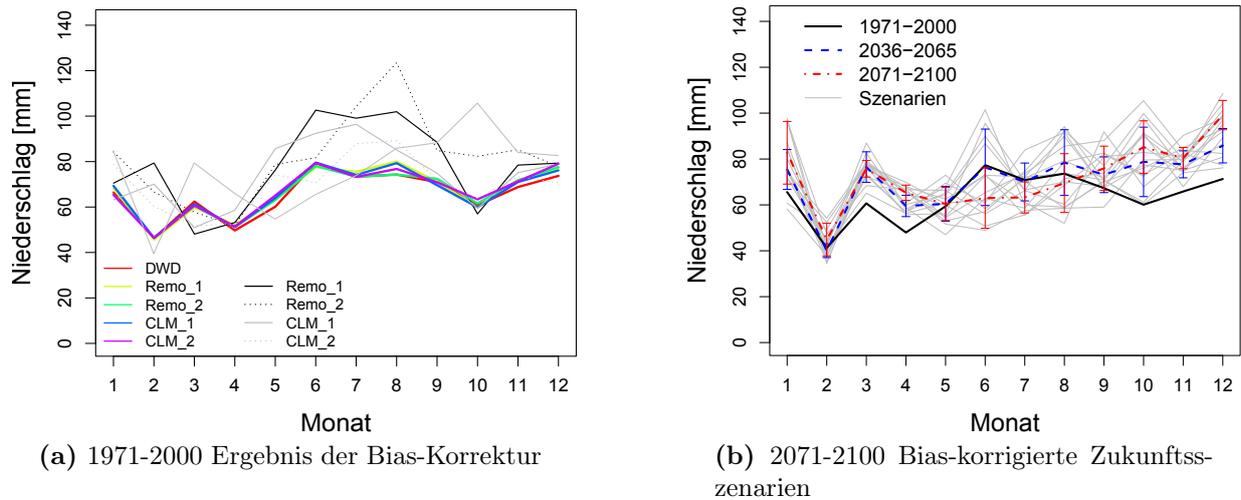
Zur Extraktion der notwendigen Klimaparameter wird nach den Empfehlungen der Querschnittsaufgabe Klimawandel des KLIMZUG-NORD Projektes vorgegangen und ein Mittelwert über vier, das Modellgebiet einschließende Modellgitterzellen bestimmt. Eine Übersicht der verwendeten Modelle, Szenarien und Regionalisierungen gibt Tabelle 3.1. C20 bezeichnet das von den Regionalmodellen REMO (REgional MOdel) und CLM (Community Land Model) modellierte Klima des 20. Jahrhunderts. Die Zukunftsszenarien A1B, B1 und A2 entsprechen den SRES (Special Report on Emission Scenarios) und beschreiben die zukünftige Entwicklung der Treibhausgase in der Atmosphäre (Rechid u. a., 2014). Ihre wesentlichen Merkmale sind in Abbildung 3.10 zusammengefasst. Die A-Szenarien sind demnach ökonomisch orientiert, während die B-Szenarien ökologisch ausgerichtet sind. Gleichzeitig steht 1 für globale Lösungsstrategien zur Energieversorgung. Die mit 2 kategorisierten Szenarien berücksichtigen vermehrt regionale Problemlösungen. Detaillierte Informationen zu den verwendeten Regionalmodellen und ihren Ergebnissen ist der Fachliteratur zu entnehmen (bspw. Rechid u. a., 2014, Walkenhorst und Stock, 2009). Als Referenz und Vergleichswerte werden an der Station Neuwiedenthal vom DWD (Deutscher Wetterdienst) gemessene Daten verwendet.



Abbildung 3.10.: Globale Entwicklungsszenarien (SRES) gemäß IPCC.

**Quantifizierung des zu erwartenden Klimawandels in Wilhelmsburg** Einen Vergleich modellierter, 30-jähriger Mittelwerte des Niederschlags im Referenzzeitraum 1971-2000 mit Messwerten des DWD gibt Abbildung 3.11 (a) wieder. Zu beobachtende systematische Abweichungen der in Schwarz und Grau dargestellten Klimaszenarien zu gemessenen Niederschlägen (Rot) beruhen auf den oben beschriebenen Modellunsicherheiten, während die untereinander feststellbaren Modellunterschiede aus der Klimavariabilität resultieren (Rechid u. a., 2014).

Rechid u. a., 2010 folgern für die Metropolregion Hamburg, dass die natürliche Klimavariabilität einen erheblichen Anteil an der Bandbreite der Klimasimulationen hat und diese nicht korrigiert werden kann. Des Weiteren wird darauf hingewiesen, dass bei einer Korrektur der einzelnen Klimaparameter eine Inkonsistenz der korrigierten Parameter und eine Veränderung des Klimasignals entstehen kann (Nationales Komitee für Global Change Forschung, 2009). Die insbesondere in den Sommermonaten zu beobachtenden Modellabweichungen sind für den Antrieb hydrologischer Wirkmodelle aufgrund der darin abgebildeten, nicht-linearen Prozesse problematisch. Um eine realistische Projektion zukünftiger Verhältnisse anhand hydraulischer Modelle zu erzielen, werden zur Anpassung der modellierten Werte an gemessene Daten Downscaling- und Korrekturverfahren auf die Vergleichszeiträume und Zukunftsszenarien angewendet. Basierend auf diesen korrigierten Datensätzen werden Änderungen der hydrologischen Zielparameter mit Wirkmodellen bestimmt (Nationales Komitee für Global Change Forschung, 2009). Für die Elbinsel Wilhelmsburg werden Tageswerte des Niederschlags, der Globalstrahlung sowie der Luftfeuchte mit der *Quantile-Mapping*-Methode korrigiert und die im Referenzzeitraum 1971-2000 er-

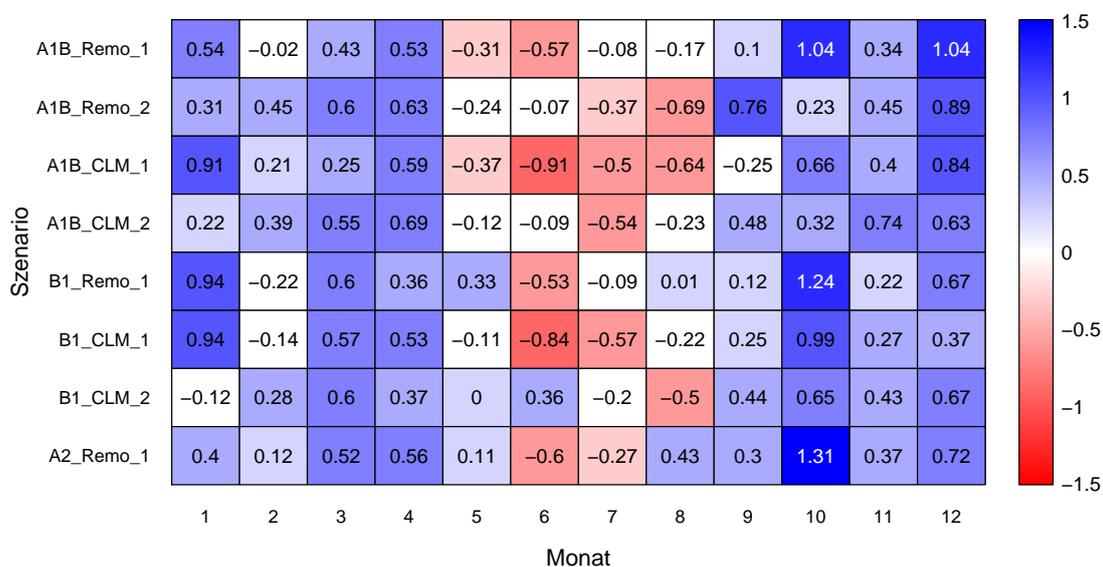


**Abbildung 3.11.:** Vergleich 30-jähriger monatlicher Mittelwerte des unkorrigierten mit dem Bias-korrigierten Niederschlag für das Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg im (a) Referenzzeitraum (1971-2000) und (b) am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100); Rohdatengrundlage: DWD, *World Data Center for Climate (WDCC)*.

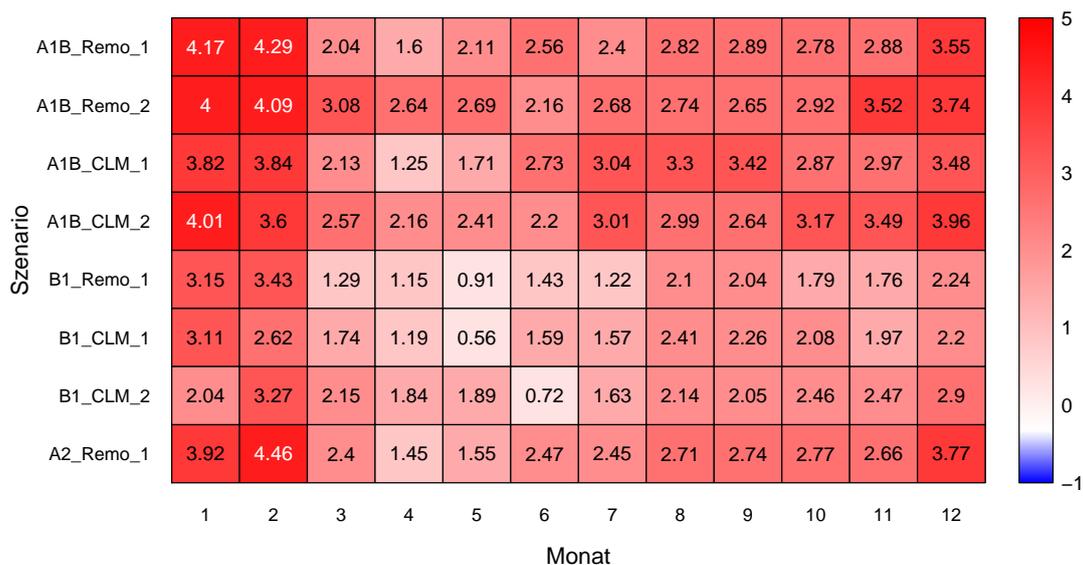
mittelten Korrekturvorschriften auch auf Zukunftsszenarien angewendet. Hingegen werden die Temperatur und Windgeschwindigkeit linear korrigiert. Teutschbein und Seibert, 2010 geben einen Überblick über Strategien und verwendete Korrekturverfahren zur Untersuchung hydrologischer Klimawandelfolgen. Das zugrunde liegende statistische Verfahren zur Korrektur des Niederschlags erläutern Piani u. a., 2010.

Die korrigierten mittleren Niederschlagssummen im Referenzzeitraum 1971-2000 sind farbig in Abbildung 3.11 (a) dargestellt und zeigen eine gute Übereinstimmung mit gemessenen Monatswerten. Sie weisen lediglich im August eine leichte Überschätzung und im Oktober eine geringe Unterschätzung auf.

Die Bandbreite der zukünftigen mittleren Niederschläge für die Zeitscheiben 2036-2065 und 2071-2100 zeigt Abbildung 3.11 (b). Die Fehlerbalken geben darin die Spannweite des Klimasignals im betrachteten Monat wieder, welche in beiden Zeitscheiben in den Sommermonaten am größten ausfällt. Ferner zeigen die Modelle für beide Zeiträume tendenziell eine Zunahme des monatlichen Niederschlags im Winter, Frühjahr und Herbst. Während für die Mitte des 21. Jahrhunderts keine deutliche Tendenz der Sommerniederschläge erkennbar ist, zeigen die Szenarien für das Ende des Jahrhunderts eine Abnahme der Niederschläge. In der Folge nehmen die saisonalen Schwankungen in diesem Zeitraum zu. Dieses Ergebnis wird durch die in Abbildung 3.12 (a) dargestellten absoluten Änderungen des Niederschlags für 2071-2100 konkretisiert. Alle Szenarien zeigen eine Zunahme der mittleren, täglichen Niederschläge in den Monaten September bis April. Hingegen nehmen diese in allen Szenarien in den Monaten Mai bis August ab.



(a) Absolute mittlere Niederschlagsänderung [mm/d]



(b) Absolute mittlere Temperaturänderung [°C]

**Abbildung 3.12.:** Mittlere absolute Änderung des Niederschlags und der Temperatur aller Szenarien zwischen dem Referenzzeitraum (1971-2000) und dem Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

**Tabelle 3.2.:** Mittlerer Jahresniederschlag und szenarienabhängige Änderung in 2071-2100; Rohdatengrundlage: DWD, *World Data Center for Climate (WDCC)*.

| Szenario      | Niederschlag [mm/a] | Änderung [%] |
|---------------|---------------------|--------------|
| DWD 1971-2000 | 761                 |              |
| CLM A1B 1     | 815                 | 7.1          |
| Mittelwert    | 865                 | 13.7         |
| REMO A2 1     | 902                 | 18.5         |

Aus den Ergebnissen der A1B Szenarienläufe wird das Signalspektrum ersichtlich. Zum einen erzeugt CLM für dasselbe Szenario größere absolute Änderungen als REMO. Ferner ergeben sich in der zweiten Realisierung beider Regionalmodelle durchschnittlich geringere Änderungen als in der ersten Realisierung. Grundsätzlich zeigen alle A1B-Läufe dieselbe Tendenz bei unterschiedlicher Ausprägung. Dass auch die übrigen Szenarienläufe trotz unterschiedlicher Entwicklungen eine Zunahme der saisonalen Niederschläge wiedergeben, unterstützt die Aussagen hinsichtlich einer zunehmenden Saisonalität des Niederschlags zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

Der mittlere gemessene Jahresniederschlag an der DWD-Station Neuwidenthal für den Zeitraum 1971-2000 beträgt 761 mm. Anhand der Klimaszenarien lassen sich bezogen auf die Änderung des Jahresniederschlags zum Ende des 21. Jahrhunderts ein minimales (CLM A1B 1) Szenario mit einem Jahresniederschlag von 815 mm und ein maximales Szenario (REMO A2 1) mit einem Jahresniederschlag von 902 mm ermitteln, wie Tabelle 3.2 entnommen werden kann. Die zu erwartende Änderung zum Ende des 21. Jahrhunderts entspricht einer Zunahme um 7% bis 18.5%. Die geringen jährlichen Änderungen sind auf die gegensätzlichen saisonalen Tendenzen mit zunehmenden Winterniederschlägen und abnehmenden Sommerniederschlägen zurückzuführen. Es wird jedoch auch eine Dominanz der zunehmenden Winterniederschläge deutlich.

Das Klimasignal, das sich für die mittlere Temperatur aus Abbildung 3.12 (b) für 2071-2100 ableitet, ist im Vergleich zu den Niederschlägen eindeutiger. Für das Ende des 21. Jahrhunderts ermitteln die Modelle eine Temperaturänderung von etwa 0.7°C bis 3.3°C im Sommer und von 2.0°C bis ca. 4.0°C im Winter. Generell zeigen die Szenarienläufe des B1 Szenarios beider Regionalmodelle eine mildere Temperaturänderung für das Untersuchungsgebiet als die übrigen Szenarien. Bezogen auf das Jahresmittel ergibt sich eine Spannweite der Änderungen zwischen 1.88°C für REMO B1 1 und 3.08°C für REMO A1B 2.

**Entwicklung der Extremniederschläge in der Metropolregion Hamburg** Für die Betrachtung der Entwässerungssituation ist die Kenntnis über die Entwicklung der

**Tabelle 3.3.:** Entwicklungsbandbreite hydrologischer Klimaparameter zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) bezogen auf den Referenzzeitraum (1961-1990) (Norddeutsches Klimabüro, 2015).

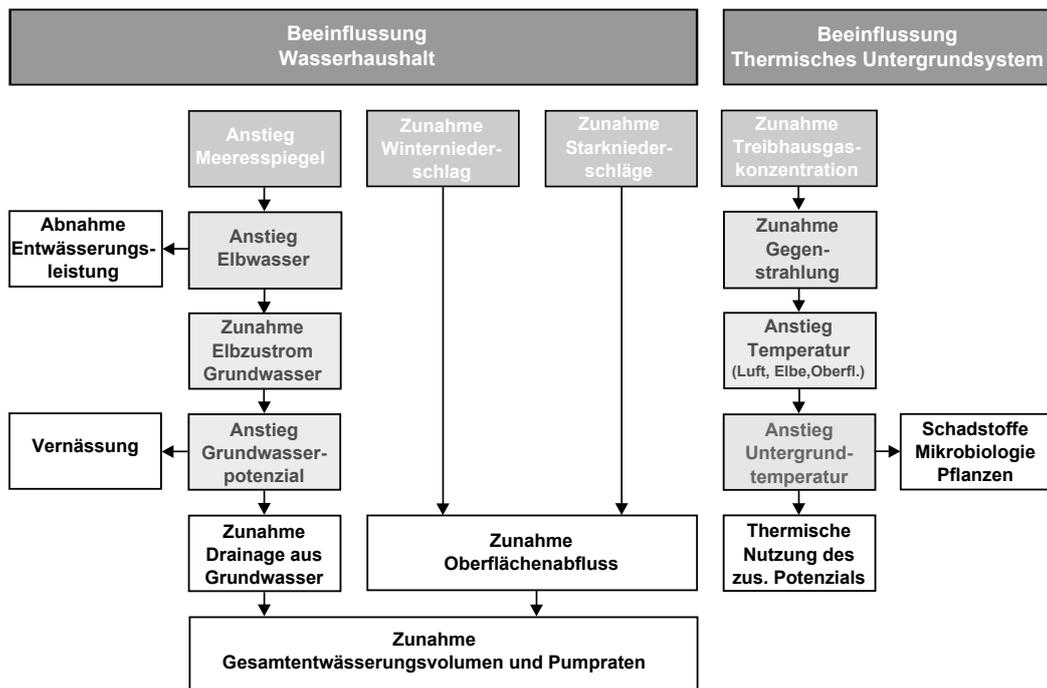
| Parameter      | Jahr       | Frühling  | Sommer    | Herbst    | Winter    |     |
|----------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----|
| Regentage      | -15 bis +3 | -2 bis +4 | -20 bis 0 | -5 bis +2 | 0 bis +8  | [d] |
| Starkregentage |            |           |           |           |           |     |
| 10 mm/d        | +1 bis +10 | 0 bis +1  | -2 bis +2 | +1 bis +3 | +1 bis +5 | [d] |
| 20 mm/d        | 0 bis +3   | 0 bis +1  | 0 bis +1  | 0 bis +1  | 0 bis +1  | [d] |

Extremniederschläge von Bedeutung, da sie die Auslegungsgrundlage des Systems darstellen und die maximal abzuführenden Oberflächenabflüsse bestimmen. In Tabelle 3.3 ist die Entwicklungstendenz abgeleiteter Klimaparameter für die Metropolregion Hamburg zusammengefasst (Norddeutsches Klimabüro, 2015).

Die Klimamodelle zeigen für die Metropolregion Hamburg eine Abnahme der Regentage innerhalb des gesamten Jahres und des Sommers. Im Gegensatz dazu nimmt im Frühjahr und Winter die Anzahl der Regentage tendenziell zu. Gleichzeitig ist anhand der ausgewerteten Modellergebnisse mit einer Zunahme der Starkregentage zu rechnen, an denen die Tagesniederschlagssummen 10 mm/d bzw. 20 mm/d übersteigen. Dies wird insbesondere für den Winter bei einem Schwellenniederschlag von 10 mm/d deutlich.

Eine Befragung der im Modellgebiet tätigen und zuständigen Akteure ergab, dass bereits in der Gegenwart die Belastung des Entwässerungssystems im Winter groß sei und bei Starkniederschlägen zu Problemen führen kann (Meier u. a., 2014). Mögliche Ursachen dafür sind zum einen die geringe Evapotranspiration und zum anderen die im Winter messbaren erhöhten Grundwasserpotenziale und Elbwasserstände.

**Meeresspiegeländerungen und resultierende Elbwasserstände** Mit der globalen Erwärmung geht ein beobachteter Anstieg des Meeresspiegels einher. Als Ursachen dafür geben Solomon u. a., 2007 die Änderung der Ozeanbecken, eine Zunahme der Wassermassen durch Abschmelzen von Eisschilden und die thermische Ausdehnung des Wassers aufgrund thermischer Dichteänderungen an. Klimaprojektionen bestimmen für die Entwicklung des globalen Meeresspiegelanstiegs für das Ende des 21. Jahrhunderts einen Anstieg zwischen 0.18 m und 0.59 m in Abhängigkeit des betrachteten Entwicklungsszenarios. Der Vergleich erfolgte zwischen 1980-1999 und 2090-2099. Ferner wurde das beschleunigte Abschmelzen der Eisschilde unberücksichtigt gelassen. Eine Änderung der Fließgeschwindigkeit des Eisflusses ist jedoch nicht ausgeschlossen. Unter der Annahme, dass der Eisfluss linear mit der projizierten mittleren Temperatur zunimmt, müssten die für einzelne Szenarien modellierten Anstiege um 10 cm bis 20 cm erhöht werden (Solomon u. a., 2007),



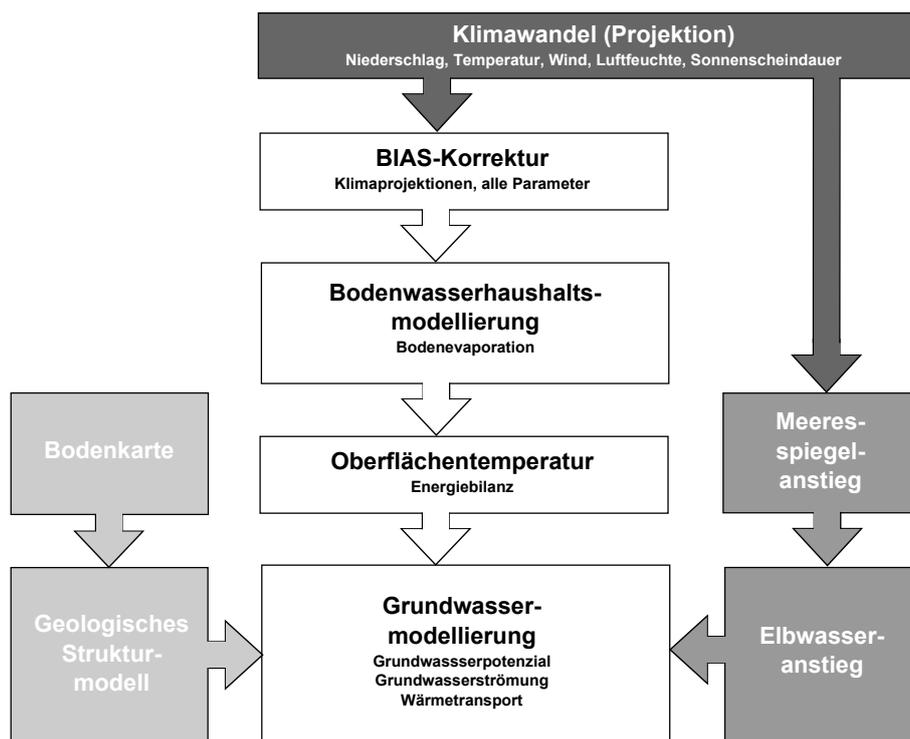
**Abbildung 3.13.:** Qualitative Wirkungszusammenhänge zwischen dem Klimawandel und dem oberflächennahen Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg.

sodass sich eine korrigierte Spannweite von 0.18 m bis 0.79 m ergäbe. Die Zusammenhänge und Entwicklungen sind jedoch nicht hinreichend bekannt. Ferner kann die Ausprägung des Meeresspiegelanstiegs regional variieren.

Für die im Projekt KLIMZUG-NORD angestellten Untersuchungen wurde ein einheitliches Vorgehen bezüglich des Meeresspiegelanstiegs getroffen und basierend auf den Ergebnissen von Solomon u. a., 2007 eine Spannweite bis 2100 von 0.2 m bis 0.8 m festgelegt. Diese Werte stimmen mit den von Gönnert u. a., 2009 getroffenen Schlussfolgerungen für die Deutsche Bucht überein.

### 3.4. Wechselwirkungen zwischen Klimawandel und Grundwasser

Basierend auf dem projizierten Klimawandel sowie der in Abschnitt 2.1 beschriebenen Klimawandelfolgen in Marschgebieten werden die für Wilhelmsburg zu erwartenden Grundwasserbeeinflussungen abgeleitet, die im Rahmen numerischer Modelluntersuchungen quantifiziert und bewertet werden. Abbildung 3.13 gibt einen Überblick der berücksichtigten hydrologischen und thermischen Klimawandelfolgen und Wechselwirkungen.



**Abbildung 3.14.:** Das methodische Vorgehen und die verwendete Modellkette zur Bestimmung des Klimawandeleinflusses auf das oberflächennahe Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg.

Der Meeresspiegelanstieg führt zu einer Erhöhung der mittleren Elbwasserstände. Bei gleichzeitig konstanten Wetterwasserständen im Entwässerungssystem nimmt die Entwässerungsleistung ab, sofern die maximal überwindbare hydraulische Druckhöhe der Schöpfwerkspumpen erreicht wird. Siele entwässern dem hydraulischen Gradienten folgend bei Tideniedrigwasser in die Elbe. Bei einer Zunahme der Wasserstände in der Elbe verkürzen sich auch die Sielzugzeiten.

Weiterhin kommt es in Folge des Elbwasseranstiegs zu einem erhöhten Elbwasserzustrom in den Aquifer und einem daraus resultierenden Anstieg des Grundwasserpotenzials sowie einer erhöhten grundwasserbürtigen Entwässerungsrate. Zusammen mit einem niederschlagsbedingt erhöhten Oberflächenabfluss führt dies zu einer Zunahme des Gesamtwässerungsvolumens und erhöhten Pumpraten. In tief liegenden Gebieten, in denen die Deckschicht des Grundwasserleiters fehlt oder nur sehr gering mächtig ist, kann der Anstieg des Grundwasserpotenzials zu Vernässungen durch aufsteigende Grundwasser und Qualmwasserbildung führen.

Eine Verringerung der Entwässerungsleistung und ein gleichzeitig stattfindender Anstieg des Entwässerungsvolumens bewirkt eine erhöhte Belastung des Entwässerungssystems. Es gilt anhand numerischer Untersuchungen die einzelnen Bilanzgrößen und ihre Änderun-

gen unter der Wirkung des Klimawandels zu quantifizieren und die bestehende technische Auslegung des Systems hinsichtlich der Wasserhaushaltsänderungen zu beurteilen sowie mögliche Anpassungsmaßnahmen aufzuzeigen.

Eine Zunahme der Treibhausgase sowie Landnutzungsänderungen führen zu einer veränderten Energiebilanz und schließlich zu einer Erwärmung der Luft und Bodenoberfläche. Die Auswirkungen veränderter Oberflächentemperaturen wird bereits anhand der Temperaturverteilung im oberflächennahen Untergrund des Hamburger Stadtgebiets deutlich, vergleiche Abbildung 3.9. Unter dem Einfluss des Klimawandels ergibt sich ein erhöhter Wärmeeintrag in den Boden und folglich eine Zunahme der Untergrundtemperaturen im gesamten Untersuchungsgebiet. Diese beeinflusst unterschiedliche, im Boden ablaufende biologische und chemische Prozesse sowie das Pflanzenwachstum (Kløve u. a., 2014).

Die klimawandelbedingte Oberflächentemperaturänderung wird anhand einer Energiebilanz bestimmt und deren Auswirkungen auf die Untergrundtemperatur in einem regionalen Wärmetransportmodell simuliert. Abschließend wird das geothermische Nutzungspotenzial der Änderungen abgeschätzt. Die angewandte Modellkette geht aus Abbildung 3.14 hervor.



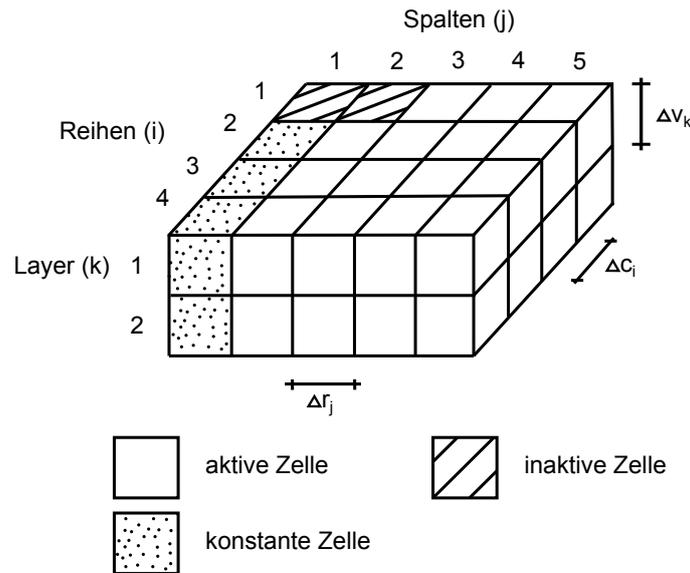
# Modellgestützte Untersuchung der Wirkung des Klimawandels auf den Wasserhaushalt der Elbinsel Wilhelmsburg

---

Klimawandelbedingte hydrologische Änderungen sowie ein zu erwartender Meeresspiegelanstieg führen in tiefliegenden Küstengebieten zu ansteigendem Grundwasser und der Zunahme des Entwässerungsvolumens, vergleiche Abschnitt 2.1 und Abschnitt 3.4.

Die quantitativen Auswirkungen sind regional unterschiedlich und unter Berücksichtigung der vorliegenden Randbedingungen zu ermitteln und bewerten. Numerische Modelle stellen zur Projektion zukünftiger Entwicklungen und deren Varianten ein geeignetes Werkzeug dar. Basierend auf den Ergebnissen der Standortuntersuchung lässt sich der Klimawandeleinfluss auf den Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet evaluieren und mögliche Anpassungs- und Gegenmaßnahmen formulieren.

Für die Elbinsel Wilhelmsburg wird der hydrologische Einfluss des Klimawandels auf das oberflächennahe Grundwasser anhand eines stationären Grundwasserströmungsmodells untersucht. Der Fokus liegt dabei auf der Änderung der Grundwasserhaushaltsgrößen. Die theoretischen Grundlagen des verwendeten physikalisch-mathematischen Modells MODFLOW sowie der standortbezogene Modellaufbau werden beschrieben und auf Modellvarianten eingegangen. Als Grundlage dient ein geologisches Strukturmodell, welches zur Verdeutlichung der strukturell geologischen Gegebenheiten nachfolgend vorgestellt wird. Anschließend werden die Modellergebnisse der Gegenwart sowie unter Einfluss des Klimawandels erläutert und die Haupteinflussfaktoren herausgestellt. Die sich aus dem Klimawandel ergebenden Folgen sowie deren Bedeutung für die Wasserwirtschaft werden unter Einbeziehung aller Wasserhaushaltsgrößen abschließend diskutiert und bewertet.



**Abbildung 4.1.:** Diskretisierung, Indexierung und Zelltypen in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984.

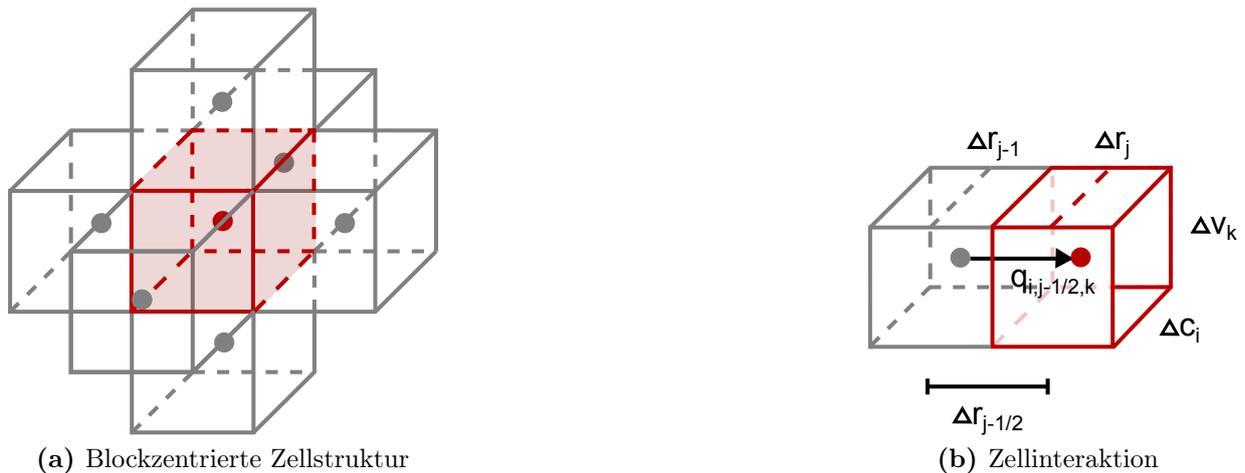
## 4.1. Theoretische Grundlagen des Grundwasserströmungsmodells MODFLOW

MODFLOW ist ein modular strukturiertes Programm des USGS (United States Geological Survey), welches die dreidimensionale Grundwasserströmungsgleichung numerisch anhand der Finite-Differenzenmethode löst (Harbaugh u. a., 2000). Aufgrund seiner freien Zugänglichkeit ist es weit verbreitet und wurde seit seiner Veröffentlichung in den 1980er Jahren auf unterschiedlichste Grundwasserfragestellungen angewendet. In der vorliegenden Arbeit wird die im Jahr 2000 veröffentlichte Version, MODFLOW-2000, und die kommerzielle Nutzeroberfläche Visual MODFLOW 2010 verwendet.

Die instationäre, dreidimensionale Grundwasserbewegung durch ein inhomogen anisotropes poröses Medium wird bei konstanter Wasserdichte durch die nachfolgende Differentialgleichung beschrieben (McDonald u. a., 1984):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_{f,x} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_{f,y} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{f,z} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (4.1)$$

mit  $k_f$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit,  $W$  Quellen und Senken,  $S_s$  spezifischer Speicherkoeffizient,  $h$  Grundwaterpotential und  $t$  Zeit. Sie stellt die Grundlage des Grundwasserströmungsmodells dar. Da ihre analytische Lösung für komplexe Systeme nicht möglich ist, werden numerische Lösungsverfahren genutzt.



**Abbildung 4.2.:** Zellstruktur und -interaktion in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984.

**Finite-Differenzen-Modell** Zur numerischen Lösung der Grundwasserströmungsgleichung 4.1 wird in MODFLOW das *Finite-Differenzen-Verfahren* angewendet. Dabei wird das kontinuierliche System durch eine definierte Anzahl diskreter Raum- und Zeitpunkte ersetzt und die partiellen Terme durch Potenzialdifferenzen an diesen Punkten ausgedrückt (McDonald u. a., 1984). Die räumliche Diskretisierung in der Ebene ergibt sich aus Spalten und Zeilen zu einem rechtwinkligen Gitter. Die vertikale Gliederung kann wahlweise anhand hydrogeologischer Strukturen oder parallel erfolgen. Der Methode liegt die Annahme zugrunde, dass innerhalb einer Zelle alle hydraulischen Parameter homogen sind (McDonald u. a., 1984). Aus der räumlichen Diskretisierung ergibt sich in Abhängigkeit der Zellanzahl ein lineares Gleichungssystem.

Die zeitliche Änderung des Grundwasserpotenzials wird für diskrete Zeitpunkte innerhalb des vorgegebenen Betrachtungszeitraums ermittelt. Um numerische Stabilität zu gewährleisten, wird das Grundwasserpotenzial des aktuellen Zeitschritts in Abhängigkeit des vorangegangenen Zeitschritts bestimmt (McDonald u. a., 1984). Die Struktur des Modells sowie die räumliche Diskretisierung sind exemplarisch in Abbildung 4.1 dargestellt. Des Weiteren gehen daraus die in MODFLOW verwendeten Zelltypen hervor. Neben aktiven Zellen wird zwischen inaktiven und fixen Zellen unterschieden, die der Definition von Randbedingungen dienen. Über die Vorgabe inaktiver Zellen werden Fließgrenzen bestimmt, während mit Hilfe konstanter Zellen ein definiertes Randpotenzial festgelegt wird. Beide Zelltypen sind von der numerischen Berechnung ausgeschlossen.

Entsprechend des Kontinuitätsgesetzes stimmen der Zu- und Ausstrom eines Systemvolumens überein. Die Bilanzierung der Ströme einer einzelnen Zelle erfolgt dabei in Relation zu ihren sechs benachbarten Zellen sowie in Abhängigkeit externer Quellen und Senken

(McDonald u. a., 1984). Eine schematische Darstellung der Zellstruktur und -interaktion ist in Abbildung 4.2 gegeben. Da es sich um ein Block-zentriertes System handelt, wird die Potenzialhöhe für den Zellmittelpunkt berechnet und alle Austauschraten darauf bezogen. Der stationäre, eindimensionale Fluss  $q$  im Gesamtsystem als auch zwischen den Zellen an deren Grenzfläche ergibt sich aus dem *Darcy*-Gesetz:

$$q = k_f \cdot A_q \cdot \frac{\Delta h_l}{\Delta l} = C \cdot \Delta h_l. \quad (4.2)$$

Darin sind  $A_q$  der Fließquerschnitt,  $\Delta h_l$  die Potenzialdifferenz entlang der Fließstrecke  $l$ ,  $\Delta l$  die diskrete Fließstrecke und  $C$  ein effektiver Strömungsleitwert. Letzterer wird im Modell in Abhängigkeit von der Transmissivität ermittelt. Für ein wie in Abbildung 4.3 dargestelltes System aus  $n$  in Reihe geschalteter Zellen ergibt sich  $C$  wie folgt (McDonald u. a., 1984):

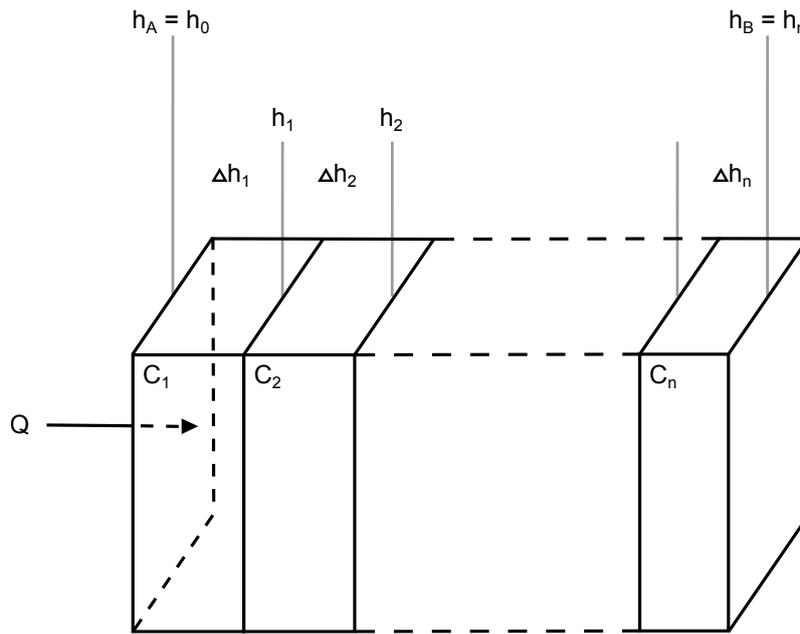
$$\frac{1}{C} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{C_i}. \quad (4.3)$$

Für eine Zelle  $(i,j,k)$  im Zeitschritt  $(m)$  wird in Abhängigkeit aller benachbarter Zellen folgende rückwärts gerichtete Finite-Differenzen-Formulierung der Gleichung (4.1) bestimmt (McDonald u. a., 1984):

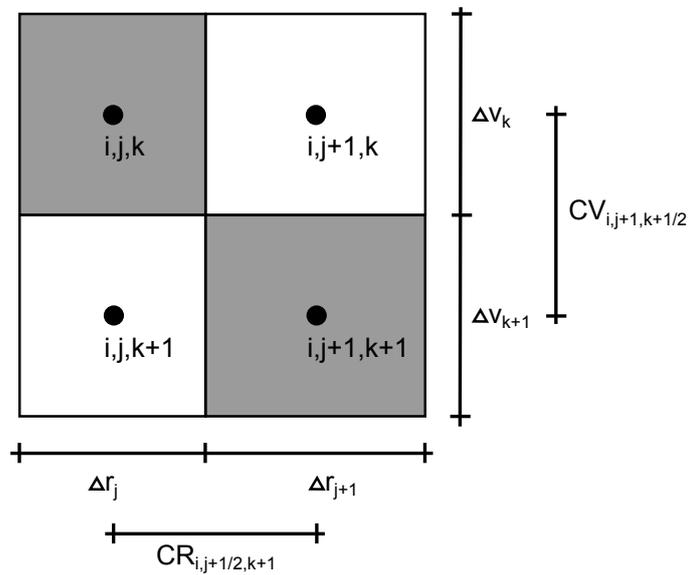
$$\begin{aligned} & CR_{i,j-1/2,k} (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CR_{i,j+1/2,k} (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\ & CC_{i-1/2,j,k} (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CC_{i+1/2,j,k} (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\ & CV_{i,j,k-1/2} (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k+1/2} (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) + \quad (4.4) \\ & P_{SQ,i,j,k} \cdot h_{i,j,k}^m + Q_{SQ,i,j,k} = S_{si,j,k} \cdot (\Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k) \frac{(h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1})}{t_m - t_{m-1}}, \end{aligned}$$

mit  $\Delta r$  diskrete Spaltenweite,  $\Delta c$  diskrete Reihenweite und  $\Delta v$  diskrete Zellhöhe. Die richtungsabhängigen effektiven Strömungsleitwerte  $CR, CC, CV$  gelten in Richtung der Reihen, Spalten und in der Vertikalen. Die Richtungskonventionen und die Indizes sind Abbildung 4.4 zu entnehmen. Zur Berechnung des Strömungsleitwerts aus der Transmissivität sowie der Speichereigenschaften im Hauptmodul des Programms werden die Modellschichttypen frei, gespannt, frei/gespannt unterschieden (McDonald u. a., 1984). Auf das Grundwasser wirkende externe Quellen und Senken können von dem Potenzial in der betrachteten Zelle abhängen ( $P_{SQ}$ ) oder davon unabhängig sein ( $Q_{SQ}$ ). Auf ihre Repräsentation im Modell wird in einem späteren Abschnitt näher eingegangen.

Unter der Voraussetzung, dass die hydraulischen Parameter sowie die Summe der unabhängigen externen Quellen und Senken als auch ein Anfangswert des Grundwasserpotenzials bekannt ist, wird eine Gleichung dieser Form für jede aktive Zelle des betrachteten Modells



**Abbildung 4.3.:** Schematisierung des Fließsystems mit in Reihe geschalteter Strömungsleitwerte; verändert nach McDonald u. a., 1984.



**Abbildung 4.4.:** Bestimmung der effektiven Strömungsleitwerte zwischen den Zellmittelpunkten; verändert nach McDonald u. a., 1984.

aufgestellt und alle vom Grundwasserpotenzial abhängigen und unabhängigen Variablen getrennt (McDonald u. a., 1984):

$$\begin{aligned}
 & CV_{i,j,k-1/2} \cdot h_{i,j,k-1}^m + CC_{i-1/2,j,k} \cdot h_{i-1,j,k}^m + CR_{i,j-1/2,k} \cdot h_{i,j-1,k}^m + \\
 & (CV_{i,j,k+1/2} - CC_{i+1/2,j,k} - CR_{i,j+1/2,k} - CV_{i,j,k-1/2} - CC_{i-1/2,j,k} - \\
 & CR_{i,j-1/2,k} + HCOF_{i,j,k}) \cdot h_{i,j,k}^m + CV_{i,j,k+1/2} \cdot h_{i,j,k+1}^m - \\
 & CC_{i+1/2,j,k} \cdot h_{i+1,j,k}^m - CR_{i,j+1/2,k} \cdot h_{i,j+1,k}^m = RHS_{i,j,k},
 \end{aligned} \tag{4.5}$$

mit

$$HCOF_{i,j,k} = P_{SQ,i,j,k} - \frac{SCI_{i,j,k}}{t_m - t_{m-1}}, \tag{4.6}$$

$$RHS_{i,j,k} = Q_{SQ,i,j,k} - \frac{SCI_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}}, \tag{4.7}$$

$$SCI_{i,j,k} = S_{S_{i,j,k}} \cdot (\Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k). \tag{4.8}$$

**Lösungsprozess und Programmaufbau** Die Lösung des Gleichungssystems hinsichtlich der Potenzialverteilung erfolgt iterativ. Der Prozess ist in McDonald u. a., 1984 ausführlich beschrieben und nachfolgend kurz wiedergegeben. Beginnend mit einem definierten Startwert wird das Grundwasserpotenzial so lange angepasst, bis für den betrachteten Zeitschritt Konvergenz einsetzt. Dieses Ziel ist erreicht, wenn die maximale Potenzialdifferenz zwischen zwei Berechnungsschritten kleiner als ein vom Nutzer vorgegebener Schwellenwert ist. Ferner wird die Iteration abgebrochen, wenn eine maximale Anzahl an Iterationsschritten überschritten wird. Konvergiert die Lösung eines Zeitschritts, wird der berechnete Wert als Startwert für die erste Iteration des nächsten Zeitschritts verwendet.

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt im Falle einer instationären Problemstellung in Stressperioden, in denen alle Randbedingungen sowie externen Quellen und Senken zeitlich konstant sind. Diese können einzelne Tage aber auch Jahreszeiten und mehrere Jahre umfassen. Während der Simulation werden entsprechend drei Lösungsschleifen durchlaufen. Zunächst wird die Stressperiode in Zeitschritte unterteilt und anschließend die Potenzialverteilung jedes Zeitschritts iterativ bestimmt (McDonald u. a., 1984). Stationäre Strömungsmodelle bilden einen Gleichgewichtszustand ab, in welchem alle Randbedingungen und Strömungseigenschaften zeitlich konstant sind und keine Speicheränderung im Grundwasserleiter stattfindet. Die rechte Seite in Gleichung (4.1) wird somit zu Null gesetzt. In diesem Fall erfolgt die Berechnung im Modell für nur eine Stressperiode und einen Zeitschritt, während der Iterationsprozess unverändert bleibt.

**Verwendete Module zur Bestimmung externer Randbedingungen** Die Bestimmung externer Randbedingungen erfolgt in MODFLOW anhand zusätzlich zum Hauptmodell geladener Modulpakete. Die im Strömungsmodell für die Elbinsel Wilhelmsburg verwendeten Pakete zur Abbildung des Brunneneinflusses, der Grundwasserneubildung sowie der Elbe und des Entwässerungssystems auf das Grundwasser werden nachfolgend kurz erläutert.

Eine vom Potenzial unabhängige Randbedingung stellt die Entnahme von Grundwasser über Brunnen dar und wird für die betroffene Zelle im *WELL*-Paket als  $Q_P$  die konstante Pumprate vorgegeben. Darüber hinaus ermöglicht das Paket eine Berücksichtigung definierter Zu- und Abflüsse aus externen Gebieten.

Eine regionale Grundwasserneubildung wird unter Verwendung des *RECHARGE*-Pakets definiert. Der Zustrom bezogen auf die Fläche einer Zelle ergibt sich zu (McDonald u. a., 1984):

$$Q_{R,i,j,k} = I_{i,j} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i, \quad (4.9)$$

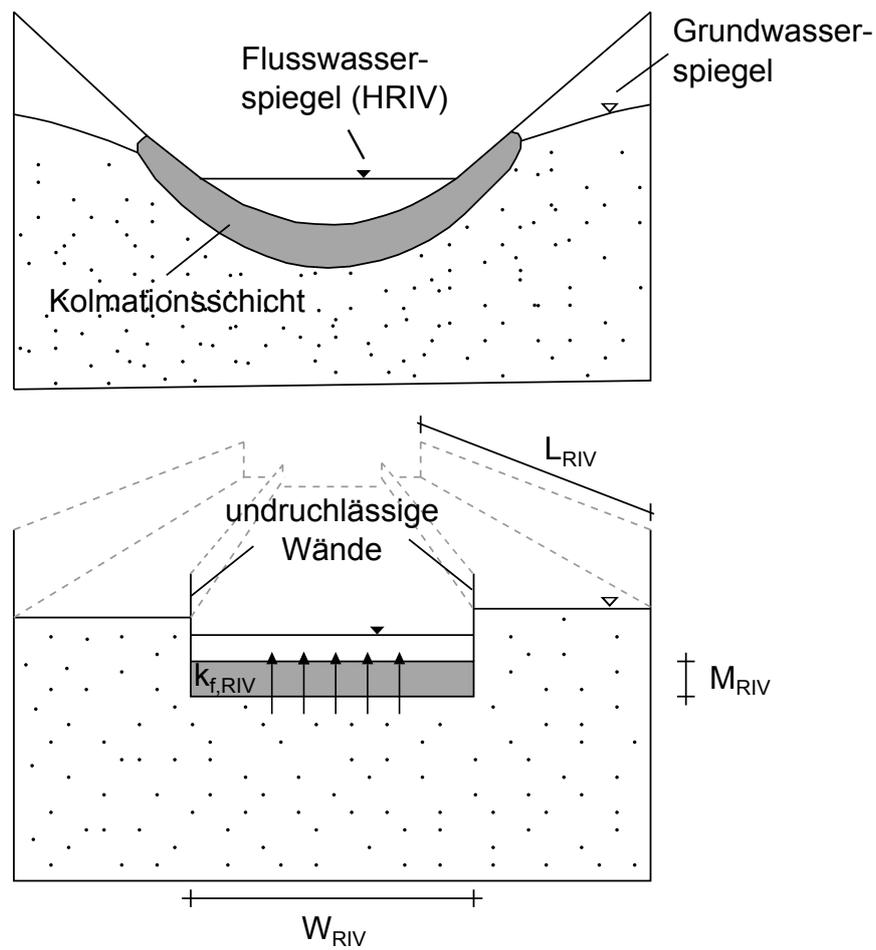
mit  $I$  spezifische Grundwasserneubildung und  $Q_R$  volumetrische Grundwasserneubildung. Die Interaktion zwischen Oberflächengewässern und dem Grundwasser sowie der Einfluss offener Entwässerungsgräben auf das Grundwasser sind von dem hydraulischen Gradienten zwischen den beiden Systemen abhängig. Das *RIVER*-Paket gibt die Möglichkeit Oberflächengewässer in die Simulation einzubeziehen. Die vorgenommene Abstraktion zwischen einem natürlichen System und der Modellrandbedingung ist in Abbildung 4.5 dargestellt. In Abhängigkeit von dem Potenzialgefälle wird der Austausch im Modell wie folgt beschrieben (McDonald u. a., 1984):

$$Q_{RIV} = CRIV \cdot (HRIV - h_{i,j,k}), \quad (4.10)$$

mit

$$CRIV = \frac{k_{f,RIV} \cdot L_{RIV} \cdot W_{RIV}}{M_{RIV}}. \quad (4.11)$$

Darin sind  $Q_{RIV}$  der Volumenstrom zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer,  $CRIV$  der Strömungsleitwert der Kolmationsschicht,  $HRIV$  der Oberflächenwasserstand,  $L_{RIV}$  die Länge des Gewässers in einer Zelle,  $W_{RIV}$  die Weite des Gewässers in einer Zelle und  $M_{RIV}$  die Mächtigkeit der Kolmationsschicht. Der Strömungsleitwert der Kolmationsschicht ist in der Regel unbekannt und wird im Rahmen der Modellkalibrierung angepasst. Im *DRAIN*-Paket wird, wie im *RIVER*-Paket, der Einfluss der Drainagen oder offenen Entwässerungsgräben in Abhängigkeit von der Potenzialdifferenz und einer effektiven Leitfähigkeit definiert. Letzterer ist sowohl von dem umgebenen Strömungsfeld als auch von den strukturellen Charakteristika und der hydraulischen Durchlässigkeit des Entwässe-



**Abbildung 4.5.:** Modellvorstellung und -umsetzung der Interaktion eines natürlichen Oberflächengewässers mit dem Grundwasser in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984.

runungssystems abhängig (McDonald u. a., 1984). Da diese allein anhand systematischer Messungen der Austauschraten ermittelt werden kann und selten bekannt ist, wird dieser Strömungsleitwert in der Modellkalibrierung angepasst. Anders als bei der Interaktion zwischen einem Oberflächengewässer und dem Grundwasser sind offene und geschlossene Drainagen im Modell nur aktiv, wenn das Grundwasser- über dem Drainagepotenzial liegt. Der aus dem Grundwasser in das Entwässerungssystem resultierende Abstrom ist gemäß McDonald u. a., 1984 wie folgt definiert:

$$QD_{i,j,k} = CD_{i,j,k} \cdot (h_{i,j,k} - d_{i,j,k}) \quad , \text{ wenn } h_{i,j,k} > d_{i,j,k}. \quad (4.12)$$

Darin sind  $QD$  der Volumenstrom zwischen Grundwasser und Drainage,  $CD$  der Strömungsleitwert der Drainage und  $d$  der Drainagewasserstand.

**Modellgüte** Modelle stellen eine Approximation natürlicher Systeme und der ablaufenden physikalischen Prozesse dar, die eine Abweichung der modellierten Werte von gemessenen Daten erzeugen. Somit ist die Genauigkeit der erzielten Modellergebnisse von dem Lösungsverfahren und Modellannahmen sowie der strukturbedingten Diskretisierung und Parametrisierung des betrachteten Standorts abhängig.

Als *truncation error* wird der sich aus den getroffenen Annahmen und Annäherungen im physikalisch-mathematischen Modell ergebende Einfluss auf das Ergebnis bezeichnet (McDonald u. a., 1984). Er schließt sowohl die Wahl des Konvergenzkriteriums als auch die Tatsache ein, dass die rückwärts gerichtete Finite-Differenzen-Beschreibung in Gleichung (4.4) eine Approximation der kontinuierlichen Strömungsgleichung darstellt. Auch die Repräsentation der Randbedingungen unterliegt Hypothesen und Vereinfachungen, die Einfluss auf das Ergebnis nehmen.

McDonald u. a., 1984 weisen darauf hin, dass der *truncation error* mit zunehmender räumlicher und zeitlicher Diskretisierung größer wird. Hingegen ergeben sich insbesondere bei der Betrachtung instationärer Prozesse bei einer feinen räumlichen und zeitlichen Gliederung längere Rechenzeiten. Die vertikale Gliederung des Strömungsmodells anhand paralleler Schichten führt zu würfelförmigen Zellen mit rechtwinkligen Stirnflächen, wie sie der Modellvorstellung in Abbildung 4.2 zugrunde liegen (McDonald u. a., 1984). Jedoch ist die Homogenität hinsichtlich der hydraulischen Eigenschaften dieser Zellen nicht immer gegeben. Eine Orientierung der Layer an unregelmäßigen, aber natürlichen hydrogeologischen Schichten, erfüllt die Homogenitätsanforderung, führt allerdings zu unregelmäßigen Zellen (McDonald u. a., 1984). Die Diskretisierung ist demnach auf Basis der bestehenden Fragestellung, der Gebietsgröße und des betrachteten geohydraulischen Systems zu wählen und beurteilen.



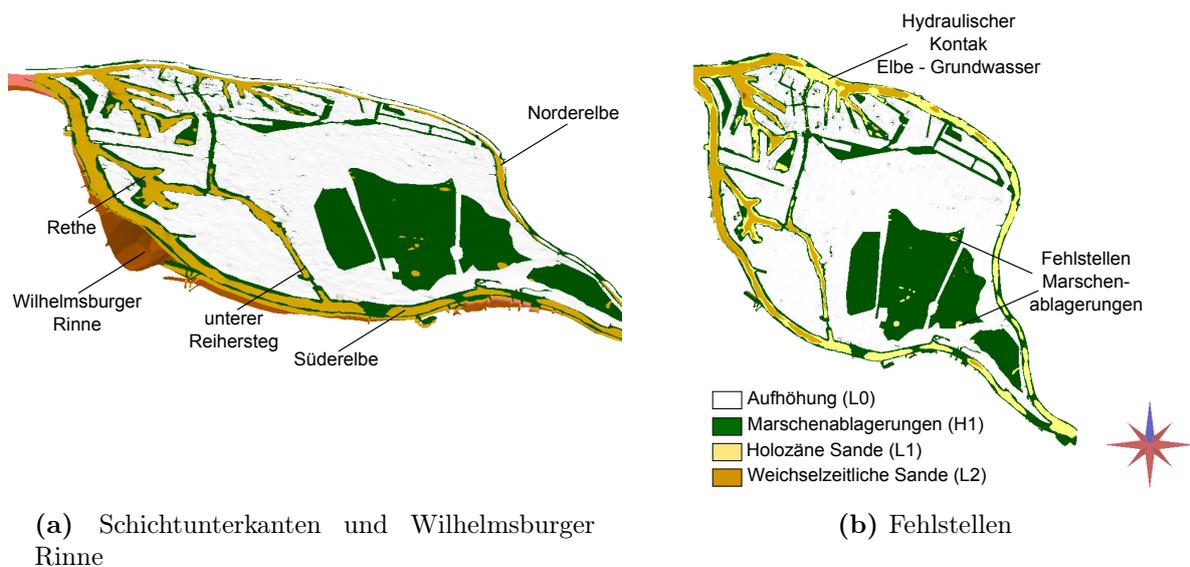
**Abbildung 4.6.:** Systematisches Vorgehen zur Erstellung eines geologischen Strukturmodells des oberflächennahen Untergrunds im Untersuchungsgebiet.

## 4.2. Geologische Strukturmodellierung und Gliederung der Grundwasserdeckschicht

Die Kenntnis der geologischen Strukturen ist für den Aufbau und die Parametrisierung eines Grundwasserströmungsmodells von Bedeutung. Sie geben die Mächtigkeit und hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters sowie mögliche Trenn- und Deckschichten vor. Darüber hinaus leiten sich aus einem Strukturmodell die Lage und Ausdehnung externer Randbedingungen ab. Ein Beispiel dafür ist die Sohlage von Flüssen und deren Anbindung an den Grundwasserleiter. Für die geologische Strukturmodellierung des Untersuchungsgebiets Wilhelmsburg wurden die notwendigen Daten und Programme vom GLA (Geologisches Landesamt Hamburg) zur Verfügung gestellt. Folgende Punkte standen dabei im Fokus:

- |                    |   |
|--------------------|---|
| Grundwasserleiter: | Sohlage, Mächtigkeit und Gliederung.                                  |
| Deckschicht:       | Unterkante, Mächtigkeit und Gliederung.                               |
| Elbe:              | Einbinden der Elbe und Hafengewässer in den Grundwasserleiter.        |
| Fehlstellen:       | Hydraulische Fenster zur Wilhelmsburger Rinne und in der Deckschicht. |

Die notwendigen Informationen wurden anhand des in Abbildung 4.6 dargestellten Vorgehens gewonnen und in einem geologischen Modell integriert. Als Datenrundlage diente die am GLA gepflegte Bohrdatenbank. Aufgrund der Hafenentwicklung und der anhaltend stattfindenden Bautätigkeit im Untersuchungsgebiet stand eine große Anzahl (> 50000) an Bohrprofilen zur Verfügung. Die Endteufe und Dichte der niedergebrachten Bohrungen variierte dabei lokal stark. Somit wurde zunächst basierend auf ausgewählten Bohrungen ein Netz aus 18 zweidimensionalen Profilschnitten entlang der Hauptachsen der Elbinsel



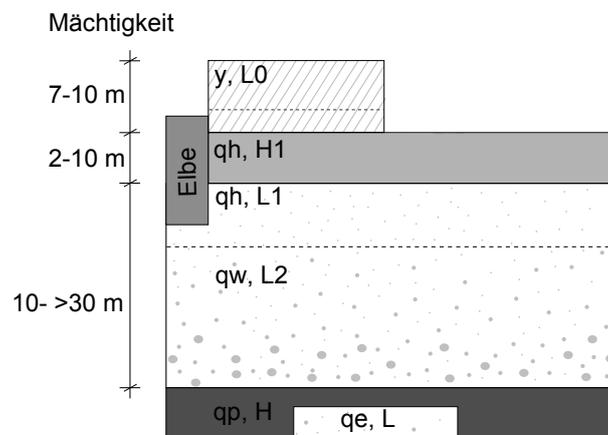
**Abbildung 4.7.:** Interpolierter geologischer Schichtenaufbau und identifizierte Fehlstellen im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; GLA. Weiß = Aufhöhung, Grün = Marschenablagerungen, Hellgelb = holozäne Sande, Gelb = weichselzeitliche Sande, Braun = Quartärbasis (GLA), H = Hemmer, L = Grundwasserleiter.

angefertigt und darin die Schichtgrenzen abgebildet. Bei der gewählten hydrostratigraphischen Gliederung wird zwischen Leiter- (L) und Hemmerschichten (H) unterschieden, die an der Oberfläche beginnend durchnummeriert werden (Reuter, 2011).

Ergänzend dazu wurden die hydrostratigraphischen Einheiten basierend auf Datenbankabfragen über die Petrographie, Stratigraphie und Endteufe weiter differenziert und die aggregierten Informationen mit der geologischen Karte von Hamburg verglichen (Ehlers, 1993). Abschließend wurde die Lage der Schichtunterkanten in GOCAD (Geological Object Computer Aided Design) interpoliert und mit der Bathymetrie der Elbe sowie den ermittelten Fehlstellen verschnitten. Die Fehlstellen wurden dafür aus den Schichtenverzeichnissen der Bohrdatenbank händisch ermittelt. GOCAD ist ein kommerzielles Programm zur strukturellen Modellierung natürlicher Objekte basierend auf der *Discrete Smooth Interpolation (DSI)* (Gocad Research Group, 2015). Für detaillierte Informationen zu GOCAD wird auf die Fachliteratur verwiesen (bspw. Mallet, 1992).

Das Ergebnis der Strukturmodellierung für die Elbinsel Wilhelmsburg zeigt Abbildung 4.7, zusammengefasste Schichtcharakteristika gehen aus Tabelle 4.1 hervor. In Abbildung 4.7 (a) ist neben den für Wilhelmsburg interpolierten Schichten die Quartärbasis des GLA abgebildet, welche die Lage der Wilhelmsburger Rinne verdeutlicht.

Der oberflächennahe Grundwasserleiter Wilhelmsburgs besteht aus einer unteren Schicht weichselzeitlicher Grobsande (L2) und einer oberen Schicht holozäner Feinsande (L1) und



**Abbildung 4.8.:** Prinzipskizze des hydrostratigrafischen Schichtenaufbaus; H = Hemmer, L = Grundwasserleiter.

**Tabelle 4.1.:** Hydrostratigrafische Gliederung und Lage der Schichtunterkante.

| Hydrostratigrafie | Petrografie     | Stratigrafie           | mittlere Lage<br>der UK <sup>a</sup> [m ü. NN] | Farbe    |
|-------------------|-----------------|------------------------|--|----------|
| L0                | y <sup>b</sup>  | -                      | -4 - -2  | Weiß     |
| H1                | qh <sup>c</sup> | Ut <sup>f</sup> , Torf | -6 - -2  | Grün     |
| L1                | qh              | fS                     | -11 - -7                                       | Hellgelb |
| L2                | qw <sup>d</sup> | gS                     | -15 - -26                                      | Gelb     |
| Quartärbasis      |                 |                        |  |          |
| ohne Rinne        | qp <sup>e</sup> |                        | -14 - -34                                      | Braun    |
| Rinne             | qe              |                        | < -350   |          |

<sup>a</sup> Unterkante

<sup>b</sup> antropogen

<sup>c</sup> holozän

<sup>d</sup> weichselzeitlich

<sup>e</sup> pleistozän

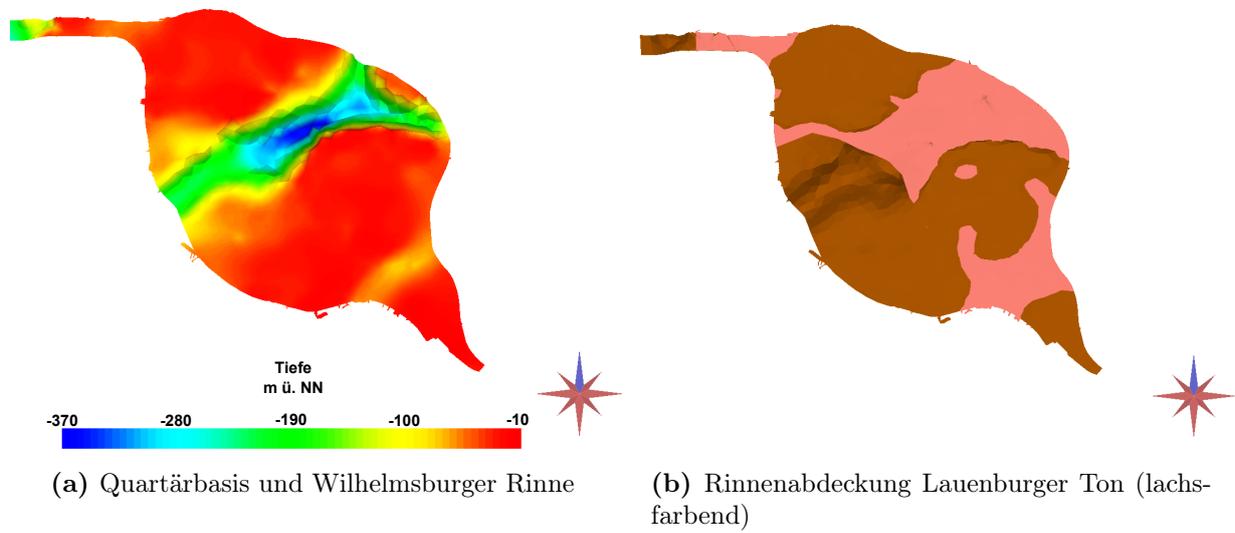
<sup>f</sup> perimarinere Klei

wird von den gering durchlässigen Marschenablagerungen aus perimarinem Klei und Torf bedeckt (Ehlers, 1993), wie Abbildung 4.8 schematisch zeigt. In den Hafen- und Siedlungsgebieten werden außerdem zu oberst anthropogene Ablagerungen erbohrt, deren Sedimentzusammensetzung stark variiert und nicht vereinheitlicht werden kann, siehe Abbildung 4.7 (b). Im tief liegenden Zentrum der Insel findet keine Aufhöhung statt. Die Geländeoberfläche entspricht hier der Oberkante der Marschenablagerungen. Einzelne, sehr lokale Fehlstellen sind in der Grundwasserleiterdeckschicht erkennbar.

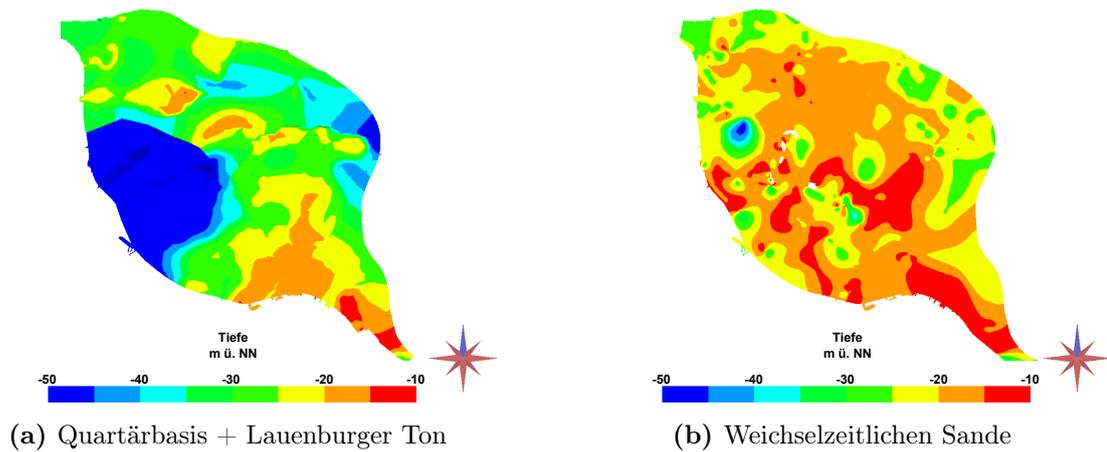
Die Elbe stellt eine wesentliche Einflussgröße auf die oberflächennahen Grundwasserverhältnisse der Elbinsel dar. Neben den mittleren Wasserständen ist der direkte hydraulische Kontakt zwischen dem Grundwasser und der Elbe für den Austausch bedeutend. Abbildung 4.7 (b) macht deutlich, dass die Elbe in den Grundwasserleiter einschneidet, da das Sohlniveau unterhalb der Marschenablagerungen liegt. Dies gilt auch für die Rethe und den unteren Reiherstieg. In den tiefen Elbabschnitten im Nord-Westen reicht sie bis in die weichselzeitlichen Sande hinein und flacht stromaufwärts ab. Im Süd-Osten bindet sie noch in die holozänen Sande ein. Aus diesen Beobachtungen leitet sich ein direkter Kontakt zwischen dem Grundwasser Wilhelmsburgs und der allseitig umgebenden Elbe ab.

**Definition der Grundwasserleiterbasis** Die Grundwasserleiterbasis begrenzt das Strömungsmodell in der Tiefe. Abbildung 4.9 (a) gibt die Lage der Quartärbasis wieder, die vom GLA zur Verfügung gestellt wurde. Die Wilhelmsburger Rinne quert das Untersuchungsgebiet in nordöstlicher Richtung und erreicht eine maximale Tiefe von -370 m ü. NN. Außerhalb der Rinne liegt die Quartärbasis auf einem mittleren Niveau von -14 bis -34 m ü. NN. Die Wilhelmsburger Rinne wird im östlichen Teil von Lauenburger Ton abgedeckt, wie Abbildung 4.9 (b) zeigt. Ein hydraulischer Kontakt zwischen dem oberflächennahen Grundwasser und der Rinne ist in dem unbedeckten Teil möglich und muss im Rahmen der Grundwassersimulationen evaluiert werden. Durch die händische Auswertung der vorhandenen Bohrungen in diesem freien Bereich wurden nur lokale Fehlstellen mit einer geringen Ausdehnung ermittelt und gering durchlässige Schichten einer anderen Genese als Rinnenüberdeckung identifiziert. Eine gemeinsame Darstellung der Tiefenverteilung aus Quartärbasis und Lauenburger Ton gibt Abbildung 4.10 (a). Dem gegenüber gestellt zeigt Abbildung 4.10 (b) die interpolierte Unterkante der weichselzeitlichen Sande.

Da für die Interpolation der weichselzeitlichen Sande nicht ausgeschlossen werden kann, dass auch Linsen undurchlässigen Materials bei der Konstruktion der Unterkante berücksichtigt wurden, wird die Quartärbasis als Grundwasserleiterbasis verwendet und eine maximale Tiefe im Bereich der Rinne von -50 m ü. NN vorgegeben. Dies führt zu einer Überschätzung der Grundwasserleitermächtigkeit. In einem zweiten Modell wird die Grundwasserleiterbasis der interpolierten Unterkante in Abbildung 4.10 (b) gleichgesetzt und die Ergebnisse beider Modelle verglichen, siehe Abschnitt 4.4.



**Abbildung 4.9.:** Interpolierte Unterkante der Quartärbasis und Rinnenabdeckung im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; Schichtdaten: GLA.



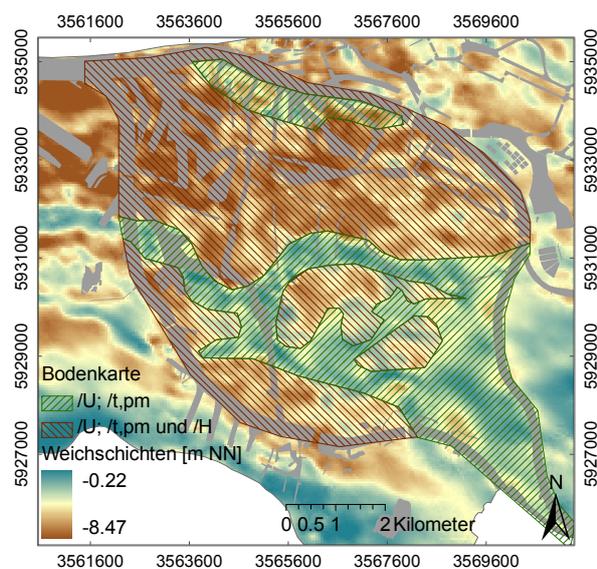
**Abbildung 4.10.:** Vergleich der Quartärbasis mit der interpolierten Basis der weichselzeitlichen Sande im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; Quartärbasis: GLA.

**Differenzierung der Marschenablagerungen** Die Marschenablagerungen aus perimarinem Klei und organischen Böden, wie Torf und Mudde, bilden die Grundwasserleiterdeckschicht (Ehlers, 1993). Klei ist ein feinkörniges Ton-Schluff-Gemisch, welches sich unter Gezeiteneinfluss ablagert (Ehlers, 1993). Torf und die im Gebiet Wilhelmsburg auftretende Grobdetritusmudde weisen jeweils einen Organikanteil  $> 30$  Gew.% auf und lassen sich nur durch Laboruntersuchungen mit Sicherheit voneinander abgrenzen (Ehlers, 1993). Während Torf unter dem Einfluss stehenden Grundwassers durch Vermoorung entsteht, lagern sich Mudden in stehenden Süßwässern ab (Ehlers, 1993). Ehlers, 1993 weist darauf hin, dass der Übergang zwischen den drei Bodenarten fließend ist, jedoch aufgrund ihres erhöhten Tonanteils Kleiböden eine geringere hydraulische Leitfähigkeit aufweisen.

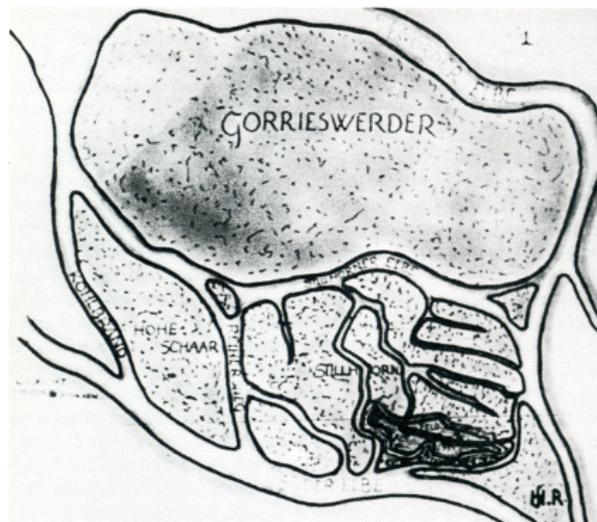
Untersuchungen in angrenzenden Marschgebieten sowie für die Deponie Georgswerder zeigten eine Differenz der hydraulischen Leitfähigkeit zwischen Klei und Torf bzw. Mudde von einer Zehnerpotenz (Schneider, 1991). Ferner ist die Verteilung der Böden sowie deren Mächtigkeit aufgrund der wechselnden Ablagerungsbedingungen sehr heterogen (Ehlers, 1993). Aus den genannten Gründen wird die Deckschicht weiter differenziert und dabei zwischen Klei und Torf, welcher in der vorliegenden Untersuchung stellvertretend für die organischen Böden steht, unterschieden. Auf diese Weise wird der sich aus der Schichtung, Durchlässigkeit und Mächtigkeit ergebende effektive Strömungsleitwert lokal besser abgeleitet.

Die Ursache für die Ablagerung der Marschsedimente ist der während des Holozäns ansteigende Meeresspiegel, der aus dem Abschmelzen der Gletscher der letzten Eiszeit resultierte (Ehlers, 1993). Während in der Anfangs- und Endphase ein rascher Anstieg mit vermehrten Sturmfluten vermutet wird, erfolgte in der Zwischenzeit ein geringer Anstieg und eine zeitweilige Stagnation (Linke, 1981). Insgesamt nahm das mittlere Tidehochwasser der Nordsee gemäß Linke, 1981 über einen Zeitraum von 6000 Jahren um etwa 11.5 m zu. In der frühen Anstiegsphase bildete sich aufgrund der Tideaktivität und häufiger Sturmfluten in Teilen des Elbeurstromtals eine erste Kleidecke aus (Ehlers, 1993), welche von einem stark veränderlichen Rinnensystem durchzogen war. Während der Stagnationsphase wurden Teilflächen überflutet, wodurch Mudde- und Torfschichten entstanden, welche schließlich bei erneut beschleunigtem Meeresspiegelanstieg von einer zweiten, jüngeren Kleischicht bedeckt wurden (Ehlers, 1993). Sich verlagernde Entwässerungsrinnen durchschnitten die Marschenablagerungen. Sobald diese inaktiv wurden, versandeten sie zunächst und wurden anschließend mit Klei bedeckt (Ehlers, 1993). Aufgrund der beschriebenen wechselnden Ablagerungsbedingungen sind die Marschenablagerungen stark heterogen verteilt und weisen schwankende Mächtigkeiten auf (Ehlers, 1993). Durch die abschnittsweise Eindeichung wurde schließlich ein weiteres Anwachsen der Marsch unterbunden und die Böden durch die Entwässerung stabilisiert (Müller, 1985).

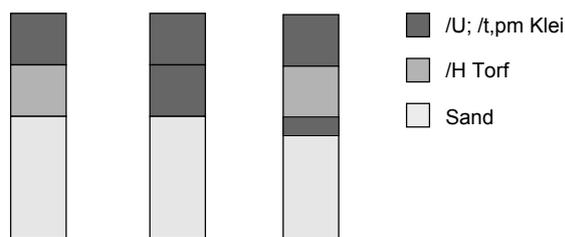
Basierend auf Datenbankabfragen der geologischen Bohrprofilatenbank des GLA wurde die Lage der Grenzschichten zwischen Klei und Torf sowie die sich daraus ergebenden



(a) Gliederung Weichschichten



(b) Historische Zeichnung Wilhelmsburgs um 1333 (Schiebenhöfer in Keesenberg, 1989)



(c) Profiltypen (schematisch)

**Abbildung 4.11.:** Profiltypenkarte der Marschenablagerungen (a) mit historischem Abgleich (b) und schematischen Profiltypen (c).

Schichtmächtigkeiten ermittelt. Die Interpolation der Flächen erfolgte anhand des Kriging Verfahrens in ArcGIS 9.3. Abbildung 4.11 (a) zeigt die resultierende Profiltypenkarte und Abbildung 4.11 (c) die schematischen Profiltypen.

Braun schraffierte Flächen markieren Teilgebiete, in denen eine Schichtung aus Torf- und Kleilagern beobachtet wird. Die grüne Schraffur weist Bereiche aus, in denen das Profil allein aus Klei besteht. Im Hintergrund ist die Lage der Unterkante der Marschenablagerungen dargestellt. In Bereichen mit einer homogenen Kleischicht liegt die Grenzfläche zum Grundwasserleiter höher, was eine geringere Mächtigkeit der Decksicht zur Folge hat. Dies lässt sich auf die zuvor beschriebenen dynamischen Entwässerungsstrukturen zurückführen, welche erst inaktiv wurden und danach durch die Überflutung bei Tidehochwasser mit Klei bedeckt wurden. Eine in Abbildung 4.11 (b) gezeigte Zeichnung der historischen Verhältnisse im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg um 1333 (Schiebenhöfer in Keesenberg,

1989) unterstützt diese Annahme, da in den gering mächtigen Deckschichtbereichen Entwässerungsrinnen erkennbar sind.

### 4.3. Strömungsmodellierung des Referenzzustands

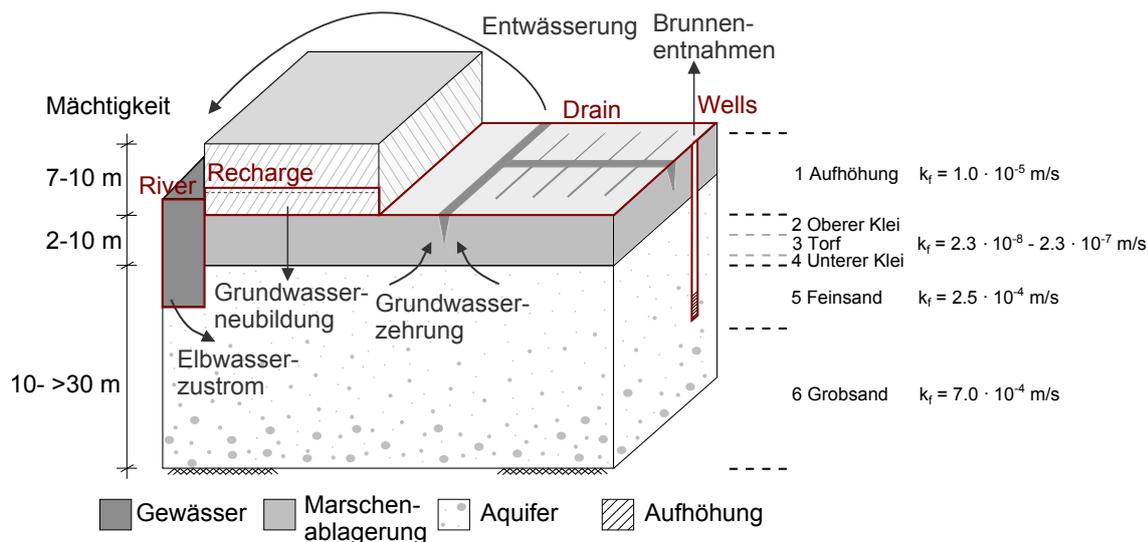
Ein für die Gegenwart repräsentatives Grundwasserströmungsmodell lässt die wesentlichen Einflussgrößen auf das Grundwasser und die Plausibilität der ablaufenden Prozesse evaluieren. Es stellt ferner die Grundlage für die Modellierung des Klimawandeleinflusses dar. Die untersuchte Fragestellung hinsichtlich klimawandelbedingter Änderungen der Grundwasserverhältnisse Wilhelmsburgs entsprechen langfristigen, mittleren Entwicklungen. Aus diesem Grund wird zur Simulation des Grundwasserhaushalts ein stationäres Grundwassermodell verwendet. Die Kalibrierung des Modells erfolgt an lokal gemessenen Grundwasserpotenzialen des Beobachtungsnetzes der BUE. Aufgrund der guten Datenlage wurde der Zeitraum 1997-2007 zur Kalibrierung des Referenzzustands herangezogen. Den resultierenden Grundwassergleichenplan zeigt Abbildung 3.4 auf Seite 28.

**Modellaufbau und Parametrisierung** Basierend auf dem geologischen Strukturmodell und unter der Berücksichtigung weiterer Randbedingungen wurde ein numerisches Grundwasserströmungsmodell der Wilhelmsburger Insel in MODFLOW aufgebaut. Das zugrundeliegende konzeptionelle Modell ist in Abbildung 4.12 dargestellt. Die verwendeten Module zur Berücksichtigung der Elbe, der Grundwasserneubildung, des Entwässerungssystems und der Brunnen wurden zuvor in Abschnitt 4.1 erläutert.

Jede hydrostratigrafische Einheit des oberflächennahen Untergrunds der Marsch bildet eine Modellschicht, welcher die sedimentspezifischen hydraulischen Parameter zugeordnet werden. Ferner wird die Deckschicht in Klei- und Torflagen unterteilt, sodass insgesamt 6 Modelllayer entstehen. Die vertikale Diskretisierung des Grundwasserleiters beruht auf der Annahme, dass die Grundwasserleiterbasis in weiten Teilen der Quartärbasis entspricht und im Abschnitt der Wilhelmsburger Rinne eine Begrenzung in einer Tiefe von maximal -60 m ü. NN anzutreffen ist, die aus der Interpolation im Programm Visual MODFLOW resultiert. Darüber hinaus wird ein Verhältnis der Mächtigkeit der oberen Feinsande zur Mächtigkeit der tieferen Grobsande von 1:2 eingehalten, welches aus der Strukturmodellierung resultierte.

Die räumliche Diskretisierung erfolgte aufgrund der verwendeten Finiten-Differenzen-Methode rechtwinklig. Bei einer Zellgröße von 2500 m<sup>2</sup> besteht das Modell aus 278 Reihen und 168 Spalten.

Aus der Kalibrierung ergibt sich für Klei eine hydraulische Leitfähigkeit von  $2.3 \cdot 10^{-8}$  m/s, die um eine Zehnerpotenz höher als der kalibrierte Durchlässigkeitsbeiwert des Torfs ist. Im Grundwasserleiter wird ein Wert für den oberen Feinsand von  $2.5 \cdot 10^{-4}$  m/s und den unteren Grobsand von  $7 \cdot 10^{-4}$  m/s bestimmt. Für die anthropogene Auffüllung wird ein



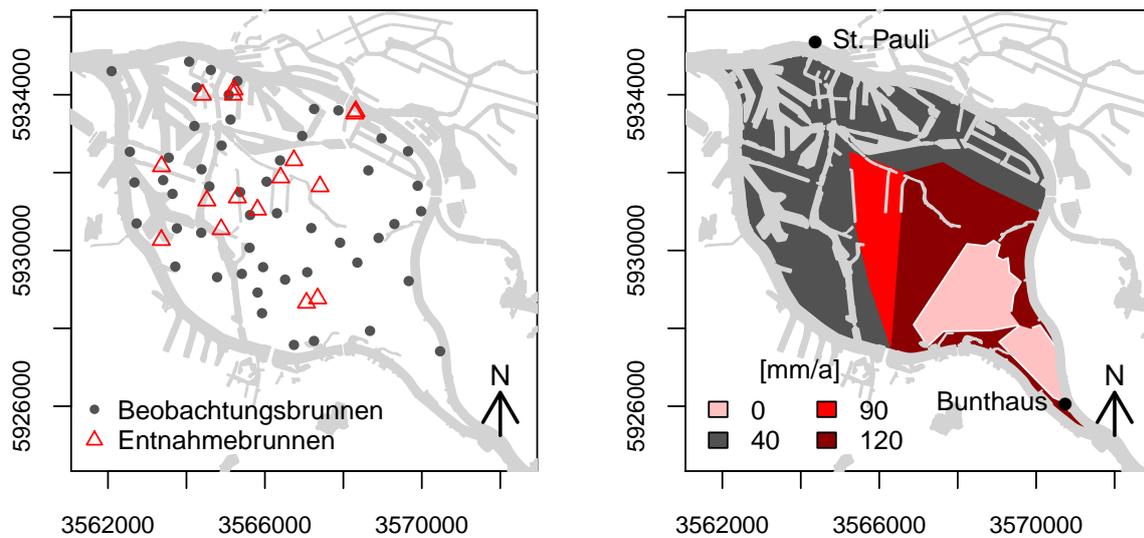
**Abbildung 4.12.:** Konzeptionelles Grundwasserströmungsmodell und Parametrisierung der Modellschichten; in Rot die Modulbezeichnungen in MODFLOW.

Wert von  $1.0 \cdot 10^{-4}$  m/s angenommen. Die hydraulischen Eigenschaften der homogenen Schichten sind isotrop.

Als Randbedingungen gehen die Grundwasserneubildung, Brunnenentnahmen, die Entwässerung und die Elbe in das Modell ein, siehe Abbildung 4.12. Entnahmeraten und Positionen der in dem betrachteten Zeitraum 1997-2007 aktiven Brunnen wurden von der BUE bereit gestellt. Sie sind zusammen mit den zur Kalibrierung verwendeten Beobachtungsbrunnen in Abbildung 4.13 (a) abgebildet. Eine Zusammenfassung der mittleren Brunnenentnahmen gibt Tabelle A.2 auf Seite 280.

Anhand der von Tetzlaff u. a., 2004 berechneten Grundwasserneubildung für Hamburg wurden vereinfachend vier Zonen mit einer Sickerwasserrate zwischen 0 mm/a und 120 mm/a für die Elbinsel Wilhelmsburg bestimmt. Die mittleren Werte wurden für den Zeitraum 1961-1990 unter Verwendung des Modells GROWA großflächig für die gesamte Metropolregion Hamburg ermittelt (Tetzlaff u. a., 2004). Abbildung 4.13 (b) gibt einen Überblick der abgeleiteten Zonen. Darin zeigen die erhöhten Hafengebiete aufgrund ihrer starken Versiegelung die geringste Neubildung. Alle weiteren Zonen liegen im entwässerten Bereich. Ihre Werte liegen zwischen 90 mm/a und 120 mm/a. Das in diesen Gebieten an der Bodenoberfläche infiltrierende Niederschlagswasser wird über das Entwässerungssystem oberflächennah wieder abgeführt. Es findet somit eine Infiltration in den Boden, aber keine Neubildung von Grundwasser statt.

Für die Drainagerandbedingung für Wilhelmsburg wurden Regelwasserstände gemäß wasserwirtschaftlichem Regionalplan (Amt für Wasserwirtschaft, 1998) verwendet und regionalisiert, vergleiche Abbildung 3.8. Die Sohltiefe wurde basierend auf einem vorgegebenen



(a) Beobachtungs- und Entnahmebrunnen; Datengrundlage GLA.

(b) Mittlere Zusickerung 1961-1990 (vereinfacht nach Tetzlaff u. a., 2004).

**Abbildung 4.13.:** Lage der implementierten Brunnen und Grundwasserneubildungszonen im Strömungsmodell der Elbinsel Wilhelmsburg.

Mindestwasserstand von 0.4 m (Amt für Wasserwirtschaft, 1998) aus der Gewässerspiegelhöhe ermittelt und Strömungsleitwerte der Drainagesohle zwischen  $0.1 \text{ m}^2/\text{d}$  und  $80.0 \text{ m}^2/\text{d}$  aufgrund der variierenden lokalen Verhältnisse kalibriert. Alle Drainageparameter werden aufgrund der Modellgröße flächig angenommen und keine gewässerbezogene Parametrisierung realisiert.

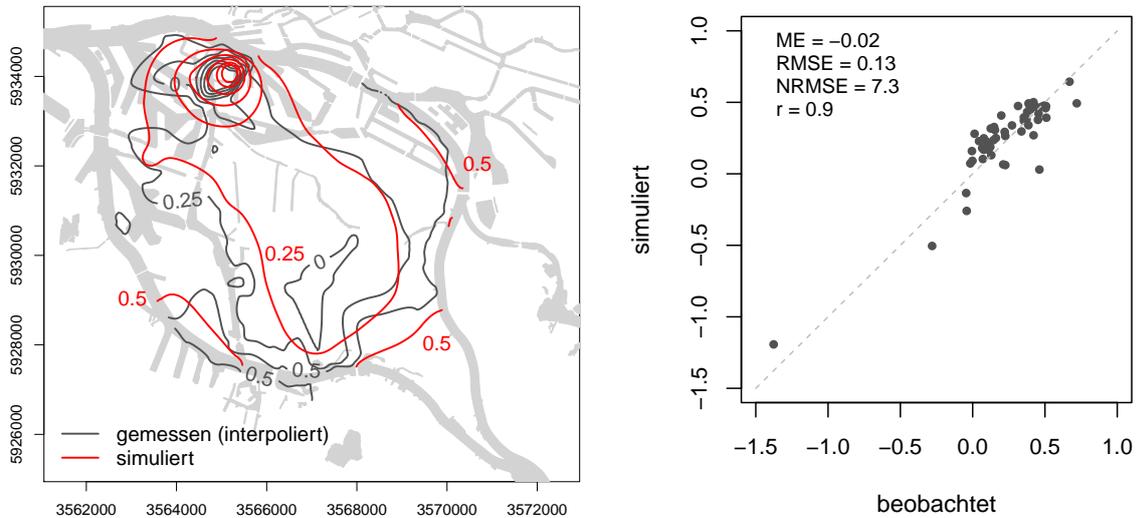
Über die *RIVER*-Randbedingung wird die Elbe in das Modell implementiert. Aufgrund der Länge und Stromspaltung in dem betrachteten Untersuchungsgebiet wurden die Norder- und Süderelbe sowie der Reiherstieg und die Rethe in insgesamt 63 Abschnitte unterteilt. Jeder Abschnitt repräsentiert im Modell eine Flussrandbedingung. Die kaskadierenden Wasserstände wurden aus gemessenen Elbwasserständen der Pegel Bunthaus und St. Pauli für den Zeitraum 1997-2007 innerhalb der Abschnitte inter- und extrapoliert. Die Gewässersohle eines jeden Flächenabschnitts wurde anhand der Elbbathymetrie der HPA (Hamburg Port Authority) ermittelt. Tabelle A.1 auf Seite 279 gibt die resultierenden Wasserstände und Sohlagen wieder. Für alle Flussegmente wurde ein Strömungsleitwert der Gewässersohle von  $150 \text{ m}^2/\text{d}$  kalibriert. Basierend auf der Annahme, dass die Elbe eine Grundwasserscheide darstellt und nicht unterströmt wird, wurde nur die halbe Breite der Elbe im Modell berücksichtigt. Der sich ergebende undurchlässige Rand verhindert einen Austausch mit Gebieten des gegenüberliegenden Elbufers. Die Wirkung der Elbe als Grundwasserscheide lässt sich für die Elbmarsch anhand eines für gesamt Hamburg zur Verfügung

stehenden Grundwassergleichenplans ableiten, der in den Uferbereichen eine von der Elbe weg ins Hinterland gerichtete Grundwasserströmung bedingt (siehe Behörde für Umwelt und Energie, 2016). Für vereinzelte, kurze Abschnitte, in denen unmittelbar am Elbufer die Geest anschließt, ist diese Annahme nicht uneingeschränkt zutreffend. In diesem Fall sowie im Bereich der Grundwasserentnahme wird im Modell der Einfluss zuströmenden Grundwassers angrenzender Gebiete durch den Zustrom aus der Elbe kompensiert.

**Ergebnisse der Modellkalibrierung** Zur Anpassung des simulierten an das beobachtete Grundwasserpotenzial wurden die hydraulische Leitfähigkeiten der Modellschichten sowie die Strömungsleitwerte der Elbe und der Drainagezonen variiert. Nachfolgend wird die kalibrierte Modellgüte kurz erläutert und die ermittelten hydraulischen Parameter plausibilisiert.

Abbildung 4.14 (a) zeigt den qualitativen Vergleich der simulierten und interpolierten mittleren Grundwassergleichen. Im Nord-Osten ist eine gute Übereinstimmung der simulierten und interpolierten Isohypsen erkennbar, während am Übergang zum südlichen Zipfel eine zu starke Grundwasserabsenkung durch die Entwässerung simuliert wird. Im Osten und im Zentrum ist dem gegenübergestellt eine leichte Überschätzung der Grundwassergleichen zu beobachten. Der Absenktrichter im Norden des Untersuchungsgebiets entspricht in seiner Lage und Ausdehnung nahezu den Vergleichsdaten. Die aus der Simulation resultierende Grundwasserströmung senkrecht zu den Grundwassergleichen stimmt ebenfalls gut mit der auf Basis der Interpolation ermittelten Fließrichtung überein. Diese Beobachtungen werden durch einen quantitativen Vergleich in Abbildung 4.14 (b) bestätigt. Darin sind die simulierten Grundwasserpotenziale gegen die an den Beobachtungspunkten gemessenen Potenziale aufgetragen. Die Gegenüberstellung zeigt eine gute Übereinstimmung der Werte mit einer mittleren, normierten Abweichung von 7.3% sowie einem Korrelationskoeffizienten von 0.9. Die mittlere, normierte Standardabweichung der Differenzen (NRMSE) ergibt sich aus dem Verhältnis der Standardabweichung der Differenzen zwischen Mess- und Simulationen bezogen auf die Spannweite der Messwerte, vergleiche Gleichung (A.14) auf Seite 288.

Beobachtete Abweichungen der simulierten Grundwasserpotenzialoberfläche lassen sich zum einen durch vereinfachte Randbedingungen, wie beispielsweise die Grundwasserneubildung, als auch die Struktur und die hydraulischen Eigenschaften zurückführen. Bei räumlich wechselnden Schichtmächtigkeiten und einer homogen angenommenen hydraulischen Durchlässigkeit im Grundwasserleiter kommt es lokal zu unterschiedlichen effektiven Strömungsleitwerten, die sich auf die Potenzialverteilung und das Strömungsregime auswirken. Ein Vergleich des kalibrierten Durchlässigkeitsbeiwertes für Klei ( $2.3 \cdot 10^{-8}$  m/s) mit Ergebnissen von Säulenversuchen von  $2.2 \cdot 10^{-11}$  m/s bis  $1.0 \cdot 10^{-9}$  m/s (Schneider, 1991) zeigt eine Abweichung von bis zu drei Zehnerpotenzen.



(a) Simulierte vs. interpolierte mittlere Grundwassergleichen in m ü. NN.

(b) Simulierte vs. gemessene Grundwasserpotenziale in m ü. NN.

**Abbildung 4.14.:** Ergebnis der Modellkalibrierung für den Referenzzeitraum (1997-2007); ME = mittlerer Fehler [m], RMSE = Standardabweichung der Differenzen [m], NRMSE = normierte Standardabweichung der Differenzen [%],  $r$  = Korrelationskoeffizient [-].

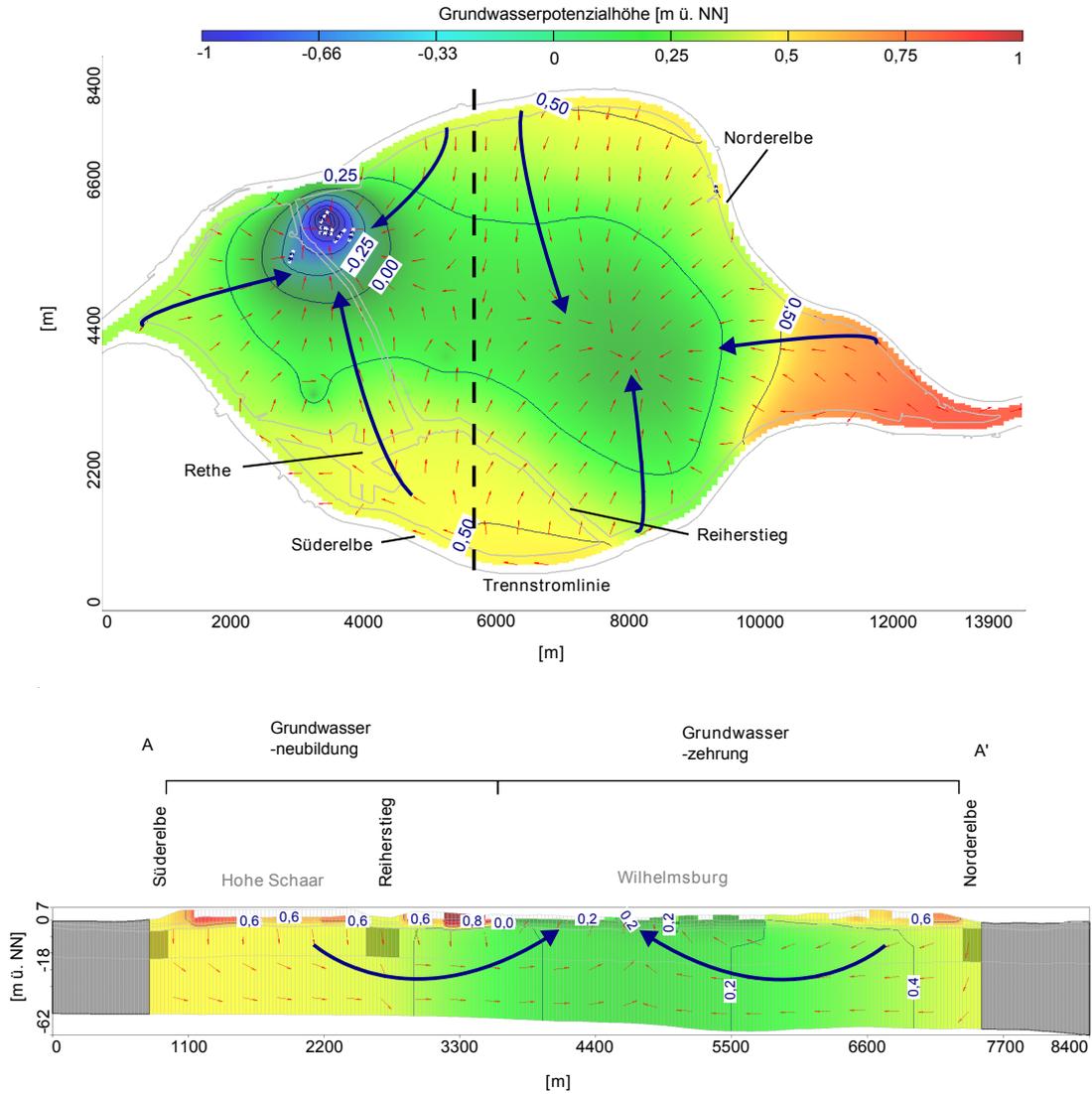
Die Differenz wird damit begründet, dass es sich bei den kalibrierten Werten um eine effektive hydraulische Leitfähigkeit der Deckschichtsubstrate handelt. Sandeinschlüsse sowie andere, lokal auftretende Inhomogenitäten finden keine Berücksichtigung. Somit stimmt die kalibrierte effektive Durchlässigkeit von  $2.3 \cdot 10^{-8}$  m/s mit der von Kausch, 1991 anhand von Bodenproben im Hamburger Raum gemessenen gesättigten Leitfähigkeit eines sandigen Kleis von  $3.0 \cdot 10^{-8}$  m/s überein. Auch die Auswertung von Tideschwankungen innerhalb der Weichschichten von Schneider, 1991 ergab einen Durchlässigkeitsbeiwert für Klei von  $0.9 \cdot 10^{-8}$  m/s bis  $1.7 \cdot 10^{-8}$  m/s, welchen Schneider, 1991 als repräsentativen Geländewert bezeichnet. Das kalibrierte Verhältnis der Durchlässigkeitsbeiwerte von Klei zu Torf von 1:10 entspricht der aus Laboruntersuchungen abgeleiteten Wertrelation (Schneider, 1991). Modellstudien von Schneider, 1991 unterhalb der Deponie Georgswerder im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg bestätigen ferner die im Referenzmodell angenommene Isotropie der hydraulischen Eigenschaften der Marschenablagerungen. Die im Rahmen der Untersuchungen der Deponie verwendeten hydraulischen Leitfähigkeiten von  $2.3 \cdot 10^{-4}$  m/s für Feinsande und  $1.1 \cdot 10^{-3}$  m/s für Grobsande des Grundwasserleiters stimmen ebenfalls gut mit den kalibrierten Werten im vorgestellten Strömungsmodell der Elbinsel Wilhelmsburg überein. Die Isotropieannahme im Grundwasserleiter wird durch die von Kausch,

1991 gemachten Angaben für nichtbindige Böden unterstützt.

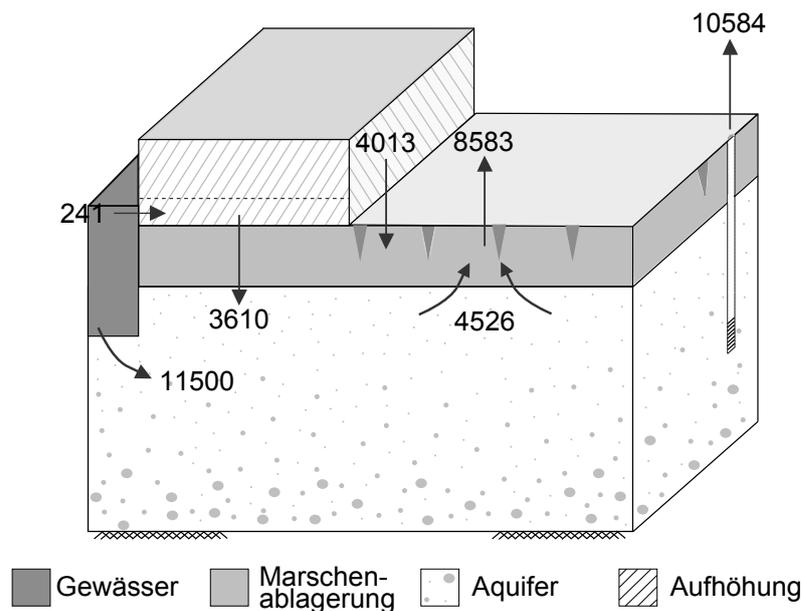
Die erzielte Modellgüte und die Plausibilität der kalibrierten Parameter lassen den Schluss zu, dass das kalibrierte Referenzmodell die im Untersuchungsgebiet stattfindenden Prozesse im langjährigen Mittel hinreichend genau abbildet und auf seiner Basis eine Projektion der Verhältnisse in die Zukunft möglich ist.

**Strömungsverhältnisse und Grundwasserhaushalt im Referenzzustand** Neben der Änderung des Grundwasserpotenzials durch klimawandelbedingte Änderungen der Randbedingungen werden auch Aussagen hinsichtlich der Entwicklung der Strömungsverhältnisse getroffen. Als Grundlage dafür dient der für den Referenzzeitraum 1997-2007 simulierte Zustand. Abbildung 4.15 zeigt die Potenzialoberfläche im Grundwasserleiter und einen exemplarischen Vertikalschnitt. Die Pfeile markieren darin die Strömungsrichtung. Es wird deutlich, dass ein allseitiger Zustrom von Elbwasser in den Grundwasserleiter erfolgt und sich im Modell eine Trennstromlinie ergibt, die das Gebiet in zwei Einzugsgebiete unterteilt. Während im Zentrum und Süden der Entwässerungseinfluss deutlich wird, erfolgt in den erhöhten Gebieten im Norden ein Zustrom zu den Entnahmebrunnen. Der Profilschnitt gibt die Verhältnisse östlich der Trennstromlinie wieder und verdeutlicht den Einfluss der Oberflächengewässer sowie der Neubildungsgebiete. Beide Randbedingungen lenken die im Mittel horizontal stattfindende Grundwasserströmung vertikal nach unten ab. Umgekehrt erzeugt die Entwässerung eine nach oben gerichtete Grundwasserbewegung. Im Grundwasserleiter wird eine Abstandsgeschwindigkeit zwischen  $1.0 \cdot 10^{-7}$  m/s und  $1.5 \cdot 10^{-5}$  m/s bestimmt.

Für das abgeschlossene System der Elbinsel Wilhelmsburg sind die simulierten quantitativen Grundwasserbilanzgrößen in Abbildung 4.16 zusammengefasst. Bezogen auf das Gesamtsystem weisen die Elbzustromrate von  $11500 \text{ m}^3/\text{d}$  und die Brunnenentnahmen von  $10584 \text{ m}^3/\text{d}$  eine vergleichbare Größenordnung auf. Dasselbe ist für die Grundwasserneubildung von  $3610 \text{ m}^3/\text{d}$  und die grundwasserbürtige Entwässerungsrate von  $4526 \text{ m}^3/\text{d}$  zu beobachten. In dem entwässerten Gebiet wird die eingesteuerte Infiltrationsrate von  $4013 \text{ m}^3/\text{d}$  direkt über das Entwässerungssystem abgeführt. Aus der Profildarstellung des Systems in Abbildung 4.15 geht hervor, dass eine in den Randgebieten stattfindende Grundwasserneubildung zur grundwasserbürtigen Entwässerungsrate beiträgt. Ein größerer Anteil daran ergibt sich jedoch aus dem Elbzustrom, der aus der Kontaktlänge zwischen Elbe und Grundwasser resultiert. Ein Großteil der Grundwasserentnahmen erfolgt im Norden der Insel. Die in den erhöhten Bereichen stattfindende Grundwasserneubildung trägt ebenso wie die Elbe zur Speisung der Brunnen bei. Ein möglicher Anstrom der Brunnen aus nordöstlicher Richtung wird durch den undurchlässigen Rand im Modell verhindert und muss durch einen Zustrom aus der Elbe ausgeglichen werden. Es wird eine Überschätzung des Elbeeinflusses infolge des simulierten hydraulischen Kurzschlusses in diesem Flussabschnitt vermutet. Der undurchlässige Rand wird infolge der zuvor erläuterten An-



**Abbildung 4.15.:** Simulierte Grundwasserströmungsverhältnisse im oberflächennahen Grundwasserleiter der Elbinsel Wilhelmsburg; oben: Draufsicht, unten: Längsschnitt; Pfeile geben die Strömungsrichtung in der Betrachtungsebene an.



**Abbildung 4.16.:** Simulierte Grundwasserhaushaltsgrößen im Referenzzustand (1997-2007) des oberflächennahen Grundwasserleiters der Elbinsel Wilhelmsburg [ $\text{m}^3/\text{d}$ ].

nahme definiert, dass die Elbe eine Grundwasserscheide darstellt. Diese Modellvorstellung kann auch in Bereich der an die Elbe grenzenden Geest zu Abweichungen von der Realität führen, die aufgrund ihrer Kleinräumigkeit jedoch vernachlässigt werden.

#### 4.4. Untersuchung von Modellvarianten des Referenzmodells

Modelle stellen eine Approximation der realen Verhältnisse dar, vergleiche Abschnitt 4.1. Unsicherheiten und Abweichungen bestehen beispielsweise bei der Definition von Randbedingungen und Geometrien, die sich auf das Ergebnis und die Aussagekraft eines Modells auswirken.

Um den Einfluss abweichender Geometrien und Parametrisierungen sowie veränderter Randbedingungen auf simulierte Grundwasserverhältnisse der Elbinsel zu evaluieren, werden nachfolgend zwei Modellvarianten beschrieben und ihre Ergebnisse mit denen des Referenzmodells verglichen.

**Veränderte vertikale Geometrie** Die hydrogeologische Repräsentanz des Untergrunds ist mit einer großen Unsicherheit behaftet, da die Verteilung und Gliederung verschiedener hydrostratigrafischer Einheiten zum Teil sehr variieren kann. Ihre Erkundung geschieht auf der Basis einzelner, bis in unterschiedliche Tiefen niedergebrachter Bohrungen in Kombination mit der generellen geologischen Entstehungsgeschichte des Betrachtungsgebiets.

**Tabelle 4.2.:** Veränderte Parameter der Modellvarianten im Vergleich zum kalibrierten Referenzmodell.

| Parameter                          | Referenz            | Geometrie           | Neubildung          |
|------------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Grundwasserleitermächtigkeit [m]   | 10-55               | 10-25               | 10-55               |
| Hydraulische Leitfähigkeit [m/s]   |                     |                     |                     |
| Feinsand, Holozän                  | $2.5 \cdot 10^{-4}$ | $7.5 \cdot 10^{-4}$ | $2.5 \cdot 10^{-4}$ |
| Grobsand, Weichselkaltzeit         | $7.0 \cdot 10^{-4}$ | $2.1 \cdot 10^{-3}$ | $7.0 \cdot 10^{-4}$ |
| Max. Abstandsgeschwindigkeit [m/s] | $1.0 \cdot 10^{-5}$ | $7.0 \cdot 10^{-5}$ | $1.4 \cdot 10^{-5}$ |
| Grundwasserneubildung [mm/a]       | 40-120              | 40-120              | 88.5                |

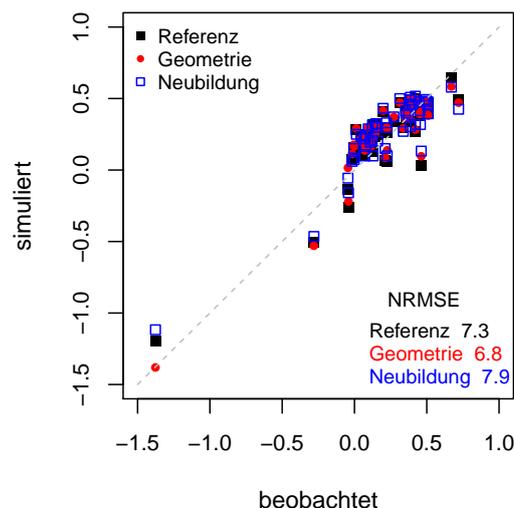
Unterschiedliche Interpretationen und Gewichtungen dieser Informationen führen zu verschiedenen strukturellen Strömungsmodellen und Kalibrierungen.

Im Vergleich zum Referenzmodell erfolgt die vertikale Gliederung des Grundwasserleiters dieser Modellvariante auf Grundlage des hydrostratigrafischen Strukturmodells. Es ergibt sich eine im Vergleich zu dem Referenzmodell verringerte Grundwasserleitermächtigkeit, die insbesondere im Bereich der Wilhelmsburger Rinne zu beobachten ist. Die Nachkalibrierung der hydraulischen Leitfähigkeit im Grundwasserleiter führt zu um den Faktor 3 erhöhte Werte. Die veränderten Parameter sind in Tabelle 4.2 denen des Referenzmodells gegenüber gestellt.

**Veränderte Grundwasserneubildung in aufgehöhten Gebieten** Um den klimatischen Einfluss auf das Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg auch unter zukünftigen Klimawandelbedingungen abschätzen zu können, wird die Grundwasserneubildung in Abhängigkeit der Versiegelung und des Niederschlags in den erhöhten Bereichen nach folgender Vorschrift abgeschätzt:

$$R_N = \frac{\sum_{f=1}^g (1 - \text{frac}_f) \cdot Nd \cdot A_{\text{frac},f}}{\sum_{f=1}^g A_{\text{frac},f}}. \quad (4.13)$$

Darin sind  $R_N$  die flächengewichtete, mittlere Jahresgrundwasserneubildung,  $\text{frac}$  der Versiegelungsanteil,  $Nd$  der Niederschlag und  $A_f$  die aufgehöhte Teilfläche. Der in die Ermittlung der Neubildungsrate einfließende, mittlere Niederschlag entspricht den Messungen im Zeitraum 1971-2000 am DWD-Standort Neuwiedenthal von 761 mm/a und einer mittleren Gebietsversiegelung von 88%. Zukünftige Szenarien können auf Basis der Bias-korrigierten Klimamodellergebnisse abgeschätzt werden.  $R_N$  wird im gesamten aufgehöhten Hafenbereich des Untersuchungsgebiets angesetzt und auf eine wie im Referenzmodell vorgenommene Zonierung verzichtet, siehe Tabelle 4.2. Ferner wird die Zuweisung einer Neubildung auf das aufgehöhte Gebiet beschränkt, da in den entwässerten Gebieten das infiltrierende Nie-

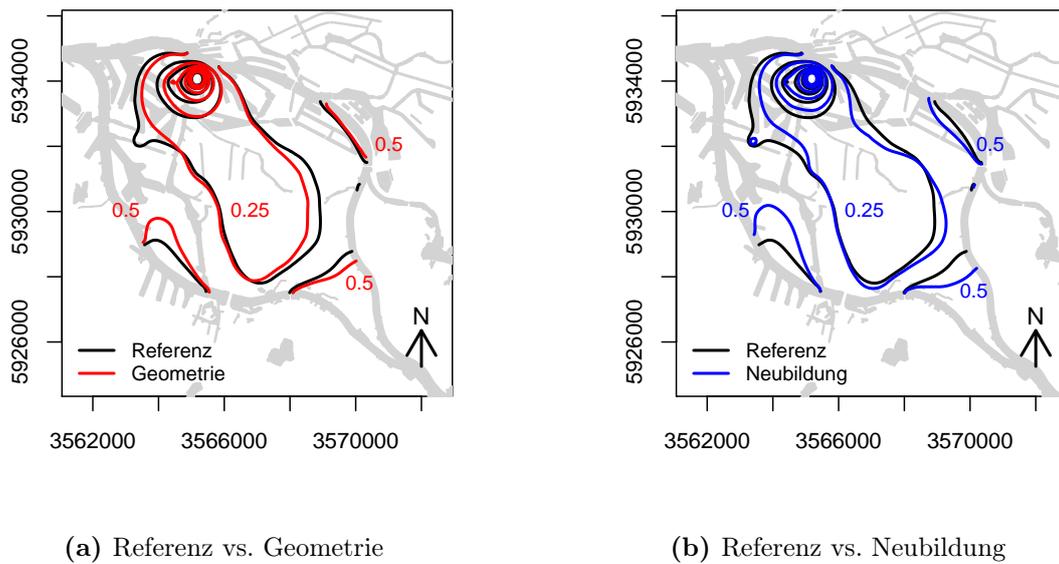


**Abbildung 4.17.:** Vergleich der gemessenen mit simulierten Grundwasserpotenzialen [m ü. NN] des Referenzmodells und der Modellvarianten; NRMSE = normierte Standardabweichung der Differenzen [%].

derschlagswasser unmittelbar in das Drainagesystem eingeleitet wird und keinen Einfluss auf das Grundwasser hat. Eine Darstellung des Neubildungsgebiets kann Abschnitt A.1 auf Seite 279 entnommen werden. In dieser Variante wird keine Änderung der charakteristischen hydraulischen Parameter vorgenommen.

**Vergleich der Modellergebnisse** Eine Gegenüberstellung der an den jeweiligen Beobachtungspunkten simulierten Grundwasserpotenziale mit gemessenen Werten zeigt Abbildung 4.17. Alle drei Modelle weisen eine vergleichbare Modellgüte auf. Durch die Änderung der Grundwasserleitergeometrie und -leitfähigkeit wird die Anpassung der simulierten an die gemessenen Werte leicht verbessert. Diese Beobachtung wird quantitativ durch die normierte, mittlere Standardabweichung der Differenzen (NRMSE) bestärkt, welche im Falle der Geometrievariante am geringsten ausfällt. Hingegen zeigt das Modell mit einer einheitlichen und veränderten Grundwasserneubildung einen, im Vergleich zum Referenzmodell, leicht erhöhten Fehler. Die Abweichungen zum Referenzmodell sind mit -0.5% beziehungsweise +0.6% gering.

Die sich aus den veränderten Modellen ergebenden Grundwassergleichen werden in Abbildung 4.18 mit der im Referenzmodell simulierten Grundwasserpotenzialoberfläche verglichen. Es ist eine generell gute Übereinstimmung der Ergebnisse erkennbar. Beide Varianten zeigen in Elbnähe eine leichte Erhöhung des Potenzials und eine Abnahme im Bereich des südlichen Gebiets Moorwerder. Das Geometriemodell weist zusätzlich eine Erhöhung im entwässerten Zentrum der Elbinsel auf. Hingegen sind infolge der Neubildungsänderung eine leichte Absenkung der Potenzialoberfläche im entwässerten Süden und eine Zunahme

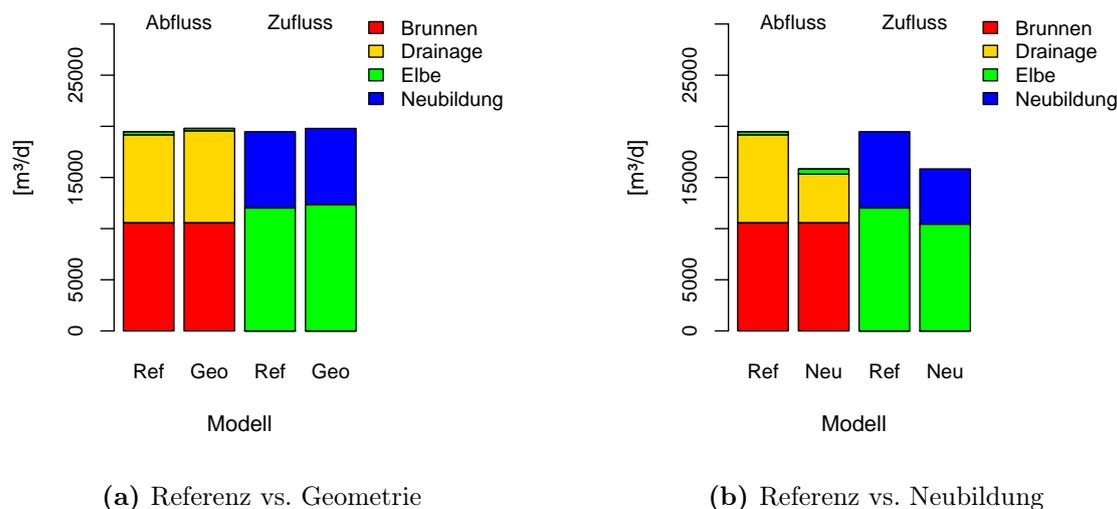


**Abbildung 4.18.:** Vergleich der Grundwassergleichen der Modellvarianten mit dem Referenzmodell; Höhen in m ü. NN.

des Potentials in Nähe des Absenktrichters zu beobachten.

Änderungen der Potenzialoberfläche in Ebnähe und im Norden ergeben sich bei Betrachtung der Neubildungsvariante aus der in den aufgehöhten Hafengebieten um den Faktor 2 höheren Neubildungsrate. Die beobachtete Abnahme im Süden resultiert aus einer relativen Verringerung der Neubildung im Vergleich zum Referenzmodell.

Beobachtete Verschiebungen der Grundwassergleichen als Folge einer veränderten Geometrie und Anpassung hydraulischer Parameter ist auf den für die Bilanzierung der Zu- und Abströme relevanten Strömungsleitwert zurückzuführen. Dieser ist, wie in Abschnitt 4.1 erläutert wurde, von der Transmissivität sowie der hydraulischen Leitfähigkeit abhängig, siehe Gleichung (4.2) auf Seite 48. Eine Verringerung der Grundwasserleitermächtigkeit ergibt, bei der Betrachtung der im Grundwasserleiter vornehmlich horizontalen Strömung, einen verringerten Fließquerschnitt und eine geringere Transmissivität. Bei gleichzeitiger Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit bleibt der effektive Strömungsleitwert hingegen vergleichbar. In Bereichen, in denen die geometrischen Unterschiede zwischen den Modellen gering sind, wirkt sich die globale Änderung der hydraulischen Durchlässigkeit jedoch stärker aus. Dies ist im Süd-Osten der Insel zu beobachten und resultiert in einer Abnahme des Grundwasserpotenzials. Heben sich die Änderung der Grundwasserleitermächtigkeit und der hydraulischen Leitfähigkeit auf, bleiben die Grundwassergleichen nahezu unbeeinflusst. Eine Zunahme des Grundwasserpotenzials ist im Bereich des Hafens und der elsterzeitlichen Wilhelmsburger Rinne zu beobachten, in denen die Reduktion des Fließquerschnitts dominiert und zu einer vergleichsweise geringeren Strömungsleitfähigkeit führt. Ein Un-



**Abbildung 4.19.:** Vergleich der Grundwasserbilanzgrößen  $[\text{m}^3/\text{d}]$  der Modellvarianten mit dem Referenzmodell; Ref = Referenzmodell, Geo = Modellvariante mit veränderter Geometrie, Neu = Modellvariante mit veränderter Neubildung.

terschied, der sich aus der erhöhten hydraulischen Durchlässigkeit ergibt, ist eine um den Faktor 7 höhere maximale Abstandsgeschwindigkeit, wie Tabelle 4.2 dokumentiert.

Den Einfluss der Modellvarianten auf die Grundwasserhaushaltsgrößen macht Abbildung 4.19 deutlich. Zwischen dem Geometriemodell und dem Referenzmodell besteht kein signifikanter Unterschied, wie aus Abbildung 4.19 (a) hervor geht. Diese Beobachtung bestärkt die Annahme, dass sich durch die vorgenommene Anpassung der Grundwasserleitermächtigkeit und der hydraulischen Leitfähigkeit der effektive Strömungsleitwert des Gesamtsystems nicht signifikant ändert. Eine geringfügige Zunahme des Entwässerungsvolumens durch einen leicht erhöhten Elbzustrom sind jedoch zu beobachten. Der Gegenüberstellung des Neubildungsmodells mit dem Referenzmodell in Abbildung 4.19 (b) ist eine Verringerung der täglichen Neubildungsrate zu entnehmen, welche mit der Reduktion der Gesamtentwässerungsrate korrespondiert. Diese Beobachtung bestätigt, dass das im Modell vorgegebene versickernde Niederschlagswasser in den entwässerten Gebieten unmittelbar in das Entwässerungssystem eingeleitet wird und keinen Einfluss auf das Grundwasserpotenzial nimmt.

**Bedeutung der Modellvarianten** Die gute Übereinstimmung des Neubildungsmodells mit dem Referenzmodell lässt zu, dass die mit der Modellvariante für zukünftige, mittlere Niederschläge bestimmten Erkenntnisse auch auf das Referenzmodell übertragen werden können. Dies gilt sowohl für die Änderung des Grundwasserpotenzials als auch für die

Grundwasserhaushaltsgrößen. Selbiges lässt sich für die Geometrievariante des Strömungsmodells folgern. Jedoch muss die im Verhältnis zum Referenzmodell höhere Abstandsgeschwindigkeit bei der Wärmeausbreitung durch konvektive Transportprozesse im Grundwasserleiter bedacht werden.

Die Komparabilität der Ergebnisse wird auf die restriktiven Randbedingungen zurückgeführt. Der Einfluss der umgebenden Elbe sowie der in der Fläche wirkenden Entwässerung wird über den jeweiligen Wasserstand, die Sohlage und den Strömungsleitwert der Sohle definiert. Die Kontaktlänge der Elbe sowie die Flächenanteile der Entwässerung sind bezogen auf das Gesamtgebiet groß. Sie dominieren die Grundwasserpotenzialfläche und -strömung, sodass nur wenige Freiheitsgrade im Modell bestehen. Ihre Parametrisierung fällt daher stark ins Gewicht. Aufgrund der guten Datenlage zur Bestimmung des Wasserstands und der Gewässertiefen in der Elbe und im Entwässerungssystem besteht die größte Unsicherheit hinsichtlich der kalibrierten Strömungsleitwerte der Gewässersohle, welche für die Massenbilanz des Gesamtsystems maßgeblich sind, da sie den Zu- und Abstrom aus dem System bedingen. Ein Vergleich der Grundwasseraufstiegsrate des Referenzmodells mit Ergebnissen eines regionalen Bodenwasserhaushaltsmodells im entwässerten Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg ergab eine sehr gute Übereinstimmung. Die Konvergenz der Modelle unterstützt die Verlässlichkeit des Referenzmodells zur Abbildung der mittleren Strömungsprozesse und Grundwasserbilanzgrößen.

#### **4.5. Modellierete klimawandelinduzierte Änderungen im Grundwasser (2071-2100)**

Hinsichtlich der zukünftigen Klimaentwicklung und des resultierenden Meeresspiegelanstiegs bestehen Unsicherheiten, die unter anderem auf der Ungewissheit der gesellschaftlichen Entwicklung gründen, siehe Abschnitt 3.3. Aus diesem Grund werden zur Evaluierung des Klimawandeleinflusses auf das oberflächennahe Grundwasser Szenarien untersucht, die die Spannweite möglicher Änderungen abdecken. Diese basieren auf den in Abschnitt 3.3 beschriebenen Klimawandelprojektionen im Zeitraum 2071-2100 und sind in Tabelle 4.3 beschrieben.

Nachfolgend werden die Ergebnisse der hydraulischen Modellierung des Klimawandeleinflusses ausgewertet und diskutiert. Es wird auf die Neubildungsänderung in den aufgehöhten Gebieten und auf den Elbwasseranstieg eingegangen. Die Änderungen der Grundwasserbilanzgrößen und des Grundwasserpotenzials werden verglichen und bewertet.

**Änderungen im Grundwasser aufgrund von Niederschlagsänderungen** Zukünftig projizierte Niederschläge für das Ende des 21. Jahrhunderts zeigen im Jahresmittel eine geringfügige Zunahme, vergleiche Abschnitt 3.3. Grundsätzlich ergibt sich eine Änderung

**Tabelle 4.3.:** Zukunftsszenarien zur hydraulischen Modellierung des Klimawandeleinflusses auf das Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

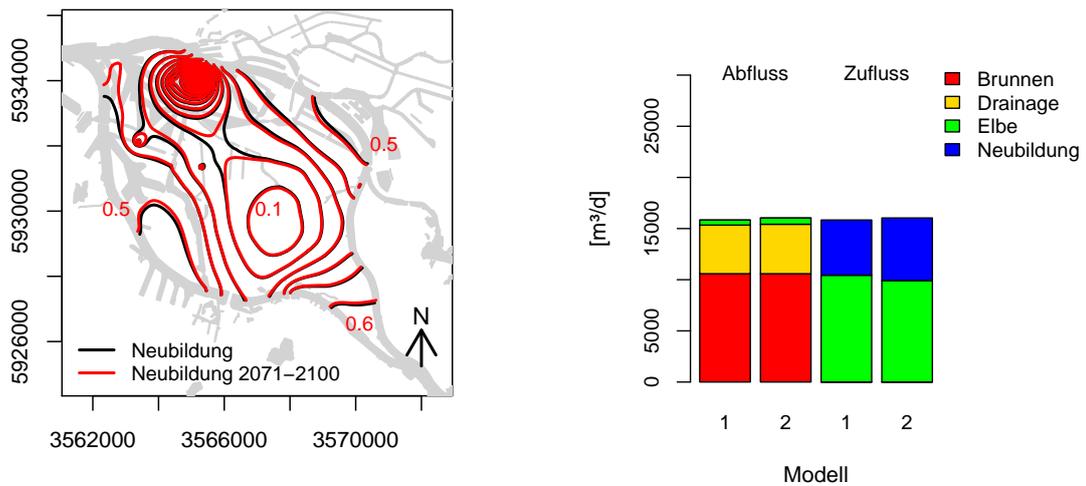
| Szenario             | Wasserstandsänderung [cm] | Neubildung [mm/a] | Brunnen |
|----------------------|---------------------------|-------------------|---------|
| Elbe +20             | +20                       | 40-120            | aktiv   |
| Elbe +80             | +80                       | 40-120            | aktiv   |
| Elbe +80 inaktiv     | +80                       | 40-120            | inaktiv |
| Neubildung 2071-2100 | 0                         | 100               | aktiv   |

des mittleren Jahresniederschlags um +7% bis +18.5%. Für die Berechnung der projizierten mittleren Neubildung in den aufgehöhten Gebieten der Elbinsel Wilhelmsburg wird eine mittlere Niederschlagsänderung von 13.7% betrachtet. Unter der weiteren Annahme einer mittleren Flächenversiegelung von 88% ergibt sich gemäß Gleichung (4.13) eine zukünftige Neubildungsrate von 100 mm/a. Als Vergleichsmodell wird die Neubildungsvariante des Strömungsmodells herangezogen. Ein Vergleich der simulierten Grundwassergleichen ist in Abbildung 4.20 (a) dargestellt.

In den aufgehöhten Bereichen wird eine Zunahme des Grundwasserpotenzials kleiner 10 cm deutlich. Diese geht mit einer Verringerung des Elbwasserzustroms um  $637 \text{ m}^3/\text{d}$  und einem Anstieg der Gesamtentwässerungsrate um  $83 \text{ m}^3/\text{d}$  einher, wie Abbildung 4.20 (b) verdeutlicht. Die beobachtete Abnahme der Zustromrate aus der Elbe ergibt sich im Einzugsgebiet der Brunnen im Norden der Insel und wird durch die erhöhte Neubildung ausgeglichen. In den, an das entwässerte Zentrum angrenzenden Neubildungsgebieten führt die erhöhte Neubildung zu der geringfügigen Erhöhung des Entwässerungsvolumens.

**Änderungen im Grundwasser aufgrund eines Elbwasseranstiegs** Das mittlere Elbwasser hat einen maßgeblichen Einfluss auf das oberflächennahe Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg, da es als Randpotenzial dient und die Elbe den Grundwasserleiter speist. Zur Untersuchung eines klimawandelbedingten Elbwasserspiegelanstiegs werden Änderungen der Mittelwasserstände basierend auf der in Abschnitt 3.3 beschriebenen Spannweite von +20 cm bis +80 cm untersucht. Während alle übrigen Randbedingungen unverändert bleiben, werden die Wasserstände in den Flussabschnitten erhöht und der resultierende stationäre Zustand simuliert. Abbildung 4.21 zeigt die Veränderungen in der Grundwasserpotenzialoberfläche im Verhältnis zum Referenzmodell sowie die resultierenden Grundwassergleichen.

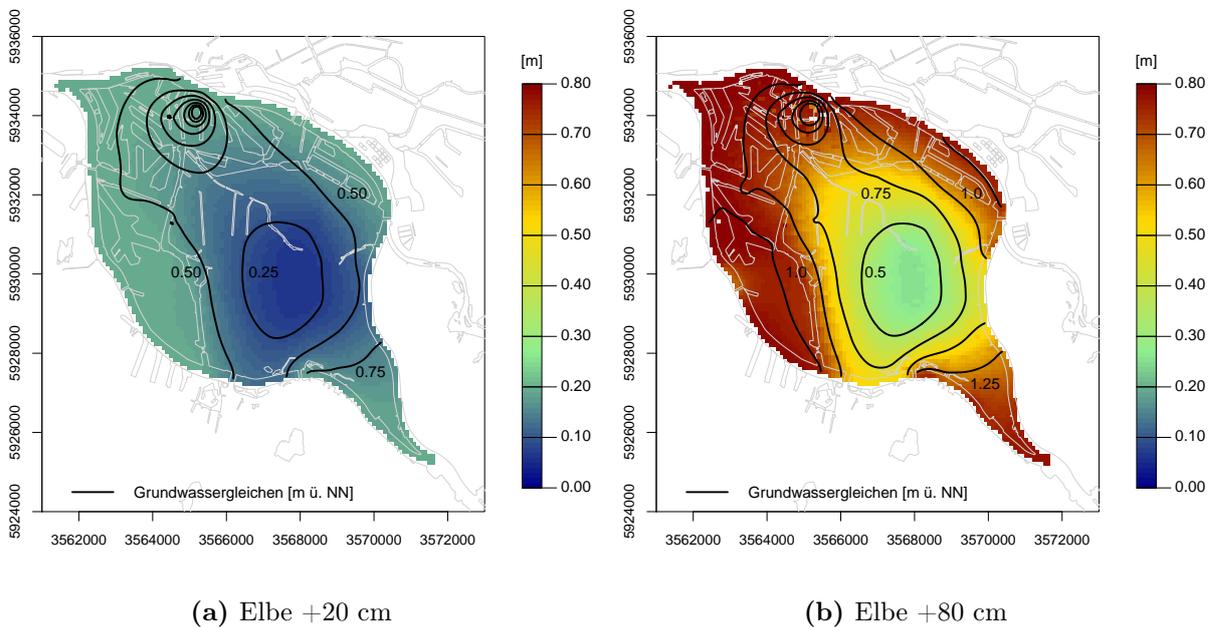
Beide Szenarien zeigen in Elbnähe und in den aufgehöhten, nicht entwässerten Gebieten einen Anstieg des Grundwasserpotenzials, der dem Elbwasseranstieg entspricht. Die Änderung nimmt in dem Entwässerungsgebiet zum Zentrum der Insel hin ab, in welchem die Drainagewasserstände am niedrigsten eingestellt sind. In beiden dargestellten Fällen



(a) Grundwassergleichen in m ü. NN; Differenz 10 cm

(b) Grundwasserbilanzvergleich

**Abbildung 4.20.:** Vergleich der Grundwassergleichen in m ü. NN (Differenz von 10 cm) und Grundwasserbilanzgrößen aufgrund einer veränderten mittleren Neubildung (2071-2100) in den aufgehöhten Bereichen; Modell 1 = Neubildungsvariante, Modell 2 = Neubildung 2071-2100.



(a) Elbe +20 cm

(b) Elbe +80 cm

**Abbildung 4.21.:** Änderung des Grundwasserpotenzials bei einem Elbwasserspiegelanstieg um +20 cm und +80 cm im Vergleich zum Referenzmodell und absolute Grundwassergleichen in m ü. NN für das betrachtete Szenario.

**Tabelle 4.4.:** Szenarienvergleich der absoluten Abstandsgeschwindigkeiten im unteren, wechsellagernden Grundwasserleiter [m/s].

| Szenario    | Minimum              | 1. Quantil          | Median              | Mittelwert          | 3. Quantil          | Maximum             |
|-------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Referenz    | $5.1 \cdot 10^{-10}$ | $2.6 \cdot 10^{-7}$ | $5.2 \cdot 10^{-7}$ | $7.7 \cdot 10^{-7}$ | $8.1 \cdot 10^{-7}$ | $5.5 \cdot 10^{-5}$ |
| Elbe +20 cm | $7.4 \cdot 10^{-10}$ | $3.2 \cdot 10^{-7}$ | $6.3 \cdot 10^{-7}$ | $8.5 \cdot 10^{-7}$ | $9.6 \cdot 10^{-7}$ | $5.5 \cdot 10^{-5}$ |
| Elbe +80 cm | $1.6 \cdot 10^{-10}$ | $5.2 \cdot 10^{-7}$ | $9.4 \cdot 10^{-7}$ | $1.1 \cdot 10^{-6}$ | $1.4 \cdot 10^{-6}$ | $5.6 \cdot 10^{-5}$ |

entspricht die Potenzialänderung im Inselzentrum 30% der Wasserstandsänderung in der Elbe. Die Richtung der Grundwasserströmung bleibt im Vergleich zu dem in Abschnitt 4.3 beschriebenen Strömungsbild unbeeinflusst. Ebenso entsprechen die Einzugsgebiete des Brunnens und der Entwässerung denen des Ausgangszustands im Grundwasser.

Der ungleichmäßige Potenzialanstieg führt zu einem erhöhten hydraulischen Gradienten und der Zunahme der Fließgeschwindigkeit. Die absoluten Abstandsgeschwindigkeiten der Szenarien sind in Tabelle 4.4 zusammengefasst. Bei einer Referenzgeschwindigkeit von  $7.7 \cdot 10^{-7}$  m/s nimmt die mittlere Geschwindigkeit maximal um den Faktor 1.5 zu, während der Medianwert für das 80 cm Szenario eine Erhöhung um den Faktor 1.8 zeigt. Alle Szenarien umfassen eine absolute Spannweite der Abstandsgeschwindigkeit von fünf Zehnerpotenzen, wobei ein Vergleich des ersten und dritten Quantils einen Faktor 3 nicht überschreitet. Die Maximalgeschwindigkeit tritt in unmittelbarer Nähe zum Brunnen auf und ist nur für einen kleinen Ausschnitt des Gesamtgebiets repräsentativ.

Ein weiteres mögliches Zukunftsszenario ist die Stilllegung der Brunnen im Norden des Untersuchungsgebiets, die von einer Industrieanlage betrieben werden und deren Standort in der Zukunft potenziell verlagert oder aufgegeben werden könnte. Die Grundwassergleichen, Stromlinien sowie Wasserbilanzänderung in diesem Szenario bei gleichzeitig stattfindendem Anstieg der Elbe um 80 cm sind in Abbildung 4.22 den Ergebnissen des Elbszenarios gegenübergestellt. Ein Vergleich der Abbildung 4.22 (a) und Abbildung 4.22 (b) zeigt eine geringfügige Verschiebung der Grundwassergleichen im entwässerten Gebiet. Aufgrund des Einstellens der Grundwasserentnahmen ist kein Absenktrichter mehr in Abbildung 4.22 (b) ausgeprägt und die Stromlinien zeigen einen Zustrom aus dem aufgehöhten Neubildungsgebiet in das Entwässerungsgebiet. Im äußersten Nord-westlichen Bereich kehrt sich die Fließrichtung um und das Grundwasser speist die Elbe. Im Falle aktiver Brunnen strömt das Grundwasser dieses Gebiets den Brunnen zu, wie Abbildung 4.22 (a) zeigt.

Für einen Anstieg von 80 cm in der Elbe wird in Abbildung 4.22 (c) die Änderung der Grundwasserbilanzgrößen deutlich. Der Elbanstieg resultiert in einer Zunahme des Elbzustroms ins Grundwasser um 49%. Ferner steigt der Grundwasseraufstieg in das Entwässerungssystem um den Faktor 2.3 an. Werden die Brunnen ausgeschaltet, nimmt die Grundwasserzehrung weiter zu, wie aus Abbildung 4.22 (d) hervor geht und auf die Ein-

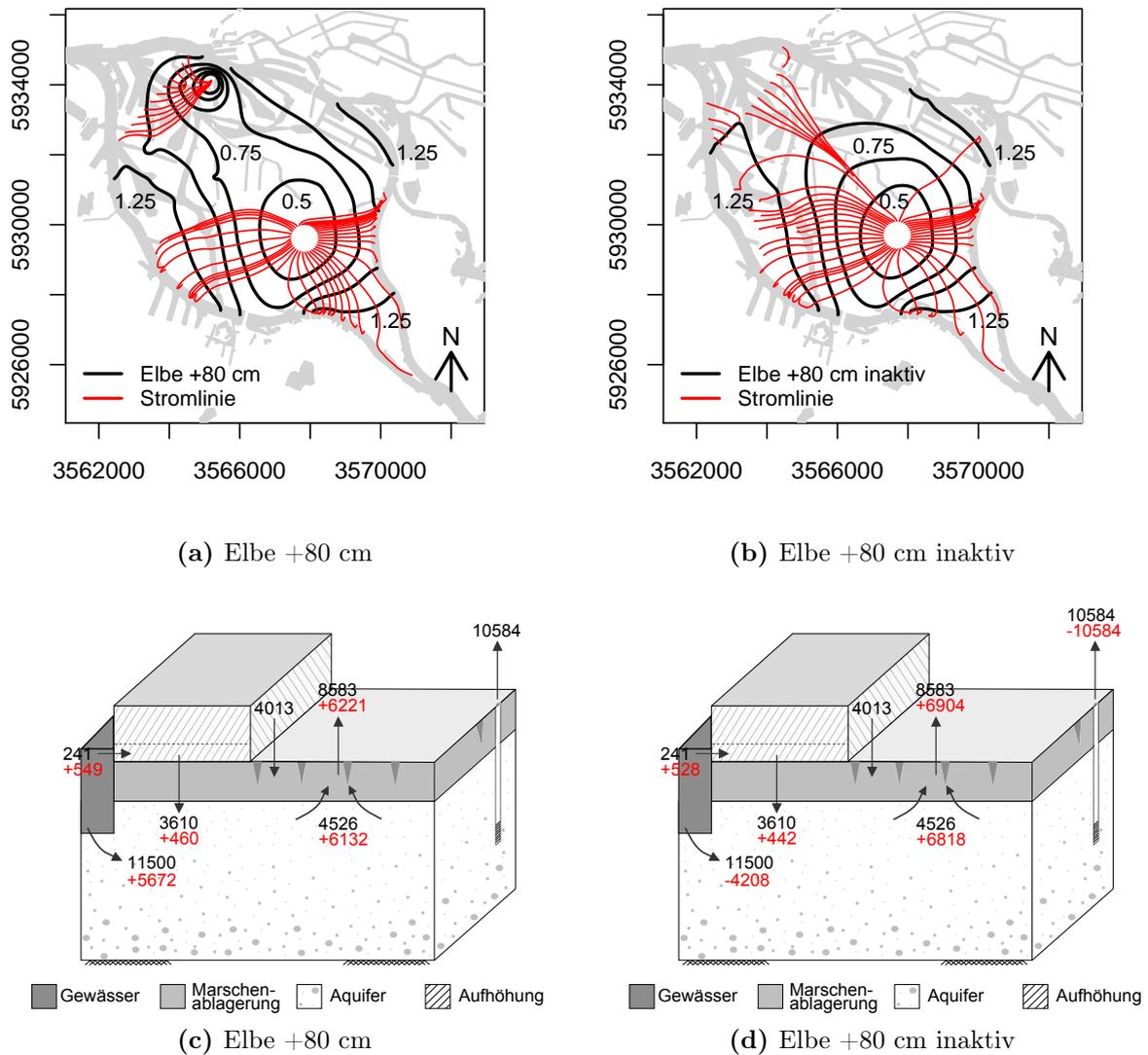
zugsgebietsvergrößerung der Entwässerung zurückgeführt wird.

Verglichen mit dem Referenzmodell wird aus der Darstellung auch eine Verringerung des Elbzutroms deutlich, da in dem zugrundeliegenden Ausgangsmodell ein großer Anteil des zuströmenden Elbwassers das Grundwasser über die Brunnen wieder verlässt. Dieser hydraulische Kurzschluss gleicht einen möglichen Anstrom des Brunnens aus externen Gebieten aus.

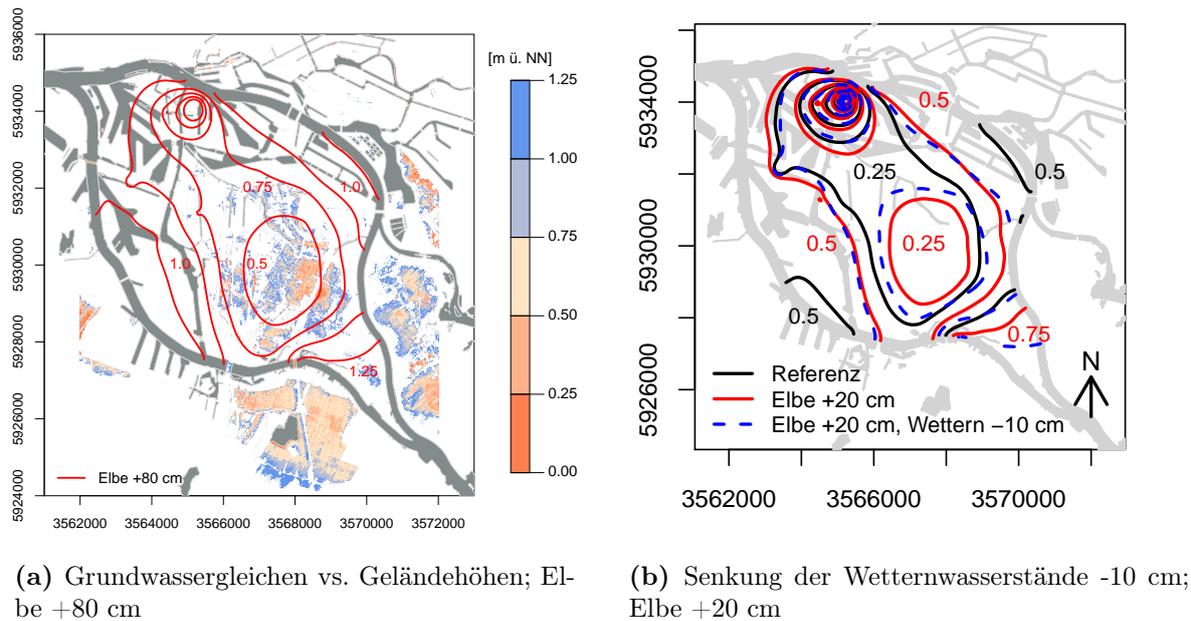
## 4.6. Bedeutung der Änderungen für den Wasserhaushalt der Elbinsel Wilhelmsburg

Während die klimatischen Änderungen nur einen geringen Einfluss auf das oberflächennahe Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg haben, ergibt sich durch einen klimawandelbedingten Elbanstieg eine Zunahme des Grundwasserpotenzials und eine erhöhte grundwasserbürtige Entwässerungsrate. Nachfolgend werden die modellierten Änderungen bewertet. Dabei wird die Vergleich- und Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Marschgebiete herausgestellt

**Potenzialänderungen und Anpassungsmöglichkeiten** Ein Anstieg des Grundwasserpotenzials kann in tief liegenden Marschgebieten zu Vernässungen führen, die eine Nutzungseinschränkung bedingen. Die Modelle zeigen für einen Elbwasseranstieg zwischen 20 cm und 80 cm eine Zunahme des Grundwasserpotenzials um 6 cm bis 80 cm. Es werden in Elbnähe und den aufgehöhten Hafengebieten die größten und im Zentrum der Insel eine um bis zu 70% reduzierte Potenzialerhöhung bestimmt. In den aufgehöhten Bereichen ist ein Anstieg des Grundwasserpotenzials aufgrund des großen Abstands zur anthropogenen Geländeoberfläche unbedenklich. Im Zentrum der Insel befindet sich das Grundwasserpotenzial im Falle einer Elbwasserstandsänderung um 80 cm auf einem Niveau zwischen  $>1.25$  m ü. NN und  $<0.5$  m ü. NN. Die resultierenden Grundwassergleichen sind im Vergleich mit Geländehöhen bis 1.25 m ü. NN in Abbildung 4.23 (a) dargestellt. In den rot gefärbten Flächen befindet sich die Geländeoberkante unter dem Grundwasserpotenzial, sodass artesische Verhältnisse herrschen. Eine Reduktion der Deckschichtmächtigkeit oder das Entfernen der Deckschicht kann in diesen Gebieten zu Qualmwasserbildung und Vernässungen führen. Höhere Wetterwasserstände im Entwässerungssystem, die die gesättigte Bodenzone regulieren, können ebenfalls eine Vernässung bedingen. Da das Gelände auch unter der Wirkung eines Klimawandels im Großteil des entwässerten Gebiets über dem Grundwasserpotenzial liegt, ist bei vorhandener Aquiferdeckschicht und einem funktionierenden Entwässerungssystem keine grundwasserbürtige Vernässung zu erwarten. Dies gilt auch bei einer gleichzeitig zum Elbwasseranstieg stattfindenden Stilllegung der Grundwasserentnahmebrunnen, wie aus dem Potenzialvergleich in Abbildung 4.22 hervorgeht,



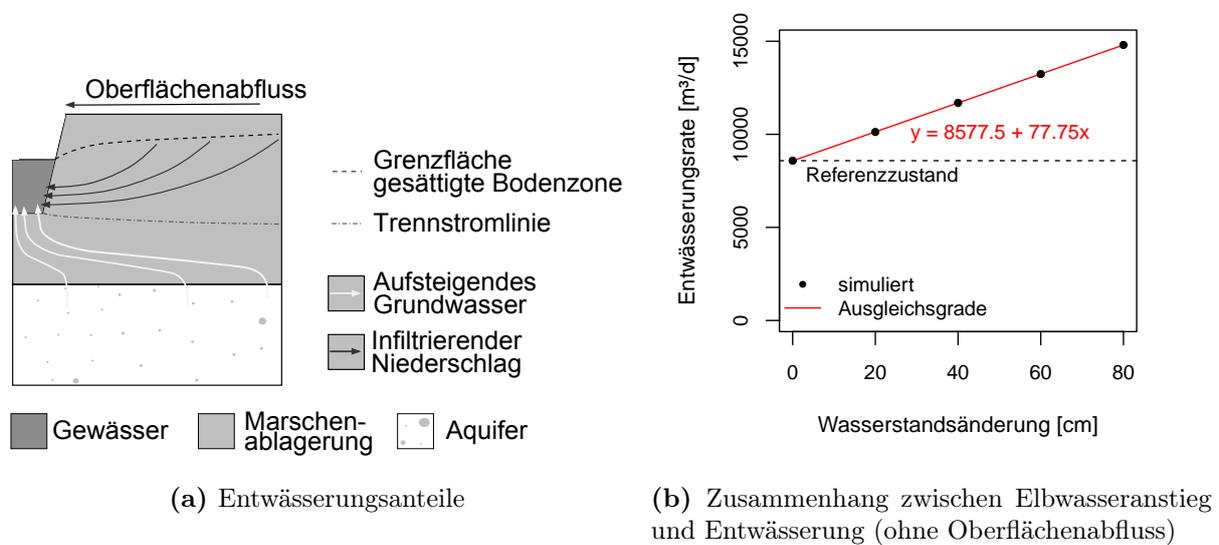
**Abbildung 4.22.:** Änderung der Strömungsrichtung und Grundwasserbilanzgrößen in  $\text{m}^3/\text{d}$  bei einem Elbwasserspiegelanstieg von +80 cm und bei gleichzeitig inaktiven Entnahmebrunnen; schwarze Zahlen geben die Bilanzgrößen des Referenzmodells wieder, rote Zahlen stehen für die Änderung im betrachteten Szenario.



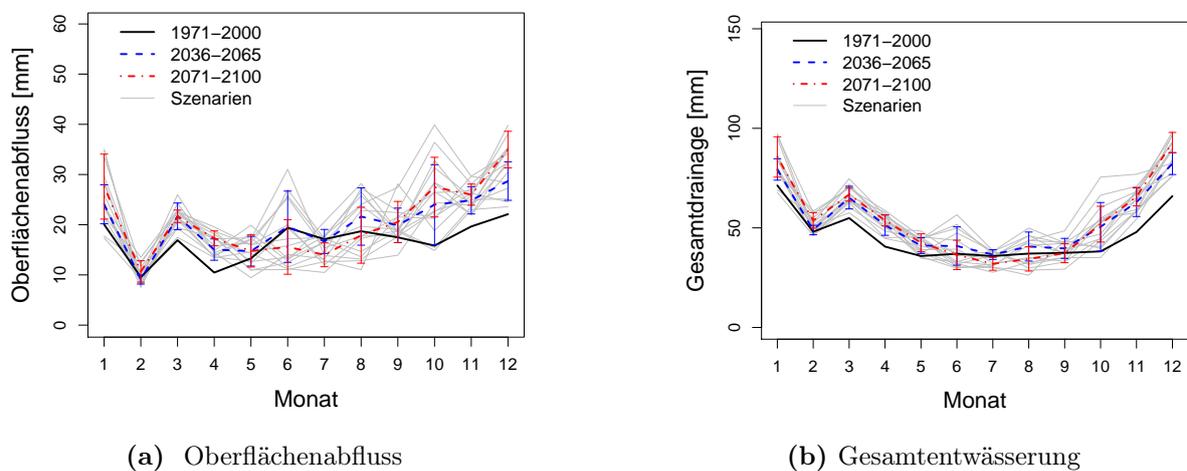
**Abbildung 4.23.:** Gegenüberstellung der Geländehöhen in der tief liegenden Marsch und den Grundwassergleichen bei einem Elbwasseranstieg von +80 cm sowie der Senkung der Wetternwasserstände um 10 cm bei einem Elbwasseranstieg von 20 cm als mögliche Anpassungsmaßnahme.

der eine maßgebliche Potenzialzunahme in den ungefährdeten, erhöhten Gebieten zeigt. Die Regulierung des Grundwasserpotenzials durch die Anpassung der Entwässerungswasserstände im System stellt eine mögliche Anpassungsmaßnahme dar. Anhand der Niederschlagsvariante des Strömungsmodells wurde untersucht, inwieweit die Reduktion der Grabenwasserstände des Entwässerungssystems um 10 cm bei gleichzeitigem Anstieg der Elbe um 20 cm eine Anpassung des Grundwasserpotenzials an den Referenzzustand erwirkt (Zou, 2014). Das Ergebnis ist qualitativ in Abbildung 4.23 (b) dargestellt und zeigt, dass nur im zentralen Bereich der Insel eine korrigierende Absenkung erreicht wird, die eine zusätzliche Zunahme der Entwässerungsrate bedingt. Die Absenkung der Grabenwasserstände stellt demnach keine flächige Anpassungsmöglichkeit dar. Lokale Grundwasserabsenkungen über Förderbrunnen zur Regulierung des Potenzials müssten stattdessen überprüft werden.

Die Modellergebnisse für die Elbinsel Wilhelmsburg stimmen in ihrer generellen Aussage mit den in Abschnitt 2.1 zusammengefassten Grundwasserpotenzialänderungen anderer Studien überein. Oude Essink u. a., 2010 geben beispielsweise für einen Meeresspiegelanstieg von 85 cm bis 200 cm eine Änderung im Grundwasser von 40% in 5 km Küstenentfernung an. Im Modellgebiet Wilhelmsburg wird in einer Distanz zur Elbe von 3,5 km eine Änderung von 30% deutlich, die von dem Entwässerungssystem beeinflusst wird.



**Abbildung 4.24.:** Schematische Darstellung der Abflusskomponenten im Entwässerungssystem und Zusammenhang zwischen dem Elbwasseranstieg und der simulierten Entwässerungsrate aus Grundwasseraufstieg und Bodenwasserdrainage im Einzugsgebiet Wilhelmsburg.



**Abbildung 4.25.:** Vergleich 30-jähriger berechneter und flächengewichteter Monatsmittelwerte für den Referenzzeitraum (1971-2000) (a) des Oberflächenabflusses und (b) der Gesamtentwässerung für die Mitte (2036-2065) und das Ende (2071-2100) des 21. Jahrhunderts; verändert nach Zou, 2014.

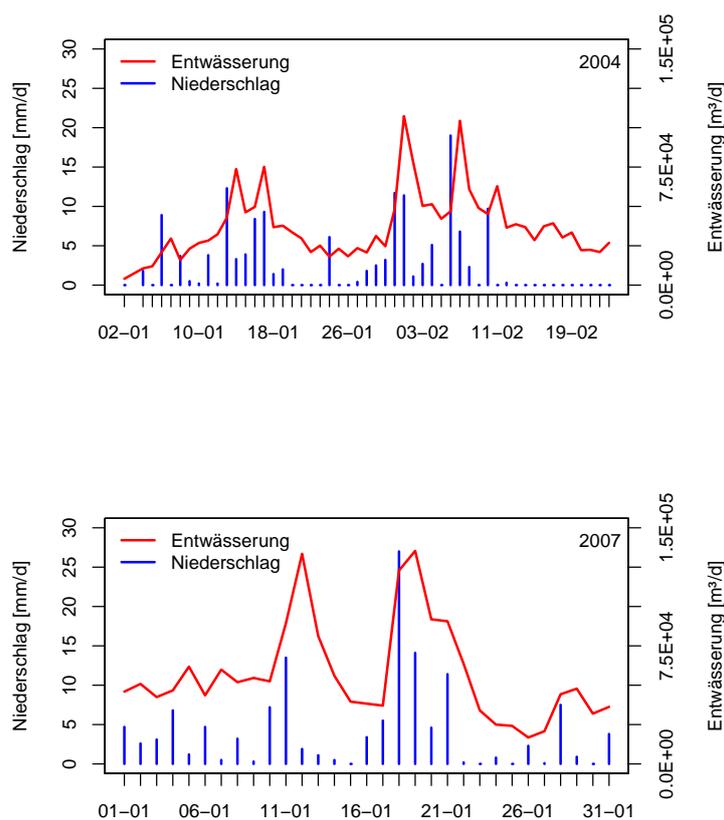
**Auswirkungen auf das Entwässerungssystem** Das Entwässerungssystem wird von drei Anteilen gespeist, die in Abbildung 4.24 (a) schematisch dargestellt sind. Neben dem infiltrierenden, oberflächennah abfließenden Niederschlag sowie dem aufsteigenden Grundwasser stellt der Oberflächenabfluss insbesondere in stark versiegelten, urbanen Gebieten eine maßgebliche Abflusskomponente dar.

Aus den Ergebnissen der hydraulischen Berechnung zum Einfluss eines allseitigen Elbwasseranstiegs auf das Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg geht hervor, dass das Entwässerungssystem das Änderungssignal der Elbe im entwässerten Gebiet um bis zu 70% abschwächt. Die Senkung des Grundwasserpotenzials korrespondiert mit einer Zunahme des Grundwasseraufstiegs in die Deckschicht und einem erhöhten grundwasserbürtigen Entwässerungsanteil. Die Änderung der Entwässerungsrate, die sich aus dem Grundwasser- und Bodenwasseranteil zusammensetzt, ist in Abhängigkeit des Elbwasseranstiegs von +20 cm bis +80 cm in Abbildung 4.24 dargestellt. Es besteht ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen der modellierten Entwässerungsrate und dem Elbwasseranstieg, der eine Zunahme von etwa 78 m<sup>3</sup>/d je Zentimeter Elbwasseranstieg beschreibt.

Für den Grundwasseraufstieg ergibt sich bei einem Elbwasseranstieg von +80 cm eine Zunahme von 135% unter stationären Bedingungen. Der grundwasserbürtige Anteil an der modellierten Entwässerung aus Boden- und Grundwasser steigt dabei von 53% unter Referenzbedingungen auf 72% unter Klimawandelbedingungen an. Die Änderungen sind verglichen mit der Zunahme modellierter Aufstiegsraten anderer Studien zum Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf Marschgebiete hoch. Dies wird auf die Insellage und einen allseitigen Einfluss des Elbwasserspiegelanstiegs im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg zurückgeführt. Des Weiteren wurden die Ergebnisse der Vergleichsstudien zumeist mit einem instationären Modell unter der Annahme eines sukzessiven Meeresspiegelanstiegs ermittelt.

In der bisherigen Betrachtung wurde der Beitrag des Oberflächenabflusses an der Entwässerung unberücksichtigt gelassen. Zur Einordnung der Ergebnisse des zunehmenden Grundwasseraufstiegs ist die Auslegung des Entwässerungssystems unter Berücksichtigung aller Abflusskomponenten zu betrachten. Der Oberflächenabfluss ist von dem regionalen Niederschlag und der Flächenversiegelung abhängig.

Um den Einfluss klimawandelinduzierter hydrologischer Änderungen auf den Oberflächenabfluss und die Gesamtentwässerung abzuschätzen, wurden Szenarienrechnungen mit einem regionalisierten Bodenwasserhaushaltsmodell durchgeführt, die detailliert in Zou, 2014 beschrieben sind. Dafür wurde das in Abschnitt A.2 beschriebene Modell SWAP (Soil, Water, Atmosphere, and Plant) verwendet. Grundlage dieser Modellrechnungen stellten Hydrotope dar, die sich aus der Verschneidung der aufgehöhten Flächen und der Profiltypen in Abbildung 4.11, der Grundwassergleichen sowie der Regelwasserstände im Entwässerungssystem ergaben. Ferner wurde die Versiegelung der Oberfläche berücksichtigt. Für den Oberflächenabfluss und die Gesamtentwässerungsrate sind die Modellergebnisse in



**Abbildung 4.26.:** Tägliche Niederschlagssummen am DWD-Standort Neuwiedenthal und Gesamtpumpraten im Entwässerungsgebiet Wilhelmsburgs im Januar 2004 und 2007; Messdatengrundlage: DWD, LSBG.

Abbildung 4.25 dargestellt. Darin werden absolute flächengewichtete Monatsmittelwerte für die Mitte und das Ende des 21. Jahrhunderts mit dem Referenzszenario (1971-2000) verglichen. Die Gesamtentwässerungsrate in Abbildung 4.25 (b) setzt sich aus den in Abbildung 4.24 abgebildeten Anteilen zusammen. Änderungen des Elbwasserspiegelanstiegs blieben in den Berechnungen unberücksichtigt, sodass sich die zu beobachtenden Änderungen allein aus klimatischen Einflüssen ableiten. Die Verläufe beider Bilanzgrößen zeigen in den simulierten Zukunftszeiträumen eine Abnahme in den Sommer- und eine Zunahme in den Wintermonaten. Die Gesamtentwässerung nimmt zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) in Abhängigkeit des Zukunftsszenarios im Jahresmittel zwischen 8% und 21% gegenüber dem Referenzszenario (1971-2000) zu. Maximale Änderungen zwischen 30% und 40% sind in den Herbstmonaten (Oktober bis Dezember) zu beobachten.

Der in Abbildung 4.25 (a) dargestellte mittlere Oberflächenabfluss zeigt einen vergleichbaren Verlauf wie szenarienabhängigen Niederschläge in Abbildung 3.11 (b), der somit die größte hydrologische Einflussgröße auf den Abfluss an der Oberfläche darstellt.

Eine Korrelation der Gesamtentwässerung mit dem Tagesniederschlag wird auch anhand Abbildung 4.26 deutlich, in der beobachtete, tägliche Niederschlagssummen und gemessene Schöpfwerkspumpraten im Januar der Jahre 2004 und 2007 dargestellt sind. Extrembedingungen, wie Starkniederschläge einer Intensität von 10 mm/d respektive größer 20 mm/d, führen zu erhöhtem Oberflächenabfluss. In den betrachteten Zeiträumen ergibt sich eine maximale Spitzenlast von etwa 137500 m<sup>3</sup>/d, die auf den Oberflächenabfluss und oberflächennah abfließendes Bodenwasser zurückgeführt wird. Im Vergleich dazu stellen die zum Abfluss kommenden modellierten Grundwasseraufstiegsraten eine Grundbelastung dar, die mittlere Verhältnisse beschreibt und von den Witterungsbedingungen unabhängig ist. Die Saisonalität der Grundlast, bedingt durch jahreszeitliche Wasserstandsschwankungen in der Elbe, wird anhand der stationären Modelle nicht simuliert.

In Tabelle 4.5 wird der grundwasserbürtige Anteil der Spitzenlast gegenübergestellt. Der im Referenzmodell bestimmte mittlere Grundwasseraufstieg entspricht etwa 3% des beobachteten Spitzenwertes. Durch einen Anstieg des Elbwassers um +80 cm erhöht sich der Anteil auf ca. 8%. Im Verhältnis zur kurzfristig wirkenden Spitzenbelastung ist der Einfluss eines klimawandelbedingt veränderten Grundwasserpotenzials auf die Entwässerungssituation gering, aber dauerhaft wirksam. Von größerer Bedeutung ist die Entwicklung der Starkniederschläge insbesondere in den Wintermonaten. Nimmt die Anzahl der Tage mit Extremniederschlägen im Winter ebenso wie der Elbwasserstand zu, ergeben sich häufiger extreme Abflüsse bei gleichzeitig eingeschränkten Pumpzeiten aufgrund der limitierenden hydraulischen Druckhöhe der Pumpen. Dies wirkt sich infolge erhöhter Betriebszeiten auf die Energie- und Wartungskosten der Schöpfwerke aus. Das Schaffen von Retentionsräumen stellt eine Anpassungsmöglichkeit dar, um Spitzenlasten zu reduzieren. Diese können im System beispielsweise durch zusätzliche Entwässerungsgräben ausgeführt werden. Damit gehen Flächenverluste und eine zusätzliche Verletzung der Grundwasserleiterschicht einher, die Flächenvernässungen zur Folge haben können. Ein Versickern der Niederschläge und anschließende, verzögerte Entwässerung stellt eine weitere Möglichkeit der Anpassung in leicht aufgehöhten Gebieten dar, sofern die Versiegelung verringert und mehr Freifläche geschaffen wird.

**Übertragbarkeit der Ergebnisse** Tief liegende Marschen wie die Hamburger Elbinsel Wilhelmsburg oder sich entlang der Nordsee erstreckende Gebiete sind künstliche Kulturlandschaften. Sie wurden durch Eindeichung dem Einfluss des Meeres oder der Ästuarzone entzogen und durch Entwässerungsmaßnahmen stabilisiert (Müller, 1985) und stellen sensible Systeme dar. Aufgrund ihrer langanhaltenden und stetig weiter entwickelten Nutzbarmachung besteht eine gute technische Anpassung an die Verhältnisse. Die Ergebnisse der Modellstudie zeigen, dass den hydrologischen Folgen eines Klimawandels in Wilhelmsburg durch den Ausbau der bestehenden Schutz- und Entwässerungsmaßnahmen grundsätzlich begegnet werden könnte. Sie bestätigen die in anderen Marschgebieten angestellten

**Tabelle 4.5.:** Anteil des grundwasserbürtigen Abflusses im Entwässerungssystem bei einem Elbwasseranstieg von +80 cm am Extremwetterabfluss.

|                       | Abflussvolumen<br>[m <sup>3</sup> /d] | Anteil Spitzenlast<br>[%] |
|-----------------------|---------------------------------------|---------------------------|
| Spitzenlast           |                                       |                           |
| max. Messung 2007     | 137500                                |                           |
| Grundlast Grundwasser |                                       |                           |
| Referenzmodelle       | 4526                                  | 3.3                       |
| Elbe +80 cm           | 10658                                 | 7.8                       |

Untersuchungen. Die Schutzfunktion der Marschenablagerungen zur Unterbindung eines ungehinderten Grundwasseraufstiegs ist für die Anpassung eine notwendige Bedingung. Eine Besonderheit Wilhelmsburgs stellt seine Insellage und der allseitige Einfluss der Elbe dar. Im Vergleich zu Marschgebieten mit einseitigem Küstenanschluss wirkt sich ein Anstieg des Randpotenzials bedingt durch die größere Kontaktlänge stärker aus. Im Gegensatz dazu wird das oberflächennahe Grundwasser an die Geest grenzender Marschgebiete stärker durch klimatische Änderungen beeinflusst, da diese als Grundwasserneubildungsgebiet gilt. Dies haben Untersuchungen im Alten Land bei Hamburg im Rahmen des KLIMZUG-NORD Projektes ergeben. Von den norddeutschen Barriereinseln unterscheidet sich Wilhelmsburg in seiner geologischen Struktur und den Grundwasserverhältnissen. Unter den Sandinseln bildet sich eine Süßwasserlinse im angrenzenden Salzwasser aus. Eine Übertragung der Ergebnisse ist aus diesem Grund nicht ohne Weiteres möglich.

Die urbane Nutzungsstruktur und dichte Besiedelung stellen einen weiteren Unterschied zu anderen norddeutschen Fluss- und Küstenmarschen dar, die häufig landwirtschaftlich genutzt werden und dörfliche Siedlungsstrukturen zeigen. Das Alte Land bei Hamburg und die ostfriesischen Polder sind Beispiele dafür. Eine vergleichsweise hohe Flächenversiegelung führt auf Wilhelmsburg zu einem erhöhten Oberflächenabfluss und einer vergleichsweise größeren Belastung des Entwässerungssystems.

Qualitative Aussagen der Untersuchungen hinsichtlich der Folgen und Wechselwirkungen des Klimawandels mit dem Grundwasser sind auf andere entwässerte und urbane Küstengebiete übertragbar, müssen jedoch andernorts im Rahmen einer Einzelfallbetrachtung unter Berücksichtigung lokaler Verhältnisse quantifiziert werden.

## 4.7. Zusammenfassung

Zur Quantifizierung des Klimawandeleinflusses auf das oberflächennahe Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg wurde eine systematische Modellstudie durchgeführt. Basierend auf einem numerischen stationären Grundwasserströmungsmodell wurden die Änderungen im Grundwasserhaushalt für erhöhte Jahresniederschläge sowie einen resultierenden Elbwasseranstieg von +20 cm bis +80 cm zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) simuliert. Aufgrund der Entwässerung in den tiefliegenden Gebieten ist eine klimawandelbedingt zunehmende Grundwasserneubildung nur in den aufgehöhten Gebieten des Untersuchungssystems wirksam, die eine räumlich begrenzte, geringe Grundwasserpotenzialerhöhung (<10 cm) ergibt. Verglichen damit resultiert aus dem allseitig berücksichtigten Elbwasseranstieg eine Zunahme des Grundwasserpotenzials im gesamten Untersuchungsgebiet zwischen +6 cm und +80 cm. Im entwässerten, tiefliegenden Zentrum der Insel wird das Änderungssignal in der Elbe durch das Entwässerungssystem um bis zu 70% abgeschwächt. Um unter dem Einfluss des Klimawandels das Referenzpotenzial im Grundwasser zu erhalten, ist eine Anpassung der Grabenwasserstände aufgrund der räumlichen Begrenzung des Entwässerungssystems nicht flächendeckend. Eine zusätzliche Absenkung des Potenzials müsste durch lokale Grundwasserentnahmen erfolgen.

Mit dem Grundwasserpotenzialanstieg geht eine Erhöhung der modellierten Entwässerungsrate aus Boden- und Grundwasser von  $78 \text{ m}^3/\text{d}$  je Zentimeter Elbwasseranstieg einher. Diese resultiert aus der Zunahme des Grundwasseraufstiegs in die Grundwasserleiterdeckschicht. Die resultierende absolute Grundlast im Entwässerungssystem entspricht einem Anteil <10% der gemessenen Spitzenlast infolge extremer Niederschläge. Aus der klimawandelbedingt erhöhten Grundlast folgt kein Anpassungsbedarf. Für die Entwässerung ist die zukünftige Niederschlagsentwicklung durch den Klimawandel, insbesondere die der Starkregentage, von Bedeutung. Dies gilt vor allem im Winter, da in dieser Zeit auch saisonal bedingt erhöhte Elbwasserstände zu erwarten sind, die die Entwässerung über Siele und Schöpfwerke weiter einschränken. Zur Sicherung der zukünftigen Funktion und Leistungsfähigkeit ist eine Anpassung im bestehenden System möglich.

Im Vergleich zu landwirtschaftlich genutzten Marschgebieten mit einseitigem Küstenanschluss werden sich die Folgen des Meeresspiegelanstiegs und der Niederschlagsänderungen aufgrund der Insellage sowie nutzungsbedingt zum Teil sehr hoher Flächenversiegelungen im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg stärker ausprägen. In der generellen Aussage und Tendenz stimmen die Ergebnisse jedoch mit denen anderer Studien zum Einfluss des Klimawandels in Marschgebieten überein. Die durchgeführten Untersuchungen für die Elbinsel Wilhelmsburg zeigen, dass unter der Voraussetzung eines funktionierenden Entwässerungssystems und einer intakten Grundwasserleiterdeckschicht keine dauerhaften Nutzungseinschränkungen durch den Anstieg des Grundwasserpotenzials sowie erhöhter Oberflächenabflüsse zu erwarten sind.



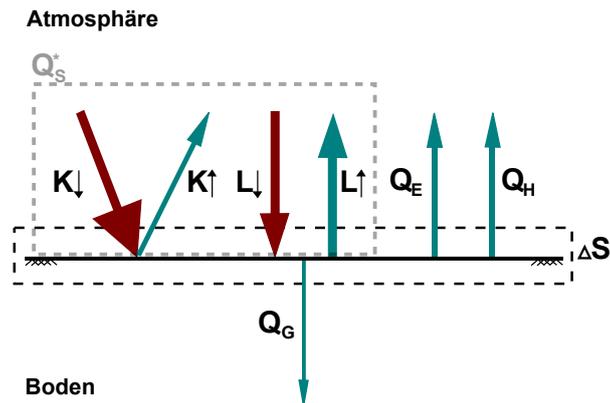
# Bestimmung und Analyse urbaner Oberflächentemperaturen der Gegenwart und unter dem Einfluss des Klimawandels

---

Die Oberflächentemperatur an der Grenzfläche zwischen Boden und Atmosphäre bestimmt als eine Randbedingung den Wärmetransport in den und aus dem Untergrund (Geiger, 1961). Sie stellt demzufolge eine wesentliche Größe für die numerische Modellierung thermischer Prozesse in der Tiefe dar. Ihre Kenntnis ist notwendig für die Analyse vergangener und zukünftiger Wärmeeinträge in den Untergrund. Neben den klimatischen Bedingungen sind die Eigenschaften der Grenzfläche entscheidend für die messbaren Oberflächentemperaturen, welche lokal stark variieren können. Ein zur Bestimmung von Oberflächentemperaturen gängiges Verfahren ist die Bilanzierung der Energieflüsse an der betrachteten Grenzfläche (VDI, 1994).

Im vorliegenden Kapitel wird eine Methode zur Abschätzung der Oberflächentemperatur in Abhängigkeit des gegenwärtigen und zukünftigen Klimas vorgestellt. Die Berechnung erfolgt mithilfe einer Energiebilanz an der unmittelbaren Bodenoberfläche und in Abhängigkeit der Versiegelung sowie des Bewuchses. Im Folgenden werden die einzelnen Bilanzgrößen beschrieben und ihre Ermittlung sowie vorgenommene Annahmen und Parametrisierungen erläutert. Der vorgestellte Ansatz basiert auf Klimadaten des DWD am Messstandort Neuwiedenthal im Süden Hamburgs. Die Parameterkalibrierung und Validierung des Verfahrens erfolgen für denselben Standort an oberflächennah gemessenen Bodentemperaturen, die in der Datenbank des DWD vorliegen.

Die Methode wird verwendet, um für das Hamburger Stadtgebiet und die Elbinsel Wilhelmsburg regionalisierte Bodenoberflächentemperaturen bestimmen zu können. Die vorgenommene Regionalisierung wird beschrieben. Unter Verwendung der Klimadaten werden städtische Oberflächentemperaturen bestimmt, die auf die Oberfläche des Grundwasserpotenzials sowie anhand der Klimaszenarien in die Zukunft projiziert werden.



**Abbildung 5.1.:** Energiebilanzgrößen einer Oberfläche (verändert nach (Foken, 2006)); zur Oberfläche hingewandte Pfeile entsprechen einem Wärmegewinn, abgewandte Pfeile einem Wärmeverlust.

## 5.1. Grundlagen der Strahlungs- und Energiebilanz

Die Temperatur einer Oberfläche wird maßgeblich bestimmt durch die von ihr absorbierte und emittierte Energie (VDI, 1994) und ist sowohl von der umgebenden Atmosphäre als auch den Eigenschaften der Körperoberfläche abhängig. Für eine beliebige Fläche lässt sich eine Energiebilanz wie folgt formulieren (Foken, 2006):

$$Q_S^* + Q_E + Q_H + Q_G + \Delta S = 0. \quad (5.1)$$

Darin ist  $Q_S^*$  die Nettostrahlungsbilanz,  $Q_E$  die latente Wärmestromdichte,  $Q_H$  die fühlbare Wärmestromdichte,  $Q_G$  die Bodenwärmestromdichte und  $\Delta S$  die Wärmespeicheränderung, jeweils in  $W/m^2$ . Positiv definierte Bilanzwerte stellen einen Wärmegewinn dar und sind zur Fläche hin gerichtet. Negative Werte definieren einen Wärmeverlust und weisen von der Oberfläche weg.

Eine qualitative Darstellung dieser Strahlungsgrößen ist in Abbildung 5.1 dargestellt. Darin ist die Nettostrahlungsbilanz  $Q_S^*$  in einzelne Strahlungsanteile aufgeteilt. Es sind  $K_{\downarrow}$  die kurzwellige Globalstrahlung,  $K_{\uparrow}$  die kurzwellige Reflexstrahlung,  $L_{\downarrow}$  die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre und  $L_{\uparrow}$  die langwellige Ausstrahlung. Die Strichstärke gibt qualitativ die relativen Anteile der verschiedenen Bilanzgrößen an der Gesamtbilanz wieder. Ein Teil der von der Sonne ausgehenden kurzweligen Globalstrahlung wird an der Oberfläche als Reflexstrahlung an die Atmosphäre zurückgegeben. Die kurzwellige Strahlungsbilanz ist positiv und resultiert in einer Erwärmung der Oberfläche. Im Gegensatz dazu ist die von dem Boden ausgehende langwellige Ausstrahlung im Verhältnis zu der von Aerosolen und Wolken ausgehende und zum Boden gerichtete langwellige Gegenstrahlung zumeist größer, sodass ein Wärmeverlust zu verzeichnen ist. Diese Tatsache ist

darauf zurück zu führen, dass der Erdboden die meiste Zeit wärmer ist als die Wolken und Aerosole (Geiger, 1961). Die sich aus der Differenz der kurz- und langwelligen Strahlungsanteile der Nettostrahlungsbilanz ergebende Restenergie wird teilweise durch den latenten Wärmestrom  $Q_E$  (Verdunstung) sowie den fühlbaren Wärmestrom  $Q_H$  (turbulente Austauschprozesse) ausgeglichen (Foken, 2006). Dabei fungiert die Verdunstung als Verknüpfung zwischen Wasser- und Wärmehaushalt des betrachteten Standorts (Foken, 2006)(Geiger, 1961) und stellt einen wesentlichen Anteil an der Wärmebilanz der Bodenoberfläche dar (Geiger, 1961). Wird von einer infinitesimal dünnen Schicht als Oberfläche ausgegangen, so wird auch der Speicherterm  $\Delta S$  zu null (VDI, 1994). In diesem Fall wird die Differenz der zuvor beschriebenen Bilanzgrößen durch den Bodenwärmestrom  $Q_G$  ausgeglichen.

Anwendung findet das Energiebilanzverfahren zur Ermittlung der Temperatur als Tages- und Wochenmittelwerte. Die standardmäßig nicht gemessenen oder nicht verfügbaren Strahlungsgrößen müssen anhand von Parametrisierungsverfahren ermittelt werden (Foken, 2006). Im vorliegenden Fall stehen Daten der Lufttemperatur, der Sonnenscheindauer, des Niederschlags sowie der Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit zur Verfügung. Diese Daten werden zur Berechnung der Verdunstung mit Hilfe des numerischen Bodenwasserhaushaltsmodells SWAP genutzt. Alle weiteren benötigten Größen werden unter Verwendung gängiger Vereinfachungen bestimmt. Diese auf Messungen basierenden empirischen Gleichungen weisen je nach Sensitivität der betrachteten Parameter erst bei Dekaden- oder Monatsmittelwerten eine akzeptable Genauigkeit auf (Foken, 2006).

## 5.2. Bestimmung und Parametrisierung der Bilanzgrößen

Die an der Energiebilanz beteiligten Strahlungsterme sind von einer Vielfalt von Parametern und Bedingungen abhängig. Um basierend auf den vorhandenen klimatischen Größen Oberflächentemperaturen abschätzen zu können, werden empirische Gleichungen verwendet, die Annahmen zur Parametrisierung voraussetzen. Im Folgenden werden die einzelnen Terme und ihre Bestimmungsmethoden näher erläutert sowie auf die getroffenen Verallgemeinerungen und Vereinfachungen eingegangen.

### 5.2.1. Ermittlung der Nettostrahlungsbilanz

Wie bereits aus Abbildung 5.1 hervor geht, ergibt sich die Nettostrahlungsbilanz aus der von der Sonne ausgehenden kurzwelligen Globalstrahlung sowie der langwelligen Gegenstrahlung abzüglich der Reflexstrahlung als auch der Wärmestrahlung der betrachteten Oberfläche zu (Oke, 1987):

$$Q_S^* = \underbrace{K \downarrow - K \uparrow}_{K^*} + \underbrace{L \downarrow - L \uparrow}_{L^*}. \quad (5.2)$$

Darin bezeichnen  $K^*$  die kurzwellige Strahlungsbilanz für Wellenlängen zwischen  $0.15 \mu m$  und  $3.0 \mu m$  und  $L^*$  die langwellige Strahlungsbilanz für Wellenlänge von  $0.3 \mu m$  und  $100.0 \mu m$  (Oke, 1987). Die auf eine Fläche einfallende Strahlung muss dem Gesetz der Energieerhaltung folgend transmittiert, absorbiert oder reflektiert werden. Die relativen Strahlungsanteile bezogen auf die Wellenlänge  $\lambda$  ergeben die Gesamtstrahlung (Oke, 1987):

$$\Psi_\lambda + \alpha_\lambda + \zeta_\lambda = 1, \quad (5.3)$$

mit  $\Psi_\lambda$  Transmissivität bezogen auf die Wellenlänge  $\lambda$ ,  $\alpha_\lambda$  Reflektivität bezogen auf die Wellenlänge  $\lambda$  und  $\zeta_\lambda$  Absorptionsvermögen bezogen auf die Wellenlänge  $\lambda$ .

**Kurzwellige Strahlungsbilanz** Unter der Annahme, dass eine natürliche oder städtische Bodenoberfläche undurchlässig ist und keine Strahlung hindurch lässt, sind allein die Reflexion und die Absorption von Relevanz. Strenggenommen gilt die in Gleichung (5.3) dargestellte Beziehung nur für eine definierte Wellenlänge  $\lambda$ . In der Praxis kann das Gesetz jedoch auch auf Spannweiten unterschiedlicher Wellenlängen angewendet werden (Oke, 1987). Für die Reflexion der kurzwelligen Globalstrahlung an einer Fläche lässt sich ein kurzwelliger Flächenalbedo  $\alpha_S$  definieren, sodass sich die kurzwellige Strahlungsbilanz ergibt (VDI, 1994):

$$K^* = (1 - \alpha_S) \cdot K \downarrow. \quad (5.4)$$

Der erste Term auf der rechten Seite steht für das Absorptionsvermögen der Fläche, wie aus Gleichung (5.3) mit  $\Psi_\lambda = 0$  hervor geht. Der kurzwellige Flächenalbedo natürlicher Böden liegt gemäß VDI, 1994 zwischen 0.09 und 0.43 und variiert je Bodenart mit der Oberflächenstruktur und dem Wassergehalt. Einen ähnlichen Wertebereich zeigt gemäß *Iqbal (1983)* in VDI, 1994 der Flächenalbedo mit Gras bewachsener Flächen (0.14 bis 0.37) in Abhängigkeit von der Grashöhe und der Feuchte. Für anthropogene Oberflächen wie Asphalt gibt *Iqbal (1983)* in VDI, 1994 Werte zwischen 0.09 und 0.18 an. Weitere Werte sind in Tabelle A.10, Tabelle A.8 und Tabelle A.9 in Abschnitt A.6.1 auf Seite 285 zusammengefasst.

Die langwellige Strahlungsbilanz  $L^*$  setzt sich aus der eingehenden atmosphärischen Gegenstrahlung und der ausgehenden Wärmestrahlung der Oberfläche zusammen.

**Atmosphärische Gegenstrahlung** Die atmosphärische Gegenstrahlung geht von den Luftbestandteilen und Wolken aus und ist vom Wasserdampfgehalt der Luft sowie dem Be-

**Tabelle 5.1.:** Konstanten zur Berücksichtigung der Wolkenart und -höhe bei der Bestimmung der atmosphärischen Gegenstrahlung (Geiger, 1961); Ci = Cirrus, Cs = Cirrostratus, Ac = Altocumulus, As = Altostratus, Cu = Cumulus, St = Statocumulus.

| Wolkenart                      | Ci   | Cs   | Ac   | As   | Cu   | St   |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| k                              | 0.04 | 0.08 | 0.17 | 0.20 | 0.20 | 0.24 |
| Höhe[ <i>km</i> ] <sup>a</sup> | 6-12 |      | 2-6  |      | 0-2  |      |

<sup>a</sup> Chmielewski u. a., 2005

deckungsgrad und der Unterkantentemperatur der Wolken abhängig (VDI, 1994) (Geiger, 1961). Zur Parametrisierung der Gegenstrahlung bei wolkenlosem Himmel verweist Geiger, 1961 auf einen empirischen Ansatz *A. Ångströms*, nach welchem die Größe in Abhängigkeit von  $T_{2,L}$  der Lufttemperatur in 2 m Höhe [*K*] sowie  $e_2$  der Wasserdampfspannung in 2 m Höhe [*Torr*] bestimmt wird:

$$L \downarrow = \sigma \cdot T_{2,L}^4 \cdot (a - b \cdot 10^{-c \cdot e_2}), \quad (5.5)$$

mit  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-08}$  Stefan-Boltzman-Konstante.

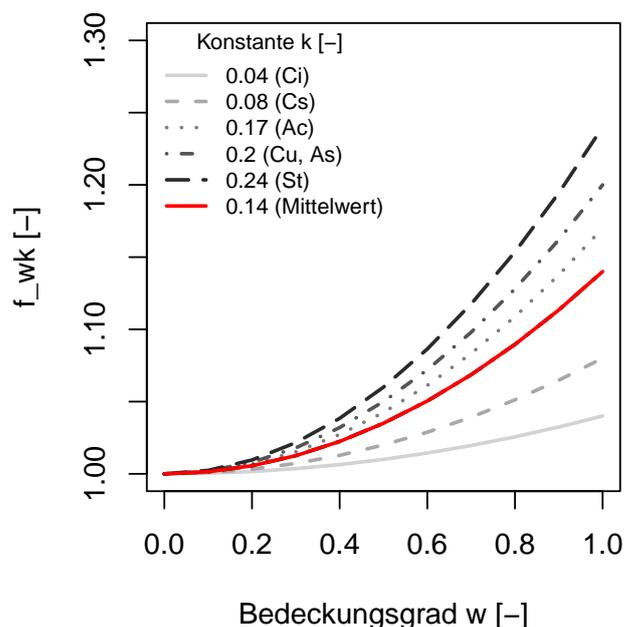
Für die deutsche Ostseeküste bestimmten *Bolz und Falkenberg* die Konstanten  $a=0.820$ ,  $b=0.250$  und  $c=0.126$  (in Geiger, 1961). Foken, 2006 verweist darauf, dass eine standortgerechte Parametrisierung auf andere Orte und kürzere Zeiträume nicht immer zulässig ist, da sie zumeist auf meteorologischen Mittelwerten beruht. Aufgrund der Nähe des hier betrachteten Standorts Hamburg zur norddeutschen Ostseeküste wird die Übertragbarkeit der oben genannten Konstanten bei einer Betrachtung von Monatsmittelwerten dennoch angenommen.

Um auch die Bewölkung in die langwellige Energiebilanz zu integrieren, wird ein Ansatz nach *Bolz* für einen bewölkten Himmel gewählt (in Geiger, 1961):

$$L \downarrow_w = L \downarrow \cdot \underbrace{(1 + kw^2)}_{f_{wk}}. \quad (5.6)$$

Darin ist  $k$  die Konstante zur Beschreibung der Wolkenart und  $w$  der Bedeckungsgrad mit Werten zwischen 0.0 und 1.0. Je tiefer die Wolken ziehen, desto größer sind die Werte der Konstanten  $k$  (Geiger, 1961). Literaturwerte verschiedener Wolkenarten sind Tabelle 5.1 zu entnehmen.

Da keine Informationen über die Wolkenart vorliegen, wird mit einer mittleren Konstanten  $k = 0.14$  für alle betrachteten Zeiträume gerechnet.



**Abbildung 5.2.:** Theoretischer Einfluss der Wolkenart in Abhängigkeit des Bedeckungsgrads; Ci = Cirrus, Cs = Cirrostratus, Ac = Altocumulus, As = Altostratus, Cu = Cumulus, St = Statocumulus.

Abbildung 5.2 zeigt den theoretischen Einfluss der Konstanten in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad. Es wird deutlich, dass durch die Vernachlässigung der tatsächlichen Wolkenart und -höhe durch die vorgenommene Parametrisierung im Vergleich zu tiefer ziehenden Wolken ein geringerer Fehler als im Verhältnis zu höheren Wolken zu erwarten ist und in diesem Fall von einer grundsätzlich stärkeren Überschätzung auszugehen ist. Für einen Bedeckungsgrad von 50% ergibt sich ein theoretischer Fehler zwischen -2.5% und 13%. Bei vollständiger Bewölkung steigt der zu erwartende theoretische Fehler auf -10% bis 20% an. Bei dieser Betrachtung die physikalisch mögliche Kombination von Wolkenart und Bedeckungsgrad unberücksichtigt gelassen wird.

Der Bedeckungsgrad wird für die Bestimmung der Oberflächentemperatur aus den zur Verfügung stehenden meteorologischen Größen mit Hilfe der relativen Sonnenscheindauer abgeschätzt:

$$w = 1 - \frac{S}{S_0}. \quad (5.7)$$

Es ist  $S$  die tatsächliche Sonnenscheindauer und  $S_0$  die maximal mögliche Sonnenscheindauer. Eine über den Tag variierende Bedeckung durch Wolken wird dabei vernachlässigt.

Zur Bestimmung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer  $S$  werden die in Abschnitt A.4 auf Seite 283 gegebenen Gleichungen verwendet. In Anlehnung daran wird für zukünftige Klimaprojektionen die Sonnenscheindauer anhand der modellierten, biaskorrigierten Globalstrahlung bestimmt und die Himmelsbedeckung ermittelt.

**Wärmestrahlung der Oberfläche** Die von einem Körper emittierte Wärmestromdichte lässt sich in Abhängigkeit seiner absoluten Temperatur nach dem *Stefan-Boltzmann* Gesetz wie folgt beschreiben:

$$L \uparrow_0 = \epsilon_k \cdot \sigma \cdot T_{0,K}^4, \quad (5.8)$$

mit  $\epsilon_k$  effektiver, langwelliger Emissionsgrad und  $T_{0,K}$  Oberflächentemperatur in  $K$ .  $\epsilon_k$  hängt von den Eigenschaften der Oberfläche ab.

Die meisten natürlichen Oberflächen lassen sich als annähernd schwarze Strahler beschreiben (Oke, 1987)(VDI, 1994). Eine Auswahl von Literaturwerten für  $\epsilon_k$  ist in Tabelle A.11 auf Seite 287 gegeben. Die darin enthaltenen Werte liegen in einem Bereich zwischen 90% und 95%, was die Annahme der natürlichen Oberflächen als nahezu schwarze Strahler unterstützt. Die gesamte, von einer Oberfläche ausgehende langwellige Strahlung ist in geringem Maße auch von der Gegenstrahlung der Atmosphäre abhängig, da ein Anteil an ihr reflektiert wird. Sie lässt sich schließlich folgendermaßen zusammenfassen:

$$L \uparrow = \epsilon_k \cdot \sigma \cdot T_{0,K}^4 + (1 - \epsilon_k) \cdot L \downarrow_w. \quad (5.9)$$

Unter Berücksichtigung aller Strahlungsterme lässt sich die in Gleichung (5.2) definierte Strahlungsbilanz schließlich in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur  $T_{0,K}$  wie folgt formulieren:

$$Q_S^* = (1 - \alpha_S) \cdot K \downarrow + \epsilon_k \cdot L \downarrow \cdot (1 + kw^2) - \epsilon_k \cdot \sigma \cdot T_{0,K}^4. \quad (5.10)$$

In die Berechnung der täglichen Strahlungsbilanz fließen gemessene Tageswerte der tatsächlichen Sonnenscheinstunden, der mittleren Lufttemperatur in 2 m Höhe und der mittleren Luftfeuchte ein. Die Konstante zur Berücksichtigung der Wolkenart und -höhe wird wie zuvor beschrieben zu  $k = 0.14$  angenommen. Der Flächenalbedo und der langwellige Emissionskoeffizient sind hingegen von der Oberfläche abhängig und werden entsprechend der in Abschnitt A.6.1 auf Seite 285 gegebenen Tabellenwerte gewählt. Der Einfluss dieser Parameter auf die Strahlungsbilanz und die Oberflächentemperatur am Standortort Neuwiedenthal wird in Abschnitt 5.3 verdeutlicht.

### 5.2.2. Bestimmung der latenten und fühlbaren Wärmeströme

Als betrachtete Oberfläche wird bei den angestellten Untersuchungen die Grenzfläche zwischen dem Boden und der Atmosphäre als unendlich dünne Schicht angenommen (VDI, 1994). Daraus ergibt sich, dass keine Speicherung stattfindet und der Term  $\Delta S$  in Gleichung (5.1) entfällt. Zur Beschreibung der Transportprozesse zwischen einer Oberfläche und der Atmosphäre wird in der Meteorologie eine Analogie zur Definition der molekularen Diffusion hergestellt (Oke, 1987), welche anhand eines Diffusionskoeffizienten beschrieben wird. Die Wärmestromdichte ergibt sich somit aus der Transportfähigkeit der Luft multipliziert mit dem vorherrschenden Gradienten bezogen auf die Höhe oberhalb der betrachteten Oberfläche.

**Latente Wärmestromdichte** Unter dem Begriff der latenten Wärmestromdichte wird im Wesentlichen der Wasserdampftransport sowie die zur Verdunstung an der Oberfläche verbrauchte und gespeicherte Energie verstanden (Foken, 2006). Die bei der Verdunstung aufgewendete Energie wird allein für den Phasenübergang (Vergrößerung der Molekülabstände) des Wassers in Wasserdampf verwendet. Bei dem Transport von Wasserdampf aufgrund eines Wasserdampfgefälles wird ebenso diese latente, nicht nachweisbare Energie transportiert und erst bei der Kondensation in größeren Höhen in Form von Wärme wieder verfügbar (Häkel, 2005). Die Verdunstung an der Bodenoberfläche stellt entsprechend eine wichtige Verknüpfung zwischen dem Wasser- und dem Wärmehaushalt eines Standorts dar.

Die resultierende latente Wärmestromdichte lässt sich in Abhängigkeit der realen Verdunstung ermitteln (Oke, 1987):

$$Q_E = -L_v \cdot \rho_w \cdot E_{act}. \quad (5.11)$$

Darin sind  $L_v$  die latente Verdunstungswärme,  $\rho_w$  die Dichte von Wasser und  $E_{act}$  die reale Verdunstung.

Im Rahmen der durchgeführten Untersuchungen wird mit dem Bodenwasserhaushaltsmodell SWAP die standortbezogene Verdunstung ermittelt und diese zur Berechnung der latenten Wärmestromdichte verwendet. Die reale Verdunstung wird darin nach dem *Penman-Monteith-Verfahren* berechnet, siehe Abschnitt A.2. Eine Beschreibung des parametrisierten Modells erfolgt in Abschnitt 5.3.

**Fühlbare Wärmestromdichte** Die fühlbare Wärmestromdichte ist im Gegensatz zu der nicht detektierbaren latenten Wärmestromdichte messbar und geht mit einer Temperaturänderung einher. Sie lässt sich in Abhängigkeit des Austauschkoefizienten sowie des

herrschenden Temperaturgradienten  $\frac{\partial T}{\partial z_A}$  definiert (Foken, 2006):

$$Q_H = -c_p \cdot A_H \cdot \frac{\partial T}{\partial z_A}, \quad (5.12)$$

mit  $c_p$  spezifische Wärme der Luft und  $A_H$  Austauschkoefizient der fühlbaren Wärme.

Die Richtung der fühlbaren Wärmestromdichte ergibt sich aus dem Vorzeichen des Temperaturgradienten. Sie ist für die Energiebilanzierung von Bedeutung, da der fühlbare Wärmestrom einen Energiegewinn oder einen Energieverlust darstellen kann. Unter *labilen* Bedingungen (negativer Temperaturgradient) ergibt sich ein vom Boden zur Atmosphäre gerichteter Wärmestrom, unabhängig von der Richtung der vertikalen Windkomponente. Dieser kommt bei neutralen *isothermen* Verhältnissen zum Erliegen (Oke, 1987). Insbesondere der Bedeckungsgrad und die Windverhältnisse haben Einfluss auf die fühlbare Wärmestromdichte, da sie die Einstrahlung und die Wirbelbildung in der turbulenten Schicht maßgeblich beeinflussen. Eine Zunahme der Wolkendichte und der Windgeschwindigkeit führen zu einer zunehmenden Homogenisierung des Temperaturprofils und einer Abnahme des ausgehenden Wärmestroms (Oke, 1987).

Die latente Wärmestromdichte lässt sich analog zur fühlbaren Wärmestromdichte in Abhängigkeit eines Austauschkoefizienten und des Wasserdampfdichtegradienten beschreiben (Oke, 1987). Nach Bowen, 1926 unterscheiden sich die Austauschkoefizienten der beiden Wärmeströme lediglich um wenige Prozent. Basierend auf der Annahme identischer Austauschkoefizienten formulierte er das *Bowen-Verhältnis*, welches den latenten Wärmestrom ins Verhältnis zum fühlbaren Wärmestrom setzt (Bowen, 1926):

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (5.13)$$

Weitere Voraussetzung für die Gültigkeit dieses Gesetzes ist die Annahme eines stationären Zustands, in welchem innerhalb des Betrachtungszeitraums keine Parameteränderungen messbar sind sowie ein höhenkonstanter Fluss vorliegt (Oke, 1987).

Ist  $\beta$  größer als 1, überwiegt der fühlbare Wärmestrom und das vorherrschende Klima kann als eher warm angenommen werden. Dieser Zustand stellt sich in Gebieten mit einer limitierten Wassermenge und folglich geringer Verdunstung ein (Oke, 1987). Beispielhaft dafür sind städtische Gebiete. Ist hingegen der latente Wärmestrom größer als der fühlbare Wärmestrom und darum  $\beta$  kleiner als 1, kann von einem feuchten und kühleren Klima ausgegangen werden (Oke, 1987), wie es sich beispielsweise an einem Grünlandstandort einstellt.

**Tabelle 5.2.:** Typische, mittlere Werte des *Bowen*-Verhältnisses in Abhängigkeit der Nutzung

| Umgebung                       | $\beta$                |
|--------------------------------|------------------------|
| Tropischer Ozean               | $< 0.1$ <sup>a</sup>   |
| Tropischer, feuchter Dschungel | 0.1 - 0.3 <sup>a</sup> |
| Wald und Grünland              | 0.4 - 0.8 <sup>a</sup> |
| Stadtumland                    | 0.5 <sup>b</sup>       |
| Innenstadt                     | 2.0 <sup>b</sup>       |
| Semi-aride Gebiete             | 2.0 - 6.0 <sup>a</sup> |
| Wüsten                         | $> 10.0$ <sup>a</sup>  |

<sup>a</sup> Oke, 1987

<sup>b</sup> Häckel, 2005

Zur Bestimmung der fühlbaren Wärmestromdichte wird Gleichung (5.13) verwendet und auf die in Tabelle 5.2 aufgeführten Werte zurückgegriffen. Für die Berücksichtigung versiegelter Flächen bei der Regionalisierung der Oberflächentemperatur auf das Hamburger Stadtgebiet wird  $\beta = 2.0$  angenommen, während für Grünlandflächen  $\beta = 0.5$  gilt.

### 5.2.3. Approximation der Oberflächentemperatur urbaner Flächen unterschiedlicher Beschaffenheit

In einer städtischen Umgebung befinden sich bewachsene Flächen, versiegelte Flächen sowie Gebäude nebeneinander. Zur Bestimmung der Energiebilanz begrünter und versiegelter Flächen bedarf es der Berücksichtigung weiterer Prozesse und Parametrisierungen. Im Folgenden werden diese beschrieben und die der Ermittlung des Bodenwärmestroms zugrundeliegenden Annahmen erläutert. Abschließend wird aus den Einzelenergietermen eine Gleichung zur Abschätzung der städtischen Oberflächentemperatur abgeleitet und auf das angewendete Lösungsverfahren eingegangen.

**Bodenwärmestromdichte** Zur Berücksichtigung des konduktiven Bodenwärmestroms in der Energiebilanzierung wird Gleichung (6.2) in Kapitel 6 verwendet. Der darin enthaltene Temperaturgradient wird in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur  $T_{0,K}$  in  $K$  sowie einer Untergrundtemperatur von  $10.5^\circ\text{C}$  ( $283\text{ K}$ ) in einer Tiefe von  $8.5\text{ m}$  unter Gelände bestimmt. Die Wärmeleitfähigkeit wird ferner als ein gewichteter, effektiver Wert in Abhängigkeit der Bodenart und Tiefe der Grundwasseroberfläche angenommen. Das Vorzeichen des Bodenwärmestroms ergibt sich jeweils aus dem Temperaturgefälle zwischen der Oberfläche und dem Untergrund in  $8.5\text{ m}$  Tiefe.

**Tabelle 5.3.:** Relative Verschattung verschiedener Vegetationsarten

| Vegetation                                      | $\tau$            |
|---|-------------------|
| Weide (100 cm hoch)                             | 0.82 <sup>a</sup> |
| Klee (30 cm hoch)                               | 0.95 <sup>b</sup> |
| Winterroggen (80 cm hoch)                       | 0.83 <sup>b</sup> |
| Sommergerste (12 - 15 cm hoch)                  | 0.30 <sup>b</sup> |
| Ulmen (3 m hoch) mit dichtem Unterwuchs; Sommer | 0.99 <sup>b</sup> |
| Ulmen (3 m hoch) nach Laubfall; Winter          | 0.93 <sup>b</sup> |

<sup>a</sup> Ångström, 1925

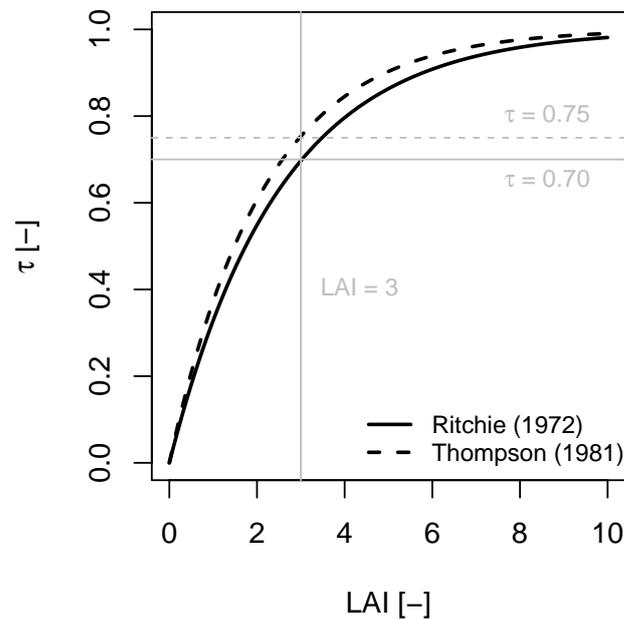
<sup>b</sup> max. Werte zur Mittagszeit; nach *F. Sauberer* in Geiger, 1961

### Berücksichtigung der Vegetation bei der Oberflächentemperaturabschätzung

Für die hier angestellten Untersuchungen ist die unmittelbare Oberflächentemperatur des Bodens als obere Randbedingung nachgeschalteter numerischer Modelluntersuchungen von Interesse. Aus diesem Grund werden alle für die Ermittlung notwendigen Bilanzgrößen auf diese Grenzfläche unterhalb der Vegetationszone bezogen. In der Literatur wird für die betrachtete Bilanzfläche, die zwei Medien von einander trennt, der Begriff *aktive Oberfläche* verwendet (Oke, 1987). An ihr finden die maßgeblichen energetischen Austausch- und Umwandlungsprozesse statt. Bezogen auf natürliche, dicht bewachsene Oberflächen erfolgt der hauptsächliche Austausch vornehmlich innerhalb der Vegetationsdecke, sodass die aktive Oberfläche und die Bodenoberfläche nicht identisch sind. Die tatsächliche Oberflächentemperatur bewachsener und freier Böden unterscheidet sich im Wesentlichen durch die am Boden auftreffende kurzweilige Strahlung. Während bei einer freien Bodenoberfläche die gesamte Globalstrahlung zur Oberflächenerwärmung beiträgt, wird bei einem bewachsenen Boden ein von der Blattdichte und der Transmissivität des Blattes abhängiger Anteil der Globalstrahlung abgeschirmt. Bei einer sehr dichten Vegetationsdecke und einer nahezu vollständigen Verschattung der Bodenoberfläche übernimmt die Vegetationsoberfläche die Rolle der Bodenoberfläche (Geiger, 1961).

In Untersuchungen zur Bestimmung des Flächenalbedos an 1 Meter hohem Wiesen-Lieschgras und gewöhnlichem Knäuelgras stellte Ångström, 1925 eine Reduktion der einfallenden Strahlung von etwa 82% fest. Zur Berücksichtigung dieser Abschirmung durch die Vegetation in der Berechnung von Bodenoberflächentemperaturen wird die Globalstrahlung mit einem Verschattungsfaktor  $\tau$  zwischen 0 (kein Bewuchs) und 1 (vollständige Verschattung) beaufschlagt (Deardorff, 1978). Tabelle 5.3 gibt eine Übersicht der Verschattung verschiedener Vegetationsarten.

Daran wird deutlich, dass insbesondere die bodennahen Gewächse einen großen Anteil der



**Abbildung 5.3.:** Relative Verschattung in Abhängigkeit des Blattflächenindex LAI nach Ritchie, 1972 und Thompson, 1981.

Einstrahlung am Auftreffen auf der Bodenoberfläche hindern. Da die kurzwellige Strahlung von dem Einfallswinkel abhängt, kann ein Tagesgang des Verschattungsfaktors  $\tau$  mit einem Maximum zur Mittagszeit beobachtet werden, wie aus den Aufzeichnungen *F. Sauberers* hervorgeht (in Geiger, 1961).

Der Verschattungsfaktor hängt von dem Blattflächenindex (LAI) ab. Dieser gibt das Verhältnis der Blattfläche zur Bodenfläche wieder. Basierend auf Messungen bei verschiedenen Pflanzenbeständen stellte Ritchie, 1972 einen exponentiellen Zusammenhang zwischen der kurzwelligen Nettostrahlung oberhalb der Vegetation und der unterhalb des Bewuchses am Boden messbaren kurzwelligen Nettostrahlung fest.

In Anlehnung daran lässt sich die Verschattung  $\tau$  wie folgt bestimmen:

$$\tau = 1 - e^{-0.398 \cdot LAI}. \quad (5.14)$$

Der zweite Term auf der rechten Seite entspricht dem empirischen Anteil der Nettostrahlung an der Bodenoberfläche nach Ritchie, 1972. Thompson, 1981 beschreibt in ähnlicher Weise die Verschattung der bewachsenen Bodenoberfläche (in Best, 1998):

$$\tau = 1 - e^{-0.2 \cdot \left(1 + \frac{3}{1+2 \cdot \frac{\psi}{\pi}}\right) \cdot LAI}, \quad (5.15)$$

mit  $\psi$  Sonnenstand.

In Abbildung 5.3 sind die mit Gleichung (5.14) und mit Gleichung (5.15) unter der Annahme eines Sonnenstands  $\psi = \frac{\pi}{4}$  berechneten Verschattungen in Abhängigkeit des LAI (Leaf Area Index) dargestellt. Beide Definitionen beschreiben eine mit ansteigendem LAI exponentiell zunehmende Verschattung, wobei die nach Thompson, 1981 berechneten Werte eine stärkere Zunahme prognostizieren. Für einen LAI von 3 ergibt sich eine Abminderung der einfallenden kurzwelligen Strahlung an der Bodenoberfläche nach Ritchie, 1972 von 70% und nach Thompson, 1981 von 75%. Es folgt daraus, dass mit zunehmender Vegetationsdecke das Klima an der Bodenoberfläche abgemildert wird und im Vergleich zu einem unbewachsenen Boden gleicher Beschaffenheit weniger ausgeprägte Temperaturextrema zu erwarten sind (Geiger, 1961).

Herb u. a., 2008 sowie Best, 1998 berücksichtigen in ihren Untersuchungen zur Bestimmung der Bodenoberflächentemperatur bewachsener Flächen ebenfalls den Wärmeaustausch zwischen dem Grund und der innerhalb der Vegetationsdecke absorbierten langwelligen Strahlung in Abhängigkeit von  $\tau$ . Im Rahmen der hier durchgeführten großskaligen Untersuchungen wird die einfallende langwellige Ausstrahlung für die Bilanzierung an der Bodenoberfläche voll angenommen und davon ausgegangen, dass die von den Pflanzen zum Boden gerichtete Reflexion der langwellige Abstrahlung die durch die Verschattung stattfindende Abminderung der langwelligen atmosphärischen Strahlung ausgleicht. Die Parametrisierung der Vegetation in SWAP entspricht den für die Grasreferenzverdunstung zugrundeliegenden Werte. Es wird hier von einem 12 cm hohen Gras mit einem über das Jahr konstanten LAI von 3 ausgegangen. Für den Einfluss der Vegetation auf die Evaporation wird in SWAP der Ansatz nach Ritchie, 1972 verwendet.

**Berücksichtigung der Versiegelung** Die Parametrisierung der Versiegelung erfolgt maßgeblich anhand der Definition des kurzwelligen Albedos ( $\alpha_s = 0.09$ ) sowie des langwelligen Emissionsgrads ( $\epsilon_k = 0.93$ ) für Asphalt (VDI, 1994). Des Weiteren wird bei der gewichteten Mittlung der thermischen Leitfähigkeit im Boden der anthropogene Aufbau anhand einer Asphaltdecke von 10 cm Mächtigkeit mit einbezogen. Zur Bestimmung der turbulenten Wärmeströme wird zum einen die in SWAP ermittelte Evaporation versiegelter Flächen verwendet sowie  $\beta = 2.0$  angenommen, siehe Abschnitt 5.3. Ferner wird für die Regionalisierung der Oberflächentemperatur auf das Stadtgebiet Hamburg und die Elbinsel Wilhelmsburg eine Reduktion der kurzwelligen Strahlung von 25% angenommen, da in einem urbanen Umfeld versiegelte Flächen auch durch umstehende Gebäude und andere

hohe Strukturen in den Schatten gestellt werden.

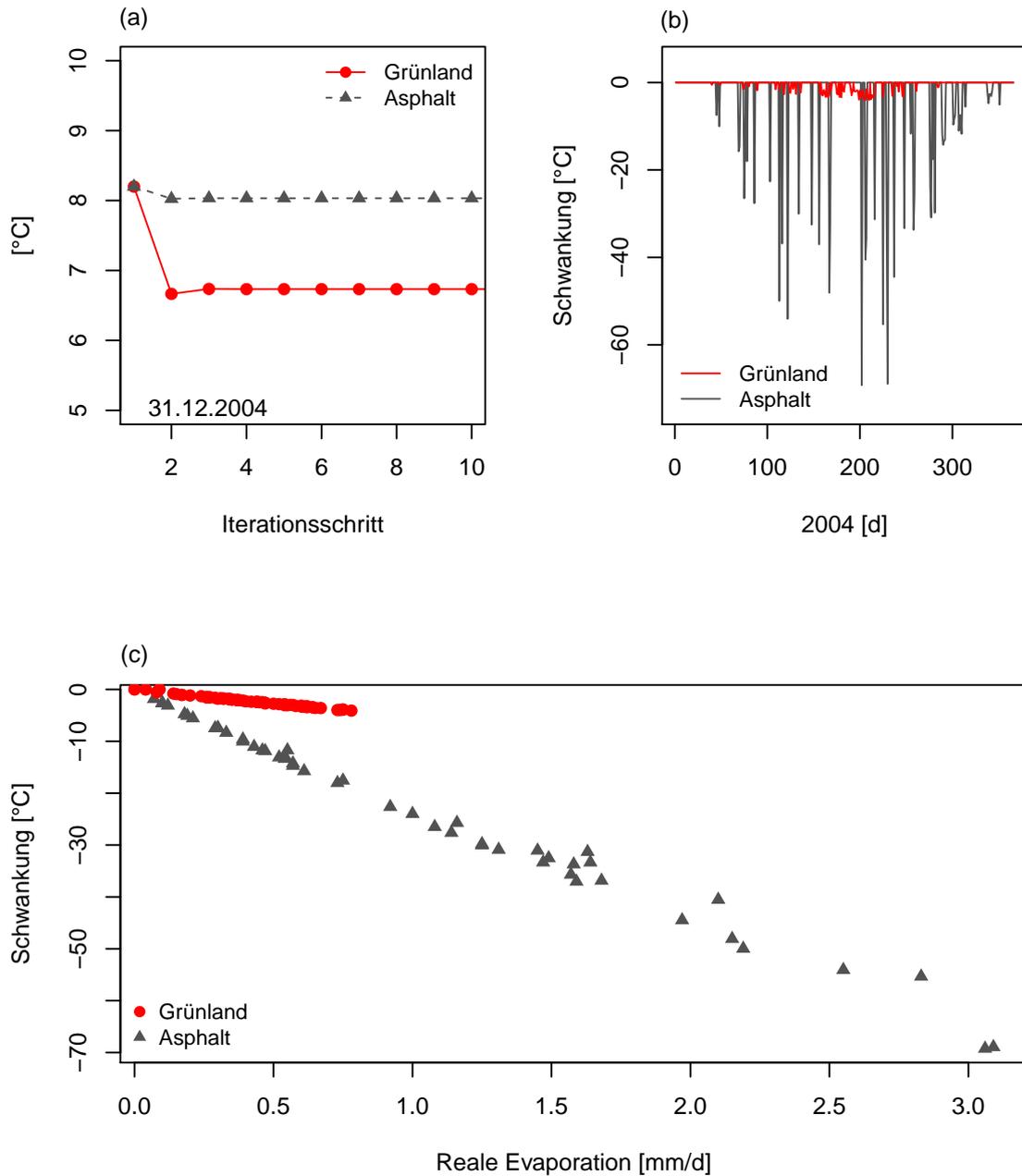
**Abschätzung der Oberflächentemperatur** Die zuvor beschriebenen Bilanzterme werden dazu verwendet, die Oberflächentemperatur begrünter und versiegelter Standorte zu berechnen. Basierend auf der in Gleichung (5.8) beschriebenen langwelligen Wärmestrahlung einer Oberfläche wird die Gesamtenergiebilanz in Gleichung (5.1) nach der Oberflächentemperatur  $T_{0,K}$  aufgelöst:

$$T_{0,K} = \sqrt[4]{-\frac{1}{\sigma \cdot \epsilon_k} \cdot (-Q_E - Q_H - Q_G(T_{0,K}) - (1 - \tau) \cdot (1 - \alpha_S) \cdot K \downarrow - \epsilon_k \cdot L \downarrow_w)} \quad (5.16)$$

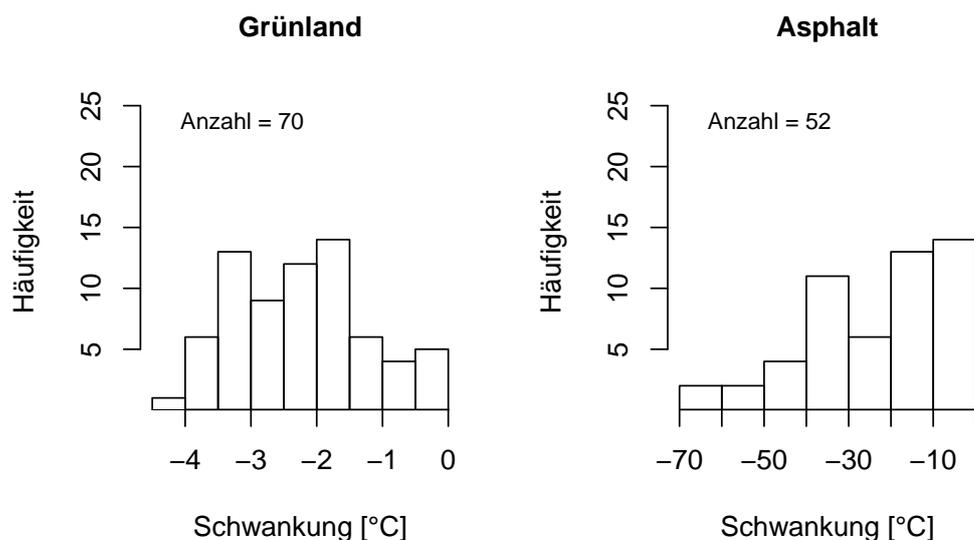
Da auch die Bodenwärmestromdichte von der Oberflächentemperatur abhängt, ist keine unmittelbare Berechnung möglich. Es wird stattdessen eine einfache iterative Berechnung der Oberflächentemperatur  $T_{0,K}$  durchgeführt. Als Anfangswert für die Bestimmung des Bodenwärmestroms wird die Lufttemperatur in 2 m Höhe verwendet. Anschließend wird die im vorangegangenen Berechnungsschritt bestimmte Temperatur in die Bilanzgleichung eingesetzt. Pauschal werden für jeden Tag 20 Iterationsschritte durchlaufen. Abbildung 5.4 (a) zeigt exemplarisch den Iterationsverlauf eines Tages des Jahres 2004 für eine Grünland- und eine Asphaltfläche. Es zeigt sich, dass die Lösung schon nach weniger als 10 Berechnungsschritten konvergiert. An einigen Tagen oszilliert die Lösung jedoch, siehe Abbildung 5.4 (b). Dabei fallen die Schwankungen für eine anthropogene Asphaltfläche größer aus als für einen Grünlandstandort. Die Häufigkeitsverteilung der Schwankungsbreiten in Abbildung 5.5 verstärkt diese Aussage. Während an einem Grünlandstandort maximale Schwankungen von 3°C beobachtet werden, kommt es für die Asphaltfläche zu Schwankungen der Lösung von bis zu 70°C. Dieses Verhalten zeigt sich für beide Flächen an etwa 70 respektive 50 Tagen des exemplarisch betrachteten Jahres 2004.

Die maßgebliche Ursache ist die mit SWAP berechnete reale Evaporation an der Bodenoberfläche. Abbildung 5.4 (c) zeigt einen linearen Zusammenhang zwischen der Schwankungsbreite und der täglichen realen Evaporation.

Grund dafür ist zum einen die Inkonsistenz zwischen den beschriebenen Verfahrensweise und der zur Bestimmung der Evaporation mit SWAP angewandten Methode. Im SWAP-Modell werden sowohl der Bodenwärmestrom bei der Betrachtung täglicher Werte vernachlässigt als auch die einzelnen Bilanzterme zum Teil abweichend parametrisiert. Des Weiteren ist die hier verwendete Parametrisierung der Bilanzterme anhand empirischer Gleichungen, die zumeist erst bei einem Vergleich von mehrjährigen Monatsmittelwerten Gültigkeit erlangen und auf Tageswerte nicht ohne Weiteres anwendbar sind, für die Divergenz des Verfahrens verantwortlich. Dazu zählt auch die Vernachlässigung möglicher täglicher sowie saisonaler Parameterschwankungen, wie beispielsweise der Wolkenkonstanten oder des Flächenalbedos.



**Abbildung 5.4.:** Konvergenzverhalten des Energiebilanzverfahrens zur Bestimmung der Oberflächentemperatur für Grünland und Asphalt des Jahres 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal; (a) Schritte zur Erreichung der Konvergenz, (b) Oszillationsschwankung bei Divergenz und (c) Zusammenhang zwischen der in SWAP ermittelten realen Evaporation und der Schwankungsbreite bei Divergenz.

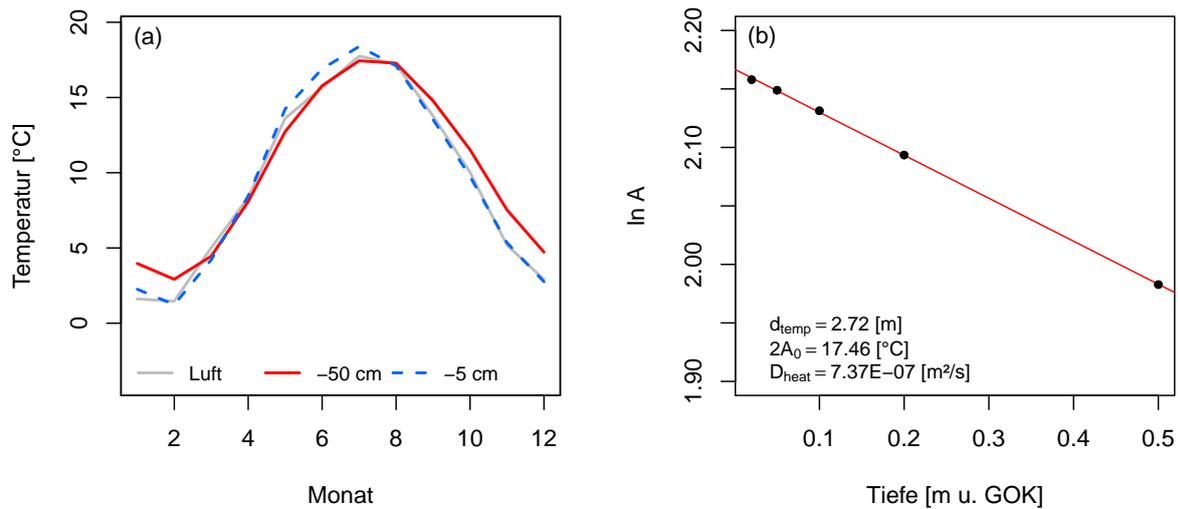


**Abbildung 5.5.:** Häufigkeitsverteilung der Schwankungsbreite bei Divergenz für eine Grünland- und eine Asphaltoberfläche am DWD Standort Neuwiedenthal exemplarisch für das Jahr 2004.

Für Tage ohne konvergierende Lösung wird zur Abschätzung der Tagesmitteltemperatur an der Oberfläche der Mittelwert der Schwankungen angenommen. Die ermittelten Tageswerte für die einzelnen Energiebilanzgrößen sowie die Oberflächentemperatur werden anschließend zu 30-jährigen Monatsmittelwerten aggregiert. Allein für die Kalibrierung des Verfahrens wird ein Einzeljahr betrachtet. Alle Berechnungen erfolgten unter Verwendung der R-Skriptsprache in *R 14.2*.

### 5.3. Anwendung und Kalibrierung des Verfahrens am Standort Neuwiedenthal

Das in Abschnitt 5.2.3 beschriebene Verfahren wird zur Abschätzung der Oberflächentemperatur der DWD Station Neuwiedenthal verwendet. Die Kalibrierung erfolgt durch Variation des Flächenalbedos, der Verschattung sowie des langwelligen Emissionsgrads zur qualitativen Anpassung der ermittelten Oberflächentemperaturen des Grünlandstandorts an lokal gemessenen, oberflächennahen Boden- und Lufttemperaturen. Nachfolgend werden das Vorgehen und die verwendeten Parameter sowie die Ergebnisse der Energiebilanzierung und der Oberflächentemperaturermittlung beschrieben und plausibilisiert. Anschließend wird das Verfahren auf einen versiegelten Standort angewendet und die verwendeten Parameter sowie die Ergebnisse dieser Berechnung erläutert.



**Abbildung 5.6.:** Bodentemperaturen am DWD Standort Neuwiedenthal; (a) Monatsmittelwerte der Jahre 1981-1993 in 5 cm und 50 cm Bodentiefe im Vergleich mit der Lufttemperatur in 2 m Höhe; (b) Analyse der Amplitudendämpfung in der Tiefe. Die Punkte definieren die Lage und Größe der gemessenen Temperaturamplitude im Boden.

### 5.3.1. Parametrisierung und Datengrundlage

Mittlere Monatstemperaturen der Jahre 1981-1993 in 5 cm und 50 cm Bodentiefe im Vergleich mit der Lufttemperatur sind Abbildung 5.6 (a) dargestellt und in Tabelle 5.4 zusammengefasst. Daraus geht hervor, dass in Oberflächennähe die Untergrundtemperatur der mittleren gemessenen Lufttemperatur am DWD Standort Neuwiedenthal nahezu entspricht. Im Vergleich dazu wird in 50 cm Bodentiefe eine sichtbar gedämpfte Temperaturamplitude deutlich. Folglich ergeben sich im Sommer niedrigere und im Winter höhere Temperaturen als in 5 cm Tiefe und somit ein abwärts respektive aufwärts gerichteter resultierender Bodenwärmestrom. Zusätzlich wird die Amplitudendämpfung unter Anwendung des in Kapitel 6 beschriebenen Verfahrens ausgewertet, siehe Abbildung 5.6 (b). Die Analyse ergibt eine Dämpfungstiefe von 2.72 m, in welcher die Temperaturamplitude noch 37% der Oberflächenamplitude entspricht (Hillel, 1998), sowie eine thermische Diffusivität  $D_{heat}$  von  $7.37 \cdot 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s. Die anhand der gemessenen Daten an die Oberfläche extrapolierte Temperaturamplitude ergibt eine saisonale Schwankungsbreite von 17.46°C.

Außer der Sonnenscheinstunden wurden alle Klimaparameter des DWD Standorts Neuwiedenthal zur Bestimmung der Energiebilanzgrößen und der Bodenoberflächentemperatur verwendet. Messungen der Sonnenscheindauer wurden der DWD-Station Fuhlsbüttel entnommen und die Globalstrahlung daraus errechnet, siehe Abschnitt A.4.

Bohrprofile des vom GLA zur Verfügung gestellten Bohrdatenportals zeigen für den Stand-

**Tabelle 5.4.:** Minimale, maximale und mittlere Monatsmitteltemperaturen (1981-1993) in der Luft und im Boden am DWD Standort Neuwiedenthal; Messdatengrundlage: DWD

|       | Temperatur °C |         |            |            |
|-------|---------------|---------|------------|------------|
|       | Minimum       | Maximum | Mittelwert | Schwankung |
| Luft  | 1.47          | 17.75   | 9.38       | 16.28      |
| 5 cm  | 1.23          | 18.39   | 9.52       | 17.15      |
| 50 cm | 2.92          | 17.44   | 10.10      | 14.53      |

ort einen Sandboden mit einem Grundwasserflurabstand von 2 Metern.

Zur Bestimmung der realen Evaporation und des daraus resultierenden latenten Wärmestroms wird das Bodenwasserhaushaltsmodell SWAP verwendet. Das Modell ist in Abschnitt A.2 beschrieben. Für den Standort Neuwiedenthal wird von einem reinen Sandprofil und einem konstanten Grundwasserflurabstand von 2 Meter ausgegangen. Ferner wird eine ganzjährige Grasvegetation mit einem konstantem LAI von 3 angenommen. Die bodenphysikalische Parametrisierung zur Bestimmung des Wassergehalts sowie der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Boden erfolgt nach *DIN 4220* (Deutsches Institut für Normung, 2008). Die oberen 10 cm Bodensäule wird in 0.5 cm und 1.0 cm mächtige Zellen unterteilt, das übrige Profil wird in 2 cm Schritten diskretisiert. Für die insgesamt 3 m lange Bodensäule ergeben sich daraus 160 Zellen.

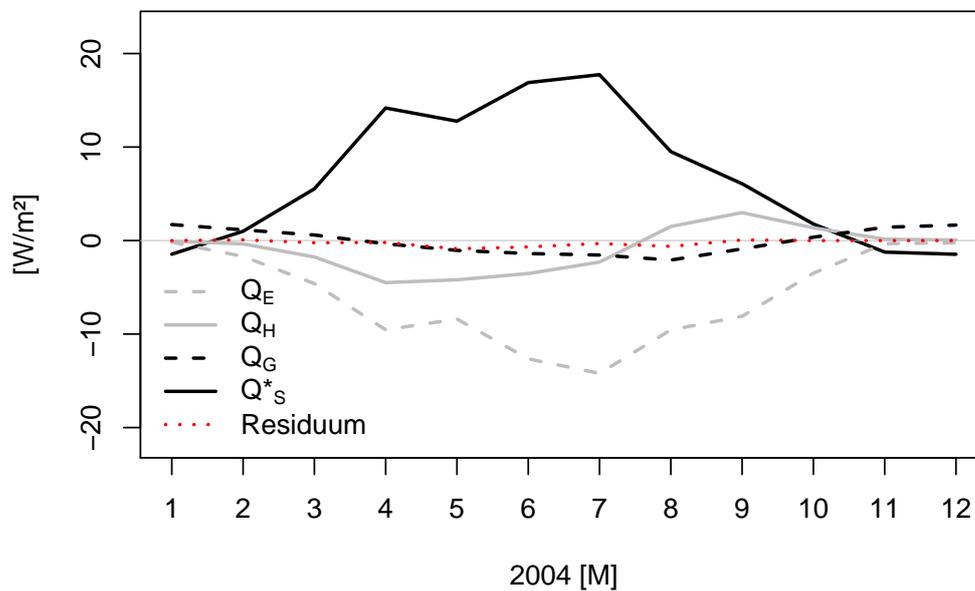
Die Berechnung der realen Evaporation einer Asphaltfläche erfolgt durch die Anpassung der hydraulischen Leitfähigkeit sowie der Bodenparameter innerhalb der obersten 10 cm des SWAP-Profiles. Ferner wird von einer freien Fläche ohne Verschattung ausgegangen. Die iterative Ermittlung der Oberflächentemperatur basiert auf den für Asphalt gültigen Werte des Flächenalbedos, des langwelligen Emissionskoeffizienten und des *Bowen*-Verhältnisses. Alle für die beschriebene Verfahrensweise erforderlichen und kalibrierten Parameter sind in Tabelle 5.5 und in Tabelle 5.7 auf Seite 118 zusammengefasst.

### 5.3.2. Energiebilanz und Bodenwärmestrom

Grundlage der Oberflächentemperaturabschätzung ist die Bilanzierung der Energieflüsse an der Bodenoberfläche. Das verwendete Verfahren und die gegenseitige Abhängigkeit zwischen Energieflüssen und der Oberflächentemperatur wurde im Detail in Abschnitt 5.2 beschrieben. In Abbildung 5.7 sind die resultierenden monatlichen Bilanzgrößen am DWD Standort Neuwiedenthal exemplarisch für das Jahr 2004 dargestellt. Darin erreicht die Nettostrahlung Werte von  $-1.5 \text{ W/m}^2$  im Winter bis  $17.7 \text{ W/m}^2$  im Sommer.

**Tabelle 5.5.:** Kalibrierte Parameter zur Abschätzung der Oberflächentemperatur einer Grünland- und einer Asphaltfläche anhand des Energiebilanzverfahrens am DWD Standort Neuwiedenthal.

| Parameter                             | Grünland            |              | Asphalt           |              |
|---------------------------------------|---------------------|--------------|-------------------|--------------|
| Oberflächenalbedo $\alpha_S$          | 0.10 <sup>a</sup>   | Marsch, Erde | 0.09 <sup>a</sup> | Asphalt      |
| Verschattung $\tau$                   | 0.60                | kalibriert   | 0.00              |              |
| Bowen-Verhältnis $\beta$              | 0.50 <sup>b,c</sup> | Umland       | 2.00 <sup>b</sup> | Innenstadt   |
| Wärmeleitfähigkeit $\lambda$          | 1.90 <sup>d</sup>   | nass/trocken | 1.93 <sup>d</sup> | Sand/Asphalt |
| Effektiver Emissionsgrad $\epsilon_k$ | 0.97 <sup>a</sup>   | Brauner Sand | 0.93 <sup>a</sup> | Asphalt      |
| Untergrundtemperatur $T_z$            | 10.5                | interpoliert | 10.5              | interpoliert |
| Tiefe $z$ [m]                         | 8.5                 |              | 8.5               |              |

<sup>a</sup> VDI, 1994<sup>c</sup> Oke, 1987, S.70<sup>b</sup> Häckel, 2005, S.354<sup>d</sup> VDI, 2010**Abbildung 5.7.:** Berechnete Energiebilanzgrößen (Monatsmittelwerte) des Jahres 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal.

Die latente, von der Fläche weg gerichtete Wärmestromdichte hingegen nimmt Werte bis  $-14.2 \text{ W/m}^2$  an. Aufgrund der Verknüpfung des fühlbaren mit dem latenten Wärmestrom über das *Bowen*-Verhältnis ( $\beta = 0.5$ ) werden für diesen Bilanzterm verringerte Werte zwischen  $-4.5$  und  $2.9 \text{ W/m}^2$  errechnet, der im Mittel von der Oberfläche weg gerichtet ist. Die Richtung des fühlbaren Wärmestroms kehrt sich während der Herbst- und Wintermonate 2004 um, wenn die Oberflächentemperatur geringer als die Lufttemperatur ist.

Der resultierende Bodenwärmestrom ist im Winter und Herbst zur Bodenoberfläche hin und im Sommer von ihr weg gerichtet. Die zwischen  $-2.1$  bis  $1.7 \text{ W/m}^2$  berechneten Werte beziehen sich auf eine konstante Untergrundtemperatur von  $10.5 \text{ °C}$  in  $8.5 \text{ m}$  Tiefe. Diese Angaben beruhen auf dem interpolierten Temperaturgleichenplan in  $7$  bis  $10 \text{ m}$  Tiefe für das gesamte Hamburger Stadtgebiet, vergleiche Abbildung 3.9. Im Winter gleicht der Bodenwärmestrom die negative Nettostrahlungsbilanz aus. In dieser Zeit kommen der latente und der fühlbare Wärmestrom nahezu gänzlich zum Erliegen. Grundsätzlich erreichen die Energiebilanzströme ein Maximum im Juli. Allein der Bodenwärmestrom nimmt zeitlich verzögert einen maximalen Wert im August an. Mit einem Mittelwert von  $-0.04 \text{ W/m}^2$  ergibt sich für das Jahr 2004 ein in den Untergrund gerichteter Bodenwärmestrom, der eine Erwärmung des Untergrunds bewirkt und somit für die Untersuchung der Untergrundtemperatur des Standorts eine wichtige Größe darstellt. Das ebenfalls abgebildete Residuum zeigt die Abweichung der Summe aus latenter, fühlbarer und Bodenwärmestromdichte zur Nettostrahlungsbilanz. Diese Differenz ergibt sich aus der Abhängigkeit der latenten und fühlbaren Wärme von der SWAP-Simulation und einer darin zum Teil abweichenden Parametrisierung der Bilanzterme zur Berechnung der Evaporation im Vergleich zu dem hier vorgestellten Verfahren.

Ein Großteil der eintreffenden Energie wird für die Verdunstung verbraucht, das geht aus Abbildung 5.7 hervor. Entsprechend ist der Bodenwärmestrom die kleinste Bilanzgröße. Diese Beobachtung stimmt mit den Ergebnissen *Falkenbergs* aus den Jahren 1953/1954 für eine Wiese im unweit Hamburgs gelegenen Quickborn überein (in Geiger, 1961). Ferner ergeben seine Messungen der einzelnen Bilanzterme am betrachteten Grünlandstandort ein *Bowen*-Verhältnis von  $0.5$ .

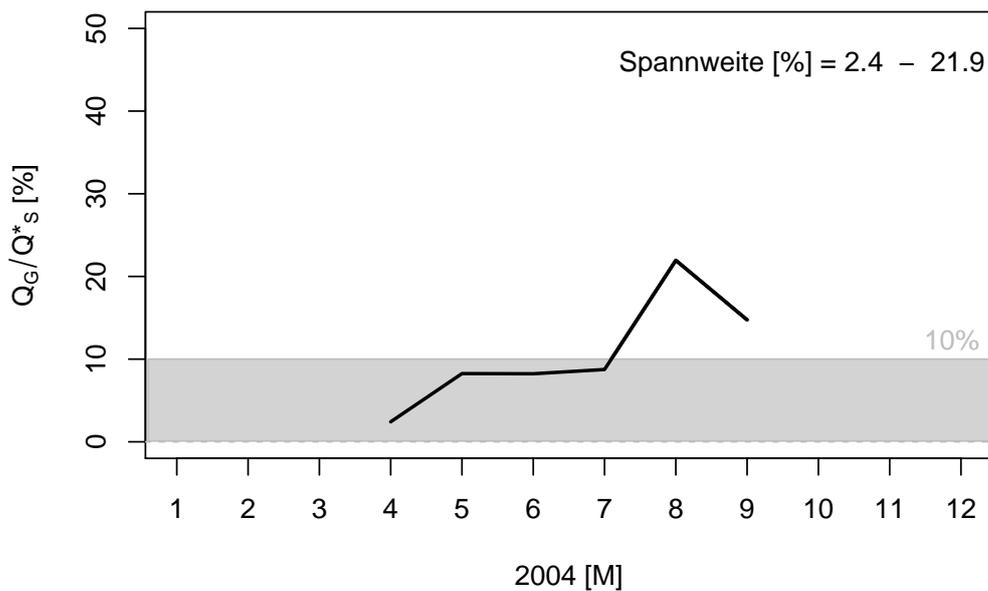
Die Untersuchungen von *Albrecht (1940)* in Potsdam zeigen einen Bodenwärmestrom von maximal  $4 \text{ W/m}^2$  im Winter- und minimal  $-8 \text{ W/m}^2$  im Sommerhalbjahr und ergeben ebenfalls einen in den Boden gerichteten mittleren Wärmeeintrag (in Geiger, 1961). Für eine  $2 \text{ cm}$  hohe Wiese ergaben Messungen *Monteiths* an einem wolkenlosen Julitag 1956 unter den Bedingungen des englischen Klimas über den Zeitraum eines Tages einen Bodenwärmestrom von  $-15 \text{ W/m}^2$  (in Geiger, 1961). Beltrami u. a., 2000 berichten von einer mittleren regionalen Wärmestromdichte an der Bodenoberfläche Kanadas von  $-0.074$

$\text{W/m}^2$  innerhalb der vergangenen 100 Jahre. Eine Differenzierung der Flächen findet dabei nicht statt.

Im Rahmen einer numerischen Modellstudie zur Untersuchung der Sensitivität des Bodenwärmestroms hinsichtlich des Bewuchsanteils und des Blattflächenindex erzielten Yang u. a., 1999 für eine bewachsene Oberfläche unter Berücksichtigung eines LAI von 3 Energieströme einer vergleichbaren Größenordnung. An einem mittleren Julitag der Jahre 1980 bis 1986 ermittelten sie eine Nettostrahlungsbilanz zwischen 0 und  $50 \text{ W/m}^2$ . Ferner zeigten die Untersuchungen einen latenten Wärmestrom von  $-20$  bis  $-40 \text{ W/m}^2$  sowie einen fühlbaren Wärmestrom von 2 bis  $-15 \text{ W/m}^2$  innerhalb eines Tages. Daraus resultierte ein täglich zwischen  $-20$  und  $-50 \text{ W/m}^2$  schwankender, in den Boden gerichteter Wärmestrom.

Vereinfachend wird der Bodenwärmestrom als 10% der Nettostrahlung angenähert (De Bruin und Holtslag, 1982), (Sauer und Horton, 2005), (Foken, 2006). Diese Annahme ist jedoch nicht uneingeschränkt gültig, wie aus Messungen zur Bestimmung des Bodenwärmestroms an der Bodenoberfläche hervorgeht, in welchen auch der Bewuchs berücksichtigt wird (Choudhury u. a., 1987), (Clothier u. a., 1986), (Yang u. a., 1999). Beispielsweise ergaben Untersuchungen mit Weizen ein Verhältnis der Bodenwärmestromdichte zu Nettostrahlung zwischen 45% und 11% (Choudhury u. a., 1987). Mit zunehmendem Wachstum nahm dieses Verhältnis ab. Messungen an Alfalfa zeigten Werte zwischen 50% und 10% (Clothier u. a., 1986). Die Versuche wurden jeweils in der Vegetationsperiode im Frühjahr beziehungsweise Herbst durchgeführt. Sie zeigen die Variabilität des Verhältnisses, welche auch in den Ergebnissen dieser Untersuchung beobachtet wird und in Abbildung 5.8 dargestellt ist. Im Frühjahr, Sommer und Herbst des betrachteten Jahres entspricht der absolute Bodenwärmestrom am Standort Neuwiedenthal 2.4% bis 22% der am Boden aufkommenen Nettostrahlung. Diese Beobachtungen spiegeln die aus der Literatur bekannten Werte wider.

Basierend auf den aus der Literatur bekannten Ergebnissen lässt sich der beschriebene Ansatz zur Bestimmung der Energiebilanz eines Grünlandstandorts plausibilisieren. Die grundsätzlich und im Vergleich mit anderen Untersuchungen geringeren Bodenwärmestromdichten der durchgeführten Berechnungen werden auf den Umstand zurückgeführt, dass der Bodenwärmestrom bei der Berechnung der Evaporation in SWAP vernachlässigt wird. Es existiert hier eine Inkonsistenz. Choudhury u. a., 1987 begründet mit dieser Vernachlässigung eine Überschätzung der Evaporation. Dies geht bei der Verwendung des vorgestellten Verfahrens mit einer Überschätzung sowohl des latenten als auch des fühlbaren Wärmestroms einher. Abweichungen der Literaturwerte zu den hier bestimmten Werten ergeben sich zudem aus der Monatsmittlung der berechneten Daten im Vergleich zu Tagesmittelwerten. Ferner wurde zur Bestimmung des Bodenwärmestroms eine in 8.5



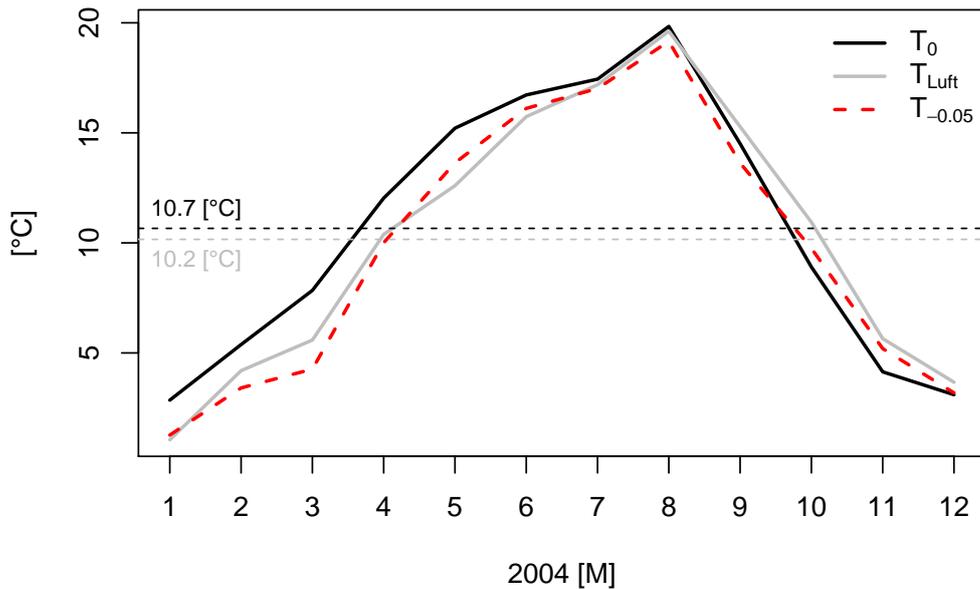
**Abbildung 5.8.:** Verhältnis des Bodenwärmestroms zur Nettostrahlungsbilanz als Monatsmittelwert für den DWD Standort Neuwiedenthal; M = Monat.

Meter Tiefe gemessene Temperatur herangezogen. Innerhalb der oberen Bodenzentimeter können hingegen deutlich größere Temperaturgradienten entstehen, welche einen erhöhten Bodenwärmestrom bewirken. Die vorgenommene Vorgehensweise führt entsprechend zu einer Linearisierung des Temperaturprofils in den oberen 8.5 Metern und einem resultierenden mittleren Bodenwärmestrom.

Sowohl die Regionalisierung der Oberflächentemperaturen, als auch die Projektion der Temperaturen machen diese Vereinfachungen und Standardisierung notwendig. Ferner verdeutlichen die Unterschiede zwischen den standortbezogenen Ergebnissen aus der Literatur und der durchgeführten Untersuchung eine starke Abhängigkeit der Bilanzterme von verschiedenen Standortfaktoren wie der Vegetation, der Bodenart, der Wasserverfügbarkeit und den klimatischen Bedingungen (Geiger, 1961).

### 5.3.3. Ergebnisse der Oberflächentemperaturbestimmung

Die berechneten Monatsmitteltemperaturen der Bodenoberfläche am Standort Neuwiedenthal sind im Vergleich zu Luft- und Bodentemperaturen im Jahr 2004 in Abbildung 5.9 dargestellt. Die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe ist im Vergleich zur Lufttemperatur im Zeitraum zwischen Spätsommer und Winter geringer. Ab April steigt sie an und liegt bis einschließlich Juli des Jahres 2004 über der Lufttemperatur. Der Temperaturverlauf der Luft weist Werte zwischen  $1.05^{\circ}\text{C}$  und  $19.6^{\circ}\text{C}$  auf. Im Boden ist diese Schwankungsbreite



**Abbildung 5.9.:** Berechnete Oberflächentemperatur  $T_0$  (Monatsmittelwerte) des Jahres 2004 im Vergleich mit der Lufttemperatur  $T_{Luft}$  in 2 m Höhe sowie der gemessenen Bodentemperatur  $T_{-0.05}$  in 5 cm Tiefe am DWD Standort Neuwiedenthal.

hingegen leicht gedämpft, es werden Temperaturen zwischen  $1.3^\circ\text{C}$  und  $19.2^\circ\text{C}$  gemessen. Zwischen der Luft und dem Boden sind Temperaturunterschiede von  $-1.07^\circ\text{C}$  bis  $1.7^\circ\text{C}$  zu beobachten.

Die bestimmten Oberflächentemperaturen für den betrachteten Grünlandstandort liegen mit Differenzen von  $-2.0^\circ\text{C}$  bis  $2.6^\circ\text{C}$  respektive  $-1.1^\circ\text{C}$  bis  $3.6^\circ\text{C}$ , außer im Herbst, über den Luft- und Bodentemperaturen. In der ersten Jahreshälfte führen diese erhöhten Oberflächentemperaturen zu einer Erwärmung des Oberbodens, sodass die Bodentemperaturen schließlich über der Lufttemperatur liegen.

Im Herbst hingegen kehrt sich der Gradient um, sodass ein Bodenwärmestrom aus dem Untergrund an die Oberfläche erfolgt. Dieses Bild deckt sich nicht gänzlich mit dem in Abbildung 5.7 dargestellten Energiefluss, da hier ein anderer, oberflächennaher Bezugspunkt gewählt wurde. Im Mittel liegt die Oberflächentemperatur im Jahr 2004 mit  $10.7^\circ\text{C}$  um  $0.5^\circ\text{C}$  über der Temperatur der Luft und um  $0.98^\circ\text{C}$  höher als die Bodentemperatur.

**Sensitivitätsanalyse** Zur Untersuchung der Sensitivität und Belastbarkeit der bestimmten Oberflächentemperaturen werden der Flächenalbedo, der langwellige Emissionskoeffizient und die Verschattung der Bodenoberfläche durch den Bewuchs variiert. Die Parameterwerte sowie die resultierenden Temperaturänderungen sind in Tabelle 5.6 zusammengefasst. Zur Beurteilung der Änderung werden MD die Mittlere Abweichung,

**Tabelle 5.6.:** Sensitivität der Oberflächentemperatur bei Grasbewuchs am DWD Standort Neuwiedenthal hinsichtlich des Flächenalbedos  $\alpha_s$ , des Emissionsgrads  $\epsilon_k$  und der Verschattung  $\tau$ .

| Parameter           | Änderung<br>[%] | NRMSD<br>[%] | RMSD<br>[°C] | MD<br>[°C] | Verhältnis<br> NRMSD/Änderung |
|---------------------|-----------------|--------------|--------------|------------|-------------------------------|
| $\alpha_s = 0.08$   | -20.0           | 2.5          | 0.15         | 0.13       | 0.13                          |
| $\alpha_s = 0.13$   | +30.0           | 3.3          | 0.20         | -0.17      | 0.11                          |
| $\epsilon_k = 0.90$ | -7.0            | 6.2          | 0.38         | 0.35       | 0.89                          |
| $\epsilon_k = 1.00$ | +3.0            | 2.5          | 0.15         | -0.14      | 0.83                          |
| $\tau = 0.45$       | -25.0           | 41.5         | 2.52         | 2.22       | 1.66                          |
| $\tau = 0.75$       | +25.0           | 38.2         | 2.32         | -2.08      | 1.53                          |

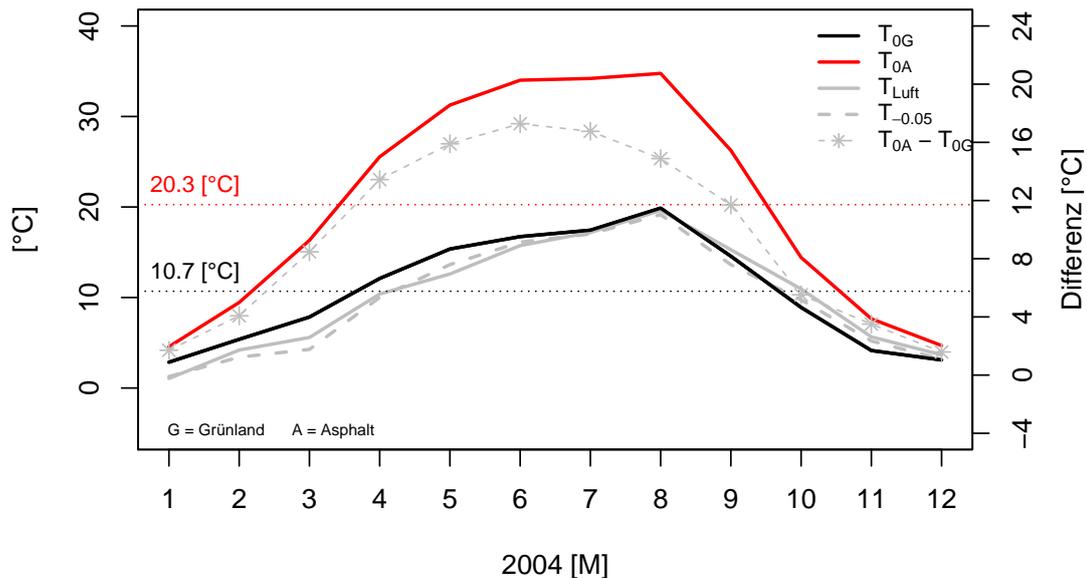
RMSD die Standardabweichung und NRMSD die Normierte Standardabweichung herangezogen. Eine Definition der Beurteilungsparameter ist in Abschnitt A.7 auf Seite 288 gegeben.

Den größten Einfluss auf die Oberflächentemperatur hat die Verschattung. Während eine Änderung des Verschattungsfaktors von 25% eine mittlere Temperaturänderung an der Oberfläche größer 2°C hervorruft, wird bei einer vergleichbaren prozentualen Änderung des Flächenalbedos eine deutlich geringere Temperaturänderung von bis zu 0.17°C beobachtet.

Beide Parameter beziehen sich auf die an der Oberfläche eintreffende kurzwellige Globalstrahlung. Pro Prozent Verschattungsfaktoränderung ergibt sich eine normierte Standardabweichung von durchschnittlich 1.6. Für den langwelligen Emissionskoeffizienten wird eine mittlere Änderung pro prozentualer Parameteränderung von 0.85 ermittelt.

**Asphalttemperaturen am Standort Neuwiedenthal** Zum Vergleich mit der Grünlandtemperatur wird die Oberflächentemperatur bei Versiegelung der Fläche mit einer Asphaltdecke betrachtet. Es werden die Porosität, die bodenphysikalischen Parameter und die hydraulische Leitfähigkeit der oberen 10 cm der Bodensäule im SWAP-Modell angepasst, vergleiche Tabelle 5.5 und Tabelle 5.7. Ferner wird hier eine unbeeinflusste Sonneneinstrahlung bei der Bilanzierung der Energieflüsse an der Asphaltoberfläche angenommen.

Die sich für den DWD Standort Neuwiedenthal ergebenden Asphalttemperaturen sind für das Jahr 2004 in Abbildung 5.10 dargestellt. Im Mittel fallen diese um 9.6°C höher aus als die Oberflächentemperatur bei Grasbewuchs. Im Winter liegen die Temperaturen des Asphalts bei 5.0°C und somit 1.5°C über der Grünlandoberflächentemperatur. Im



**Abbildung 5.10.:** Vergleich der anhand des Energiebilanzverfahrens ermittelten Grünland- und der Asphaltoberflächentemperatur am DWD Standort Neuwiedenthal. Gestrichelte horizontale Linien stellen die Mittelwerte der Oberflächentemperatur dar; Messdatengrundlage: DWD.

Sommer erreichen sie Werte bis  $35.0^{\circ}\text{C}$  mit einer Differenz zur Grünlandoberflächentemperatur von  $16.0^{\circ}\text{C}$ . Vergleichbare Oberflächentemperaturen lieferte die von Anandakumar, 1999 durchgeführte Untersuchung eines Jahreszyklus' (1994-1995) des Bodenwärmestrom- und des Nettostrahlungstagesgangs in Wien, Österreich. Verglichen wurden die Lufttemperatur, die Asphalttemperatur und die Bodentemperatur in 8 cm Tiefe. Die mittlere Bodentemperatur entsprach dabei der Oberflächentemperatur von Asphalt. Im Winter zeigte die Luft im Vergleich zum Untergrund eine höhere Temperatur. Im April, Juni und Oktober hingegen waren die Asphalttemperaturen mit einer maximalen Differenz zur Lufttemperatur von ca.  $14.0^{\circ}\text{C}$  höher.

Herb u. a., 2008 simulierten anhand der einzelnen Energiebilanzgrößen die Oberflächentemperatur für unterschiedliche Bodenbedeckungen. Die höchsten Temperaturen erreichte dabei die Asphalt- und Betonoberfläche, während mit Gras bewachsene Flächen die geringsten Temperaturen aufwiesen. Die Monatsmitteltemperaturen zeigten für Asphalt und Beton ein Maximum im Juli von  $32.9^{\circ}\text{C}$  und einem Minimalwert von  $13.7^{\circ}\text{C}$  im Oktober. Für den betrachteten Zeitraum von April bis Oktober wurde ferner eine mittlere Temperatur von  $23.5^{\circ}\text{C}$  bestimmt. Verglichen damit waren die mittleren Monatstemperaturen bei Grasbewuchs etwa  $10.0^{\circ}\text{C}$  niedriger. Geringere Unterschiede wurden bei nassen Witterungsbedingungen beobachtet. Ferner ergab eine Parameterstudie, dass der langwellige Emissionskoeffizient für eine Asphaltoberfläche den sensitivsten Parameter darstellte.

Die in der Literatur dargestellten Temperaturunterschiede zwischen Grünland- und Asphalttemperaturen sowie die berichteten Schlussfolgerungen decken sich weitestgehend mit den hier dargestellten Ergebnissen. Dies trifft sowohl auf die mittlere Differenz von  $10.0^{\circ}\text{C}$  zwischen Grünland- und Asphaltoberflächen als auch den Einfluss des langwelligen Emissionskoeffizienten zu, wie aus Herb u. a., 2008 hervorgeht. Ebenso zeigen die mittleren Temperaturunterschiede im Sommer eine gute Übereinstimmung mit den auf Tagesbasis gemessenen Unterschiede in Anandakumar, 1999. Es ist somit davon auszugehen, dass die hier berechneten Temperaturen einen realistischen Jahresmittelwert für eine Asphaltfläche abbilden. Die Monatsmittelwerte insbesondere im Frühjahr zeigen jedoch höhere Werte als von Herb u. a., 2008 simuliert. Für eine Grünlandfläche wurde eine Überschätzung der Oberflächentemperaturen ermittelt. Dieser Bias ist auch für Asphalt zu erwarten. Das Verhältnis zwischen Grünland- und Asphaltoberflächentemperaturen wird hingegen gut abgebildet und kann für die nachfolgende regionale Betrachtung und die Beeinflussung des Untergrunds herangezogen werden.

**Verdunstung von Grünland- und Asphaltflächen** Niederschlagssummen und die reale Evaporation für Grünland und Asphaltflächen im Jahr 2004 sind in Abbildung 5.11 dargestellt. Während im Winter die Evaporation für Asphalt größer ausfällt, liegen die Werte im Sommer unter denen für Grünland.

Im Winter stellt nicht die Wasserverfügbarkeit sondern die zur Verdunstung zur Verfügung stehende Energie den limitierenden Faktor dar. Auf Grünlandflächen erfolgt die Evaporation über einen von der Vegetationsdichte abhängigen, verringerter Bodenoberflächenanteil, weshalb sie im Vergleich zum Asphalt geringer ist. Eine definierte Vegetationsphase ist für die durchgeführten Untersuchungen unerheblich, da ein ganzjährig unveränderter Vegetationsbestand mit immergrünem Gras angenommen wird. Im Sommer wird aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit eine verringerte Evaporation für die Asphaltfläche ermittelt. Die geringe Durchlässigkeit führt insbesondere bei Starkniederschlägen (größer  $20\text{ mm/d}$ ) zu einem erhöhten Oberflächenabfluss. Daraus resultiert eine verringerte Infiltration in das Asphaltprofil und folglich ein geringeres Wasserdargebot.

Die Ergebnisse der SWAP-Modellierung werden mit Ergebnissen der TUB-BGR-Methode zur Bestimmung der realen Evaporation und des Oberflächenabflusses versiegelter Flächen verglichen. Das Verfahren ist in Abschnitt A.3 auf Seite 282 beschrieben. Aus Abbildung 5.12 geht eine sehr gute Übereinstimmung für die bilanzrelevante reale Evaporation hervor. Hingegen ist eine deutliche Diskrepanz hinsichtlich des Oberflächenabflusses erkennen, welche sich aus den unterschiedlichen Betrachtungszeiträumen ergibt. Während für die SWAP-Simulation das Kalenderjahr 2004 betrachtet wird, erfolgt die Auswertung im Rahmen des TUB-BGR-Verfahrens für ein hydrologisches Jahr von November bis Oktober des Folgejahres. Da die Evaporation im Winter weniger von der Wasserverfügbarkeit und

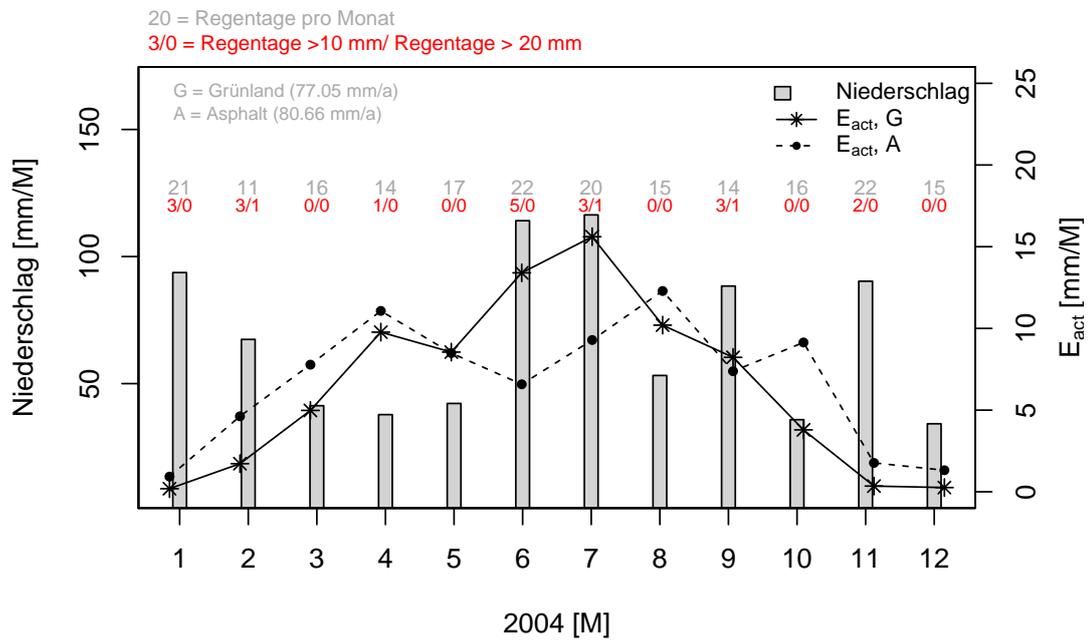


Abbildung 5.11.: Darstellung der mit SWAP ermittelten reale Evaporation für Grünland und Asphalt und des gemessenen Niederschlags im Jahr 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal; Messdatengrundlage: DWD.

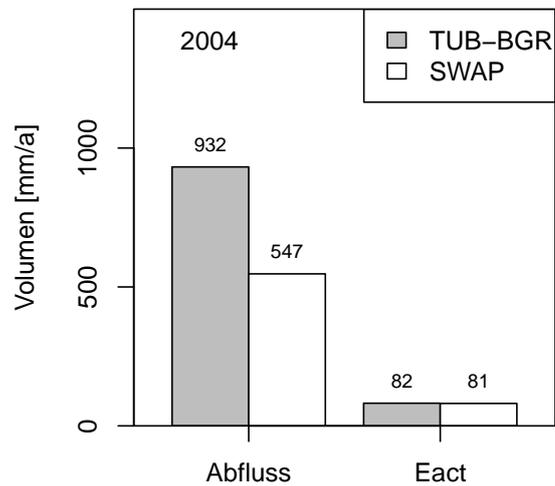


Abbildung 5.12.: Vergleich des Abflusses und der realen Evaporation einer Asphaltfläche für das Jahr 2004 ermittelt mit dem TUB-BGR-Verfahren und mit dem SWAP-Modell.

viel mehr von der Globalstrahlung abhängt, ist diese Größe vergleichsweise konstant. Hin-gegen reagiert der Oberflächenabfluss sehr sensitiv auf die variierende Niederschlagssumme in den unterschiedlichen Betrachtungsräumen, was zu den beobachteten Differenzen führt. Dennoch lässt sich folgern, dass die in SWAP ermittelten realen Evaporationsraten und die darauf basierende Energiebilanzierung realistisch sind.

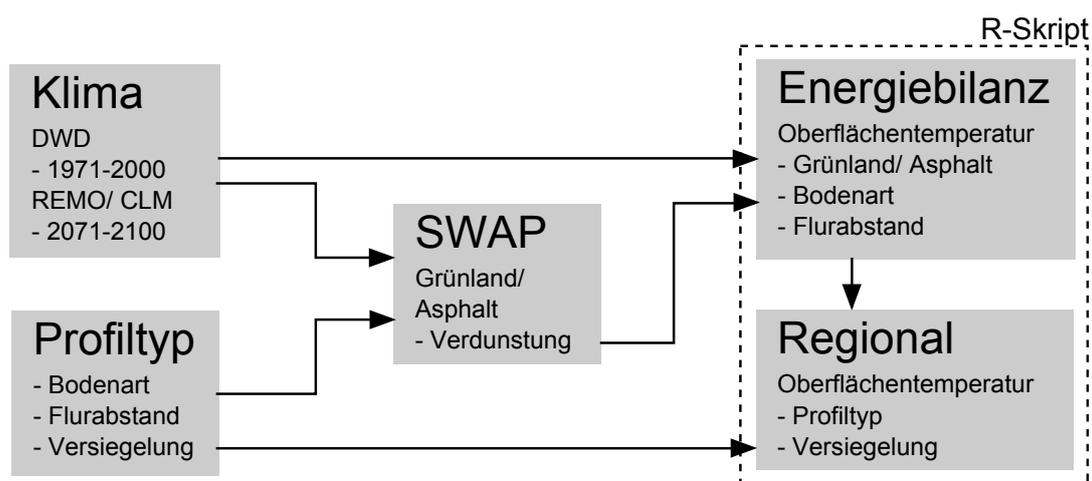
## 5.4. Regionalisierte Oberflächentemperaturen Hamburgs

Die am Standort Neuwiedenthal gewonnenen Erkenntnisse hinsichtlich der Energiebilanz und daraus abgeleiteter Oberflächentemperaturen werden auf die gesamte Stadtoberfläche Hamburgs übertragen und regionalisierte Oberflächentemperaturen bestimmt. Das zugrundeliegende Verfahren und die Ergebnisse der regionalisierten Temperaturen werden in den kommenden Abschnitten erläutert. Die Parametrisierung in Tabelle 5.5 wird dabei weitestgehend beibehalten. Ferner werden anhand der Klimaszenarien zukünftig mögliche mittlere Oberflächentemperaturänderungen im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg bestimmt und auf die Grundwasserpotenzialoberfläche projiziert. Das Vorgehen und die resultierenden Ergebnisse werden nachfolgend beschrieben.

### 5.4.1. Regionalisierungsverfahren

Zur Bestimmung regionaler, städtischer Oberflächentemperaturen an der Geländeoberfläche wird eine Vielzahl hydrogeologischer Daten herangezogen und verschnitten. Die daraus abgeleiteten, vereinfachten Bodenprofiltypen dienen zur Bestimmung der Verdunstung mit SWAP in Abhängigkeit der klimatischen Bedingungen bei vollständiger Begrünung oder Versiegelung. Darauf basierend wird eine mittlere Oberflächentemperatur durch die Wichtung der Einzeltemperaturen versiegelter und begrünter Flächenanteile bestimmt. Das Vorgehen wird schematisch in Abbildung 5.13 verdeutlicht.

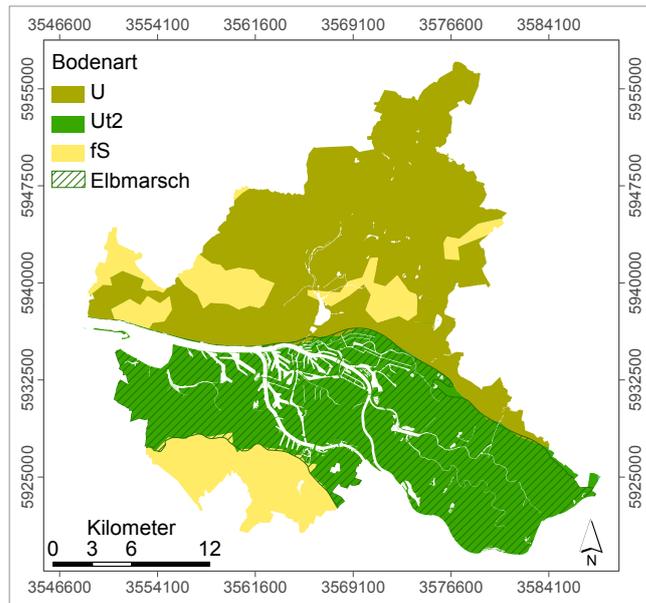
Die Bodenart und sowie die resultierenden physikalischen Bodenparameter werden in den bestehenden Naturräumen Hamburgs betrachtet. Abbildung 5.14 (a) zeigt mithilfe der Profiltypenkarte des *Fachplan Wasserversorgung* (Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984) bestimmte Gebiete mit Sandböden (fS) und mit Schluff (U) abgedeckte Geestgebiete nördlich und südlich der Elbe. Aufgehöhte Flächen im Bereich der Marsch werden unberücksichtigt gelassen und der gesamten Elbmarsch ein Marschboden (Ut2) zugewiesen. Ferner wird der Grundwasserflurabstand vereinfachend als Differenz der Geländeoberkante und der Grundwasserpotenzialoberfläche eines mittleren Grundwassergleichens angenommen und zwischen grundwassernahen (Flurabstand  $< 2$  m) und grundwasserfernen (Flurabstand  $> 2$  m) Standorten unterschieden, die in Abbildung 5.14 (b) dargestellt sind.



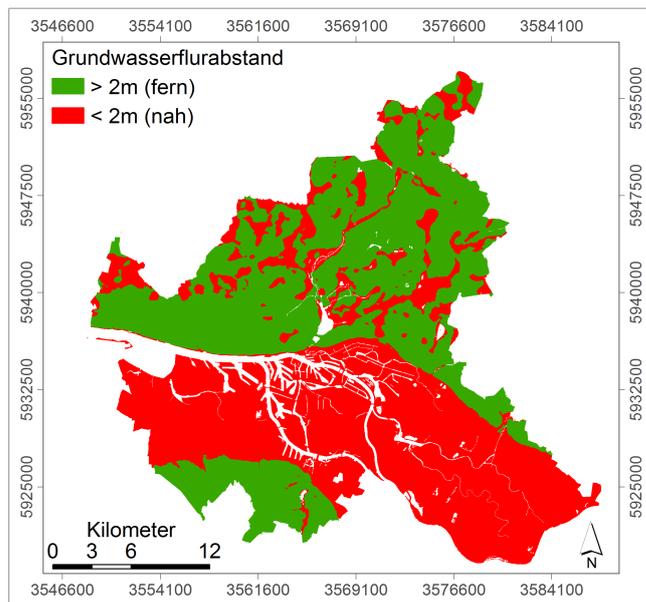
**Abbildung 5.13.:** Schematisches Vorgehen zur Regionalisierung der Oberflächentemperatur im Hamburger Stadtgebiet und im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg.

Definitionsgemäß entspricht der Grundwasserflurabstand der Differenz aus Geländeoberkante und Grundwasseroberfläche. Letztere ergibt sich im Falle gespannten Grundwassers als Unterkante der Grundwasserleiterdeckschicht, bei freiem Grundwasser entspricht sie dem Grundwasserstand. Die aus der Verschneidung resultierenden Profiltypen werden zur Ermittlung der Oberflächenverdunstung asphaltierter und begrünter Flächen verwendet, vergleiche Abbildung 5.15 (a), und auf dieser Grundlage monatliche Oberflächentemperaturen differenziert ermittelt. Die vertikale Diskretisierung der Profile in SWAP entspricht dem Modell des Standorts Neuwiedenthal. Die bodenphysikalische Parametrisierung der Geestböden erfolgt nach DIN 4220 (Deutsches Institut für Normung, 2008) und die Parametrisierung des Asphalts wie in Tabelle 5.7 zusammengefasst. In Abbildung 5.15 (b) sind die pF-Kurven der natürlichen Böden sowie für Asphalt dargestellt. Für den Marschboden wurde die pF-Kurve durch die Variation der van-Genuchten-Parameter an gemessene Matrixpotenziale des LBEG (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Niedersachsen) angepasst.

Die Berechnungen werden für den Referenzzeitraum (1971-2000) anhand der Klimadaten des DWD sowie für das Ende des 21. Jahrhundert (2071-2100) anhand von Klimamodellszenarien durchgeführt. Anders als für den Standort Neuwiedenthal wird für die Regionalisierung der Oberflächentemperaturen im innerstädtischen Gebiet eine Verschattung der Asphaltflächen von 25% angenommen, um der Gebäudedichte Rechnung zu tragen. Die in einer Tiefe von 8.5 m angenommene Untergrundtemperatur von 10.5°C wird für das gesamte Gebiet und alle betrachteten Szenarien angenommen. Eine erhöhte



(a) Bodenart der obersten 2 m (verändert nach Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984); U = Schluff, fS = Feinsand, Ut2 = Marschboden.



(b) Grundwasserflurabstand; Datengrundlage: BUE

**Abbildung 5.14.:** Flächenbezogene Eingangsdaten der Bodenart und der Grundwasserhältnisse im Stadtgebiet Hamburgs.

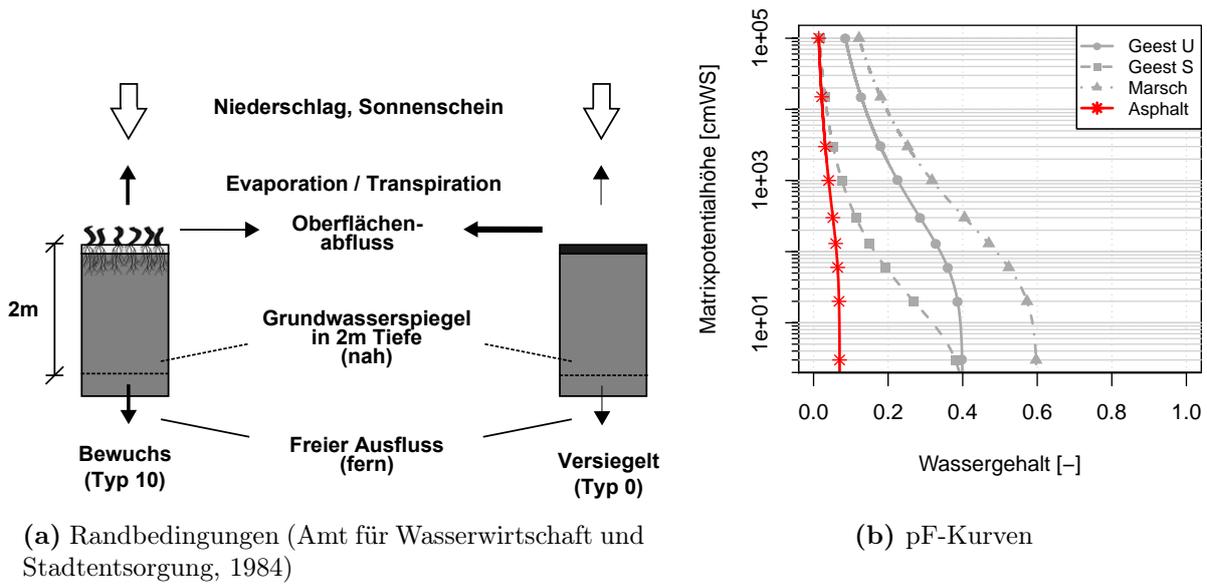


Abbildung 5.15.: SWAP-Modellaufbau und Parametrisierung der resultierenden Profiltypen.

Untergrundtemperatur in stark versiegelten Gebieten oder unter zukünftigen Bedingungen wird unberücksichtigt gelassen. Modellläufe mit variierenden Untergrundtemperaturen für einen grundwasserfernen Geeststandort haben gezeigt, dass die Untergrundtemperatur in 8.5 m Tiefe keinen signifikanten Einfluss auf die Grünlandoberflächentemperatur hat.

Auf Grundlage der in Abbildung 5.16 dargestellten Flächenversiegelung werden die Anteile begrünter (Typ 10) und versiegelter (Typ 0) Flächen unter der Annahme, dass die Versiegelung zu 50% aus Asphalt und zu 50% aus Gebäuden besteht, gemittelt. Als Gebäudetemperatur wird ganzjährig 18.0°C angenommen. Die Aufteilung der versiegelten Flächen erfolgt auf Grundlage einer stichprobenartigen Auswertung verschiedener Flächennutzungen und Baujahre im Hamburger Stadtgebiet, vergleiche Abschnitt A.8 auf Seite 288.

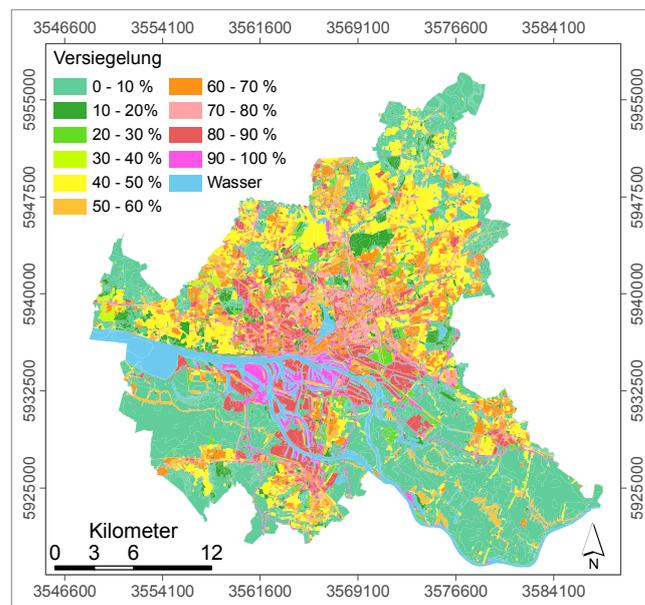
Die gewichtete Oberflächentemperatur lässt sich schließlich auf Grundlage der Profiltypen und Versiegelungsanteile wie folgt abschätzen:

$$T_{0,F} = (1 - frac) \cdot T_{0,G} + \frac{frac}{2} \cdot T_{0,A} + \frac{frac}{2} \cdot T_{Raum}. \quad (5.17)$$

Darin ist  $T_{0,F}$  die gewichtete Oberflächentemperatur der Fläche,  $T_{0,G}$  die berechnete Oberflächentemperatur für Grünland,  $T_{0,A}$  die berechnete Oberflächentemperatur für Asphalt und  $T_{Raum}$  die konstante Raumtemperatur, jeweils in °C.

**Tabelle 5.7.:** Bodenphysikalische Parameter natürlicher Böden und von Asphalt.

| Bodenart      | $\theta_r$<br>[-] | $\theta_s$<br>[-] | $\alpha_{vg}$<br>[1/m] | $n_{vg}$<br>[-] | $k_f$<br>[cm/d] |                |
|---------------|-------------------|-------------------|------------------------|-----------------|-----------------|----------------|
| Geest Schluff | 0                 | 0.4               | 0.0142                 | 1.213           | 13              | DIN 4220       |
| Geest Sand    | 0                 | 0.41              | 0.1504                 | 1.336           | 300             | DIN 4220       |
| Marsch        | 0.0101            | 0.6               | 0.0187                 | 1.2207          | 2               | gefittet, LBEG |
| Asphalt       | 0                 | 0.07              | 0.0100                 | 1.2328          | 0.086           | Pease, 2010    |



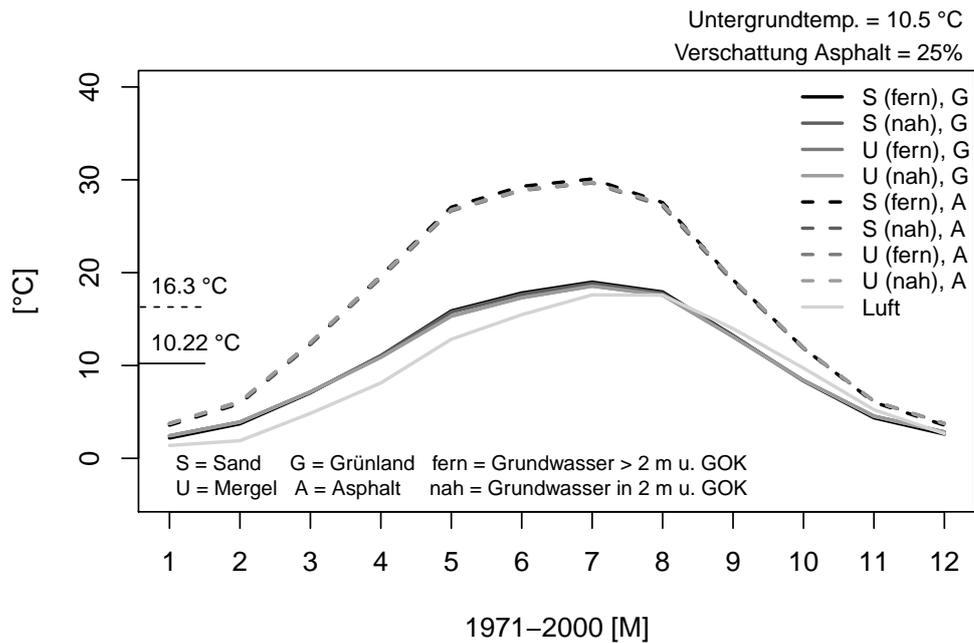
**Abbildung 5.16.:** Flächenbezogene Versiegelung in Hamburg (Tetzlaff u. a., 2004); Datengrundlage: GLA.

### 5.4.2. Oberflächentemperaturen im Referenzzeitraum (1971-2000)

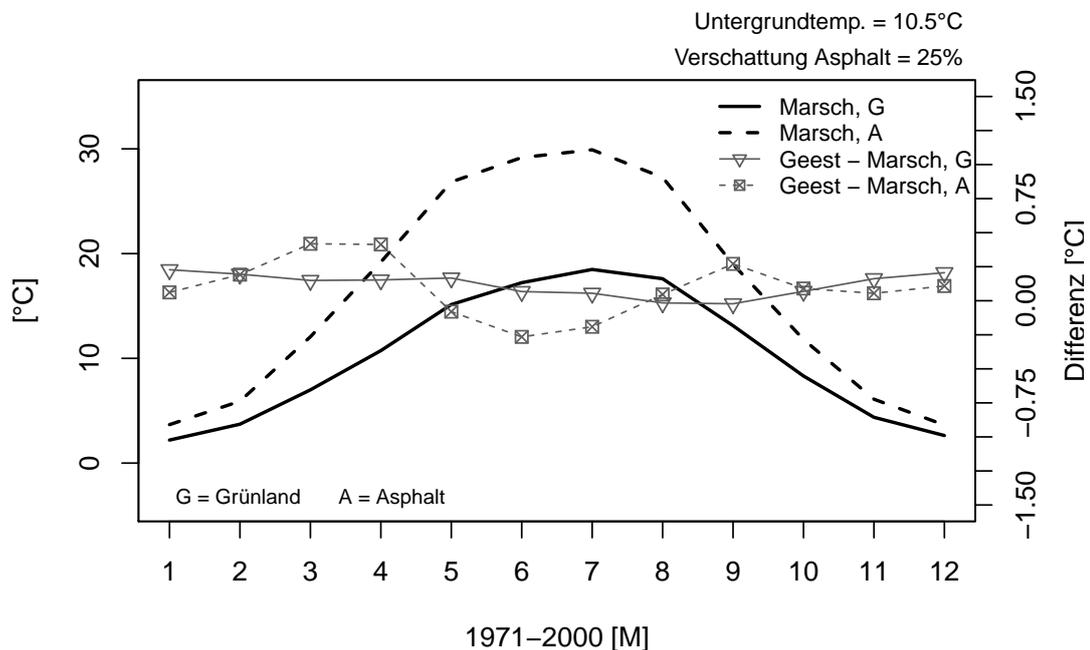
Basierend auf den DWD-Daten des Referenzzeitraums 1971-2000 werden SWAP Simulationen für die im vorherigen Abschnitt beschriebenen resultierenden Bodenprofile und Randbedingungen durchgeführt und die reale Evaporation an der Bodenoberfläche ermittelt. Diese fließt anschließend in die Berechnung der Oberflächentemperaturen und die Regionalisierung im Hamburger Stadtgebiet ein. Nachfolgend werden zunächst die in den Naturräumen bestimmten profilabhängigen Oberflächentemperaturen sowie die relevanten Wasserhaushaltsgrößen beschrieben. Anschließend wird auf die Regionalisierung im gesamten Stadtgebiet Hamburgs und abschließend im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg eingegangen.

**Vergleich der Naturräume Marsch und Geest** Die über den Referenzzeitraum 1971-2000 gemittelten Monatsmitteltemperaturen in der Geest sind in Abbildung 5.17 dargestellt. Im Vergleich zu den am Standort Neuwiedenthal ermittelten Asphalttemperaturen wird deutlich, dass die Verschattung von Asphalt um 25% die mittlere Oberflächentemperatur um  $4.0^{\circ}\text{C}$  verringert. Darüber hinaus verdeutlicht die Darstellung den dominierenden Einfluss der Bodenbedeckung im Vergleich zur Bodenart und zum Flurabstand. Während im Vergleich zur Grünlandbedeckung für eine versiegelte Asphaltfläche eine Differenz von etwa  $6.0^{\circ}\text{C}$  ermittelt wird, ergibt sich aus der Berücksichtigung unterschiedlicher Böden und Grundwasserverhältnisse der Geest eine Differenz unabhängig von der Oberflächenbeschaffenheit  $<1.0^{\circ}\text{C}$ . Eine Vereinheitlichung dieser Parameter würde bei der Regionalisierung der Oberflächentemperatur zu entsprechend geringen Unterschieden führen.

Ein ähnliches Bild ergibt sich bei dem Vergleich der berechneten Monatsmitteltemperaturen auf der Geest und in der Marsch, wie Abbildung 5.18 zu entnehmen ist. Auch hier stellt die Oberfläche den maßgeblichen Einflussfaktor dar. Die Temperaturdifferenz zwischen Marsch und Geest beider Oberflächen bewegt sich in einem Wertebereich zwischen  $-0.5^{\circ}\text{C}$  und  $0.5^{\circ}\text{C}$ . Die Schwankungen fallen für Asphaltflächen größer aus als für Grünlandstandorte. Für letztere liegen die berechneten Temperaturen auf der Geest über denen der Marschgebiete. Ursache dafür ist die erhöhte reale Evaporation der Marschflächen. Wie aus den pF-Kurven der betrachteten Böden in Abbildung 5.15 (b) hervorgeht, weist der Boden der Marsch im Vergleich zu den Geestböden höhere Wassergehalte auf, sodass mehr Wasser zur Verdunstung an der Oberfläche zur Verfügung steht und zur Reduktion der Oberflächentemperatur führt, auch wenn kein Aufstau an der Oberfläche stattfindet. Ferner wird deutlich, dass der Schluffboden auf der Geest im Vergleich zum Sandboden und zum Marschboden in der gewählten Parametrisierung weniger schnell austrocknet. Ebenso kommt es in der Marsch bei Aufsättigung des Bodenprofils zu einem Wasserauf-



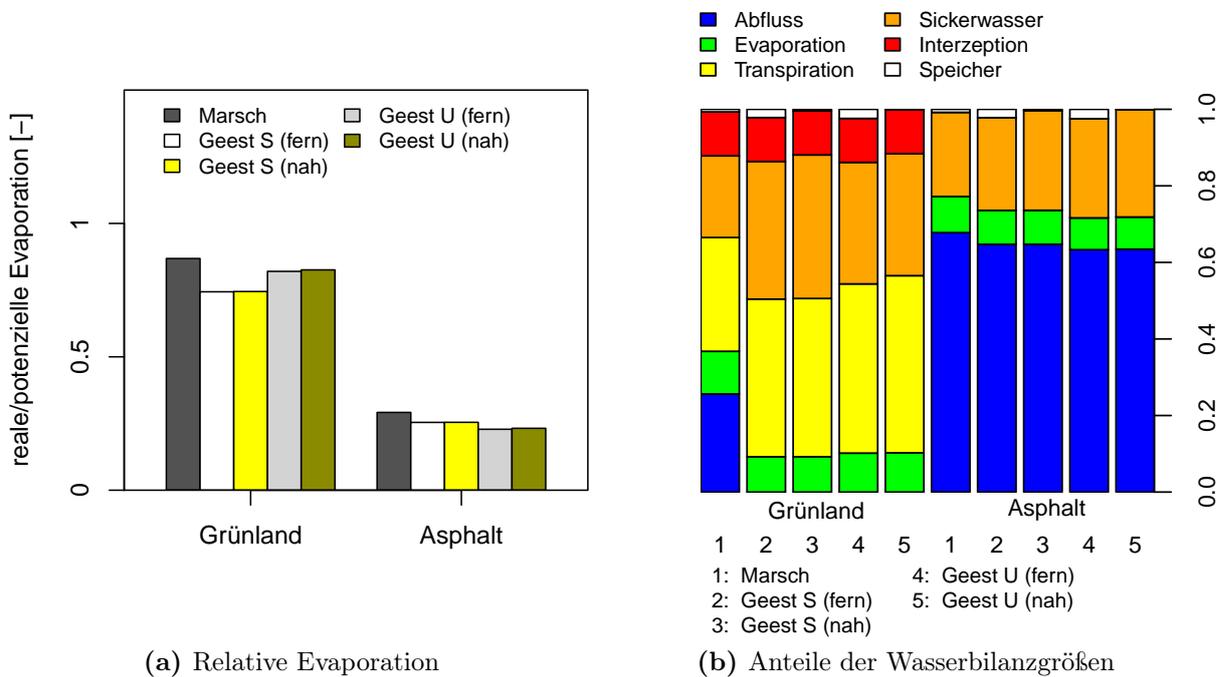
**Abbildung 5.17.:** Vergleich der ermittelten Oberflächentemperaturen für Grünland und Asphalt auf der Geest im Referenzzeitraum (1971-2000).



**Abbildung 5.18.:** Vergleich der Oberflächentemperaturen des Marsch- und eines grundwassernahen Geeststandorts (Schluff) für Grünland und Asphalt im Referenzzeitraum (1971-2000).

stau und Abfluss an der Oberfläche. Auf diesem Umstand und dessen Bedeutung wird im Folgenden noch näher eingegangen werden.

Bei der Betrachtung versiegelter Flächen ist eine deutlichere Temperaturerhöhung auf der Geest zu beobachten. Eine Ausnahme stellen die Sommermonate zwischen Mai und August dar. Die im Vergleich zur Geest geringere hydraulische Leitfähigkeit der Marschböden stellt im Sommer einen limitierenden Faktor zur maximalen Verdunstung dar. Diese ist, wie bereits zuvor erläutert wurde, von der hydraulischen Durchlässigkeit der oberen Zentimeter abhängig und bei einer Asphaltdecke an beiden Standorten gleich groß. Jedoch kann durch eine höhere Durchlässigkeit im Unterboden der Geest bei grundwassernahen Bedingungen der Wasserbedarf durch die Wassernachlieferung von unten schneller gewährleistet werden. Die höhere Verdunstung führt ferner auf der Geest zu geringeren Oberflächentemperaturen. Im Mittel liegen aber auch hier die Asphalttemperaturen der Marsch unter denen der Geest.

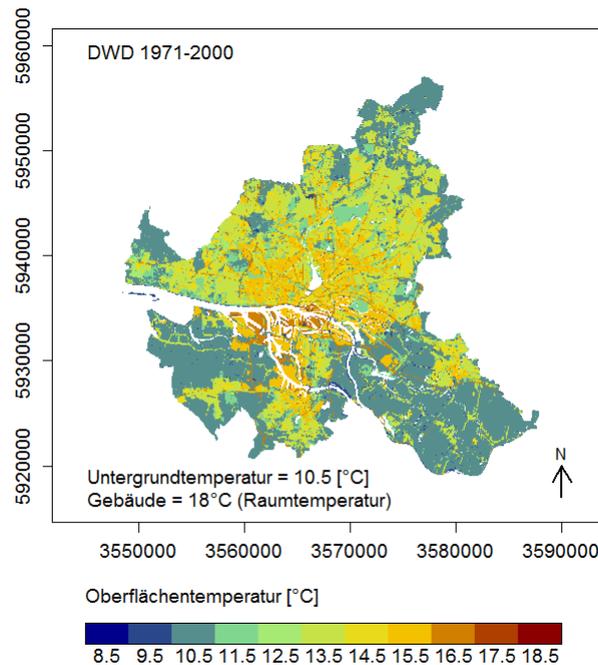


**Abbildung 5.19.:** Vergleich der in SWAP simulierte Wasserbilanzgrößen begrünter und asphaltierter Flächen auf der Geest und in der Marsch.

Ein Vergleich der in SWAP ermittelten Wasserbilanzgrößen ist Abbildung 5.19 zu entnehmen. Darin zeigt 5.19 (a) die relative Evaporation, welche sich aus dem Verhältnis der realen zur potenziellen Evaporation ergibt. In der Marsch fällt dieses Verhältnis für beide Flächentypen am höchsten aus. Diese Tatsache führt zu geringeren Oberflächentemperaturen und bestärkt die zuvor diskutierten Schlüsse. Ein Vergleich der Anteile der relevanten Wasserbilanzgrößen ist in 5.19 (b) dargestellt. Es ergibt sich aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens in der Marsch auch bei Grasbewuchs ein Oberflächenabfluss. Dazu trägt auch die Vernachlässigung der Drainage bei der vereinfachten Berechnung der Bilanzgrößen bei. Ist das Bodenprofil gesättigt kommt es zu einem Aufstau von Wasser, der als Oberflächenabfluss abgeführt wird. In diesem Fall wird die reale Evaporation der potenziellen Evaporation gleichgesetzt (Kroes u. a., 2008). Die Unterschiede in der relativen Evaporation zwischen den Geestböden für Grünlandflächen lässt sich ferner mit dem besseren Wasserhaltevermögen bindiger Böden begründen. In der Folge kommt es zu einer höheren Evapotranspiration auf schluffigen Böden. Ein anderes Bild zeigt sich bei der Betrachtung von Asphaltflächen. Aufgrund des schnelleren Austrocknens der sandigen Geest ergibt sich eine geringe ungesättigte Leitfähigkeit und in der Folge ein Wasseraufstau mit einem im Vergleich zu den Schluffböden der Geest erhöhten Oberflächenabfluss. Ebenso wie bei der Marsch wird in Zeiten des Einstaus die reale Evaporation der potenziellen Evaporation gleichgesetzt, sodass eine im Verhältnis zum Schluffboden leicht erhöhte reale Evaporation ermittelt wird. Für die Asphaltfläche sind die Unterschiede zwischen allen Bodenarten gering.

**Regionalisierte Oberflächentemperaturen im Hamburger Stadtgebiet** Für das Hamburger Stadtgebiet werden die Oberflächentemperaturen nach dem beschriebenen Regionalisierungsverfahren bestimmt. Abbildung 5.20 zeigt für den Referenzzeitraum (1971-2000) 30-jährigen Mittelwerte der resultierenden Grenzflächentemperatur, die mit dem Versiegelungsanteil zunimmt. Während in den gering versiegelten, äußeren Gebieten und in der landwirtschaftlich genutzten Elbmarsch mittlere Temperaturen von  $10.1^{\circ}\text{C}$  berechnet werden, ergeben sich in dem stark versiegelten Innenstadtbereich und im Hafen Oberflächentemperaturen bis maximal  $17.1^{\circ}\text{C}$ . Diese erhöhten Temperaturen sind in den dicht besiedelten, innenstadtnahen Stadtteilen sowie dem Hafen wiederzufinden. Die Wärmeinsel an der städtischen Oberfläche wird durch eine Temperaturdifferenz von  $7.0^{\circ}\text{C}$  zwischen Innenstadt und Randbezirken deutlich. Vergleichend dazu sind saisonale Oberflächentemperaturen in Abschnitt A.9 auf Seite 290 dargestellt.

Es zeigt sich, dass im Winter (Januar) der Stadtwärmeeffekt an der Bodenoberfläche mit  $8.0^{\circ}\text{C}$  leicht höher ausfällt als im jährlichen Mittel, siehe Abbildung A.3. Ferner kann im Sommer (Juli) eine leichte Reduktion  $6.5^{\circ}\text{C}$  festgestellt werden, wie Abbildung A.4 zeigt. Dieses Ergebnis lässt sich anhand der über das Jahr konstant gehaltenen Raumtemperatur von  $18.0^{\circ}\text{C}$  begründen, welche als Bodenoberflächentemperatur der Gebäude angenommen

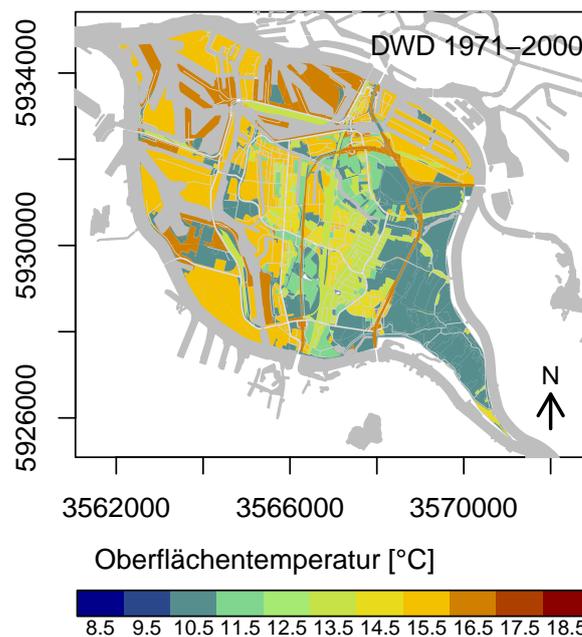


**Abbildung 5.20.:** Gewichtete mittlere Oberflächentemperaturen im Hamburger Stadtgebiet für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000).

wird. Die Annahme eines Gebäudeanteils von 50% der versiegelten Fläche trägt dazu bei, dass die stark versiegelten Bereiche mit einer hohen resultierenden Gebäudefläche relativ eine geringere saisonale Schwankungsbreite aufweisen. Somit ergibt sich eine Temperaturdifferenz zwischen Sommer und Winter für stark versiegelte Flächen von 13.5°C und für das Umland von bis zu 17.5°C. Die Temperaturdifferenz gering versiegelter Flächen fällt in der Marsch aufgrund des ganzjährig hohen Wassergehalts geringer aus als auf der Geest, vergleiche Abbildung A.5.

In der Literatur diskutierte Untersuchungen des Stadtwärmeeffekts an städtischen Oberflächen mithilfe von Fernerkundungsdaten zeigen vergleichbare Ergebnisse. Zwei wesentliche Unterschiede müssen bei einem Vergleich der gesichteten Studien mit den für Hamburg ermittelten Temperaturen jedoch berücksichtigt werden. Zum Einen geben Fernerkundungsbilder (*Remote Sensing*) lediglich eine Momentaufnahme und keine langjährigen Mittelwerte wieder. Zum Anderen werden die Temperaturen an der höchsten sichtbaren Oberfläche, beispielsweise einem Hausdach, und nicht, wie in der vorliegenden Untersuchung, flächendeckend an der unmittelbaren Bodenoberfläche betrachtet.

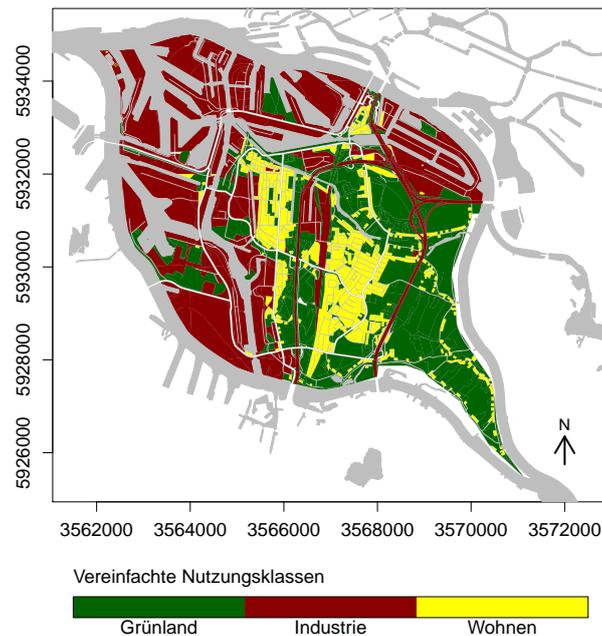
Peng u. a., 2011 untersuchten anhand von Fernerkundungsbildern den städtischen Wärmeeffekt an der Oberfläche von weltweit 419 Städten, darunter 56 europäische Städte. Diese wiesen im Jahresmittel eine Differenz zwischen vorstädtischen und innerstädtischen



**Abbildung 5.21.:** Gewichtete, mittlere Oberflächentemperaturen im Gebiet der Elbinsel Wilhelmshurg für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000) bei einer im Vergleich zum Innenraum verringerten Temperatur von 17.5°C unterhalb der Bodenplatte.

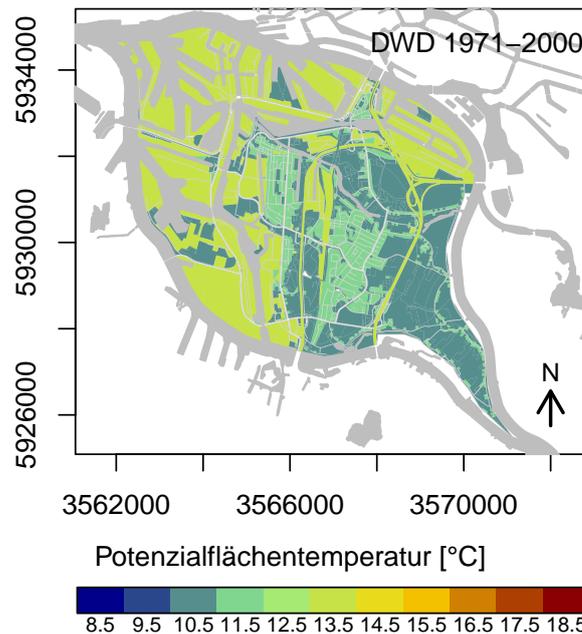
Temperaturen von bis zu 2.9°C am Tag und 1.2°C in der Nacht auf. Untersuchungen von Imhoff u. a., 2010 verschiedener US Amerikanischer Städte in den Jahren 2003 bis 2005 zeigten innerstädtisch um bis zu 9.0°C erhöhte Temperaturen an einem Sommertag und Unterschiede von bis zu 3.5°C in einer Sommernacht. Im Winter hingegen wurden tagsüber Temperaturdifferenzen von bis zu 4.0°C und bis 2.0°C in der Nacht festgestellt. Yuan und Bauer, 2007 ermittelten für einen Beobachtungszeitraum eines Jahres (2001/2002) jahreszeitlich variierende Stadtwärmeeffekte für Minnesota, USA, zwischen 14.0°C bis 30.0°C. Ein Vergleich mit Lufttemperaturen zeigte dabei eine Erhöhung der Oberflächentemperaturen von 3.0°C bis 6.0°C. Bezogen auf einen Landschaftsraum zeigten Heidl u. a., 2015 Temperaturdifferenzen zwischen ländlichen und städtischen Gebieten Südtirols von 4.0°C und kleinräumig bis 8.0°C.

Alle Studien stellen heraus, dass sowohl die Verteilung und der Flächenanteil der Vegetation als auch der Versiegelungsanteil einen wesentlichen Einfluss auf die lokalen Oberflächentemperaturen haben. Diese Aspekte liegen auch dem hier verfolgten Ansatz zugrunde, sodass die ermittelten Temperaturdifferenzen mit einem maximalen Stadtwärmeeffekt von 7.0°C und saisonalen Schwankungen zwischen 13.5°C bis 17.5°C in ihrer Größenordnung gut mit den in der Literatur beschriebenen Ergebnissen übereinstimmen.



**Abbildung 5.22.:** Vereinfachte Nutzungsklassen im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg.

**Wilhelmsburg** Aufgrund seiner heterogenen Nutzungsstruktur bildet das Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg den verstärkungsbedingten Temperaturgradienten auf vergleichsweise kleinem Raum gut ab. Ein Ausschnitt der Oberflächentemperaturen des Referenzzeitraums für das Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg ist in Abbildung 5.21 dargestellt. Es wird eine Temperatur von  $17.5^{\circ}\text{C}$  an der Unterkante einer Gebäudebodenplatte angenommen. Diese Temperatur wurde für einen gängigen Detailaufbau und eine vereinfachte Parametrisierung ermittelt. Es wird deutlich, dass diese im Süd-Osten der Insel mit seinen dorfähnlichen Strukturen und landwirtschaftlichen Flächen im Vergleich zu den aufgehöhten Hafengebieten im Nord-Westen geringer ausfallen. Die beobachtete Differenz beträgt für die gezeigten Jahresmitteltemperaturen maximal  $6.0^{\circ}\text{C}$  und entspricht demnach nahezu dem für das gesamte Stadtgebiet Hamburgs betrachteten Stadtwärmeeffekt. Es lassen sich drei vereinfachte Nutzungsklassen für die Elbinsel definieren, in welchen nur geringfügige Temperaturunterschiede zu beobachten sind. Diese sind in Abbildung 5.22 abgebildet. Neben der Grünlandnutzung und der industriellen beziehungsweise hafengewirtschaftlichen Nutzung wird eine Wohnnutzung im Zentrum der Insel betrachtet. Die abgeleiteten vereinfachten Zonen sind für die Bestimmung der oberen Randbedingung im Wärmetransportmodell des Untergrunds maßgeblich. Dafür wird ein linearer Gradient zwischen der Oberflächentemperatur der Einzelfläche und der mithilfe des interpolierten Isothermenplans des Jahres 2009 in 8.5 m Tiefe definierten Hintergrundtemperatur bestimmt und anschließend die Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche ermittelt.

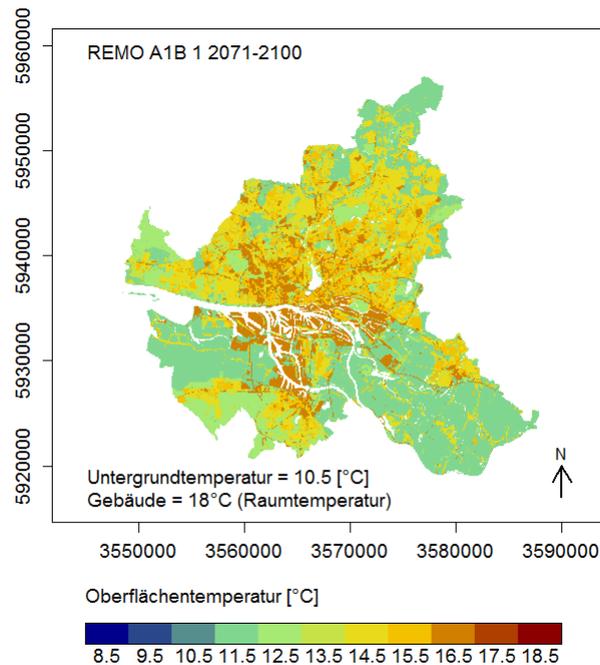


**Abbildung 5.23.:** Mittlere nutzungsabhängige Temperatur der Grundwasserpotenzialoberfläche im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000).

Es wird ferner angenommen, dass dieser Gradient auch in der Zukunft gültig ist und das beschriebene Vorgehen zur Bestimmung zukünftiger Potenzialflächentemperaturen und Randbedingungen verwendet werden kann. Als Hintergrundtemperaturen werden im Referenzzustand  $10.25^{\circ}\text{C}$ ,  $10.75^{\circ}\text{C}$  und  $11.25^{\circ}\text{C}$  für Grünland, die Wohnnutzung und die industrielle Nutzung verwendet. Abschließend wird die Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche innerhalb der Nutzungsklassen unter Berücksichtigung des Flächenanteils der Einzelflächen an der Gesamtnutzungsfläche gemittelt. Das Ergebnis dieses Vorgehens ist Abbildung 5.23 zu entnehmen, welche eine Temperatur an der Potenzialoberfläche von  $10.65^{\circ}\text{C}$ ,  $11.51^{\circ}\text{C}$  und  $13.50^{\circ}\text{C}$  für Grünland, Wohnflächen und die industrielle Nutzung zeigt. Diese Werte stellen die obere Randbedingung für die numerische Modellierung des thermischen Untergrundsystems Wilhelmsburgs im Referenzzeitraum dar.

## 5.5. Zukunftsprojektion regionalisierter Oberflächentemperaturen (2071-2100)

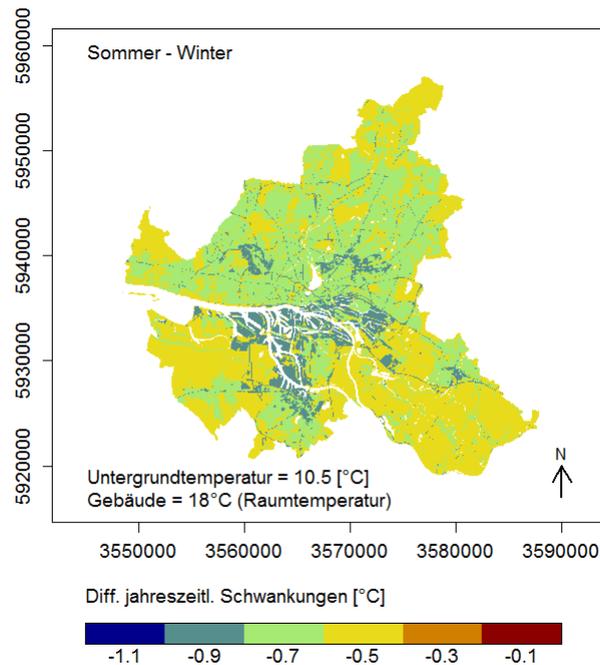
Die von Klimamodellen zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) projizierten Lufttemperaturen lassen eine zukünftige Erhöhung der Oberflächentemperaturen erwarten. In Abbildung 5.24 sind die anhand klimatischer Änderungen des REMO A1B Szenarios in der ersten Realisierung ermittelten Oberflächentemperaturen im Stadtgebiet Hamburgs darge-



**Abbildung 5.24.:** Gewichtete Oberflächentemperaturen im Szenario REMO A1B 1 am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

stellt. Ein Vergleich der Temperaturen mit dem Referenzzeitraum in Abbildung 5.20 zeigt eine Zunahme der Oberflächentemperatur um  $2.0^{\circ}\text{C}$  in den gering versiegelten Umlandflächen. Der maximale Temperaturunterschied zwischen dem Umland und der Innenstadt beträgt für das betrachtete Szenario  $6.0^{\circ}\text{C}$  und fällt im Vergleich zum Referenzzeitraum geringer aus. Für das Klimaszenario wird zum Ende des 21. Jahrhunderts eine Änderung der mittleren Lufttemperatur in 2 m Höhe von  $2.9^{\circ}\text{C}$  projiziert. Die unterschiedlichen Temperaturänderungen in der Luft und an der Bodenoberfläche lassen sich damit begründen, dass in dem gewählten Ansatz eine mittlere Gebäudetemperatur als Grenzflächentemperatur berücksichtigt wird, die in der Zukunft als unverändert angenommen wird. Somit sind allein die freien Flächen klimatisch beeinflusst. Darüber hinaus ändert sich auch die jahreszeitliche Schwankungsbreite der Temperaturen zwischen Sommer (Juli) und Winter (Januar) des projizierten Zukunftsszenarios verglichen mit dem Referenzzeitraum.

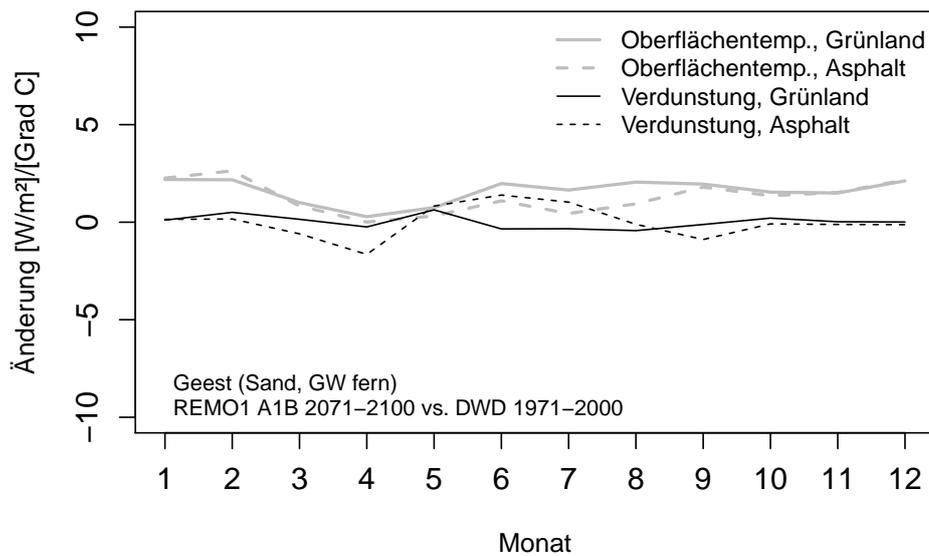
Abbildung 5.25 veranschaulicht, dass die jahreszeitlichen Schwankungen im gesamten Gebiet abnehmen, sich die Temperaturen im Sommer und Winter demnach angleichen. Diese Abnahme ist in den gering versiegelten und klimatisch stärker beeinflussten Gebieten kleiner. Dort beträgt die Differenz zwischen dem Klimaszenario und dem Referenzzustand  $-0.5^{\circ}\text{C}$ , während in den innerstädtischen Gebieten eine Änderung von  $-0.7^{\circ}\text{C}$  bis  $-0.9^{\circ}\text{C}$  errechnet wird. Ursache für diese Beobachtung ist die unterschiedliche Temperaturentwicklung an der Oberfläche versiegelter und begrünter Standorte. Die ermittelte Änderung



**Abbildung 5.25.:** Änderung der jahreszeitlichen Oberflächentemperaturschwankungen (Sommer (Juli) - Winter (Januar)) im DWD Referenzzeitraum (1971-2000) und im Szenario REMO A1B 1 zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

der Oberflächentemperatur und Verdunstung eines grundwasserfernen Geeststandorts ist für das betrachtete Klimaszenario in Abbildung 5.26 dargestellt. Darin wird zwischen einer begrünten und einer asphaltierten Oberfläche unterschieden. Es zeigt sich, dass für eine begrünte Fläche unter den sich ändernden Bedingungen die mittleren Temperaturen im gesamten Jahr bei nahezu unveränderter Evaporation zunehmen. Dabei ist ein leichtes Gefälle zwischen den Temperaturen im Winter und Sommer zu erkennen. Das versiegelte Profil weist zu Beginn und am Ende des mittleren Jahres dieselbe Temperaturänderung wie die Grünlandfläche auf. Im Sommer hingegen kommt es aufgrund der erhöhten Verdunstung zu einer Verringerung der Oberflächentemperaturänderung.

**Wilhelmsburg** Die für das Ende des 21. Jahrhunderts projizierte Änderung der Potenzialoberflächentemperatur unter dem Einfluss des Klimawandels ist für die verschiedenen Klimaszenarien in Abbildung 5.27 und Abbildung 5.28 dargestellt. Es ergibt sich eine maximale Differenz zwischen dem DWD Referenzszenario und den Klimaszenarien von durchschnittlich 1.8 °C und eine minimale Änderung von 0.2 °C. Alle Szenarien zeigen eine Erhöhung der Potenzialflächentemperatur. Ferner wird deutlich, dass die größten Änderungen in den gering versiegelten Gebieten auftreten und mit der Zunahme des Versiegelungsanteils abnehmen. Dies wurde bereits für die Oberflächentemperatur beobachtet

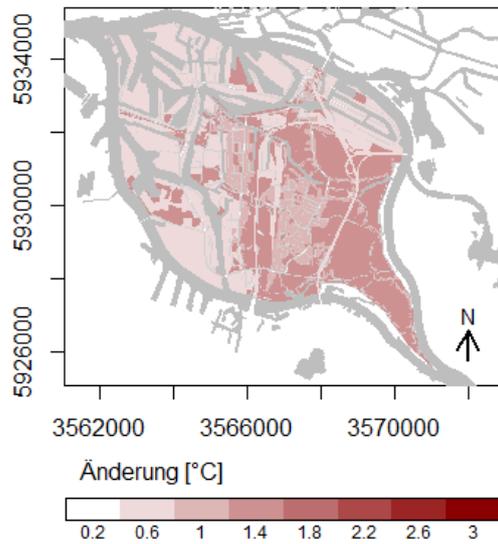


**Abbildung 5.26.:** Änderung der nutzungsbezogenen Oberflächentemperatur und der Verdunstung an einem sandigen Geeststandort; Vergleich der Ergebnisse des Szenarios REMO A1B (erste Realisierung) am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) mit dem DWD Referenzzeitraum (1971-2000).

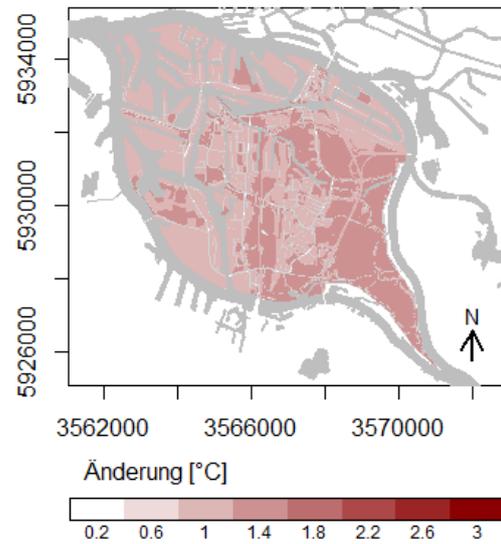
und ist auf eine konstant gehaltene Gebäudetemperatur zurück zu führen. In der Folge ergibt sich eine Abnahme des durch die Verstädterung und die resultierenden Versiegelung induzierten Stadtwärmeeffekts zwischen dem Umland und industriell sowie hafenwirtschaftlich genutzten Flächen.

Ein Vergleich der Szenarien zeigt eine maximale projizierte Temperaturdifferenz für REMO A1B in der zweiten Realisierung, siehe Abbildung 5.27 (b), und eine minimale mittlere Änderung für das Szenario REMO B1 in der ersten Realisierung, vergleiche Abbildung 5.28 (a). Für die Modellierung des Klimawandeleinflusses auf das Temperaturfeld im Untergrund Wilhelmsburgs werden diese Szenarien betrachtet, um die zu erwartende Spannweite möglicher Änderungen erfassen zu können. Im Folgenden werden sie als Maximal- und Minimalszenario bezeichnet.

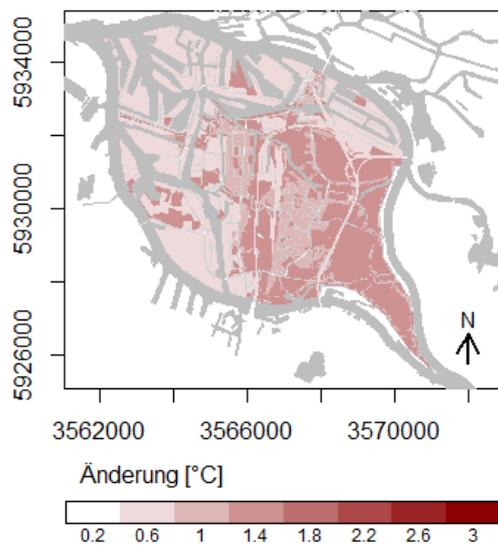
Die Temperaturänderungen an der Oberfläche hängen von den einzelnen Bilanztermen ab. Für die beiden Szenarien sind in Abbildung 5.29 (a) bis (e) die klimawandelbedingten Änderungen der Globalstrahlung, der atmosphärischen Gegenstrahlung und der resultierenden realen Evaporation eines Marschbodens bei Grünland- und Asphaltbedeckung sowie der Monatsmitteltemperaturen der Luft in 2 m Höhe dargestellt. Es wird deutlich, dass die Globalstrahlung in beiden Szenarien abnimmt, wobei eine größere Differenz zum



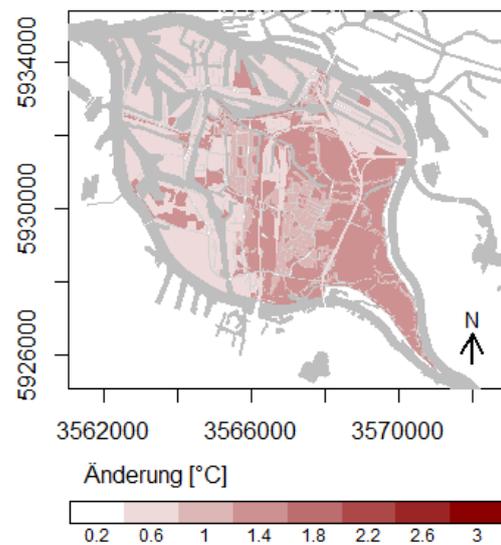
(a) REMO A1B 1



(b) REMO A1B 2 (Maximalszenario)

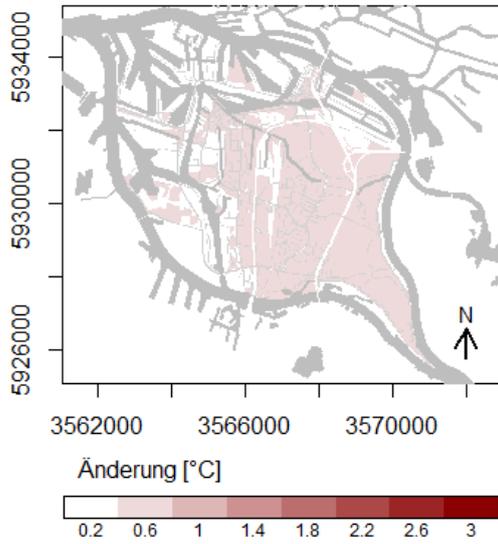


(c) CLM A1B 1

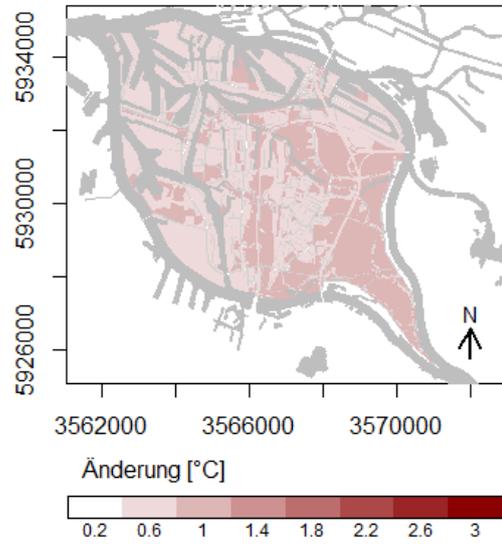


(d) CLM A1B 2

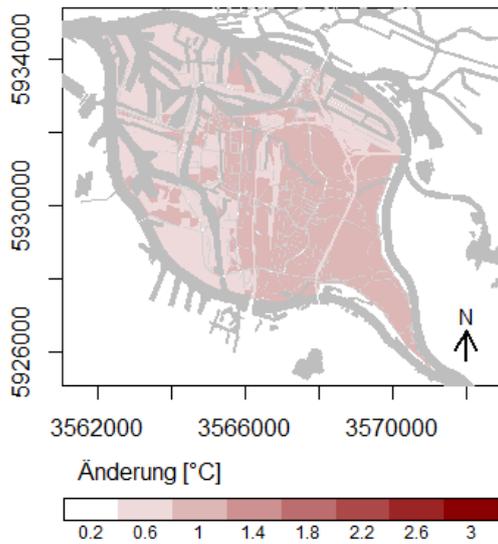
**Abbildung 5.27.:** Mittlere Änderung der Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche in den drei Nutzungszonen Grünland, Wohnen sowie Industrie und Hafen der Elbinsel Wilhelmsburg für das Szenario A1B der Modelle REMO und CLM in der ersten und zweiten Realisierung für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zum DWD Referenzzeitraum (1971-2000).



(a) REMO B1 1 (Minimalszenario)

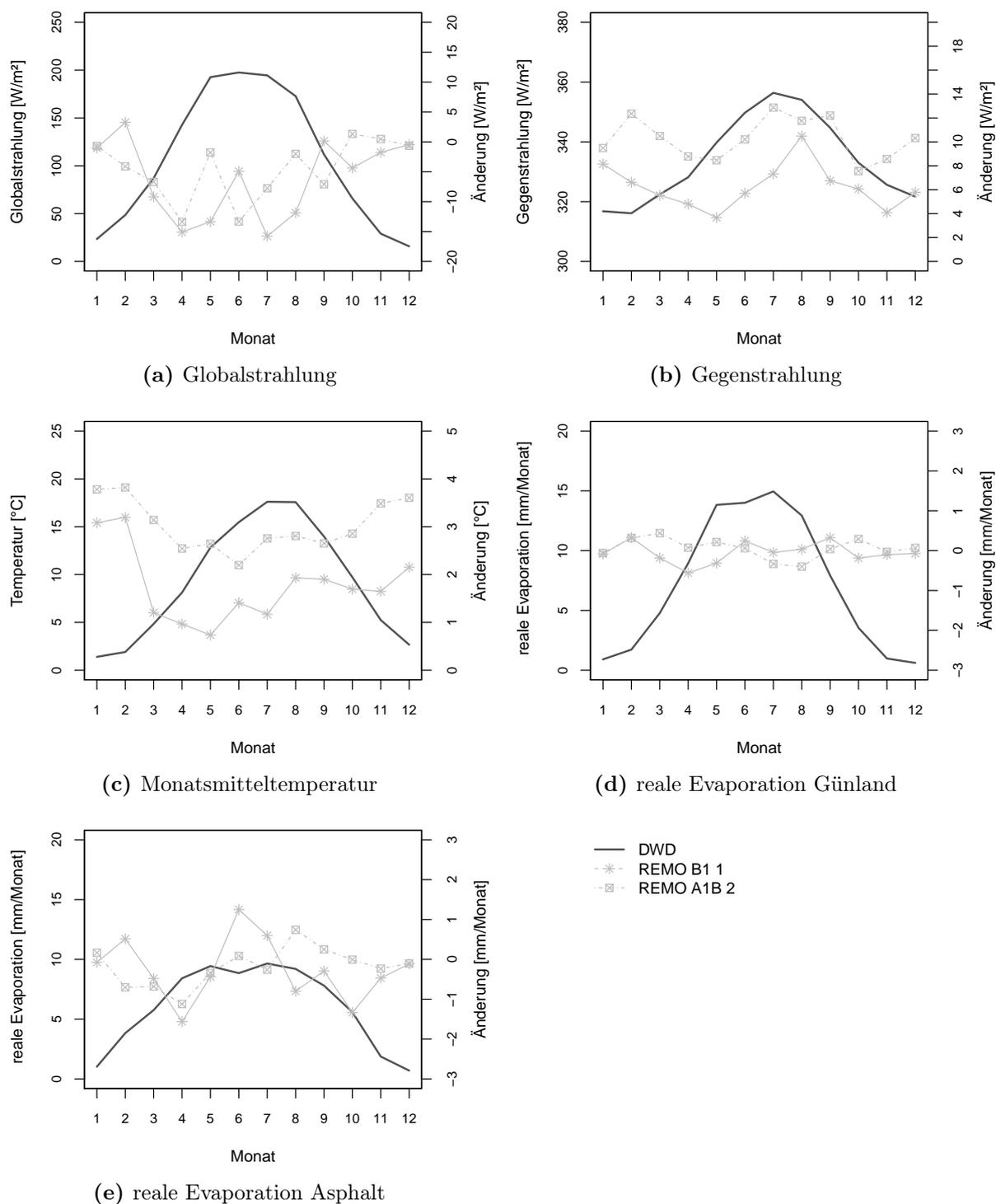


(b) CLM B1 1



(c) REMO A2 1

**Abbildung 5.28.:** Mittlere Änderung der Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche in den drei Nutzungszonen Grünland, Wohnen sowie Industrie und Hafen der Elbinsel Wilhelmsburg für die Szenarien A2 und B1 der Modelle REMO und CLM in der ersten Realisierung für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zum DWD Referenzzeitraum (1971-2000).



**Abbildung 5.29.:** Vergleich der mittleren Globalstrahlung, der Gegenstrahlung, der Monatsmitteltemperatur sowie der realen Evaporation einer Grünland- und Asphaltoberfläche für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000) sowie das Minimalszenario (REMO B1 1) und das Maximalszenario (REMO A1B 2) für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100).

Referenzszenario im Sommer erkennbar ist. Darüber hinaus nimmt die Gegenstrahlung ganzjährig in beiden Szenarien zu, wobei die Änderung im Maximalszenario größer ist. Daraus ergibt sich in beiden Szenarien eine ganzjährig erhöhte Lufttemperatur, deren Änderung im Winter größer als im Sommer ausfällt.

Die mittlere jährliche Niederschlagssumme beträgt im Referenzzeitraum (1971-2000) 764 mm/a. An einem Grünlandstandort verdunsten davon im Mittel 400 mm/a. Das entspricht einem Anteil von 52%. Die in Abbildung 5.29 (d) abgebildete mittlere Bodenevaporation von 85 mm/a macht aufgrund der Verschattung des Bodens nur einen Teil der Gesamtverdunstung begrünter Flächen aus. Sie ist vergleichbar mit der mittleren Evaporation von 72 mm/a einer versiegelten Fläche, deren Änderung Abbildung 5.29 (e) zeigt. Diese Werte sind mit Verdunstungsraten Berlins vergleichbar. Die Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin, 2013 gibt für Berliner Industriestandorte und Parkplätze mit einer Versiegelung zwischen 96% und 98% eine anteilige Verdunstung des Jahresniederschlags von 13% bis 16% an. Bei einem mittleren Niederschlag von 622 mm/a entspricht dies Absolutwerten zwischen 81 mm/a und 100 mm/a. Dieselbe Versiegelung für Hamburg vorausgesetzt, entspricht die gewichtete mittlere Evaporation dieser Flächen 79 mm/a bis 85 mm/a. Ihre Vergleichbarkeit mit den Daten Berlins validiert die in SWAP berechnete Bodenverdunstung. Ferner wurden die SWAP-Ergebnissen eines versiegelten Standorts mit Ergebnissen des TUB-BGR Verfahrens verglichen, siehe dazu Abbildung 5.12.

Die reale Evaporation des in Abbildung 5.29 (d) dargestellten Grünlandstandorts ändert sich unter dem Einfluss des Klimawandels in beiden Szenarien gegenüber dem Referenzzustand nur geringfügig. Die reale Evaporation einer Asphaltfläche in Abbildung 5.29 (e) zeigt deutlichere Differenzen. Eine mögliche Abnahme der Verdunstung im Sommer folgt aus potenziell abnehmenden Sommerniederschlägen. Änderungen in der Oberflächentemperatur des Minimal- und Maximalszenarios werden vor diesem Hintergrund durch die Strahlungsbilanz bedingt und resultieren nicht maßgeblich aus einer veränderten latenten Wärmestromdichte.

## 5.6. Zusammenfassung

Die Bilanzierung der Energieflüsse an der Oberfläche stellt eine gängige Methode zur Bestimmung der Oberflächentemperatur dar. Je nach Datenverfügbarkeit und Betrachtungsskala sind zur Ermittlung der einzelnen Energieterne an einer Fläche Definitionen und Annahmen zu treffen. Die entwickelte Energiebilanzmethode dient der Abschätzung von Bodenoberflächentemperaturen natürlicher und versiegelter Flächen unter Verwendung leicht verfügbarer Klimadaten, wie beispielsweise der Lufttemperatur und Sonnenscheindauer. Zugrundeliegende Annahmen und Vereinfachungen wurden beschrieben und diskutiert.

Mittlere berechnete Oberflächentemperaturen zeigen eine gute Übereinstimmung mit gemessenen Bodentemperaturen und Lufttemperaturen eines Grünlandstandorts. Da die Bilanzierung jedoch nicht an allen Tagen gegen eine Oberflächentemperatur konvergiert, muss diese als Richtwert und nicht als Absolutwert betrachtet werden. Die berechneten Jahresmitteltemperaturen unbeschatteter Asphaltflächen fallen verglichen mit einem Grünlandstandort um  $10.0^{\circ}\text{C}$  höher aus.

Die Ergebnisse zeigen, dass eine systematische Überschätzung der Temperaturen erfolgt, die aus den getroffenen Vereinfachungen zur Parametrisierung und Beschreibung der Energieflüsse resultiert. Die Temperaturdifferenz zwischen begrünten und versiegelten Oberflächen wird gut abgebildet, wie ein Vergleich mit Literaturwerten zeigt.

Anhand der Siedlungsstruktur in Hamburg und unter der Berücksichtigung regional unterschiedlicher Boden- und Grundwasserverhältnisse sowie Gebäudeflächen wurden gewichtete Bodenoberflächentemperaturen für das gesamte Stadtgebiet bestimmt. Die Ergebnisse zeigen, dass statt der Bodenart und der Grundwasserflurabstände die Anteile und Verteilung von Asphalt-, Gebäude- und Grünlandflächen für die Oberflächentemperatur entscheidend sind. Im gering versiegelten Umland wird die Oberflächentemperatur von der Temperatur der Grünlandflächen dominiert, die im Jahresmittel weitestgehend der mittleren Lufttemperatur entspricht. In stark versiegelten Bereichen fallen die Asphalttemperatur und die Gebäudedichte stärker ins Gewicht. Infolgedessen zeigen die städtischen Bodenoberflächentemperaturen eine mittlere Differenz zwischen dem Umland und der Innenstadt von  $\Delta T = 7.0^{\circ}\text{C}$ . Dieser für Hamburg berechnete Stadtwärmeeffekt an der Bodenoberfläche deckt sich mit Literaturwerten anderer Städte. Anhand der Methode werden mittlere Verhältnisse abgedeckt, indem zwischen Asphalt, Gebäude und Grünland differenziert wird. Die Betrachtung anderer städtischer und natürlicher Oberflächen, wie helle Bodenplatten oder Ackerflächen, sowie die tatsächliche Verschattung städtischer Strukturen können zu einer verbesserten, detaillierten Abbildung der Temperaturverhältnisse beitragen.

Aufgrund ihrer heterogenen Nutzungsstruktur repräsentiert die Elbinsel Wilhelmsburg das Hamburger Stadtgebiet und weist einen vergleichbaren Stadtwärmeeffekt an der Bodenoberfläche auf. In drei Nutzungsklassen gemittelte, auf die Oberfläche des Grundwasserpotenzials projizierte Temperaturen im Referenzzeitraum (1971-2000) liegen zwischen 10.65°C, 11.51°C und 13.5°C. Die höchsten Temperaturen ergeben sich im Hafen sowie in den industriell genutzten Gebieten. Der ländlich geprägte Süd-Osten der Insel zeigt die niedrigsten Temperaturen. Mittlere Temperaturen ergeben sich in Abschnitten mit Wohnnutzung. Die klimawandelinduzierte Änderung der Oberflächentemperatur des Grundwasserpotenzials zum Ende des 21. Jahrhunderts beträgt in Abhängigkeit des betrachteten Szenarios und der Nutzung zwischen 1.8°C und 0.2°C. Aufgrund der konstant gehaltenen Gebäudetemperatur an der Oberfläche fallen die Änderungen bei zunehmender Versiegelung geringer aus, da nur freie Asphaltflächen und Grünlandflächen klimatisch beeinflusste Oberflächentemperaturen zeigen. Dies führt zukünftig zu einer Abnahme des induzierten Stadtwärmeeffekts um 0.7°C bis 0.4°C. Auch führt die Annahme einer konstanten Gebäudetemperatur zu einer im Vergleich mit der Lufttemperatur geringeren Zunahme der städtischen Oberflächentemperatur.



# Quantifizierung der Klimawandeleinflüsse auf das thermische Grundwasserregime der Elbinsel Wilhelmsburg

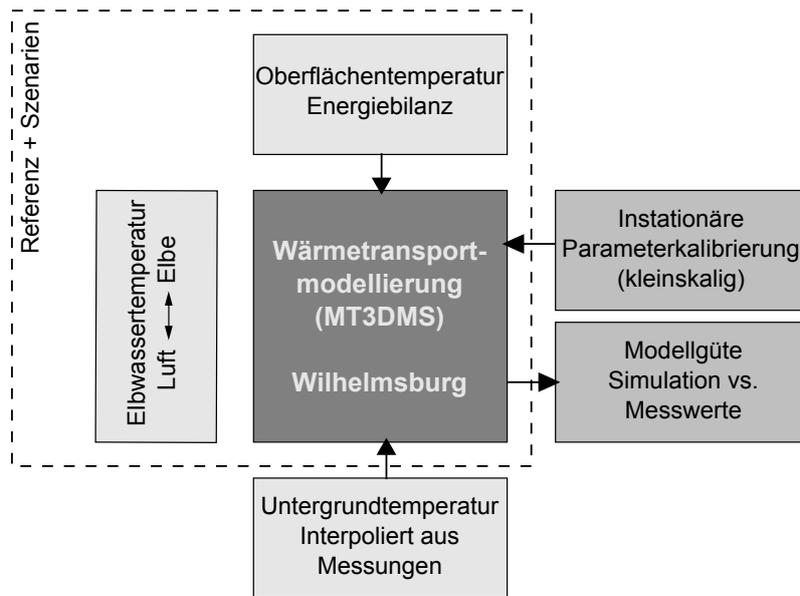
---

Moderne Überwachungsprogramme nehmen die Grundwassertemperatur gelegentlich zur Korrektur des Grundwasserpotenzials auf. Ebenso lassen sich Temperaturprofile über die Tiefe mit Hilfe von Thermometern an bestehenden Grundwassermessstellen aufzeichnen. Diese Temperaturdaten im Untergrund können zur Analyse der Wasserbewegung, der Interaktion des Grundwassers mit Oberflächengewässern sowie zur Berechnung hydraulischer Parameter verwendet werden und gelten als verlässlicher Tracer (Anderson, 2005). Sie spielen ferner eine wichtige Rolle bei der Bewertung biologischer und chemischer Prozesse im Untergrund (Sauer und Horton, 2005). Temperaturänderungen im Untergrund sind ein Indikator für eine mögliche Oberflächenerwärmung durch Verstädterung oder klimatische Änderungen, wie aus Abschnitt 2.2 und Abschnitt 2.3 hervorgeht.

Die im Untergrund gespeicherte, nutzbare Wärme stellt eine Möglichkeit dar, den erneuerbaren Energieanteil an der energetischen Versorgung zu erhöhen. Ihre städtisch- und klimawandelbedingte Zunahme birgt ein zusätzliches geothermisches Nutzungspotential, das es zu erkunden gilt (Zhu u. a., 2010). Modellgestützte Untersuchungen stellen eine Möglichkeit dar, maßgebliche Wärmetransportmechanismen und Energieressourcen im Untergrund zu ermitteln, und ermöglichen Projektionen zukünftiger Temperaturänderungen im Grundwasser.

Vor dem Hintergrund des Klimawandels, möglicher Nutzungsänderungen an der Bodenoberfläche und einer potenziellen Ausnutzung der gespeicherten Energie als alternative Energiequelle wurde der thermische Untergrund der Elbinsel Wilhelmsburg anhand numerischer Transportmodelle untersucht und das resultierende theoretische Nutzungspotenzial quantifiziert. Die Ergebnisse dieser modellgestützten Untersuchung werden nachfolgend vorgestellt und diskutiert.

Zunächst werden die relevanten Wärmetransportprozesse sowie ihre Analyse mit numerischen Modellen beschrieben und anschließend das Wärmetransportmodell für Wilhelmsburg erläutert. Als Daten- und Kalibrierungsgrundlage dienen Temperaturprofilmessungen im Untersuchungsgebiet der Elbinsel Wilhelmsburg, die Aufschluss über regionale Temperaturunterschiede und Einflussgrößen geben. Neben Oberflächentemperaturen gehen



**Abbildung 6.1.:** Methodischer, integrativer Modellansatz zur Untersuchung urbaner und klimatischer Einflüsse auf die Temperaturverteilung im Untergrund der Elbinsel Wilhelmsburg.

Elbwassertemperaturen als Randbedingung in das Wärmetransportmodell ein. Zur Projektion der Elbwassertemperatur in die Zukunft wird ein empirischer Zusammenhang zwischen der Luft- und Wassertemperatur anhand gemessener Daten hergestellt.

Der Referenzzustand (1971-2000) bildet die Temperaturverteilung unter dem Einfluss der beobachteten Nutzungs- und Versiegelungsstrukturen Wilhelmsburgs ab. Die Wirkungszusammenhänge werden daran aufgezeigt. Insbesondere der Einfluss der gewählten Temperaturrandbedingungen auf das unterirdische Temperaturfeld steht dabei im Fokus. Die Wirkung projizierter Temperaturänderungen (2071-2100) eines Maximal- und eines Minimalszenarios (Abschnitt 5.5) auf das Temperaturfeld im oberflächennahen Grundwasser Wilhelmsburgs erfolgt im Vergleich zum Referenzzustand. Aufgrund bestehender Unsicherheiten der Klimamodelle sowie angenommener Vereinfachungen bei der Temperaturbestimmung an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials werden Temperaturänderungen zur Beurteilung des Klimawandeleinflusses herangezogen. Anhand der simulierten Temperaturänderungen wird das theoretische, geothermische Potenzial bestimmt und Möglichkeiten zur energetischen Nutzung aufgezeigt. Das beschriebene Vorgehen veranschaulicht Abbildung 6.1.

Nachfolgend werden die theoretischen Hintergründe, einzelne Verfahrensschritte sowie die resultierenden Ergebnisse im Einzelnen beschrieben, erläutert und diskutiert.

## 6.1. Theorie der Wärmetransportprozesse

Für die Wärmeausbreitung im Untergrund sind die wesentlichen Transportprozesse die Konduktion und die Konvektion. Die zuvor bereits beschriebene Wärmestrahlung sowie latente Wärmeverluste infolge der Evaporation sind für den Energiehaushalt an der Bodenoberfläche maßgeblich, spielen bei der Wärmeausbreitung im Boden jedoch eine vernachlässigbare Rolle (Hillel, 1998). Sie werden aus diesem Grund nachfolgend nicht berücksichtigt.

Unter der Voraussetzung der Energieerhaltung wird die dreidimensionale, transiente Temperaturänderung in Abhängigkeit der maßgeblichen Transportprozesse wie folgt beschrieben (Domenico und Schwartz, 1990):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_t \nabla^2 T - \frac{\rho_w c_w}{\rho_m c_m} \nabla \cdot (Tq). \quad (6.1)$$

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die thermische Dispersion, der zweite Term den Mittransport der Temperatur im gesättigten porösen Medium.

Im Folgenden wird auf die grundsätzlichen Wärmetransportprozesse und ihre Parametrisierung im Einzelnen eingegangen. Es werden grundlegende Zusammenhänge und Hintergründe erläutert, die für die numerische Transportmodellierung und Ergebnisinterpretation notwendig sind.

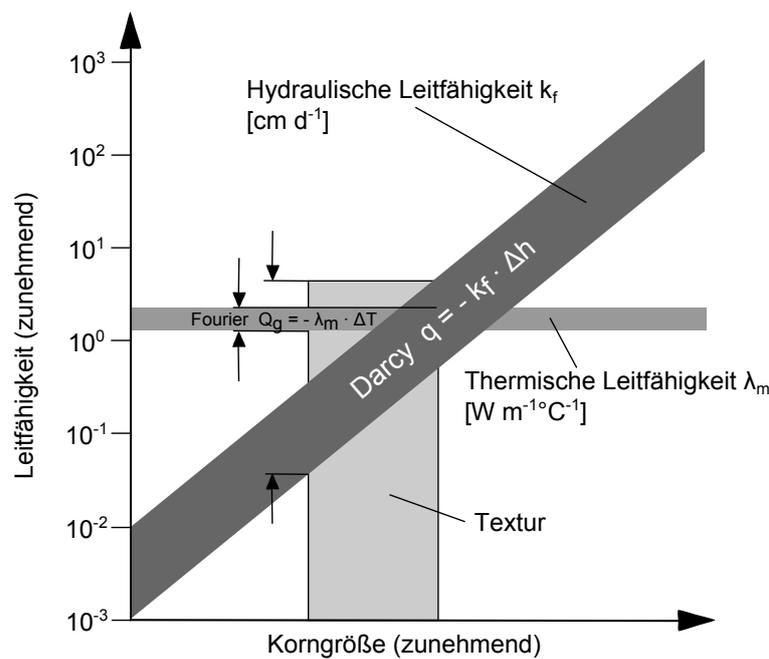
**Konduktion** In Analogie zum *Darcy*-Gesetz für die Grundwasserströmung setzt das *Fourier*-Gesetz die transportierte Wärmemenge in einen linearen Zusammenhang mit dem herrschenden Temperaturgradienten  $\frac{\partial T_z}{\partial z}$  (Domenico und Schwartz, 1990). Der Wärmestrom erfolgt dabei von Bereichen höherer hin zu Bereichen niedrigerer Temperatur. Für das gesättigte oder teilgesättigte poröse Medium wird ferner angenommen, dass das Wasser und das Sediment dieselbe mittlere Temperatur annehmen (Domenico und Schwartz, 1990). Der resultierende eindimensionale vertikale Wärmestrom ergibt sich gemäß Domenico und Schwartz, 1990 zu:

$$Q_G = -\lambda_m \frac{\partial T_z}{\partial z}, \quad (6.2)$$

mit

$$\lambda_m = n\lambda_w + (1 - n)\lambda_s. \quad (6.3)$$

Darin sind  $\lambda_m$  die effektive Wärmeleitfähigkeit des gesättigten Bodens,  $\lambda_w$  die Wärmeleitfähigkeit des Wassers,  $\lambda_s$  die Wärmeleitfähigkeit der Bodenmatrix und  $n$  die Porosität.



**Abbildung 6.2.:** Relative Sensitivität der gesättigten hydraulischen und thermischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Korngröße (verändert nach Stonestrom und Constantz, 2003).

Im Verhältnis zum Matrixsediment hat Wasser eine geringere Wärmeleitfähigkeit, sodass mit zunehmender Porosität die effektive Wärmeleitfähigkeit im gesättigten Untergrund abnimmt (Domenico und Schwartz, 1990). Die in VDI, 2010 genannten Mittelwerte zeigen für einen gesättigten Sand eine um den Faktor 1.5 höhere effektive Wärmeleitfähigkeit gegenüber eines gesättigten Ton- beziehungsweise Schluffbodens. Die Werte der effektiven Wärmeleitfähigkeit nach VDI, 2010 sind in Tabelle A.12 auf Seite 287 zusammengefasst. Danach entspricht der Wertebereich der Leitfähigkeit eines wassergesättigten Sandbodens einem Faktor von 1.5 und eines Tonbodens einem Faktor von 3.

Im ungesättigten Boden wird auch die Porenluft in die Bestimmung der effektiven Wärmeleitfähigkeit einbezogen. Aufgrund der im Vergleich mit Wasser um den Faktor 30 geringeren thermischen Leitfähigkeit der Luft nimmt die resultierende Gesamtleitfähigkeit bei steigendem Luftgehalt im ungesättigten Boden ab (Hillel, 1998). Ein wassergesättigter Sand besitzt eine um den Faktor 6 erhöhte effektive Wärmeleitfähigkeit im Vergleich mit einem trockenen Sandboden, wie die mittleren Werte in VDI, 2010 zeigen. Die Porosität ist für die effektive Wärmeleitfähigkeit weniger bedeutend, wie der Vergleich mit dem Einfluss der Sättigung zeigt. Dies geht auch aus Abbildung 6.2 hervor, in der die Abhängigkeit des konduktiven Wärmestroms und der resultierenden *Darcy*-Geschwindigkeit von der Korngröße sowie der effektiven Leitfähigkeit qualitativ dargestellt ist.

Die effektive Wärmeleitfähigkeit deckt einen sehr viel kleineren absoluten Wertebereich ab, als die hydraulische Leitfähigkeit. Sie ist verglichen mit der hydraulischen Leitfähigkeit von der Korngröße im Boden unabhängig. Diese Beobachtung ist unter anderem darauf zurückzuführen, dass der konduktive Wärmetransport im Gegensatz zum Massentransport über die feste und die flüssige Bodenphase stattfindet (Stonestrom und Constantz, 2003).

**Konvektion** Die Konvektion beschreibt den Wärmemittransport in einem bewegten Fluid. Bei einer Fluidbewegung infolge eines hydraulischen Gradienten wird sie als gezwungene Konvektion bezeichnet. Dieser Transportprozess entspricht der aus dem Stofftransport bekannten Advektion. Erfolgt die Strömung aufgrund von Dichteunterschieden, gilt der stattfindende Wärmetransportprozess als freie Konvektion (Domenico und Schwartz, 1990) (Anderson, 2005). Freie Konvektion findet vornehmlich in Gebieten mit einem großen basalen Wärmestrom oder in sehr mächtigen Grundwasserleitern mit einer hohen Permeabilität statt (Anderson, 2005). Mit Hilfe der dimensionslosen *Rayleigh-Zahl* lässt sich abschätzen, ob die freie Konvektion zur Beschreibung des Wärmetransports im Untergrund berücksichtigt werden muss. Sie ergibt sich aus dem Verhältnis zwischen der freien Konvektion und der Konduktion (Domenico und Schwartz, 1990). *Lapwood, 1948* sowie *Pratts, 1966*, zitiert in Domenico und Schwartz, 1990, definieren für das Stattfinden der freien Konvektion einen Grenzwert von  $4\pi^2 (\approx 40)$ :

$$Ra = \frac{g\rho_0 c_w \rho_w L_{Ra} K \alpha_f \Delta T}{\mu \lambda_m} \begin{cases} \ll 4\pi^2 & \text{freie Konvektion vernachlässigbar} \\ \gg 4\pi^2 & \text{freie Konvektion ist zu berücksichtigen.} \end{cases} \quad (6.4)$$

Darin sind  $g$  die Erdbeschleunigung,  $c_w$  die spezifische Wärme des Wassers,  $\rho_0$  die Referenzdichte von Wasser,  $L_{Ra}$  die charakteristische Länge,  $K$  die Permeabilität,  $\alpha_f$  thermischer Ausdehnungskoeffizient und  $\mu$  die Viskosität von Wasser. Die zur Berechnung verwendeten Parameter können Tabelle A.13 auf Seite 288 entnommen werden. Für die charakteristische Länge  $L_{Ra}$  geben Domenico und Schwartz, 1990 in einem eindimensionalen System die Tiefe an, über welche die Temperaturdifferenz  $\Delta T$  gemessen wird. Hingegen wird in einem mehrdimensionalen System eine mit der Fließlänge zusammenhängende Distanz betrachtet (Domenico und Schwartz, 1990).

Zur Abschätzung des dominanten Transportprozesses wird die *thermische Peclet-Zahl* herangezogen, welche die gezwungene Konvektion ins Verhältnis zur konduktiven Wärmebewegung setzt.

Es gilt (Rau u. a., 2014):

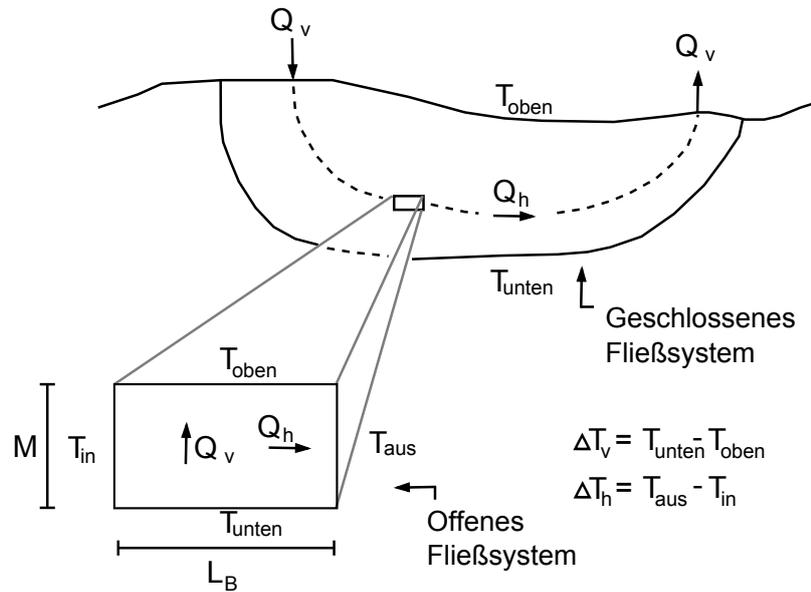
$$Pe = \frac{c_w \rho_w L_{Pe} q}{\lambda_m} \begin{cases} \ll 1 & \text{konduktiv dominiert} \\ \approx 1 & \text{gemischt} \\ \gg 1 & \text{konvektiv dominiert} \end{cases}, \quad (6.5)$$

mit  $L_{Pe}$  charakteristische Länge. Diese wird zumeist als mittlere Korngröße ( $d_{50}$ ) angenommen (Rau u. a., 2012). Abweichend von der Porenskala lässt sich eine modifizierte geothermische *Pecllet*-Zahl auf Gebietsebene für ein geschlossenes Grundwassersystem im stationären Zustand und unter der Voraussetzung homogen isotroper Eigenschaften definieren (Kamp und Bachu, 1989):

$$Pe^* = \frac{c_w \rho_w}{\lambda_m} \cdot q \cdot M \cdot A. \quad (6.6)$$

Darin bezeichnet  $q$  die *Darcy*-Geschwindigkeit. Ferner bezeichnen  $M$  die Mächtigkeit des Grundwasserleiters und  $A$  das Längenverhältnis, welches sich als Quotient aus der Grundwasserleitermächtigkeit  $M$  und der horizontalen Länge der Stromröhre  $L_B$  in Hauptströmungsrichtung ergibt. Die vorausgesetzte Geschlossenheit des Systems gibt vor, dass kein Austausch mit anderen Systemen erfolgt und sich die Zu- und Abflüsse aus der Grundwasserneubildung und -zehrung ergeben (Kamp und Bachu, 1989). Dabei wird das Verhältnis aus horizontaler Konvektion zu vertikaler Konduktion anhand der modifizierten geothermischen *Pecllet*-Zahl beurteilt. In überwiegend horizontal durchströmten, offenen Systemen muss darüber hinaus auch die horizontale Temperaturdifferenz in die Bewertung der konvektiven Beeinflussung des geothermischen Gradienten einfließen (Kamp und Bachu, 1989). In diesem Fall wird die dimensionslose Zahl in Gleichung (6.6) mit dem Verhältnis der Temperaturdifferenzen in vertikaler und horizontaler Richtung des betrachteten Systems  $\frac{\Delta T_h}{\Delta T_v}$  multipliziert. Findet eine maßgeblich vertikale Strömung innerhalb eines offenen Fließsystems statt, geben Kamp und Bachu, 1989 zur Beurteilung  $Pe^* \cdot \frac{Q_v}{Q_h}$  an. Eine Abgrenzung zwischen den Systemen zeigt Abbildung 6.3. Während in einem geschlossenen System der Durchfluss aus der Gesamtneubildung folgt, wird die Strömungskomponente für ein offenes System in Abhängigkeit der *Darcy*-Geschwindigkeit ermittelt.

**Thermische Dispersion** Als Dispersion wird in der Stofftransportmodellierung die Aufächerung der Stofffahne über den Punkt hinaus verstanden, welcher allein durch advektive Transportprozesse erreicht werden würde (Domenico und Schwartz, 1990). Die Ursache dafür ist sowohl die molekulare Diffusion als auch die mechanische Dispersion. Letztere resultiert aus mikroskaligen Geschwindigkeitsvariationen sowie variierenden Fließwegen. Zur mathematischen Beschreibung wird die mechanische Dispersion mit Hilfe der anisotropen hydrodynamischen Dispersivität und der mittleren Fließgeschwindigkeit parametri-



**Abbildung 6.3.:** Unterscheidung zwischen einem offenen und geschlossenem Fließsystem zur Bestimmung der modifizierten geothermischen *Peclet-Zahl* und Definition der maßgeblichen Größen (verändert nach Kamp und Bachu, 1989).

siert (Domenico und Schwartz, 1990). Aufgrund der im Allgemeinen geringen molekularen Diffusionskoeffizienten stellt die hydrodynamische Dispersivität einen wesentlichen Transportparameter in der Stofftransportmodellierung dar. In Analogie zur Stofftransportmodellierung setzt sich die *thermische* Dispersion aus der thermischen Diffusion als Quotient aus Konduktion und Wärmespeicherung sowie der mechanischen Dispersion zusammen. Diese wird anhand der hydrodynamischen, thermischen Dispersivität und der Temperaturentbreitungsgeschwindigkeit beschrieben. Der thermische Dispersionskoeffizient  $D_t$  ist somit wie folgt definiert (Rau u. a., 2012):

$$D_t = \frac{\lambda_m}{\rho_m c_m} + |\alpha v_t|. \quad (6.7)$$

Darin ist  $v_t$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Temperaturfahne und  $\alpha$  die hydrodynamische Dispersivität. Die in Gleichung (6.7) enthaltene effektive volumetrische Wärmekapazität der Wasser-Boden-Matrix  $\rho_m c_m$  wird als gewichtetes Mittel des Wasser- und des Sedimentanteils bestimmt (Langevin, 2008):

$$\rho_m c_m = n \rho_w c_w + (1 - n) \rho_s c_s. \quad (6.8)$$

Die Geschwindigkeit der Temperaturfront ist gemäß Gleichung (6.9) als retardierte Ge-

schwindigkeit aufzufassen (Domenico und Schwartz, 1990), (Rau u. a., 2012):

$$v_t = \frac{\rho_w c_w}{\underbrace{\rho_m c_m}_{<1}} n_e |v_a|, \quad (6.9)$$

welche der Annahme zugrunde liegt, dass ein lokales Temperaturgleichgewicht innerhalb der Wasser-Boden-Matrix herrscht (Rau u. a., 2014). Es wird deutlich, dass im Vergleich zu der im Stofftransport betrachteten Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$  die Temperaturlausbreitungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Wärmekapazität und der effektiven Porosität  $n_e$  verlangsamt stattfindet. Rau u. a., 2014 argumentieren hinsichtlich des vorausgesetzten lokalen Temperaturgleichgewichts zwischen der festen und flüssigen Bodenphase, dass bei ungleichförmig verteilten Sedimenten verschieden große Körner unterschiedliche Zeiten zur Temperaturanpassung benötigen. Ferner weisen sie darauf hin, dass bei größer werdenden Fließgeschwindigkeiten diese Annahme zunehmend verletzt wird.

Für eine konstante Quelltemperatur lässt sich die resultierende Temperaturlausbreitung infolge thermischer Diffusion ( $v_t = 0$ ) anhand der in Grathwohl, 1998 gegebenen Beziehung wie folgt bestimmen:

$$\frac{T}{T_0} = \operatorname{erfc} \left[ \frac{z}{2 \cdot \sqrt{D_t \cdot t}} \right]. \quad (6.10)$$

Ein Temperaturverhältnis  $\frac{T}{T_0} = 0.4795$  ergibt als Fortschritt der Temperaturänderung:

$$z = \sqrt{D_t \cdot t}. \quad (6.11)$$

Trotz der beschriebenen Analogien zwischen dem Stoff- und dem Wärmetransport im porösen Medium bestehen folgende, wesentliche Unterschiede (z.B. Rau u. a., 2012):

1. Wärmetransport findet im Porenwasser und in der Bodenmatrix statt
2. Thermischer Diffusionskoeffizient  $>$  molekularer Diffusionskoeffizient
3. Konvektive Temperaturlausbreitungsgeschwindigkeit  $<$  advektive Stoffausbreitungsgeschwindigkeit

Aufgrund dieser Abgrenzungen bestehen auseinandergelende Meinungen hinsichtlich der notwendigen Berücksichtigung und der Größe der hydrodynamischen Dispersivität in der Wärmetransportmodellierung (Anderson, 2005), (Vandenbohede u. a., 2009), (Rau u. a., 2014). Bear, 1972, zitiert in Anderson, 2005, argumentiert, dass aufgrund der genannten Verschiedenartigkeit die hydrodynamische Dispersivität in der Wärmetransportmodellierung vernachlässigbar ist beziehungsweise durch eine Erhöhung der effektiven thermischen

Diffusivität ausgeglichen werden kann. Anhand von Laboruntersuchungen zur Rolle der Dispersivität in der Temperaturlausbreitung unter stationären Fließbedingungen wiesen Rau u. a., 2012 die Geringfügigkeit dieses Parameters bei  $Pe < 0.5$  nach. Die Ergebnisse zeigen ferner, dass die Signifikanz des Parameters bei steigenden Geschwindigkeiten zunimmt und dass die hydrodynamische Dispersivität von den Eigenschaften des porösen Mediums abhängt (Rau u. a., 2012). Vandenbohede u. a., 2009 zeigten mit Hilfe von Felduntersuchungen hinsichtlich der Temperaturlausbreitung bei *push-pull*-Tests, dass die thermische hydrodynamische Dispersivität geringere Werte als die aus der Stofftransportmodellierung bekannten Werte annimmt. Ferner folgern sie aus ihren Untersuchungen, dass es keinen Zusammenhang zwischen der thermischen Dispersion und dem betrachteten Untersuchungsmaßstab gibt. Jedoch weisen auch sie darauf hin, dass die mechanische Dispersion bei steigenden Geschwindigkeiten an Relevanz gewinnt. Es bleibt zu beurteilen, ob bei größerem Betrachtungsmaßstab auftretende Inhomogenitäten bedeutender werden und eine Berücksichtigung der hydrodynamischen Dispersivität notwendig machen (Vandenbohede u. a., 2009).

Molina-Giraldo u. a., 2011 führten analytische Modellstudien zur Bedeutung der thermischen Dispersion bei der Ausbreitung von Temperaturfahnen durch. Diese zeigen, dass kein wesentlicher Einfluss des Parameters abzuleiten ist, sofern ein alleiniger Zusammenhang zwischen der *Darcy*-Geschwindigkeit und der hydrodynamischen Dispersivität hergestellt wird (Geschwindigkeiten zwischen  $10^{-8} - 10^{-5} m/s$ ). Wird jedoch die hydrodynamische Dispersivität von dem Untersuchungsmaßstab (10 m) abgeleitet, so ist eine Vernachlässigung der thermischen Dispersivität ab einer konstanten Geschwindigkeit von  $10^{-8} m/s$  kritisch. Sie schließen daraus, dass für größere Untersuchungsmaßstäbe der Wert der hydrodynamischen Dispersivität steigt und an Bedeutung für die Temperaturlausbreitung gewinnt (Molina-Giraldo u. a., 2011).

Die in Hauptströmungsrichtung definierte longitudinale Dispersivität lässt sich demnach wie folgt ermitteln (Schulze-Makuch, 2005):

$$\alpha_L = 0.085L^{0.81}. \quad (6.12)$$

Für zwei Wichtungsschemata der Messpunkte geben Xu und Eckstein, 1995 zur Berechnung der longitudinalen hydrodynamischen Dispersivität im Stofftransport folgende empirische Zusammenhänge:

$$\alpha_L = 1.20 \cdot \log_{10}L^{2.958} \quad (6.13)$$

und

$$\alpha_L = 0.83 \cdot \log_{10}L^{2.414}. \quad (6.14)$$

Herkömmlich wird die transversale hydrodynamischen Dispersivität in horizontaler und

vertikaler Richtung als  $\frac{1}{10}$  der longitudinalen Dispersivität angenommen (z.B. Molina-Giraldo u. a., 2011):

$$\alpha_{T,v} = \alpha_{T,h} = 0.1\alpha_L. \quad (6.15)$$

Diese Beziehung kann ebenfalls aufgrund der Aquiferheterogenität (Beyer u. a., 2006 in Molina-Giraldo u. a., 2011) und bei unterschiedlichen *Peclet*-Zahlen (Bear, 1972, Nield und Bejan, 2006 und Domenico und Schwartz, 1990 in Molina-Giraldo u. a., 2011) variieren.

Ein Vergleich bestehender Modelle zur Bestimmung der longitudinalen hydrodynamischen Dispersivität in der Stofftransportmodellierung in Abhängigkeit des Untersuchungsmaßstabs mit Literaturwerten der thermischen hydrodynamischen Dispersivität in Molina-Giraldo u. a., 2011 zeigt, dass eine gute Übereinstimmung der Mess- und Modellwerte für das Modell nach Schulze-Makuch, 2005 besteht.

## 6.2. Grundlagen der numerischen Wärmetransportmodellierung

Zur Abbildung der Wärmetransportprozesse im oberflächennahen Grundwasserleiter der Elbinsel Wilhelmsburg und der daraus abgeleiteten Untergrundtemperaturverteilung wird ein numerisches Wärmetransportmodell verwendet, sodass eine Projektion klimatisch beeinflusster Temperaturänderungen im Grundwasserleiter möglich wird. Nachfolgend wird das verwendete Modell MT3DMS (Zheng und Wang, 1999) beschrieben und notwendige Voraussetzungen für seine Anwendung erläutert.

### 6.2.1. Stofftransportmodellierung mit MT3DMS

Das numerische Modell MT3DMS dient der gleichzeitigen dreidimensionalen Stofftransportmodellierung verschiedener Stoffgruppen unter Berücksichtigung advektiver, diffusiver und dispersiver Transportprozesse sowie einfacher chemischer Reaktionen (Zheng und Wang, 1999). Die zugrundeliegende Stofftransportgleichung lautet:

$$\underbrace{\left(1 + \frac{(1-n)\rho_s K_{ds}}{n}\right)}_{\text{Sorption}} \frac{\partial C_c}{\partial t} = \underbrace{\nabla [(D_{ms} + \alpha v_a) \nabla C_c]}_{\text{Diffusion + Dispersion}} - \underbrace{\nabla (v_a C_c)}_{\text{Advektion}} + q_{ss} C_{ss}, \quad (6.16)$$

mit  $C_c$  Stoffkonzentration,  $K_{ds}$  Verteilungskoeffizient und  $D_{ms}$  Diffusionskoeffizient. Der Index  $c$  steht für den betrachteten Stoff,  $q_{ss} C_{ss}$  bezeichnet den Quell- beziehungsweise Senkenterm.

Das numerische Modell eignet sich für unterschiedliche Problemstellungen in verschiedenen hydrogeologischen Systemen und wurde bereits für eine Vielzahl numerischer Fallstudien verwendet (Zheng, 2009).

**Lösungsverfahren** Die Bestimmung der Konzentrationsverteilung erfolgt basierend auf den im Grundwasserströmungsmodell MODFLOW ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten. Beide Modelle verwenden desselben finite, blockzentrierte Differenzengitter. Die auf eine Zelle bezogenen Stoffein- und -austräge werden in Abhängigkeit der Stoffkonzentrationen in den aktiven, benachbarten Gitterzellen bilanziert, siehe Abschnitt 4.1. Unter Verwendung der impliziten Finite-Differenzenformulierung wird für das betrachtete Transportproblem ein lineares Gleichungssystem der Form

$$\mathbf{A} \cdot C_c^{\vec{m}+1} = \vec{b} \quad (6.17)$$

iterativ gelöst. Darin ist  $\mathbf{A}$  die Koeffizientenmatrix.  $\vec{b}$  enthält alle bekannten Größen und setzt sich aus einer Konstanten sowie Anteilen der Advektion, Diffusion/Dispersion, Quellen und Senken sowie chemischer Reaktionen zusammen. Eine detaillierte Beschreibung der Lösungsmethoden ist Zheng und Wang, 1999 zu entnehmen.

Die durch advective Transportmechanismen erzeugte Konzentrationsänderung kann anhand der Konzentration an den Grenzflächen benachbarter Zellen und dem Massenstrom aus dem Grundwasserströmungsmodell bestimmt werden. Um die numerische Oszillation zu reduzieren und eine höhere Genauigkeit der finalen Konzentrationsverteilung bei advektiv dominierten Problemstellungen zu gewährleisten, kann statt der impliziten Finite-Differenzen-Lösung für die Advektion die TVD (total variation diminishing)-Methode gewählt werden. Die Grenzflächenkonzentration benachbarter Zellen wird dabei anhand eines Polynoms dritter Ordnung angenähert. Der im Modell für diese Variante implementierte Algorithmus (*ULTIMATE*, z.B. *Leonard, 1988* in Zheng und Wang, 1999) stellt ferner eine Kontrolle dieser Übergangskonzentration sicher, um physikalisch unmögliche Grenzkonzentrationen zu eliminieren (Zheng und Wang, 1999).

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt basierend auf den im Grundwasserströmungsmodell definierten Stressperioden, welche an die Transportmodellierung angepasst werden müssen, sofern eine Änderung der Konzentrationsrandbedingung nicht mit einer Randbedingungsänderung des hydraulischen Modells zusammen fällt. Da jedoch die zur Bestimmung der Grundwasserströmung und Potenzialverteilung verwendeten Zeitschritte für die Transportmodellierung zu groß sind, wird jeder Zeitschritt der Strömungsmodellierung in weitere Transportzeitschritte unterteilt. Innerhalb eines Zeitschritts des Strömungsmodells bleiben die berechneten Flüsse für die Transportmodellierung unverändert und werden erst beim Übergang in einen neuen Zeitschritt der transienten Strömungsmodellierung entsprechend der Lösung des Strömungsproblems aktualisiert. Im Falle einer stationären Grundwasserströmung können unabhängig von dem Strömungsmodell Stressperioden für die Transportmodellierung definiert werden. In diesem Fall bleiben die Strömungskomponenten über die gesamte Modelllaufzeit entsprechend der stationären Strömung unverändert.

## 6.2.2. Wärmetransportmodellierung mit MT3DMS

Angesichts der mathematischen Ähnlichkeit zwischen der Stofftransport- und der Wärmetransportgleichung ist MT3DMS auch zur numerischen Modellierung der Temperaturentbreitung im Grundwasser nutzbar, sofern eine entkoppelte Modellierung der Grundwasserströmung und der Wärmeausbreitung möglich ist (Zheng, 2009), (Ma und Zheng, 2010). Voraussetzung dafür ist eine vernachlässigbare thermische Beeinflussung der Dichte und Viskosität des Wassers sowie der charakteristischen hydraulischen und thermischen Parameter.

Die dreidimensionale, transiente Transportgleichung in Gleichung (6.16) kann für die Wärmetransportmodellierung wie folgt modifiziert werden (Hecht-Méndez u. a., 2010):

$$\left(\frac{\rho_m c_m}{n \rho_w c_w}\right) \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \left[ \left( \frac{\lambda_m}{n \rho_w c_w} + \alpha v_a \right) \nabla T \right] - \nabla (v_a T) + \frac{q_h}{n \rho_w c_w}. \quad (6.18)$$

Darin enthält die linke Seite den thermischen Retardationsfaktor  $R$ :

$$\frac{\rho_m c_m}{n \rho_w c_w} = 1 + \frac{(1-n) \rho_s K_d}{n} = R. \quad (6.19)$$

Dieser lässt sich analog zur Parametrisierung der linearen Sorption im Stofftransport anhand eines thermischen Austauschkoefizient  $K_d$  beschreiben, der aus Gleichung (6.19) hervorgeht und wie folgt definiert ist (Langevin, 2008), (Hecht-Méndez u. a., 2010):

$$K_d = \frac{c_s}{\rho_w c_w}. \quad (6.20)$$

Er gibt das Temperaturgleichgewicht zwischen dem Fluid und der Bodenmatrix wieder (Langevin, 2008). Zur Berücksichtigung konduktiver Wärmetransportprozesse wird analog zum Diffusionskoeffizienten in Gleichung (6.16) ein thermischer Diffusionskoeffizient  $D_m$  wie folgt ermittelt (Langevin, 2008), (Hecht-Méndez u. a., 2010):

$$D_m = \frac{\lambda_m}{n \rho_w c_w}. \quad (6.21)$$

Vor dem Hintergrund, dass das Strömungsfeld nicht durch Dichte- und Viskositätsänderungen beeinflusst wird, wurde MT3DMS in Verbindung mit dem Grundwasserströmungsmodell MODFLOW zur Untersuchung der thermischen Beeinflussung des Untergrunds im Abstrom einer Deponie (Sethi und Di Molfetta, 2007) sowie zur Modellierung geothermischer Systeme und ihrer Auswirkung auf die Temperatur im Grundwasser (Alberti u. a., 2012), (Beretta u. a., 2014), (Fossoul u. a., 2010), (Hecht-Méndez u. a., 2010), (Angelotti u. a., 2014) angewandt. Ferner wurde mit dem Modell der Austausch zwischen Oberflächengewässern und dem Grundwasser (Engelhardt u. a., 2013) ebenso wie der Einfluss injizierten, behandelten Abwassers zur Grundwasseranreicherung (Seibert u. a., 2014) un-

tersucht.

Eine unbeeinflusste Grundwasserströmung mit konstanter Dichte und Viskosität ist für Systeme geringer Temperaturgradienten gegeben (Sethi und Di Molfetta, 2007), (Ma und Zheng, 2010).

Durch die Entkopplung kann eine Effizienzsteigerung aufgrund geringerer Rechenzeiten erzielt werden (Ma und Zheng, 2010), (Hecht-Méndez u. a., 2010). Hecht-Méndez u. a., 2010 schätzen die Abweichungen der Ergebnisse durch die Vernachlässigung von Dichte- und Viskositätseinflüssen im oberflächennahen Grundwasser als gering ein.

Eine Kopplung der Strömungs- und Transportmodellierung ist hingegen notwendig, wenn entweder große Temperaturgradienten herrschen oder der Salztransport in die Berechnung einbezogen werden muss. Zur Berücksichtigung von Dichteeffekten kann das Modell SEAWAT verwendet werden, das eine direkte Kopplung von MT3DMS und MODFLOW darstellt (Langevin, 2008). Realisierte Anwendungsfälle sind die gleichzeitige Modellierung der Salzwasserintrusion und saisonaler Temperaturänderungen in einem belgischen Polder (Vandenbohede und Lebbe, 2011) sowie Systeme mit einem Temperaturgradienten größer  $30^{\circ}\text{C}$  (Thorne u. a., 2006), (Langevin u. a., 2010). Vandenbohede u. a., 2011 simulierten mit SEAWAT die Wärmespeicherung infolge einer Warmwassereinleitung mit einer Temperaturdifferenz von  $20^{\circ}\text{C}$  bis  $30^{\circ}\text{C}$  im oberflächennahen Grundwasserleiter. Ihre Untersuchungen zeigten, dass in der Injektionsphase der konvektive Wärmetransport überwiegt, während in der Speicherphase der konduktive Prozess dominiert. Ferner führten Ma und Zheng, 2010 ebenso wie Hecht-Méndez u. a., 2010 Vergleichsrechnungen mit SEAWAT und MT3DMS durch, um die Dichteabhängigkeit der betrachteten Systeme zu evaluieren. Von Ma und Zheng, 2010 durchgeführte Szenarienrechnungen eines transienten Grundwasserströmungs- und Transportmodells zeigten, dass bei einem Temperaturunterschied kleiner  $30^{\circ}\text{C}$  die Modellgüte durch eine entkoppelte Berechnung nicht signifikant beeinflusst wurde.

Für die Untersuchung des Klimawandeleinflusses auf das thermische Grundwasserregime der Elbinsel Wilhelmsburg wird das numerische Transportmodell MT3DMS in Kombination mit einem stationären Grundwasserströmungsmodell angewendet. Die Annahme, dass Dichte- und Viskositätseffekte für die Betrachtung der Temperaturänderung im Grundwasser als Folge des Klimawandels und urbaner Einflüsse vernachlässigt werden können, stützt sich dabei auf folgende standortspezifische Charakteristika:

- Es herrscht ein geringer beobachteter und projizierter Temperaturunterschied von maximal  $6^{\circ}\text{C}$  bis  $8^{\circ}\text{C}$ .
- Die Grundwasserfließgeschwindigkeiten sind unter Klimawandeleinfluss gering.
- Salzkonzentrationen sind vernachlässigbar.

**Tabelle 6.1.:** Untersuchte Einflussgrößen an den Messstellen der Temperaturmesskampagne (2012/2013).

| Messstelle | Nutzung         | Gewässereinfluss |
|------------|-----------------|------------------|
| 7553       | Grünland        | ja               |
| 751        | Grünland        | ja               |
| 7549       | Grünland        | nein             |
| 5438       | Wohnsiedlung    | nein             |
| 1040       | Wohnsiedlung    | (ja)             |
| 7286       | Wohnsiedlung    | ja               |
| 1044       | Hafen/Industrie | ja               |
| 7542       | Hafen/Industrie | ja               |

Durch die Effizienzsteigerung der entkoppelten Simulation mit MT3DMS und MODFLOW kann eine Vielzahl unterschiedlicher Szenarien im Modell untersucht werden.

### 6.3. Temperatureaufnahme zur Darstellung des thermischen Ist-Zustands im Grundwasser Wilhelmsburgs

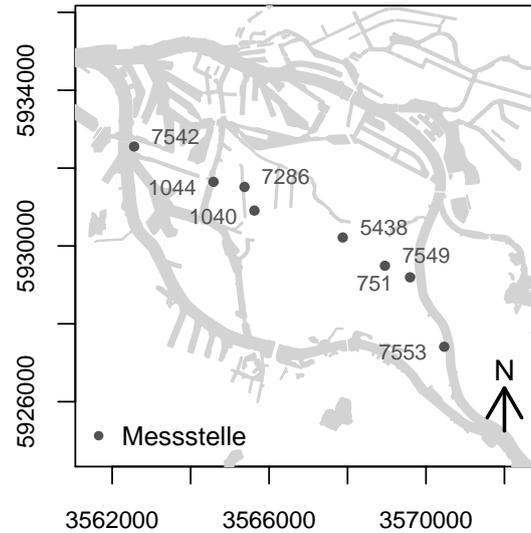
Eine einjährige Messkampagne wurde durchgeführt, um den Verstärkungseffekt, saisonale Temperaturschwankungen sowie deren Eindringtiefe in den Untergrund Wilhelmsburgs zu detektieren. Die Messstellenauswahl erfolgte auf Grundlage unterschiedlicher Flächennutzungen sowie verschiedener Gewässereinflüsse, wie aus Tabelle 6.1 hervorgeht.

Die acht ausgewählten Messstellen sind Teil des Grundwasserüberwachungsmessnetzes der Stadt Hamburg. Ihre Positionen sind in Abbildung 6.4 dargestellt.

Zwischen Mai 2012 und April 2013 fanden monatlich Temperaturmessungen im Untergrund mit einem Messintervall von 50 cm statt. Die Untersuchungen erfolgten unter der Annahme und Voraussetzung, dass die im Beobachtungsbrunnen gemessene Wassertemperatur der Umgebungstemperatur des angrenzenden gesättigten Untergrunds entspricht (Anderson, 2005).

Abbildung 6.5 (a) bis (d) und Abbildung 6.6 (a) bis (d) zeigen die gemessenen Temperaturprofile sowie die von der BUE zur Verfügung gestellten Bodenprofile. Der dargestellte Mittelwert wurde aufgrund der fehlenden Februarmessung aus den Messwerten der ungeraden Monate berechnet.

**Einfluss der Flächennutzung** Der Nutzungseinfluss wird anhand eines Temperaturprofilvergleichs der Messstellen 7549, 5438 und 1040 abgeleitet. Diese Messstellen zeigen keinen Einfluss angrenzender Gewässer. Unterschiedliche Temperaturverläufe resultieren



**Abbildung 6.4.:** Lage der Messstellen der 2012/2013 durchgeführten Temperaturmessungen im Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg.

aus unterschiedlichen Nutzungen beziehungsweise Versiegelungsgraden.

Die Messstelle 7549 repräsentiert einen anthropogen unbeeinflussten Grünlandstandort in der Marsch. In ihrer Nähe verläuft eine schmale Straße. Die monatlich gemessenen Temperaturen sind in Abbildung 6.5 (a) dargestellt. Darin werden saisonale Schwankungen von maximal  $9.1^{\circ}\text{C}$  deutlich, die mit der Tiefe abnehmen und unterhalb von 10 m unter Geländeoberkante nicht mehr erkennbar sind. Die obersten Temperaturmesspunkte befanden sich 50 cm unter Geländeoberkante.

Es ist davon auszugehen, dass größere Temperaturschwankungen an der unmittelbaren Bodenoberfläche vorherrschen. Die resultierende mittlere Hintergrundtemperatur ist  $10.1^{\circ}\text{C}$ . Die Abweichungen von der Mitteltemperatur sind in den Sommermonaten größer als in den Wintermonaten. Da keine Messung im Februar 2013 stattfand, fehlt ein für die kalte Jahreszeit repräsentativer Monat in dem angestellten Vergleich. Eine Aussage zur absoluten Tiefsttemperatur ist somit nicht möglich. Im Vergleich zu den warmen Sommermonaten setzten sich die Temperaturen der kalten Jahreszeit etwas tiefer fort.

Die Messergebnisse am Standort 5438 sind in Abbildung 6.5 (b) dargestellt. Diese Messstelle befindet sich in einer Einfamilienhaussiedlung mit einer an den Messstandort angrenzenden, asphaltierten Straße. Der erste Messpunkt befand sich hier ebenfalls 50 cm unter Geländeoberfläche. Eine im Vergleich zur Messstelle 7549 unterschiedliche Nutzung wird zum einen in einer erhöhten Hintergrundtemperatur von  $11.5^{\circ}\text{C}$  als auch einer verringerten saisonalen Temperaturschwankung von  $8^{\circ}\text{C}$  deutlich. Die maximalen Temperaturen im Sommer aber auch die minimalen Temperaturen im Winter fallen verglichen mit der

Messstelle 7549 höher aus.

Die Messwerte der Messstelle 1040 lassen in Abbildung 6.5 (c) eine mittlere Temperatur von 12°C erkennen. Sie befindet sich im Umfeld einer Mehrfamilienhaussiedlung. Aufgrund der leichten Aufhöhung des Gebiets wurden erst ab einer Tiefe von 2.5 m unter Geländeoberkante Temperaturen mit einer jahreszeitlichen Schwankung von 6.3°C aufgezeichnet.

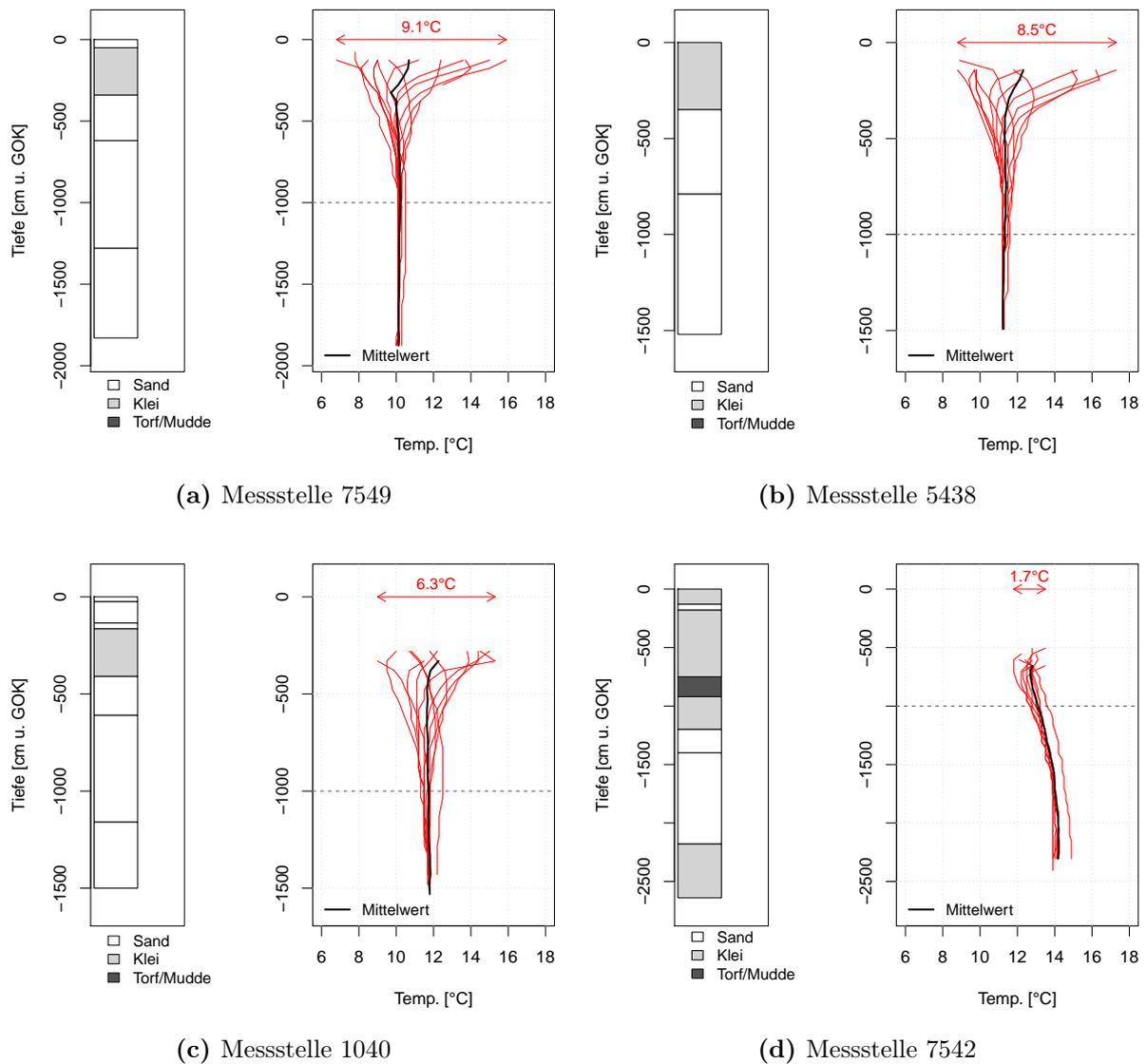
Die Messstellen 7549, 5438 und 1040 zeigen ein Fortschreiten saisonaler Temperaturschwankungen bis maximal 10 m unter Gelände. Eine Tiefe von 10 m gibt auch Anderson, 2005 als Grenze zwischen der oberflächennahen, saisonal beeinflussten und der neutralen Zone an, sofern eine Beeinflussung des Temperaturprofils durch die Grundwasserströmung vernachlässigt werden kann. Lhotzky, 2005 definiert diese Grenze als die Tiefe, in der Temperaturschwankungen kleiner 0.1°C gemessen werden. Als Temperatur in der neutralen Zone gibt Lhotzky, 2005 die mittlere Jahrestemperatur des betrachteten Standorts an.

An der Messstelle 7549 ist die geringste Eindringtiefe zu beobachten. Dies lässt sich auf eine im Zusammenhang mit dem Entwässerungssystem stehende, aufwärts gerichtete Grundwasserströmung zurückführen.

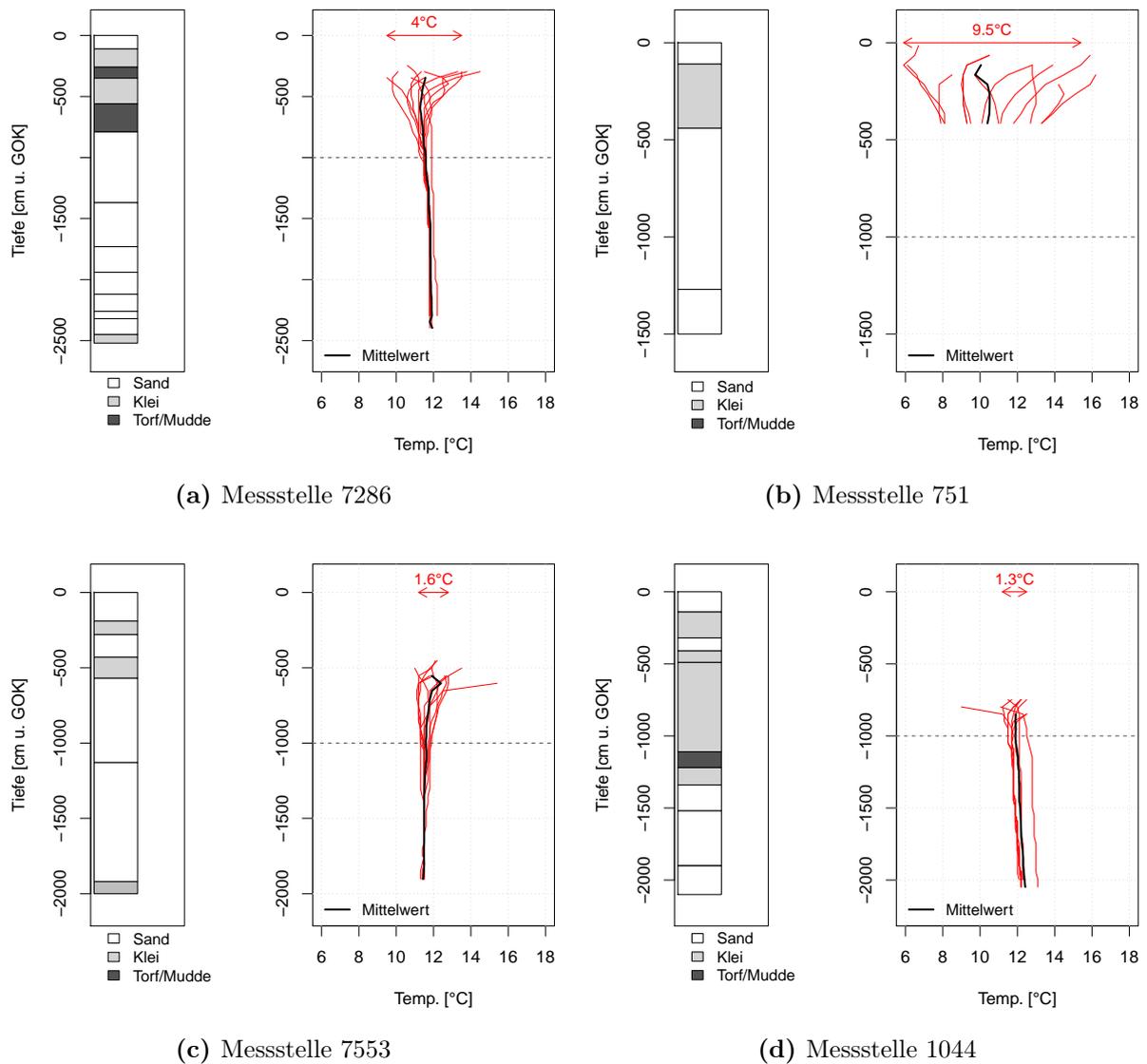
Im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Messergebnissen zeigen die Aufzeichnungen an der Messstelle 7542 einen abweichenden Verlauf, siehe Abbildung 6.5 (d). Das Gebiet wurde stark aufgehöhht, wie dem abgebildeten Bodenprofil entnommen werden kann. Somit befand sich der erste Messpunkt 6 m unter Geländeoberkante. Jahreszeitliche Schwankungen wurden nicht gemessen. Insgesamt nehmen die Temperaturen im Gegensatz zu den vorherigen Temperaturprofilen zu und liegen ab einer Tiefe von 12 m unter Geländeoberkante bei 14°C. Die Messstelle befindet sich an der Süderelbe im Hamburger Hafen in unmittelbarer Nähe eines Industriebetriebs. Aufgrund des Temperaturgradienten und des resultierenden, nach oben gerichtete Wärmestroms sind die hohen Hintergrundtemperaturen nicht auf die Versiegelung zurückzuführen. Der Temperaturverlauf dieser Messstelle wird durch lokale Wärmequellen beeinflusst.

**Gewässereinfluss** Zur Differenzierung und Darstellung des Gewässereinflusses auf gemessene Temperaturprofile werden die an den Messstellen 7268, 751, 7553 und 1044 aufgezeichneten Daten herangezogen. Die Profile sind in Abbildung 6.6 dargestellt.

Die Messstelle 7286 befindet sich am Ufer des Veringkanals in einer Mehrfamilienhaussiedlung. Die umgebende Nutzungsstruktur ist vergleichbar mit derjenigen der Messstelle 1040. Abbildung 6.6 (a) zeigt die Ergebnisse der Temperaturaufnahme. Darin wird eine Hintergrundtemperatur von 12°C und eine maximale saisonale Temperaturschwankung von 4°C deutlich. Im Vergleich zu dem mittleren Temperaturverlauf der Messstelle 1040 in Abbildung 6.5 (c) ist qualitativ eine geringfügige Ablenkung der Temperaturen und ein aufwärts wirkender Temperaturgradient infolge des Gewässereinflusses feststellbar.



**Abbildung 6.5.:** Zwischen Mai 2012 und April 2013 (ohne Februar 2013) monatlich aufgezeichnete Temperaturprofile (rot) und Jahresmittelwert (schwarz, ungerade Monate); Aufzeichnung an den Messstellen 7549, 5438, 1040 und 7542 ohne Gewässereinfluss; Datengrundlage Bodenaufbau (links): BUE.



**Abbildung 6.6.:** Zwischen Mai 2012 und April 2013 (ohne Februar 2013) monatlich aufgezeichnete Temperaturprofile (rot) und Jahresmittelwert (schwarz, ungerade Monate); Aufzeichnung an den Messstellen 7286, 751, 7553 und 1044 mit Gewässereinfluss; Datengrundlage Bodenaufbau (links): BUE.

Vergleichbares gilt für die Temperaturmessungen an der Messstelle 1044, die in Abbildung 6.6 (d) dargestellt sind. Der Messstandort befindet sich, wie die Messstelle 7542, in einem industriell, hafenwirtschaftlich genutzten Gebiet am Ufer des Reiherstiegs. Aus den monatlichen Daten resultiert eine Hintergrundtemperatur von 12°C. Aufgrund der Geländeaufhöhung und der Tiefe des obersten Messpunktes wurden keine ausgeprägten jahreszeitlichen Schwankungen gemessen. Auch hier wird eine leichte Abweichung und ein aufwärts wirkender Temperaturgradient deutlich.

Die Messergebnisse an der Messstelle 7553 gehen aus Abbildung 6.6 (c) hervor. Der Messpunkt befindet sich an einem aufgehöhten Siedlungsstreifen im Uferbereich der Norderelbe. Die Messungen zeigen eine mit der Messstelle 5438 vergleichbare Hintergrundtemperatur von 11,5°C. Verglichen mit unbeeinflussten Temperaturen der Referenzmessstelle 7549 in Abbildung 6.5 (a) wurden höhere Temperaturen gemessen. Diese können in gleicher Weise durch die Elbe oder die kleinräumige Nutzungsstruktur beeinflusst werden. Eindeutig bestimmen lässt sich dies aus dem qualitativen Vergleich der Messdaten nicht.

An der Messstelle 751 wurden, wie an der Messstelle 7549, unbeeinflusste Grünlandtemperaturen gemessen, die aus Abbildung 6.6 (b) hervor gehen. Die Messstelle ist an einer Wettern und in Elbnähe positioniert. Aufgrund der geringen Ausbautiefe des Beobachtungsbrunnens konnten hier nur Temperaturen im Bereich der holozänen Marschenablagerungen aufgezeichnet werden. Sie bestätigen jedoch die an der Messstelle 7549 getätigten Beobachtungen, denn es werden eine unbeeinflusste Grünlandtemperatur von etwa 10°C und eine maximale saisonale Temperaturschwankung größer 9°C nahe der Bodenoberfläche deutlich.

Zusammenfassend können aus den Ergebnissen der monatlichen Temperaturmessungen in Abhängigkeit von der Flächennutzung und Versiegelung unterschiedliche Hintergrundtemperaturen abgeleitet werden. Es wurden eine unbeeinflusste Grünlandtemperatur von 10°C sowie mittlere Untergrundtemperaturen von 11,5°C bis 12°C in Wohngebieten ermittelt. Der Gewässereinfluss lässt sich für diese Gebiete anhand der Messungen nicht eindeutig beurteilen. Für Industrie- und Hafentflächen zeigen die Messungen eine Temperatur zwischen 12°C und etwa 13°C. Beeinflusst werden diese Temperaturen möglicherweise durch angrenzende Oberflächengewässer beziehungsweise lokale Wärmequellen, sodass die Messungen keine eindeutigen Rückschlüsse auf allein oberflächenbeeinflusste Hintergrundtemperaturen zulassen. Verglichen mit den projizierten Potenzialoberflächentemperaturen in Kapitel 5 fallen die gemessenen nutzungsabhängigen Untergrundtemperaturen niedriger aus. Dies weist auf eine systematische Überschätzung der in Kapitel 5 dargestellten mittleren Oberflächentemperaturen hin und muss bei der Beurteilung modellierter Untergrundtemperaturen berücksichtigt werden.

Alle Messstellen zeigen eine maximale Eindringtiefe saisonaler Temperaturschwankungen bis 10 m unter Geländeoberkante. Somit entspricht die gemessene Hintergrundtemperatur

in größeren Tiefen der mittleren Standorttemperatur.

Die Jahresmitteltemperaturen der Messstellen 7549, 5438, 1040 und 7553 sind innerhalb der holozänen Marschenablagerungen höher als im Grundwasserleiter. Zum einen wird diese Beobachtung durch die Entwässerung verursacht, die einen nach oben gerichteten konvektiven Wärmetransport bedingt. Dieser wirkt dem nach unten gerichteten konduktiven Wärmetransport entgegen und führt zu einheitlichen Temperaturen im Aquifer. Dies gilt insbesondere für Gebiete, in denen die neutrale Zone oberhalb der Grenze von 10 m unter Gelände beginnt. Zum anderen weisen die Marschenablagerungen infolge des hohen Wassergehalts im Vergleich zum Grundwasserleiter eine erhöhte volumetrische Wärmekapazität auf. Somit kann innerhalb der Weichschichten im Verhältnis mehr Wärme gespeichert werden. Schließlich kann auch die Abweichung des betrachteten Jahres von mittleren klimatischen Bedingungen zu dieser Beobachtung beitragen.

## 6.4. Wärmetransportmodellierung im oberflächennahen Grundwasser Wilhelmsburgs

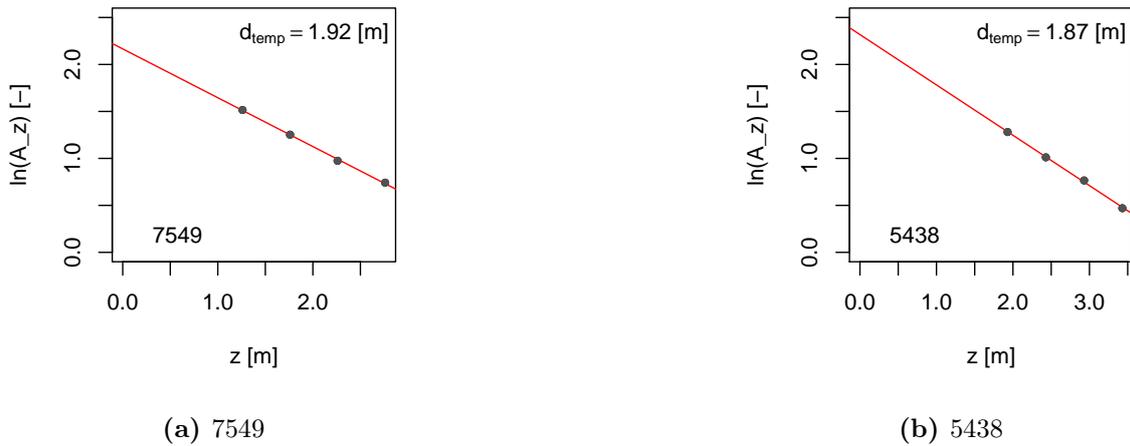
Um den thermischen Einfluss des Klimawandels auf das oberflächennahe Grundwasser bestimmen zu können, wurde ein Wärmetransportmodell für das Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg mit MT3DMS aufgebaut. Es basiert auf den Grundwasserströmungsmodellen, die in Kapitel 4 ausführlich beschrieben wurden.

Im Folgenden wird zunächst die instationäre Kalibrierung kleinskaliger Modelle zur Bestimmung thermophysikalischer Parameter erläutert und validiert. Anschließend wird die verwendete Methode zur Bestimmung zukünftiger Elbwassertemperaturen als thermische Randbedingung beschrieben. Schließlich wird auf den Modellaufbau des dreidimensionalen Wärmetransportmodells des oberflächennahen Grundwasserleiters und die notwendigen Veränderungen der Modellstrukturen eingegangen.

### 6.4.1. Kleinskalige Modellkalibrierung

Für die Umgebung der Grundwassermessstelle 7549 wurde ein kleinskaliges Transportmodell aufgebaut. Damit wurden die den Wärmetransport im Untergrund charakterisierenden Bodenparameter instationär kalibriert und anhand eines Transportmodells im Umfeld der Messstelle 5438 validiert. Die berücksichtigte Grundwasserströmung wird darin als stationär angenommen. Grundlegend für die Kalibrierung sind die in den Jahren 2012 und 2013 gemessenen Temperaturprofile.

**Bestimmung transienter Temperaturrendbedingungen** Die beobachtete saisonale Temperaturschwankung in einer definierten Untergundtiefe lässt sich anhand einer analy-



**Abbildung 6.7.:** Zusammenhang zwischen der logarithmischen Temperaturamplitude und der Messtiefe (Arya, 2001) für die Messstellen 7549 und 5438.

tischen Lösung der eindimensionalen Wärmetransportgleichung für die vertikale Richtung wie folgt beschreiben (Kroes u. a., 2008):

$$T(z, t) = T_{0,m} + A_0 \cdot e^{-\frac{z}{d_{temp}}} \cdot \sin\left(0.5 \cdot \pi + \frac{2\pi}{P} \cdot (t - t_m) - \frac{z}{d_{temp}}\right), \quad (6.22)$$

mit  $T_{0,m}$  mittlere Jahresoberflächentemperatur,  $A_0$  Oberflächentemperaturamplitude,  $P$  Periode und  $t_m$  julianischer Tag mit maximaler Oberflächentemperatur. Die Dämpfungstiefe  $d_{temp}$  beschreibt die Tiefe, in der die Temperaturamplitude noch 37% ( $1/e$ ) der Temperaturamplitude an der Bodenoberfläche entspricht (Hillel, 1998). Ist die Amplitude in unterschiedlichen Bodentiefen bekannt, lässt sich die Dämpfungstiefe anhand der folgenden Beziehung bestimmen (Arya, 2001):

$$\ln(A_z) = \ln(A_0) - \frac{z}{d_{temp}}. \quad (6.23)$$

$d_{temp}$  stellt gemäß Gleichung (6.23) die reziproke Steigung in der linearen Beziehung zwischen der logarithmierten gemessenen Amplitude und der Messtiefe dar. Sie ist abhängig von der thermischen Diffusivität sowie der Periode  $P$  der Temperaturschwankung an der Oberfläche (Kroes u. a., 2008). Eine gute thermische Leitfähigkeit und eine geringe Wärmespeicherkapazität führen zu größeren Eindringtiefen. Ebenfalls dringen saisonale Änderungen tiefer als tägliche Temperaturschwankungen in den Untergrund ein.

Das Amplitudenverfahren in Gleichung (6.23) wurde auf die gemessenen Temperaturamplituden der Messstandorte 7549 und 5438 angewendet und die Dämpfungstiefen bestimmt.

Abbildung 6.7 zeigt die logarithmierten Temperaturamplituden über die Tiefe sowie Dämpftiefen von 1.92 m für die Messstelle 7549 respektive 1.87 m für die Messstelle 5438. Des Weiteren wurde eine instationäre Temperaturrandbedingung anhand Gleichung (6.22) auf die Grundwasserpotenzialoberfläche projiziert. Dazu wird die mittlere Temperatur und Temperaturamplitude der in Kapitel 5 berechneten Oberflächentemperatur der Marsch im Referenzzeitraum (1971-2000) verwendet. Die Versiegelung entspricht für die Messstelle 7549 einem Flächenanteil von 10% und für die Messstelle 5438 von 40%.

Die aus den Projektionen resultierenden Oberflächentemperaturen auf die Grundwasserdrukoberfläche der Messstandorte gehen aus Abbildung 6.8 hervor. Da hier ein Einzelstandort und nicht ein großflächiger, unterschiedliche Versiegelungsanteile einschließender Mittelwert zur Bestimmung der Hintergrundtemperatur verwendet wurde, weichen die Mitteltemperaturen leicht von den für die Potenzialoberfläche der charakteristischen Nutzungszonen Wilhelmsburgs ermittelten Werte ab.

Es wird eine generelle Übereinstimmung der in 2012/2013 gemessenen Untergrundtemperaturen mit dem für den Referenzzeitraum 1971-2000 projizierten Temperaturverläufen deutlich. In beiden Fällen wird eine Standardabweichung (RMSD) von  $0.9^{\circ}\text{C}$  und ein normierter Fehler (NRMSD) von 30% bestimmt. Eine erhöhte Hintergrundtemperatur ergibt sich an der Messstelle 5438 im Vergleich zur Messstelle 7549 aufgrund unterschiedlicher Versiegelungsanteile.

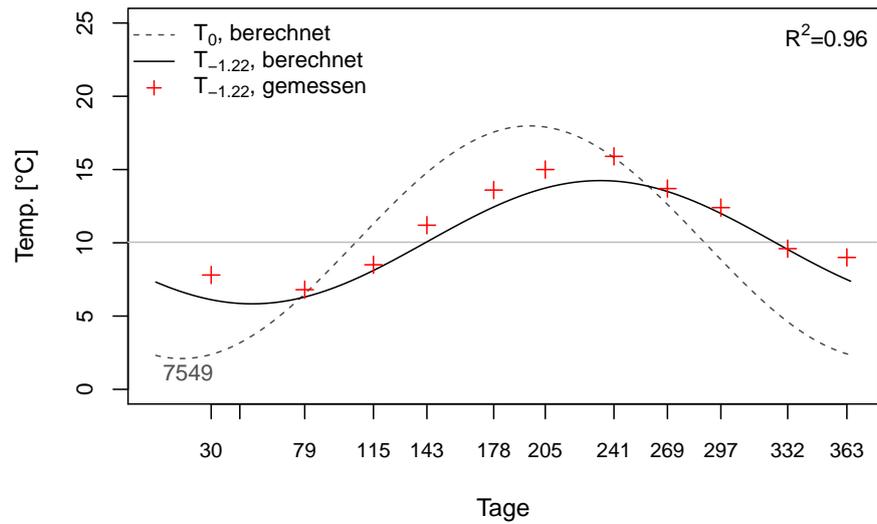
Die berechneten Monatsmitteltemperaturen der Potenzialoberfläche gehen in die transiente Wärmetransportmodellierung ein. Für beide Standorte werden ausgehend von der gemessenen Hintergrundtemperatur fünf identische Jahre simuliert und das letzte Jahr zur Bestimmung der Modellgüte ausgewertet.

**Modellaufbau** Die kleinskaligen Kalibrierungsmodelle wurden aus dem stationären Grundwasserströmungsmodell der Elbinsel abgeleitet. Sie sind in Hauptströmungsrichtung ausgerichtet und vertikal in 25 Schichten gegliedert. Die hydrostratigrafische Gliederung des Strömungsmodells wurde bei der Verfeinerung der Modellschichten beibehalten. Ebenfalls blieben die hydraulischen Eigenschaften im Vergleich zum Grundwasserströmungsmodell unverändert.

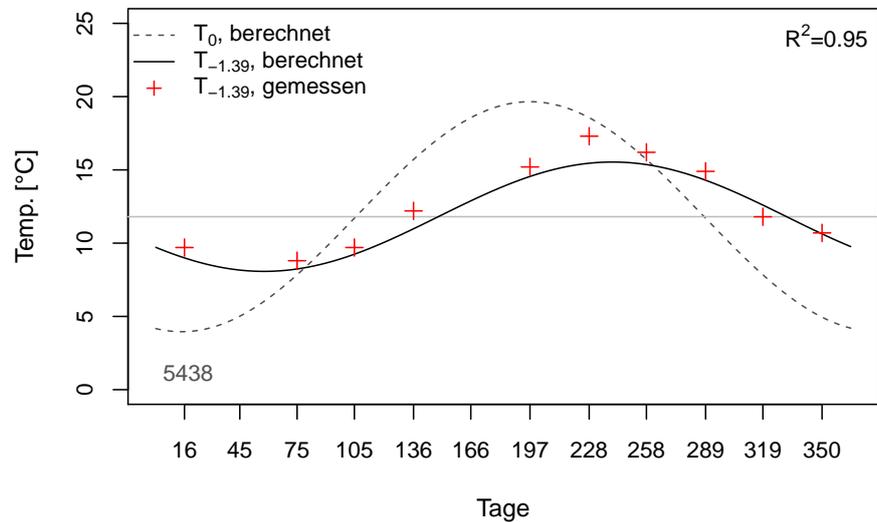
An den Modellrändern wurden feste Grundwasserpotenziale definiert, die für die entsprechenden Positionen aus dem großskaligen Strömungsmodell ausgelesen wurden. Auch die Drainage wurde in den Berechnungen berücksichtigt.

Als Temperaturrandbedingung am oberen Modellrand gilt die zuvor beschriebene transiente Temperaturrandbedingung. Am unteren Rand des Modells wurde die Hintergrundtemperatur als konstante Randbedingung definiert.

Die wesentlichen Modelleigenschaften und Randbedingungen beider Standorte gibt Tabelle 6.2 wieder. Eine Modellskizze kann Abbildung A.6 auf Seite 292 entnommen werden.



(a) Messstelle 7549



(b) Messstelle 5438

**Abbildung 6.8.:** Projizierte saisonale Temperaturen (1971-2000) an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials der Messstellen 7549 und 5438 im Vergleich mit monatlichen Messdaten (2012/2013).

**Tabelle 6.2.:** Randbedingungen der kleinskaligen Wärmetransportmodelle.

|                           | Länge<br>[m] | Breite<br>[m] | $T_{\text{Sohle}}$<br>[°C] | konst. $h$<br>[m ü. NN] | Drainagewasserstand<br>[m ü. NN] |
|---------------------------|--------------|---------------|----------------------------|-------------------------|----------------------------------|
| Modell um Messstelle 7549 | 400          | 200           | 10.1                       | 0.3, 0.21               | 0.10                             |
| Modell um Messstelle 5438 | 650          | 300           | 11.2                       | 0.14, 0.085             | -0.15                            |

Die Größe der Modelle ist bedingt durch lokale Strömungsverhältnisse. Über den Einströmrand würde eine Temperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  transportiert werden, die zu einer artifizialen Abkühlung im Grundwasser führte. Aus diesem Grund wurde auch entlang der hydraulischen Modellränder eine konstante Temperaturrandbedingung definiert. Die Kalibrierung erfolgte schließlich anhand der Änderung des thermischen Austauschkoeffizienten  $K_d$  sowie des thermischen Diffusionskoeffizienten  $D_m$ .

**Parameterbestimmung** In das Modell geht eine Vielzahl bodenthermischer Parameter ein. Diese wurden zunächst empirisch abgeschätzt und wenn notwendig im Kalibrierungsprozess angepasst.

Die thermische Leitfähigkeit lässt sich für Sand- und Tonböden wie folgt berechnen (*Kersten (1949)* in Hennings, 2008):

$$\lambda_{m,Sand} = 0.1442 \cdot (0.7 \cdot \lg(WG) + 0.4) \cdot 10 \cdot e^{0.6243 \cdot LD}, \quad (6.24)$$

$$\lambda_{m,Ton} = 0.1442 \cdot (0.9 \cdot \lg(WG) - 0.2) \cdot 10 \cdot e^{0.6243 \cdot LD}. \quad (6.25)$$

Darin sind  $WG$  der Wassergehalt und  $LD$  die Lagerungsdichte.

Zur Bestimmung der effektiven Wärmeleitfähigkeit im gesättigten Boden wurde der Wassergehalt der totalen Porosität gleichgesetzt. Ferner wurde die Wärmekapazität wie folgt abgeschätzt (Hennings, 2008):

$$\rho_m c_m = \left( \frac{72040 + 4190 \cdot \frac{WG}{LD}}{100 + \frac{WG}{LD}} \right) \cdot LD. \quad (6.26)$$

Da in die Berechnung des Austauschkoeffizienten  $K_d$  der Parameter  $c_s$  als spezifische Wärme der Bodenmatrix eingeht, wurde der Wassergehalt in Gleichung (6.26) zu Null gesetzt und das Ergebnis durch die Bodendichte geteilt. Die Porosität, Lagerungsdichte und Trockenrohddichte des Bodens sind neben der berechneten Wärmeleitfähigkeit und -kapazität sowie den abgeleiteten, kalibrierten Parametern in Tabelle 6.3 zusammengefasst.

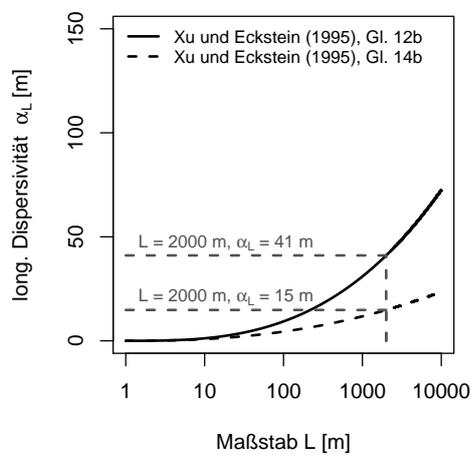
Zur Berechnung der longitudinalen Dispersivität wurden die Ansätze nach Schulze-Makuch, 2005 und Xu und Eckstein, 1995 verwendet, vergleiche Abschnitt 6.1. Anhand des stationären Grundwasserströmungsmodells wurden Fließlängen zwischen 300 m und 2000 m bestimmt. Der Zusammenhang zwischen dem Gebietsmaßstab und der longitudinalen Dispersivität beider Quellen ist in Abbildung 6.9 dargestellt. Beide Berechnungsmodelle ergeben eine maximale longitudinale Dispersivität von  $\alpha_L = 40$  m. Nach Xu und Eckstein, 1995 ist darüber hinaus auch ein Wert von  $\alpha_L = 15$  m möglich. Der Ansatz nach Schulze-Makuch, 2005 ergibt bei einer Fließlänge von 360 m  $\alpha_L = 10$  m.

**Tabelle 6.3.:** Verwendete bodenthermische Parameter.

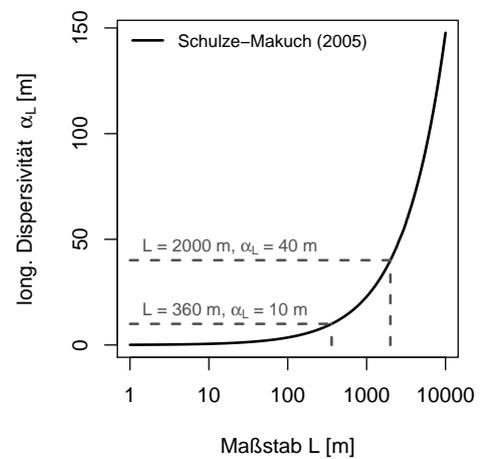
|      | $n$<br>[-] | $\rho_s$<br>[kg/m <sup>3</sup> ] | LD <sup>a</sup><br>[g/cm <sup>3</sup> ] | $\lambda_m$<br>[W/mK] | $c_s^b$<br>[kJ/kgK] | $K_d$<br>[L/mg]     | $D_m$<br>[m <sup>2</sup> /d] |
|------|------------|----------------------------------|---|-----------------------|---------------------|---------------------|------------------------------|
| Klei | 0.50       | 1300                             | 1.50                                    | 1.27                  | 0.831               | $2.0 \cdot 10^{-7}$ | 0.053                        |
| Sand | 0.38       | 2000                             | 1.95                                    | 3.20                  | 0.721               | $1.7 \cdot 10^{-7}$ | 0.175                        |

<sup>a</sup> Schneider, 1991

<sup>b</sup> Hennings, 2008



(a) Dispersivität nach Xu und Eckstein, 1995



(b) Dispersivität nach Schulze-Makuch, 2005

**Abbildung 6.9.:** Bestimmung der longitudinalen Dispersivität anhand des Gebietsmaßstabs nach Schulze-Makuch, 2005 und Xu und Eckstein, 1995.

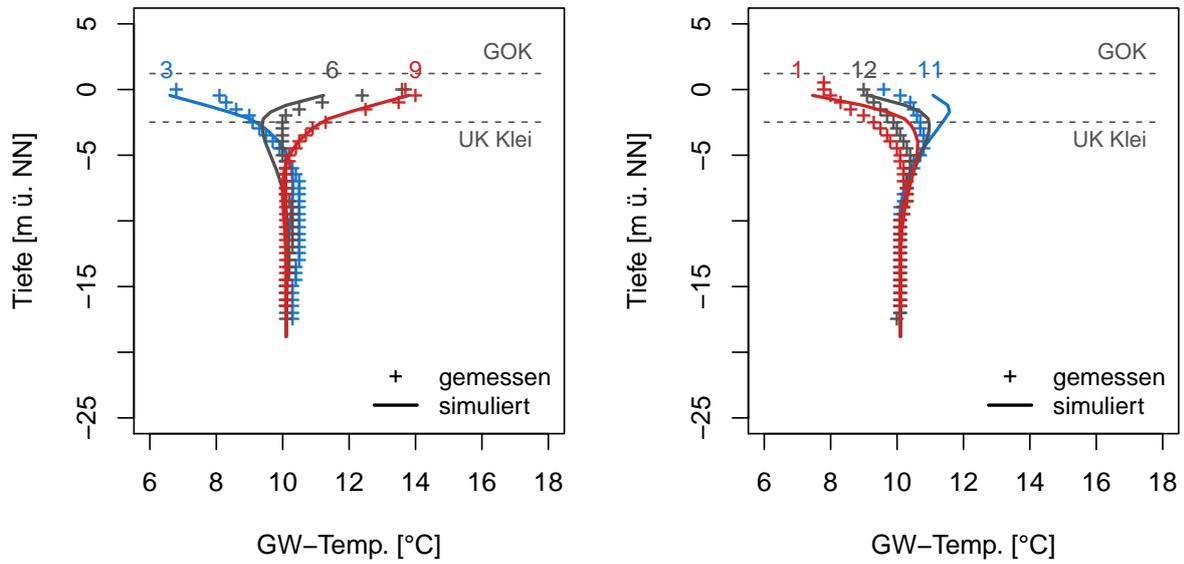
Im numerische Wärmetransportmodell wurde schließlich der von beiden Methoden bestätigte Wert von  $\alpha_L = 40$  m berücksichtigt und die transversale Dispersivität zu 10% der longitudinalen Dispersivität angenommen.

**Ergebnisse der Kalibrierung und Validierung** Die Beurteilung der Modellgüte erfolgt durch den Vergleich der Modellergebnisse mit monatlich gemessenen Temperaturprofile am Messstandort 7549, den Abbildung 6.10 und Abbildung 6.10 zeigen.

Für die Monate März, Juni und September zeigt Abbildung 6.10 (a) eine gute qualitative Übereinstimmung gemessener und simulierter Temperaturen über die gesamte Profiltiefe. Im Juni fallen die simulierten im Verhältnis zu den gemessenen Temperaturen am Übergang vom Grundwasserleiter zu den holozänen Marschenablagerungen geringer aus. Eine ähnliche Abweichung wird für die Wintermonate in Abbildung 6.10 (b) deutlich. Im April und für Juli bis Oktober ergeben sich vergleichbare Anpassungen wie im März und September, wie Abbildung A.8 in Abschnitt A.10.1 entnommen werden kann.

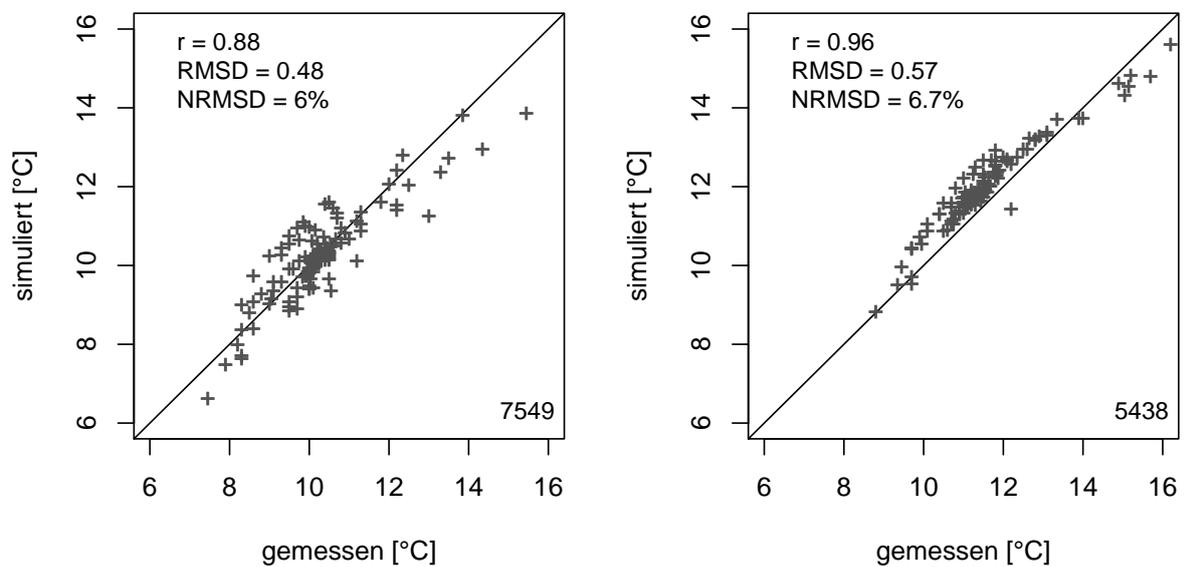
Die beobachtete Differenz zwischen Messungen und den Modellergebnissen erfolgt am Übergang der holozänen Marschenablagerungen zum Aquifer. Dies wird insbesondere in Monaten deutlich, in denen die Simulationen einen stark geschwungenen Verlauf zeigen. Zum einen kann dies auf die Abbildung der saisonalen Temperaturschwankungen am oberen Modellrand zurückgeführt werden, wie beispielsweise für Juni und November aus Abbildung 6.10 (a), Abbildung 6.10 (b) und Abbildung 6.8 (a) hervorgeht. Zum anderen kann der Messprozess für den abweichenden Verlauf der gemessenen Werte verantwortlich gemacht werden. Das Niederbringen der Messsonde erzeugt Turbulenzen und eine Verdrängung, die zu einem Verschmieren der Temperaturen führen können. Der Einfluss einer Grundwasserneubildung auf die Wintertemperaturen im oberen Grundwasserleiter und ein resultierendes Abkühlen werden aufgrund der geringen hydraulischen Durchlässigkeit der holozänen Marschenablagerungen, des im Winter aufgrund des Elbeinflusses potenziell höher anstehenden Grundwasserpotenzials und der Wirkung des Entwässerungssystems als unwahrscheinlich eingeschätzt. Durch saisonal schwankende Wassergehalte im Oberboden und daraus resultierende veränderte Bodenparameter sind Abweichungen möglich. Instationaritäten maßgeblicher Parameter wurden in den Untersuchungen jedoch unberücksichtigt gelassen.

Mit einer Standardabweichung der Differenz (RMSD) von  $0.48^\circ\text{C}$  und einer normierten mittleren Abweichung (NRMSD) von  $<10\%$  zeigen die modellierten Temperaturen eine gute Übereinstimmung mit gemessenen Temperaturen. Dies geht für den Messstandort 7549 aus Abbildung 6.10 (c) hervor. Das Ergebnis wird vom Validierungslauf 5438 mit einer Standardabweichung von  $0.57^\circ\text{C}$  und einem mittleren, normierten Fehler von ebenfalls  $<10\%$  bestätigt. Abbildung 6.10 (d) lässt eine vergleichsweise geringere Streuung für das Modell am Messstandort 5438 erkennen. Es stellt sich hier jedoch eine systematische



(a) Profilvergleich 7549 (März, Juni, September)

(b) Profilvergleich 7549 (November, Dezember, Januar)



(c) Mittlere Modellschichttemperatur 7549 (alle Monate)

(d) Mittlere Modellschichttemperatur 5438 (alle Monate)

**Abbildung 6.10.:** Ergebnisse der Modellkalibrierung für ausgewählte Monate am Messtandort 7549 und Gegenüberstellung gemessener und simulierter monatlicher Mitteltemperaturen auf Modelllayerbasis für die Beobachtungspunkte 7549 und 5438; UK = Unterkante.

**Tabelle 6.4.:** Güteparameter für Jahresmittelwerte der Untergrundtemperatur und saisonale Temperaturschwankungen im kleinskaligen Transportmodell am Standort 7549.

| Parameter                             | Änderung [%] | NRMSD [%] | RMSD [°C] | MD [°C] | Verhältnis  NRMSD/Änderung |
|---------------------------------------|--------------|-----------|-----------|---------|----------------------------|
| <i>Jahresmittelwert</i>               |              |           |           |         |                            |
| $\alpha_L = 0$                        | -100.0       | 8.1       | 0.05      | -0.05   | 0.08                       |
| $\alpha_L = 80$                       | +100.0       | 2.1       | 0.01      | 0.01    | 0.02                       |
| $D_{m,Klei} = 0.048$                  | -10.0        | 1.1       | 0.00      | 0.00    | 0.11                       |
| $D_{m,Klei} = 0.175$                  | +230.0       | 12.0      | 0.01      | 0.01    | 0.05                       |
| $D_{m,Sand} = 0.240$                  | +37.0        | 5.6       | 0.01      | 0.00    | 0.15                       |
| <i>Saisonale Schwankungen Layer 7</i> |              |           |           |         |                            |
| $\alpha_L = 0$                        | -100.0       | 7.8       | 0.14      | -0.07   | 0.08                       |
| $\alpha_L = 80$                       | +100.0       | 6.4       | 0.12      | 0.03    | 0.06                       |
| $D_{m,Klei} = 0.048$                  | -10.0        | 2.2       | 0.05      | -0.01   | 0.22                       |
| $D_{m,Klei} = 0.175$                  | +230.0       | 12.0      | 0.45      | 0.06    | 0.05                       |
| $D_{m,Sand} = 0.240$                  | +37.0        | 2.2       | 0.05      | 0.00    | 0.06                       |

Überschätzung der simulierten gegenüber der gemessenen Temperaturen ein. Diese lässt sich auf die gewählten Temperaturrandbedingungen zurückführen. Weitere ausgewählte Ergebnisse der Modellvalidierung zeigt Abbildung A.7.

Aus den Ergebnissen der Kalibrierung und Validierung geht hervor, dass das Modell MT3DMS für die Modellierung des Wärmetransports verwendet werden kann. Ferner ist anhand der kalibrierten Modellparameter  $D_m$  und  $K_d$  (Tabelle 6.3) eine gute Abbildung gemessener Temperaturen sowie deren zeitliche Verläufe mit dem Modell möglich. Sie wurden daher in die weitergehende dreidimensionale Wärmetransportmodellierung übernommen.

**Sensitivität** Basierend auf ausgewählten Ergebnissen der Modellkalibrierung kann die Sensitivität des Modells hinsichtlich der longitudinalen Dispersivität sowie des thermischen Diffusionskoeffizienten von Klei und Sand abgeleitet werden. Die dazu verwendeten Parameter sind in Tabelle 6.4 für das mittlere Temperatureprofil 2012/2013 und bezogen auf die Saisonalität in der Modellschicht 7 wiedergegeben, die den Übergang zwischen den holozänen Marschenablagerungen und dem Grundwasserleiter repräsentiert. Wie zuvor erläutert werden in diesem Bereich die größten Differenzen zwischen gemessenen und simulierten Temperaturen beobachtet.

Anhand der Standardabweichung (RMSD) sowie der normierten Standardabweichung im Verhältnis zur Parameteränderung wird deutlich, dass das Wärmetransportmodell wenig

sensitiv auf die veränderten Parameter reagiert. Die größten Änderungen werden infolge vereinheitlichter thermischer Diffusionskoeffizienten von Klei und Sand erzielt. Der thermische Diffusionskoeffizient ist, wie in Gleichung (6.21) definiert, von der thermischen Leitfähigkeit des gesättigten Bodens und der volumetrischen Wärmekapazität des Porenwassers abhängig. Die thermische Leitfähigkeit des gesättigten Bodens wird anhand der Porosität aus den Einzelwerten für das Porenwasser und die Bodenmatrix gewichtet. Sowohl die Wärmekapazität des Wassers als auch die thermische Leitfähigkeit sind im betrachteten Temperaturspektrum Konstanten. Im Wesentlichen ist die Porosität für die Variabilität des Diffusionskoeffizienten maßgeblich. Die Ergebnisse bestätigen die in Abschnitt 6.1 erläuterten theoretischen Zusammenhänge.

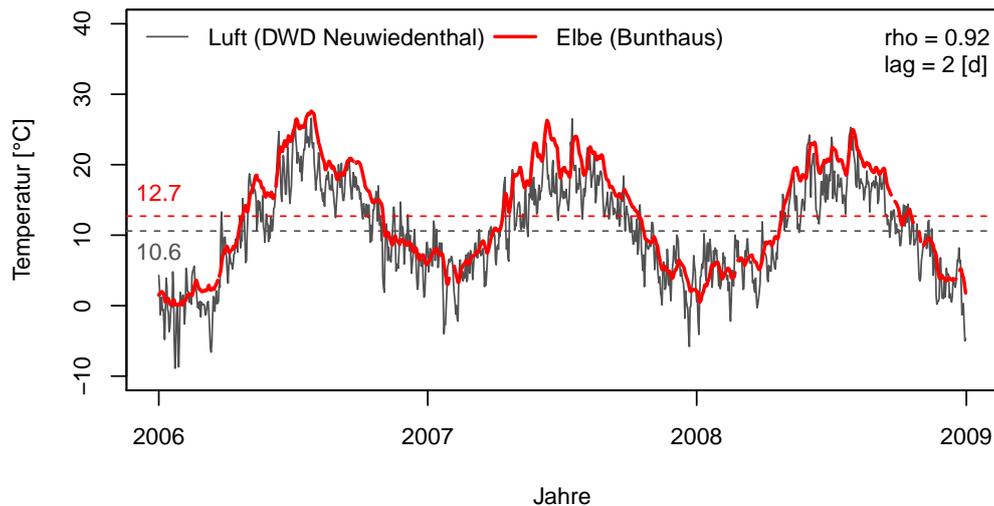
Einen maßgeblichen Einfluss auf die Temperaturverteilung und Wärmeausbreitung hat die Wahl der Temperaturreandbedingungen, da diese den Temperaturgradienten bedingen. Ferner bestimmt der saisonale Impuls an der Potenzialoberfläche die Mitteltemperatur und die Ausgangsamplitude.

#### **6.4.2. Regressionsanalyse zwischen Luft- und Elbwassertemperaturen**

Die Elbwasserstände wirken als hydraulisches Randpotenzial auf das oberflächennahe Grundwasser der entwässerten Elbmarsch. Durch den Zustrom von Elbwasser wird Wärme konvektiv in den oberflächennahen Grundwasserleiter eingetragen. Dieser Prozess wird durch einen potenziellen Elbwasseranstieg unter der Wirkung des Klimawandels verstärkt. Die numerische Wärmetransportmodellierung zur Bestimmung des Klimawandeleinflusses auf das thermische Untergrundregime bedarf einer für die Elbe gültige Temperaturreandbedingung, die auch zukünftig mögliche Elbwassertemperaturen beschreibt. Aufgrund der Ähnlichkeit zwischen der am DWD Standort Neuwiedenthal gemessenen Lufttemperaturen und der am Pegel Bunthaus aufgezeichneten Elbwassertemperaturen wird ein empirischer Zusammenhang ermittelt, der eine Projektion der Elbwassertemperaturen anhand von Klimamodellergebnissen ermöglicht.

Das Vorgehen beruht auf der Annahme, dass die Anpassung gemessener Daten auch in der Zukunft gültig ist. Ebenso wird davon ausgegangen, dass mögliche externe Quellen sich zukünftig in derselben Weise auf die Elbwassertemperaturen auswirken.

**Gegenwärtige Elbwassertemperaturen** Am Elbpegel Bunthaus werden die Wassertemperaturen als Güteparameter einen Meter unterhalb der Wasseroberfläche aufgezeichnet. Aufgrund der Tidedynamik und der wechselnden Wassertiefe werden eine ständige Durchmischung und über die Wassertiefe einheitliche Wassertemperaturen angenommen. Im Mündungsbereich der Elbe aufgezeichnete Temperaturtiefenprofile der Nordsee in 1999



**Abbildung 6.11.:** Vergleich gemessener Tagesmitteltemperaturen der Jahre 2006 bis 2008 in der Luft am DWD Standort Neuwiedenthal und in der Elbe am Pegel Bunthaus;  $\rho$  = Korrelationskoeffizient, lag = Phasenverschiebung; Messdatengrundlage: DWD, WSV (Wasser- und Schifffahrtsverwaltung)

bestätigen diese Annahme. Sie zeigen in allen beobachteten Tiefen ausgeprägte saisonale Temperaturschwankungen und eine kurzfristige maximale Temperaturdifferenz von etwa  $2.0^{\circ}\text{C}$  über eine Tiefe von 17 m (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2016).

In Abbildung 6.11 sind über die Jahre 2006 bis 2008 gemessene Tagesmitteltemperaturen des Elbwassers und der Luft am DWD Standort Neuwiedenthal dargestellt. Darin wird die Übereinstimmung sowohl des zeitlichen Verlaufs als auch der saisonalen Schwankungsamplitude beider Messdatensätze deutlich. Quantifiziert wird die Ähnlichkeit anhand der geringen Phasenverschiebung von 2 Tagen und einem Korrelationskoeffizient von 0.99. In dem betrachteten Zeitraum lag die Elbmitteltemperatur  $2^{\circ}\text{C}$  über der mittleren Lufttemperatur. Während die Temperaturmaxima in den Jahren 2006 bis 2008  $26.7^{\circ}\text{C}$  in der Luft beziehungsweise  $27.6^{\circ}\text{C}$  in der Elbe betragen, fielen die Minimaltemperaturen in der Luft im Vergleich zum Elbwasser deutlich geringer aus. Diese Beobachtung ist auf die hohe Wärmekapazität von Wasser und die damit einhergehende Wärmespeicherung zurückzuführen (Webb und Nobilis, 1997).

Der Deutsche Wetterdienst, 1996 weist darauf hin, dass die Wassertemperaturen der Elbe zwischen der Mündung und dem Wehr in Geesthacht steigen, was neben der Änderung des zu erwärmenden Wasservolumens mit der Einleitung von Kühlwasser und einer anthropogenen Wärmebelastung begründet wird. Als Grund für die erhöhten Elbwassertemperaturen bei Geesthacht nennt der Deutsche Wetterdienst, 1996 den Betrieb des Kraftwerks Krümmel. Für den Pegel Bunthaus, der sich im Unterwasser des Kraftwerks befindet, kann eine

Beeinflussung durch Kühlwasser beziehungsweise aufgrund der tideabhängig wechselnden Strömungsbedingungen durch die im Hamburger Hafen stattfindenden Wärmebelastung nicht ausgeschlossen werden. Die in 2006 gemessenen Temperaturen zeigen im Vergleich zu den späteren Jahren keine deutliche Abweichung. Der Einfluss des Reaktors ist somit entweder nicht mehr nachweisbar, Kühlwassereinleitungen spielen keine Rolle oder eine andere Wärmequelle, die in allen Jahren gleichermaßen wirkt, ist für erhöhte Temperaturen verantwortlich.

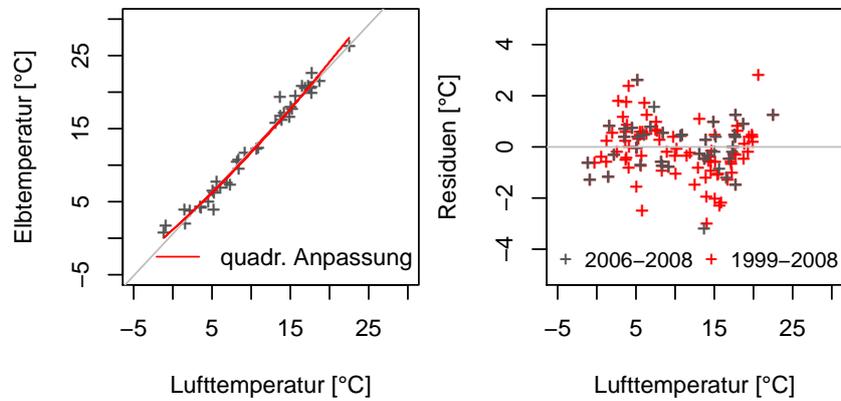
**Empirischer Zusammenhang zwischen der Luft- und Elbwassertemperatur** In der Vergangenheit wurden bereits Regressionsmodelle erfolgreich eingesetzt, um auf der Basis wöchentlicher und monatlicher Mitteltemperaturen der Luft Wassertemperaturen abzuleiten (Caissie, 2006) (Webb und Nobilis, 1997). Das Verfahren wurde angewandt, um die Beziehung zwischen monatlichen Elbwasser- und Lufttemperaturen im Zeitraum 2006-2008 zu analysieren. Mit der Methode wird kein kausaler Zusammenhang zwischen den Größen hergestellt. Es wird jedoch der Umstand ausgenutzt, dass die Luft- und Wassertemperaturen saisonal ähnlich auf Änderungen in der Energiebilanz sowie externe Einflüsse reagieren (Webb und Nobilis, 1997).

Die Monatsmitteltemperaturen der Elbe sind den Lufttemperaturen in Abbildung 6.12 (a) gegenübergestellt. Während sich die Luft- und Elbwassertemperaturen in einem mittleren Temperaturbereich zwischen 5°C und 25°C nahezu entsprechen, ist insbesondere für tiefere Lufttemperaturen eine erhöhte Elbwassertemperatur erkennbar. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, wurde eine quadratische Gleichung an die gemessenen Wertepaare angepasst. Die empirische Funktion lautet:

$$T_{Elbe, fm} = 0.00892174 \cdot T_{Luft, m}^2 + 0.965928553 \cdot T_{Luft, m} + 1.162319569, \quad (6.27)$$

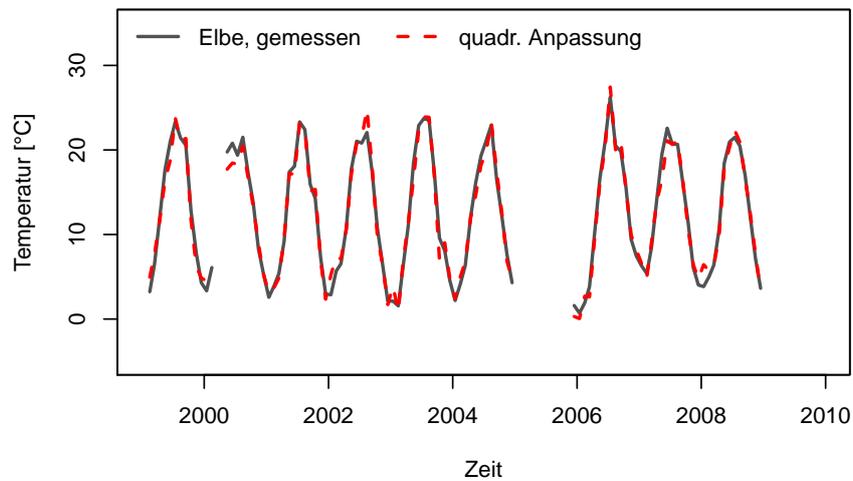
mit  $T_{Luft, m}$  Monatsmittelwert der Lufttemperatur (in 2 m Höhe) und  $T_{Elbe, fm}$  berechneter Monatsmittelwert der Elbwassertemperatur. Der Verlauf dieser Funktion ähnelt einer linearen Anpassung mit einer Steigung nahe 1 und einem Achsenabschnitt von etwa 1.2°C. Der Zusammenhang zwischen gemessenen Luft- und Wassertemperaturen ist von weiteren Größen, wie dem Abfluss oder Wechselwirkungen mit dem Grundwasser, abhängig (Caissie, 2006). Die für die Elbe am Pegel Bunthaus zu beobachtende Steigung sowie der Achsenabschnitt nahe 0°C weisen darauf hin, dass keine Beeinflussung der Wassertemperatur durch infiltrierendes Grundwasser erfolgt. Diese Eigenschaften der am Pegel Bunthaus ermittelten Funktion sind für Gewässer ohne Grundwassereinfluss charakteristisch (Caissie, 2006). Aufgrund der Entwässerung und der daraus resultierender Verhältnisse ist dieser Schluss plausibel.

Die Differenzen zwischen gemessenen und gefitteten Elbwassertemperaturen zeigt Ab-



(a) Monatsmitteltemperaturen 2006-2008

(b) Residuen (gefittet-gemessen)



(c) Validierung, gesamter Messzeitraum

**Abbildung 6.12.:** Berechnete Monatsmitteltemperaturen der Elbe anhand mittlerer gemessener Lufttemperaturen und Validierung der Berechnungsergebnisse; Messdatengrundlage: DWD, WSV.

**Tabelle 6.5.:** Vergleich der berechneten Elbwassertemperaturen und der Bias-korrigierten mittleren Lufttemperaturen für das Referenzszenario und ausgewählte Zukunftsszenarien.

|                 | Szenario   | Zeitscheibe | Elbe [°C] | Luft [°C] |
|-----------------|------------|-------------|-----------|-----------|
| Referenz        | DWD        | 1971-2000   | 11.2      | 9.3       |
| Minimalszenario | REMO B1 1  | 2071-2100   | 13.3      | 11.2      |
| Maximalszenario | REMO A1B 2 | 2071-2100   | 14.5      | 12.4      |

bildung 6.12 (b). Der mittlere Fehler für den Kalibrierungszeitraum (2006-2008) beträgt  $0.0^{\circ}\text{C}$  und für die gesamte zur Verfügung stehende Messreihe  $-0.09^{\circ}\text{C}$ . Die geringen Abweichungen bestätigen die aus der Abbildung ableitbare Annahme, dass gemessene und berechnete Elbwassertemperaturen über das gesamte Spektrum der Lufttemperaturen kaum von einander abweichen und die Berechnung keinen systematischen Fehler erzeugt. Eine gute Anpassung der saisonalen Verläufe berechneter und monatlich gemessener Elbwassertemperaturen geht ferner aus Abbildung 6.12 (c) hervor. Die gute qualitative Übereinstimmung wird durch einen Korrelationskoeffizienten von 0.99 sowie eine Standardabweichung (RMSD) von  $1.02^{\circ}\text{C}$  und ein normierter mittlerer Fehler (NRMSD) von 4% bestätigt.

**Temperaturszenarien der Elbe** Für den Referenzzeitraum (1971-2000) sowie ausgewählte Zukunftsszenarien (2071-2100) wurden mit der Gleichung (6.27) mittlere Elbwassertemperaturen bestimmt. Die Ergebnisse der Berechnungen sind in Tabelle 6.5 neben mittleren Lufttemperaturen der Szenarien zusammengefasst.

Die beobachtete Differenz zwischen Elbwasser- und Lufttemperaturen von  $2.0^{\circ}\text{C}$  wird daran auch für die Zukunft deutlich. Die Annahme eines quadratischen Zusammenhangs in Gleichung (6.27) führt zu keiner wesentlichen Überschätzung der Elbwassertemperaturen in der Zukunft.

Der für die Elbe unter Klimawandeleinfluss berechnete Temperaturanstieg ist im Vergleich zu anderen Studien jedoch größer. Van Vliet u. a., 2011 untersuchten für 157 Fließgewässer weltweit den Einfluss systematischer Lufttemperatur- und Abflussänderungen auf die Wassertemperatur. Dabei nahmen die mittleren Jahreswassertemperaturen zwischen  $1.3^{\circ}\text{C}$  und  $3.8^{\circ}\text{C}$  bei einer Lufttemperaturänderung von  $2.0^{\circ}\text{C}$  bis  $6.0^{\circ}\text{C}$  zu. Eine Verringerung des Oberflächenabflusses um -20% beziehungsweise -40%, der zu einer verringerten volumetrischen Wärmekapazität aufgrund des geringeren Wasservolumens und einer resultierenden stärkeren Wassererwärmung führt, ergab eine zusätzliche Wassertemperaturzunahme von  $0.3^{\circ}\text{C}$  respektive  $0.8^{\circ}\text{C}$  (Van Vliet u. a., 2011). Morrill u. a., 2005 berichten eine Zunahme berechneter Wassertemperaturen um  $0.6^{\circ}\text{C}$  bis  $0.8^{\circ}\text{C}$  je  $1.0^{\circ}\text{C}$  Lufttemperaturzunahme für 43 nordamerikanische und europäische Flüsse.

Die Studien haben gemeinsam, dass sie zur Beschreibung der Temperaturbeziehung von Luft und Wasser ein nichtlineares Regressionsverfahren nach Mohseni u. a., 1998 auf Basis wöchentlicher Temperaturmittelwerte verwendeten. Das Modell beschreibt eine S-Form, bei der mit zunehmender Lufttemperatur die Steigung der Wassertemperatur abflacht. Dieses Verhalten trägt dem Umstand Rechnung, dass bei zunehmenden Lufttemperaturen die verstärkte Verdunstung an der Wasseroberfläche eine kühlende Wirkung zeigt (Mohseni u. a., 1998). Caissie, 2006 weist drauf hin, dass zu dem Zeitpunkt in keiner Studie das Verfahren auch auf monatliche Daten angewendet wurde. Er argumentiert, dass der kurzfristige Kühleffekt heraus gemittelt würde und somit ein linearer Ansatz zur Beschreibung der Beziehung auf Grundlage monatlicher Daten präferiert würde. Die umfangreichen Untersuchungen von Van Vliet u. a., 2011 und Morrill u. a., 2005 zeigen Unterschiede hinsichtlich des berechneten Klimawandelsignals in den betrachteten Oberflächengewässern. Während die Ergebnisse von Van Vliet u. a., 2011 eine Wassertemperaturänderung zeigen, die zu 60% der Lufttemperaturänderung entspricht, weisen die von Morrill u. a., 2005 bestimmten Wassertemperaturzunahmen Anteile von 60% bis 80% auf. Daran wird die von Caissie, 2006 betonte Standortabhängigkeit der Regressionsmodelle deutlich, die eine Übertragbarkeit auf andere Gebiete unmöglich macht.

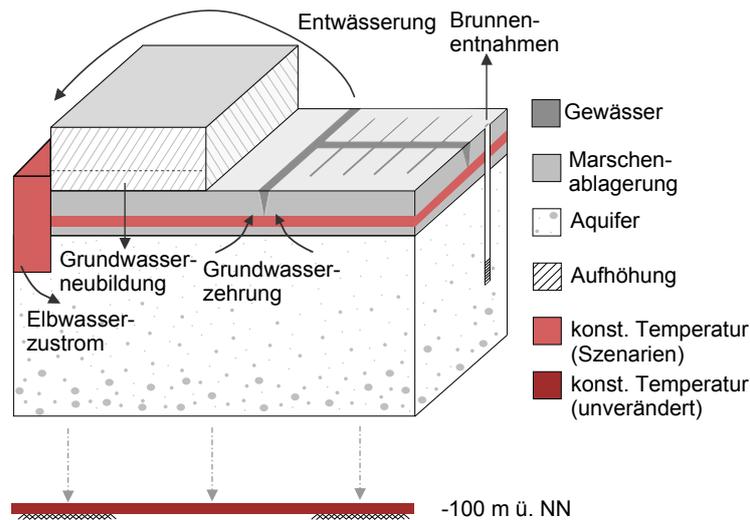
Vor diesem Hintergrund und aufgrund der guten Anpassung in der Gegenwart werden die berechneten Temperaturszenarien der Elbe für die Wärmetransportmodellierung als hinreichend genau angesehen.

### 6.4.3. Beschreibung des 3D-Wärmetransportmodells

Für die Wärmetransportmodellierung wurde das zugrundeliegende Grundwasserströmungsmodell strukturell modifiziert und erweitert. Ferner wurden zusätzlich Temperaturrandbedingungen festgelegt. Das konzeptionelle Wärmetransportmodell zeigt Abbildung 6.13.

Die hydrogeologischen Einheiten sowie deren Verteilung und Mächtigkeit blieben auch für das Wärmetransportmodell bestehen. Die Modellschichten wurden verfeinert und das Modell in die Tiefe fortgesetzt. Auf diese Weise konnte der thermische Gradient abgebildet und eine untere Temperaturbedingung integriert werden. Die Vorgabe der Temperatur an der Grundwasserleitersohle würde zu einschränkend wirken und das Ergebnis in dem geringmächtigen oberflächennahen Grundwasserleiter zu stark beeinflussen. Das Wärmetransportmodell reicht bis in eine Tiefe von -100 m ü. NN und umfasst 25 Modellschichten. Die Parametrisierung der Transportparameter entspricht den kalibrierten kleinskaligen Transportmodellen, vergleiche Abschnitt 6.4.1. Die für den tiefen Untergrund verwendeten Parameter gibt Tabelle A.14 auf Seite 294 wieder.

Die verwendeten Temperaturrandbedingungen der thermischen Modellierung sind in Abbildung 6.14 dargestellt. Die auf die Grundwasserpotenzialoberfläche projizierte Oberflä-



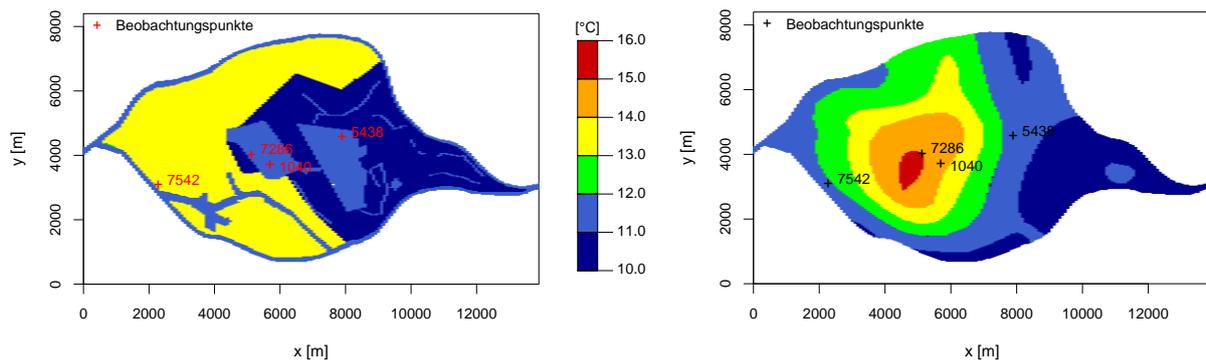
**Abbildung 6.13.:** Konzeptionelles dreidimensionales Wärmetransportmodell für den oberflächennahen Untergrund Wilhelmsburgs.

chentemperatur des Referenzzustands (1971-2000) geht aus Abbildung 6.14 (a) hervor. In den drei berücksichtigten Flächennutzungsklassen Grünland, Wohn- sowie Hafennutzung wurden entsprechend der in Kapitel 5 erläuterten Szenarien Potenzialoberflächentemperaturen von  $10.65^{\circ}\text{C}$ ,  $11.51^{\circ}\text{C}$  und  $13.5^{\circ}\text{C}$  angenommen. Ferner wurde eine konstante Elbwassertemperatur von  $11.2^{\circ}\text{C}$  berücksichtigt und ausgehend von einer Anfangsbedingung von  $10.6^{\circ}\text{C}$  ein Zeitraum von 400 Jahren simuliert.

Für die Zukunftsszenarien wurde der Elbe eine anhand des empirischen Ansatzes aus der Lufttemperatur ermittelte Temperatur szenarienabhängig zugewiesen, vergleiche Abschnitt 6.4.2.

Die Temperaturen am unteren Modellrand gehen aus Abbildung 6.14 (b) hervor und liegen zwischen  $10.5^{\circ}\text{C}$  und  $15.5^{\circ}\text{C}$ . Die Temperaturverteilung in dieser Tiefe stammt aus einem stationären Temperaturmodell des mitteltiefen und tiefen Untergrunds im Hamburger Stadtgebiet (Damerau, 2013). Die Zunahme der Temperaturen erfolgt konzentrisch um eine zentrale Wärmeinsel im Bereich der Wilhelmsburger Rinne. Damerau, 2013 argumentiert, dass diese Wärmeanomalie innerhalb der Rinne durch den Druckausgleich und dem damit verbundenen Grundwasseraufstieg zwischen den unteren und oberen Braunkohlesanden konvektiv entsteht.

Da die Temperaturrandbedingung in der Tiefe im Bereich der Wilhelmsburger Rinne wesentlich durch den tiefen Untergrund beeinflusst wird und allein unterhalb der Grünlandflächen von einem klimatischen Einfluss auszugehen ist, wird die Randbedingung unverändert in allen Modellszenarien berücksichtigt.



(a) Oberer Temperaturrandbedingung

(b) Temperaturrandbedingung bei -100 m ü. NN (nach Damerau, 2013)

**Abbildung 6.14.:** Temperaturrandbedingungen am oberen und unteren Rand des dreidimensionalen Temperaturmodells im DWD Referenzzustand (1971-2000).

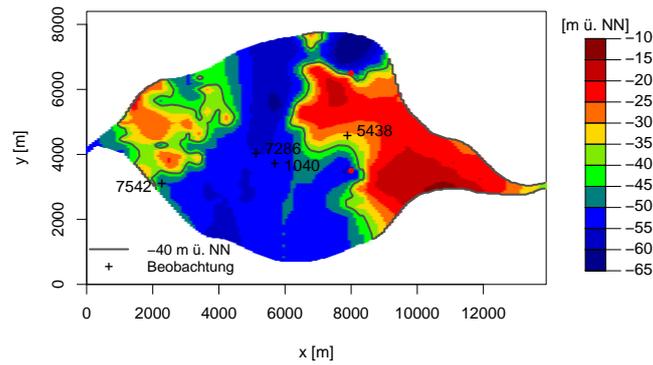
## 6.5. Modellergebnisse des thermischen Referenzzustands (1971-2000)

Das dreidimensionale Wärmetransportmodell wurde auf Basis des stationären Strömungsmodells zur Bestimmung eines thermischen Referenzzustands (1971-2000) betrieben. Unter konstanten Randbedingungen stellt sich nach 342 simulierten Jahren ein thermischer Gleichgewichtszustand im Grundwasserleiter ein. Die resultierende Temperaturverteilung stellt die Grundlage zur Beurteilung klimabedingter Temperaturänderungen im Grundwasserleiter dar. Siedlungsentwicklungen und sich dadurch ändernde Bedingungen an der Bodenoberfläche blieben im Modell ebenso wie lokal wirkende Randbedingungen unberücksichtigt.

Im Folgenden wird zunächst auf die maßgeblichen Einflussgrößen und Systemcharakteristika eingegangen. Einen großen Einfluss auf die Temperaturverteilung im Grundwasser haben die Randbedingungen. Aus diesem Grund steht die Sensitivität des Referenzzustands hinsichtlich der Temperaturrandbedingungen im Fokus der Untersuchung. Abschließend wird die Modellgüte anhand gemessener Temperaturprofile bewertet.

### 6.5.1. Charakterisierung der Einflussgrößen auf das Temperaturfeld

Neben den geothermischen Parametern sind insbesondere die hydraulischen Bedingungen sowie resultierende Temperaturgradienten für den Wärmetransport und die Temperaturverteilung im Untergrund maßgeblich. Ihre Kenntnis ist für die Interpretation der Trans-



**Abbildung 6.15.:** Lage der Sohle des oberflächennahen Grundwasserleiters; rote Punkte markieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt.

portmodellergebnisse bedeutend, daher werden sie nachfolgend für den Referenzzustand der Elbinsel Wilhelmsburg im Einzelnen erläutert.

**Ort der Beurteilung** Zur Beurteilung der thermischen Beeinflussung des oberflächennahen Grundwassers durch den Klimawandel ist die Ausprägung der Temperaturänderung an der Potenzialoberfläche im Untergrund von Interesse. Geometrisch ist die Grundwasserleitersohle am weitesten von der oberen Temperaturreandbedingung entfernt. Setzt sich ein Temperaturimpuls an der Oberfläche bis in ihre Tiefe fort, wird der gesamte Grundwasserleiter durch den Klimawandel beeinflusst. Aus diesem Grund wird als Ort der Beurteilung zur Untersuchung der Temperaturverteilung im Referenzzustand sowie unter Klimawandeleinfluss die unterste Modellschicht (Layer 17) des Grundwasserleiters herangezogen. Die Sohlage des oberflächennahen Grundwasserleiters ist in Abbildung 6.15 für die Elbinsel Wilhelmsburg dargestellt. Sie weist eine starke Variabilität auf, vergleiche Kapitel 4. Im Bereich der Wilhelmsburger Rinne, die gleichzeitig erhöhte Temperaturen zeigt, werden deutlich größere Tiefen erreicht, als außerhalb der Rinne. Zwischen der Grundwasserleiteroberfläche und der gezeigten Aquifersohle verlaufen die Modellschichten daher mit variierender Unterkante und Mächtigkeit. Da auf die Potenzialoberfläche bezogen unterschiedliche Abstände zum Schichtmittelpunkt herrschen, kann das ermittelte Klimasignal innerhalb einer Modellschicht trotz vergleichbarer Rand- und Rahmenbedingungen unterschiedlich stark ausfallen.

Nachfolgend wird für die Abgrenzung tiefer und flacher Bereiche vereinfachend eine Höhenlinie bei -40 m ü. NN dargestellt. Ferner sind in Abbildung 6.15 zwei Positionen markiert, an denen die Sohle lokal steil ansteigt. Auf ihre Bedeutung wird in späteren Abschnitten näher eingegangen werden.

**Grundwasserströmungsgeschwindigkeit** Die *Darcy*-Geschwindigkeit beeinflusst die Richtung und Wirkung der Konvektion und thermischen Dispersion im Untergrund. Sie leitet sich unter Berücksichtigung der effektiven Porosität aus der in Abbildung 6.16 (a) und (b) gezeigten Abstandsgeschwindigkeit ab. Grau markierte Flächen im Bereich der Grundwasserentnahme geben höhere als in der Farbskala definierte Geschwindigkeiten wieder.

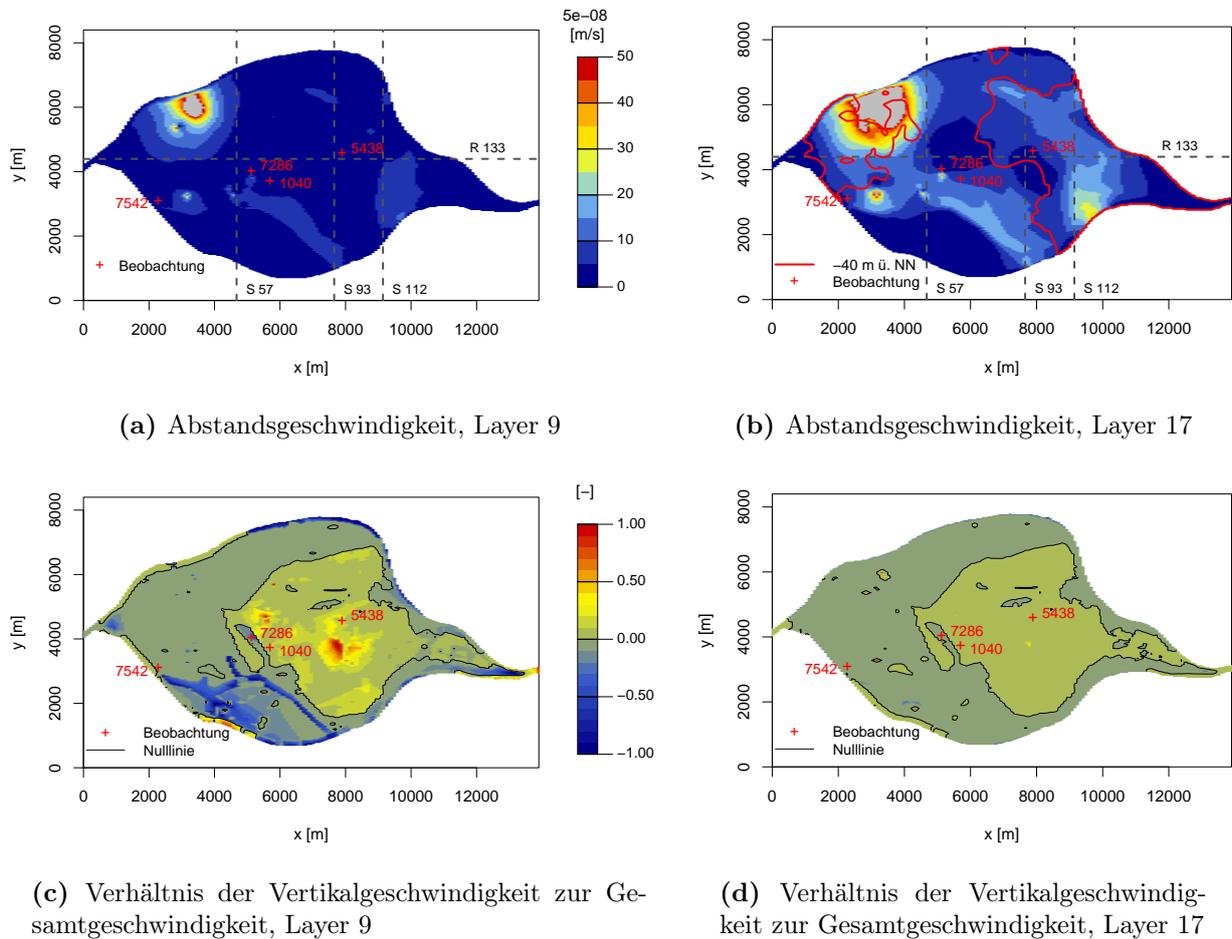
Für den oberen Grundwasserleiter (Layer 9) zeichnet sich in Abbildung 6.16 (a) eine gleichförmige Strömung außerhalb des Einflussbereichs der Grundwasserentnahme ab. In Abschnitten, in denen ein guter hydraulischer Kontakt zwischen der Elbe und dem Grundwasser besteht und ein aufgrund niedriger Entwässerungsstände größerer hydraulischer Gradient herrscht, werden ebenfalls erhöhte Geschwindigkeiten deutlich.

Im Vergleich dazu sind die Abstandsgeschwindigkeiten an der Grundwasserleitersohle (Layer 17) in Abbildung 6.16 (b) höher und inhomogener, was auf den Zufluss aus der Elbe und die bessere hydraulische Leitfähigkeit der tieferen stratigrafischen Einheit zurückgeführt wird. Die beschleunigten Geschwindigkeiten zeigen sich in denselben Zonen wie im oberen Grundwasserleiter. Geringe Geschwindigkeiten sind im Zentrum der Insel, bedingt durch das Entwässerungssystem, sowie im Bereich der Grundwasserscheide zwischen dem Einzugsgebiete der Brunnen und der Entwässerung erkennbar. Im Bereich der Hohen Schaar am südlichen Modellrand ist das Fließsystem wiederum von dem geringen hydraulischen Gradienten zwischen der Süderelbe und dem Reiherstieg abhängig, was ebenfalls eine langsame Grundwasserströmung zur Folge hat.

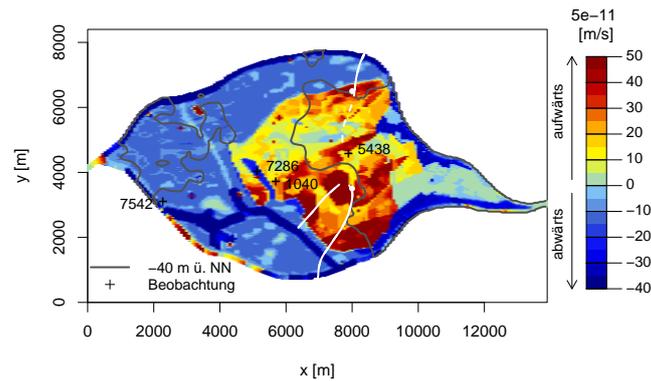
Für den unteren Grundwasserleiter ist das Verhältnis der vertikalen Komponente der Abstandsgeschwindigkeit zur resultierenden Absolutgeschwindigkeit in Abbildung 6.16 (d) dargestellt. Daraus geht ein horizontal durchströmtes Fließsystem mit einer relativ kleinen vertikalen Komponente hervor. Dennoch sind die abwärtsgerichtete Grundwasserneubildung der aufgehöhten und die aufwärts gerichteten Grundwasserzehrung der entwässerten Gebiete offensichtlich. Abbildung 6.16 (c) zeigt für den oberen Grundwasserleiter höhere vertikale Strömungskomponenten im Bereich des Entwässerungssystems. Unterhalb der Teilfläche des Entwässerungssystems mit dem niedrigsten Regelwasserspiegel entspricht die Absolutgeschwindigkeit der Vertikalgeschwindigkeit. Im Vergleich zum unteren Grundwasserleiter wird die Strömung somit grundsätzlich in vertikaler Richtung abgelenkt.

Vergleichend zu Abbildung 6.16 (d) ist die absolute Vertikalgeschwindigkeit an der Grundwasserleitersohle in Abbildung 6.17 veranschaulicht. Darin dargestellte durchgezogenen Stromlinien zeigen von der Elbe ausgehende Fließwege in Richtung des Entwässerungssystems innerhalb der dargestellten Modellschicht. Ihre Endpunkte entsprechen jeweils einer der in Abbildung 6.15 markierten Positionen, an denen die Sohle steil ansteigt. Der gestrichelte Linienabschnitt zeigt den weiteren Verlauf außerhalb der betrachteten Modellschicht bis zum Austrittspunkt.

Die vertikale Strömung innerhalb der Neubildungsgebiete variiert nur wenig, während



**Abbildung 6.16.:** Absolute Abstandsgeschwindigkeit im oberen (Layer 9) und unteren (Layer 17) Grundwasserleiter sowie das Verhältnis der vertikalen zur resultierenden Geschwindigkeit im DWD Referenzzustand (1971-2000); rote Punkte markieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt.

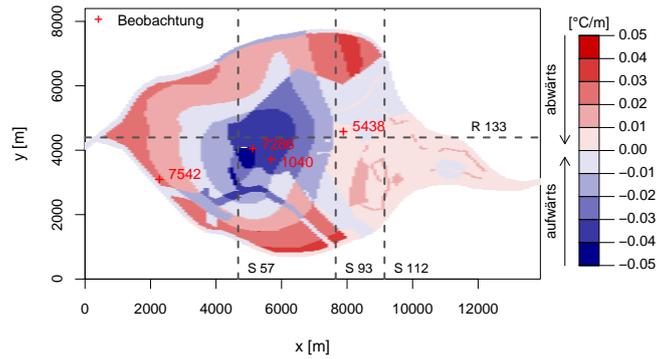


**Abbildung 6.17.:** Abstandsgeschwindigkeit in z-Richtung im DWD Referenzzustand (1971-2000), Layer 17; weiße Linien markieren von der Elbe ausgehende Stromlinien.

im Bereich des Entwässerungssystems deutlichere Geschwindigkeitsvariationen sichtbar werden. Diese ergeben sich aus der Verschneidung der Drainagezonen (Abbildung 3.7), die durch verschiedene Regelwasserstände und Strömungsleitwerte definiert sind, der Züsickerung (Abbildung 4.13 (b)) sowie der vertikalen Durchlässigkeitsverteilung innerhalb der Grundwasserleiterdeckschicht (Abbildung 4.11). In Gebieten mit einem niedrigen Waternwasserstand und einer heterogenen Deckschicht aus Klei und Torf resultieren größere Vertikalgeschwindigkeiten. Aufgrund der verglichen mit Torf geringeren hydraulischen Leitfähigkeit des Kleis ist in Gebieten mit einer homogenen Deckschicht bei sonst gleichen Randbedingungen eine geringere Aufstiegs geschwindigkeit bis an die Grundwasserleiter- sohle feststellbar, wie beispielsweise im Umfeld der Messstelle 1040.

Auch die Form der Grundwasserleitersohle senkrecht zur Strömungsrichtung beeinflusst die Vertikalgeschwindigkeitskomponente. Dies ist am nördlichen Markierungspunkt erkennbar, an dem ausgehend von der Elbe die Stromlinie einen zu der Sohlhöhenlinie senkrechten Verlauf aufweist. Während zunächst aufgrund der Grundwasserneubildung im aufgehöhten Uferbereich eine Abwärtsströmung stattfindet, erfolgt im entwässerten Bereich unterstützt durch die steil ansteigende Sohle eine aufwärts gerichtete Beschleunigung der Geschwindigkeit.

Anhand der Strömungsgeschwindigkeiten lässt sich für den unteren Grundwasserleiter folgern, dass die horizontale gegenüber der vertikalen Konvektion aufgrund der deutlich größeren Horizontalgeschwindigkeiten überwiegt. Im oberen Grundwasserleiter ist bedingt durch die geringeren Abstandsgeschwindigkeiten in der Ebene eine geringere Beeinflussung der Temperatur durch horizontale Konvektion zu erwarten. Jedoch nimmt hier der Einfluss der Vertikalströmung auf den thermischen Gradienten potenziell zu.

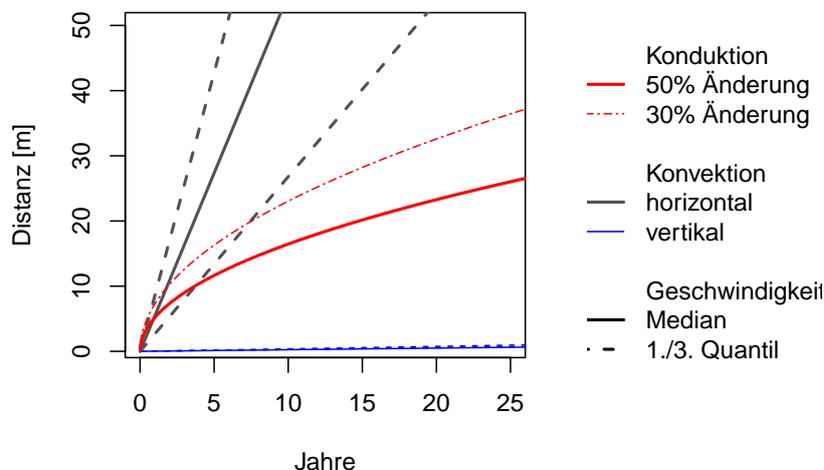


**Abbildung 6.18.:** Linearer Temperaturgradient zwischen den Randbedingungen am oberen und unteren Modellrand des Referenzmodells (1971-2000); Pfeile entlang der Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports.

**Temperaturgradient** Aus dem Temperaturgradienten leitet sich die Richtung und Geschwindigkeit des konduktiven Wärmetransports ab. Die linear vertikalen Temperaturgradienten, die sich für das Referenzmodell zwischen dem oberen und unteren Modellrand ergeben, sind in Abbildung 6.18 dargestellt. Daraus gehen für den Gleichgewichtszustand drei mögliche Temperaturgradienten hervor, die den vertikal konduktiven Wärmetransport bedingen. Aufgrund erhöhter Temperaturen entlang der Rinne stellt sich auch im Bereich stark versiegelter Flächen mit einer hohen Potenzialoberflächentemperatur ein aufwärts gerichteter Temperaturverlauf ein. Erhöhte Temperaturen im Grundwasserleiter resultieren in diesen Bereichen aus dem Einfluss der unteren Randbedingung.

In Bereichen hafengewirtschaftlicher Nutzung wird aufgrund der im Vergleich zum unteren Rand höheren Potenzialoberflächentemperaturen ein von oben nach unten wirkender thermischer Gradient deutlich. In diesen Abschnitten resultieren erhöhte Grundwasserleitertemperaturen aus dem Einfluss der verstädterten Oberfläche, wie es der anfänglichen Modellvorstellung entspricht. Darüber hinaus stellt sich in den Grünlandgebieten ein nahezu isothermer Zustand ohne nennenswerten konduktiven Wärmestrom ein, da kein signifikanter Unterschied zwischen den Temperaturen am oberen und unteren Modellrand sowie der Elbe besteht.

Im Zusammenhang mit den Strömungsgeschwindigkeiten wird in aufgehöhten, nicht entwässerten Gebieten ein abwärts gerichteter konduktiver Wärmetransport durch die Grundwasserneubildung begünstigt. In dem Entwässerungsgebiet wird hingegen bedingt durch eine aufwärts gerichtete Strömungskomponente dem konduktiven Wärmeeintrag von der Potenzialoberfläche potenziell entgegengewirkt. Ein aufwärts gerichteter konduktiver Transport würde in Abhängigkeit des hydraulischen Gradienten zwischen Elbe und Entwässerungssystem konvektiv unterstützt werden.

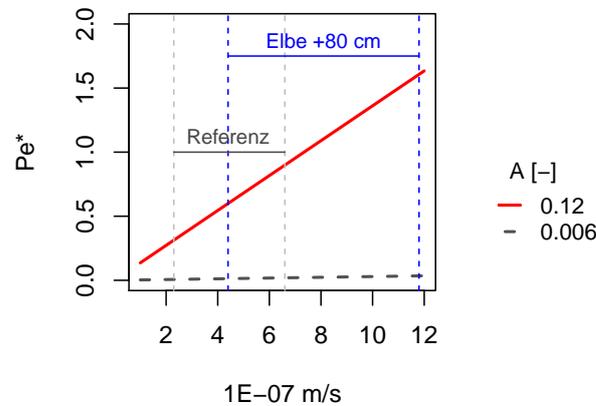


**Abbildung 6.19.:** Fortschritt der Temperaturänderung durch reine Konduktion sowie vertikale und horizontale Konvektion für den Grundwasserleiter der Elbinsel Wilhelmsburg unter Referenzbedingungen (1971-2000).

**Gegenüberstellung der Transportmechanismen** In welchem Maße sich die Konduktion beziehungsweise Konvektion auf die Temperaturverteilung im Grundwasserleiter auswirkt und ob einer der Prozesse die Wärmeausbreitung dominiert, kann im Vorfeld der Transportmodellierung bei gegebenen Rand- und Strömungsbedingungen abgeschätzt werden.

Zur Bestimmung des maßgeblichen Transportmechanismus bei gleichgerichteter Konduktion und Konvektion wird der Fortschritt der resultierenden Temperaturänderung eines Transportmechanismus über die Zeit aufgetragen. Im Falle reiner Konvektion ergibt sich dieser aus der retardierten Abstandsgeschwindigkeit. Für den Grundwasserleiter wurde der konvektive Einfluss in Abhängigkeit der horizontalen und vertikalen Strömungsgeschwindigkeiten in Abbildung 6.16 ermittelt. Bei reiner Konduktion wird die Ausbreitung einer definierten Änderung anhand Gleichung (6.11) bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 6.19 vergleichend dargestellt.

Über das gesamte Geschwindigkeitsspektrum dominiert der konduktive Wärmetransport in vertikaler Richtung. Horizontal breitet sich die Wärme nach 0.5 bis 5 Jahren maßgeblich konvektiv aus. Eine laterale Konduktion kann daher im betrachteten System vernachlässigt werden. Vor diesem Hintergrund lassen sich auch die scharfen Grenzen der gewählten oberen und unteren Temperaturrandbedingung rechtfertigen. Ihre Vorgabe kann die horizontale Konduktion beschränken. Unter den gegebenen Verhältnissen ist dies jedoch nicht erheblich.



**Abbildung 6.20.:** Modifizierte *Peclet*-Zahl für ein geschlossenes Grundwassersystem in Abhängigkeit der geometrischen Verhältnisse ( $A =$  Längenverhältnis) und der horizontalen Abstandsgeschwindigkeit nach Kamp und Bachu, 1989; markiert ist die Wertespannweite für Strömungsbedingungen im Referenzzustand (1971-2000) und bei einem Anstieg der Elbwasserstände um +80 cm (2071-2100).

Anhand der modifizierten *Peclet*-Zahl aus Gleichung (6.6) wurde ermittelt, in welchem Verhältnis die vertikale Konduktion und die horizontale Konvektion stehen und wie sie die Temperaturverteilung im Untergrund Wilhelmsburgs beeinflussen. Aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten wurde diese für den unteren Abschnitt des Grundwasserleiters unter der Annahme einer Wärmeleitfähigkeit von  $3.2 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  berechnet. Die Längenverhältnisse resultieren aus der Kombination der beobachteten Aquifermächtigkeit von 15 m bis 35 m und einer möglichen Fließlänge zwischen 300 m und 2500 m. Die dimensionslose *Peclet*-Zahl ist in Abbildung 6.20 über die horizontale Abstandsgeschwindigkeit dargestellt.

Bezogen auf einen Grenzwert von  $Pe^*=1$  zeigt der lineare Zusammenhang, dass für das Geschwindigkeitsspektrum im Referenzzustand keine konvektiv dominierte Wärmeausbreitung stattfindet. Für das ungünstigste Längenverhältnis, bei maximaler Mächtigkeit sowie kurzem Fließweg, ist  $Pe^*$  nahe 1 und weist auf ein gemischtes Transportsystem hin. In allen anderen Fällen bleibt der dimensionslose Parameter kleiner 1 und beschreibt einen vertikal konduktiv dominierten Wärmetransport. Dies trifft für einen Großteil des unteren Grundwasserleiters und aufgrund der geringeren horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten sowie der geringeren Mächtigkeit auch für den oberen Grundwasserleiter zu. Welche Änderungen ein möglicher Elbwasseranstieg bezogen auf das Transportsystem bewirkt, wird in einem späteren Abschnitt erläutert und bewertet.

**Tabelle 6.6.:** *Rayleigh*-Zahl in Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit und der charakteristischen Länge  $L_{Ra}$ .

| $L_{Ra}$ [m] | $\lambda_m$ [W/mK] | Ra [-]      |
|--------------|--------------------|-------------|
| 100, 2500    | 3.2                | 0.52, 13.00 |
| 100, 2500    | 1.9                | 0.87, 21.75 |

Die dimensionslose *Rayleigh*-Zahl wird zur Beurteilung der dichtegesteuerten freien Konvektion verwendet. Aus Tabelle 6.6 geht unter der Annahme einer maximalen Temperaturdifferenz von  $6.0^\circ\text{C}$  in vertikaler (100 m) und horizontaler (2500 m) Richtung eine *Rayleigh*-Zahl kleiner 40 hervor. Somit ist die Vernachlässigung der freien Konvektion im betrachteten System gerechtfertigt, vergleiche Gleichung (6.4) in Abschnitt 6.1. Erst bei einer um das 3.5-fache erhöhten horizontalen Betrachtungslänge bei gleichbleibender Temperaturdifferenz würde der kritische Wert erreicht. Dies trifft auf das Untersuchungsgebiet nicht zu.

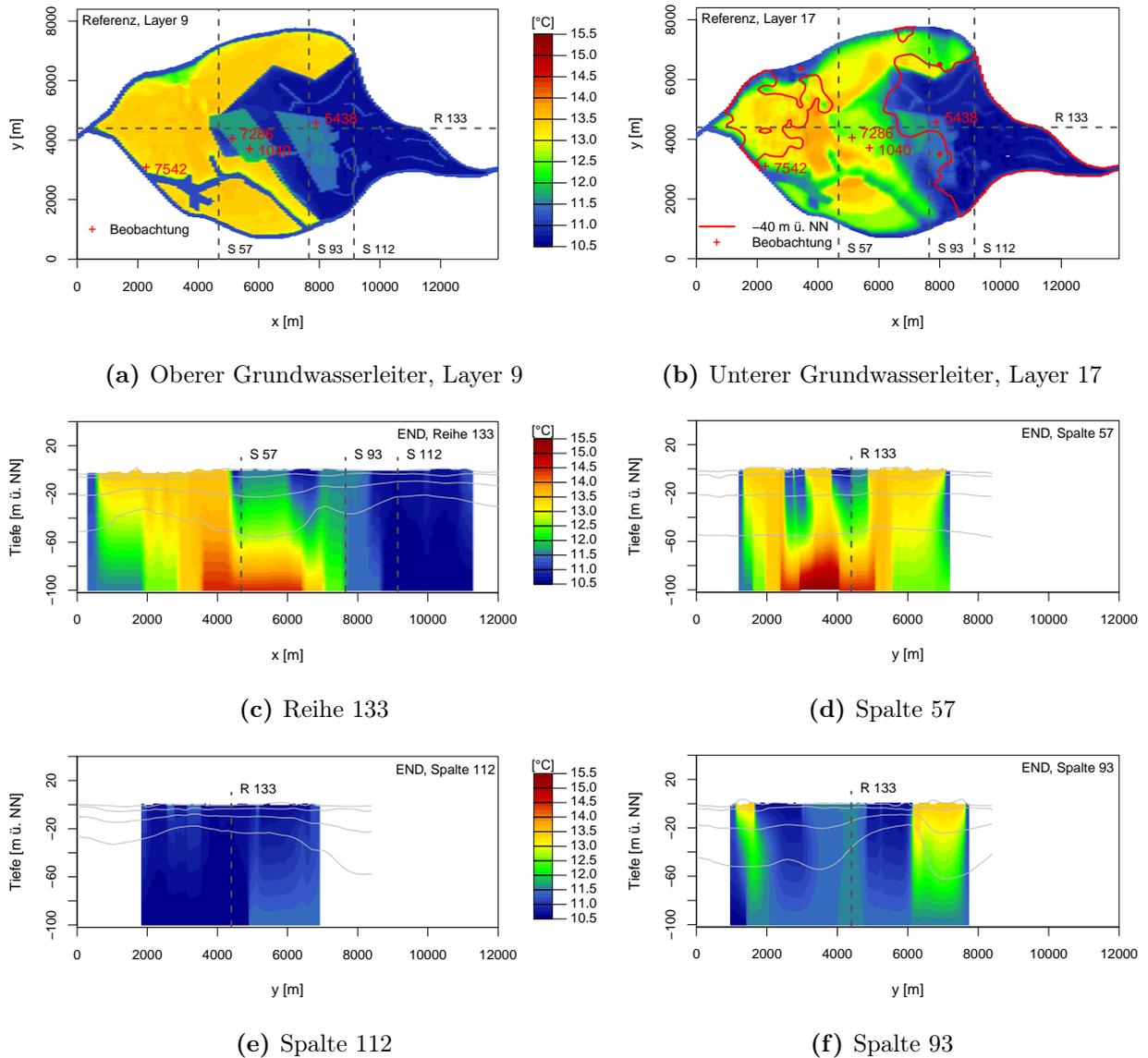
Die berechneten *Rayleigh*-Zahlen rechtfertigen die Vernachlässigung der dichtegesteuerten Wärmebewegung und die Verwendung des Stofftransportmodells MT3DMS zur Modellierung des Wärmetransports im oberflächennahen Grundwasser Wilhelmsburgs.

### 6.5.2. Temperaturverteilung im Referenzzustand (1971-2000)

Ausgehend von einer Anfangsbedingung von  $10.6^\circ\text{C}$  wurde das dreidimensionale Wärmetransportmodell mit den Randbedingungen des Referenzzeitraums (1971-2000) über 400 Jahren betrieben, um einen stationären Referenzzustand für die weitergehende Modellierung des Klimawandeleinflusses zu bestimmen. Abbildung 6.21 zeigt die Modellergebnisse am Ende der Modellrechenzeit im stationären Zustand. Dargestellt sind darin die Modellschichten 9 und 17, welche die Temperaturverteilung an der Ober- respektive Unterkante des Grundwasserleiters repräsentieren. Anhand der Profilschnitte entlang der Hauptachsen der Elbinsel wird ferner der Temperaturverlauf über die Tiefe deutlich. Betrachtet werden exemplarisch ein Längs- und drei Querschnitte.

**Modellschichten** In weiten Teilen der stark versiegelten Flächen zeigt sich eine durch die Potenzialoberflächentemperatur beeinflusste Grundwassertemperatur. An der in Abbildung 6.21 (a) dargestellten Grundwasserleiteroberkante liegen die Temperaturen zwischen  $10.5^\circ\text{C}$  und  $13.5^\circ\text{C}$  und entsprechen der oberen Randbedingung.

An der Grundwasserleitersohle prägt sich hingegen zunehmend die untere Randbedingung durch, wie aus Abbildung 6.21 (b) hervorgeht. Im Bereich der Wilhelmsburger Rinne resul-



**Abbildung 6.21.:** Darstellung der dreidimensionalen, stationären Temperaturverteilung nach 400 Jahren Modellrechenzeit im DWD Referenzzustand (1971-2000). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie); rote Punkte in (b) markieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt.

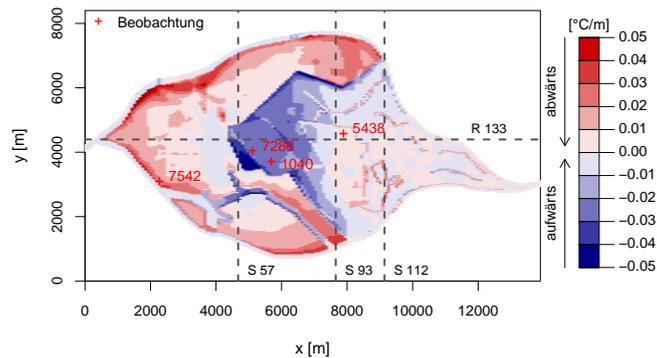
tieren erhöhte Temperaturen aus der lokalen Temperaturanomale am unteren Modellrand. Auch in den übrigen tiefen Abschnitten außerhalb der Höhenlinie -40 m ü. NN herrschen höhere Temperaturen, die stärker durch die untere Randbedingung beeinflusst werden als in den flacheren Zonen. Südwestlich der Messstelle 1040 wird ferner der Einfluss einer nach oben gerichteten Grundwasserströmung infolge der Entwässerung deutlich. Hier wird die Konduktion, die aus dem thermischen Gradienten resultiert, durch den Grundwasseraufstieg unterstützt, was zu relativ erhöhten Temperaturen führt. Schließlich zeigt sich in stark versiegelten Uferstreifen aufgrund der im Verhältnis zur Potenzialoberflächentemperatur geringeren Elbwassertemperatur eine kühlende Wirkung der Elbe. Dies ist insbesondere am nördlichen Markierungspunkt zu beobachten. Trotz hoher Potenzialoberflächentemperaturen stellt sich im tiefen Abschnitt eine vergleichsweise geringere Grundwassertemperatur ein. Die abwärts gerichtete Grundwasserströmung, die den Oberflächeneinfluss unterstützt, und eine höhere Sohllage führen zu in Fließrichtung angrenzenden, höheren Temperaturen.

**Profilschnitte** Die Beobachtungen zum Einfluss der Temperaturrandbedingungen, der Elbe und der Betrachtungstiefe werden durch die Profilschnitte in Abbildung 6.21 (c) bis (f) weiter verdeutlicht. Darin markiert die oberste Linie die Geländeoberkante, die mittleren beiden Linien geben die Oberkante des Grundwasserleiters sowie die Grenzfläche zwischen den holozänen- und weichselzeitlichen Sanden wieder und die unterste Linie stellt die Lage der Grundwasserleitersohle dar.

Die Ergebnisse entlang Reihe 133 in Abbildung 6.21 (c) und Spalte 57 in Abbildung 6.21 (d) zeigen lokal erhöhte Temperaturen am unteren Rand des Transportmodells. Diese lassen sich auf die in Abschnitt 6.4.3 erläuterten und in Abbildung 6.14 (b) dargestellten Temperaturanomale im Bereich der elsterzeitlichen Wilhelmsburger Rinne zurückführen. Es geht daraus auch hervor, dass durch eindringendes Elbwasser beziehungsweise eine kühlere Potenzialoberfläche die Beeinflussung durch die untere Randbedingung deutlich gemindert wird. Ferner wird an den Profilrändern jeweils der Einfluss der Elbe sichtbar, der aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten im unteren Grundwasserleiter ausgeprägter ist. Bei geringen horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten nimmt die Fahne eine konkave Form an, während bei erhöhten Geschwindigkeiten ein konvexer Verlauf erkennbar ist.

Entlang der Reihe 133 wird zwischen 6000 m und 7000 m deutlich, dass sich die Zonierung der unteren Randbedingung auf die Temperaturverteilung auswirkt. Mit abnehmender Temperatur am unteren Rand dringt die Potenzialoberflächentemperatur tiefer in den Untergrund ein. Am rechten Rand der Reihe 133 lassen sich die isothermen Verhältnisse der Grünlandflächen beobachten, die auch aus Abbildung 6.21 (e) hervorgehen. Dort sind die Temperaturen am oberen und unteren Modellrand sowie in der Elbe vergleichbar.

Schließlich zeigt der Profilschnitt der Spalte 93 in Abbildung 6.21 (f) insbesondere am linken Modellrand den kühlenden Einfluss der Elbe. Am rechten Rand des Profilschnitts wird die Einflussnahme der steilen Grundwasserleitersohle nahe des nördlichen Markie-



**Abbildung 6.22.:** Temperaturgradient im oberflächennahen Grundwasserleiter im DWD Referenzzustand (1971-2000); Pfeile entlang der Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports.

zungspunktes deutlich. Die verstärkte vertikale Aufwärtsbewegung bewirkt eine aufwärts gerichtete Ablenkung des Elbeinflusses. Daran anschließend bedingt der große, abwärtsgerichtete Temperaturgradient einen verstärkten Einfluss der oberen Randbedingung, die sich bis in größere Tiefen auswirkt. Der beobachtete Zusammenhang kann anhand der in Abbildung 6.20 dargestellten *Peclet*-Zahl begründet werden. Bei großer Grundwasserleitermächtigkeit, kurzen Fließwegen und hohen Geschwindigkeiten beeinflusst die horizontale Konvektion die Temperaturverteilung stärker als in Bereichen mit geringerem Fließquerschnitt bei vergleichbarer oder höherer Fließgeschwindigkeit.

Die einheitlichen Temperaturen der Grünlandflächen werden in Abbildung 6.21 (e) und Abbildung 6.21 (f) deutlich. Darüber hinaus gibt Abbildung 6.21 (f) eine leichte horizontale Verlagerung der Temperaturfahne am linken Rand wieder, welche sich aus der entwässerungsbedingt horizontalen Grundwasserströmung ergibt. In ähnlicher Weise ist dies in Abbildung 6.21 (d) zu beobachten. Darin resultiert die horizontale Ausbreitung aus der Grundwasserentnahme im Norden der Insel.

**Temperaturgradienten** Aus Abbildung 6.22 gehen im Vergleich zu ungestörten Gradienten der Abbildung 6.18 durch konvektive Prozesse beeinflusste Gradienten innerhalb des Grundwasserleiters hervor. Sie wurden anhand der stationären Temperaturverteilungen der Modellschichten 9 und 17 ermittelt. Die resultierende Richtung der konduktiven Wärmebewegung beider Darstellungen zeigt eine allgemeine Übereinstimmung. In Elbnähe werden die Gradienten durch den Elbeinfluss leicht erhöht. Generell führt der Einfluss der Grundwasserströmung zu numerisch geringeren Gradienten und einer Abnahme der konduktiven Transportgeschwindigkeit.

Der größte Unterschied ist im Bereich der Temperaturanomalie am unteren Modellrand

feststellbar. Durch den Einfluss des zuströmenden Elbwassers findet dort verglichen mit dem ungestörten Zustand eine Umkehr der Transportrichtung statt. In Bereichen, in denen die Elbe zu einer Abkühlung führt, wird die Temperatur im oberflächennahen Grundwasserleiter trotz erhöhter Temperaturen am unteren Rand durch die obere Randbedingung beeinflusst.

Auch im entwässerten Gebiet ist stellenweise eine Umkehr der Gradienten erkennbar, da der Zustrom wärmeren Elbwassers ein Aufwärmen des Untergrunds zur Folge hat und schließlich einen aufwärts gerichteten Wärmetransport bedingt.

Die zuvor erläuterten Modellergebnisse lassen darauf schließen, dass der im oberflächennahen Grundwasserleiter stattfindende Wärmetransport vornehmlich vertikal konduktiv stattfindet und stellenweise durch den Einfluss der Elbe überlagert wird. Dies bestätigt die aus den modifizierten *Peclet*-Zahlen und den analytischen Betrachtungen gezogenen Schlüsse.

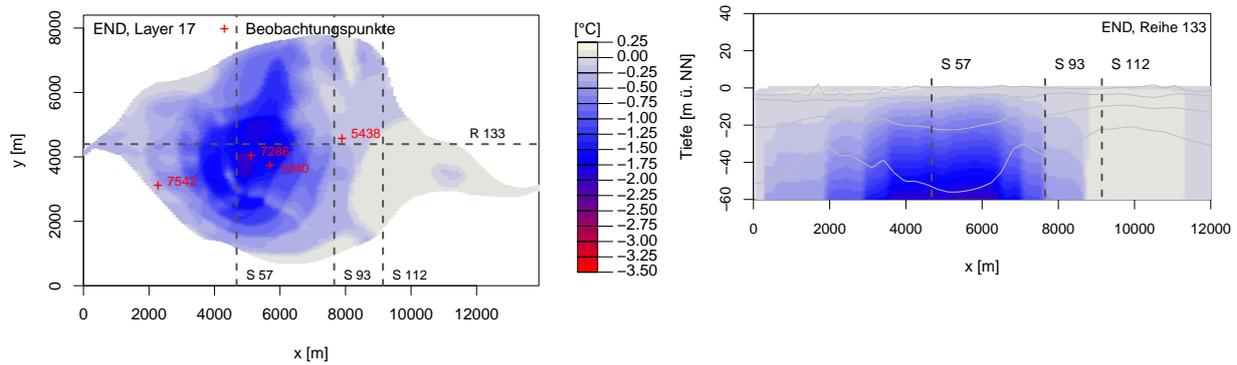
### 6.5.3. Einfluss der Temperaturrandbedingung

Die Ausprägung des vertikalen Wärmetransports wird durch die Vorgabe der Randbedingungen beeinflusst. Anhand von Modellszenarien wurde das Ausmaß dieser Beeinflussung quantifiziert. Es werden zwei Modellvarianten des Referenzmodells mit je einer vereinheitlichten Temperaturrandbedingung am oberen und unteren Modellrand betrachtet, die der Hintergrundtemperatur des Grünlands entspricht. Alle anderen Randbedingungen und Parameter bleiben unverändert.

Die Charakteristika der Modellvarianten sowie die an der Grundwasserleitersohle in Layer 17 erzeugten Temperaturänderungen sind in Tabelle 6.7 zusammengefasst. Daraus gehen lokale Differenzen von  $-2.1^{\circ}\text{C}$  beziehungsweise  $-2.4^{\circ}\text{C}$  an der Grundwasserleitersohle hervor. Im Fall einer veränderten oberen Randbedingung werden größere Differenzen beobachtet.

**Tabelle 6.7.:** Modellvarianten des Wärmetransportmodells (1971-2000), Temperaturänderungen an der Grundwasserleitersohle (Layer 17) und Anteile der mittleren Temperaturänderung im Grundwasserleiter (Layer 9, 13, 17) bezogen auf die Änderung der Randbedingung.

| Variante | Randbedingung [ $^{\circ}\text{C}$ ] |          | Änderung [ $^{\circ}\text{C}$ ] |        |      | Anteil [%] |      |      |
|----------|--------------------------------------|----------|---------------------------------|--------|------|------------|------|------|
|          | oben                                 | unten    | Min.                            | Median | Max. | 9          | 13   | 17   |
| Z1a      | Referenz                             | 10.5     | -2.1                            | -0.36  | 0.04 | 4.5        | 9.6  | 27.0 |
| Z1b      | 10.65                                | Referenz | -2.4                            | -0.54  | 0.01 | 56.0       | 49.0 | 32.0 |



(a) Unterer Grundwasserleiter, Layer 17

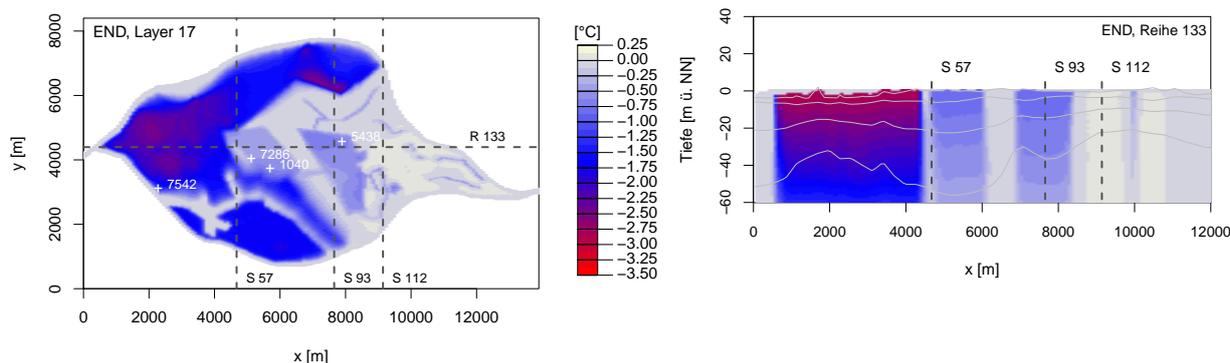
(b) Reihe 133

**Abbildung 6.23.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Referenzzustand (1971-2000) unter der Annahme einer einheitlichen unteren Temperaturrandbedingung von  $10,5^{\circ}\text{C}$  (Modellvariante Z1a) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).

**Räumliche Temperaturänderung** Die aus beiden Varianten resultierenden Temperaturänderungen an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17) sowie entlang Reihe 133 zeigen Abbildung 6.23 und Abbildung 6.24. Die Bereiche, in denen die Randbedingungen verändert wurden, sind in den Schichtansichten deutlich erkennbar.

Ferner geht aus den Profilschnitten hervor, dass sich die Änderung je einer Randbedingung auf den gesamten Grundwasserleiter auswirkt. Da die obere Temperaturrandbedingung dem Aquifer strukturell näher liegt, ist ihr Einfluss auf das thermische Regime im Grundwasserleiter größer. Somit stellen sich im gesamten Grundwasserleiter größere, lokale Temperaturänderungen in der Modellvariante Z1b als in der Modellvariante Z1a ein. Diese Aussage wird durch die Anteile der mittleren Temperaturänderung im Grundwasserleiter bezogen auf die Änderung der jeweiligen Randbedingung in Tabelle 6.7 unterstützt. Die größten prozentualen Änderungen ergeben sich im Szenario Z1a für die tiefen Bereiche des Grundwasserleiters entlang der Wilhelmsburger Rinnen. Im Gegensatz dazu werden die größten prozentualen Anteile im Szenario Z1b in Zonen mit einer großen Temperaturdifferenz an der Oberfläche bei gleichzeitig geringer Aquifermächtigkeit erreicht.

**Zeitliche Temperaturentwicklung** Die Änderung einer Temperaturrandbedingung hat Auswirkungen auf die zeitliche Entwicklung der Temperatur im Grundwasserleiter. Ausgehend von der Anfangsbedingung von  $10,6^{\circ}\text{C}$  wurde dies exemplarisch an den Messstandorten 5438, 1040, 7286 und 7542 untersucht. Abbildung 6.25 (a) bis (d) und Abbildung 6.26 (a) bis (d) geben die zeitabhängige Temperaturänderungen der Modellva-



(a) Unterer Grundwasserleiter, Layer 17

(b) Reihe 133

**Abbildung 6.24.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Referenzzustand (1971-2000) unter der Annahme einer einheitlichen oberen Temperaturrandbedingung von  $10.65^{\circ}\text{C}$  (Modellvariante Z1b) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie); Modellergebnisse.

rianten wieder.

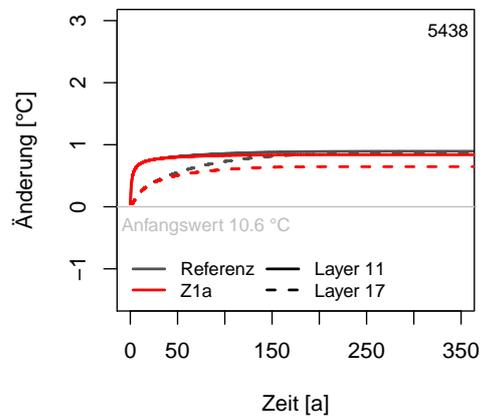
In dem Referenzmodell stellt sich im oberen Grundwasserleiter (Modellschicht 11) nach weniger als 30 bis 75 Jahren bei zunächst schnellem Temperaturanstieg ein Gleichgewichtszustand ein. An der Grundwasserleitersohle (Modellschicht 17) ist die durch die Randbedingungen erzeugte Temperaturerhöhung verzögert, der Gleichgewichtszustand ist nach 150 Jahren bis 342 Jahren erreicht. Dieses Verhalten ist an allen Standorten gleichermaßen zu beobachten. Die unterschiedlichen Reaktionszeiten hängen dabei von der Lage und Tiefe der Modellschicht ab. Diese variiert innerhalb des betrachteten Gebiets zum Teil deutlich, vergleiche Abbildung 6.15.

Für Layer 11 der Messstandorte 1040 und 7286 steigen die Temperaturverläufe in Abbildung 6.25 (b) beziehungsweise Abbildung 6.25 (c) nach etwa 25 Jahren Modelllaufzeit zusätzlich an. Ein vergleichbares Verhalten ist in der tieferen Modellschicht 17 nicht feststellbar. Hier findet die Erwärmung grundsätzlich um etwa 5 Jahre verzögert statt.

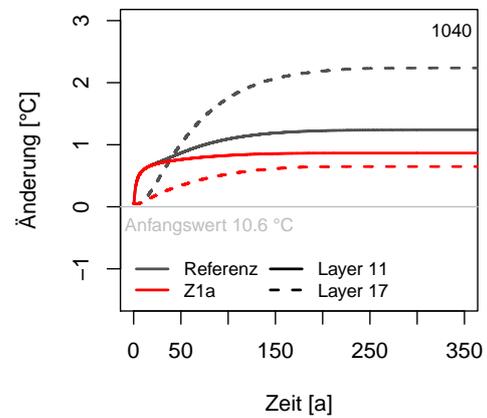
Aufgrund einer Vereinheitlichung der unteren Randbedingung zeigt Abbildung 6.25 (b) beziehungsweise Abbildung 6.25 (c) eine Umkehr der Temperaturgradienten für die Messstellen 1040 und 7286. Während im Referenzmodell die Temperaturen mit der Tiefe zunehmen, stellt sich in der Modellvariante Z1a ein von oben nach unten gerichteter Wärmestrom ein. Es ergeben sich in der Modellschicht 17 Temperaturzunahmen, die verglichen zur Modellschicht 11 größer ausfallen. Ebenfalls sind die modellierten Änderungen an den Standorten 1040 und 7286 größer als an den übrigen Messstellen, da die Grundwasserleitersohle dort tiefer liegt und gleichzeitig am unteren Modellrand die größten

Temperaturänderungen gegenüber dem Referenzmodell vorgenommen wurden. Die Modellvariante Z1b bewirkt eine Umkehr der berechneten Temperaturgradienten im Umfeld der Messstellen 5438 und 7542, wie aus Abbildung 6.26 (a) und Abbildung 6.26 (d) ersichtlich wird. Somit stellt sich infolge einer Vereinheitlichung der oberen Randbedingung im gesamten Gebiet ein von unten nach oben wirkender Temperaturgradient ein. Entsprechend zeigen sich im Verhältnis zum Referenzmodell in Layer 11 größere Änderungen als in Layer 17. Die absolut größte Standarddifferenz wird für die im Bereich des Hafens gelegene Messstelle 7542 von  $2.1^{\circ}\text{C}$  in Layer 11 berechnet, da sich infolge der Modellvariante Z1b in dieser Nutzungsklasse die größten Temperaturunterschiede an der Potenzialoberfläche ergeben. Die Flächennutzung im Umfeld der übrigen Messstellen ist im Modell identisch. Die Abweichungen zum Referenzmodell liegen daher in einem vergleichbaren Wertespektrum zwischen  $0.7^{\circ}\text{C}$  bis  $0.8^{\circ}\text{C}$ . An der Grundwasserleitersohle (Layer 17) fällt die Differenz trotz der vergleichbaren Nutzung im Bereich der drei Messstellen am Standort 7286 am geringsten aus (RMSD von  $0.30^{\circ}\text{C}$ ). Diese Beobachtung lässt sich auf die in diesem Bereich erhöhten Temperaturen am unteren Rand und die tiefliegende Grundwasserleiterbasis zurückführen. Die untere Randbedingung hat dort einen stärkeren Einfluss, der auch in der Modellschicht 11 in Abbildung 6.26 (b) und Abbildung 6.26 (c) erkennbar ist. Der darin gezeigte veränderte Temperaturverlauf im oberen Grundwasserleiter zeigt anfänglich keine deutliche Änderung zum Ausgangswert von  $10.6^{\circ}\text{C}$ . Schließlich steigen die Temperaturen an und nähern sich parallel zum Kurvenverlauf des Referenzzustands dem stationären Zustand. Im Mittel befindet sich die Modellschicht 11 auf einem Niveau von  $-11.0$  m ü. NN, sodass von der unteren Randbedingung ausgehend etwa 90 m zurückgelegt werden müssen.

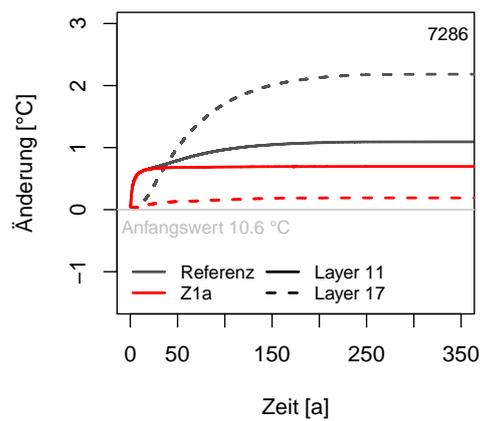
Der nach etwa 25 Jahren in den Zeitreihen des Referenzmodells beobachtete Anstieg lässt sich folglich auf den Durchbruch der unteren Randbedingung zurückführen. Ein stationärer Temperaturzustand stellt sich nach etwa 150 Jahren ein. Unter der Annahme geothermischer Parameter des tieferen Untergrunds zwischen Modellrand und Grundwassersohle angestellte Berechnungen zum Fortschritt einer vom unteren Modellrand ausgehenden Temperaturänderung von 30% unterstützen dieses Ergebnis. Berücksichtigt werden muss dabei die Tatsache, dass beim Eintreten der Temperaturfahne in den Grundwasserleiter bedingt durch die höhere thermische Leitfähigkeit eine beschleunigte Ausbreitung erfolgt. Im Bereich der Messstelle 1040 wird der konduktive Prozess durch die aufwärts gerichtete Grundwasserströmung unterstützt, was eine Erhöhung der Temperatur nach sich zieht. Dies kann in der Modellschicht 11 beobachtet werden. Aufgrund geringer Vertikalgeschwindigkeiten ist die zusätzliche konvektive Temperaturänderung klein. Der anfänglich schnelle Temperaturanstieg im Referenzmodell ergibt sich hingegen infolge der plötzlichen Temperaturänderung am oberen Modellrand.



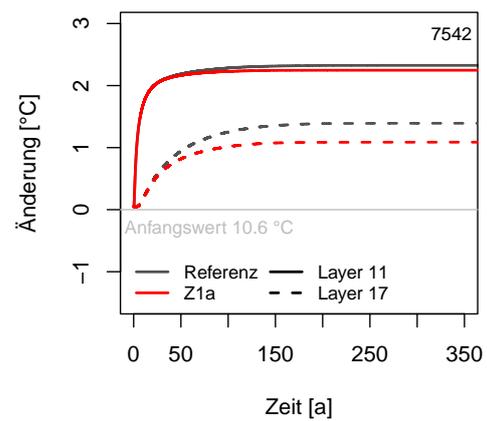
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040

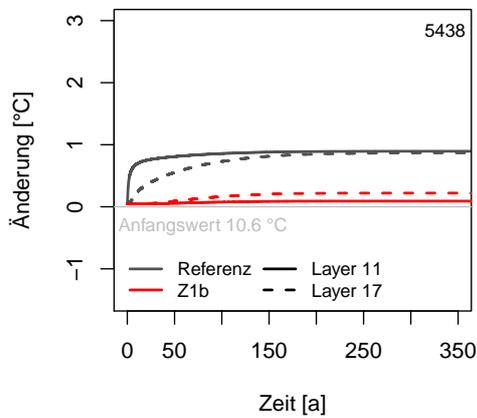


(c) Messstelle 7286

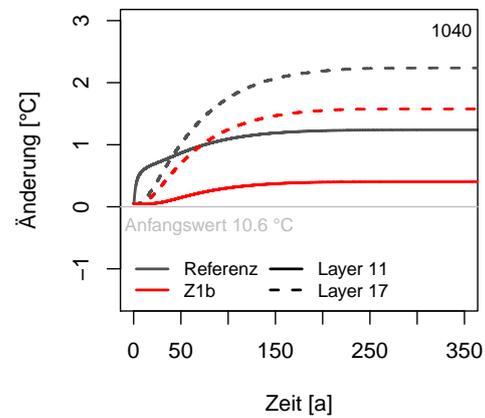


(d) Messstelle 7542

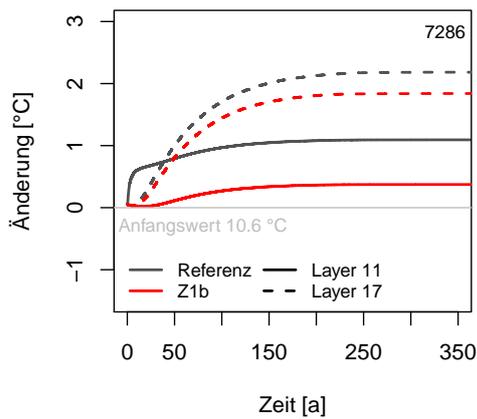
**Abbildung 6.25.:** Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzustand (1971-2000) und der Referenzmodellvariante Z1a ausgehend von einem Anfangswert von 10.6°C über einen Zeitraum von 400 Jahren in der Mitte des Grundwasserleiters (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.



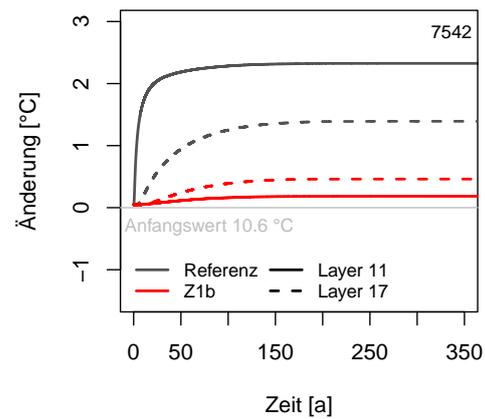
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040

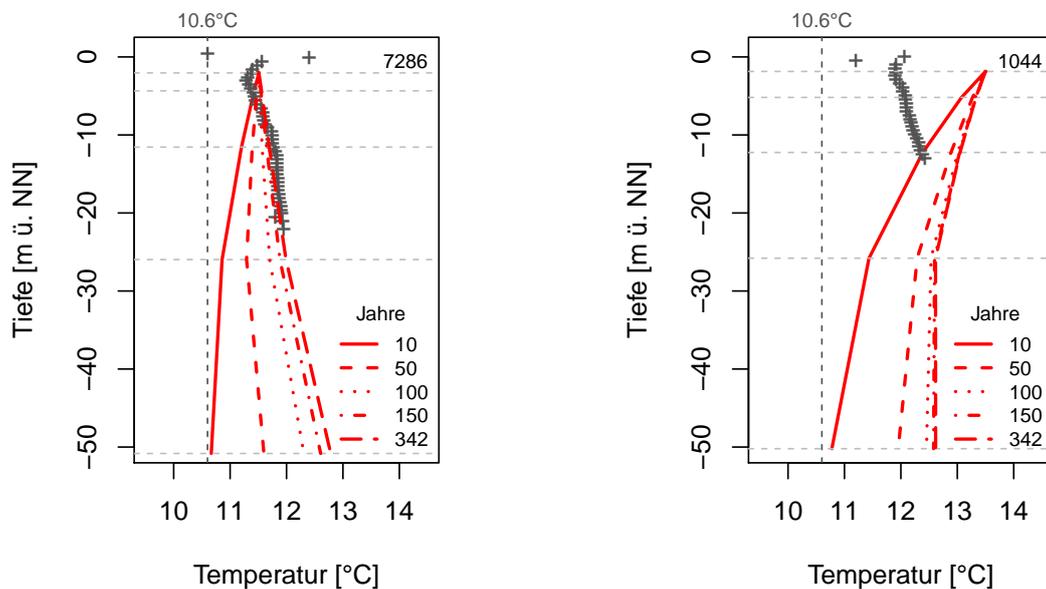


(c) Messstelle 7286



(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.26.:** Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzustand (1971-2000) und der Referenzmodellvariante Z1b ausgehend von einem Anfangswert von  $10.6^{\circ}\text{C}$  über einen Zeitraum von 400 Jahren in der Mitte des Grundwasserleiters (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.



(a) Messstelle 7286

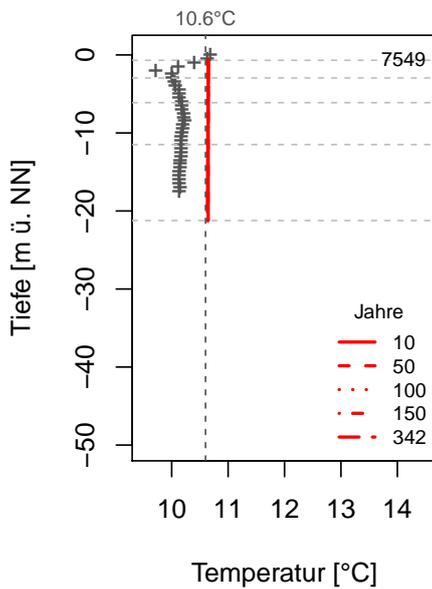
(b) Messstelle 1044

**Abbildung 6.27.:** Zeitliche Entwicklung der modellierten Temperaturprofile ausgewählter Messstellen im Vergleich zu Messwerten; horizontale Linien markieren die Lage der berücksichtigten Modellschichten (4, 7, 11, 14, 17).

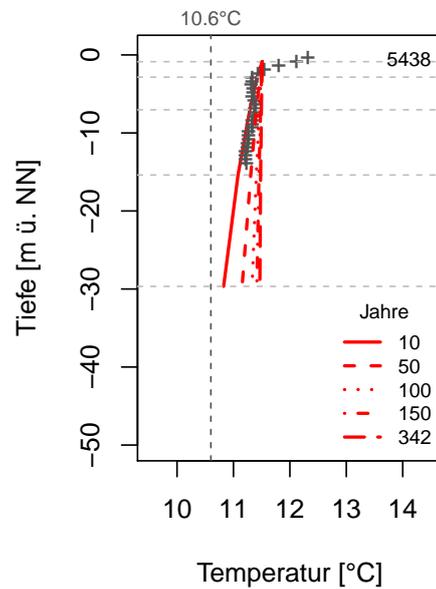
#### 6.5.4. Modellgüte

Zur Bestimmung der Aussagefähigkeit des Transportmodells wurde die Modellgüte qualitativ durch den Vergleich modellierter Temperaturen mit gemessenen Temperaturprofilen ermittelt. Diesem lagen die in den Jahren 2012 und 2013 an definierten Messpunkten erhobenen Temperaturdaten zugrunde, auf die bereits in Abschnitt 6.3 eingegangen wurde. In Abbildung 6.27 und Abbildung 6.28 sind ausgehend von einer Anfangsbedingung von  $10.6^{\circ}\text{C}$  Temperaturprofile ausgewählter Messstellen den gemittelten Messwerten gegenübergestellt. Die Profile wurden für unterschiedliche Modellzeitpunkte anhand der in den Modellschichten 4, 7, 11, 14 und 17 berechneten Temperaturen ermittelt. Die gewählten Modellschichten repräsentieren die Unter- und Oberkante der hydrostratigrafischen Schichten.

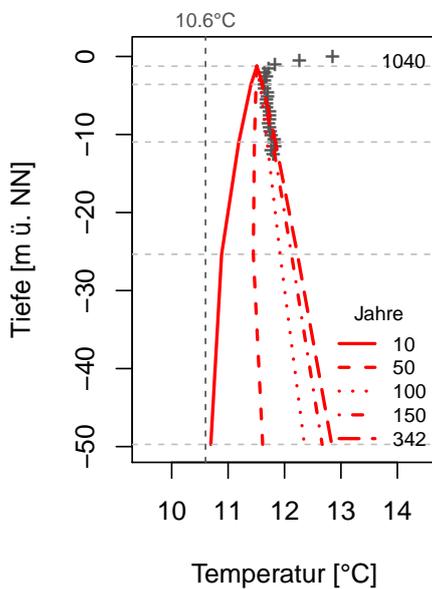
Es wird eine moderate Übereinstimmung der Temperaturverläufe nach unterschiedlich langen Modelllaufzeiten erkennbar. Aus den Darstellungen geht für die Messstellen 7549, 5438, 1040 und 7286 eine gute Anpassung der resultierenden Temperaturgradienten des stationären Referenzzustands mit den gemessenen Daten hervor. An der Messstelle 7549



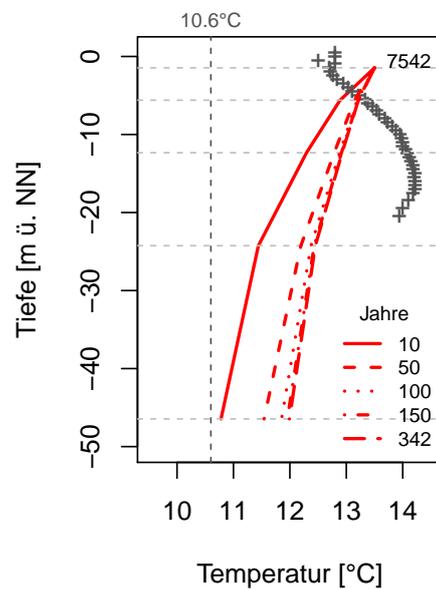
(a) Messstelle 7549



(b) Messstelle 5438



(c) Messstelle 1040



(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.28.:** Zeitliche Entwicklung der modellierten Temperaturprofile ausgewählter Messstellen im Vergleich zu Messwerten; horizontale Linien markieren die Lage der berücksichtigten Modellschichten (4, 7, 11, 14, 17).

ist eine systematische Abweichung der absoluten Temperatur zu beobachten, die aus der Annahme der mittleren Oberflächentemperatur für Grünland resultiert.

An der Messstelle 5438 erfolgt die beste Anpassung an den gemessenen Temperaturverlauf bereits nach 10 Modelljahren. Eine mögliche Ursache dafür, dass der Gradient an dieser Stelle nicht richtig abgebildet wird, wäre eine von der Realität abweichende Temperaturdifferenz zwischen dem oberen und unteren Modellrand. Da die Temperaturen an der Oberfläche gut abgebildet werden, ist möglicherweise eine zu hohe Temperatur am unteren Rand für die beobachteten Differenzen nach 342 Jahren Modellrechenzeit verantwortlich. Aufgrund der guten Anpassung im oberflächennahen Bereich kann eine nicht berücksichtigte Siedlungsentwicklung als Grund für die Unterschiede ausgeschlossen werden.

In den industriell, hafenwirtschaftlich genutzten Gebieten, die durch die Messstellen 7542 und 1044 in Abbildung 6.28 (d) und Abbildung 6.27 (b) repräsentiert werden, ist keine Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Temperaturprofile feststellbar. Am Messstandort 7542 lässt sich dies unter Umständen auf die Vernachlässigung lokal wirkender Einflüsse zurückführen. Für die an der Messstelle 1044 beobachtete Abweichung kann, wie am Standort 7549, eine zu hohe Oberflächentemperatur verantwortlich sein. Im Modell stellt sich ein im Vergleich zu Messdaten gegenläufiger Temperaturgradient ein.

Die Regionalisierung des Wärmetransportmodells erfordert Annahmen und Vereinfachungen. Für die Elbinsel Wilhelmsburg wurden diese in den vorangegangenen Abschnitten eingehend erläutert. Der Vergleich simulierter und gemessener Temperaturen zeigt eine moderate qualitative Abbildung des thermischen Regimes und der ablaufenden Wärmetransportprozesse. Beobachtete Differenzen resultieren aus den Temperaturrandbedingungen. Die Parametrisierung der thermischen Untergrundeigenschaften wurde anhand der instationären, kleinskaligen Kalibrierung bestätigt.

Der simulierte stationäre Referenzzustand (1971-2000) stellt eine hinreichende Grundlage zur Untersuchung der Klimawandeleinflüsse auf das oberflächennahe Temperaturregime Wilhelmsburgs dar.

### **6.5.5. Bedeutung der Modellvarianten und Modellbewertung**

Die Ergebnisse der Modellvarianten zeigen, dass die Vereinheitlichung der Temperaturrandbedingungen zu einer Abnahme der Temperatur im gesamten Grundwasserleiter führt. Eine Vernachlässigung definierter Zonen an der Grundwasserpotenzialoberfläche (Z1b) ergibt im unteren Grundwasserleiter (Layer 17) größere Temperaturänderungen, als sie aus einer einheitlichen unteren Randbedingungen (Z1a) im oberen Grundwasserleiter (Layer 11) resultieren. Somit geht im Bereich der Wilhelmsburger Rinne ein stärkerer Einfluss von der unteren Randbedingung aus, der mit der tieferen Grundwasserleitersohle und einem erhöhten thermischen Gradienten zusammenhängt. Außerhalb der lokal deutlich erhöhten

Untergrundtemperaturen entlang der Rinne wird die Temperatur im Grundwasserleiter maßgeblich von der oberen Randbedingung bestimmt.

Der simulierte Referenzzustand stützt sich auf berechnete Oberflächentemperaturen, die zum Teil deutlich höher als die zur Verfügung stehenden Messdaten ausfallen. Vor dem Hintergrund des Oberflächeneinflusses führen diese erhöhten Potenzialoberflächentemperaturen potenziell zu einer Überschätzung der Untergrundtemperaturen. Die Modellvarianten zeigen jedoch, dass der Fehler in Abhängigkeit der unteren Randbedingung mit der Tiefe abnimmt.

Die Ergebnisse der untersuchten Modellvariante Z1a zeigen den Einfluss der unteren Randbedingung auf die Temperaturausbreitung und -verteilung im Grundwasser. In den untersuchten Zukunftsszenarien wurde die untere Randbedingung in derselben Tiefe unverändert angenommen. Bei fortschreitendem Klimawandel wird sich jedoch das Klimasignal auch in den tieferen Untergrund fortpflanzen und die verwendete Randbedingung verändert. In Bereichen, in denen unter den Referenzbedingungen (1971-2000) sowie zukünftiger Oberflächentemperaturen ein aufwärts gerichteter Wärmetransport resultiert, beeinflusst eine konstante untere Randbedingung das Klimasignal weniger stark. Stellt sich im Modell bereits unter Referenzbedingungen ein von oben nach unten gerichteter Wärmetransport ein, muss unter Klimawandelbedingungen von einer Unterschätzung der Temperaturen am unteren Rand und einer Überschätzung des stationären konduktiven Wärmetransports ausgegangen werden. Dieser Problematik könnte mit dem Einsteuern einer in größeren Tiefen beobachteten Temperatur in das Modell begegnet werden. Die damit einhergehende Modellvergrößerung bedingt verlängerte Modellrechenzeiten und Unsicherheiten in der Parametrisierung des tiefen Untergrunds. Ferner könnte die untere Randbedingung als Wärmefluss definiert werden. Diese Möglichkeit bestand bei der Verwendung von MT3DMS in Visual MODFLOW 2010 nicht. Auch diese Randbedingung würde aufgrund veränderter Temperaturgradienten mit fortschreitendem Klimawandel variieren. Anders als in einem hydraulischen Modell existieren für die Wärmebewegung keine Ausbreitungshindernisse. Dies führt zu einer erhöhten Modellkomplexität und einer starken Abhängigkeit der Ergebnisse von den gewählten Randbedingungen.

Um Temperaturänderungen allein auf den Klimawandel zurückführen zu können, werden in dieser Arbeit stationäre Temperaturzustände vorausgesetzt. Diese Annahme führt zu einer Überschätzung der Temperaturen im Untergrund, da eine städtische Entwicklung in unregelmäßig angeordneten Entwicklungsflächen erfolgt und zeitlich veränderliche Randbedingungen bedingt. Im Modell der Elbinsel Wilhelmsburg wurde eine einheitliche Anfangsbedingung zur Berechnung des stationären Referenzzustands gewählt. Lokal unterschiedliche Flächenentwicklungen der Vergangenheit bleiben darin unberücksichtigt. In den unversiegelten Grünlandgebieten, in denen gegenwärtig isotherme Bedingungen herrschen, kann auf der Modellgrundlage eine von der Gegenwart ausgehende Projektion

**Tabelle 6.8.:** Untersuchte Modellszenarien zur Bestimmung des thermischen Klimawandeleinflusses (2071-2100) auf das oberflächennahe Grundwasser; RB = Randbedingung.

| Szenario | Temperatur [°C] |            |            |           | Elbe | untere RB | Anstieg [cm] |
|----------|-----------------|------------|------------|-----------|------|-----------|--------------|
|          | Industrie       | Wohnen     | Grünland   |           |      |           |              |
| Z2       | 13.5            | 11.51      | 10.65      |           | 11.2 | Referenz  | +80          |
| Z3       | 13.9            | 12.07      | 11.53      |           | 13.2 | Referenz  | -            |
| Z4       | 14.43           | 12.72      | 12.23      |           | 14.7 | Referenz  | -            |
| Z5       | 13.9            | 12.07      | 11.53      |           | 13.2 | Referenz  | +80          |
| Z6       | 14.43           | 12.72      | 12.23      |           | 14.7 | Referenz  | +80          |
| Z6a      | 14.43           | 12.72      | 12.23      |           | 14.7 | Z1a       | +80          |
| Z6b      | +0.093/10a      | +0.121/10a | +0.158/10a | +0.35/10a |      | Referenz  | +8/10a       |

in die Zukunft erfolgen.

Aufgrund der Summe der Vereinfachungen, der Komplexität des Systems sowie der modelltechnischen Einschränkungen werden zur Beurteilung der Klimawandelfolgen Temperaturänderungen bezogen auf den Referenzzustand anstelle absoluter Temperaturen betrachtet.

## 6.6. Modellergebnisse der Zukunftsszenarien und klimawandelbeeinflusste Temperaturverteilung im Grundwasser (2071-2100)

Die Ausprägung des Klimawandels zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Allgemeinen sowie für die Elbinsel Wilhelmsburg ist ungewiss, wie bereits in Abschnitt 3.3 und Abschnitt 5.5 deutlich wurde. Damit mögliche Folgen des Klimawandels für das thermische oberflächennahe Regime abgeleitet werden können, werden verschiedene Szenarien im Modell untersucht, die unterschiedliche Aspekte und Ausprägungen des Klimawandels berücksichtigen. Neben dem Einfluss eines Elbwasseranstiegs auf die Temperaturverteilung, werden zukünftige Temperaturänderungen an der Potenzialoberfläche und in der Elbe sowie kombinierte Effekte aus hydraulischen und thermischen Änderungen betrachtet. Die wesentlichen Eigenschaften der nachfolgend untersuchten Modellszenarien sind in Tabelle 6.8 zusammengefasst.

Zunächst wird der alleinige Einfluss eines Elbwasserspiegelanstiegs von +80 cm auf die Grundwassertemperatur modelliert (Z2). Anschließend wird anhand der in Kapitel 5 beschriebenen klimawandelbedingten Minimal- und Maximalszenarien an der Potenzialoberfläche und in der Elbe die resultierende Untergrundtemperaturänderung ermittelt

(Z3 und Z4). Abschließend werden die Temperaturszenarien und der Elbwasseranstieg gemeinsam betrachtet (Z5 und Z6).

Um den Einfluss der konstanten unteren Temperaturreandbedingung und die zeitliche Temperaturentwicklung ausgehend vom stationären Referenzzustand bewerten zu können, werden für das Extremszenario Z6 zusätzliche Modellvarianten mit einer konstanten unteren Randbedingung (Z6a) und eine transiente Berechnung des Temperaturfeldes über 100 Jahre (Z6b) durchgeführt. Für Letztere werden je Dekade die Temperaturen und der mittlere Elbwasserspiegel einem im Mittel linearen Verlauf folgend angepasst.

Nachfolgend wird zunächst auf die zum Referenzzustand veränderten Einflussgrößen eingegangen und anschließend die Ergebnisse der Modellszenarien diskutiert. Die in den Zukunftsszenarien verwendeten Potenzialoberflächentemperaturen (2071-2100) wurden vereinfachend ohne die Berücksichtigung eines veränderten Grundwasserpotenzials ermittelt und die Lage der Temperaturreandbedingungen zum Referenzmodell unverändert angenommen.

### 6.6.1. Veränderung der Einflussgrößen durch den Klimawandel

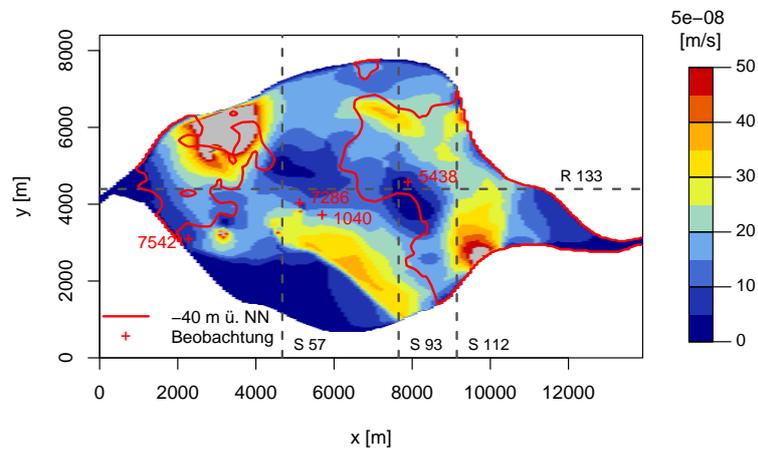
Für den Referenzzustand wurden die Einflussgrößen in Abschnitt 6.5.1 charakterisiert und beschrieben. Infolge des Klimawandels werden sich diese verändern und auf die Temperaturverteilung im oberflächennahen Untergrund auswirken.

In den folgenden Abschnitten werden die durch den Elbwasseranstieg veränderten Strömungsbedingungen sowie die aufgrund erhöhter Potenzialoberflächentemperaturen resultierenden Temperaturgradienten beschrieben und ihre Wirkung auf die maßgeblichen Wärmetransportprozesse abgeschätzt. Auf Basis dieser Beobachtungen können anschließend die Ergebnisse der Transportmodellierung unter Klimawandeleinfluss (2071-2100) ausgewertet und beurteilt werden.

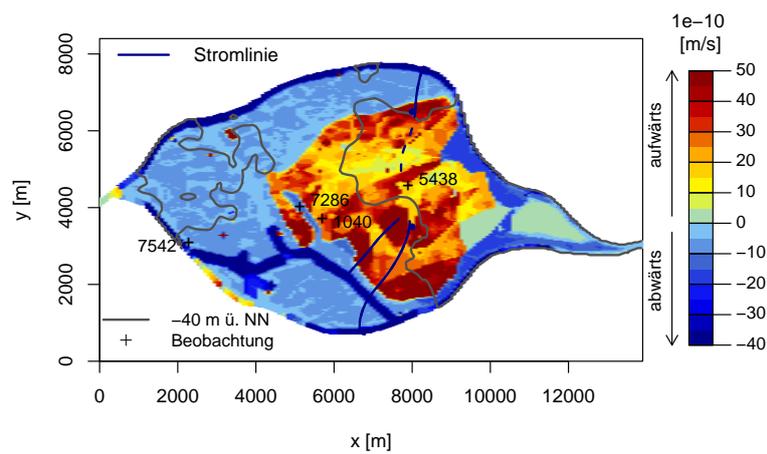
**Strömungsgeschwindigkeit** Ein Elbwasseranstieg um +80 cm führt zu einem stärkeren Elbwasserzuström und zu größeren Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten (Kapitel 4). Für die Grundwasserleitersohle sind in Analogie zur Darstellung des Referenzzustands in Abbildung 6.29 die absoluten und vertikalen Abstandsgeschwindigkeiten dargestellt. Diese werden in den Zukunftsszenarien Z2, Z5 und Z6 angenommen.

Gegenüber den Geschwindigkeiten des Referenzzustands (1971-2000) nehmen die Absolutgeschwindigkeiten durch den Elbwasseranstieg im unteren Grundwasserleiter um das 1.5fache bis 3.5fache zu, wie ein Vergleich zwischen Abbildung 6.16 (b) und Abbildung 6.29 (a) zeigt. Grundsätzlich bleibt die Verteilung der Geschwindigkeiten jedoch bezogen auf den Referenzzustand unverändert.

Dasselbe gilt für die Vertikalgeschwindigkeiten in Abbildung 6.29 (b). In den entwässerten



(a) Absolutgeschwindigkeit, Layer 17



(b) Vertikalgeschwindigkeit, Layer 17

**Abbildung 6.29.:** Absolute und vertikale Abstandsgeschwindigkeiten an der Grundwasserleiter-  
sohle (Layer 17) unter der Wirkung eines Elbwasserspiegelanstiegs um +80 cm zum Ende des 21.  
Jahrhunderts (2071-2100); Punkte markieren Positionen mit einer steil ansteigenden Sohle.

Gebieten ist verglichen mit der Ausgangssituation eine Beschleunigung der aufwärts gerichteten Vertikalströmungskomponente um einen Faktor bis 3 zu erkennen. In Bereichen, in denen die Grundwasserleiterdeckschicht aus Klei besteht, werden geringere Vertikalströmungsgeschwindigkeiten deutlich als unter einer gegliederten Decksicht. Dies lässt sich auf die geringere hydraulische Leitfähigkeit von Klei gegenüber Torf zurückführen.

In den aufgehöhten Gebieten wird infolge des zunehmenden Elbwasserzuströms die von der Grundwasserneubildung ausgehende abwärts gerichtete Strömung zunehmend in horizontaler Richtung abgelenkt. Im Vergleich zum Referenzmodell werden geringere Vertikalgeschwindigkeiten deutlich.

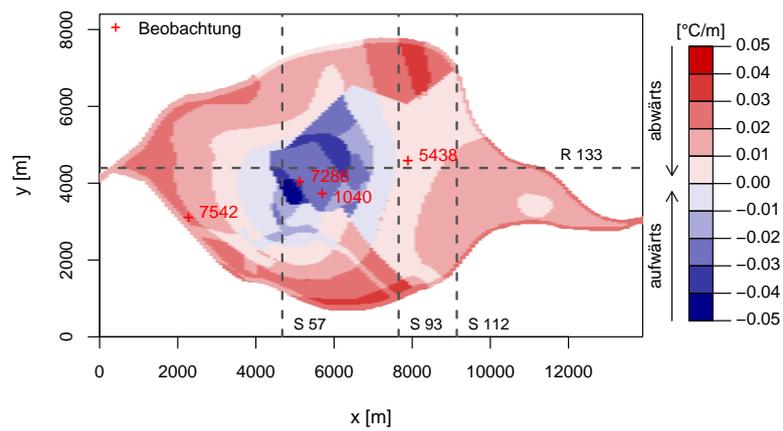
**Temperaturgradient** Infolge der klimawandelbedingten Temperaturänderung an der Potenzialoberfläche ändert sich der lineare Temperaturgradient, welcher sich auf den konduktiven Wärmetransport auswirkt. Abbildung 6.30 zeigt resultierende lineare Temperaturgradienten für die in Kapitel 5 bestimmten minimalen und maximalen Potenzialoberflächentemperaturerhöhungen zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) unter Berücksichtigung einer unveränderten unteren Modellrandbedingung.

Der Gradient der Minimaländerung in Abbildung 6.30 (a) weist gegenüber dem Referenzzustand in Abbildung 6.18 in den aufgehöhten Bereichen aufgrund des geringen Temperaturanstiegs an der Oberfläche keinen signifikanten Unterschied auf. Lediglich im Bereich der Temperaturanomale am unteren Modellrand wird ein geringerer aufwärts gerichteter Wärmetransport deutlich.

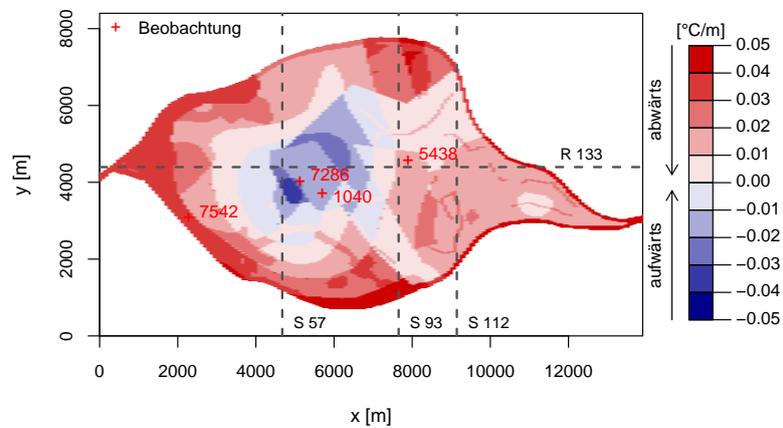
Für das Maximalszenario der Potenzialoberflächentemperatur sind in Abbildung 6.30 (b) verglichen mit dem Referenzzustand im gesamten Gebiet positivere Gradienten erkennbar. Diese führen in den aufgehöhten Bereichen sowie in Teilen des Entwässerungsgebiets zu einem verstärkten, abwärts gerichteten Wärmetransport. Im Bereich der Temperaturanomale der Wilhelmsburger Rinne findet auch unter Maximalbedingungen an der Potenzialoberfläche ein von unten nach oben gerichteter Transport statt. Durch die Verringerung des thermischen Gradienten wird dort der Einfluss der unteren Randbedingung abgeschwächt.

**Transportprozesse** Mit einer Zunahme der Grundwassergeschwindigkeit bei unveränderten Temperaturrandbedingungen steigt der Einfluss der Konvektion auf die Wärmeausbreitung und die resultierende Temperaturverteilung.

Tabelle 6.9 gibt modifizierte *Peclet*-Zahlen für den unteren Grundwasserleiter wieder, die sich aus veränderten Strömungsbedingungen ergeben. Die Werte sind trotz zunehmender Strömungsgeschwindigkeit kleiner als eins, sodass unter dem Einfluss des Elbwasseranstiegs weiterhin ein eher konduktiv dominiertes Transportsystem besteht. Allein unter der Annahme des ungünstigsten Längenverhältnisses aus großer Grundwasserleitermächtigkeit und kurzen Fließwegen sind Werte größer als eins und ein größerer Einfluss der Konvektion zu erwarten.



(a) Minimaländerung (Z3 und Z5)



(b) Maximaländerung (Z4 und Z6)

**Abbildung 6.30.:** Lineare Temperaturgradienten zwischen der unveränderten unteren Modellrandbedingungen und minimale (Z3 und Z5) und maximale (Z4 und Z6) Temperaturänderungen am oberen Modellrand zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100); Pfeile entlang der Farblegende geben die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports an.

**Tabelle 6.9.:** *Peclet*-Zahlen des unteren Grundwasserleiters in Abhängigkeit des Längenverhältnisses  $A$ .

| $A$ [-] | $Pe^*$ [-] |
|---------|------------|
|         | Z2         |
| 0.006   | 0.03       |
| 0.05    | 0.26       |
| 0.12    | 1.45       |

Verglichen mit dem Referenzmodell nimmt durch den Elbwasserspiegelanstieg (Z2) der Einfluss der Konvektion im gesamten Untersuchungsgebiet zu, wie die gegenüber dem Referenzmodell erhöhten Zahlenwerte zeigen. Bekräftigt wird diese Beobachtung durch Abbildung 6.20.

### 6.6.2. Einfluss des Elbwasserspiegelanstiegs auf die Temperaturverteilung

Der Elbwasseranstieg führt im hydraulischen Grundwasserströmungsmodell zu einem Anstieg des Grundwasserpotenzials, einer Zunahme des grundwasserbürtigen Entwässerungsvolumens und einer erhöhten Strömungsgeschwindigkeit im Grundwasserleiter aufgrund des zunehmenden Elbwasserzustroms in den Aquifer (Kapitel 4). Die Simulation des Z2-Szenarios erfolgte über einen Modellzeitraum von 400 Jahren ausgehend von einem einheitlichen Startwert von  $10.6^{\circ}\text{C}$ .

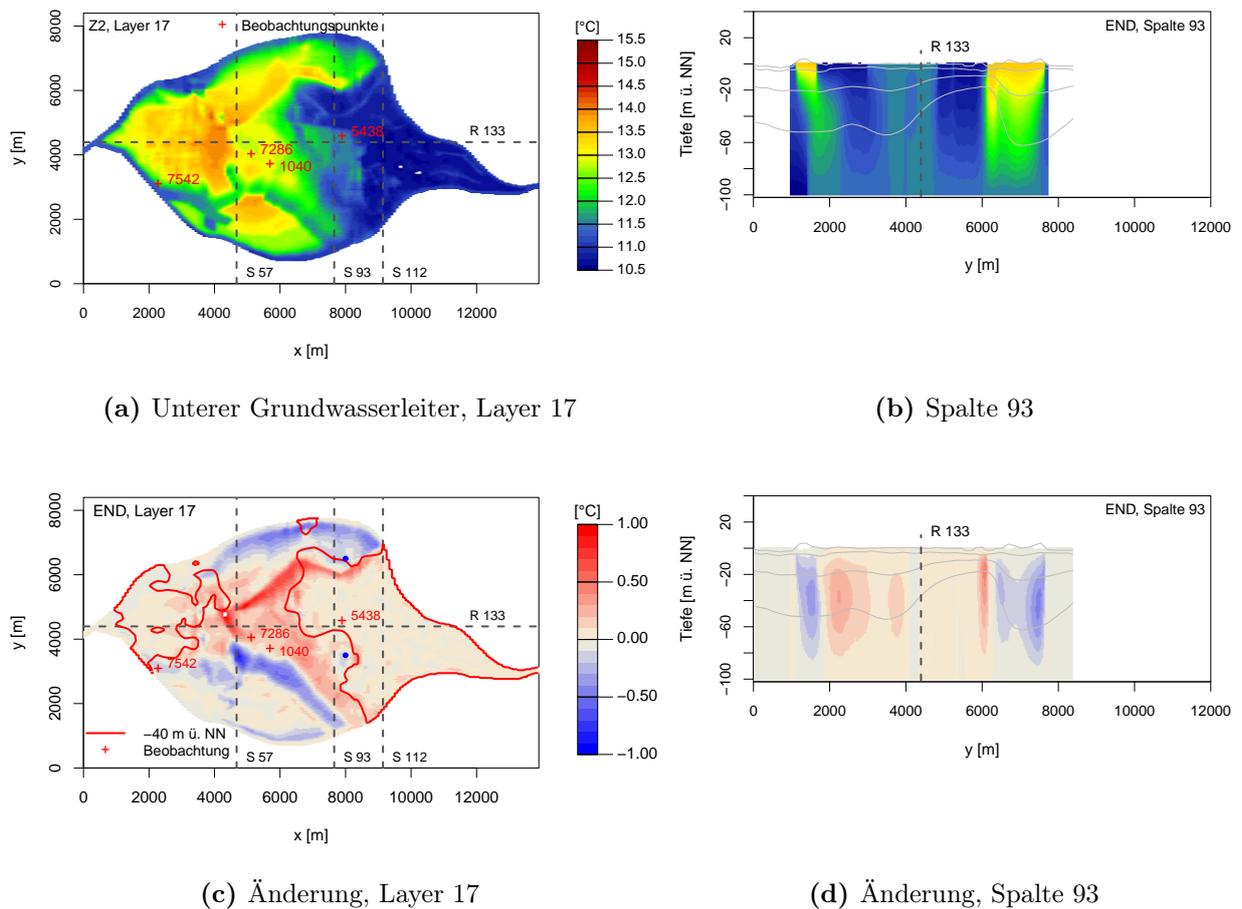
Nachfolgend werden die Folgen des Elbwasseranstiegs vor dem Hintergrund veränderter Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten erläutert.

**Temperaturänderungen** In Abbildung 6.31 sind sowohl Grundwassertemperaturen als auch infolge des Elbwasseranstiegs hervorgerufene Temperaturdifferenzen im unteren Grundwasserleiter (Modelllayer 17) sowie in einem exemplarischen Profilschnitt (Spalte 93) dargestellt.

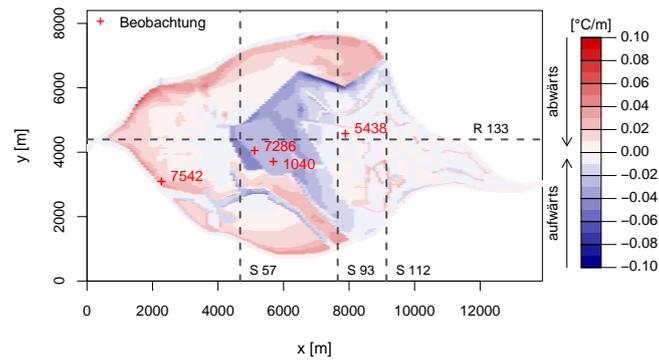
Aus Abbildung 6.31 (a) und (c) geht hervor, dass sich im unteren Grundwasserleiter im Mittel eine geringfügige Zunahme der Grundwassertemperatur von  $0.02^{\circ}\text{C}$  gegenüber dem Referenzzustand einstellt. In unmittelbarer Nähe zur Elbe kommt es im Bereich der stark versiegelten Aufhöhung zu einer Abkühlung um bis zu  $-1.0^{\circ}\text{C}$ . Im Abstrom der wärmeren Wohn- und Industrie- beziehungsweise Hafengebiete werden hingegen relativ erhöhte Temperaturen mit einer maximalen Zunahme von  $+1.0^{\circ}\text{C}$  simuliert. Wie bereits in Kapitel 4 erläutert wurde, erfolgt in den versiegelten Gebieten eine niederschlagsbedingte Grundwasserneubildung. Die Zusickerung erzeugt eine nach unten gerichtete Strömungskomponente, die im Bereich der Wilhelmsburger Rinne dem von unten nach oben gerichteten konduktiven Wärmetransport entgegen wirkt. Durch den Anstieg der mittleren Elbwasserstände wird die resultierende Fließrichtung horizontal abgelenkt, sodass die untere Randbedingung die Grundwassertemperaturen an der Grundwasserleiterbasis prägt.

Das entwässerte Grünland bleibt von dem Elbwasseranstieg weitestgehend unbeeinflusst, da zwischen allen angrenzenden Temperaturrandbedingungen kein nennenswerter Unterschied besteht, vergleiche dazu auch Abbildung 6.21 (e).

**Transportprozesse** Der Elbwasseranstieg führt in den entwässerten Teilgebieten zu einem beschleunigten Grundwasseraufstieg, der den Einfluss der unteren Randbedingung



**Abbildung 6.31.:** Darstellung der simulierte Absoluttemperaturverteilung im stationären Zustand nach 350 Jahren Modellrechenzeit und der Temperaturänderung bezogen auf das Referenzmodell unter der Annahme eines Elbwasseranstiegs von +80 cm, Szenario Z2. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).



**Abbildung 6.32.:** Durch einen Elbwasserspiegelanstieg um +80 cm (Z2) bedingter Temperaturgradient im oberflächennahen Grundwasserleiter; Pfeile entlang der Farblegende geben die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports wieder.

stärkt. Die erhöhte Vertikalströmung bedingt an definierten Punkten im Abstrom einer steil ansteigenden Grundwasserleitersohle die Ausbildung kühlerer Zonen. Diese sind in Abbildung 6.31 (c) abgebildet und gekennzeichnet. Begünstigt wird die Ausbildung kühlerer Bereiche durch das Entwässerungssystem, welches den hydraulischen Gradienten und somit die Grundwasserströmung beeinflusst.

Die größten Temperaturänderungen erfolgen in den mächtigeren und tiefer liegenden Aquiferbereichen, wie anhand der Sohlhöhenlinie bei -40 m ü. NN in Abbildung 6.31 (c) abgeleitet werden kann.

Somit wird die Aussage gestärkt, dass bei größerer Mächtigkeit und kürzeren Fließwegen der horizontal konvektive Wärmetransport an Bedeutung gewinnt. In den gering mächtigen Gebieten bleibt der Einfluss des konduktiv vertikalen Transports unverändert dominant. Die unterschiedlichen Betrachtungstiefen führen dazu, dass der Einfluss der unteren Temperaturrandbedingung in tieferen Abschnitten grundsätzlich größer ist und durch die beschriebene Strömungsablenkung weiter zu nimmt.

Die Reichweite des thermischen Elbeinflusses geht aus dem in Abbildung 6.31 (b) und (d) dargestellten Profilschnitt hervor. Über eine Länge von 2000 m ergibt sich am linken Profiltrand eine Temperaturänderung zwischen  $-0.5^{\circ}\text{C}$  und  $+0.5^{\circ}\text{C}$ . Die kühlende Wirkung ergibt sich aus dem erhöhten Elbwasserzustrom und der Temperaturdifferenz zwischen dem Grund- und Elbwasser in Ufernähe. Der Temperaturunterschied wird bedingt durch die erhöhten Potenzialoberflächentemperaturen der ufernahen industriellen Nutzung, siehe Abbildung 6.21 (f). Durch den Zustrom kühleren Elbwassers wird über eine Länge von etwa 500 m die Temperatur im Untergrund herabgesetzt. Die sich aufgrund der höheren Oberflächentemperatur im Grundwasserleiter in die Tiefe ausbreitende Temperaturfahne wird durch die zunehmende horizontale Strömungsgeschwindigkeit in Richtung Inselzentrum abgelenkt, sodass eine erhöhte Grundwassertemperatur im Abstrom resultiert. Am

rechten Profilrand wird ebenfalls eine Reichweite des Elbwasseranstiegs von etwa 2000 m ausgemacht. Aufgrund der ausgedehnten Erwärmung an der Potenzialoberfläche im Bereich der industriellen Nutzung in Ufernähe resultiert aus dem erhöhten Elbwasserzustrom eine Abkühlung des ufernahen Bereichs und eine anschließende Erwärmung in Richtung der entwässerten Gebiete.

Die thermische Reichweite ändert sich durch steigende Elbwasserstände entlang des entwässerten Bereichs nicht, wie ein Vergleich der Gradienten des Z2 Szenarios in Abbildung 6.32 mit denen des Ausgangszustands in Abbildung 6.22 zeigt. Lediglich eine lokale Erhöhung der Gradienten wird daran deutlich. Die Reichweite des Elbeinflusses ist maßgeblich von den unveränderten Entwässerungswasserständen abhängig.

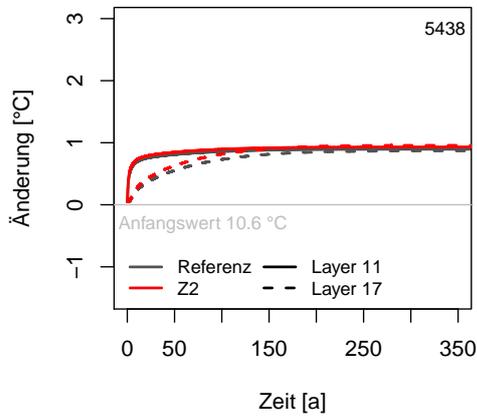
**Zeitliche Temperaturentwicklung** Die zeitliche Entwicklung der Grundwassertemperatur unter der Wirkung des Elbwasseranstiegs ist an ausgewählten Beobachtungspunkten im Vergleich zum Referenzmodell in Abbildung 6.33 (a) bis (d) für die Modellschichten 11 und 17 wiedergegeben.

Aus Abbildung 6.33 (a) und Abbildung 6.33 (b) geht für das Umfeld der Grundwassermessstellen 5438 und 1040 ein geringer Einfluss der Elbwasserstandsänderung auf die lokalen Temperaturverhältnisse hervor.

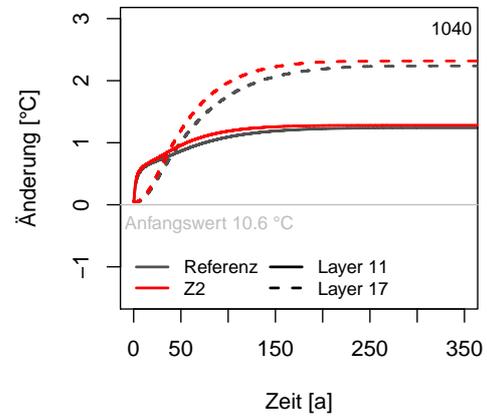
An der Messstelle 7286 wird in beiden Modellschichten eine Temperaturzunahme von  $+0.24^{\circ}\text{C}$  beziehungsweise  $+0.09^{\circ}\text{C}$  simuliert, wie Abbildung 6.33 (c) zeigt. Diese Änderung besteht aufgrund der zunehmenden horizontalen Strömungskomponente im Abstrom der Hafentflächen und der daraus resultierenden lateralen Ablenkung der Temperaturfahne in Richtung des entwässerten Inselzentrums. Die Tatsache, dass in größeren Tiefen die Temperaturzunahme deutlicher ausfällt als im oberen Grundwasserleiter, folgt aus dem Einfluss der unteren Randbedingung auf die Temperaturen im Grundwasserleiter. Mit zunehmendem Abstand nimmt auch die Wirkung der unteren Randbedingung ab, vergleiche dazu Abbildung 6.32. Ferner herrschen im unteren Grundwasserleiter größere Strömungsgeschwindigkeiten, die ausgehend von den Hafentflächen eine stärkere horizontale Temperaturverlagerung bedingen.

An der Messstelle 7542, die sich in unmittelbarer Elbnähe befindet, ist eine Grundwassertemperaturänderung zwischen  $-0.18^{\circ}\text{C}$  und  $-0.08^{\circ}\text{C}$  erkennbar, die sich aus dem erhöhten Elbwasserzustrom und dem im Vergleich zu der oberen Temperaturrandbedingung geringeren Elbwassertemperaturen ergibt.

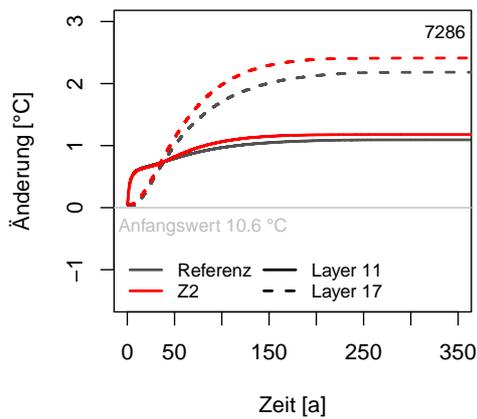
In allen Tiefen und an allen Messstellen wird eine vom Anfangswert ausgehende Entwicklungsbeschleunigung und somit ein schnelleres Erreichen des stationären Temperaturzustands deutlich. Dies lässt auf einen erhöhten horizontal, konvektiven Wärmetransport schließen.



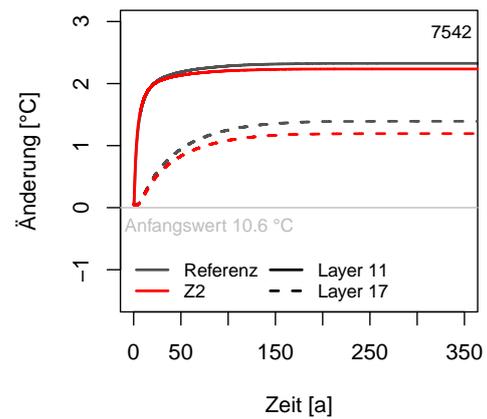
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040



(c) Messstelle 7286



(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.33.:** Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzustand (1971-2000) und dem Szenario Z2 ausgehend von einem Anfangswert von 10.6°C über einen Zeitraum von 400 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modell-layer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.

**Bedeutung des Elbwasseranstiegs** Der Elbwasseranstieg im Z2 Szenario führt zu um den Faktor 1.5 bis 3.5 erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten, die gegenüber dem Referenzzustand Temperaturdifferenzen zwischen  $-1.0^{\circ}\text{C}$  und  $1.0^{\circ}\text{C}$  hervorrufen. Das Verhältnis vertikaler Konduktion zu horizontaler Konvektion wird in dieser Modellvariante zu Gunsten der horizontalen Konvektion verschoben. Entlang der Elbe folgt daher in den wärmeren, aufgehöhten Bereichen eine Abkühlung durch das Eindringen von Elbwasser. Im Abstrom aufgehöhter Bereiche wird das Grundwasser verglichen mit dem Referenzzustand erwärmt.

Unter den stark versiegelten und tief liegenden Hafengebieten wird die zuvor durch die Grundwasserneubildung beeinflusste Strömung horizontal abgelenkt. Dadurch nimmt der Einfluss der unteren Randbedingung auf die Temperaturverteilung im unteren Grundwasserleiter zu. Im oberen Grundwasserleiter und den flachen Aquiferbereichen ist die Wirkung aufgrund des Abstands zum unteren Modellrand weniger stark ausgeprägt.

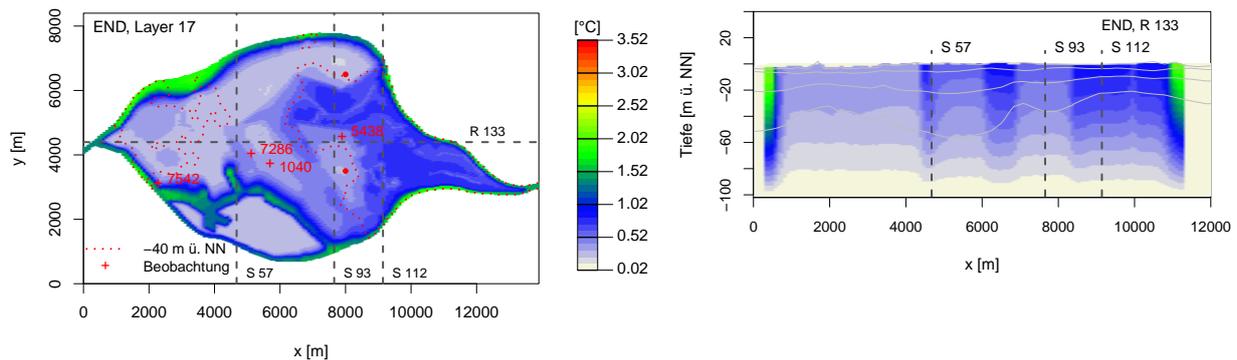
Die Aufwärtsströmung in den entwässerten Bereichen wird lokal durch die Grundwasserleitergeometrie unterstützt und fördert die Ausbildung kühlerer Zonen. Hingegen bleibt das Grünland aufgrund der angrenzenden einheitlichen Temperaturrandbedingungen vom Elbwasseranstieg unbeeinflusst.

Unter den Hafensflächen führt der Elbwasseranstieg flächenhaft zu höheren Grundwassertemperaturen. Im Gegensatz dazu ist entlang der entwässerten Bereiche eine maximale Reichweite des thermischen Elbeinflusses von 2000 m festzustellen, die maßgeblich von den Wasserständen des Entwässerungssystems abhängt und gegenüber dem Referenzzustand unverändert bleibt.

### 6.6.3. Einfluss veränderter Temperaturrandbedingungen

Der Klimawandel führt zu erhöhten Oberflächen- und Elbwassertemperaturen. Um deren Wirkung im Grundwasser zu bestimmen, wurden basierend auf dem Minimal- und Maximalszenario aus Kapitel 5 die Potenzialoberflächentemperatur sowie die Elbwassertemperatur angepasst (Z3 und Z4). Der kombinierte Einfluss aus Temperaturänderungen und Elbwasserspiegelanstieg wurde für minimale und maximale Änderungen in den Szenarien Z5 und Z6 untersucht. In allen Modellszenarien wurde die Temperaturverteilung des stationären Referenzzustands (1971-2000) als Anfangswert verwendet und alle Randbedingungen über eine Modelllaufzeit von 350 Jahren konstant gehalten.

Die resultierenden Temperaturverteilungen der Modellszenarien werden in den folgenden Abschnitten im Einzelnen beschrieben, analysiert und verglichen.



(a) Unterer Grundwasserleiter, Layer 17

(b) Reihe 133

**Abbildung 6.34.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand (350 Jahre Modellrechenzeit) des Minimalszenarios Z3 (2071-2100) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).

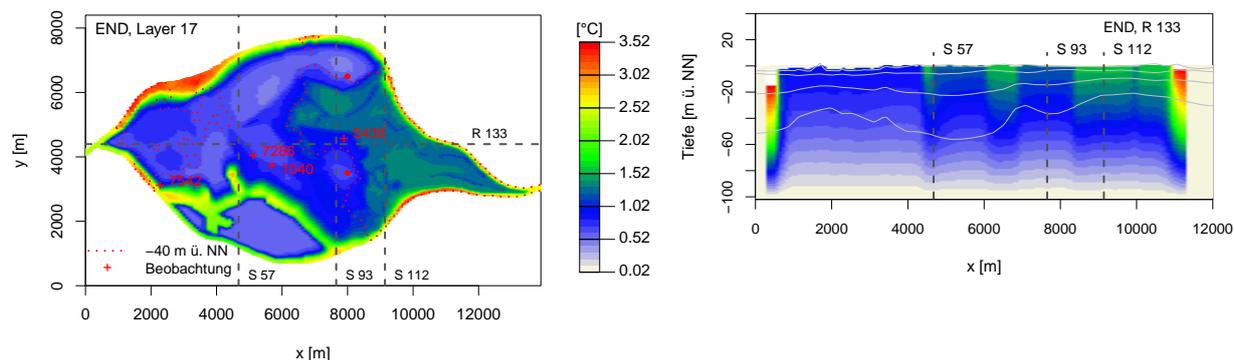
**Einfluss veränderter Oberflächen- und Elbwassertemperaturen** Die stationäre Temperaturverteilung zum Ende der Modellrechenzeit ist für das Szenario Z3 in Abbildung 6.34 und für das Szenario Z4 in Abbildung 6.35 dargestellt.

Die Zunahme der Temperaturen an der Potenzialoberfläche bedingt eine Temperaturerhöhung über die gesamte Grundwasserleitermächtigkeit und in der gesamten Fläche des Untersuchungsgebiets. Dabei fällt die Temperaturänderung an der Sohle geringer aus als an der Grundwasserleiteroberfläche, wie Abbildung 6.34 (a) und Abbildung 6.34 (b) verdeutlichen.

Mit zunehmender Versiegelung innerhalb der vereinfachten Flächennutzungsklassen nimmt die Grundwassertemperaturänderung ab und führt zukünftig zu einem verringerten Stadtwärmeeffekt im oberflächennahen Grundwasserleiter. Auf den Zusammenhang zwischen der Versiegelung und den resultierenden Oberflächentemperaturen wurde ausführlich in Abschnitt 5.5 eingegangen.

In den Szenarien wurde die Temperatur am unteren Modellrand konstant gehalten. Aufgrund der Höhenunterschiede der Sohle und der Temperaturanomalie am unteren Modellrand variiert der Einfluss steigender Oberflächentemperaturen an der Grundwasserleiterbasis und nimmt mit der Tiefe ab.

Aus den erhöhten Potenzialoberflächentemperaturen resultiert in den entwässerten Gebieten der Szenarien Z3 und Z4 ein abwärts gerichteter konduktiver Wärmetransport, der dem konvektiven Grundwasseraufstieg entgegen wirkt.



(a) Unterer Grundwasserleiter, Layer 17

(b) Reihe 133

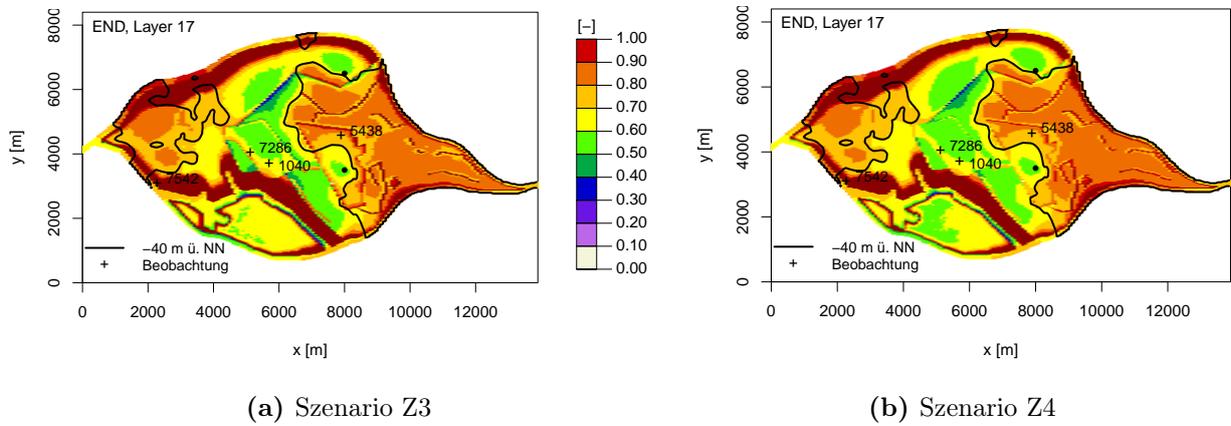
**Abbildung 6.35.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand (350 Jahre Modellrechenlaufzeit) des Maximalszenarios Z4 (2071-2100) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).

*Elbeinfluss* Das Verhältnis der Grundwassertemperaturänderung an der Aquiferbasis zur Änderung an der Potenzialoberfläche zeigt Abbildung 6.36. Dunkelrote Bereiche geben darin einen Faktor größer als eins wieder und zeigen den Einflussbereich der Elbwassertemperaturänderung. Die Änderung der Temperatur ist in diesen Bereichen größer als an der Potenzialoberfläche, da auch die Änderung der Wassertemperatur größer als die an der Oberfläche ist. Der maximale Faktor ergibt sich aus der Temperaturdifferenz zwischen dem Elbwasser und der ufernahen Potenzialoberfläche der stark versiegelten Gebiete. Für das Szenario Z3 wurde ein Faktor von 5 und für das Szenario Z4 aufgrund der geringeren Temperaturunterschiede ein kleinerer Faktor von 3.7 bestimmt.

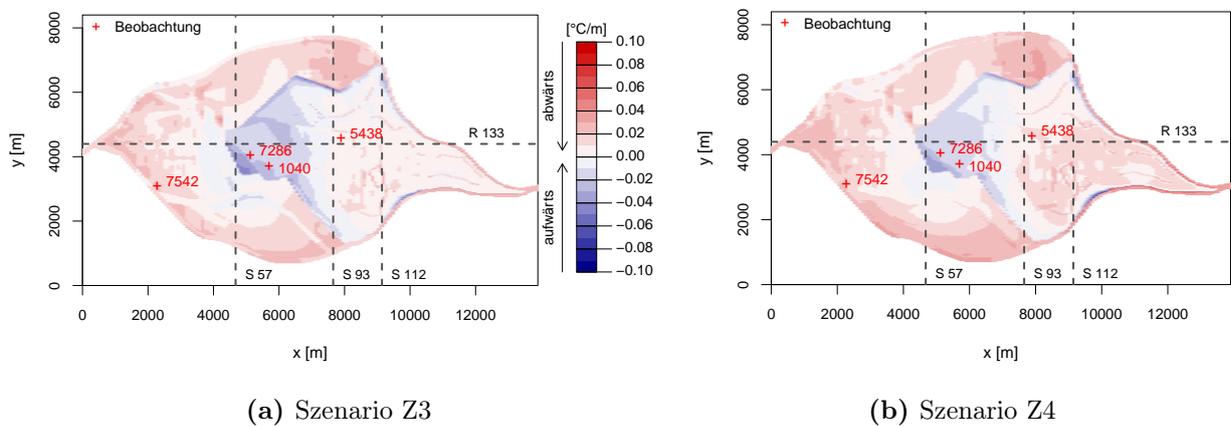
Der thermische Einfluss der Elbe reicht in den Szenarien Z3 und Z4 entlang der Ufer 180 m bis 400 m und im Einflussbereich der Grundwasserentnahme 730 m. Entlang der Grünlandabschnitte markieren die dunkelroten Bereiche Abschnitte mit erhöhtem Elbwasserzustrom und größeren Strömungsgeschwindigkeiten. Außerhalb des Einflussbereichs der Elbe entspricht die Grundwassertemperaturänderung in den höher gelegenen Bereichen 60% bis 100% der Temperaturänderung an der Potenzialoberfläche. In den tieferen Abschnitten ergibt sich für beide Szenarien eine Änderung zwischen 40% und 80%.

*Temperaturgradienten* Die in den Modellszenarien Z3 und Z4 resultierenden Temperaturänderungen im unteren Grundwasserleiter führen unter Berücksichtigung der Temperaturen am oberen Grundwasserleiterrand zu den in Abbildung 6.37 dargestellten Temperaturgradienten. Daraus geht hervor, dass durch den Einfluss der Elbe die untere Temperaturanomalie wie im Referenzszenario und im Z2 Szenario abgeschirmt wird. Verglichen mit

6.6. Modellergebnisse der Zukunftsszenarien und klimawandelbeeinflusste Temperaturverteilung im Grundwasser (2071-2100)



**Abbildung 6.36.:** Änderung der Temperatur im unteren Grundwasserleiter (Layer 17) der Modellszenarien Z3 und Z4 bezogen auf das Klimasignal an der Grundwasserpotenzialoberfläche.



**Abbildung 6.37.:** Vertikale Temperaturgradienten im oberflächennahen Grundwasserleiter zwischen den Modellschichten 9 und 17 der Zukunftsszenarien Z3 und Z4; Pfeile entlang der Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports.

den Gradienten des Z2 Szenarios in Abbildung 6.32 kehren sich aufgrund der Temperaturänderung an der Potenzialoberfläche die Gradienten in den entwässerten Gebieten um. Alle Gradienten werden positiver, sodass der abwärts gerichtete Wärmetransport verstärkt und der aufwärts gerichtete Wärmetransport verringert wird. Folglich nimmt der Einfluss der unteren Temperaturrandbedingung ab. Diese Beobachtung ist im maximalen Szenario Z4 ausgeprägter als im minimalen Z3 Szenario.

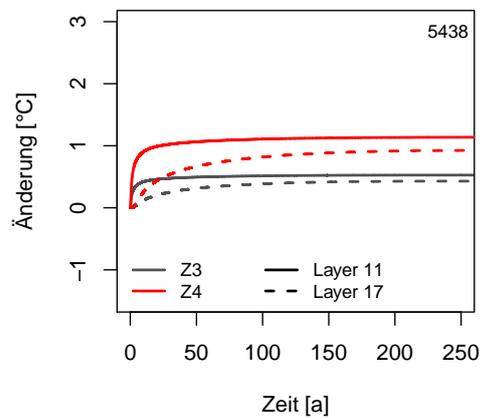
*Zeitliche Temperaturentwicklung* Die zeitlichen Temperaturentwicklungen in den Szenarien Z3 und Z4 sind bezogen auf den stationären Referenzzustand in Abbildung 6.38 (a) bis (d) dargestellt. An allen Messstellen und in allen Tiefen ist nach maximal 250 Modellrechnungsjahren der Gleichgewichtszustand erreicht. Für die in Wohngebieten gelegenen Messstellen 5438, 1040 und 7286 ergibt sich aus Abbildung 6.38 (a) bis (c) eine geringere Temperaturänderung im Grundwasserleiter als an der klimatisch beeinflussten Potenzialoberfläche. Dies gilt für beide Zukunftsszenarien gleichermaßen. Ferner ist die Untergrundtemperaturänderung im oberen Grundwasserleiter (Modellschicht 11) größer als an der Grundwasserleitersohle (Modellschicht 17). Sie stellt in beiden Szenarien und an allen drei Beobachtungspunkten einen Anteil von etwa 90% der Änderung der Potenzialoberflächentemperatur dar.

Ein vergleichsweise geringer Abstand zur Oberfläche und eine abwärts gerichtete Konduktion im Bereich der Messstelle 5438 führen an der Grundwasserleiterbasis zu vergleichsweise größeren Änderungen als an den anderen beiden Beobachtungspunkten. An den Messstellen 1040 und 7286 erfolgt die Erwärmung in der Tiefe dem Temperaturgradienten folgend von unten.

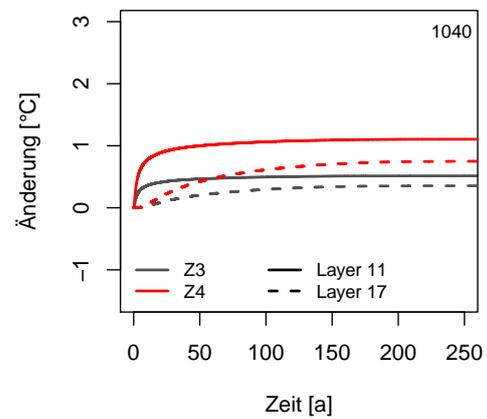
Der Beobachtungspunkt 7542 in Abbildung 6.38 (d) befindet sich im unmittelbaren Einflussbereich der Elbe. Die Änderungen der Temperatur im Grundwasserleiter fallen aus diesem Grund größer aus als an der Potenzialoberfläche. Dies ist verstärkt im unteren Grundwasserleiter zu beobachten, in dem der hydraulische Elbeinfluss am größten ist. Die Differenzen zwischen den Temperaturen innerhalb der Modellschichten sind in beiden Szenarien gleich groß. Da sich die Potenzialoberflächen- und Elbwassertemperaturen in beiden Szenarien gleichermaßen unterscheiden, lassen sich die Differenzen auf die Grundwasserhydraulik zurückführen. Ferner führt die elbnahe Grundwasserströmung zu einer Verringerung des abwärts gerichteten Temperaturgradienten und einer verlangsamten Konduktion.

**Änderungen durch Elbwasser- und Temperaturanstieg** Zusätzlich zu den Temperaturänderungen an den Modellrändern werden nachfolgend die Folgen eines Elbwasseranstiegs von +80 cm berücksichtigt.

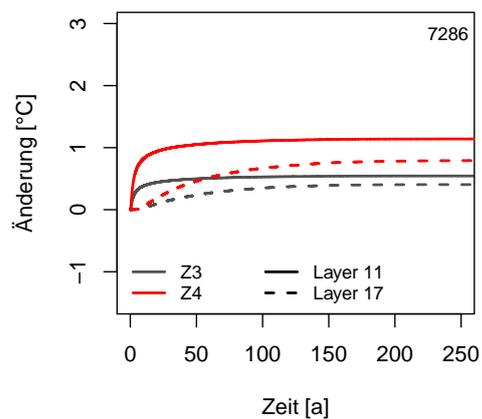
In Abbildung 6.39 und Abbildung 6.40 sind Temperaturänderungen der Szenarien Z5 und Z6 bezogen auf die Szenarien Z3 und Z4 dargestellt, die aus dem Wasserspiegelanstieg der Elbe um +80 cm resultieren.



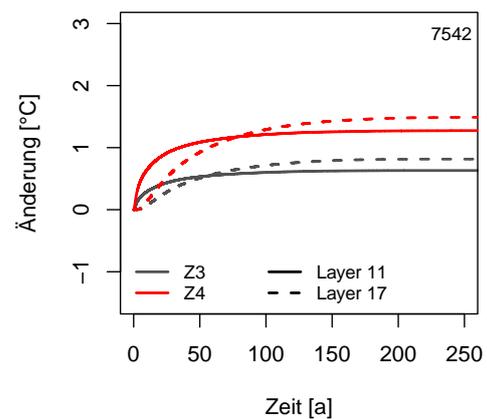
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040

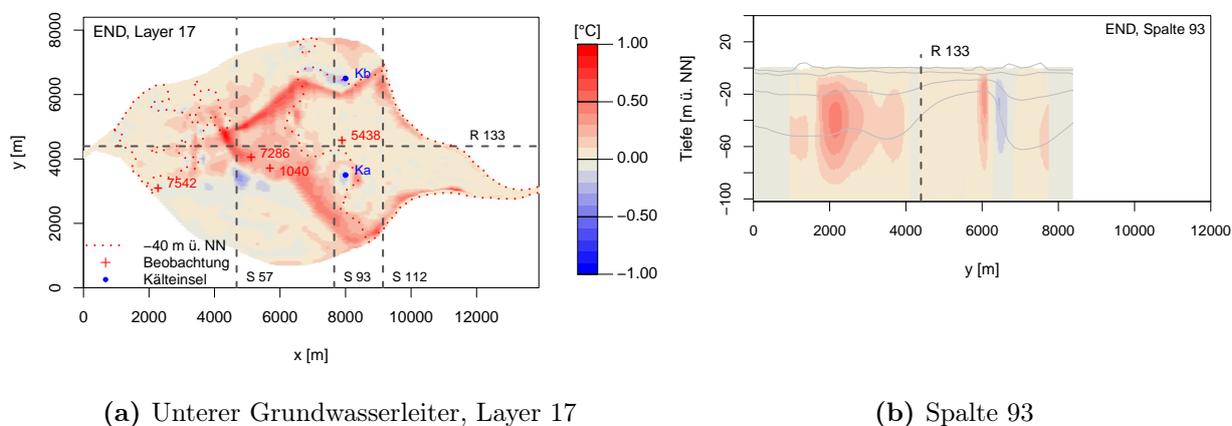


(c) Messstelle 7286

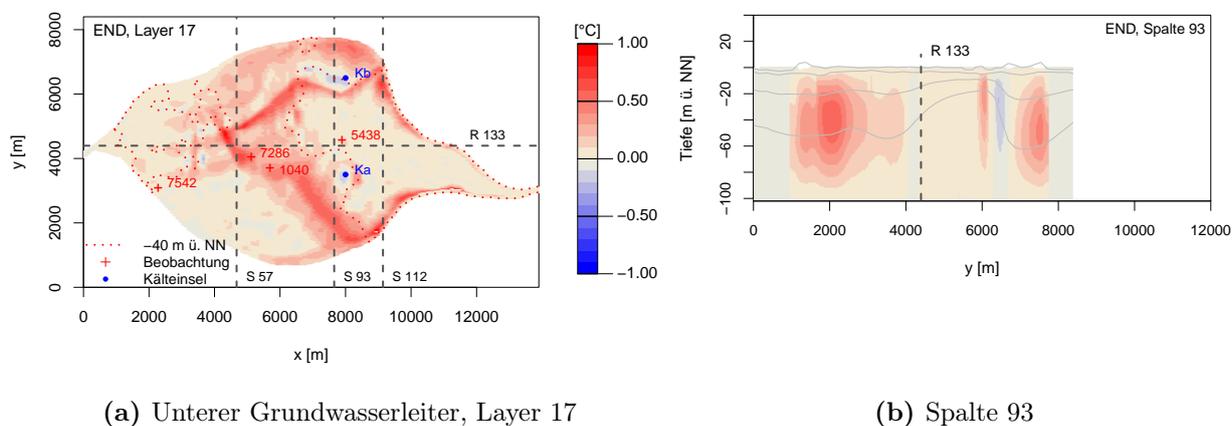


(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.38.:** Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z3 und Z4 ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 250 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modell-layer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.



**Abbildung 6.39.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand des Szenarios Z5 (2071-2100) bezogen auf das Szenario Z3 (2071-2100). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).



**Abbildung 6.40.:** Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand des Szenarios Z6 (2071-2100) bezogen auf das Szenario Z4 (2071-2100). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie).

An der Grundwasserleiterbasis in Abbildung 6.39 (a) und in Abbildung 6.40 (a) nimmt die Temperatur durch den Elbwasseranstieg um maximal  $+1^{\circ}\text{C}$  zu. Darin werden für das Maximalszenario Z6 größere Differenzen als für das Minimalszenario Z5 deutlich. Die Profilschnitte in Abbildung 6.39 (b) und Abbildung 6.40 (b) verdeutlichen durch den Elbwasseranstieg hervorgerufene, zusätzliche Temperaturerhöhungen über die gesamte Grundwasserleitermächtigkeit.

Für das Minimalszenario Z5 stellt sich an der Oberfläche der stark versiegelten Hafengebiete eine der Elbwassertemperatur des Szenarios nahezu entsprechende Potenzialoberflächentemperatur ein. Aufgrund der geringen Differenz zu Gunsten der versiegelten Flächen kann der Elbeinfluss, wie im Bereich der Spalte 57 in Abbildung 6.39 (a), zu einer Abkühlung führen. Verglichen mit den Grünlandtemperaturen des Szenarios sind die Elbwassertemperaturen höher und führen zu einer ufernahen Erwärmung in den strömungsbeeinflussten Bereichen des Grundwasserleiters.

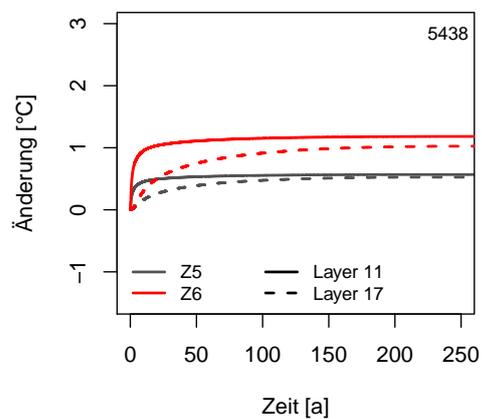
Im Maximalszenario Z6 liegt die Elbwassertemperatur über der Potenzialflächentemperatur aller definierten Nutzungszonen, sodass der Elbwasseranstieg zu einer zusätzlichen Erwärmung über die gesamte Grundwasserleitermächtigkeit führt.

Maximale Temperaturzunahmen sind aufgrund erhöhter Strömungsgeschwindigkeiten und einer horizontalen Ablenkung der Strömung in Richtung der Entwässerung sowohl im Abstrom der Elbe als auch der stark versiegelten Gebiete zu beobachten. Die Ergebnisse ähneln denen des Z2-Szenarios, die in Abschnitt 6.6.2 erläutert wurden. Die für das Z2-Szenario diskutierten kühleren Zonen, die aus dem Einfluss veränderter Strömungsbedingungen, einer geringeren Temperatur am unteren Modellrand und der Grundwasserleitergeometrie resultierten, bilden sich ebenfalls in den Szenarien Z5 und Z6 im Umfeld der Markierungspunkte aus.

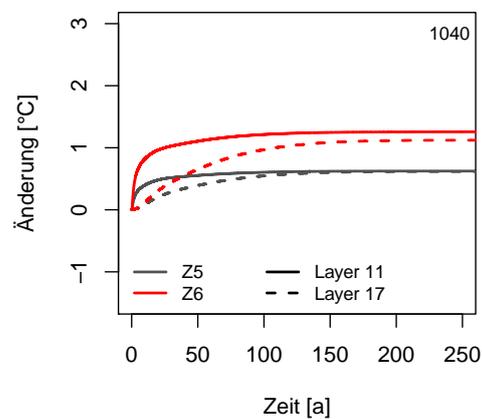
*Zeitliche Temperaturentwicklung* Abbildung 6.41 (a) bis (d) zeigen die zeitliche Temperaturentwicklung in den Szenarien Z5 und Z6 bezogen auf den Referenzzustand. An allen Beobachtungspunkten ist nach 250 Modelljahren ein neuer stationärer Zustand im gesamten Grundwasserleiter erreicht.

Für die in den Wohngebieten gelegenen Messstellen 5438, 1040 und 7268 werden verglichen mit den Szenarien Z3 und Z4 im unteren Grundwasserleiter signifikantere Temperaturänderungen als im oberen Grundwasserleiter deutlich. Während im oberen Grundwasserleiter die Änderung etwa dem Klimasignal an der Potenzialoberfläche entspricht (98% bis 123%), fallen die Änderungen im unteren Grundwasserleiter zum Teil deutlich größer als an der Oberfläche aus (84% bis 143%). Verglichen mit den Szenarien Z3 und Z4 ist eine auf das Änderungssignal der Potenzialoberfläche bezogene Zunahme von 7% bis 70% zu beobachten. An den Messstellen 1040 und 7286 ergeben sich aufgrund des in Abschnitt 6.5 beschriebenen Elbeinflusses größerer Änderungen, als am Beobachtungspunkt 5438.

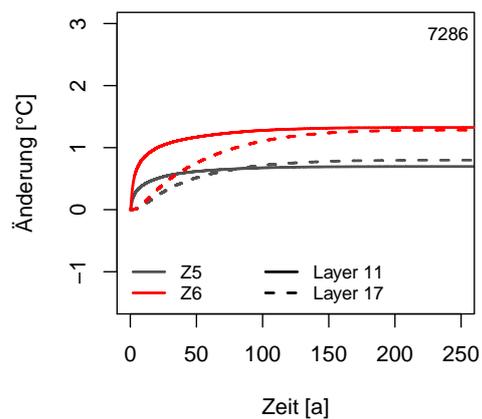
In unmittelbarer Elbnähe wird im Umfeld der Messstelle 7542 im Vergleich zu den Szenari-



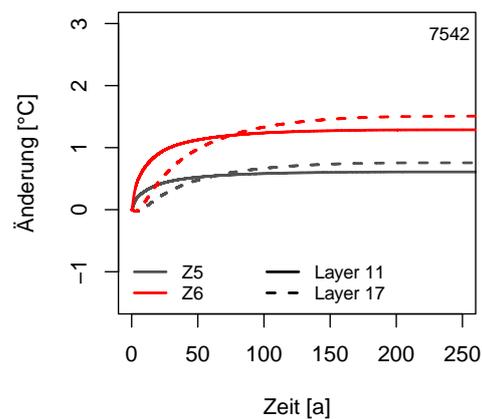
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040



(c) Messstelle 7286



(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.41.:** Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z5 und Z6 ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 250 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modell-layer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.

en Z3 und Z4 keine zusätzliche Temperaturzunahme infolge des Elbwasseranstiegs deutlich. Die Temperaturänderungen der Szenarien Z5 und Z6 verlaufen wie in den Szenarien Z3 und Z4. Hier ist ausschließlich der konduktive Wärmetransport und die Beeinflussung durch die Elbwassertemperatur für die Temperaturentwicklung verantwortlich.

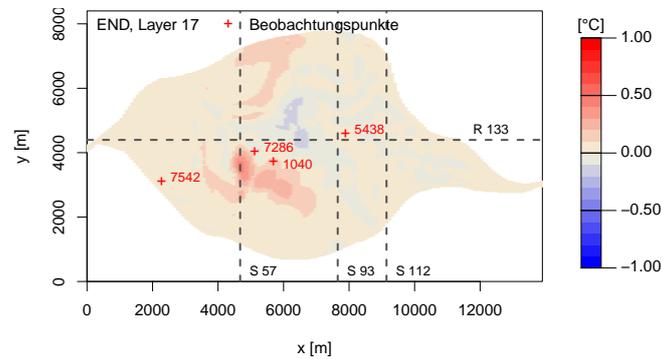
**Modellvarianten des Maximalzukunftsszenarios** Basierend auf dem Maximalszenario Z6 wurden zwei weitere Varianten betrachtet. Anhand des Szenarios Z6a wird der Einfluss einer einheitlichen, konstanten Temperaturrandbedingung an der Modellunterkante auf die Ausprägung des Klimasignals im Grundwasserleiter erläutert. Die Entwicklung der Grundwassertemperatur bei zeitlich variierenden Randbedingungen wird im Szenario Z6b evaluiert.

*Vereinheitlichte Temperaturrandbedingung (Z6a)* Analog zur Modellvariante Z1a wurde im Modellszenario Z6a die untere Temperaturrandbedingung vereinheitlicht und die resultierende Änderung bezogen auf das Szenario Z1a bestimmt. Die Differenzen sind in Relation zum Änderungssignal des Szenarios Z6 in Abbildung 6.42 dargestellt. Daraus geht eine lokale Abweichung des Klimasignals an der Grundwasserleitersohle zwischen  $-0.16^{\circ}\text{C}$  und  $0.43^{\circ}\text{C}$  bei einer mittleren, absoluten Differenz von  $0.04^{\circ}\text{C}$  hervor.

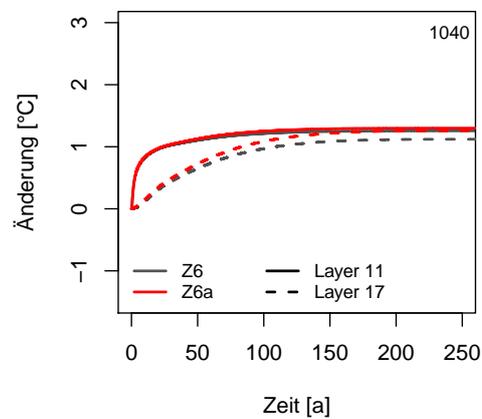
Aufgrund der einheitlichen unteren Randbedingung stellt sich im gesamten Gebiet ein abwärts gerichteter Temperaturgradient ein. Die größte Temperaturabweichung ist im Bereich der Wärmeanomalie am unteren Modellrand zu beobachten. Im Szenario Z6a sind die Teilflächen wärmer und stärkerer von der oberen Randbedingung beeinflusst, in denen sich der Temperaturgradient zwischen Potenzialoberfläche und unterem Modellrand gegenüber dem Szenario Z6 umkehrt und numerisch größer ausfällt. Daher dringt das Klimasignal konduktiv bis in größere Tiefen vor. Kühlere Zonen und ein geringerer Klimawandeleinfluss lassen sich hingegen in Bereichen beobachten, in denen der von unten nach oben wirkende Gradient des Z6-Szenarios absolut größer war als der im Szenario Z6a abwärts gerichtete Gradient.

Abbildung 6.43 zeigt die zeitliche Entwicklung der Temperaturänderung im oberen (Layer 11) und unteren (Layer 17) Grundwasserleiter an der Messstelle 1040. Daraus geht hervor, dass die Zeit zum Erreichen eines stationären Temperaturzustands durch die einheitliche untere Randbedingung im Vergleich zum Modellszenario Z6 unverändert ist. Ferner wird deutlich, dass keine Änderung der Signalausprägung im oberen Grundwasserleiter erfolgt, während eine Zunahme des Klimawandeleinflusses im unteren Grundwasserleiter zu beobachten ist.

*Zeitlich veränderliche Randbedingungen (Z6b)* Die bisher diskutierten klimawandelbedingten Temperaturänderungen wurden jeweils auf Basis stationärer Temperaturzustände



**Abbildung 6.42.:** Differenz der Klimasignale im unteren Grundwasserleiter (Layer 17) durch eine vereinheitlichte untere Randbedingung (Z6a - Z1a) bezogen auf den stationären Endzustand nach 350 Jahren Modellrechenzeit bei variierender unterer Temperaturrandbedingung (Z6 - Referenz).



**Abbildung 6.43.:** Zeitlicher Temperaturverlauf bei einer einheitlichen unteren Randbedingung (Szenario Z6a) an der Messstelle 1040 im Vergleich zum Modellszenario Z6; der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.

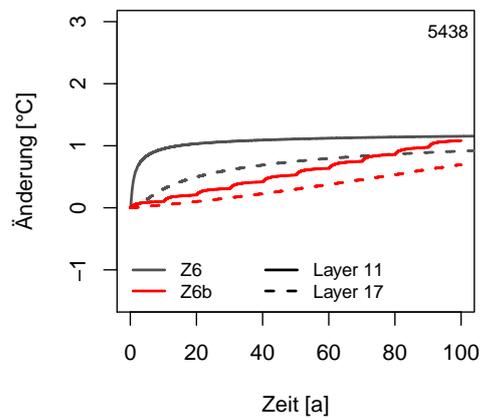
**Tabelle 6.10.:** Relative Differenzen nach 100 Jahren Modelllaufzeit des Szenarios Z6b bezogen auf die maximale Temperaturänderung der Szenarien Z6 und Z4.

| Messstelle | Layer | rel. Differenz [%] |        |
|------------|-------|--------------------|--------|
|            |       | Z6b/Z6             | Z6b/Z4 |
| 5438       | 11    | 92                 | 96     |
|            | 17    | 68                 | 74     |
| 1040       | 11    | 88                 | 100    |
|            | 17    | 61                 | 91     |
| 7286       | 11    | 89                 | 104    |
|            | 17    | 64                 | 104    |
| 7542       | 11    | 84                 | 84     |
|            | 17    | 60                 | 60     |

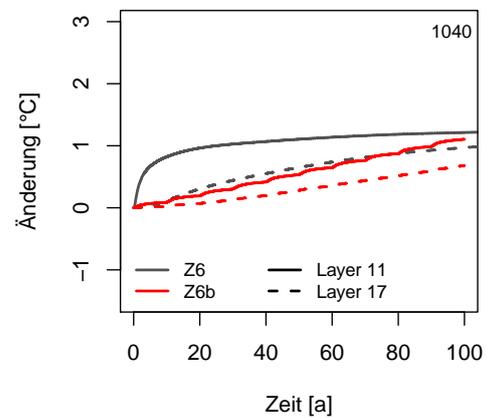
ermittelt, die sich nach einer modellierten Zeit von 150 bis 350 Jahren im oberflächennahen Grundwasserleiter des betrachteten Untersuchungsgebiets einstellen. Zudem wurde von einer sprunghaften Änderung der Temperaturen ausgegangen, wie sie beispielsweise aus einer Nutzungsänderung resultiert. Diese Annahmen gelten jedoch nicht für den real verlaufenden Klimawandel und stellen vielmehr einen Endzustand und weniger die zeitliche Entwicklung dar. Aus diesem Grund wurde für das Modellszenario Z6 ein transientes Strömungs- und Transportmodell aufgebaut. Ausgehend vom Referenzzustand wird darin die Temperaturentwicklung infolge linear ansteigender Elbwasserstände und Temperaturrandbedingungen über einen Zeitraum von 100 Jahren simuliert. Die Temperaturverläufe sind im Vergleich zum Zukunftsszenario Z6 in Abbildung 6.44 (a) bis (d) wiedergegeben. Während sich an den Messstellen 5438, 1040 und 7286 ein nahezu linearer Verlauf im oberen und unteren Grundwasserleiter zeigt, wird ein zunehmend beschleunigter Anstieg der Temperaturen für die Messstelle 7542 sichtbar. Bedingt ist diese Beobachtung dadurch, dass die Änderung der Elbwassertemperaturen größer ist als an der Potenzialoberfläche. Somit nimmt der Einfluss des von der Elbe ausgehenden horizontal konvektiven Wärmetransports mit der Zeit zu. Es geht ferner aus dem Vergleich der Zeitreihen beider Szenarien hervor, dass die Temperaturzunahmen in Z6b an allen Messpunkten geringer ausfallen, als die im Szenario Z6 resultierenden Differenzen.

Die aus der sukzessiven Entwicklung des Klimawandelszenarios nach 100 Jahren zu beobachtenden Abweichungen zu den Ergebnissen der Szenarien Z6 und Z4 sind in Tabelle 6.10 zusammengefasst.

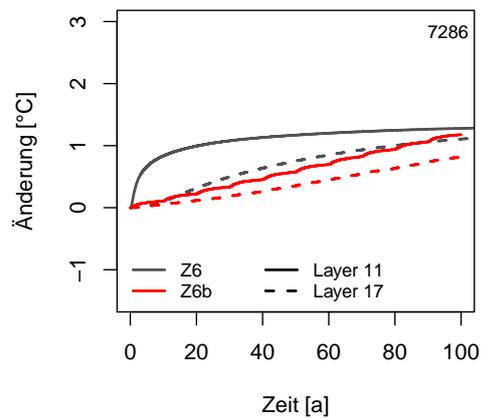
Nach 100 Jahren werden im Szenario Z6b Temperaturänderungen erreicht, die in beiden Modellschichten dem Modellszenario Z4 gleichen. Ferner geht daraus hervor, dass bezogen auf das Vergleichsszenario Z6 an den Messstellen 1040 und 7286 geringere Differenzen beobachtet werden, als an der von den Strömungsbedingungen thermisch weniger beeinflusste



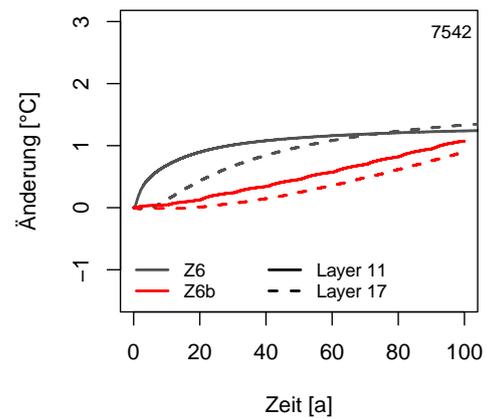
(a) Messstelle 5438



(b) Messstelle 1040



(c) Messstelle 7286



(d) Messstelle 7542

**Abbildung 6.44.:** Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z6 und Z6b ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 100 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modell-layer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder.

Messstelle 5438.

**Bedeutung der Temperaturänderungen und der zeitlichen Entwicklung** Die Modelluntersuchungen haben gezeigt, dass der beobachtete Klimawandeleinfluss im Grundwasser von der Mächtigkeit des Aquifers und der vertikalen Lage des Betrachtungspunkts, der Grundwasserströmung und Sohlgeometrie sowie den Temperaturrandbedingungen abhängt. Die Ergebnisse aller Szenarienrechnungen zeigen, dass der Stadtwärmeeffekt aufgrund unterschiedlicher Temperaturentwicklungen an der Potenzialoberfläche im Grundwasser zukünftig abnimmt.

Die Änderung der Temperatur an der Potenzialoberfläche führt unter den untersuchten Bedingungen grundsätzlich zu Temperaturerhöhungen im gesamten Grundwasserleiter. Minimale, mittlere und maximale Änderungen sind für die untersuchten Szenarien in Tabelle 6.11 zusammengefasst. Der obere Grundwasserleiter wird stärker durch einen Temperaturanstieg an der Potenzialoberfläche erwärmt. Grund dafür sind die Nähe zur oberen Randbedingung und eine geringe konvektive Beeinflussung infolge geringerer Strömungsgeschwindigkeiten. Für den unteren Grundwasserleiter sind hingegen die Variabilität der Mächtigkeit, die Temperaturanomale am unteren Modellrand sowie erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten für die Ausprägung des Klimawandels erheblich. Während in den flachen Aquiferbereichen der Wärmetransport vertikal konduktiv dominiert wird, prägt sich das Klimawandelsignal in größeren Tiefen entlang der Wilhelmsburger Rinne weniger stark aus und wird stärker von der Grundwasserströmung beeinflusst.

Durch den hinzukommenden Elbwasseranstieg ändert sich aufgrund zunehmender horizontaler Konvektion die Temperatur im Abstrom der stark versiegelten Hafengebiete lokal um maximal  $+1.0^{\circ}\text{C}$  an der Grundwasserleitersohle. In den übrigen tiefen Abschnitten fallen die Änderungen geringer aus.

Eine Vereinheitlichung der unteren Randbedingung führt in Abhängigkeit des Temperaturgradienten zu einer Veränderung des Klimasignals an der tiefen Grundwasserleitersohle zwischen  $-0.16^{\circ}\text{C}$  und  $0.42^{\circ}\text{C}$ . Die maximale Änderung entspricht dem Klimasignal an der Potenzialoberfläche der Minimalszenarien Z3 und Z5 für die stark versiegelten Hafengebiete.

Die Untersuchungen zeigen, dass Wahl und Lage der unteren Temperaturrandbedingung die Temperaturverteilung im Untergrund grundsätzlich und die Auswirkungen möglicher Temperaturänderungen an der Oberfläche im Speziellen bedingen. Je nach Lage des unteren Modellrands im Verhältnis zum Ort der Beurteilung nimmt die Unsicherheit der Ergebnisse im Grundwasserleiter demnach zu.

Infolge einer aufwärts gerichteten Strömung bilden sich lokal unterstützt durch die Sohlgeometrie insbesondere unter der Wirkung des Elbwasseranstiegs kühlere Zonen aus, die

**Tabelle 6.11.:** Minimale, mittlere und maximale Temperaturänderungen im oberflächennahen Grundwasserleiter unter dem Einfluss der untersuchten Zukunftsszenarien.

|            | $\Delta T$ [°C] |     |     |     |                 |     |     |     |
|------------|-----------------|-----|-----|-----|-----------------|-----|-----|-----|
|            | Z3              | Z4  | Z5  | Z6  | Z3              | Z4  | Z5  | Z6  |
|            | <i>Layer 9</i>  |     |     |     | <i>Layer 17</i> |     |     |     |
| Minimum    | 0.4             | 0.8 | 0.3 | 0.8 | 0.2             | 0.5 | 0.1 | 0.4 |
| Mittelwert | 0.6             | 1.2 | 0.6 | 1.3 | 0.5             | 1.0 | 0.7 | 1.3 |
| Maximum    | 2.0             | 3.5 | 2.0 | 3.5 | 2.0             | 3.5 | 2.0 | 3.5 |

vom unteren Modellrand beeinflusst werden. Der vom unteren Modellrand ausgehende konvektive Transport wirkt dem konduktiven Fortschreiten des Klimasignals an der Oberfläche entgegen.

Linear steigende Temperaturen und Elbwasserstände führen nach 100 Jahren zum stationären Zustand des Z4-Szenarios. Daraus folgt, dass aufgrund der sukzessiven Zunahme der Strömungsgeschwindigkeiten das Temperaturfeld vornehmlich vertikal konduktiv beeinflusst wird. Dies zeigt auch die nahezu linear verlaufende Temperaturentwicklung der elbferneren Beobachtungspunkten. Eine wie im Szenario Z4 herrschende Temperaturverteilung ist ausgehend von dem stationären Referenzzustand zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) wahrscheinlicher, als der im Z6 Szenario abgebildete stationäre Zustand. Die Instationarität im Z6b Szenario führt gegenüber der unter stationären Bedingungen simulierten Temperaturverteilung im Z4 Szenario zu einer Beschleunigung der Temperaturentbreitung. Eine horizontal konvektive Beeinflussung wie im stationären Z6 Zustand wird sich infolge des Elbwasserpsiegelanstiegs zum Ende des Jahrhunderts nicht einstellen. Der im Z6 Szenario ermittelte Gleichgewichtszustand wird sich unter schließlich konstanten Bedingungen nach etwa 250 Modelllaufjahren ausbilden.

Die Ergebnisse des Z6b Szenarios zeigen, dass eine plötzliche Änderung der Temperaturrandbedingungen und die Annahme eines stationären Zustands die klimawandelbedingten Verhältnisse am Ende des Betrachtungszeitraums von 100 Jahren überschätzen. Der stationäre Zustand der Szenarien ist derselbe. Plötzliche Bodenoberflächentemperaturänderungen, wie sie beispielsweise in den Szenarien Z3 und Z4 angenommen wurden, können durch Landnutzungsänderungen hervorgerufen werden. Die Ergebnisse können entsprechend auch auf derlei Systemveränderungen übertragen werden.

**Tabelle 6.12.:** Gesetzliche Zielvorgaben zur Entwicklung des EE-Anteils in Deutschland.

|   | Zeit     | Anteil [%]         |
|---|----------|--------------------|
| EE am Endenergieverbrauch (Wärme/Kälte) | bis 2020 | 14 <sup>a</sup>    |
| EE-Strom am Bruttostromverbrauch        | bis 2025 | 40-50 <sup>b</sup> |
| EE-Strom am Bruttostromverbrauch        | bis 2035 | 55-60 <sup>b</sup> |
| EE am gesamten Bruttoenergieverbrauch   | bis 2020 | 18 <sup>b</sup>    |

<sup>a</sup> EEWärmeG, 2008

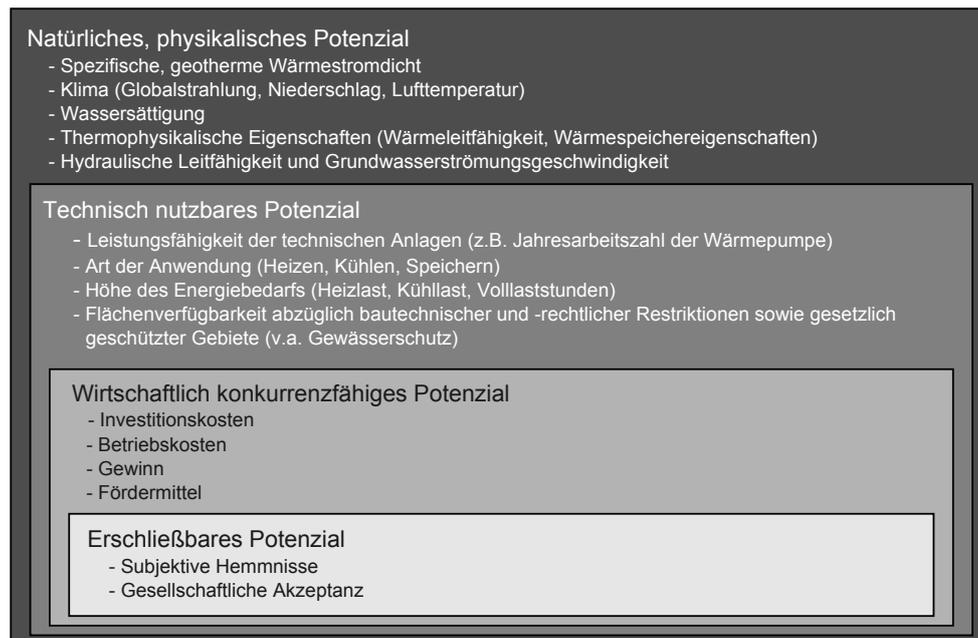
<sup>b</sup> EEG, 2014

## 6.7. Bestimmung des geothermischen Nutzungspotenzials erhöhter Grundwassertemperaturen infolge des Klimawandel und der Urbanisierung

Die Endlichkeit fossiler Energieressourcen sowie die Bewusstwerdung des Klimawandels und seiner Folgen führen zu einem steigenden Bestreben nach Ressourcen- und Klimaschutz. Die von der Bundesregierung erlassenen nationalen Gesetze und Verordnungen geben diesen einen rechtlichen Rahmen (EEWärmeG, 2008), (EEG, 2014), (EnEV, 2007). Der Gesetzgeber verfolgt damit das Ziel, neben der Vorgabe zur Energieeinsparung und einem angepassten Nutzerverhalten, unter der Wahrung der Wirtschaftlichkeit den Anteil EE (Erneuerbare Energien) am Endenergieverbrauch zum Heizen und Kühlen von Gebäuden (EEWärmeG, 2008) sowie am Gesamtverbrauch deutschlandweit produzierten und importierten Bruttostroms (EEG, 2014) zu erhöhen. Die festgelegten, mittelfristigen Zielvorgaben sind in Tabelle 6.12 zusammengefasst.

Das Erreichen dieser Ziele wird durch eine gesetzliche Nutzungspflicht von EE zur Klimatisierung von Neubauten und bei grundlegenden Renovierungen durchgesetzt (EEWärmeG, 2008). Bei geothermischen Anlagen und der Nutzung von Umweltwärme gilt diese Pflicht als erfüllt, sofern 50% der Wärme beziehungsweise Kälte aus den genannten Quellen stammen (EEWärmeG, 2008). Zusätzlich wurden wirtschaftliche Anreize in Form öffentlicher Förderungen zum Einbau entsprechender Raumklimatisierungsanlagen (EEWärmeG, 2008) sowie durch die Energieeinspeisevergütung (EEG, 2014) geschaffen.

Erdwärme ist eine natürliche und erneuerbare Energiequelle, die oberflächennah aufgrund der verhältnismäßig geringen Temperaturen ( $< 100^{\circ}\text{C}$ ) zur Raumklimatisierung oder Warmwasserbereitung unter Verwendung einer Wärmepumpe eingesetzt wird (Kaltschmitt u. a., 2013). Tiefe Geothermieanlagen hingegen werden zur Bereitstellung von Wärme und Strom verwendet (Janczik u. a., 2013). Der Anteil der oberflächennahen Geothermie am gesamten aus EE erzeugten Endenergieverbrauch ist gering und stellte trotz steigender Tendenz im Jahr 2014 einen kleinen Anteil von 6% dar (Arbeitsgruppe



**Abbildung 6.45.:** Potenziale und deren Einflussgrößen zur Nutzung der oberflächennahen Geothermie als erneuerbare Energiequelle (verändert nach Dengler, 2012).

Erneuerbare Energien-Statistik, 2015). Dieser geringe Anteil lässt sich anhand der bis zur Nutzung notwendigen Betrachtung maßgeblicher Potenziale erklären, die ausgehend von dem physikalisch messbaren geothermischen Potenzial durch technische und rechtliche sowie wirtschaftliche und gesellschaftliche Rand- und Rahmenbedingungen bestimmt werden (Dengler, 2012). Eine Übersicht, Charakterisierung und Abfolge dieser Bedingungen liefert Abbildung 6.45.

Daraus geht hervor, dass ausgehend vom geothermischen Potenzial durch Optimierung technischer Anlagen sowie die Änderung der ökonomischen Bedingungen und Anreize das real nutzbare Potenzial gesteigert werden kann. Während das grundlegende geothermische Potenzial physikalisch beschrieben und seine Änderung beispielsweise anhand von Modellen abgeschätzt werden kann, ist die zukünftige Entwicklung der übrigen Potenziale schwer vorherzusehen.

Die Ergebnisse der vorangegangenen numerischen Untersuchungen sowie den Temperaturaufzeichnungen für Wilhelmsburg haben gezeigt, dass sowohl eine urbane Flächennutzung als auch der Klimawandel zu einem erhöhten Wärmeeintrag in den Untergrund und folglich zu einem Temperaturanstieg im oberflächennahen Grundwasser führen. Vor dem Hintergrund dieser Ergebnisse sowie der Priorisierung von EE zur energetischen Nutzung soll das Nutzungspotenzial der oberflächennah gespeicherten Energie unter dem Einfluss des Klimawandels für die Elbinsel Wilhelmsburg abgeschätzt werden.

Nachfolgend werden zunächst der Einfluss der Urbanisierung sowie des Klimawandels auf das physikalische Potenzial des oberflächennahen Grundwasserleiters bestimmt und dem regionalen Heizwärmebedarf gegenübergestellt. Anschließend wird die Ausnutzung des zusätzlichen Potenzials anhand numerischer Modelle für die Elbinsel Wilhelmsburg quantifiziert. Eine Bewertung der Nutzbarkeit erfolgt abschließend anhand des gegenwärtigen und zukünftigen, lokalen Heizwärmebedarfs.

### 6.7.1. Abschätzung des physikalischen Potenzials

Die Signifikanz der im Vergleich eines Referenzwerts zusätzlich eingetragenen Energie lässt sich anhand einer praktischen Größe wie dem Heizwärmebedarf einordnen. Auf diese Weise kann ein theoretisches Nutzungspotenzial abgeschätzt werden, das es anhand der in Dengler, 2012 genannten und in Abbildung 6.45 zusammengefassten Kriterien zu bewerten sowie einzuschätzen gilt.

#### **Bestimmung des natürlichen Potenzials durch Klimawandel und Urbanisierung**

Zur Bestimmung des physikalischen geothermischen Potenzials bestehen unterschiedliche Methoden, die jeweils von einer definierten Datenlage ausgehen und die Vorgabe verschiedener Parameter voraussetzen. Beispiele dafür sind zum einen die Bestimmungen des Wärmeeintrags an der Bodenoberfläche in den Untergrund und zum anderen die Volumenmethode, bei welcher anhand bekannter thermophysikalischer Parameter und Temperaturänderungen für definierte Volumina das theoretische Potenzial  $H_p$  als Energiegehalt berechnet wird (Muffler und Cataldi, 1978).

Die innerhalb eines definierten Volumens enthaltene Energie lässt sich wie folgt bestimmen (Muffler und Cataldi, 1978):

$$H_p = \rho_w c_w \cdot n \cdot \Delta T + \rho_s c_s \cdot (1 - n) \cdot \Delta T. \quad (6.28)$$

Unter Verwendung der Gleichung (6.28) bestimmten Zhu u. a., 2010 das aus dem Stadtwärmeeffekt im oberflächennahen Untergrund resultierende geothermische Potenzial basierend auf der Temperaturverteilung von weltweit sieben Städten. Zur Darstellung des Nutzungspotenzials verwendeten Zhu u. a., 2010 den in Abhängigkeit der Einwohner ermittelten Heizwärmebedarf und stellten diesen der gespeicherten Energie gegenüber. Ihre Ergebnisse für Köln zeigen beispielhaft, dass durch den anthropogenen Wärmeeintrag in Abhängigkeit der gewählten Parameter und Mächtigkeit der städtische Heizwärmebedarf potenziell über 2.5 Jahre bis 25.5 Jahre gedeckt wird. Für Shanghai wurde ein Wärmehalt berechnet, der einem Heizwärmebedarf des gesamten Stadtgebiets von 22.2 Jahren bis 155 Jahren entsprach (Zhu u. a., 2010).

**Entwicklung des Heizwärmebedarfs** Das von Zhu u. a., 2010 beschriebene Vorgehen wurde zur Nutzungspotenzialabschätzung des oberflächennahen thermischen Regimes der Elbinsel Wilhelmsburg angewandt. Berücksichtigt wurden dabei die Temperaturerhöhungen durch Klimawandel und Urbanisierung. Dazu wurde eine Gegenüberstellung des ortsspezifischen Heizwärmebedarfs mit der szenarienabhängig ermittelten Energiespeicherung vorgenommen. Die Bestimmung des zukünftigen Heizwärmebedarfs erfolgte anhand zur Verfügung stehender Daten über die Entwicklung der Wohnnutzung sowie der Raumheizwärme (Genske u. a., 2011).

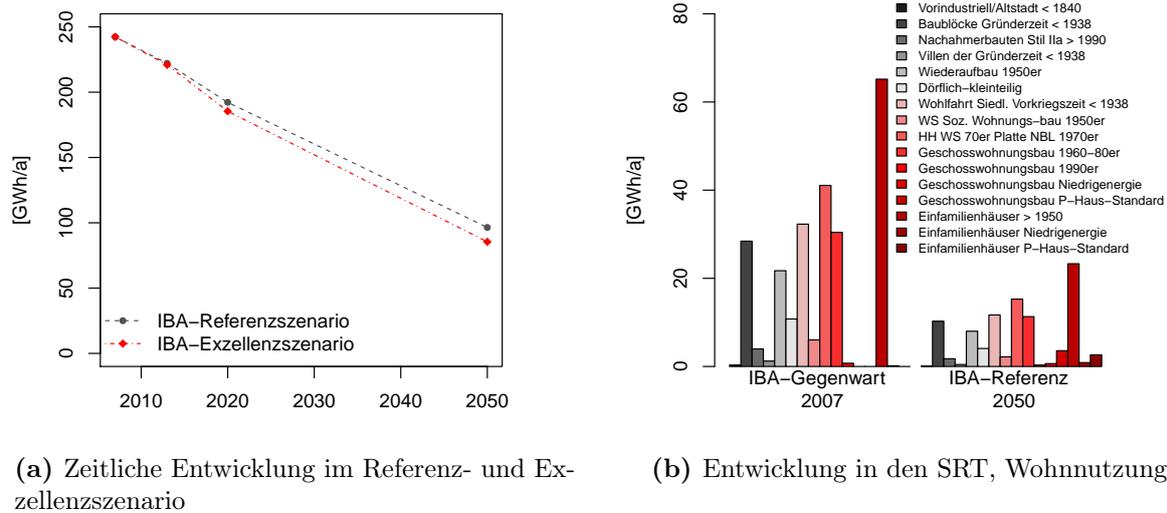
Für den Modellraum der IBA (Internationale Bauausstellung Hamburg), die 2011 auf der Elbinsel Wilhelmsburg stattfand, entwickelten Genske u. a., 2011 Zukunftsszenarien des Energieverbrauchs, die auch den Heizwärmebedarf einschlossen. Vergleichend zu dem Ausgangsjahr 2007 wurde für die Jahre 2013, 2020 und 2050 der Energiebedarf anhand von zwei Szenarien abgeschätzt.

Für ein *IBA-Referenzszenario* wurde der bundesdeutsche Trend vorausgesetzt und keine speziell im Modellraum der IBA realisierten Maßnahmen angesetzt. Gleichwohl wurden die EnEV (Energieeinsparverordnung), eine preisgetriebene Einführung von EE sowie eine stetige Effizienzsteigerung in allen Bereichen des Energieverbrauchs berücksichtigt (Genske u. a., 2011).

In einem definierten *IBA-Exzellenzszenario* wurde darüber hinaus eine Strategie zur energetischen Optimierung des Modellraums Wilhelmsburgs zugrunde gelegt. Dabei wurden sowohl ein nationales Innovationsszenario, welches technologische Neuerungen sowie eine zusätzliche Förderung von EE in Hinblick auf eine emissionsarme Vollversorgung berücksichtigt, sowie regionale Projekte zur Erhöhung des regenerativen Selbstversorgungsgrads vorausgesetzt (Genske u. a., 2011).

Den Gesamtheizwärmebedarf ermittelten Genske u. a., 2011 für definierte SRT (Stadtraumtyp) und anhand der Flächenanteile, der Einwohnerzahl und des spezifischen Heizwärmebedarfs. Während für den Ausgangszustand des Heizwärmebedarfs der gegenwärtige Bestand zugrunde gelegt wurde, erfolgte eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung basierend auf der Erhöhung des Anteils energetisch sanierter Gebäude und Neubauten. Ferner legten sie eine stabile Bevölkerungsentwicklung bei gleichbleibender Personenanzahl pro Haushalt zugrunde. Ausgehend von einer anfänglichen Bevölkerung von 55179 Einwohnern innerhalb des betrachteten Modellraums, nahmen Genske u. a., 2011 eine Zunahme der Einwohnerzahl von +13% bis 2020 respektive +25% bis 2050 an. Die Abnahme des Heizwärmebedarfs bis 2050 ist für die IBA-Szenarien in Abbildung 6.46 (a) dargestellt. Bezogen auf einen Ausgangswert von 242 GWh/a ist eine Änderung von -20% bis 2020 beziehungsweise von -60% bis 2050 für das moderatere IBA-Referenzszenario ersichtlich. Für das IBA-Exzellenzszenario wird für die Mitte des 21. Jahrhunderts sogar eine Reduktion von -65% deutlich.

In Abbildung 6.46 (b) ist der gegenwärtige Heizwärmebedarf verschiedener SRT den zu-



**Abbildung 6.46.:** Entwicklung des Heizwärmebedarfs (Raumwärme) im IBA Modellraum bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts (2050); Datengrundlage: Genske u. a., 2011.

künftigen Werten des IBA-Referenzszenarios gegenübergestellt. Tendenziell nimmt in allen betrachteten SRT der Heizwärmebedarf zukünftig ab. Nach 1950 erbaute Einfamilienhäuser weisen trotz möglicher energetischer Sanierungen in beiden Fällen den höchsten Heizwärmebedarf auf.

**Theoretische Deckung des Heizwärmebedarfs** Für die stationären Temperaturverteilungen des Referenzszenarios sowie der Zukunftsszenarien Z5 und Z6 wurde unter Anwendung der Gleichung (6.28) die zusätzlich gespeicherte Energiemenge berechnet und dem Heizwärmebedarf nach Genske u. a., 2011 für die Gegenwart und Zukunft gegenüber gestellt. Es wurde dabei angenommen, dass die für das Jahr 2050 ermittelten Heizwärmebedarfe auch zum Ende des 21. Jahrhunderts gelten. Für das Referenzszenario wurde allein der Stadtwärmeeffekt berücksichtigt und als  $\Delta T$  die Abweichung von der Hintergrundtemperatur von  $10.65^{\circ}\text{C}$  verwendet. Hingegen wurde für die Zukunftsszenarien Z5 und Z6 als  $\Delta T$  die Differenz zum stationären Referenzzustand gewählt. Die Ergebnisse der Abschätzungen sind in Tabelle 6.13 zusammengestellt. Als potenzielle Nutzung wird die Zeitspanne bezeichnet, über die der Heizwärmebedarf zur Wohnraumbeheizung aus der zusätzlich gespeicherten Energie theoretisch abgedeckt wäre.

Darüber hinaus ist die sich aus dem Temperaturgleichenplan für Hamburg ergebende Energiemenge bestimmt worden. Anders als für die Modellergebnisse wurde nicht der gesamte oberflächennahe Grundwasserleiter, sondern eine einheitlich 3 m mächtige Schicht betrachtet. Diese Schichtmächtigkeit leitete sich aus der Abhängelänge der Messsonden ab, vergleiche Abschnitt 3.3.

**Tabelle 6.13.:** Gespeicherte Energie im Untergrund und HWB (Heizwärmebedarf) zur Ermittlung der potenziellen Nutzungsdauer.

| Szenario | Zustand   | Ursache     | Mächtigkeit | potenzieller Speicher [GWh] | HWB [GWh/a]        | potenzielle Nutzung [a] |
|----------|-----------|-------------|-------------|-----------------------------|--------------------|-------------------------|
| Referenz | stationär | Stadtwärme  | Aquifer     | 459                         | 242 <sup>a</sup>   | 1.9                     |
| Z5       | stationär | Klimawandel | Aquifer     | 1918                        | 96/85 <sup>a</sup> | 20/22.5                 |
| Z6       | stationär | Klimawandel | Aquifer     | 2253                        | 96/85 <sup>a</sup> | 23.5/26.5               |
| Hamburg  | 2009      | Stadtwärme  | 3 m         | 291 <sup>b</sup>            | 7763 <sup>c</sup>  | 13.7 d                  |

<sup>a</sup> HWB Wilhelmsburg (Raumwärme) nach Genske u. a., 2011; IBA-Referenz-/IBA-Exzellenzscenario 2050

<sup>b</sup> Berechnet anhand gemessener Temperaturen, Abbildung 3.9

<sup>c</sup> HWB (Raumwärme) nach Genske u. a., 2011, hochgerechnet für gesamt Hamburg

Die Energie des für die Elbinsel modellierten Stadtwärmeeffekts entspricht dem regionalen Heizwärmebedarf von nahezu 2 Jahren. Hingegen ergibt sich aus dem Klimawandel in Abhängigkeit des betrachteten Szenarios eine potenzielle Nutzdauer zwischen 20 Jahren und 26.5 Jahren. Das klimatische Potenzial fällt somit um ein Zehnfaches höher aus als das urbane Potenzial. Diese Beobachtung ist darauf zurückzuführen, dass der Klimawandel im Gegensatz zur Stadtwärme in der gesamten Fläche wirkt und infolge energetischer Sanierungen trotz zunehmender Einwohnerzahlen der Heizwärmebedarf zukünftig abnehmen wird. Wird auch für die Zukunftsszenarien Z5 und Z6 ein unveränderter Heizwärmebedarf von 242 GWh/a angenommen, verringerte sich die potenzielle Nutzungsdauer auf 8 Jahre bis 9 Jahre. Diese Zeitspanne entspricht noch dem vierfachen Wert des Stadtwärmeeffekts im Referenzszenario.

Die für den Stadtwärmeeffekt ermittelte potenzielle Heizdauer von etwa 2 Jahren ist vergleichbar mit den von Zhu u. a., 2010 angestellten Untersuchungen für Köln und Winnipeg. Unter der Annahme einer Temperaturdifferenz von 2°C bis 6°C und einer Aquifermächtigkeit von 10 m bis 30 m für Köln beziehungsweise 5 m bis 15 m für Winnipeg ergaben ihre Berechnungen eine potenzielle Nutzungsdauer von 2.5 Jahren bis 25.5 Jahren für Köln und von 0.5 Jahren bis 5.6 Jahren für Winnipeg. Die unter der Annahme der in 2009 gemessenen Temperaturverteilung und einer einheitlichen Mächtigkeit von 3 m für das gesamte Stadtgebiet Hamburgs ermittelte potenzielle Heizdauer von 13 Tagen fällt deutlich geringer aus. Ursachen dafür sind der nur lokal zu beobachtende Stadtwärmeeffekt, eine im Vergleich zu Köln und Winnipeg geringe Temperaturdifferenz und die einheitliche, geringe Mächtigkeit. Unter der Annahme eines 15 m mächtigen Aquifers würde sich das theoretische Heizpotenzial auf 69 Tage beziehungsweise 0.20 Jahren erhöhen. Die Nutzdauer würde

ebenfalls verlängert werden, würden allein die im Bereich der erhöhten, innerstädtischen Temperaturen liegenden Nutzungen in die Berechnung einbezogen werden.

**Bewertung des theoretischen Nutzungspotenzials** Vor dem Hintergrund des ermittelten theoretischen Potenzials, das sich entweder aus dem Stadtwärmeeffekt oder der Wirkung eines Klimawandels ergibt, lässt sich das technisch nutzbare Potenzial eingrenzen. Aufgrund des hohen Eisengehalts des oberflächennahen Grundwassers Wilhelmsburgs sind zur Nutzung oberflächennaher geothermischer Ressourcen allein geschlossene Systeme einsetzbar. Um die holozänen Weichschichten in ihrer Mächtigkeit nicht zu schwächen, werden auch flache Erdwärmekollektoren für die Elbmarsch ausgeschlossen.

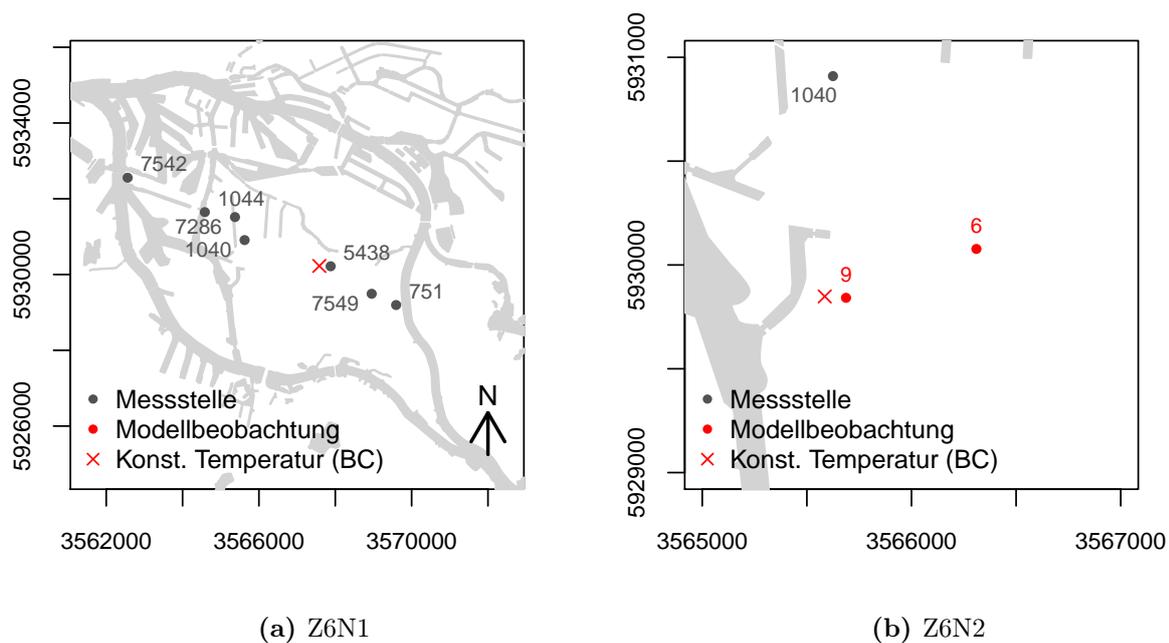
Hinsichtlich der Energieverteilung, die sich aus der Temperaturverteilung ableitet, muss das aus dem Stadtwärmeeffekt resultierende Potenzial zur Wohnraumbeheizung weiter eingeschränkt werden, da die höhere Temperatur und ein Großteil der Energiespeicherung im Bereich des unbewohnten Hafens lokalisiert wurden. Grundsätzlich besteht der größte Heizwärmebedarf in Bereichen mit einer Einzelhausbebauung. Auch nach einer energetischen Sanierung ist dies aufgrund des im Vergleich zur Mantelfläche relativ großen beheizten Volumens zutreffend, wie aus Abbildung 6.46 (b) hervor geht. Die Einzelhaussiedlungen befinden sich in einem zu großen Abstand zu den stark versiegelten Hafensflächen. Die wirtschaftliche Energiegewinnung über Erdwärmesonden erfolgt jedoch sehr lokal (Kaltschmitt u. a., 2013). Somit wird die Nutzbarkeit des Stadtwärmeeffekts für den Bereich der Elbinsel Wilhelmsburg deutlich eingeschränkt.

Die Nutzung etwaiger unterirdischer Energiereserven, die aus klimatischen Änderungen resultieren, sind indes weniger limitierend. Wie Modellergebnisse zur Untersuchung der Temperaturveränderungen infolge klimawandelbedingt erhöhter Oberflächentemperaturen gezeigt haben, wirkt sich der Klimawandel im Gegensatz zur nutzungsabhängigen Stadtwärme über die gesamte Fläche aus. In Abhängigkeit von der Siedlungsstruktur fallen dabei die Änderungen in den weniger stark versiegelten Gebieten größer aus, was der lokalen Erdwärmennutzung in den Einzelhaussiedlungen zugute kommt.

Diese Randbedingungen berücksichtigend stellen die in Tabelle 6.13 gegebenen Heizzeiträume eine Obergrenze dar. Realistische Nutzungspotenziale würden sich insbesondere in Hinblick auf den Stadtwärmeeffekt aufgrund der lokal eingeschränkten Verfügbarkeit verringern.

### 6.7.2. Technische Nutzung des zusätzlichen Potenzials

Um ein lokales Nutzungspotenzial der zusätzlich gespeicherten Energie im Untergrund bestimmen und bewerten zu können, wurden basierend auf dem Zukunftsszenario Z6 zwei Nutzungsszenarien modelliert. Ausgehend von den Strömungsbedingungen und der sta-

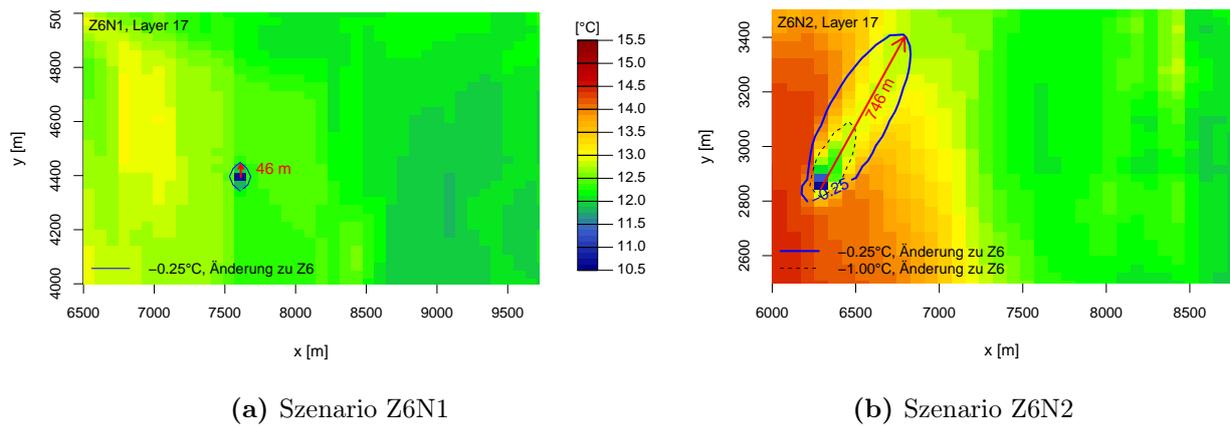


**Abbildung 6.47.:** Position der Entzugsbrunnen und zusätzlicher Beobachtungsbrunnen in den Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2; BC = Boundary Condition.

tionären Temperaturverteilung wurde an zwei charakteristischen Modellzellen eine konstante Temperatur von  $10.65^{\circ}\text{C}$  über nahezu die gesamte Grundwasserleitmächtigkeit (Layer 9 bis 17) angenommen. Diese Temperatur entspricht der Hintergrundtemperatur des Referenzmodells. Die Energieentnahmestandorte wurden so gewählt, dass sowohl unterschiedliche Abstandsgeschwindigkeiten im Grundwasser als auch verschiedene Landnutzungen einbezogen wurden. Auf diese Weise wird anhand der Ergebnisse der Einfluss der Grundwasserbewegung ebenso wie die städtischen und klimatischen Einflüsse auf das Nutzungspotenzial deutlich. Die konstante Temperaturrandbedingung simuliert dabei die energetische Nutzung durch Erdwärmesonden. Die Positionen der Nutzungsstandorte sowie zusätzlicher Beobachtungsbrunnen sind für die Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2 in Abbildung 6.47 wiedergegeben.

Das Szenario Z6N1 zeigt eine energetische Nutzung des Grundwassers im Zentrum der Elbinsel, welche aufgrund der Wirkung des Entwässerungssystems nahezu von allen Seiten angeströmt wird. Die induzierte maximale Temperaturänderung beträgt  $2.0^{\circ}\text{C}$ .

Für den zweiten Entnahmestandort wurde eine Modellregion mit maximalen horizontalen Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten im Uferbereich des Reiherstiegs südlich der Grundwassermessstelle 1040 gewählt, wie Abbildung 6.47 (b) zeigt. Die Geschwindigkeit des Grundwassers variiert hier je Raumrichtung sowie aufgrund der hydraulischen Randbedingungen im oberen und unteren Grundwasserleiter. Im Modellszenario Z6N2 wird eine



**Abbildung 6.48.:** Maximale Ausbreitung der Kältefahne für die modellierten Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2 im stationären Zustand.

Temperaturdifferenz von  $3.7\text{ °C}$  in der Entnahmezelle erzeugt.

Im Umfeld der Entnahmestandorte herrscht im Z6N1-Szenario eine Grundwasserströmungsgeschwindigkeit von  $4.0 \cdot 10^{-9}\text{ m/s}$  bis  $1.6 \cdot 10^{-7}\text{ m/s}$  und im Z6N2-Szenario zwischen  $3.6 \cdot 10^{-7}\text{ m/s}$  und  $1.0 \cdot 10^{-6}\text{ m/s}$ . Die Simulationszeit betrug 350 Jahre.

**Modellergebnisse** Die stationären Temperaturfahnen und Änderungen der simulierten Nutzungsszenarien gehen für die Grundwasserleiterbasis aus Abbildung 6.48 (a) und (b) hervor.

Die Ausbreitung der Kältefahne im Z6N1 Szenario in Abbildung 6.48 (a) erfolgt achsensymmetrisch. Die maximale Fahnenreichweite bezogen auf eine Temperaturänderung von  $-0.25\text{ °C}$  beträgt 46 m nördlich und südlich der Entnahmestelle.

Für das Nutzungsszenario Z6N2 wird in Abbildung 6.48 (b) die konvektive Beeinflussung anhand der langgezogenen Fahne deutlich. Die Kältefahne erstreckt sich 746 m in Richtung der Hauptgrundwasserströmung. Ihre Ausdehnung entspricht der 16-fachen Fahnenlänge des Z6N1-Szenarios. In Senkennähe stellt sich in diesem Szenario nach 90 Jahren und am äußersten Fahnenrand nach 120 Jahren ein Gleichgewichtszustand ein.

Die symmetrisch verlaufende Temperaturänderung des Szenarios Z6N1 in Abbildung 6.48 (a) zeigt trotz der ungleichmäßigen Geschwindigkeitsverteilung, dass in diesem Szenario die konduktive Wärmeausbreitung dominiert. Aufgrund der vornehmlich zur Entnahmestelle hin gerichteten Grundwasserströmung wird die Reichweite der Abkühlung jedoch begrenzt. In diesem Fall stellt sich in allen Modellschichten eine vergleichbare Temperaturverteilung um die Entzugszelle herum ein. Die Unterschiede innerhalb des Aquifers resultieren aus den unterschiedlichen Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten im oberen und unteren Grundwasserleiter. Stratigraphische Einflüsse wurden unberücksichtigt gelassen und für

den gesamten Grundwasserleiter eine homogen isotrope Wärmeleitfähigkeit und Wärmespeicherkapazität angenommen. Im Szenario Z6N2 in Abbildung 6.48 (b) wird die Länge der Kältefahne sowie die asymmetrische Fahnenausdehnung durch den konvektiven Transporteinfluss bestimmt.

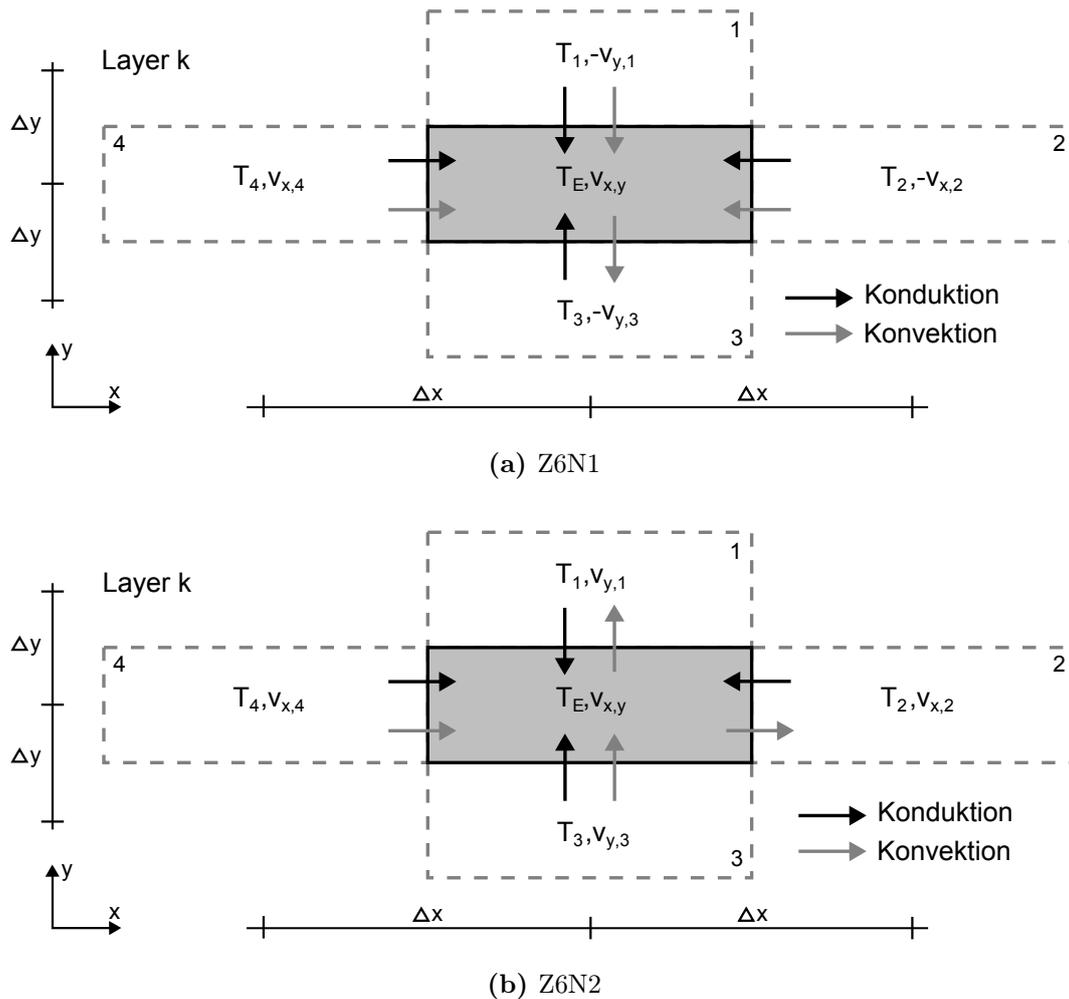
Die Ausbreitung der Kältefahne im Grundwasser Wilhelmsburgs ist somit maßgeblich von den thermischen Aquifereigenschaften sowie der Grundwasserströmungsgeschwindigkeit abhängig. Diese Ergebnisse sind vergleichbar mit anderen Modellstudien zur Bestimmung des Einflusses von Erdwärmesonden (Pannike u. a., 2006), (Hähnlein u. a., 2010), (Dehkordi und Schincariol, 2014). Dehkordi und Schincariol, 2014 folgern, dass neben der *Darcy*-Geschwindigkeit die Temperaturdifferenz zwischen Entnahmestelle und Hintergrundtemperatur sowie die thermische Leitfähigkeit die Fahnenausbreitung beeinflussen. Die beiden letztgenannten Parameter sind maßgeblich für den konduktiven Wärmetransport. Ihre Modellergebnisse zeigen, dass für eine *Darcy*-Geschwindigkeit größer  $1.0 \cdot 10^{-7}$  m/s die Grundwasserströmung einen wesentlichen Einfluss auf die Form und Ausdehnung von Kältefahnen hat. Ferner zeigten sie, dass bei einer *Darcy*-Geschwindigkeit ab  $1.0 \cdot 10^{-8}$  m/s die Regeneration der Fahne hin zum Ausgangszustand durch die Grundwasserströmung deutlich beschleunigt wird.

Die geschilderte Beobachtung wird durch die Modelluntersuchungen Wilhelmsburgs bestätigt. Unter der Annahme einer effektiven Porosität von 0.25 ergibt sich für das Modellszenario Z6N1 eine *Darcy*-Geschwindigkeit zwischen  $8.5 \cdot 10^{-10}$  m/s und  $4.0 \cdot 10^{-8}$  m/s. Das System ist somit konduktiv dominiert, wie zuvor bereits beschrieben. Hingegen bedeuten die Abstandsgeschwindigkeiten im Z6N2-Szenario *Darcy*-Geschwindigkeiten von  $9.0 \cdot 10^{-8}$  m/s bis  $3.2 \cdot 10^{-7}$  m/s, woraus sich eine Dominanz des konvektiven Wärmetransports in diesem Szenario ableitet.

**Berechnung der Entzugsleistung** Aus den resultierenden Temperaturverteilungen lässt sich  $P_E$  die Entzugsleistung anhand der Energiebilanz bestimmen. Unter stationären Temperaturbedingungen resultiert  $P_E$  aus Gleichung (6.18) wie folgt:

$$P_{E,k} = \sum_{i=1}^4 (\nabla [\lambda_m \nabla T_i] - n \rho_w c_w \nabla (v_{a,i} T_i)) \cdot A_{q,i}. \quad (6.29)$$

Da bei einer Erdwärmesonde kein Grundwasser entnommen wird, wird  $q_h$  hier durch  $P_E$  ersetzt. Ferner wurde die hydrodynamischer Dispersion aufgrund des betrachteten Zellenmaßstabs vernachlässigt. Zur Bilanzierung wurde die jeweilige Kontaktfläche als Fließquerschnitt  $A_q$  betrachtet. Eine Bilanzierung der Energieströme wurde für jede Schicht aufgestellt und die Ergebnisse zur Gesamtentnahmeenergie aufsummiert. Die berücksichtigten Bilanzgrößen sind in Abbildung 6.49 für beide Nutzungsszenarien schematisch dar-



**Abbildung 6.49.:** Richtung der konvektiven und konduktiven Energieströme bezogen auf die Entnahmezelle zur Bestimmung der Gesamtentnahmeenergie  $P_E$  pro Modelllayer.

gestellt. Darin werden bezogen auf die angrenzenden Zellen zusätzlich die Richtungen der Energieteilströme deutlich, die sich aus dem stationären Temperaturgradienten und der Grundwasserströmung in Achsenrichtung ableiten.

Im Modellszenario Z6N1 sind die konduktiven und konvektiven Energieströme infolge des Entwässerungssystems gleichgerichtet, wie Abbildung 6.49 (a) zeigt. Ausgenommen davon ist der Zellrand 3. Aus Abbildung 6.49 (b) geht für das Szenario Z6N2 eine nach Nord-Osten gerichtete Hauptströmung hervor, welche die Richtung der Fahnenausbreitung bestätigt. Während an den Zellrändern 1 und 2 die Teilströme entgegenwirken, verstärken sich beide Komponenten an den Rändern 3 und 4.

Die zugrunde gelegten Geschwindigkeiten, Zellmächtigkeiten und resultierende Wärmeentzugsmengen sind in Tabelle 6.14 für beide Nutzungsszenarien sowie die resultierenden

**Tabelle 6.14.:** Entnahmeenergie je Modellschicht für die Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2 im Gleichgewichtszustand.

| Szenario | Layer k | Mächtigkeit<br>[m]  | $v_{a,x}$<br>[m/s]                      | $v_{a,y}$<br>[m/s]                       | $P_{E,k}$<br>[W] | $P_{S,k}$<br>[W/m] |
|----------|---------|---------------------|---|--|------------------|--------------------|
| Z6N1     | 9       | 1.2                 | $-4.5 \cdot 10^{-9}, 5.8 \cdot 10^{-8}$ | $-1.1 \cdot 10^{-8}, -2.3 \cdot 10^{-8}$ | 55               | 46                 |
|          | 10      | 1.2                 | $-4.3 \cdot 10^{-9}, 5.8 \cdot 10^{-8}$ | $-1.1 \cdot 10^{-8}, -2.3 \cdot 10^{-8}$ | 55               | 46                 |
|          | 11      | 1.8                 | $-4.1 \cdot 10^{-9}, 5.8 \cdot 10^{-8}$ | $-1.1 \cdot 10^{-8}, -2.3 \cdot 10^{-8}$ | 81               | 45                 |
|          | 12      | 1.8                 | $-3.8 \cdot 10^{-9}, 5.8 \cdot 10^{-8}$ | $-1.1 \cdot 10^{-8}, -2.3 \cdot 10^{-8}$ | 80               | 44                 |
|          | 13      | 3.7                 | $-3.4 \cdot 10^{-9}, 5.8 \cdot 10^{-8}$ | $-1.1 \cdot 10^{-8}, -2.4 \cdot 10^{-8}$ | 169              | 46                 |
|          | 14      | 5.5                 | $-8.6 \cdot 10^{-9}, 1.6 \cdot 10^{-7}$ | $-3.2 \cdot 10^{-8}, -6.7 \cdot 10^{-8}$ | 339              | 62                 |
|          | 15      | 5.5                 | $-8.1 \cdot 10^{-9}, 1.6 \cdot 10^{-7}$ | $-3.2 \cdot 10^{-8}, -6.7 \cdot 10^{-8}$ | 338              | 61                 |
|          | 16      | 5.5                 | $-7.7 \cdot 10^{-9}, 1.6 \cdot 10^{-7}$ | $-3.2 \cdot 10^{-8}, -6.7 \cdot 10^{-8}$ | 338              | 61                 |
| Z6N2     | 17      | 5.5                 | $-7.5 \cdot 10^{-9}, 1.6 \cdot 10^{-7}$ | $-3.2 \cdot 10^{-8}, -6.7 \cdot 10^{-8}$ | 338              | 61                 |
|          | 9       | 1.7                 | $3.7 \cdot 10^{-7}$                     | $4.5 \cdot 10^{-7}$                      | 157              | 92                 |
|          | 10      | 1.7                 | $3.7 \cdot 10^{-7}$                     | $4.5 \cdot 10^{-7}$                      | 191              | 112                |
|          | 11      | 2.6                 | $3.7 \cdot 10^{-7}$                     | $4.5 \cdot 10^{-7}$                      | 308              | 118                |
|          | 12      | 2.6                 | $3.7 \cdot 10^{-7}$                     | $4.5 \cdot 10^{-7}$                      | 325              | 125                |
|          | 13      | 5.2                 | $3.7 \cdot 10^{-7}$                     | $4.5 \cdot 10^{-7}$                      | 693              | 133                |
|          | 14      | 7.8                 | $1.0 \cdot 10^{-6}$                     | $1.25 \cdot 10^{-6}$                     | 2554             | 327                |
|          | 15      | 7.8                 | $1.0 \cdot 10^{-6}$                     | $1.25 \cdot 10^{-6}$                     | 2667             | 341                |
| 16       | 7.8     | $1.0 \cdot 10^{-6}$ | $1.25 \cdot 10^{-6}$                    | 2608                                     | 334              |                    |
| 17       | 7.7     | $1.0 \cdot 10^{-6}$ | $1.25 \cdot 10^{-6}$                    | 2470                                     | 321              |                    |

spezifischen Wärmeentzugsleistungen der Modellschichten ( $P_{S,k}$ ) wiedergegeben. Aufgrund der geringeren Strömungsgeschwindigkeiten und Zellmächtigkeiten im oberen Grundwasserleiter ist der Wärmeentzug in diesen Schichten um ein Vielfaches geringer, als im unteren Grundwasserleiter. Dies wird anhand der spezifischen Wärmeentzugsleistungen  $P_{S,k}$  deutlich. Die im Szenario Z6N1 ermittelten spezifischen Entzugsleistungen zwischen 41 W/m und 62 W/m entsprechen den für Hamburg angegebenen Entzugsleistungen von 35 W/m bis 55 W/m für Sondenlängen zwischen 40 m und 60 m (Geologisches Landesamt, 2016). Das Szenario Z6N2 weist im Vergleich dazu um zwei- bis sechsfach größere Entzugsleistungen auf, die auf die erhöhte Grundwasserströmungsgeschwindigkeit und den damit verbundenen beschleunigten Wärmetransport zurückgeführt werden können. Da die Entzugsleistungen in Tabelle 6.14 jeweils für den stationären Temperaturzustand ermittelt wurden, entsprechen sie bei gleichbleibenden Randbedingungen der dauerhaft gewinnbaren Energie.

**Tabelle 6.15.:** Nutzungspotenzial der Entnahmeenergie je Stadtraumtyp und Nutzungsszenario.

| Szenario | SRT<br>2050 <sup>a</sup> | spez.   | Fläche<br>[ha] | EZ <sup>f</sup> | Beheizte                          |                | P <sub>E</sub><br>[kWh/a] | P <sub>E</sub><br>zu<br>HWB |
|----------|--------------------------|---|----------------|-----------------|-----------------------------------|----------------|---------------------------|-----------------------------|
|          |                          | HWB <sup>a</sup><br>[kWh/(a·m <sup>2</sup> )] |                | pro<br>Zelle    | Fläche<br>[m <sup>2</sup> /Zelle] | HWB<br>[kWh/a] |                           |                             |
| Z6N1     | EH <sup>b</sup>          | 63  | 0.246          | 12              | 549                               | 34587          | 15707                     | 0.45                        |
|          | EH, Ne <sup>c</sup>      | 25  | 0.246          | 12              | 549                               | 13725          | 15707                     | 1.14                        |
| Z6N2     | Ge <sup>d</sup>          | 44  | 0.246          | 0               | 2460                              | 108240         | 104883                    | 0.96                        |
|          | GW <sup>e</sup>          | 65  | 0.246          | 49              | 1261                              | 81965          | 104883                    | 1.27                        |

<sup>a</sup> nach Genske u. a., 2011; Referenz-/Exzellenzszenario

<sup>b</sup> EH = Einfamilienhäuser

<sup>c</sup> EH, Ne = Einfamilienhäuser, Niedrigenergiestandard

<sup>d</sup> Ge = Gewerbe

<sup>e</sup> GW, 60-80 = Geschosswohnungsbau, '60er - '80er Jahre

<sup>f</sup> EZ = Einwohnerzahl gemäß SRT nach Genske u. a., 2011

**Technisches Nutzungspotenzial** Schließlich wurde bewertet, wie die aus dem Untergrund entnommene Energie an den unterschiedlichen Standorten lokal genutzt werden kann. Dazu wurden in Abhängigkeit des SRT, des spezifischen Heizwärmebedarfs sowie der von der Einwohnerzahl abhängigen beheizte Wohnfläche nach Genske u. a., 2011 der Heizwärmebedarf einer Modellzelle bestimmt und der Gesamtentzugsleistung gegenübergestellt. Die berücksichtigten Parameter und die Ergebnisse sind in Tabelle 6.15 zusammengestellt. Im Z6N1-Szenario wurde für die betrachtete Zelle eine Einzelhausbebauung mit oder ohne Niedrigenergiestandard angenommen. Für den unsanierten Zustand ergibt sich eine Deckung des jährlichen Gesamtheizwärmebedarfs von 45%, die den nach EEWärmeG, 2008 vorgegebenen Anteil von 50% nahezu erfüllt. Gilt für alle Einfamilienhäuser ein Niedrigenergiestandard, ist sogar eine Überkompensation möglich. Das Potenzial würde dann nicht vollständig ausgenutzt werden.

Am Entnahmestandort des Z6N2-Szenarios wurde von einer gewerblichen Nutzung beziehungsweise von einem Geschosswohnungsbau der 1960er bis 1980er Jahre ausgegangen. Aufgrund der hohen konvektiv bedingten Entzugsleistung in diesem Bereich sind beide Nutzungen durch die entnommene Wärme vollständig abgedeckt und die Vorgaben erfüllt. Eine geringere Entzugsleistung, beispielsweise aufgrund einer geringen Anlagendichte, würde für eine Wohnnutzung ebenfalls ausreichen und gleichzeitig eine geringere Fahnenausdehnung bedingen.

**Bedeutung des technischen Nutzungspotenzials** Die Modellergebnisse zeigen, dass durch Klimawandel und Urbanisierung erhöhte Grundwassertemperaturen lokal zur Kli-

matisierung bestehender baulicher Anlagen genutzt werden können. In Bereichen mit einer geringen Grundwassergeschwindigkeit ist eine Deckung des Gesamtheizbedarfs nicht möglich. Jedoch wird infolge der entwässerungsbedingten Strömungsbedingungen im Grundwasser die Kältefahnenausdehnung begrenzt. Konkret ist dies auf die allseitig ins Zentrum gerichtete Grundwasserströmung sowie die geringen horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten zurückzuführen. Diese Voraussetzungen sind für eine erhöhte Dichte möglicher Anlagen zur Nutzung der oberflächennahen Energie günstig.

In elbnahen Bereichen, die sowohl im Referenzzustand als auch unter der Wirkung eines Elbwasseranstiegs deutlich erhöhte Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten zeigen, führen die Strömungsbedingungen zu einer besseren Nutzbarkeit der im Untergrund gespeicherten Wärme aufgrund erhöhter Entzugsleistungen. Infolge konvektiver Einflüsse erfolgt jedoch eine deutlich weitreichendere Fahnenausdehnung, die die thermische Nutzung durch Unterlieger einschränkt. Eine geringere Entzugsleistung einzelner Anlagen oder eine geringere Anlagendichte würden diesem Effekt entgegensteuern.

Die theoretischen Nutzungspotenziale stellen eine Konkretisierung gegenüber der in Tabelle 6.13 zusammengefassten potenziellen Nutzungsdauern dar. Aussagen zu den in Abbildung 6.45 gemäß Dengler, 2012 dargestellten wirtschaftlichen und erschließbaren Potenzialen sind insbesondere für die Zukunft nicht möglich. Ihre Betrachtung würde zu einer weiteren Einschränkung des Nutzungspotenzials führen.

Die für Wilhelmsburg gemachten Beobachtungen zum theoretischen Nutzungspotenzial lassen sich prinzipiell auf andere Marschgebiete übertragen. Die Grundwasserströmung der Küstenniederungen wird von den Meeren und Ästuaren sowie vom Zustrom neugebildeten Grundwassers der angrenzenden Geestgebiete bedingt. Die Entwässerung und der hydrostatigrafische Aufbau stellen ferner definierte Charakteristika des Naturraums Marsch dar. Somit sind sowohl die hydraulischen als auch die thermophysikalischen Randbedingungen mit denen der Elbinsel Wilhelmsburg vergleichbar, während die Temperaturrandbedingungen standortspezifisch vom Einzelfall abhängen.

## 6.8. Zusammenfassung

Die Temperaturverteilung im Untergrund der Elbinsel Wilhelmsburg, ihre Einflussgrößen, urban und klimatisch bedingte Temperaturänderungen sowie das theoretische Nutzungspotenzial wurden anhand numerischer Modelle untersucht. Zur vorbereitenden Bestimmung des gegenwärtigen Zustands wurden in unterschiedlichen Flächennutzungsstrukturen über den Zeitraum eines Jahres Temperaturprofile an definierten Messstellen aufgezeichnet.

Aus den Temperaturmessungen geht hervor, dass die mittleren Hintergrundtemperaturen im oberflächennahen Untergrund mit steigender Versiegelung an der Oberfläche zunehmen und saisonale Temperaturschwankungen maximal bis in eine Tiefe von 10 m vordringen. Die Beobachtungen bestätigen den thermischen Stadtwärmeeffekt für Wilhelmsburg.

Analytische Voruntersuchungen haben gezeigt, dass die Konduktion und die gezwungene Konvektion die wesentlichen Transportmechanismen im Untergrund Wilhelmsburgs darstellen. Aufgrund der geringen Grundwasserleitermächtigkeit, eines Temperaturunterschieds  $\Delta T < 30.0^\circ\text{C}$  sowie der Strömungsbedingungen ist die dichtegetriebene freie Konvektion vernachlässigbar und die Verwendung des numerischen Transportmodells MT3DMS zur Analyse des Wärmetransports gerechtfertigt.

Das hydraulische System kann anhand von Wasserscheiden und Grundwasserhemmern abgegrenzt und im Falle der Elbinsel Wilhelmsburg als geschlossen betrachtet werden. Im Gegensatz dazu ist das thermische System nicht eindeutig eingrenzbar, da der konduktive Wärmetransport im Porenwasser und über die Bodenmatrix erfolgt und stets eine Wechselwirkung mit angrenzenden Schichten und Gebieten stattfindet. Dieser Zusammenhang erfordert die Vorgabe einer Temperatur oder eines Energieflusses an allen Modellrändern, die in Abhängigkeit der Umgebungsbedingungen veränderlich sein können.

Im Wärmetransportmodell für Wilhelmsburg wurden ausschließlich Temperaturrandbedingungen definiert. Für den unteren Modellrand wurde die Temperaturverteilung eines stationären Temperaturmodells des GLA herangezogen, die eine lokale Temperaturanomalie im Bereich der Wilhelmsburger Rinne aufzeigt. Die Randbedingung wurde in allen Modellläufen unverändert gelassen.

Die Ergebnisse des Wärmetransportmodells für den Referenzzustand (1971-2000) geben die anhand gemessener Untergrundtemperaturen identifizierte Beeinflussung des Temperaturfeldes durch die Versiegelungs- und Nutzungsstrukturen hinreichend genau wieder und bestätigen die vertikale Konduktion als dominierenden Transportmechanismus. Stellenweise wird das Temperaturfeld infolge erhöhter Strömungsgeschwindigkeiten in Elbnähe horizontal konvektiv beeinflusst.

Für die Temperaturverteilung wurden die Temperaturrandbedingungen, die Grundwasserleitermächtigkeit und die Strömungsbedingungen, die im Untersuchungsgebiet grundsätz-

lich durch die Elbe beeinflusst werden, als maßgebliche Einflussfaktoren bestimmt. Vor dem Hintergrund der vertikal konduktiv dominierten Wärmeausbreitung und der notwendigen Vorgabe von Temperaturen an den Modellrändern sind die Modellergebnisse unter Berücksichtigung der definierten Randbedingungen und daraus resultierender Limitationen zu beurteilen. Die Untergrundtemperatur Wilhelmsburgs ist maßgeblich von der Potenzialoberflächentemperatur abhängig. Untersuchungen mit vereinheitlichten Randbedingungen am oberen und unteren Modellrand haben gezeigt, dass sich eine Änderung der Potenzialoberflächentemperatur 6 mal stärker im Grundwasserleiter auswirkt als eine einheitliche untere Randbedingung. Die einflussreiche obere Temperaturrandbedingung bedingt sowohl den Stadtwärmeeffekt als auch klimatische Änderungen.

Infolge klimawandelbedingt erhöhter Temperaturen (2071-2100) an der Potenzialoberfläche und in der Elbe nehmen die Temperaturen im gesamten Grundwasserleiter zu. Bedingt durch die in den Nutzungsklassen unterschiedlich starke klimatische Prägung der oberen Randbedingung nimmt dabei der Stadtwärmeeffekt im Untergrund ab. Ausgehend vom Referenzzustand ist aufgrund der plötzlichen Änderung der Randbedingung nach 250 Modellrechenjahren ein neuer Gleichgewichtszustand erreicht.

Die Dominanz der vertikal konduktiven gegenüber der horizontal konvektiven Wärmebewegung ist für die Wirkung veränderter Temperaturrandbedingungen bestimmend. Von den klimatischen Änderungen an der Oberfläche setzten sich 40% bis 80% im unteren Grundwasserleiter durch. In Elbnähe werden größere Änderungen durch die mit der Lufttemperatur korrelierende Elbwassertemperatur und einen stärkeren konvektiven Transportanteil deutlich. Abgeschwächt wird das Klimasignal im unteren Grundwasserleiter durch den Einfluss der unteren Randbedingung und den vertikal konvektiv wirkenden Grundwasseraufstieg im Bereich der entwässerten Gebiete.

Eine Umkehr und Zunahme des Temperaturgradienten wird oberhalb der Temperaturanomalie des tieferen Aquifers durch die Vereinheitlichung der unteren Randbedingung hervorgerufen. Der resultierende veränderte Wärmefluss führt zu einer lokalen Verstärkung des Klimasignals und macht den restriktiven Einfluss der unteren Randbedingung auf das Fortschreiten des Temperatursignals deutlich.

Der Einfluss steigender Elbwasserstände bedingt durch einen verstärkten Elbwasserzustrom und erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten zusätzliche Temperaturänderungen zwischen  $-1.0^{\circ}\text{C}$  und  $+1.0^{\circ}\text{C}$  im unteren Grundwasserleiter, die von der Elbwassertemperatur, der unteren Randbedingung sowie der horizontalen Verlagerung der Potenzialoberflächentemperatur ausgehen. Ein zunehmender horizontal konvektiver Einfluss infolge steigender Elbwasserstände wird durch eine modifizierte *Peclet-Zahl* zwischen 0.5 und 1.5 theoretisch bestätigt. Die Wirkung der unteren Randbedingung wird sowohl in den aufgehöhten Bereichen aufgrund der Ablenkung der abwärtsgerichteten Grundwasserneubildung als

auch infolge steigender Vertikalgeschwindigkeiten in den entwässerten Bereichen unterstützt, die einem abwärts gerichteten konduktiven Wärmetransport entgegen wirken. Eine steil in Hauptströmungsrichtung ansteigende Sohle verstärkt vertikal aufwärts gerichtete Strömungskomponenten und führt bei steigenden Elbwasserständen zu einer Verringerung des Klimasignals. Es bilden sich lokal kühlerer Zonen aus. Die horizontale Reichweite des Elbeinflusses entlang der entwässerten Gebiete ist aufgrund konstanter Entwässerungswasserstände gegenüber dem Referenzzustand unverändert.

Durch die Betrachtung stationärer Zukunftsszenarien anstelle eines sich zeitlich entwickelnden Klimawandeleinflusses wird der konvektive Einfluss auf die Temperaturverteilung des Maximalszenarios im unteren Grundwasserleiter um 32% bis 40% überschätzt, während im oberen Grundwasserleiter Abweichungen zwischen 8% und 16% erkennbar sind. Der resultierende Fehler ist im unteren Grundwasserleiter lokal auf die konvektiv beeinflussten Bereiche begrenzt und beträgt dort im Mittel  $-0.25^{\circ}\text{C}$  bis  $0.6^{\circ}\text{C}$ . Unter der Annahme eines bereits zu Beginn voll ausgeprägten Elbwasserspiegelanstiegs wird Wärme stärker konvektiv transportiert als in dem betrachteten zeitabhängigen Modell. Aufgrund des sukzessiven Anstiegs ist die Temperaturentwicklung innerhalb der betrachteten 100 Jahren vornehmlich konduktiv geprägt und wird durch den stetigen Temperaturanstieg gegenüber einer plötzlichen Änderung der Temperaturreandbedingungen entschleunigt.

Voraussetzung für eine energetische Nutzung von Erdwärme ist die technische Machbarkeit, die Wirtschaftlichkeit und eine gesellschaftliche Akzeptanz der dazu notwendigen Erdwärmeanlagen. Diese Bedingungen schränken das vorhandene physikalische Potenzial ein. Somit stellt die theoretisch nutzbare Energie der urban beeinflussten Gebiete Wilhelmsburgs, die einem Heizwärmebedarf von 2 Jahren entspricht, eine Obergrenze dar. Dies trifft auch für die potenzielle Nutzdauer klimawandelbeeinflusster Energiezustände von 20 Jahren bis 26 Jahren bei verringertem und von 8 Jahren bis 9 Jahren bei gleichbleibendem Heizwärmebedarf zu. Das größte klimabedingte Potenzial wird für die Elbinsel in Grünlandbereichen bestimmt.

Eine Nutzung anthropogen und klimatisch bedingt veränderter Untergrundtemperaturen stellt eine klimaschonende Anpassungsmöglichkeit zur thermischen Sanierung des Grundwassers dar. Die technische Nutzbarkeit wird durch die ins Zentrum der Insel gerichtete Grundwasserströmung begünstigt, da sie die konduktive Ausweitung der Kältefahne beschränkt. Eine Deckung des Heizwärmebedarfs ist trotz der geringen Mächtigkeit des Aquifers in Abhängigkeit der Flächennutzung und der definierten Randbedingungen potenziell möglich. Im Einflussbereich von Oberflächengewässern breitet sich die Kältefahne bedingt durch die beschleunigte Grundwasserströmung in Richtung der entwässerten Gebiete aus. Aufgrund der konvektiven Regeneration von Oberstrom kann lokal mehr Wärme als im Zentrum der Insel entnommen werden. Eine potenzielle Deckung des Heizwärmebedarfs wurde auch für diese stationären Bedingungen abgeschätzt.



### Fazit und Ausblick

---

Anhand numerischer Grundwasserströmungs- und Wärmetransportmodelle wurden sowohl die Folgen des Elbwasserspiegelanstiegs auf das Grundwasserpotenzial und den Wasserhaushalt als auch der Einfluss klimatischer Änderungen und urbaner Strukturen auf die Temperatur des oberflächennahen Grundwassers der Hamburger Elbinsel Wilhelmsburgs untersucht und quantifiziert.

Folgende Erkenntnisse wurden durch die Untersuchungen gewonnen:

- Die Wirkung eines Elbwasseranstiegs zwischen +20 cm und +80 cm auf das Grundwasserpotenzial wird aufgrund der Entwässerung um bis zu 70% reduziert. Die zu erbringende Entwässerungsleistung steigt linear um  $78 \text{ m}^3/\text{d}$  je Zentimeter Elbwasseranstieg an. Die Zunahme stellt für die wasserwirtschaftliche Situation der Insel keinen Anpassungsbedarf dar, da das technische Entwässerungssystem auf Spitzenlasten durch Starkniederschläge ausgelegt ist. Diese Aussage gilt unter der Voraussetzung eines funktionierenden Entwässerungssystems und einer intakten Grundwasserleiterdeckschicht. Veränderte Niederschläge sowie erhöhte Außenwasserstände führen zu verringerten Entwässerungszeiten und zunehmende Kosten durch den Schöpfwerkbetrieb. Die Ergebnisse bestätigen die in anderen, europaweit in Küstenpoldern ermittelten Wechselwirkungen und lassen sich auf entwässerte Poldergebiete weltweit anwenden.
- Die Temperaturverteilung im oberflächennahen Grundwasser Hamburgs wurde anhand regionalisierter Temperaturmessungen ermittelt. Sie zeigt eine städtische Wärmeinsel von  $\Delta T = 2.0^\circ\text{C}$  im Untergrund, die mit der Struktur der Oberflächenversiegelung korreliert.
- Zur Bestimmung der Oberflächentemperatur versiegelter und begrünter Flächen wurde ein Energiebilanzverfahren entwickelt. Die Berechnung einer städtischen Oberflächentemperatur für das Stadtgebiet Hamburgs erfolgte anhand einer Wichtung der Temperaturen von Asphalt-, Gebäude- und Grünlandflächen auf Grundlage des Versiegelungsanteils. An der Bodenoberfläche beträgt der so ermittelte Stadtwärmeeffekt  $\Delta T = 7.0^\circ\text{C}$ .

Die aus dem Versiegelungsanteil abgeleitete Gebäudedichte stellt den wichtigsten Einflussfaktor auf die Bodenoberflächentemperatur dar. In dem entwickelten Verfahren wurde Gebäuden eine zeitlich konstante Raumtemperatur von  $18.0^{\circ}\text{C}$  zugewiesen und damit der Verlust über Gebäude als Wärmeeintrag in den Untergrund abgebildet.

- Die von der Bodenoberfläche in drei charakteristischen Nutzungsklassen gemittelte und projizierte Temperatur der Oberflächen des Grundwasserpotenzials zeigt im Referenzzustand (1971-2000) einen Stadtwärmeeffekt von  $\Delta T = 3.0^{\circ}\text{C}$ . Diese Temperaturdifferenz wurde durch punktuelle Temperaturtiefenprofilmessungen bestätigt. Die Temperaturverteilung des oberflächennahen Grundwasserleiters hängt maßgeblich von der Temperatur der Potenzialoberfläche des Grundwassers ab. Die Wärmeausbreitung erfolgt, aufgrund der geringen Grundwasserströmungsgeschwindigkeit, effektiv vertikal konduktiv.
- Gebäudeflächen schirmen klimatische Einflüsse auf Oberflächen- und urbane Untergrundtemperaturen ab und führen unter der Wirkung des Klimawandels zu einer Abnahme des Stadtwärmeeffekts an der städtischen Oberfläche und der Grundwasserpotenzialoberfläche. Der Temperaturanstieg im Untergrund ist geringer als die Lufttemperaturänderung und nimmt mit zunehmender Gebäudedichte ab. In wenig versiegelten Gebieten nimmt die Untergrundtemperatur unter der Wirkung des Klimawandels infolge einer geringen Gebäudedichte stärker zu, als in stark versiegelten Gebieten. Dies führt in Wilhelmsburg zu einer Verringerung des Stadtwärmeeffekts an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials um  $0.4^{\circ}\text{C}$  bis  $0.7^{\circ}\text{C}$ .
- Das Klimasignal an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials bedingt im gesamten oberflächennahen Grundwasserleiter erhöhte Temperaturen und setzt sich zu 40% bis 80% bis an die Grundwasserleitersohle fort. Ein zusätzlicher Elbwasseranstieg um +80 cm führt zu lokalen Temperaturänderungen im Grundwasser von  $-1.0^{\circ}\text{C}$  bis  $+1.0^{\circ}\text{C}$ . Gründe dafür sind sowohl erhöhte Elbwassertemperaturen als auch eine stärkere horizontale Konvektion infolge zunehmender Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten.
- Die numerischen Untersuchungen haben gezeigt, dass eine aufwärts gerichtete Grundwasserströmung, die aus einer lokal steil ansteigenden Aquifersohle oder der Entwässerung resultiert, eine Schwächung des Klimasignals im Grundwasser bedingt.
- Die durch ein maximales Klimaszenario im Grundwasser erzeugten Änderungen haben im stationären Zustand ein größeres, theoretisches Nutzungspotenzial, als der modellierte Stadtwärmeeffekt.

In Wilhelmsburg entspricht das klimawandelbedingte Nutzungspotenzial dem zehnfachen Nutzungspotenzial des Stadtwärmeeffekts im Untergrund. Die gespeicherte

---

Energie des Stadtwärmeeffekts entspricht dem Heizwärmebedarf der ansässigen Bevölkerung von 2 Jahren. Infolge klimawandelbedingt steigender Temperaturen steht bei gleichzeitig abnehmendem Bedarf potenziell Heizenergie für 23 bis 26 Jahre zur Verfügung. Die nachhaltige Nutzung des thermischen Potenzials wird in Elbnähe infolge erhöhter Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten und im entwässerten Zentrum der Elbinsel durch den allseitigen Grundwasserzustrom begünstigt. Sie stellt eine klimaschonende Anpassungsmöglichkeit zur thermischen Sanierung des Grundwasserleiters dar.

Die qualitativen Aussagen haben einen generellen Charakter, müssen jedoch für ähnliche Standort anhand lokaler Randbedingungen quantifiziert werden. Dies gilt insbesondere für die Änderung der Grundwassertemperatur und des Stadtwärmeeffekts, die von lokalen Randbedingungen und Grundwasserverhältnissen sowie der Stadtstruktur abhängen.

Vergleichbare wasserwirtschaftliche Verhältnisse wie in Wilhelmsburg sind innerhalb der Metropolregion Hamburg in den Vier- und Marschlanden, dem Alten Land und den schleswig-holsteinischen Elbmarsch vorzufinden.

Der entwickelte Wichtungsansatz zur Bestimmung einer städtischen Oberflächentemperatur kann bei bekannter Versiegelungsstruktur uneingeschränkt auf andere urbane Standorte übertragen werden. Er eignet sich darüber hinaus dazu, im Vorfeld von Gebietserschließungen, die Temperaturänderung an der Oberfläche und im Untergrund abzuschätzen.

Die Untersuchungen zum Einfluss städtischer und klimatischer Einflüsse auf das oberflächennahe Grundwasser der Hamburger Elbmarsch weisen eine hohe Komplexität und einen hohen Detaillierungsgrad auf.

Auf ihrer Grundlage ließen sich in anschließenden Studien die gewonnenen Erkenntnisse konkretisieren und erweitern. Dafür werden die folgenden Empfehlungen gegeben:

- Die Berücksichtigung angrenzender Geestgebiete und tieferer Grundwasserstockwerke kann zukünftig zur Verbesserung der Wasserhaushaltsberechnungen beitragen. Um darüber hinaus den zusätzlichen Systemstress im Winter nicht nur qualitativ sondern auch quantitativ ableiten zu können, sollten anhand instationärer Berechnungen saisonale Klimawandelfolgen auf die wasserwirtschaftliche Situation der Elbinsel bestimmt werden.
- Die Oberflächentemperatur wurde für das gesamte Stadtgebiet abgeschätzt. Dabei wird ein systematischer Fehler beobachtet. Durch eine verbesserte Parametrisierung der Energiebilanzterme, insbesondere der Evaporation, und eine differenzierte Betrachtung unterschiedlicher Flächentypen lässt sich dieser Bias reduzieren und die Abbildung der Oberflächentemperatur, die als Randbedingung in die numerischen Transportberechnungen eingeht, verbessern.

- In Marschgebieten ist die ungesättigte Bodenzone aufgrund des hoch anstehenden Grundwasserpotenzials nur gering mächtig, sodass sie für die Projektion der Bodenoberflächentemperatur auf die Grundwasserpotenzialoberfläche vernachlässigt wurde. In Geestgebieten oder aufgehöhten Bereichen gewinnt die ungesättigte Bodenzone und die darin stattfindenden Transportprozessen an Bedeutung. Daher sollte anhand eines Bodenwasserhaushaltsmodells unter Berücksichtigung der Bodenoberflächentemperatur die Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche berechnet werden. Diese kann auf Grundlage kleinflächiger Hydrotöpfe noch differenzierter abgebildet werden, sodass lokale Besonderheiten in die Modellierung einfließen können. Auf diese Weise ließe sich die Modellgüte verbessern.
- Die hier angestellten Untersuchungen basieren auf der Modellvorstellung stationärer Temperaturzustände. Die Betrachtung stationärer Zustände infolge einer plötzlichen Änderung der Temperaturrandbedingungen und der Elbwasserstände führt verglichen mit einem linearen Anstiegsszenario über 100 Jahre zu einer Überschätzung der klimawandelbeeinflussten Grundwassertemperatur im unteren Grundwasserleiter um bis zu 40%. Instationäre Transportmodelle bilden nicht nur den tatsächlichen Zeitverlauf ab, sondern ermöglichen überdies die Betrachtung vergangener und zukünftiger Stadtentwicklungsszenarien. Auf diese Weise können stattfindende Strukturänderungen als auch mögliche Anpassungsstrategien untersucht werden.
- Anhand der Modellergebnisse gilt es abzuschätzen, welche Folgen die Temperaturänderung auf den chemischen und biologischen Zustand des oberflächennahen Grundwassers hat. Darauf Bezug nehmend lassen sich andere Stoffgruppen in die Transportmodellierung integrieren und Wechselwirkungen bestimmen.

# Abbildungsverzeichnis

---

|      |  |    |
|------|--|----|
| 3.1  | Naturräumliche Gliederung des Hamburger Stadtgebiets und das konzeptionelle Grundwassersystem der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .   | 24 |
| 3.2  | Vergleich des Tidehochwassers (Thw) und des Tideniedrigwassers (Tnw) an den Pegeln Bunthaus (BH) und St. Pauli (SP). Angaben zum mittleren Elbwasserstand beziehen sich auf den Zeitraum 1997-2007; Messdatengrundlage: WSV. . . . .   | 26 |
| 3.3  | Schematische Darstellung der geologischen Verhältnisse im Hamburger Stadtgebiet (verändert nach Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung, 1984). . . . .   | 27 |
| 3.4  | Mittlerer Grundwassergleichenplan der Jahre 1997-2007 im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg ( <i>spline</i> -Interpolatoin); Messdatengrundlage: BUE. . .  | 28 |
| 3.5  | Zusammenhang zwischen Tagesmittelwerten des Elbwasserspiegels und des Grundwasserpotenzials der Grundwassermessstellen 751 (174 m Abstand zur Elbe) und 7548 (2000 m Abstand zur Elbe); Messdatengrundlage: BUE, WSV. . . . .  | 29 |
| 3.6  | Schematische Darstellung der Bestandteile und Funktion des Entwässerungssystem im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg; eigene Fotos, Entwässerungsschema verändert nach Studio Urbane Landschaften, 2008. . . . .   | 31 |
| 3.7  | Zonierung des Entwässerungssystems und digitales Geländemodell; Datengrundlage: BUE. . . . .   | 31 |
| 3.8  | Regelwasserstände des Entwässerungssystems der Elbinsel Wilhelmsburg; Datengrundlage: Amt für Wasserwirtschaft, 1998. . . . .  | 32 |
| 3.9  | Regionalisierte mittlere Untergrundtemperaturen in 7 m bis 10 m u. GOK für das Jahr 2009; Messdatengrundlage: BUE. . . . .   | 34 |
| 3.10 | Globale Entwicklungsszenarien (SRES) gemäß IPCC. . . . .   | 36 |
| 3.11 | Vergleich 30-jähriger monatlicher Mittelwerte des unkorrigierten mit dem Bias-korrigierten Niederschlag für das Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg im (a) Referenzzeitraum (1971-2000) und (b) am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100); Rohdatengrundlage: DWD, <i>World Data Center for Climate (WDCC)</i> . . . . . | 37 |

---

|      |   |    |
|------|---|----|
| 3.12 | Mittlere absolute Änderung des Niederschlags und der Temperatur aller Szenarien zwischen dem Referenzzeitraum (1971-2000) und dem Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100). . . . .  | 38 |
| 3.13 | Qualitative Wirkungszusammenhänge zwischen dem Klimawandel und dem oberflächennahen Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .  | 41 |
| 3.14 | Das methodische Vorgehen und die verwendete Modellkette zur Bestimmung des Klimawandeleinflusses auf das oberflächennahe Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .   | 42 |
| 4.1  | Diskretisierung, Indexierung und Zelltypen in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984. . . . .   | 46 |
| 4.2  | Zellstruktur und -interaktion in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984. . . . .  | 47 |
| 4.3  | Schematisierung des Fließsystems mit in Reihe geschalteter Strömungsleitwerte; verändert nach McDonald u. a., 1984. . . . .   | 49 |
| 4.4  | Bestimmung der effektiven Strömungsleitwerte zwischen den Zellmittelpunkten; verändert nach McDonald u. a., 1984. . . . .   | 49 |
| 4.5  | Modellvorstellung und -umsetzung der Interaktion eines natürlichen Oberflächengewässers mit dem Grundwasser in MODFLOW; verändert nach McDonald u. a., 1984. . . . .  | 52 |
| 4.6  | Systematisches Vorgehen zur Erstellung eines geologischen Strukturmodells des oberflächennahen Untergrunds im Untersuchungsgebiet. . . . .  | 54 |
| 4.7  | Interpolierter geologischer Schichtenaufbau und identifizierte Fehlstellen im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; GLA. Weiß = Aufhöhung, Grün = Marschenablagerungen, Hellgelb = holozäne Sande, Gelb = weichselzeitliche Sande, Braun = Quartärbasis (GLA), H = Hemmer, L = Grundwasserleiter. . . . . | 55 |
| 4.8  | Prinzipiskizze des hydrostratigrafischen Schichtenaufbaus; H = Hemmer, L = Grundwasserleiter. . . . .   | 56 |
| 4.9  | Interpolierte Unterkante der Quartärbasis und Rinnenabdeckung im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; Schichtdaten: GLA. . . . .   | 58 |
| 4.10 | Vergleich der Quartärbasis mit der interpolierten Basis der weichselzeitlichen Sande im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg; Quartärbasis: GLA. . . . .  | 58 |
| 4.11 | Profiltypenkarte der Marschenablagerungen (a) mit historischem Abgleich (b) und schematischen Profiltypen (c). . . . .  | 60 |
| 4.12 | Konzeptionelles Grundwasserströmungsmodell und Parametrisierung der Modellschichten; in Rot die Modulbezeichnungen in MODFLOW. . . . .  | 62 |
| 4.13 | Lage der implementierten Brunnen und Grundwasserneubildungszonen im Strömungsmodell der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .  | 63 |

---

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.14 | Ergebnis der Modellkalibrierung für den Referenzzeitraum (1997-2007); ME = mittlerer Fehler [m], RMSE = Standardabweichung der Differenzen [m], NRMSE = normierte Standardabweichung der Differenzen [%], r = Korrelationskoeffizient [-]. . . . .  | 65 |
| 4.15 | Simulierte Grundwasserströmungsverhältnisse im oberflächennahen Grundwasserleiter der Elbinsel Wilhelmsburg; oben: Draufsicht, unten: Längsschnitt; Pfeile geben die Strömungsrichtung in der Betrachtungsebene an. .   | 67 |
| 4.16 | Simulierte Grundwasserhaushaltsgrößen im Referenzzustand (1997-2007) des oberflächennahen Grundwasserleiters der Elbinsel Wilhelmsburg [m <sup>3</sup> /d].   | 68 |
| 4.17 | Vergleich der gemessenen mit simulierten Grundwasserpotenzialen [m ü. NN] des Referenzmodells und der Modellvarianten; NRMSE = normierte Standardabweichung der Differenzen [%]. . . . .  | 70 |
| 4.18 | Vergleich der Grundwassergleichen der Modellvarianten mit dem Referenzmodell; Höhen in m ü. NN. . . . .   | 71 |
| 4.19 | Vergleich der Grundwasserbilanzgrößen [m <sup>3</sup> /d] der Modellvarianten mit dem Referenzmodell; Ref = Referenzmodell, Geo = Modellvariante mit veränderter Geometrie, Neu = Modellvariante mit veränderter Neubildung. . . . .  | 72 |
| 4.20 | Vergleich der Grundwassergleichen in m ü. NN (Differenz von 10 cm) und Grundwasserbilanzgrößen aufgrund einer veränderten mittleren Neubildung (2071-2100) in den aufgehöhten Bereichen; Modell 1 = Neubildungsvariante, Modell 2 = Neubildung 2071-2100. . . . .   | 75 |
| 4.21 | Änderung des Grundwasserpotenzials bei einem Elbwasserspiegelanstieg um +20 cm und +80 cm im Vergleich zum Referenzmodell und absolute Grundwassergleichen in m ü. NN für das betrachtete Szenario. . . . .   | 75 |
| 4.22 | Änderung der Strömungsrichtung und Grundwasserbilanzgrößen in m <sup>3</sup> /d bei einem Elbwasserspiegelanstieg von +80 cm und bei gleichzeitig inaktiven Entnahmebrunnen; schwarze Zahlen geben die Bilanzgrößen des Referenzmodells wieder, rote Zahlen stehen für die Änderung im betrachteten Szenario. . . . . | 78 |
| 4.23 | Gegenüberstellung der Geländehöhen in der tief liegenden Marsch und den Grundwassergleichen bei einem Elbwasseranstieg von +80 cm sowie der Senkung der Wetternwasserstände um 10 cm bei einem Elbwasseranstieg von 20 cm als mögliche Anpassungsmaßnahme. . . . .  | 79 |
| 4.24 | Schematische Darstellung der Abflusskomponenten im Entwässerungssystem und Zusammenhang zwischen dem Elbwasseranstieg und der simulierten Entwässerungsrate aus Grundwasseraufstieg und Bodenwasserdrainage im Einzugsgebiet Wilhelmsburg. . . . .  | 80 |

---

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 4.25 | Vergleich 30-jähriger berechneter und flächengewichteter Monatsmittelwerte für den Referenzzeitraum (1971-2000) (a) des Oberflächenabflusses und (b) der Gesamtentwässerung für die Mitte (2036-2065) und das Ende (2071-2100) des 21. Jahrhunderts; verändert nach Zou, 2014. . . . .  | 80  |
| 4.26 | Tägliche Niederschlagssummen am DWD-Standort Neuwiedenthal und Gesamtpumpraten im Entwässerungsgebiet Wilhelmsburgs im Januar 2004 und 2007; Messdatengrundlage: DWD, LSBG. . . . .   | 82  |
| 5.1  | Energiebilanzgrößen einer Oberfläche (verändert nach (Foken, 2006)); zur Oberfläche hingewandte Pfeile entsprechen einem Wärmegewinn, abgewandte Pfeile einem Wärmeverlust. . . . .   | 88  |
| 5.2  | Theoretischer Einfluss der Wolkenart in Abhängigkeit des Bedeckungsgrads; Ci = Cirrus, Cs = Cirrostratus, Ac = Altocumulus, As = Altostratus, Cu = Cumulus, St = Statocumulus. . . . .  | 92  |
| 5.3  | Relative Verschattung in Abhängigkeit des Blattflächenindex LAI nach Ritchie, 1972 und Thompson, 1981. . . . .  | 98  |
| 5.4  | Konvergenzverhalten des Energiebilanzverfahrens zur Bestimmung der Oberflächentemperatur für Grünland und Asphalt des Jahres 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal; (a) Schritte zur Erreichung der Konvergenz, (b) Oszillationsschwankung bei Divergenz und (c) Zusammenhang zwischen der in SWAP ermittelten realen Evaporation und der Schwankungsbreite bei Divergenz. . . . . | 101 |
| 5.5  | Häufigkeitsverteilung der Schwankungsbreite bei Divergenz für eine Grünland- und eine Asphaltoberfläche am DWD Standort Neuwiedenthal exemplarisch für das Jahr 2004. . . . .   | 102 |
| 5.6  | Bodentemperaturen am DWD Standort Neuwiedenthal; (a) Monatsmittelwerte der Jahre 1981-1993 in 5 cm und 50 cm Bodentiefe im Vergleich mit der Lufttemperatur in 2 m Höhe; (b) Analyse der Amplitudendämpfung in der Tiefe. Die Punkte definieren die Lage und Größe der gemessenen Temperaturamplitude im Boden. . . . .   | 103 |
| 5.7  | Berechnete Energiebilanzgrößen (Monatsmittelwerte) des Jahres 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal. . . . .   | 105 |
| 5.8  | Verhältnis des Bodenwärmestroms zur Nettostrahlungsbilanz als Monatsmittelwert für den DWD Standort Neuwiedenthal; M = Monat. . . . .   | 108 |
| 5.9  | Berechnete Oberflächentemperatur $T_0$ (Monatsmittelwerte) des Jahres 2004 im Vergleich mit der Lufttemperatur $T_{Luft}$ in 2 m Höhe sowie der gemessenen Bodentemperatur $T_{-0.05}$ in 5 cm Tiefe am DWD Standort Neuwiedenthal. .   | 109 |

---

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 5.10 | Vergleich der anhand des Energiebilanzverfahrens ermittelten Grünland- und der Asphaltoberflächentemperatur am DWD Standort Neuwiedenthal. Gestrichelte horizontale Linien stellen die Mittelwerte der Oberflächentemperatur dar; Messdatengrundlage: DWD. . . . . | 111 |
| 5.11 | Darstellung der mit SWAP ermittelten reale Evaporation für Grünland und Asphalt und des gemessenen Niederschlags im Jahr 2004 am DWD Standort Neuwiedenthal; Messdatengrundlage: DWD. . . . .  | 113 |
| 5.12 | Vergleich des Abflusses und der realen Evaporation einer Asphaltfläche für das Jahr 2004 ermittelt mit dem TUB-BGR-Verfahren und mit dem SWAP-Modell. . . . .  | 113 |
| 5.13 | Schematisches Vorgehen zur Regionalisierung der Oberflächentemperatur im Hamburger Stadtgebiet und im Untersuchungsgebiet Wilhelmsburg. . . . .  | 115 |
| 5.14 | Flächenbezogene Eingangsdaten der Bodenart und der Grundwasserverhältnisse im Stadtgebiet Hamburgs. . . . .  | 116 |
| 5.15 | SWAP-Modellaufbau und Parametrisierung der resultierenden Profiltypen. . . . .   | 117 |
| 5.16 | Flächenbezogene Versiegelung in Hamburg (Tetzlaff u. a., 2004); Datengrundlage: GLA. . . . .   | 118 |
| 5.17 | Vergleich der ermittelten Oberflächentemperaturen für Grünland und Asphalt auf der Geest im Referenzzeitraum (1971-2000). . . . .  | 120 |
| 5.18 | Vergleich der Oberflächentemperaturen des Marsch- und eines grundwasser-nahen Geeststandorts (Schluff) für Grünland und Asphalt im Referenzzeit-raum (1971-2000). . . . .  | 120 |
| 5.19 | Vergleich der in SWAP simulierten Wasserbilanzgrößen begrünter und as-phaltierter Flächen auf der Geest und in der Marsch. . . . .   | 121 |
| 5.20 | Gewichtete mittlere Oberflächentemperaturen im Hamburger Stadtgebiet für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000). . . . .   | 123 |
| 5.21 | Gewichtete, mittlere Oberflächentemperaturen im Gebiet der Elbinsel Wil-helmsburg für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000) bei einer im Ver-gleich zum Innenraum verringerten Temperatur von 17.5°C unterhalb der Bodenplatte. . . . .                             | 124 |
| 5.22 | Vereinfachte Nutzungsklassen im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .  | 125 |
| 5.23 | Mittlere nutzungsabhängige Temperatur der Grundwasserpotenzialoberflä- che im Gebiet der Elbinsel Wilhelmsburg für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000). . . . .   | 126 |
| 5.24 | Gewichtete Oberflächentemperaturen im Szenario REMO A1B 1 am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100). . . . .  | 127 |
| 5.25 | Änderung der jahreszeitlichen Oberflächentemperaturschwankungen (Som- mer (Juli) - Winter (Januar)) im DWD Referenzzeitraum (1971-2000) und im Szenario REMO A1B 1 zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100). . .  | 128 |

---

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 5.26 | Änderung der nutzungsbezogenen Oberflächentemperatur und der Verdunstung an einem sandigen Geeststandort; Vergleich der Ergebnisse des Szenarios REMO A1B (erste Realisierung) am Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) mit dem DWD Referenzzeitraum (1971-2000). . . . .   | 129 |
| 5.27 | Mittlere Änderung der Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche in den drei Nutzungszonen Grünland, Wohnen sowie Industrie und Hafen der Elbinsel Wilhelmsburg für das Szenario A1B der Modelle REMO und CLM in der ersten und zweiten Realisierung für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zum DWD Referenzzeitraum (1971-2000). . . . . | 130 |
| 5.28 | Mittlere Änderung der Temperatur an der Grundwasserpotenzialoberfläche in den drei Nutzungszonen Grünland, Wohnen sowie Industrie und Hafen der Elbinsel Wilhelmsburg für die Szenarien A2 und B1 der Modelle REMO und CLM in der ersten Realisierung für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zum DWD Referenzzeitraum (1971-2000). . . . .      | 131 |
| 5.29 | Vergleich der mittleren Globalstrahlung, der Gegenstrahlung, der Monatsmitteltemperatur sowie der realen Evaporation einer Grünland- und Asphaltoberfläche für den DWD Referenzzeitraum (1971-2000) sowie das Minimal Szenario (REMO B1 1) und das Maximalszenario (REMO A1B 2) für das Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100). . . . .                              | 132 |
| 6.1  | Methodischer, integrativer Modellansatz zur Untersuchung urbaner und klimatischer Einflüsse auf die Temperaturverteilung im Untergrund der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .   | 138 |
| 6.2  | Relative Sensitivität der gesättigten hydraulischen und thermischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Korngröße (verändert nach Stonestrom und Constantz, 2003). . . . .  | 140 |
| 6.3  | Unterscheidung zwischen einem offenen und geschlossenem Fließsystem zur Bestimmung der modifizierten geothermischen <i>Peclet</i> -Zahl und Definition der maßgeblichen Größen (verändert nach Kamp und Bachu, 1989). . . . .   | 143 |
| 6.4  | Lage der Messstellen der 2012/2013 durchgeführten Temperaturmessungen im Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg. . . . .   | 151 |
| 6.5  | Zwischen Mai 2012 und April 2013 (ohne Februar 2013) monatlich aufgezeichnete Temperaturprofile (rot) und Jahresmittelwert (schwarz, ungerade Monate); Aufzeichnung an den Messstellen 7549, 5438, 1040 und 7542 ohne Gewässereinfluss; Datengrundlage Bodenaufbau (links): BUE. . . . .  | 153 |
| 6.6  | Zwischen Mai 2012 und April 2013 (ohne Februar 2013) monatlich aufgezeichnete Temperaturprofile (rot) und Jahresmittelwert (schwarz, ungerade Monate); Aufzeichnung an den Messstellen 7286, 751, 7553 und 1044 mit Gewässereinfluss; Datengrundlage Bodenaufbau (links): BUE. . . . .  | 154 |

---

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 6.7  | Zusammenhang zwischen der logarithmischen Temperaturamplitude und der Messtiefe (Arya, 2001) für die Messstellen 7549 und 5438. . . . .  | 157 |
| 6.8  | Projizierte saisonale Temperaturen (1971-2000) an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials der Messstellen 7549 und 5438 im Vergleich mit monatlichen Messdaten (2012/2013). . . . .   | 159 |
| 6.9  | Bestimmung der longitudinalen Dispersivität anhand des Gebietsmaßstabs nach Schulze-Makuch, 2005 und Xu und Eckstein, 1995. . . . .  | 161 |
| 6.10 | Ergebnisse der Modellkalibrierung für ausgewählte Monate am Messstandort 7549 und Gegenüberstellung gemessener und simulierter monatlicher Mitteltemperaturen auf Modelllayerbasis für die Beobachtungspunkte 7549 und 5438; UK = Unterkante. . . . .  | 163 |
| 6.11 | Vergleich gemessener Tagesmitteltemperaturen der Jahre 2006 bis 2008 in der Luft am DWD Standort Neuwiedenthal und in der Elbe am Pegel Bunt-<br>haus; $\rho$ = Korrelationskoeffizient, lag = Phasenverschiebung; Messdaten-<br>grundlage: DWD, WSV . . . . .                                     | 166 |
| 6.12 | Berechnete Monatsmitteltemperaturen der Elbe anhand mittlerer gemesse-<br>ner Lufttemperaturen und Validierung der Berechnungsergebnisse; Messda-<br>tengrundlage: DWD, WSV. . . . .   | 168 |
| 6.13 | Konzeptionelles dreidimensionales Wärmetransportmodell für den oberflä-<br>chennahen Untergrund Wilhelmsburgs. . . . .   | 171 |
| 6.14 | Temperaturrandbedingungen am oberen und unteren Rand des dreidimen-<br>sionalen Temperaturmodells im DWD Referenzzustand (1971-2000). . . . .  | 172 |
| 6.15 | Lage der Sohle des oberflächennahen Grundwasserleiters; rote Punkte mar-<br>kieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt. . . . .  | 173 |
| 6.16 | Absolute Abstandsgeschwindigkeit im oberen (Layer 9) und unteren (Layer<br>17) Grundwasserleiter sowie das Verhältnis der vertikalen zur resultieren-<br>den Geschwindigkeit im DWD Referenzzustand (1971-2000); rote Punkte<br>markieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt. . . . . | 175 |
| 6.17 | Abstandsgeschwindigkeit in z-Richtung im DWD Referenzzustand (1971-<br>2000), Layer 17; weiße Linien markieren von der Elbe ausgehende Stromlinien.  | 176 |
| 6.18 | Linearer Temperaturgradient zwischen den Randbedingungen am oberen<br>und unteren Modellrand des Referenzmodells (1971-2000); Pfeile entlang der<br>Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wär-<br>metransports. . . . .  | 177 |
| 6.19 | Fortschritt der Temperaturänderung durch reine Konduktion sowie vertika-<br>le und horizontale Konvektion für den Grundwasserleiter der Elbinsel Wil-<br>helmsburg unter Referenzbedingungen (1971-2000). . . . .  | 178 |

- 
- 6.20 Modifizierte *Peclet*-Zahl für ein geschlossenes Grundwassersystem in Abhängigkeit der geometrischen Verhältnisse ( $A =$  Längenverhältnis) und der horizontalen Abstandsgeschwindigkeit nach Kamp und Bachu, 1989; markiert ist die Wertespannweite für Strömungsbedingungen im Referenzzustand (1971-2000) und bei einem Anstieg der Elbwasserstände um +80 cm (2071-2100). . . . . 179
- 6.21 Darstellung der dreidimensionalen, stationären Temperaturverteilung nach 400 Jahren Modellrechenzeit im DWD Referenzzustand (1971-2000). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie); rote Punkte in (b) markieren Positionen, an denen die Sohlage steil ansteigt. . . . . 181
- 6.22 Temperaturgradient im oberflächennahen Grundwasserleiter im DWD Referenzzustand (1971-2000); Pfeile entlang der Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports. . . . . 183
- 6.23 Darstellung der Temperaturänderung im stationären Referenzzustand (1971-2000) unter der Annahme einer einheitlichen unteren Temperaturrandbedingung von  $10.5^{\circ}\text{C}$  (Modellvariante Z1a) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . 185
- 6.24 Darstellung der Temperaturänderung im stationären Referenzzustand (1971-2000) unter der Annahme einer einheitlichen oberen Temperaturrandbedingung von  $10.65^{\circ}\text{C}$  (Modellvariante Z1b) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie); Modellergebnisse. . . . . 186
- 6.25 Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzustand (1971-2000) und der Referenzmodellvariante Z1a ausgehend von einem Anfangswert von  $10.6^{\circ}\text{C}$  über einen Zeitraum von 400 Jahren in der Mitte des Grundwasserleiters (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . . 188
- 6.26 Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzustand (1971-2000) und der Referenzmodellvariante Z1b ausgehend von einem Anfangswert von  $10.6^{\circ}\text{C}$  über einen Zeitraum von 400 Jahren in der Mitte des Grundwasserleiters (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . . 189

---

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 6.27 | Zeitliche Entwicklung der modellierten Temperaturprofile ausgewählter Messstellen im Vergleich zu Messwerten; horizontale Linien markieren die Lage der berücksichtigten Modellschichten (4, 7, 11, 14, 17). . . . .   | 190 |
| 6.28 | Zeitliche Entwicklung der modellierten Temperaturprofile ausgewählter Messstellen im Vergleich zu Messwerten; horizontale Linien markieren die Lage der berücksichtigten Modellschichten (4, 7, 11, 14, 17). . . . .   | 191 |
| 6.29 | Absolute und vertikale Abstandsgeschwindigkeiten an der Grundwasserleitersohle (Layer 17) unter der Wirkung eines Elbwasserspiegelanstiegs um +80 cm zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100); Punkte markieren Positionen mit einer steil ansteigenden Sohle. . . . .  | 196 |
| 6.30 | Lineare Temperaturgradienten zwischen der unveränderten unteren Modellrandbedingungen und minimale (Z3 und Z5) und maximale (Z4 und Z6) Temperaturänderungen am oberen Modellrand zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100); Pfeile entlang der Farblegende geben die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports an. . . . .  | 198 |
| 6.31 | Darstellung der simulierte Absoluttemperaturverteilung im stationären Zustand nach 350 Jahren Modellrechenzeit und der Temperaturänderung bezogen auf das Referenzmodell unter der Annahme eines Elbwasseranstiegs von +80 cm, Szenario Z2. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . . . | 200 |
| 6.32 | Durch einen Elbwasserspiegelanstieg um +80 cm (Z2) bedingter Temperaturgradient im oberflächennahen Grundwasserleiter; Pfeile entlang der Farblegende geben die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports wieder. . . . .  | 201 |
| 6.33 | Zeitliche Temperaturentwicklung im DWD Referenzzutsand (1971-2000) und dem Szenario Z2 ausgehend von einem Anfangswert von 10.6°C über einen Zeitraum von 400 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . .   | 203 |
| 6.34 | Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand (350 Jahre Modellrechenlaufzeit) des Minimal szenarios Z3 (2071-2100) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . . .   | 205 |

---

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 6.35 | Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand (350 Jahre Modellrechenlaufzeit) des Maximalszenarios Z4 (2071-2100) bezogen auf das Referenzmodell. Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . . .  | 206 |
| 6.36 | Änderung der Temperatur im unteren Grundwasserleiter (Layer 17) der Modellszenarien Z3 und Z4 bezogen auf das Klimasignal an der Grundwasserpotenzialoberfläche. . . . .   | 207 |
| 6.37 | Vertikale Temperaturgradienten im oberflächennahen Grundwasserleiter zwischen den Modellschichten 9 und 17 der Zukunftsszenarien Z3 und Z4; Pfeile entlang der Farblegende markieren die Richtung des resultierenden konduktiven Wärmetransports. . . . .  | 207 |
| 6.38 | Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z3 und Z4 ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 250 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . . | 209 |
| 6.39 | Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand des Szenarios Z5 (2071-2100) bezogen auf das Szenario Z3 (2071-2100). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . . .   | 210 |
| 6.40 | Darstellung der Temperaturänderung im stationären Zustand des Szenarios Z6 (2071-2100) bezogen auf das Szenario Z4 (2071-2100). Linien in den Profilschnitten markieren die hydrostratigrafischen Schichtgrenzen bis zur angenommenen Grundwasserleitersohle (unterste Linie). . . . .   | 210 |
| 6.41 | Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z5 und Z6 ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 250 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . . | 212 |
| 6.42 | Differenz der Klimasignale im unteren Grundwasserleiter (Layer 17) durch eine vereinheitlichte untere Randbedingung (Z6a - Z1a) bezogen auf den stationären Endzustand nach 350 Jahren Modellrechenzeit bei variierender unterer Temperaturrandbedingung (Z6 - Referenz). . . . .  | 214 |
| 6.43 | Zeitlicher Temperaturverlauf bei einer einheitlichen unteren Randbedingung (Szenario Z6a) an der Messstelle 1040 im Vergleich zum Modellszenario Z6; der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . .  | 214 |

---

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 6.44 | Zeitliche Temperaturentwicklung der Zukunftsszenarien Z6 und Z6b ausgehend vom Referenzzustand über einen Zeitraum von 100 Jahren im oberen Grundwasserleiter (Modelllayer 11) und an der Grundwasserleitersohle (Modelllayer 17); der Linientyp definiert die betrachtete Modellschicht, die Linienfarbe gibt die betrachtete Modellvariante wieder. . . . . | 216 |
| 6.45 | Potenziale und deren Einflussgrößen zur Nutzung der oberflächennahen Geothermie als erneuerbare Energiequelle (verändert nach Dengler, 2012). . . .   | 220 |
| 6.46 | Entwicklung des Heizwärmebedarfs (Raumwärme) im IBA Modellraum bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts (2050); Datengrundlage: Genske u. a., 2011.   | 223 |
| 6.47 | Position der Entzugsbrunnen und zusätzlicher Beobachtungsbrunnen in den Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2; BC = Boundary Condition. . . . .   | 226 |
| 6.48 | Maximale Ausbreitung der Kältefahne für die modellierten Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2 im stationären Zustand. . . . .  | 227 |
| 6.49 | Richtung der konvektiven und konduktiven Energieströme bezogen auf die Entnahmezelle zur Bestimmung der Gesamtentnahmeenergie $P_E$ pro Modelllayer. . . . .  | 229 |
| A.1  | Veränderte Zonierung der Grundwasserneubildung der Modellvariante Neubildung; mittlere Versiegelung 88%, mittlere Grundwasserneubildung 88.5 mm/a (alle Zonen). . . . .   | 280 |
| A.2  | Flächenauswertung als Grundlage der Bestimmung von Gebäude- und Flächenanteilen an der Gesamtversiegelung; Hintergrundkarten: Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung Hamburg, 2015. . . . .  | 289 |
| A.3  | Mittlere Oberflächentemperatur im Winter (Januar) des Referenzzeitraums (1971-2000). . . . .  | 290 |
| A.4  | Mittlere Oberflächentemperatur im Sommer (Juli) des Referenzzeitraums (1971-2000). . . . .  | 290 |
| A.5  | Mittlere saisonale Oberflächentemperaturdifferenz im (Sommer-Winter) des Referenzzeitraums (1971-2000). . . . .   | 291 |
| A.6  | Systemskizze des kleinskaligen Wärmetransportmodells; Blau = konstante Temperatur und konstantes Grundwasserpotenzial, Grün = monatlich variierende Temperatur an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials, Rot = konstante Temperatur. . . . .   | 292 |
| A.7  | Zusätzliche Ergebnisse der Validierung der kleinskaligen Wärmemodellkalibrierung am Messstandort 5438. . . . .  | 292 |
| A.8  | Zusätzliche Ergebnisse der kleinskaligen Wärmemodellkalibrierung für ausgewählte Monate am Messstandort 7549. . . . .   | 293 |



# Tabellenverzeichnis

---

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 3.1 | Ausgewertete Klimaszenarien und Realisierungen für die Modelle REMO und CLM. Datengrundlage: <i>World Data Center for Climate (WDCC)</i> . . .   | 35  |
| 3.2 | Mittlerer Jahresniederschlag und szenarienabhängige Änderung in 2071-2100; Rohdatengrundlage: DWD, <i>World Data Center for Climate (WDCC)</i> . . .   | 39  |
| 3.3 | Entwicklungsbandbreite hydrologischer Klimaparameter zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) bezogen auf den Referenzzeitraum (1961-1990) (Norddeutsches Klimabüro, 2015). . . . .   | 40  |
| 4.1 | Hydrostratigrafische Gliederung und Lage der Schichtunterkante. . . . .  | 56  |
| 4.2 | Veränderte Parameter der Modellvarianten im Vergleich zum kalibrierten Referenzmodell. . . . .   | 69  |
| 4.3 | Zukunftsszenarien zur hydraulischen Modellierung des Klimawandeleinflusses auf das Grundwasser der Elbinsel Wilhelmsburg zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100). . . . .  | 74  |
| 4.4 | Szenarienvergleich der absoluten Abstandsgeschwindigkeiten im unteren, wechsellzeitlichen Grundwasserleiter [m/s]. . . . .   | 76  |
| 4.5 | Anteil des grundwasserbürtigen Abflusses im Entwässerungssystem bei einem Elbwasseranstieg von +80 cm am Extremwetterabfluss. . . . .  | 84  |
| 5.1 | Konstanten zur Berücksichtigung der Wolkenart und -höhe bei der Bestimmung der atmosphärischen Gegenstrahlung (Geiger, 1961); Ci = Cirrus, Cs = Cirrostratus, Ac = Altocumulus, As = Altostratus, Cu = Cumulus, St = Statocumulus. . . . . | 91  |
| 5.2 | Typische, mittlere Werte des <i>Bowen</i> -Verhältnisses in Abhängigkeit der Nutzung . . . . .   | 96  |
| 5.3 | Relative Verschattung verschiedener Vegetationsarten . . . . .   | 97  |
| 5.4 | Minimale, maximale und mittlere Monatsmitteltemperaturen (1981-1993) in der Luft und im Boden am DWD Standort Neuwiedenthal; Messdatengrundlage: DWD . . . . .   | 104 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 5.5  | Kalibrierte Parameter zur Abschätzung der Oberflächentemperatur einer Grünland- und einer Asphaltfläche anhand des Energiebilanzverfahrens am DWD Standort Neuwiedenthal. . . . .  | 105 |
| 5.6  | Sensitivität der Oberflächentemperatur bei Grasbewuchs am DWD Standort Neuwiedenthal hinsichtlich des Flächenalbedos $\alpha_s$ , des Emissionsgrads $\epsilon_k$ und der Verschattung $\tau$ . . . . .  | 110 |
| 5.7  | Bodenphysikalische Parameter natürlicher Böden und von Asphalt. . . . .  | 118 |
| 6.1  | Untersuchte Einflussgrößen an den Messstellen der Temperaturmesskampagne (2012/2013). . . . .  | 150 |
| 6.2  | Randbedingungen der kleinskaligen Wärmetransportmodelle. . . . .   | 159 |
| 6.3  | Verwendete bodenthermische Parameter. . . . .  | 161 |
| 6.4  | Güteparameter für Jahresmittelwerte der Untergrundtemperatur und saisonale Temperaturschwankungen im kleinskaligen Transportmodell am Standort 7549. . . . .   | 164 |
| 6.5  | Vergleich der berechneten Elbwassertemperaturen und der Bias-korrigierten mittleren Lufttemperaturen für das Refrenzscenario und ausgewählte Zukunftsszenarien. . . . .  | 169 |
| 6.6  | <i>Rayleigh</i> -Zahl in Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit und der charakteristischen Länge $L_{Ra}$ . . . . .   | 180 |
| 6.7  | Modellvarianten des Wärmetransportmodells (1971-2000), Temperaturänderungen an der Grundwasserleitersohle (Layer 17) und Anteile der mittleren Temperaturänderung im Grundwasserleiter (Layer 9, 13, 17) bezogen auf die Änderung der Randbedingung. . . . . | 184 |
| 6.8  | Untersuchte Modellszenarien zur Bestimmung des thermischen Klimawandeleinflusses (2071-2100) auf das oberflächennahe Grundwasser; RB = Randbedingung. . . . .  | 194 |
| 6.9  | <i>Peclet</i> -Zahlen des unteren Grundwasserleiters in Abhängigkeit des Längenverhältnisses A. . . . .  | 198 |
| 6.10 | Relative Differenzen nach 100 Jahren Modelllaufzeit des Szenarios Z6b bezogen auf die maximale Temperaturänderung der Szenarien Z6 und Z4. . .   | 215 |
| 6.11 | Minimale, mittlere und maximale Temperaturänderungen im oberflächennahen Grundwasserleiter unter dem Einfluss der untersuchten Zukunftsszenarien.  | 218 |
| 6.12 | Gesetzliche Zielvorgaben zur Entwicklung des EE-Anteils in Deutschland. .  | 219 |
| 6.13 | Gespeicherte Energie im Untergrund und HWB zur Ermittlung der potenziellen Nutzungsdauer. . . . .  | 224 |
| 6.14 | Entnahmeenergie je Modellschicht für die Nutzungsszenarien Z6N1 und Z6N2 im Gleichgewichtszustand. . . . .   | 230 |

---

|   |     |
|---|-----|
| 6.15 Nutzungspotenzial der Entnahmeenergie je Stadtraumtyp und Nutzungsszenario. . . . .  | 231 |
| A.1 Interpolierte mittlere Wasserstände und gemittelte Gewässersohlen der in MODFLOW verwendeten Elbabschnitte. . . . .           | 279 |
| A.2 Implementierte Brunnenentnahmen; Datengrundlage: BUE . . . . .  | 280 |
| A.3 Oberflächenabhängige Parameter zur Bestimmung des Oberflächenabflusses (Renger u. a., 2009). . . . .                          | 283 |
| A.4 Satmmdaten der am Standort Neuwiedenthal berücksichtigten Bohrprofile (Geologisches Landesamt, 2016) . . . . .                | 284 |
| A.5 Schichtdaten des Bohrprofils 7970 B [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016) . . . . .                                       | 284 |
| A.6 Schichtdaten des Bohrprofils 8049 [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016) . . . . .   | 285 |
| A.7 Schichtdaten des Bohrprofils 207792 [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016) . . . . .                                       | 285 |
| A.8 Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos für Grasflächen; nach <i>Iqbal (1983)</i> in (VDI, 1994). . . . .                  | 285 |
| A.9 Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos von Baustoffen; nach <i>Iqbal (1983)</i> in (VDI, 1994). . . . .                   | 286 |
| A.10 Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos natürlicher Bodenflächen; nach <i>Iqbal (1983)</i> in (VDI, 1994). . . . .        | 286 |
| A.11 Ausgewählte Werte des langwelligen Emissionsgrads natürlicher Oberflächen; nach <i>Lorenz (1973)</i> in (VDI, 1994). . . . . | 287 |
| A.12 Ausgewählte Werte des Wärmeleitfähigkeit und der volumetrischen Wärmekapazität (VDI, 2010). . . . .                          | 287 |
| A.13 Verwendete Werte zur Berechnung der <i>Rayleigh-Zahl</i> . . . . .   | 288 |
| A.14 Verwendete bodenthermische Parameter des tiefen Untergrunds (Modellschichten 18 bis 25). . . . .                             | 294 |



# Literaturverzeichnis

---

- Alberti, L., A. Angelotti, M. Antelmi, I. La Licata und C. Legrenzi (2012). „Low temperature geothermal energy: heat exchange simulation in aquifers through Modflow/MT3DMS codes“. In: *AQUA MUNDI* 3.1, S. 39–51.
- Amt für Wasserwirtschaft (1998). *Wasserwirtschaftlicher Regionalplan: Erläuterungsbericht*. Baubehörde Hamburg.
- Amt für Wasserwirtschaft und Stadtentsorgung (1984). *Fachplan Wasserversorgung Hamburg*. Baubehörde Hamburg.
- Anandakumar, K. (1999). „A study on the partition of net radiation into heat fluxes on a dry asphalt surface“. In: *Atmospheric Environment* 33.24, S. 3911–3918.
- Anderson, M.P. (2005). „Heat as a ground water tracer“. In: *Groundwater* 43.6, S. 951–968.
- Angelotti, A., L. Alberti, I. La Licata und M. Antelmi (2014). „Energy performance and thermal impact of a Borehole Heat Exchanger in a sandy aquifer: Influence of the groundwater velocity“. In: *Energy Conversion and Management* 77, S. 700–708.
- Ångström, A. (1925). „The albedo of various surfaces of ground“. In: *Geografiska Annaler* 7, S. 323–342.
- Arbeitsgruppe Erneuerbare Energien-Statistik (2015). *Zeitreihen zur Entwicklung der erneuerbaren Energien (1990 - 2014)*. Bundesministerium für Wirtschaft und Energie.
- Arnfield, A.J. (2003). „Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island“. In: *International Journal of Climatology* 23.1, S. 1–26.
- Arola, T. und K. Korkka-Niemi (2014). „The effect of urban heat islands on geothermal potential: examples from Quaternary aquifers in Finland“. In: *Hydrogeology Journal* 22, S. 1953–1967.
- Arola, T., J. Okkonen und J. Jokisalo (2016). „Groundwater Utilisation for Energy Production in the Nordic Environment: An Energy Simulation and Hydrogeological Modelling Approach“. In: *Journal of Water Resource and Protection* 8.06, S. 642.
- Arya, S. P., Hrsg. (2001). *Introduction to micrometeorology*. Academic press.
- Baker, J.M. und D.G. Baker (2002). „Long-term ground heat flux and heat storage at a mid-latitude site“. In: *Climatic Change* 54.3, S. 295–303.
- Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Eisevier.

- Behörde für Umwelt und Energie (2016). *Grundwassergleichen mittel 2010*. <https://geoportal-hamburg.de/geoportal/geo-online/>. Zugriff Juli 2016.
- Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt (2015). *Entwicklung des Hamburger Südens - Sprung über die Elbe*. <http://www.hamburg.de/sprung-ueber-die-elbe/>. August 2015.
- Beltrami, H. (2002). „Climate from borehole data: Energy fluxes and temperatures since 1500“. In: *Geophysical Research Letters* 29.23.
- Beltrami, H., J. Wang und R.L. Bras (2000). „Energy balance at the Earth's surface: Heat flux history in eastern Canada“. In: *Geophysical Research Letters* 27.20, S. 3385–3388.
- Beltrami, H., G.S. Matharoo und J.E. Smerdon (2015). „Impact of borehole depths on reconstructed estimates of ground surface temperature histories and energy storage“. In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120.5, S. 763–778.
- Benz, S. A., P. Bayer, F. M. Goettsche, F. S. Olesen und P. Blum (2015a). „Linking Surface Urban Heat Islands with Groundwater Temperatures“. In: *Environmental Science & Technology* 50.1, S. 70–78.
- Benz, S. A., P. Bayer, K. Menberg, S. Jung und P. Blum (2015b). „Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers“. In: *Science of The Total Environment* 524, S. 427–439.
- Beretta, G.P., G. Coppola und L. Della Pona (2014). „Solute and heat transport in groundwater similarity: Model application of a high capacity open-loop heat pump“. In: *Geothermics* 51, S. 63–70.
- Best, M.J. (1998). „A model to predict surface temperatures“. In: *Boundary-Layer Meteorology* 88.2, S. 279–306.
- Beyer, C., S. Bauer und O. Kolditz (2006). „Uncertainty assessment of contaminant plume length estimates in heterogeneous aquifers“. In: *Journal of Contaminant Hydrology* 87.1, S. 73–95.
- Boehlich, M.J. (2003). „Tidedynamik der Elbe“. In: *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau* 86, S. 55–60.
- Bowen, I. S. (1926). „The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface“. In: *Physical review* 27.6, S. 779.
- Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (2016). *Station Elbe*. <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/MARNET-Messnetz/Stationen/elbe.jsp>. Zugriff Juli 2016.
- Caissie, D. (2006). „The thermal regime of rivers: a review“. In: *Freshwater Biology* 51.8, S. 1389–1406.
- Cermak, V., L. Bodri und J. Safanda (1992). „Recent climate change recorded in the underground: evidence from Cuba“. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)* 98, S. 219–223.

- Cermak, V., L. Bodri, M. Kresl, P. Dedecek und J. Safanda (2016). „Eleven years of ground–air temperature tracking over different land cover types“. In: *International Journal of Climatology*.
- Cheon, J.-Y., B.-S. Ham, J.-Y. Lee, Y. Park und K.-K. Lee (2014). „Soil temperatures in four metropolitan cities of Korea from 1960 to 2010: implications for climate change and urban heat“. In: *Environmental Earth Sciences* 71.12, S. 5215–5230.
- Chmielewski, F.-M., P. Hupfer, W. Kuttler und H. Pethe, Hrsg. (2005). *Witterung und Klima - Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. Bd. 11. Vieweg und Teubner Verlag.
- Choudhury, B.J., S.B. Idso und R.J. Reginato (1987). „Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 39.4, S. 283–297.
- Clothier, B.E., K.L. Clawson, P.J. Pinter, M.S. Moran, R.J. Reginato und R.D. Jackson (1986). „Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 37.4, S. 319–329.
- Damerau, K. (2013). „Temperaturmodell des mitteltiefen Untergrundes von Hamburg mit Hilfe des Programmes GOCAD“. Masterarbeit.
- De Bruin, H.A.R. und A.A.M. Holtslag (1982). „A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept“. In: *Journal of Applied Meteorology* 21.11, S. 1610–1621.
- Deardorff, J. W. (1978). „Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation“. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 83.C4, S. 1889–1903.
- Dehkordi, S.E. und R.A. Schincariol (2014). „Effect of thermal-hydrogeological and borehole heat exchanger properties on performance and impact of vertical closed-loop geothermal heat pump systems“. In: *Hydrogeology Journal* 22.1, S. 189–203.
- Dengler, C. (2012). *Geothermie im (Klima-) Wandel*. 11. RADOST-Berichtsreihe.
- Deutsche Bundesregierung (2008). „Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel“. In: *Unterrichtung durch die Bundesregierung. Deutscher Bundestag (Bundestagsdrucksache, 16/11595)*.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft (1996). *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Bd. 238. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft. DVWK.
- Deutscher Wetterdienst (1996). *UVU zur Anapssung der Fahrwinne der Unter- und Aus-senelbe an die Containerschiffahrt - Materialband VIII Klima*. Techn. Ber. Hamburg.
- Deutsches Institut für Normung (2008). *Bodenkundliche Standortbeurteilung - Kennzeichnung, Klassifizierung und Ableitung von Bodenkennwerten (normative und nominale Skalierungen)*; Entwurf DIN 4220. Bd. 4220. Deutsche Norm. Berlin: Beuth.

- Domenico, P.A. und F.W. Schwartz (1990). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons.
- EEG (2014). *Gesetz für den Ausbau erneuerbarer Energien (Erneuerbare-Energien-Gesetz - EEG 2014)*. Erneuerbare-Energien-Gesetz vom 21. Juli 2014 (BGBl. I S. 1066), das durch Artikel 2 Absatz 10 des Gesetzes vom 21. Dezember 2015 (BGBl. I S. 2498) geändert worden ist. Deutscher Bundestag.
- EEWärmeG (2008). *Gesetz zur Förderung Erneuerbarer Energien im Wärmebereich (Erneuerbare-Energien-WärmeGesetz - EEWärmeG)*. Erneuerbare-Energien-WärmeGesetz vom 7. August 2008 (BGBl. I S. 1658), das zuletzt durch Artikel 9 des Gesetzes vom 20. Oktober 2015 (BGBl. I S. 1722) geändert worden ist. Deutscher Bundestag.
- Eggelston, J. und K.J. McCoy (2015). „Assessing the magnitude and timing of anthropogenic warming of a shallow aquifer: example from Virginia Beach, USA“. In: *Hydrogeology Journal* 23, S. 105–120.
- Ehlers, J., Hrsg. (1993). *Geologische Karte von Hamburg*. Hamburg: Geologisches Landesamt.
- EnEV (2007). *Verordnung über energiesparenden Wärmeschutz und energiesparende Anlagentechnik bei Gebäuden (Energieeinsparverordnung - EnEV)*. Energieeinsparverordnung vom 24. Juli 2007 (BGBl. I S. 1519), die zuletzt durch Artikel 3 der Verordnung vom 24. Oktober 2015 (BGBl. I S. 1789) geändert worden ist. Deutscher Bundestag.
- Engelhardt, I., H. Prommer, C. Moore, M. Schulz, C. Schüth und T. A. Ternes (2013). „Suitability of temperature, hydraulic heads, and acesulfame to quantify wastewater-related fluxes in the hyporheic and riparian zone“. In: *Water Resources Research* 49.1, S. 426–440.
- Epting, J. und P. Huggenberger (2013). „Unraveling the heat island effect observed in urban groundwater bodies – Definition of a potential natural state“. In: *Journal of Hydrology* 501, S. 193–204.
- Epting, J., F. Händel und P. Huggenberger (2013). „Thermal management of an unconsolidated shallow urban groundwater body“. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 17, S. 1851–1869.
- Ferguson, G. und A. D. Woodbury (2004). „Subsurface heat flow in an urban environment“. In: *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 109,
- Ferguson, G. und A. D. Woodbury (2007). „Urban heat island in the subsurface“. In: *Geophysical Research Letters* 34.23.
- Feseker, T. (2007). „Numerical studies on saltwater intrusion in a coastal aquifer in northwestern Germany“. In: *Hydrogeology Journal* 15.2, S. 267–279.
- Figura, S., D.M. Livingstone und R. Kipfer (2015). „Forecasting groundwater temperature with linear regression models using historical data“. In: *Groundwater* 53.6, S. 943–954.
- Foken, T. (2006). *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*. 2. Aufl. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.

- Fossoul, F., P. Orban und A. Dassargues (2010). „Modelling groundwater pumping and coupled heat transport in a alluvial aquifer: tests using different codes an optimisation“. In: *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, CMWR 2010*.
- Fridleifsson, I.B., R. Bertani, E. Huenges, J.W. Lund, A. Ragnarsson, L. Rybach u. a. (2008). „The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change“. In: *IPCC scoping meeting on renewable energy sources, proceedings, Luebeck, Germany*. Bd. 20. 25, S. 59–80.
- Geiger, R. (1961). *Das Klima der bodennahen Luftschicht: Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie*. Braunschweig: Vieweg.
- Genske, D.D., J. Henning-Jacob und A. Ruff (2011). *Energetische Optimierung des Modellraums IBA Hamburg*. Internationale Bauausstellung IBA Hamburg.
- Geologisches Landesamt (2016). *Das Bohrdatenportal Hamburg*. <http://www.hamburg.de/bohrdaten-geologie/>. Zugriff April 2016.
- Gocad Research Group (2015). *GOCAD Project*. <http://www.gocad.org/>. Zugriff August 2015.
- Gönnert, G., H. von Storch, J. Jensen, S. Thumm, T. Wahl und R. Weisse (2009). „Der Meeresspiegelanstieg Ursachen, Tendenzen und Risikobewertung“. In: *Die Küste* 76, S. 225–256.
- Goto, S., H.C. Kim, Y. Uchida und Y. Okubo (2005). „Reconstruction of the ground surface temperature history from the borehole temperature data in the southeastern part of the Republic of Korea“. In: *Journal of Geophysics and Engineering* 2.4, S. 312.
- Grathwohl, P. (1998). *Diffusion in natural porous media*. Springer Science & Business Media.
- Gunawardhana, L. N. und S. Kazama (2011). „Climate change impacts on groundwater temperature change in the Sendai plain, Japan“. In: *Hydrological Processes* 25.17, S. 2665–2678.
- Gunawardhana, L. N. und S. Kazama (2012). „Statistical and numerical analyses of the influence of climate variability on aquifer water levels and groundwater temperatures: the impacts of climate change on aquifer thermal regimes“. In: *Global and Planetary Change* 86, S. 66–78.
- Gunawardhana, L. N., S. Kazama und S. Kawagoe (2011). „Impact of urbanization and climate change on aquifer thermal regimes“. In: *Water Resources Management* 25.13, S. 3247–3276.
- Häckel, H. (2005). *Meteorologie*. Stuttgart: UTB.
- Hähnlein, S., N. Molina-Giraldo, P. Blum, P. Bayer und P. Grathwohl (2010). „Ausbreitung von Kältefahnen im Grundwasser bei Erdwärmesonden“. In: *Grundwasser* 15.2, S. 123–133.

- Harbaugh, A., E. Banta, M. Hill und M. McDonald (2000). *MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process*. U.S. Geological Survey.
- Hecht-Méndez, J., N. Molina-Giraldo, P. Blum und P. Bayer (2010). „Evaluating MT3DMS for heat transport simulation of closed geothermal systems“. In: *Groundwater* 48.5, S. 741–756.
- Heinl, M., A. Hammerle, U. Tappeiner und G. Leitinger (2015). „Determinants of urban–rural land surface temperature differences—A landscape scale perspective“. In: *Landscape and Urban Planning* 134, S. 33–42.
- Henning, A. und A. Limberg (2012). „Veränderung des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin durch Urbanisierung und Klimawandel“. In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 19.1, S. 81–92.
- Hennings, V. (2008). *Pedotransferfunktionen zur Ermittlung bodenthermischer Kennwerte für die Verwendung in Modellen des Pflanzenwachstums*. unveröffentlicht.
- Herb, W. R., B. Janke, O. Mohseni und H. G. Stefan (2008). „Ground surface temperature simulation for different land covers“. In: *Journal of Hydrology* 356.3, S. 327–343.
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Academic Press.
- Hoffmann, B., M. Meckelburg und M. Meinken (2005). „Folgen einer Klimaänderung für den Grund- und Bodenwasserhaushalt der Unterwesermarsch“. In: *Klimawandel und Küste*. Springer, S. 103–137.
- Huang, S. (2004). „Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future“. In: *Geophysical Research Letters* 31.13.
- Huang, S., H. N. Pollack und P. Y. Shen (2000). „Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures“. In: *Nature* 403.6771, S. 756–758.
- Huang, S., M. Taniguchi, M. Yamano und C. Wang (2009). „Detecting urbanization effects on surface and subsurface thermal environment - A case study of Osaka“. In: *Science of The Total Environment* 407.9, S. 3142–3152.
- Imhoff, M.L., P. Zhang, R.E. Wolfe und L. Bounoua (2010). „Remote sensing of the urban heat island effect across biomes in the continental USA“. In: *Remote Sensing of Environment* 114.3, S. 504–513.
- IW Köln n.d. (2016). *Anteil der in Städten lebenden Bevölkerung von 1950 bis 2030 in Deutschland und weltweit*. <http://de.statista.com/statistik/daten/studie/152879/umfrage/in-staedten-lebende-bevoelkerung-in-deutschland-und-weltweit/>. Zugriff Juli 2016.
- Janczik, S., F. Kabus, M. Kaltschmitt, N. Kock und P. Seibt (2013). „Nutzung tiefer Geothermie“. In: *Erneuerbare Energien*. Springer, S. 699–803.

- Kaltschmitt, M., B. Sanner, M. Stegelmeier, W. Streicher und F. Ziegler (2013). „Nutzung von Umgebungsluft und oberflächennaher Erdwärme“. In: *Erneuerbare Energien*. Springer, S. 621–698.
- Kamp, G. van der und S. Bachu (1989). „Use of dimensional analysis in the study of thermal effects of various hydrogeological regimes“. In: *Hydrogeological regimes and their subsurface thermal effects*, S. 23–28.
- Kausch, F. (1991). „Geotechnische Charakterisierung des Hamburger Baugrunds“. Geologisches Landesamt Hamburg.
- Keesenberg, H. (1989). *Wilhelmsburg: die Insel der Gegensätze*. H. Tiedemann.
- Kerl, M., N. Runge, H. Tauchmann und N. Goldscheider (2012). „Conceptual hydrogeological model of the City of Munich, Germany, as a basis for geothermal groundwater utilisation“. In: *Grundwasser* 17.3, S. 127–135.
- Kløve, B., P. Ala-Aho, G. Bertrand, J.J. Gurdak, H. Kupfersberger, J. Kværner, T. Muotka, H. Mykrä, E. Preda, P. Rossi u. a. (2014). „Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems“. In: *Journal of Hydrology* 518, S. 250–266.
- Kroes, J.G., J.C. Van Dam, P. Groenendijk, R.F.A. Hendriks und C.M.J Jacobs (2008). *SWAP version 3.2. Theory description and user manual*. 1649.
- Kurylyk, Barret L, Kerry TB MacQuarrie und Clifford I Voss (2014). „Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers“. In: *Water Resources Research* 50.4, S. 3253–3274.
- Kurylyk, B.L., K.T.B. MacQuarrie, D. Caissie und J.M. McKenzie (2015). „Shallow groundwater thermal sensitivity to climate change and land cover disturbances: derivation of analytical expressions and implications for stream temperature projections“. In: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 11.11, S. 12573–12626.
- Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung Hamburg (2015). *ALKIS*. <https://geoportal-hamburg.de/geoportal/geo-online/>. Zugriff Februar 2015.
- Langevin, C.D. (2008). *SEAWAT version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport*. US Geological Survey.
- Langevin, C.D., A.M. Dausman und M.C. Sukop (2010). „Solute and heat transport model of the Henry and Hilleke laboratory experiment“. In: *Groundwater* 48.5, S. 757–770.
- Langguth, H. R. und R. Voigt (1980). *Hydrogeologische Methoden*. Springer-Verlag.
- Lebbe, L., N. Van Meir und P. Viaene (2008). „Potential implications of sea-level rise for Belgium“. In: *Journal of Coastal Research*, S. 358–366.
- Lhotzky, K. (2005). „Milieusondenmessungen“. In: *Geophysik*. Springer, S. 945–964.
- Linke, G. (1981). „Ergebnisse und Aspekte zur Klimaentwicklung im Holozän“. In: *Geologische Rundschau* 70.2, S. 774–783.
- Lokoshchenko, M.A. und I.A. Korneva (2015). „Underground urban heat island below Moscow city“. In: *Urban Climate* 13, S. 1–13.

- Ma, R. und C. Zheng (2010). „Effects of density and viscosity in modeling heat as a groundwater tracer“. In: *Groundwater* 48.3, S. 380–389.
- Mallet, J. L. (1992). „GOCAD: a computer aided design program for geological applications“. In: *Three-dimensional modeling with geoscientific information systems*, S. 123–141.
- Maniak, U., A. Weihrauch und G. Riedel (2005). „Die wasserwirtschaftliche Situation in der Unterwesermarsch unter der Einwirkung einer Klimaänderung“. In: *Klimawandel und Küste*. Springer, S. 79–102.
- McDonald, M.G., A.W. Harbaugh und Geological Survey (U.S.) (1984). „A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model“. In: *Techniques of Water-Resources Investigations* 6. U.S. Geological Survey. Kap. A1.
- Meier, A.-G., M. Linde, J. Kowalewski und F. Kipsch (2014). „Akteursbefragung“. In: *Wilhelmsburg im Klimawandel – Ist-Situation und mögliche Veränderungen. Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten, Band 4*. Schlünzen, K. H. und Linde, M.
- Menberg, K., P. Blum, A. Schaffitel und P. Bayer (2013a). „Long-Term Evolution of Anthropogenic Heat Fluxes into a Subsurface Urban Heat Island“. In: *Environmental Science & Technology* 47, S. 9747–9755.
- Menberg, K., P. Bayer, K. Zosseder, S. Rumohr und P. Blum (2013b). „Subsurface urban heat islands in German cities“. In: *Science of the Total Environment* 442, S. 123–133.
- Menberg, K., P. Blum, B.L. Kurylyk und P. Bayer (2014). „Observed groundwater temperature response to recent climate change“. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 18.11, S. 4453–4466.
- Mohseni, O., H.G. Stefan und T.R. Erickson (1998). „A nonlinear regression model for weekly stream temperatures“. In: *Water Resources Research* 34.10, S. 2685–2692.
- Molina-Giraldo, N., P. Bayer und P. Blum (2011). „Evaluating the influence of thermal dispersion on temperature plumes from geothermal systems using analytical solutions“. In: *International Journal of Thermal Sciences* 50.7, S. 1223–1231.
- Morrill, J.C., R.C. Bales und M.H. Conklin (2005). „Estimating stream temperature from air temperature: implications for future water quality“. In: *Journal of Environmental Engineering* 131.1, S. 139–146.
- Mualem, Y. (1976). „A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media“. In: *Water Resources Research* 12.3, 513–522.
- Muffler, P. und R. Cataldi (1978). „Methods for regional assessment of geothermal resources“. In: *Geothermics* 7.2, S. 53–89.
- Müller, N., W. Kuttler und A.-B. Barlag (2014). „Analysis of the subsurface urban heat island in Oberhausen, Germany“. In: *Climate Research* 58.3, S. 247–256.
- Müller, W. (1985). *Zur Genese der Verbreitungsmuster der Marschböden und Diskussion verschiedener Entstehungstheorien*. Bd. 19. Geologisches Jahrbuch : Reihe F, Bodenkunde. Stuttgart: Schweizerbart.

- Nationales Komitee für Global Change Forschung, Hrsg. (2009). *Positionspapier: Regionale Klimamodelle - Potentiale, Unsicherheiten und Perpektiven*.
- Nield, D.A. und A. Bejan (2006). *Convection in Porous Media*. Springer.
- Norddeutsches Klimabüro (2015). *Norddeutscher Klimaatlas*. <http://www.norddeutscher-klimaatlas.de>. Zugriff Januar 2015.
- Oke, T. R. (1973). „City size and the urban heat island“. In: *Atmospheric Environment* 7.8, S. 769–779.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*. Bd. 2. Methuen-Verlag.
- Oude Essink, G.H.P (2003). „Salinization of the Wieringermeerpolder, The Netherlands“. In: *Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting, Delft, The Netherlands*, S. 399–411.
- Oude Essink, GHP, ES Van Baaren und PGB De Louw (2010). „Effects of climate change on coastal groundwater systems: a modeling study in the Netherlands“. In: *Water Resources Research* 46.10.
- Pannike, S., M. Kölling, H.D. Schulz, B. Panteleit, J. Reichling und V. Scheps (2006). „Auswirkung hydrogeologischer Kenngrößen auf die Kältefahnen von Erdwärmesondenanlagen in Lockersedimenten“. In: *Grundwasser* 11.1, S. 6–18.
- Parry, M.L., O.F. Canziani, J.P. Palutikof, C.E. Hanson und P.J. van der Linden (2007). „IPCC 2007 Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger“. In: *Klimaänderung 2007 Auswirkungen, Anpassung, Verwundbarkeiten. Beitrag der Arbeitsgruppe II zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC)*. Hrsg. von Österreichisches Umweltbundesamt deutsche IPCC Koordinationsstelle. Cambridge University Press Cambridge UK.
- Pease, R.E. (2010). „Hydraulic properties of asphalt concrete“. In:
- Peng, S., S. Piao, P. Ciais, P. Friedlingstein, C. Oettle, F.-M. Breon, H. Nan, L. Zhou und R.B. Myneni (2011). „Surface urban heat island across 419 global big cities“. In: *Environmental Science & Technology* 46.2, S. 696–703.
- Piani, C., J.O. Haerter und E. Coppola (2010). „Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe“. In: *Theoretical and Applied Climatology* 99.1-2, S. 187–192.
- Pollack, H.N., S. Huang und P.-Y. Shen (1998). „Climate change record in subsurface temperatures: a global perspective“. In: *Science* 282.5387, S. 279–281.
- Querner, EP, PC Jansen und C Kwakernaak (2008). „Effects of water level strategies in Dutch peatlands: a scenario study for the polder Zegveld“. In: *Proceedings of the 13th International Peat Congress. International Peat Society, Tullamore*, S. 620–623.
- Rau, G.C., M.S. Andersen und R.I. Acworth (2012). „Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in sediments“. In: *Water Resources Research* 48.3.

- Rau, G.C., M.S. Andersen, A.M. McCallum, H. Roshan und R.I. Acworth (2014). „Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments“. In: *Earth-Science Reviews* 129, S. 40–58.
- Rechid, D., D. Jacob und R. Podzun (2010). „Regionale Klimadaten für KLIMZUG-NORD: Klimavariabilität vs. Modell Bias“. CSC KLIMZUG Workshop 22./23.6.2010.
- Rechid, D., J. Petersen, R. Schötter und D. Jacob (2014). *Klimaprojektionen für die Metropolregion Hamburg*. Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten 1. KLIMZUG-NORD.
- Renger, M., M. Kaupenjohann und G. Wessolek, Hrsg. (2009). *Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis*. Bodenökologie und Bodengenese 40. Institut für Ökologie der TU Berlin.
- Reuter, E. (2011). *Hydrostratigrafische Gliederung Niedersachsens*. 21. Hannover: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.
- Ritchie, J. T. (1972). „Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover“. In: *Water Resources Research* 8.5, S. 1204–1213.
- Roosmalen, L. van, B.S.B. Christensen und T.O. Sonnenborg (2007). „Regional differences in climate change impacts on groundwater and stream discharge in Denmark“. In: *Vadose Zone Journal* 6.3, S. 554–571.
- Sauer, T. J. und R. Horton (2005). „Soil heat flux“. In:
- Schneider, W. (1991). „Neue Verfahren und Methoden zur Sanierung von Altlasten am Beispiel der Deponie Georgswerde: Prognose des Schadstofftransports im Deponieuntergrund“. Geologisches Landesamt Hamburg.
- Schulze-Makuch, D. (2005). „Longitudinal dispersivity data and implications for scaling behavior“. In: *Groundwater* 43.3, S. 443–456.
- Seibert, S., H. Prommer, A. Siade, B. Harris, M. Trefry und M. Martin (2014). „Heat and mass transport during a groundwater replenishment trial in a highly heterogeneous aquifer“. In: *Water Resources Research* 50.12, S. 9463–9483.
- Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt Berlin (2013). *"02.13 Oberflächenabfluss, Versickerung, Gesamtabfluss und Verdunstung aus Niederschlägen"*.
- Sethi, R. und A. Di Molfetta (2007). „Heat transport modeling in an aquifer downgradient a municipal solid waste landfill in Italy“. In: *American Journal of Environmental Sciences* 3.3, S. 106.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor und H.L. Miller (2007). „IPCC 2007 Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger“. In: *Klimaänderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC)*. Hrsg. von Österreichisches Umweltbundesamt deutsche IPCC Koordinationsstelle. Cambridge University Press Cambridge UK.

- Sophocleous, M. (2004). „Climate Change: Why Should Water Professionals Care?“ In: *Ground Water* 42.5, S. 637–637.
- Statistikamt Nord (2015). *Hamburger Stadtteilprofile 2014 - Atlas*. [http://www.statistik-nord.de/fileadmin/download/Stadtteil\\_Profile\\_2014/atlas.html](http://www.statistik-nord.de/fileadmin/download/Stadtteil_Profile_2014/atlas.html). Zugriff August 2015.
- Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2014). *Bodenflächen in Hamburg am 31.12.2013 nach Art der tatsächlichen Nutzung*.
- Stonestrom, D.A. und J. Constantz (2003). *Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams*. US Geological Survey.
- Studio Urbane Landschaften (2008). *Wasseratlas WasserLand-Topologien für die Hamburger Elbinsel*.
- Tang, C.-S., B. Shi, L. Gao, J. L. Daniels, H.-T. Jiang und C. Liu (2011). „Urbanization effect on soil temperature in Nanjing, China“. In: *Energy and Buildings* 43.11, S. 3090–3098.
- Taniguchi, M., J. Shimada, T. Tanaka, I. Kayane, Y. Sakura, Y. Shimano, S. Dapaah-Siakwan und S. Kawashima (1999). „Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo Metropolitan Area, Japan“. In: *Water Resources Research* 35.5, S. 1507–1517.
- Taniguchi, M., T. Uemura und K. Jago-On (2007). „Combined Effects of Urbanization and Global Warming on Subsurface Temperature in Four Asian Cities“. In: *Vadose Zone Journal* 6.3, S. 591–596.
- Taylor, C. A. und H. G. Stefan (2009). „Shallow groundwater temperature response to climate change and urbanization“. In: *Journal of Hydrology* 375.3-4, S. 601–612. ISSN: 0022-1694.
- Tetzlaff, B., R. Kunkel, R. Taugs und F. Wendland (2004). *Grundlagen für eine nachhaltige Bewirtschaftung von Grundwasserressourcen in der Metropolregion Hamburg*. Forschungszentrum Jülich.
- Teutschbein, C. und J. Seibert (2010). „Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies“. In: *Geography Compass* 4.7, S. 834–860.
- The Engineering ToolBox (2016). *The Engineering ToolBox*. <http://www.engineeringtoolbox.com/>. Zugriff April 2016.
- Thompson, N. (1981). „Modelling the field drying of hay“. In: *The Journal of Agricultural Science* 97.02, S. 241–260.
- Thorne, D., C.D. Langevin und M.C. Sukop (2006). „Addition of simultaneous heat and solute transport and variable fluid viscosity to SEAWAT“. In: *Computers & Geosciences* 32.10, S. 1758–1768.

- Turkoglu, N. (2010). „Analysis of urban effects on soil temperature in Ankara“. In: 169(1-4), S. 439–450.
- United Nations (2014). *"World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights"*. Department of Economic and Social Affairs, Population Division.
- Van Genuchten, M. Th. (1980). „A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils“. In: *Soil Science Society of America Journal* 44, 891–898.
- Van Vliet, M.T.H., F. Ludwig, J.J.G. Zwolsman, G.P. Weedon und P. Kabat (2011). „Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow“. In: *Water Resources Research* 47.2.
- Vandenbohede, A. und L. Lebbe (2011). „Heat transport in a coastal groundwater flow system near De Panne, Belgium“. In: *Hydrogeology Journal* 19.6, S. 1225–1238.
- Vandenbohede, A., K. Luyten und L. Lebbe (2008). „Effects of global change on heterogeneous coastal aquifers: a case study in Belgium“. In: *Journal of Coastal Research* 24.sp2, S. 160–170.
- Vandenbohede, A., A. Louwyck und L. Lebbe (2009). „Conservative solute versus heat transport in porous media during push-pull tests“. In: *Transport in porous media* 76.2, S. 265–287.
- Vandenbohede, A., T. Hermans, F. Nguyen und L. Lebbe (2011). „Shallow heat injection and storage experiment: heat transport simulation and sensitivity analysis“. In: *Journal of Hydrology* 409.1, S. 262–272.
- VDI (1994). *Umweltmeteorologie, Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen: Berechnung der kurz- und der langwelligen Strahlung*. Bd. 3789. VDI-Handbuch Reinhaltung der Luft. Düsseldorf: Verein Deutscher Ingenieure.
- VDI (2010). *Thermische Nutzung des Untergrundes*. Bd. 4640. VDI-Handbuch Energietechnik. Düsseldorf: Verein Deutscher Ingenieure.
- Walkenhorst, O. und M. Stock (2009). *Regionale Klimaszenarien für Deutschland: eine Leseanleitung*. Akademie für Raumforschung und Landesplanung.
- Webb, B.W. und F. Nobilis (1997). „Long-Term Perspective on the Nature of the Air–Water Temperature Relationship: a Case Study“. In: *Hydrological Processes* 11.2, S. 137–147. *World Data Center for Climate (WDCC)*. URL: <http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Index.jsp>.
- Xu, M. und Y. Eckstein (1995). „Use of Weighted Least-Squares Method in Evaluation of the Relationship Between Dispersivity and Field Scale“. In: *Groundwater* 33.6, S. 905–908.
- Yalcin, T. und O. Yetemen (2009). „Local warming of groundwaters caused by the urban heat island effect in Istanbul, Turkey“. In: *Hydrogeology Journal*.
- Yang, Z.-L., Y. Dai, R.E. Dickinson und W.J. Shuttleworth (1999). „Sensitivity of ground heat flux to vegetation cover fraction and leaf area index“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)* 104.D16, S. 19505–19514.

- Yuan, F. und M.E. Bauer (2007). „Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery“. In: *Remote Sensing of Environment* 106.3, S. 375–386.
- Zheng, C. (2009). „Recent developments and future directions for MT3DMS and related transport codes“. In: *Groundwater* 47.5, S. 620–625.
- Zheng, C. und P.P. Wang (1999). *MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide*. DTIC Document.
- Zhu, K., P. Blum, G. Ferguson, K.-D Balke und P. Bayer (2010). „The geothermal potential of urban heat islands“. In: *Environmental Research Letters* 5,4, S. 044002–+.
- Zhu, K., P. Bayer, P. Grathwohl und P. Blum (2014). „Groundwater temperature evolution in the subsurface urban heat island of Cologne, Germany“. In: *Hydrological Processes* 29.6, S. 965–978.
- Zou, X. (2014). „Modeling the influence of climate change on the shallow groundwater and drainage volumes of Wilhelmsburg, Hamburg“. Masterarbeit.



# Abkürzungsverzeichnis

---

|       |  |
|-------|--|
| BAW   | Bundesanstalt für Wasserbau                                  |
| BUE   | Behörde für Umwelt und Energie in Hamburg                    |
| CLM   | Community Land Model   |
| CSC   | Climate Service Center                                       |
| DIN   | Norm des Deutschen Instituts für Normung e. V.               |
| DWD   | Deutscher Wetterdienst                                       |
| EE    | Erneuerbare Energien   |
| EnEV  | Energieeinsparverordnung                                     |
| GLA   | Geologisches Landesamt Hamburg                               |
| GOCAD | Geological Object Computer Aided Design                      |
| GOK   | Geländeoberkante   |
| HPA   | Hamburg Port Authority                                       |
| HWB   | Heizwärmebedarf  |
| IBA   | Internationale Bauausstellung Hamburg                        |
| IPCC  | Intergovernmental Panel on Climate Change                    |
| LAI   | Leaf Area Index  |
| LBEG  | Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Niedersachsen |
| LSBG  | Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer in Hamburg       |
| REMO  | REgional MOdel   |

|      |                                      |
|------|--------------------------------------|
| SRES | Special Report on Emission Scenarios |
| SRT  | Stadtraumtyp                         |
| SWAP | Soil, Water, Atmosphere, and Plant   |
| Thw  | Tidehochwasser                       |
| Tnw  | Tideniedrigwasser                    |
| TVD  | total variation diminishing          |
| UHI  | Urban Heat Island                    |
| USGS | United States Geological Survey      |
| WSV  | Wasser- und Schifffahrtsverwaltung   |
| WWO  | Wasserverband Wilhelmsburger Osten   |

# Symbolverzeichnis

---

## Lateinisch

|            |             |  |
|------------|-------------|--|
| $A_0$      | $^{\circ}C$ | Oberflächentemperaturamplitude           |
| $A_f$      | $m^2$       | aufgehöhte Teilfläche                    |
| $A_H$      | $m$         | Austauschkoeffizient der fühlbaren Wärme |
| $A_q$      | $m^2$       | Fließquerschnitt                         |
| $A$        | –           | Längenverhältnis                         |
| $A_z$      | $^{\circ}C$ | Bodentemperaturamplitude                 |
| $C$        | $m^2/d$     | effektiver Strömungsleitwert             |
| $C_c$      | $kg/m^3$    | Stoffkonzentration                       |
| CD         | $m^2/d$     | Strömungsleitwert der Drainage           |
| $c_m$      | $J/kg/K$    | spezifische Wärme des gesättigten Bodens |
| $c_p$      | $J/kg$      | spezifische Wärme der Luft               |
| CRIV       | $m^2/d$     | Strömungsleitwert der Kolmationsschicht  |
| $c_s$      | $J/kg/K$    | spezifische Wärme der Bodenmatrix        |
| $c_w$      | $J/kg/K$    | spezifische Wärme des Wassers            |
| $d$        | $m$         | Drainagewasserstand                      |
| $D_{heat}$ | $^{\circ}C$ | thermische Diffusivität                  |
| $D_m$      | $m^2/d$     | thermischer Diffusionskoeffizient        |
| $D_{ms}$   | $m^2/d$     | Diffusionskoeffizient                    |
| $d_{temp}$ | $m$         | Dämpftiefe                               |
| $e_2$      | $Torr$      | Wasserdampfspannung in 2 m Höhe          |
| $E_{act}$  | $mm$        | reale Verdunstung                        |
| $e_{act}$  | $kPa$       | aktueller Wasserdampfdruck               |
| $E_{max}$  | $cm$        | maximale Verdunstung                     |
| $E_{pot}$  | $cm$        | potenzielle Verdunstung                  |
| $e_{sat}$  | $kPa$       | gesättigter Wasserdampfdruck             |
| $ET_{pot}$ | $cm$        | potenzielle Evapotranspiration           |
| $frac$     | –           | Versiegelungsanteil                      |
| $g$        | $m/s^2$     | Erdbeschleunigung                        |
| $h$        | $m$         | Grundwasserpotential                     |

|                |          |  |
|----------------|----------|--|
| $h_b$          | $cm$     | Matrixpotential                              |
| $h_{atm}$      | $cm$     | Luftdruck                                    |
| $H_p$          | $Wh$     | theoretisches, geothermisches Potenzial      |
| HRIV           | $m$      | Oberflächenwasserstand                       |
| $I$            | $m/d$    | spezifische Grundwasserneubildung            |
| $i$            | –        | Zähler                                       |
| $i,j,k$        |          | Modellkoordinaten; Reihen, Spalten und Layer |
| $jt$           | -        | julianischer Tag                             |
| $K \uparrow$   | $W/m^2$  | kurzwellige Reflexstrahlung                  |
| $K^*$          | $W/m^2$  | kurzwellige Strahlungsbilanz                 |
| $K \downarrow$ | $W/m^2$  | kurzwellige Globalstrahlung                  |
| $K$            | $cm^2$   | Permeabilität                                |
| $k$            | -        | Konstante zur Beschreibung der Wolkenart     |
| $K_d$          | $m^3/kg$ | thermischer Austauschkoeffizient             |
| $K_{ds}$       | $m^3/kg$ | Verteilungskoeffizient                       |
| $k_f$          | $m/s$    | gesättigte hydraulische Leitfähigkeit        |
| $K(h_b)$       | $cm/d$   | ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit      |
| $L$            | $m$      | Betrachtungsmaßstand                         |
| $L \downarrow$ | $W/m^2$  | langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre    |
| $L \uparrow$   | $W/m^2$  | langwellige Ausstrahlung                     |
| $lat$          | -        | geographische Breite                         |
| $L_c$          | $m$      | charakteristische Länge                      |
| $LD$           | $g/m^3$  | Lagerungsdichte                              |
| $L_{Pe}$       | $m$      | charakteristische Länge                      |
| $L_{Ra}$       | $m$      | charakteristische Länge                      |
| $L_{RIV}$      | $m$      | Länge des Gewässers in einer Zelle           |
| $L^*$          | $W/m^2$  | langwellige Strahlungsbilanz                 |
| $L_v$          | $J/kg$   | latente Verdunstungswärme                    |
| $M$            | $m$      | Mächtigkeit des Grundwasserleiters           |
| $m$            |          | Zeitschritt                                  |
| MD             | –        | Mittlere Abweichung                          |
| $M_{RIV}$      | $m$      | Mächtigkeit der Kolmationsschicht            |
| $n$            | –        | Porosität                                    |
| $Nd$           | $mm$     | Niederschlag                                 |
| $Nd_{so}$      | $mm$     | Sommerniederschlag                           |
| $Nd_{wi}$      | $mm$     | Winterniederschlag                           |
| $n_e$          | –        | effektive Porosität                          |
| NRMSD          | %        | Normierte Standardabweichung                 |
| $n_{vg}$       | –        | empirischer Formfaktor                       |

|             |               |   |
|-------------|---------------|---|
| $P$         | $d$           | Periode   |
| $p_1$       | $s/d$         | = 86400 Umrechnungsfaktor                                 |
| $P_E$       | $W$           | Entzugsleistung   |
| $Pe$        | –             | thermische Peclet-Zahl                                    |
| $Pe^*$      | –             | modifizierte thermische Peclet-Zahl                       |
| $P_S$       | $W/m$         | spezifische Entzugsleistung                               |
| $P_{SQ}$    | $m^2/d$       | Konstante der potenzialabhängigen Quellen und Senken      |
| $q$         | $m/d$         | Darcy-Geschwindigkeit                                     |
| QD          | $m^3/d$       | Volumenstrom zwischen Grundwasser und Drainage            |
| $q_{drain}$ | $cm^3/d$      | Drainageabfluss   |
| $Q_E$       | $W/m^2$       | latente Wärmestromdichte                                  |
| $Q_G$       | $W/m^2$       | Bodenwärmestromdichte                                     |
| $Q_H$       | $W/m^2$       | fühlbare Wärmestromdichte                                 |
| $Q_P$       | $m^3/d$       | konstante Pumprate  |
| $Q_R$       | $m^3/d$       | volumetrische Grundwasserneubildung                       |
| QRIV        | $m^3/d$       | Volumenstrom zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer |
| $Q_S^*$     | $W/m^2$       | Nettostrahlungsbilanz                                     |
| $Q_{SQ}$    | $m^3/d$       | Konstante der potenzialunabhängigen Quellen und Senken    |
| $R$         | –             | Retardationsfaktor  |
| $R_0$       | $J/cm^2d$     | extraterrestrische Strahlung                              |
| $Ra$        | –             | Rayleigh-Zahl   |
| $r_c$       | $s/m$         | Bewuchswiderstand   |
| RMSD        | –             | Standardabweichung  |
| $R_N$       | $mm$          | flächengewichtete, mittlere Jahresgrundwasserneubildung   |
| $R_{ov}$    | $mm$          | jährlicher Oberflächenabfluss                             |
| $r_p$       | $s/m$         | aerodynamischer Widerstand                                |
| $S$         | $h$           | tatsächliche Sonnenscheindauer                            |
| $S_0$       | $h$           | maximal mögliche Sonnenscheindauer                        |
| $S_a(h_b)$  | $cm^3/cm^3/d$ | Bodenwasserentnahme durch Pflanzen                        |
| $S_d(h_b)$  | $cm^3/cm^3/d$ | Drainageabfluss   |
| $S_i$       | $^{\circ}C$   | simulierte Oberflächentemperatur                          |
| $S_m(h_b)$  | $cm^3/cm^3/d$ | Abfluss über Makroporen                                   |
| $\bar{S}$   | $^{\circ}C$   | Mittelwert der simulierten Oberflächentemperatur          |
| $S_{mi}$    | $^{\circ}C$   | modifizierte simulierte Oberflächentemperatur             |
| $S_s$       | $1/m$         | spezifischer Speicherkoeffizient                          |

|                |             |  |
|----------------|-------------|--|
| $T_{0,K}$      | $K$         | Oberflächentemperatur                                |
| $T_{2,L}$      | $K$         | Lufttemperatur in 2 m Höhe                           |
| $T$            | $^{\circ}C$ | Temperatur   |
| $T_z$          | $^{\circ}C$ | Untergrundtemperatur                                 |
| $t$            | $d$         | Zeit   |
| $T_{0,A}$      | $^{\circ}C$ | berechnete Oberflächentemperatur für Asphalt         |
| $T_{0,F}$      | $^{\circ}C$ | gewichtete Oberflächentemperatur der Fläche          |
| $T_{0,G}$      | $^{\circ}C$ | berechnete Oberflächentemperatur für Grünland        |
| $T_{0,m}$      | $^{\circ}C$ | mittlere Jahresoberflächentemperatur                 |
| $T_{-0.05}$    | $^{\circ}C$ | gemessene Bodentemperatur (in 0.05 m Tiefe)          |
| $T_{Elbe, fm}$ | $^{\circ}C$ | berechneter Monatsmittelwert der Elbwassertemperatur |
| $T_{Luft}$     | $^{\circ}C$ | gemessene Lufttemperatur (in 2 m Höhe)               |
| $T_{Luft, m}$  | $^{\circ}C$ | Monatsmittelwert der Lufttemperatur (in 2 m Höhe)    |
| $t_m$          | $d$         | julianischer Tag mit maximaler Oberflächentemperatur |
| $T_{Raum}$     | $^{\circ}C$ | konstante Raumtemperatur                             |
| $v_a$          | $m/d$       | Fließgeschwindigkeit                                 |
| $v_t$          | $m/d$       | Ausbreitungsgeschwindigkeit der Temperaturfahne      |
| $W$            | $1/d$       | Quellen und Senken                                   |
| $w$            | -           | Bedeckungsgrad                                       |
| $WG$           | $Gew. - \%$ | Wassergehalt   |
| $W_{RIV}$      | $m$         | Weite des Gewässers in einer Zelle                   |
| $x, y, z$      |             | kartesische Koordinaten                              |
| $z$            | $cm$        | Vertikalkoordinate im Boden                          |
| $z_A$          | $m$         | Höhe   |

### Griechisch

|                  |               |   |
|------------------|---------------|---|
| $\alpha$         | $m$           | hydrodynamische Dispersivität                       |
| $\alpha_f$       | $1/^{\circ}C$ | thermischer Ausdehnungskoeffizient                  |
| $\alpha_\lambda$ | -             | Reflektivität bezogen auf die Wellenlänge $\lambda$ |
| $\alpha_L$       | $m$           | longitudinale Dispersivität                         |
| $\alpha_S$       | -             | kurzwelliger Flächenalbedo                          |
| $\alpha_{vg}$    | $1/cm$        | empirischer Formfaktor                              |
| $\beta$          | -             | Bowen-Verhältnis                                    |
| $\beta_{so}$     | -             | oberflächenabhängiger Abflussparameter, Sommer      |
| $\beta_{wi}$     | -             | oberflächenabhängiger Abflussparameter, Winter      |
| $\Delta c$       | $m$           | diskrete Reihenweite                                |
| $\Delta S$       | $W/m^2$       | Wärmespeicheränderung                               |

|                 |                |   |
|-----------------|----------------|---|
| $\Delta h_l$    | $m$            | Potenzialdifferenz entlang der Fließstrecke $l$           |
| $\Delta l$      | $m$            | diskrete Fließstrecke                                     |
| $\Delta r$      | $m$            | diskrete Spaltenweite                                     |
| $\Delta v$      | $m$            | diskrete Zelhöhe  |
| $\Delta_{vap}$  | $kPa/^\circ C$ | Wärmespeicheränderung                                     |
| $\epsilon_k$    | –              | effektiver, langwelliger Emissionsgrad                    |
| $\gamma_p$      | $kPa/^\circ C$ | psychrometrische Konstante                                |
| $\lambda$       | $\mu m$        | Wellenlänge   |
| $\lambda_m$     | $W/m/K$        | effektive Wärmeleitfähigkeit des gesättigten Bodens       |
| $\lambda_s$     | $W/m/K$        | Wärmeleitfähigkeit der Bodenmatrix                        |
| $\lambda_w$     | $W/m/K$        | Wärmeleitfähigkeit des Wassers                            |
| $\mu$           | $kg/s/m$       | Viskosität von Wasser                                     |
| $\Psi_\lambda$  | –              | Transmissivität bezogen auf die Wellenlänge $\lambda$     |
| $\psi$          | –              | Sonnenstand   |
| $\rho_0$        | $kg/m^3$       | Referenzdichte von Wasser                                 |
| $\rho_m$        | $kg/m^3$       | Dichte des gesättigten Bodens                             |
| $\rho_p$        | $kg/m^3$       | Dichte der Luft   |
| $\rho_s$        | $kg/m^3$       | Dichte der Bodenmatrix                                    |
| $\bar{\rho}_v$  | $kg/m^3$       | mittlere Wasserdampfdichte                                |
| $\rho_w$        | $kg/m^3$       | Dichte von Wasser   |
| $\sigma$        | $W/m^2/K^4$    | $=5.67 \cdot 10^{-08}$ Stefan-Boltzman-Konstante          |
| $\tau$          | –              | Beschattungsfaktor  |
| $\theta$        | $cm^3/cm^3$    | volumetrische Wassergehalt                                |
| $\theta_r$      | $cm^3/cm^3$    | residualer volumetrischer Wassergehalt                    |
| $\theta_s$      | $cm^3/cm^3$    | gesättigter volumetrischer Wassergehalt                   |
| $\zeta_\lambda$ | –              | Absorbtionsvermögen bezogen auf die Wellenlänge $\lambda$ |



# KAPITEL A

## Anhang

---

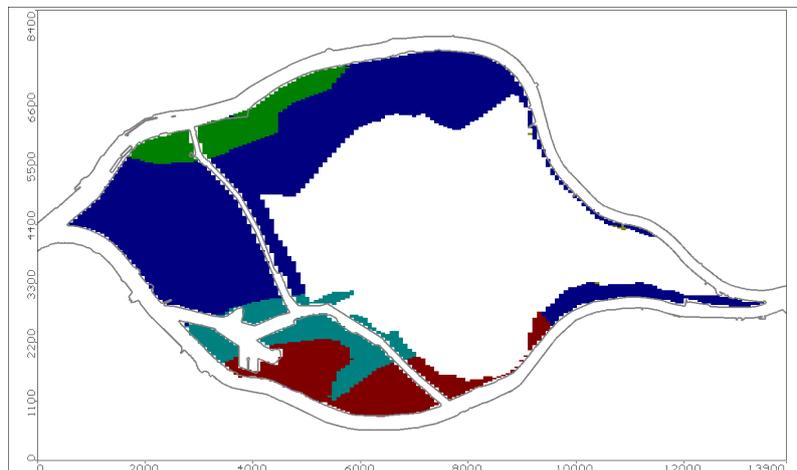
### A.1. Zusatzinformationen zum Strömungsmodell Wilhelmsburg

**Tabelle A.1.:** Interpolierte mittlere Wasserstände und gemittelte Gewässersohlen der in MODFLOW verwendeten Elbabschnitte.

| Segment Nummer | Mittlerer Wasserstand [m ü. NN] | Sohlage [m ü. NN] | Segment Nummer | Mittlerer Wasserstand [m ü. NN] | Sohlage [m ü. NN] |
|----------------|---------------------------------|-------------------|----------------|---------------------------------|-------------------|
| 72             | 0.57                            | -1.68             | 112            | 0.38                            | -12.43            |
| 75             | 0.60                            | -2.30             | 113            | 0.40                            | -13.80            |
| 79             | 0.58                            | -2.28             | 114            | 0.40                            | -14.36            |
| 81             | 0.62                            | -2.13             | 116            | 0.41                            | -12.56            |
| 83             | 0.64                            | -2.44             | 115            | 0.41                            | -12.69            |
| 84             | 0.65                            | -2.18             | 117            | 0.42                            | -11.15            |
| 85             | 0.66                            | -2.46             | 118            | 0.42                            | -8.95             |
| 86             | 0.65                            | -3.02             | 119            | 0.43                            | -16.14            |
| 87             | 0.68                            | -1.72             | 120            | 0.43                            | -8.36             |
| 88             | 0.69                            | -1.56             | 121            | 0.49                            | -8.04             |
| 89             | 0.68                            | -2.17             | 122            | 0.44                            | -11.18            |
| 90             | 1.80                            | -3.00             | 123            | 0.44                            | -8.93             |
| 91             | 0.56                            | -4.65             | 124            | 0.45                            | -10.04            |
| 92             | 0.59                            | -3.22             | 125            | 0.46                            | -10.15            |
| 93             | 0.59                            | -2.62             | 126            | 0.46                            | -11.15            |
| 94             | 0.61                            | -2.59             | 127            | 0.47                            | -9.03             |
| 95             | 0.62                            | -2.67             | 128            | 0.48                            | -7.01             |
| 96             | 0.63                            | -2.35             | 129            | 0.47                            | -9.19             |
| 98             | 0.64                            | -3.15             | 103            | 0.50                            | -6.06             |
| 99             | 0.66                            | -2.27             | 130            | 0.48                            | -8.76             |
| 100            | 0.67                            | -2.86             | 131            | 0.49                            | -7.68             |
| 101            | 0.68                            | -2.73             | 132            | 0.49                            | -5.96             |
| 102            | 0.69                            | -3.48             | 133            | 0.51                            | -7.58             |
| 104            | 0.52                            | -5.45             | 134            | 0.51                            | -6.63             |
| 105            | 0.57                            | -4.19             | 135            | 0.52                            | -8.39             |
| 106            | 0.58                            | -4.11             | 136            | 0.54                            | -7.68             |
| 107            | 0.60                            | -2.92             | 137            | 0.53                            | -5.77             |
| 108            | 0.61                            | -3.77             | 138            | 0.55                            | -5.93             |
| 109            | 0.62                            | -3.70             | 139            | 0.54                            | -5.32             |
| 110            | 0.37                            | -15.06            | 140            | 0.55                            | -5.10             |
| 111            | 0.39                            | -13.49            | 141            | 0.56                            | -4.97             |
|                |                                 |                   | 97             | 0.63                            | -3.31             |

**Tabelle A.2.:** Implementierte Brunnenentnahmen; Datengrundlage: BUE

| Brunnen | Entnahme [m <sup>3</sup> /d] |
|---------|------------------------------|
| 33593   | -373.00                      |
| 33643   | -4.61                        |
| 33970   | -13.90                       |
| 34019   | -5937.20                     |
| 34051   | -708.10                      |
| 34061   | -9.10                        |
| 34115   | -6.25                        |
| 34116   | -62.72                       |
| 34143   | -11.40                       |
| 34219   | -279.26                      |
| 34296   | -965.60                      |
| 34303   | -2158.20                     |
| 34357   | -8.04                        |
| 34460   | -40.92                       |
| 44118   | -1.10                        |
| 44276   | -0.70                        |
| 44342   | -3.75                        |



**Abbildung A.1.:** Veränderte Zonierung der Grundwasserneubildung der Modellvariante Neubildung; mittlere Versiegelung 88%, mittlere Grundwasserneubildung 88.5 mm/a (alle Zonen).

## A.2. Das Bodenwasserhaushaltsmodell SWAP

SWAP ist ein eindimensionales Modell zur Simulation des vertikalen Wasser-, Stoff- und Wärmetransports in der ungesättigten Bodenzone zwischen der Bodenoberfläche und dem oberflächennahen Grundwasser (Kroes u. a., 2008). Nachfolgend werden grundlegende Gleichungen des Bodenwasserhaushalts sowie die Bestimmung der realen Evaporation im Modell erläutert.

Die in diesem Abschnitt dargestellten Zusammenhänge und Gleichungen entstammen, wenn nicht anders gekennzeichnet, dem technischen Handbuch (Kroes u. a., 2008). Für eine detaillierte Beschreibung weiterer Modellfunktionen, des numerischen Finite-Differenzen-Lösungsverfahrens sowie der Modellstruktur wird auf das Handbuch verwiesen.

**Wasserbewegung** Die Wasserbewegung im Boden bei wechselnder Bodensättigung wird durch die *Richards*-Gleichung beschrieben:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial [K(h_b) (\frac{\partial h_b}{\partial z} + 1)]}{\partial z} - S_a(h) - S_d(h_b) - S_m(h_b), \quad (\text{A.1})$$

mit  $\theta$  volumetrischer Wassergehalt,  $K(h_b)$  ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit,  $S_a(h_b)$  Bodenwasserentnahme durch Pflanzen,  $S_d(h_b)$  Drainageabfluss und  $S_m(h_b)$  Abfluss über Makroporen.

Zur numerischen Lösung der *Richards*-Gleichung werden die nachfolgenden Parametrisierungen herangezogen.

1. Van Genuchten, M. Th., 1980 formulierte eine analytische Funktion zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen dem Matrixpotenzial  $h_b$  und dem Wassergehalt  $\theta$ :

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) (1 + |\alpha_{vg} h_b|^{n_{vg}})^{-\left(1 - \frac{1}{n_{vg}}\right)}, \quad (\text{A.2})$$

mit  $\theta_s$  gesättigter volumetrischer Wassergehalt,  $\theta_r$  residualer volumetrischer Wassergehalt,  $\alpha_{vg}$  empirischer Formfaktor und  $n_{vg}$  empirischer Formfaktor.

2. Die Leitfähigkeit des ungesättigten Bodens wird anhand des Ansatzes von Mualem, 1976 in Abhängigkeit des Wassergehalts und der gesättigten Leitfähigkeit bestimmt:

$$K(h_b) = k_f \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{0.5} \cdot \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/\left(1 - \frac{1}{n_{vg}}\right)}\right)^{1 - \frac{1}{n_{vg}}}\right]^2. \quad (\text{A.3})$$

**Evaporation** Die potenzielle Evapotranspiration wird in SWAP anhand leicht verfügbarer Klimadaten anhand der *Penman-Monteith*-Gleichung bestimmt:

$$ET_{pot} = \frac{\frac{\Delta_{vap}}{L_v} \cdot \left(\frac{K_{\downarrow} - Q_G}{p_1}\right) + \frac{p_1 \rho_p c_p}{L_v} \frac{e_{sat} - e_{act}}{r_p}}{\Delta_{vap} + \gamma_p \left(1 + \frac{r_c}{r_p}\right)}, \quad (\text{A.4})$$

mit  $\Delta_{vap}$  Wärmespeicheränderung,  $p_1 = 86400$  Umrechnungsfaktor,  $\rho_p$  Dichte der Luft,  $r_p$  aerodynamischer Widerstand,  $r_c$  Bewuchswiderstand,  $\gamma_p$  psychrometrische Konstante,  $e_{act}$  aktueller Wasserdampfdruck und  $e_{sat}$  gesättigter Wasserdampfdruck.

Die Methode wird für eine freie Bodenoberfläche und eine vollkommen bewachsene Fläche angewandt. Dabei wird eine trockene und feuchte Bewuchsoberfläche unterschieden. Die potenzielle Evaporation  $E_{pot}$  eines teilweise begrüneten Bodens ergibt sich unter der Berücksichtigung des LAI zu (*Goudriaan, 1977, Belmans, 1983* in Kroes u. a., 2008):

$$E_{pot} = E_{pot,0} \cdot e^{(1-\tau) \cdot LAI} \quad (\text{A.5})$$

Die reale Evaporation wird durch den an der Bodenoberfläche maximal möglichen *Darcy*-Fluss limitiert.

$$E_{max} = K(h_{b,1/2}) \cdot \left(\frac{h_{atm} - h_{b,1} - z_1}{z_1}\right) \quad (\text{A.6})$$

Darin sind  $h_{atm}$  der Luftdruck und  $K(h_{b,1/2})$  die mittlere hydraulische Leitfähigkeit. Optional sind weitere limitierende Faktoren wählbar. Als reale Evaporation  $E_{act}$  wird das Minimum aus  $E_{pot}$ ,  $E_{max}$  und anderen Optionen bestimmt. Die reale Transpiration der Pflanzen wird in SWAP über die Wasserverfügbarkeit und andere Stressoren ermittelt.

### A.3. TUB-BGR Verfahren zur Bestimmung des Oberflächenabflusses und der Evaporation versiegelter Flächen

Renger u. a., 2009 geben einen Ansatz zur Bestimmung der jährlichen Evaporation, des Oberflächenabflusses und der Sickerwasserrate urbaner Flächen. Der Oberflächenabfluss ist darin wie folgt definiert:

$$R_{ov} = (1 - \beta_{so}) \cdot Nd_{so} + (1 - \beta_{wi}) \cdot Nd_{wi} \quad (\text{A.7})$$

Die oberflächenabhängigen Parameter  $\beta_{so}$  und  $\beta_{wi}$  werden für den betrachteten Bodenbelag anhand Tabelle A.3 gewählt.

**Tabelle A.3.:** Oberflächenabhängige Parameter zur Bestimmung des Oberflächenabflusses (Renger u. a., 2009).

| Versiegelung | $\beta_{so}$ | $\beta_{wi}$ | Beispiel               |
|--------------|--------------|--------------|------------------------|
| < 10%        | 0.90         | 0.95         | Grasbetonstein (offen) |
| 10% - 50%    | 0.80         | 0.85         | Mosaiksteinpflaster    |
| 50% - 90%    | 0.55         | 0.60         | Betongehwegplatten     |
| > 90%        | 0.20         | 0.25         | Asphaltstraße, Dächer  |

Für die reale Evaporation geben Renger u. a., 2009 folgende empirische Gleichung an:

$$E_{act} = \left( \frac{\log(0.6 \cdot \beta_{so} \cdot Nd_{so})}{\log(E_{pot})} \right)^4 \cdot Nd_{wi}. \quad (\text{A.8})$$

#### A.4. Berechnung der Globalstrahlung

Die Berechnung der maximal möglichen Sonnenscheinstunden  $S_0$  und der kurzwelligen Globalstrahlung  $K \downarrow$  erfolgen nach dem DVWK-Merkblatt 238/1996 (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft, 1996). Danach gilt für  $S_0$ :

$$S_0 = 12.3 + \sin(0.172 \cdot jt - 1.39) \cdot \left( 4.3 + \frac{lat - 51}{6} \right). \quad (\text{A.9})$$

$K \downarrow$  wird nach

$$K \downarrow = 10 \cdot R_0 \cdot \left( 0.19 + 0.55 \cdot \frac{S}{S_0} \right), \quad (\text{A.10})$$

mit der extraterrestrischen Strahlung  $R_0$  berechnet. Diese ergibt sich zu:

$$R_0 = 245 \cdot (9.9 + 7.08 \cdot \sin(psi) + 0.18 \cdot (lat - 51) \cdot (\sin(psi) - 1)). \quad (\text{A.11})$$

Darin sind  $psi = 0.0172 \cdot jt - 1.39$ ,  $jt$  der julianischer Tag und  $lat$  die geographische Breite. Für die DWD Station Neuwiedenthal ist  $lat = 53.66$ .

## A.5. Bodenprofile Neuwiedenthal

**Tabelle A.4.:** Satmmdaten der am Standort Neuwiedenthal berücksichtigten Bohrprofile (Geologisches Landesamt, 2016)

|                       |           |           |           |
|-----------------------|-----------|-----------|-----------|
| Archivnummer          | 7970 B    | 8049      | 207792    |
| Archivkurzbezeichnung | B158      | B229      | B281      |
| DGK5                  | 5826      | 5826      | 5826      |
| Rechtswert            | 559607    | 559423    | 559453    |
| Hochwert              | 5925732   | 5925897   | 5925739   |
| Jahr                  | 1973      |           | 2003      |
| Höhe [m ü. NN]        | 1.7       | 2         | 3         |
| Tiefe der Bohrung [m] | 25        | 2         | 15        |
| Eigentum              | staatlich | staatlich | staatlich |

**Tabelle A.5.:** Schichtdaten des Bohrprofils 7970 B [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016)

| Obere Tiefe | Untere Tiefe | Stratigraphie | Petrographie |
|-------------|--------------|---------------|--------------|
| 0           | 0.3          |               | fS           |
| 0.3         | 2.2          | qp            | fS           |
| 2.2         | 5            | qp            | fS ms        |
| 5           | 7.3          | qp            | fS           |
| 7.3         | 9.6          | qp            | fS           |
| 9.6         | 11.7         | qp            | fS           |
| 11.7        | 21.4         | qp            | gS           |
| 21.4        | 22.7         | qp            | G            |
| 22.7        | 25           | qp            | gS           |

**Tabelle A.6.:** Schichtdaten des Bohrprofils 8049 [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016)

| Obere Tiefe | Untere Tiefe | Stratigraphie | Petrographie |
|-------------|--------------|---------------|--------------|
| 0           | 0.4          |               | Torfmuß      |
| 0.4         | 0.6          |               | fS-mS        |
| 0.6         | 1            |               | fS-mS        |
| 1           | 1.2          |               | fS           |
| 1.2         | 1.5          |               | fS           |
| 1.5         | 1.6          |               | U            |
| 1.6         | 2            |               | fS-mS        |

**Tabelle A.7.:** Schichtdaten des Bohrprofils 207792 [m u. GOK] (Geologisches Landesamt, 2016)

| Obere Tiefe | Untere Tiefe | Stratigraphie | Petrographie |
|-------------|--------------|---------------|--------------|
| 0           | 0.5          |               | fS           |
| 0.5         | 1.4          |               | mS           |
| 1.4         | 1.7          | qp            | fS           |
| 1.7         | 4.2          | qp            | mS           |
| 4.2         | 5.7          | qp            | mS           |
| 5.7         | 8.7          | qp            | fS           |
| 8.7         | 12.7         | qp            | fS           |
| 12.7        | 15           | qp            | fS           |

## A.6. Tabellenwerte

### A.6.1. Kurzwelliger Albedo

**Tabelle A.8.:** Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos für Grasflächen; nach *Iqbal (1983)* in (VDI, 1994).

| Anbau               | $\alpha_S$ |
|---------------------|------------|
| <b>Gras</b>         |            |
| trocken             | 0.19-0.22  |
| trocken, hoch       | 0.31-0.33  |
| grün, hoch, frisch  | 0.26       |
| feucht, keine Sonne | 0.14-0.26  |
| feucht, Sonne       | 0.33-0.37  |

**Tabelle A.9.:** Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos von Baustoffen; nach *Iqbal (1983)* in (VDI, 1994).

| Baustoff    | $\alpha_S$ |
|-------------|------------|
| Ziegelstein | 0.11-0.74  |
| Dachziegel  | 0.09-0.35  |
| Asphalt     | 0.09-0.18  |

**Tabelle A.10.:** Ausgewählte Werte des kurzwelligen Albedos natürlicher Bodenflächen; nach *Iqbal (1983)* in (VDI, 1994).

| Bodenfläche                    | $\alpha_S$               |           |
|--------------------------------|--------------------------|-----------|
| <b>Böden</b>                   |                          |           |
|                                | kastanienbraun, grau-rot |           |
|                                | trocken, eingeebnet      | 0.20      |
|                                | feucht, eingeebnet       | 0.12      |
|                                | trocken, gepflügt        | 0.15      |
|                                | feucht, gepflügt         | 0.07      |
| <b>Lehmböden</b>               |                          |           |
|                                | trocken                  | 0.23      |
|                                | feucht                   | 0.16      |
| <b>Graue, sandige Böden</b>    |                          |           |
|                                | trocken, eben            | 0.25      |
|                                | feucht, eben             | 0.18      |
|                                | trocken, gepflügt        | 0.20      |
|                                | feucht, gepflügt         | 0.11      |
| <b>Schwarzerde, dunkelgrau</b> |                          |           |
|                                | trocken, eben            | 0.13      |
|                                | feucht, eben             | 0.08      |
|                                | trocken, gepflügt        | 0.08      |
|                                | feucht, gepflügt         | 0.04      |
| <b>Sandflächen</b>             |                          |           |
|                                | feiner, leichter Sand    | 0.37      |
|                                | grauer Sand              | 0.21      |
|                                | weißer Quarzsand         | 0.35-0.40 |
|                                | Flusssand                | 0.43      |
|                                | feuchter Sand            | 0.09      |
|                                | gelber Sand              | 0.35      |
| <b>Marsch</b>                  |                          | 0.10-0.18 |

### A.6.2. Langwelliger Emissionsgrad

**Tabelle A.11.:** Ausgewählte Werte des langwelligeren Emissionsgrads natürlicher Oberflächen; nach Lorenz (1973) in (VDI, 1994).

| Oberfläche                          | $\epsilon_k$ |
|-------------------------------------|--------------|
| Sand, Wassergehalt 0.7 Vol.-%       | 0.88         |
| Sand, Wassergehalt 8.4 Vol.-%       | 0.92         |
| Lehm                                | 0.94-0.95    |
| Ton, schlammig                      | 0.94-0.95    |
| Ackerboden, trocken                 | 0.92         |
| Beton (Gehweg), trocken             | 0.95         |
| Betonplatte                         | 0.92         |
| Asphalt                             | 0.93-0.94    |
| Gras, auf nassem tonigen Boden      | 0.93         |
| Rasen, sehr dicht, kurz geschnitten | 0.92         |

### A.6.3. Thermophysikalische Parameter

**Tabelle A.12.:** Ausgewählte Werte des Wärmeleitfähigkeit und der volumetrischen Wärmekapazität (VDI, 2010).

| Boden                  | $\lambda$<br>[W/m·K] | $\rho \cdot c$<br>[MJ/m <sup>3</sup> ·K] |
|------------------------|----------------------|--|
| Ton/Schluff, trocken   | 0.4-1.0              | 1.5-1.6                                  |
| Ton/Schluff, gesättigt | 1.1-3.1              | 2.0-2.8                                  |
| Sand, trocken          | 0.3-0.9              | 1.3-1.6                                  |
| Sand, gesättigt        | 2.0-3.0              | 2.2-2.8                                  |
| Luft                   | 0.02                 | 0.0012                                   |
| Wasser                 | 0.59                 | 4.15                                     |

**Tabelle A.13.:** Verwendete Werte zur Berechnung der *Rayleigh-Zahl*.

| Parameter  | Einheit              | Wert                    | Quelle                        |
|------------|----------------------|-------------------------|-------------------------------|
| $g$        | [cm/s <sup>2</sup> ] | 980                     |                               |
| $K$        | [cm <sup>2</sup> ]   | 10 <sup>-7</sup>        | Langguth und Voigt, 1980      |
| $\alpha_f$ | [1/°C]               | 8.88 · 10 <sup>-5</sup> | The Engineering ToolBox, 2016 |
| $\mu$      | [(g·cm)/s]           | 0.1307                  | The Engineering ToolBox, 2016 |

## A.7. Bewertungsparameter

Die Auswertung der Sensitivitätsanalyse erfolgte mit *R 2.14.2* der *R Foundation of Statistical Computing* unter Verwendung des Pakets *hydroGOF* zur Bestimmung der Anpassungsgüte hydrologischer Modellergebnisse an gemessene Daten. Die Parameter MD, RMSD und NRMSD werde wie folgt bestimmt:

$$MD = ME = \frac{1}{a} \sum_{i=1}^a (S_{m,i} - S_i), \quad (\text{A.12})$$

$$RMSD = RMSE = \sqrt{\frac{1}{a} \sum_{i=1}^a (S_{m,i} - S_i)^2} \quad (\text{A.13})$$

und

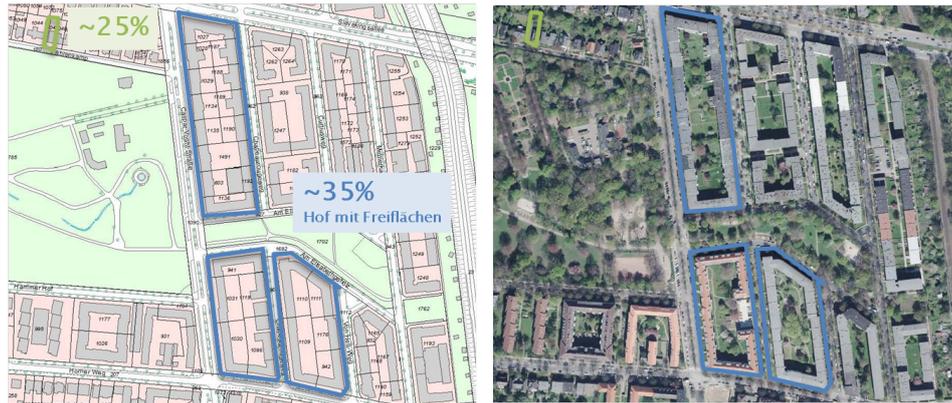
$$NRMSD = NRMSE = 100 \frac{\sqrt{\frac{1}{a} \sum_{i=1}^a (S_{m,i} - S_i)^2}}{(S_{max} - S_{min})}. \quad (\text{A.14})$$

Darin sind  $S_i$  die simulierte Oberflächentemperatur,  $\bar{S}$  der Mittelwert der simulierten Oberflächentemperatur,  $S_{max}$  die simulierte maximale Oberflächentemperatur,  $S_{min}$  die simulierte minimale Oberflächentemperatur und  $S_{mi}$  die modifizierte simulierte Oberflächentemperatur.

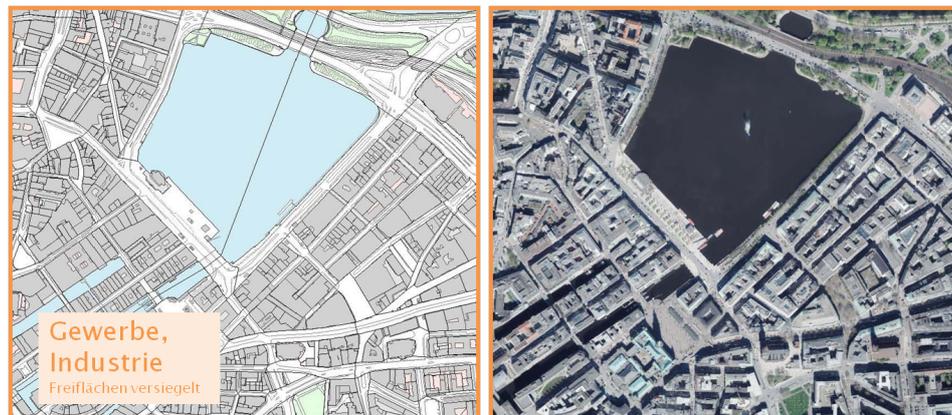
## A.8. Flächenverbrauch

Für die Bestimmung der Gebäude- und Flächenanteile an der Gesamtversiegelung wurden für typische Nutzungsstrukturen Flächenauswertungen vorgenommen. In Abbildung A.2 sind diese exemplarisch für zwei Standorte dargestellt.

Die Auswertung hat einen Versiegelungsanteil von Wohnbauflächen von 35% ergeben. Es wurde ein Verhältnis von 6:1 zwischen Gebäude und versiegelte Flächen bezogen auf den prozentualen Wohnbauflächenanteil angenommen.



(a) Wohnbauflächen



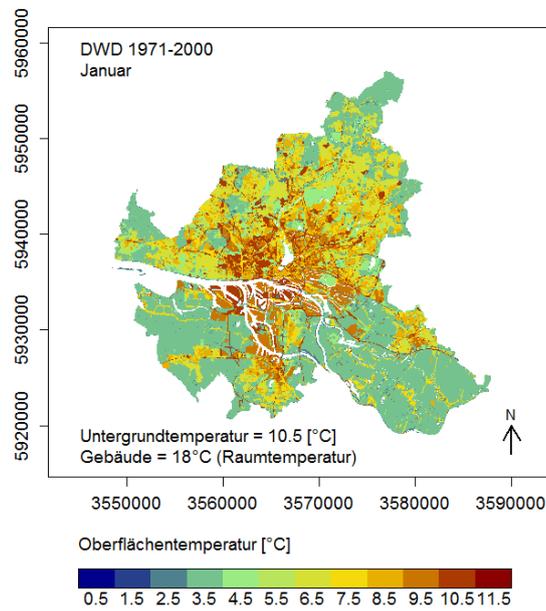
(b) Gewerbe und Industrie

**Abbildung A.2.:** Flächenauswertung als Grundlage der Bestimmung von Gebäude- und Flächenanteilen an der Gesamtversiegelung; Hintergrundkarten: Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung Hamburg, 2015.

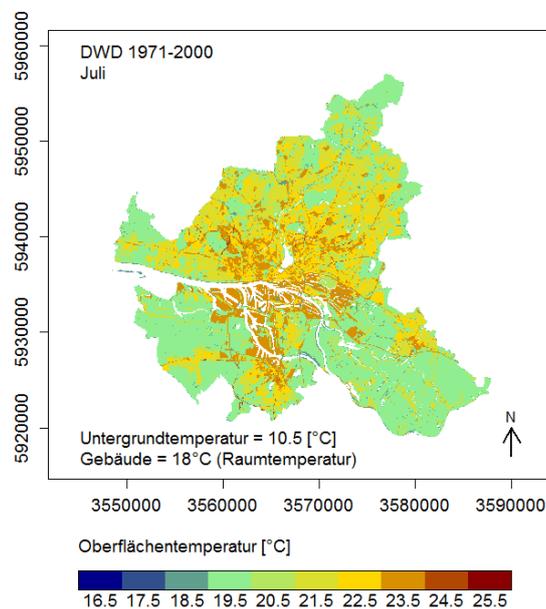
Die gesamte versiegelte Fläche Hamburgs entspricht unter der Berücksichtigung der Auswertung für Wohnbauflächen, gewerblicher und industriell genutzter Flächen, Verkehrsflächen sowie Betriebsflächen einer Fläche von 17831 ha (Rohdaten nach Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein, 2014). Davon entfallen 49% auf asphaltierte Flächen und 51% auf Gebäude.

Auf Grundlage dieses Ergebnisses wurde für die Abschätzung der städtischen Bodenoberflächentemperatur eine versiegelte Fläche vereinfachend zu 50% als asphaltiert und zu 50% als Gebäude angenommen.

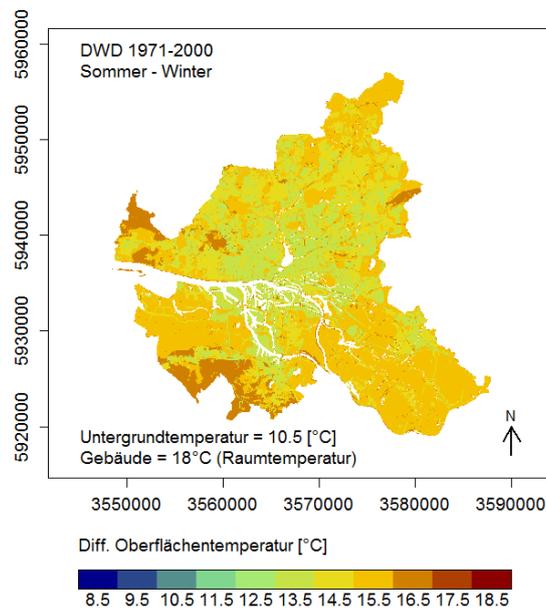
## A.9. Saisonale Oberflächentemperaturen



**Abbildung A.3.:** Mittlere Oberflächentemperatur im Winter (Januar) des Referenzzeitraums (1971-2000).



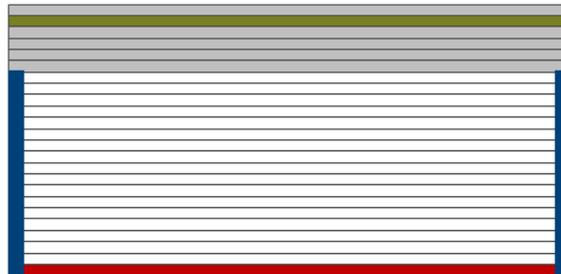
**Abbildung A.4.:** Mittlere Oberflächentemperatur im Sommer (Juli) des Referenzzeitraums (1971-2000).



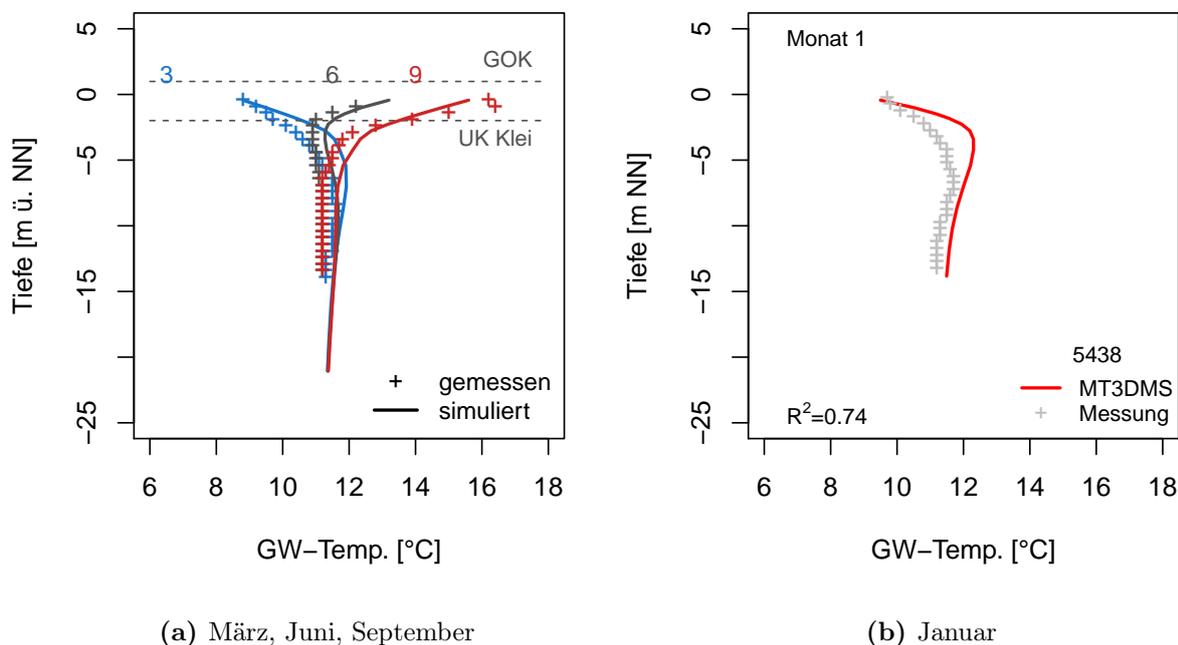
**Abbildung A.5.:** Mittlere saisonale Oberflächentemperaturdifferenz im (Sommer-Winter) des Referenzzeitraums (1971-2000).

## A.10. Zusatzinformationen zum Wärmetransportmodell Wilhelmsburg

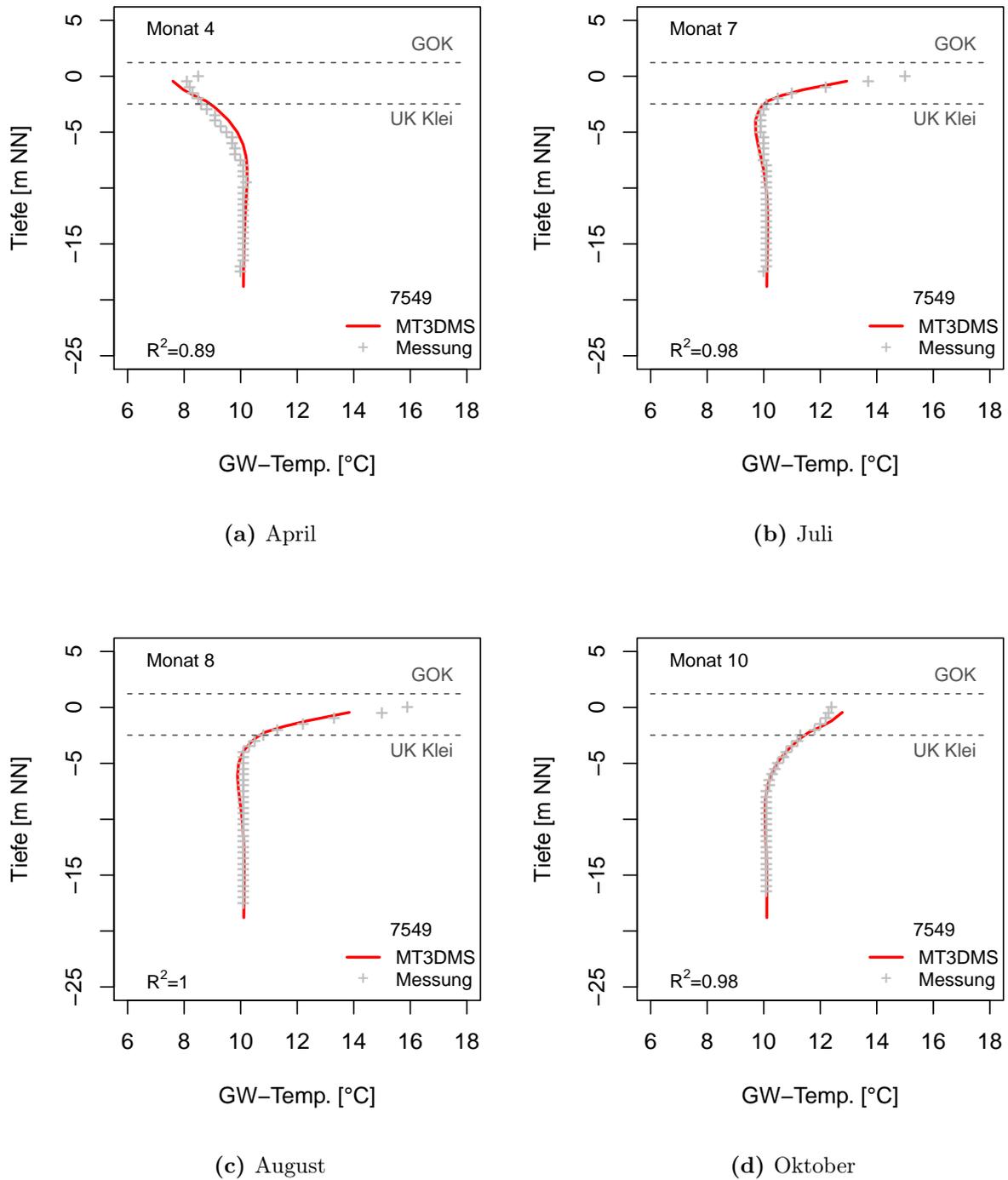
### A.10.1. Kleinskalige Modellkalibrierung



**Abbildung A.6.:** Systemskizze des kleinskaligen Wärmetransportmodells; Blau = konstante Temperatur und konstantes Grundwasserpotenzial, Grün = monatlich variierende Temperatur an der Oberfläche des Grundwasserpotenzials, Rot = konstante Temperatur.



**Abbildung A.7.:** Zusätzliche Ergebnisse der Validierung der kleinskaligen Wärmemodellkalibrierung am Messstandort 5438.



**Abbildung A.8.:** Zusätzliche Ergebnisse der kleinskaligen Wärmemodellkalibrierung für ausgewählte Monate am Messstandort 7549.

### A.10.2. 3D Wärmetransportmodell

**Tabelle A.14.:** Verwendete bodenthermische Parameter des tiefen Untergrunds (Modellschichten 18 bis 25).

|                   | $n_{tot}$<br>[-] | $\rho_s$<br>[kg/m <sup>3</sup> ] | $k_f$<br>[m/s]       | $K_d$<br>[L/mg]      | $D_m$<br>[m <sup>2</sup> /d] |
|-------------------|------------------|----------------------------------|----------------------|----------------------|------------------------------|
| Tiefer Untergrund | 0.50             | 1900                             | $1.0 \cdot 10^{-10}$ | $2.75 \cdot 10^{-7}$ | 0.079                        |

## Lebenslauf

|                        |  |
|------------------------|--|
| <b>Name</b>            | Anna-Gesa Meier  |
| <b>Geburtsdatum</b>    | 14. Dezember 1982  |
| <b>Geburtsort</b>      | Norden   |
| <b>Geburtsland</b>     | Deutschland  |
| <b>06/1989-06/1993</b> | Grundschule Ekel in Norden   |
| <b>06/1993-06/1995</b> | Orientierungsstufe Ekel in Norden  |
| <b>06/1995-06/2002</b> | Ulrichsgymnasium Norden  |
| <b>09/2002-02/2009</b> | Studium des Bauingenieurwesens und der Umwelttechnik an der Technischen Universität Hamburg-Harburg<br>Abschluss: Diplomingenieurin                            |
| <b>08/2005-01/2006</b> | Auslandssemester im Erasmus-Programm an der Kungliga Tekniska Högskolan (KTH) in Stockholm, Schweden   |
| <b>03/2009-04/2009</b> | Studentische Hilfskraft zur wissenschaftlichen Weiterbildung am Institut für Wasserressourcen und Wasserversorgung der Technischen Universität Hamburg-Harburg |
| <b>05/2009-01/2015</b> | Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Wasserressourcen und Wasserversorgung der Technischen Universität Hamburg-Harburg                              |
| <b>02/2015-11/2015</b> | Wärmetransportmodellierung im Grundwasser und Bearbeitung der Dissertation   |
| <b>seit 12/2015</b>    | Sachbearbeiterin in der Abteilung für Wasserwirtschaft der Behörde für Umwelt und Energie in Hamburg   |