PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE

ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG

MASTER THESIS

Der Einfluss von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion auf die Energiebilanz von Oberflächengewässern

Moritz Mez

Referent: Dr. Tobias Schütz
Korreferent: Prof. apl. Dr. Jens Lange

Abschlussarbeit zur Erlangung des
Master of Science

Freiburg im Breisgau, Mai 2016

PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE

ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG

MASTER THESIS

Der Einfluss von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion auf die Energiebilanz von Oberflächengewässern

Moritz Mez

Referent: Dr. Tobias Schütz
Korreferent: Prof. apl. Dr. Jens Lange

Abschlussarbeit zur Erlangung des
Master of Science

Freiburg im Breisgau, Mai 2016

„Life is a holiday from being dead“

Dieter Meier

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis **vii**

Tabellenverzeichnis **ix**

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis **xi**

Zusammenfassung **xiii**

Abstract **xv**

1 Einleitung **1**
1.1 Stand der Forschung 4
1.1.1 Quantifizierungsmethoden 6
1.1.2 Fazit 15

2 Problemstellung und Zielsetzung **17**

3 Methoden und Vorgehensweise **19**
3.1 Untersuchungsgebiet 19
3.1.1 Lage und Topografie 19
3.1.2 Hydroklimatische Verhältnisse 19
3.1.3 Geologie und Hydrogeologie 22
3.1.4 Böden 23
3.1.5 Landnutzung 26
3.1.6 Hydrologie 26
3.1.7 Untersuchter Gewässerabschnitt 28
3.2 Datengrundlage 29
3.2.1 Wasserstands- und Abflussdaten 30
3.2.2 Gewässertemperaturdaten 30
3.2.3 Meteorologische Daten 30
3.2.4 Grundwasserdaten 31
3.2.5 GIS Daten 31
3.2.6 Datenqualität 31
3.2.7 Untersuchungszeitraum 32
3.3 Gewässertemperatur Modell 32
3.3.1 Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser 33
3.3.1.1 Die Gamma-Verteilung 33
3.3.2 Berechnung der Fließgeschwindigkeiten und Verweilzeiten 34

3.3.3 Aufstellen der Strahlungsbilanz 36
3.3.4 Berechnung der Energiebilanz 37
3.3.5 Abschattung des Gewässers 38
3.3.6 Räumliche und zeitliche Auflösung 39
3.3.7 Berechnung der Gewässertemperaturdifferenz 39
3.3.8 Modellkalibrierung 40
3.3.9 Modellgüte 40
3.4 Verwendete Software 40

4 Ergebnisse **41**
4.1 Energiebilanz 41
4.2 Netto-Grundwasseraustausch 43
4.3 Die untersuchten Niedrigwasserphasen 44
4.4 Modellierung 46
4.4.1 Influenter Abschnitt 46
4.4.1.1 Lokalisierung des Grundwasserzutritts 48
4.4.1.2 Temperatur des zuströmenden Grundwassers . . 49
4.4.2 Effluenter Abschnitt 49
4.4.2.1 Lokalisierung des Grundwasserverlusts 51
4.4.3 Vergleich der Ergebnisse beider Gewässerabschnitte 52
4.5 Sensitivitätsanalyse 54
4.5.1 Energiebilanz 54
4.5.2 Wassertemperatur und Menge des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser 54

5 Diskussion **57**
5.1 Modellunsicherheit 57
5.2 Validierung der Ergebnisse 59
5.2.1 Validierung anhand von HOBO-Temperaturdaten 59
5.2.2 Zufallsverteilung des Grundwasserfaktors 63
5.2.3 Validierung mit Grundwasserpegelhöhen 63
5.3 Einordnung in die Literatur 65
5.4 Bewertung der Datengrundlage und der Methoden 66

6 Schlussfolgerungen **69**

Danksagung **71**

Eidesstattliche Erklärung **73**

Literatur **75**

Abbildungsverzeichnis

1.1 Der Unterschied zwischen influenten und effluenten Verhältnissen 6

3.1 Das Einzugsgebiet der Dreisam 20
3.2 Grundwassergleichenkarte des Zartner Beckens und des Freiburger Stadtgebiets 24
3.3 Bodentypen im Einzugsgebiet 25
3.4 Landnutzung im Einzugsgebiet 27
3.5 Das Abflussregime der Dreisam 28
3.6 Der untersuchte Gewässerabschnitt 29
3.7 Niederschlags- und Abflussdaten während des untersuchten Zeitraums 32
3.8 Schematische Modellskizze 33
3.9 Gamma-Verteilungen für verschieden Parameterkombinationen . 34

4.1 Tagesmittelwerte der Energiebilanz 42
4.2 Veranschaulichung des Abschattungsfaktors 42
4.3 Netto- Austausch zwischen den Messstellen D_1 und D_2 bzw. zwischen Messstelle D_2 und D_3 43
4.4 Tagesgang der Gewässertemperaturen an verschiedenen Messstellen und der Globalstrahlung (R_G) für die untersuchten Niedrigwasserphasen 45
4.5 Tagesgänge der modellierten Gewässertemperatur und der gemessenen Werte im influenten Abschnitt D_1–D_2 für alle Niedrigwasserphasen 47
4.6 Gamma-Verteilungen des Grundwasserzustroms im influenten Abschnitt D_1–D_2 für alle Niedrigwasserphasen 48
4.7 Modellierte Grundwassertemperatur für den influenten Abschnitt am Beispiel der vierten Niedrigwasserphase 49
4.8 Tagesgänge der modellierten Gewässertemperatur und der gemessenen Werte im effluenten Abschnitt D_2–D_3 für alle Niedrigwasserphasen 51
4.9 Gamma-Verteilungen des Grundwasserverlusts im effluenten Abschnitt D_2–D_3 für alle Niedrigwasserphasen 52
4.10 Differenzen zwischen T_{mod} und T_{obs} für alle Niedrigwasserphasen 53
4.11 Auswirkung der Abschattung auf das Modellergebnis 55
4.12 Auswirkung von einer Erhöhung des Grundwasserzustroms bzw. Änderung seiner Temperatur 56

5.1 Histogramm des NSE für Modellierungsergebnisse während der dritten Niedrigwasserphase 58
5.2 Nach Gütemaß gruppierte Gamma-Verteilungen des Zeitraums 13.–18.08. für den influenten Gewässerabschnitt 58
5.3 Längsprofile der modellierten Gewässertemperatur im influenten Abschnitt an zwei ausgewählten Zeitpunkten 60
5.4 Längsprofile der modellierten Gewässertemperatur im effluenten Abschnitt an zwei ausgewählten Zeitpunkten 62
5.5 Zufallsverteilungen des Grundwasserzuflusses im influenten Gewässerabschnitt 64
5.6 Potenzialgefälle zwischen Grundwassergleichen und Wasseroberfläche der Dreisam 65

Tabellenverzeichnis

3.1 Gewässerkundliche Hauptzahlen der Dreisam 27
3.2 Übersicht aller Input-Daten für das Gewässertemperatur-Modell 35

4.1 Räumlich-zeitliche Diskretisierung des influenten Gewässerabschnitts sowie Grundwasserzustrom während der einzelnen Niedrigwasserphasen 46
4.2 Räumlich-zeitliche Diskretisierung sowie Grundwasserverlust im effluenten Gewässerabschnitt während der einzelnen Niedrigwasserphasen 50

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

α_W	Albedo der Wasseroberfläche
α_G	Albedo des Gerinnebetts
δt	Verweilzeit
δT	Temperaturdifferenz
ε	Emmissivität
ε_{At}	Emmissivität der Atmosphäre
λ	Skalenparameter (*scale*) der Gamma-Verteilung
ρ	Dichte von Wasser (998.2 kg m^{-3})
σ	Stefan- Boltzmann Konstante ($5.67 \cdot 10^{-8}$ $Wm^{-2}K^{-4}$)
A	Abschattung
B_r	Bowen Verhältnis
C	Spezifische Wärmekapazität von Wasser ($4182 \cdot 10^{-6}$ Jkg^{-1} $°C^{-1}$)
d	Benetzte Höhe des Gerinnebetts
D_1	Messstelle D_1 beim Sandfang
D_2	Messstelle D_2 bei der Schwabentorbrücke
D_3	Messstelle D_3 bei der Gaskugel in Lehen
E_a	Dampfdruck
E_w	Sättigungsdampfdruck
FO-DTS	**F**iber- **O**ptic **D**istributed **T**emperature **S**ensing
H_{1-6}	Messstellen der HOBO Temperaturlogger
HHQ	Höchster bekannter Abfluss
HQ_5	Hochwasserabfluss eines 5-jährigen Hochwasserereignis
k	Formparameter (*shape*) der Gamma-Verteilung
K	Kurzwellige Strahlung an der Wasseroberfläche
K^*	Kurzwellige Strahlungsbilanz
K_B	Kurzwellige Strahlung am Gerinnebett
$K_{B_{Reflex}}$	Kurzwellige Reflexstrahlung am Gerinnebett
K_{Reflex}	Kurzwellige Reflexstrahlung
KGE	Kling-Gupta-Effizienz
L	Langwellige Strahlung an der Wasseroberfläche
L^*	Langwellige Strahlungsbilanz
L_{Atm}	Langwellige atmosphärische Gegenstrahlung
L_{Reflex}	Langwellige Reflexstrahlung
L_{Veg}	Langwellige Ausstrahlung der Vegetation
L_{Wasser}	Langwellige Ausstrahlung der Wasseroberfläche
MHQ	Mittlerer höchster Abfluss
MNQ	Mittlerer niedrigster Abfluss
MQ	Mittlerer langjähriger Abfluss

N	Niederschlag
NNQ	Niedrigster bekannter Abfluss
NSE	Nash-Sutcliffe-Effizienz
P	Luftdruck
Q	Abfluss
Q_{GW}	Menge des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser
Q^*	Energie der Netto- Strahlungsbilanz
Q_{cd}	Energie durch Wärmeleitung am Gerinnebett
Q_e	Latenter Wärmestrom
Q_f	Energie durch Reibung
Q_h	Fühlbarer Wärmestrom
Q_n	Netto Energiebilanz
Q_p	Energie durch Niederschlag
RMSE	Root-Mean-Squared-Error
R_G	Globalstrahlung
R^2	Bestimmtheitsmaß
RH	Relative Luftfeuchte
T_a	Lufttemperatur
T_{GW}	Grundwassertemperatur
T_{mod}	Modellierte Gewässertemperatur
T_{obs}	Observierte (gemessene) Gewässertemperatur
T_w	Wassertemperatur
T	Temperatur
U	Windgeschwindigkeit
v_{mean}	Mittlere Fließgeschwindigkeit
W	Gerinnebreite
WaBoA	Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg

ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG

Zusammenfassung

Professur für Hydrologie
Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen

Master of Science

Der Einfluss von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion auf die Energiebilanz von Oberflächengewässern

von Moritz Mez

Die Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasserkörper ist für die Ökologie von Oberflächengewässern und für die Trinkwasserversorgung ein wichtiger Prozess. Es wurden bisher viele Studien durchgeführt, die sich mit der Quantifizierung und Lokalisierung des Grundwasser-Oberflächenwasser-Austauschs befassen. Die vorliegende Arbeit untersucht das Fluss-Aquifer-System der Dreisam im Bereich der Stadt Freiburg am Rande des Schwarzwalds im Südwesten Deutschlands. Der Netto-Austausch zwischen der Dreisam und dem Grundwasser wurde bereits bestimmt, die präferentiellen Austauschbereiche konnten bislang allerdings nicht lokalisiert werden.

Das Ziel dieser Arbeit ist ein gekoppeltes Energiebilanz-Gewässertemperatur-Modell zu programmieren, um die präferentiellen Austauschräume zu lokalisieren. Mittels des Modells sollen unter Berücksichtigung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser die Energiebilanz eines jeden Gewässerabschnitts geschlossen und dessen Wassertemperaturänderung berechnet werden. Anhand der untersuchten Niedrigwasserphasen konnten die präferentiellen Austauschbereiche zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser mit einer Gamma-Verteilung lokalisiert werden. Die Resultate zeigen, dass die Energiebilanz für den influenten Gewässerabschnitt besser geschlossen werden konnte ($0{,}94 > NSE > 0{,}86$) als für den effluenten Gewässerabschnitt ($0{,}85 > NSE > 0{,}58$). Die Validierung der Modellergebnisse zeigt, dass das programmierte Modell ein Mittel sein kann, um präferentielle Austauschbereiche zu identifizieren, die Variabilität der Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion jedoch nur bedingt abgebildet werden kann. Hierfür ist eine Optimierung des Modells und eine Anwendung mit hochaufgelösten Daten notwendig.

ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG

Abstract

Faculty of Environment and Natural Resources
Chair of Hydrology

Master of Science

The influence of groundwater-surface water interaction on the energy balance of surface waters

by Moritz Mez

The interaction between surface water and groundwater bodies is an important process for the ecology of surface waters and water supply. Numerous studies which deal with the quantification and localization of groundwater-surface water exchange have been published. The present study examines the river aquifer system of the Dreisam river in the city of Freiburg, adjacent to the Black Forest in southwestern Germany. The net exchange flux between the river and the aquifer has already been determined, the preferential exchange areas however have not been localized yet.

The aim of this thesis is to program a coupled hydrologic and energy balance model to localize the preferential exchange areas. The purpose of this model is to close the energy balance of each river segment and calculate the change in water temperature, considering the inflow and outflow of groundwater. Based on the examined low flow phases, preferential exchange areas between groundwater and surface water could be localized with a gamma distribution. The results show that the closure of the energy balance could be performed better for the gaining reach ($0.94 > NSE > 0.86$) than for the losing part of the stream ($0.85 > NSE > 0.58$). The validation of the model results indicate that the programmed model can provide a tool to identify preferential exchange areas however the model can only depict a limited resolution of the variability of groundwater-surface water exchange. To improve the model, an optimization of the model and an application with high-resolution data is necessary.

Kapitel 1

Einleitung

Die Interaktion von Oberflächengewässern mit darunterliegenden Grundwasserkörpern ist ein wichtiger Prozess, da sowohl der ökologische Zustand von Oberflächengewässern als auch die Trinkwasserversorgung davon beeinflusst werden (Dahl et al., 2007; Hancock et al., 2005; Kalbus et al., 2006). Da Grundwasser einerseits die bedeutendste Ressource für den Menschen ist und Fließgewässer andererseits wichtige Habitate für aquatische Lebewesen darstellen, müssen verlässliche Modelle für die Interaktion von beiden Ressourcen erstellt werden, um Aussagen bezüglich den erwarteten Veränderungen durch den Klimawandel machen zu können (Keery et al., 2007; MacDonald et al., 2014). Klimaszenarien für die Zukunft erwarten eine Veränderung der Oberflächen-Energiebilanz (Stephens et al., 2012) und der Abflussregime in den meisten Gebieten der Erde (Arnell und Gosling, 2013; Scibek et al., 2007). Niedrige Abflussmengen und geringe Fließgeschwindigkeiten in vielen Tieflandgewässern führen in den warmen Sommermonaten zu erhöhten Wassertemperaturen, damit verbundenen niedrigen Sauerstoffgehalten, wodurch der Lebensraum vieler aquatischer Lebewesen in Gefahr ist (Caissie, 2006; Krause et al., 2007; Leach und Moore, 2011).

Auch auf die Gewässertemperatur nimmt der Mensch vielfältigen Einfluss. So zum Beispiel über Eingriffe im Einzugsgebiet (Abholzung), in die Ufervegetation, in die Gewässergeometrie, die Sohlstruktur, durch Wasserentnahmen bzw. Einleitungen oder strukturelle Bauwerke wie Dämme und Stufen, welche alle zu einer Veränderung der Gewässertemperatur führen können (Poole und Berman, 2001). Anthropogene Eingriffe wie die Übernutzung von Grundwasservorkommen zur landwirtschaftlichen Bewässerung tragen außerdem dazu bei, dass der Basisabfluss vieler Oberflächengewässer sinkt. Dies führt dazu, dass sich die Gewässertemperaturen erhöhen und die Sauerstoffgehalte sinken mit allen negativen Konsequenzen für Lebewesen im Gewässer (Rugel et al., 2016). Die Situation wird sich mit hoher Wahrscheinlichkeit verschärfen: Trends für

die Zukunft sagen einen allgemeinen Anstieg der Wassertemperaturen vieler Oberflächengewässer voraus (Hill et al., 2014; Webb et al., 2008). Grundwasser-Zutritte oder Abschattungen durch Ufervegetation können Oberflächengewässer kühlen oder Refugien mit kälterer Wassertemperatur bilden und damit den Lebensraum von poikilothermen Tieren, wie Fischen und Invertebraten, die auf eine gewisse Umgebungstemperatur angewiesen sind, erhalten (Caissie, 2006; Garner et al., 2014; Hannah et al., 2008; Malcolm et al., 2004; Webb et al., 2008). Da sich durch den Klimawandel die Abflussregime dahingehend verändern, dass Sommerabflüsse niedriger werden und Winterabflüsse höher (Arnell und Gosling, 2013), ist es wichtig, dass die damit zusammenhängenden Prozesse genauer untersucht werden, um aquatische Lebewesen und ihre Habitate schützen und entsprechende Anpassungsstrategien einleiten zu können (Wilby et al., 2010).

Die von der EU im Jahr 2000 verabschiedete Wasserrahmenrichtlinie forderte daher einen guten Zustand aller Oberflächengewässer und des Grundwassers bis zum Jahr 2015 (Europäische Kommission, 2000). Dieses Ziel umfasst unter anderem den „guten ökologischen sowie chemischen Zustand von Oberflächengewässern“, als auch „den guten chemischen und quantitativen Zustand des Grundwassers“ (Krause et al., 2007; Schmidt et al., 2007). Diese Ziele wurden beispielsweise im Bereich des Teilbearbeitungsgebiets Elz-Dreisam – wozu das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit gezählt wird – jedoch nur zum Teil erreicht. Im Jahr 2016 hat der zweite Bewirtschaftungszyklus begonnen, der bis zum Jahr 2021 reicht und für das Teilbearbeitungsgebiet Elz-Dreisam zahlreiche Verbesserungsmaßnahmen vorsieht. Die hydromorphologischen Qualitätskomponenten, welche Durchgängigkeit, Wasserhaushalt und Gewässerstruktur betreffen, werden für den Oberlauf der Dreisam als „nicht gut“ eingestuft, wohingegen biologische Qualitätskomponenten wie der Makrozoobenthos als „sehr gut“ klassifiziert sind. So werden als Handlungsfelder u.a. die Verbesserung der Durchgängigkeit und der Gewässerstruktur genannt. Letztere wurde beispielsweise im Bereich der Kartauswiese zwischen Pegel Ebnet und Sandfang (Fluss-Km 23+040 bis 24+000) bereits im Jahr 2014 durch eine Flussaufweitung verbessert. Der chemische Zustand des Grundwassers der Freiburger Bucht ist durch diffuse Einträge von Schadstoffen gefährdet, wird jedoch als „gut“ bewertet. Die Grundwasserentnahmen im Teilbearbeitungsgebiet Elz-Dreisam befinden sich im Rahmen nachhaltiger Mengen, wodurch der gute quantitative Zustand des Grundwassers erreicht ist (Regierungspräsidium Freiburg, 2015).

Nicht zuletzt durch den Fokus der Politik auf unsere Gewässer und die Umsetzung dieser Richtlinie wurde in den letzten Jahren eine Zunahme der Publikationen in diesem interdisziplinären Feld verzeichnet (Garner et al., 2014; Keery et al., 2007; Krause et al., 2009). Die Relevanz dieses fächerübergreifenden

Interesses, welches von der Hydrologie über die Geochemie und bis zur Ökologie reicht, zeigten Krause et al. (2011) in ihrer Zusammenschau. Allerdings machen Letztere deutlich, dass der interdisziplinären Forschung in diesem Bereich mehr Bedeutung beigemessen werden sollte, da unsere Flüsse heutzutage meist durch anthropogene Eingriffe vom Grundwasserkörper getrennt sind. Es ist daher notwendig eine holistische Betrachtungsweise des Übergangsbereichs zwischen Grundwasserkörper und Flussbett, der sogenannten hyporheischen Zone, zu erlangen, um die Durchlässigkeit zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser wiederherzustellen (Krause et al., 2011).

In der Hydrologie wurden Oberflächengewässer und Grundwasserkörper lange als zweierlei Dinge betrachtet. Heutzutage wird Grundwasser und Oberflächenwasser als ein interagierendes Kontinuum gesehen und es besteht gesteigertes Interesse am Austausch in diesem Bereich (Krause et al., 2011). Im Falle einer Verschmutzung eines der Kompartimente durch Schadstoffe ist es von zentraler Bedeutung die Austauschraten zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser zu kennen um Konsequenzen für Trinkwasser- und Tierschutz vorhersagen zu können und entsprechende Maßnahmen einzuleiten (Becker et al., 2004; Kalbus et al., 2006; Woessner, 2000). Dem Verständnis der hyporheischen Zone wird in den letzten Jahren zunehmend Aufmerksamkeit in der Forschung gewidmet (Krause et al., 2009). Da die räumliche Auflösung des Austauschs sehr variabel ist und von einer Zentimeter- bis Meterskala reicht, ist es nicht einfach diesen zu quantifizieren (Schmidt et al., 2007; Schuetz und Weiler, 2011).

Es wurden bislang auf unterschiedlichen Raum-Zeit-Skalen Untersuchungen angestellt (Anderson, 2005) und diverse Methoden angewendet (Rahimi et al., 2015), um den Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer zu untersuchen. So wurden zum Beispiel hydraulische Methoden genutzt, geochemische Untersuchungen durchgeführt, künstliche Tracer und Temperatur als natürlicher Tracer genutzt, oder Kombinationen aus vorher genannten Methoden angewendet (Woessner, 2000). Diese Methoden werden genauer im folgenden Abschnitt (1.1) erläutert. Sie wurden auf verschiedene Grundwasser-Oberflächenwasser-Systeme angewendet, wie grundwasserinfiltrierende sowie -exfiltrierende Systeme, als auch auf vom Grundwasser getrennte und ephemere Flüsse. Dabei reichen die Skalen der Untersuchungsgebiete von einem 60 m langen Abschnitt eines Gewässers (Conant, 2004; Schmidt et al., 2007) bis zu 112 km eines Flusses (Krause et al., 2007).

1.1 Stand der Forschung

Im Folgenden werden die Ursprünge der Forschung zur Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion beleuchtet und die verschiedenen Grundwasser-Oberflächenwasser-Systeme beschrieben. Der darauffolgende Abschnitt (1.1.1) behandelt die Methoden, welche zur Quantifizierung des Grundwasser-Oberflächenwasser-Austauschs bisher zur Anwendung kamen mit besonderem Fokus auf Wärme als Tracer ab Seite 11. Das Kapitel wird von einem Fazit abgeschlossen, das die Innovation der vorliegenden Arbeit hervorhebt (Seite 15).

Die Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion

Der Übergangsbereich zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer wurde erstmals von Orghidan (1959) *hyporheisches Biotop* genannt und ist heutzutage als hyporheische Zone bekannt. Die hyporheische Zone wird z.B. von Triska et al. (1989) so definiert, dass sie zu mindestens 10% von Oberflächenwasser durchströmt wird (Boano et al., 2014). In diesem Bereich, auch bekannt als *hyporheisches Interstitial*, werden nicht nur Nährstoffe umgesetzt und Schadstoffe abgebaut, es ist auch der Lebensraum für benthische Organismen, die für die Gewässerökologie eine wesentliche Funktion haben (Vogt et al., 2010).

Die Dynamik des Wasserflusses in dieser Zone wird als hyporheischer Fluss abgegrenzt. Dieser bedeutet, dass Flusswasser in den gesättigten Bereich unterhalb des oder angrenzend an das Oberflächengewässer infiltriert, auf Fließwegen im Sediment weiter transportiert wird und in das Oberflächengewässer zurück fließen kann (Boano et al., 2014; Winter et al., 1998). Diese Art von Wasserfluss wird grundsätzlich von Grundwasserfluss unterschieden, da es sich um kleine Mengen auf einer Skala von Zentimetern bis Metern handelt und sich in beide Richtungen – sowohl ins Grundwasser als auch zurück ins Oberflächengewässer – abspielt. Grundwasserströme werden dagegen unidirektional unterschieden in Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluss und spielen sich auf größeren Skalen ab (Boano et al., 2014). Allerdings reagieren beide Prozesse oftmals gleichzeitig auf sich änderndes Abflussverhalten des Oberflächengewässers oder sich ändernde Grundwasserspiegel, da sie sich gegenseitig beeinflussen (Boano et al., 2014).

Der Untersuchung der Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion wird seit den 1990er Jahren wieder vermehrt die Aufmerksamkeit gewidmet (Fleckenstein et al., 2010), auch wenn die Erforschung der hyporheischen Zone und den dort stattfindenden Austauschprozessen schon einmal einen Höhepunkt in den 1960er Jahren hatte (Anderson, 2005; Hannah et al., 2008; Krause et al., 2009; Sophocleous, 2002). Sowohl in den 1960er Jahren als auch in den 1990er Jahren ist ein Hauptgrund für dieses Interesse die Problematik des sauren Regens und

der Eutrophierung (Sophocleous, 2002). In heutigen Veröffentlichungen liegt der Fokus auf Trinkwasserschutz (Vogt et al., 2009; Winter et al., 1998), dem Management von Wasserressourcen und Ökosystemen (Rugel et al., 2016; Winter et al., 1998) sowie auf Anpassungsstrategien im Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel (Fleckenstein et al., 2010; Garner et al., 2014; Hill et al., 2014; Hyun et al., 2011; Irvine et al., 2015a).

Lange Zeit wurden Grundwasser und Oberflächengewässer getrennt betrachtet, da sie unterschiedliche chemische, biologische und physikalische Eigenschaften aufweisen (Kalbus et al., 2006). Mittlerweile hat sich allerdings der Ansatz von Bencala (1993) durchgesetzt, Grundwasser und Oberflächengewässer als Teil des interagierenden hydrologischen Kontinuums anzusehen (Boano et al., 2014; Krause et al., 2011; Sophocleous, 2002). Die Herangehensweise von Winter et al. (1998) geht noch weiter; Grundwasser und Oberflächenwasser müssten als ein und dieselbe Ressource angesehen werden. Dieser Ansatz wurde mittlerweile auch in zahlreichen Modellen implementiert (Fleckenstein et al., 2010; Jones et al., 2008; Kollet und Maxwell, 2006; Panday und Huyakorn, 2004) und von der EU in der Wasserrahmenrichtlinie als zentraler Baustein festgeschrieben (Dahl et al., 2007; Europäische Kommission, 2000).

Es werden zwei Hauptarten des Austauschs zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer unterschieden. Im ersten Fall (Abb. 1.1 A, Seite 6) liegen die Grundwasserspiegelhöhen höher als die Gewässeroberfläche — es handelt sich um einen sogenannten grundwassergewinnenden Fluss (*gaining reach*) — und Grundwasser infiltriert ins Oberflächengewässer; es herrschen influente Bedingungen (Kalbus et al., 2006). Im zweiten Fall, wenn der hydraulische Gradient zwischen der Wasseroberfläche und dem Grundwasserspiegel umgekehrt ist, liegt ein sogenannter oberflächenwasserverlierender Fluss (*losing reach*) vor, es herrschen effluente Bedingungen und Wasser exfiltriert aus dem Fluss über das Flussbett in den angrenzenden Aquifer (Abb. 1.1 B, Seite 6). Ein Sonderfall des oberflächenwasserverlierenden Systems liegt vor, wenn das Oberflächengewässer durch einen ungesättigten Bodenhorizont vom darunterliegenden Aquifer getrennt ist (Kalbus et al., 2006). Wenn kein hydraulischer Gradient zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser besteht und Wasser sowohl dem Gerinne zuströmen als auch abfließen kann, spricht man von neutralen Verhältnissen bzw. Parallelfluss (*parallel flow*) (Ivkovic, 2009; Silliman und Booth, 1993; Woessner, 2000).

Da der Grundwasser-Oberflächenwasser-Austausch mit den Grundwasserständen des anliegenden Aquifers und dem Wasserstand im Fluss zusammenhängt (Rahimi et al., 2015), herrschen in den meisten Flüssen nicht dauerhaft influente oder effluente Bedingungen sondern die Verhältnisse ändern sich abhängig von Witterung und Jahreszeit (Gariglio et al., 2013). Außerdem kann

ein und derselbe Fluss abschnittweise influent und gleichzeitig abschnittsweise effluent sein (Silliman und Booth, 1993; Winter et al., 1998). Wobei es laut Harte und Kiah (2009) Anzeichen dafür gibt, dass Flussabschnitte generell entweder primär influent oder primär effluent sind. Hier gilt es zu beachten, dass je nach Autor und Blickwinkel der Untersuchung die Begriffe influent und effluent in der Literatur gegensätzliche Verwendung finden (Krause et al., 2007). In der vorliegenden Arbeit wird aus der Perspektive des Oberflächengewässers influent als Grundwasser gewinnend und effluent als Oberflächenwasser verlierend verwendet.

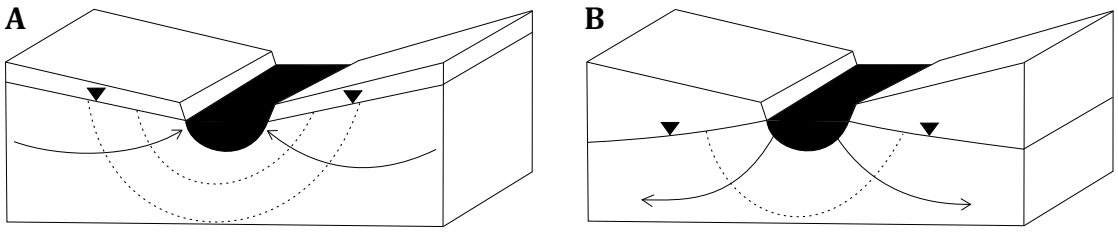


ABBILDUNG 1.1: Querschnitte durch Oberflächengewässer mit angrenzendem Aquifer zeigen A) influente und B) effluente Verhältnisse. Verändert nach Woessner (2000).

1.1.1 Quantifizierungsmethoden

Es gibt diverse Methoden zur Quantifizierung der Wasserflüsse in der hyporheischen Zone bzw. zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer, die für verschiedene räumliche Auflösungen ihre Vor- und Nachteile haben (Cook, 2015; Hatch et al., 2006) und je nach Fokus der Untersuchung ihre Anwendung finden. Es gibt direkte und indirekte Methoden um diese Wasserflüsse zu quantifizieren, welche z.B. von Kalbus et al. (2006) oder Cook (2015) detailliert beschrieben werden.

Direkte Messungen

Die direkten Messmethoden bedienen sich sogenannter *seepage meter*. Dies sind Messgeräte für die Quantifizierung des Sickerwasserstroms oder des Grundwasserzutritts, die von einfachen Auffangbehältern über kombinierte Geräte mit eingebautem Piezometer bis zu Ultraschall- oder elektromagnetischen Instrumenten reichen. Die Vorzüge der direkten Methode sind die zum Teil kostengünstig erhältlichen Messgeräte und die einfache Anwendbarkeit (Hatch et al., 2006). Sie sind jedoch für Datenerhebungen in strömenden Oberflächengewässern nur bedingt geeignet, da es sich um Punktmessungen handelt, wodurch es nicht möglich ist die Heterogenität eines Flussbetts abzubilden (Kalbus et al., 2006; McCallum et al., 2012).

Indirekte Methoden

Die indirekten Methoden können untergliedert werden in Methoden, die auf dem Darcy-Gesetz beruhen und Methoden, welche eine Massenbilanz erstellen (Kalbus et al., 2006). Auf dem Darcy-Gesetz beruhende Quantifizierungsmethoden bedienen sich der Proportionalität, die zwischen einer Wassermenge Q, welche einen Querschnitt A mit einem Durchlässigkeitsbeiwert $-k_f$ durchströmt, und des hydraulischen Gradienten $i = \frac{dh}{dl}$ besteht (Darcy, 1856):

$$\frac{Q}{A} = -k_f \cdot i \tag{1.1}$$

So kann über die Bestimmung der Standrohrspiegelhöhen mittels Piezometermessungen im Fluss und im angrenzenden Aquifer der hydraulische Gradient ermittelt werden. Damit können Aussagen getroffen werden, ob influente oder effluente Bedingungen vorherrschen. Außerdem kann die hydraulische Leitfähigkeit mittels *Slug-Tests*, Pumpversuchen oder aber über Korngrößenanalysen und die Bestimmung der Porosität ermittelt werden.

In einer Studie von Devito et al. (1996) wurde ein hydrometrischer Ansatz gewählt, um die Anbindung zweier Moore ans Grundwasser in zwei Quelleinzugsgebieten in Kanada zu untersuchen. Die Autoren zeichneten fast drei Jahre lang die Flusswasserstände im Zu- und Abfluss aus dem Untersuchungsgebiet, sowie die Grundwasserstände in beiden Mooren auf. Zusätzlich mit hydrometeorologischen Messungen konnten sie so die Evoptranspiration und die hydraulische Leitfähigkeit bestimmen. Der Grundwasserfluss wurde mittels gemessenen hydraulischen Gradienten und hydraulischen Leitfähigkeiten berechnet. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass Moore, die in einem Tal liegen, keinen großen Einfluss auf die Abschwächung von Ereignisabfluss haben. Des Weiteren hatte das Untersuchungsgebiet mit einer etwa 2–3 m mächtigen Torfschicht während des Untersuchungszeitraums eine kontinuierliche Anbindung ans Grundwasser, während das Moor mit einer geringmächtigeren Torfschicht von nur 1 m und darunterliegendem glazialem Geschiebe nur ephemer mit dem Grundwasser verbunden war. Die Autoren der Studie vermuten, dass trotz des ephemeren Grundwasserzufluss, der unbedeutend für die Wasserbilanz ist, langsamer Grundwasserfluss in Zeiten niedrigen Inputs wichtig für die Anbindung tiefer Bodenschichten ans Grundwasser sein kann (Devito et al., 1996).

In einer neueren Arbeit mit Piezometerdaten, welche in der kanadischen *Pothole Region* durchgeführt wurde, geht es ebenfalls um Feuchtgebiete. Brannen et al. (2015) schlussfolgern, dass der Grundwasserabfluss in die Toteisseen einen signifikanten Zufluss darstelle, der zum Abfluss des Einzugsgebiets einen nicht zu vernachlässigenden Anteil beitrage. In dieser Landschaftsform sei die

Speicherwirkung des Grundwassers essenziell für die Abflussbildungsprozesse aufgrund der Anbindung des Grundwassers an Oberflächengewässer, so Brannen et al. (2015).

Eine numerische Grundwassermodellierung wurde auf Basis der hydraulischen Leitfähigkeiten von über 500 Messpunkten und anhand von 153 gemessenen Grundwasserpegeln im Untersuchungsgebiet in Nordamerika von Lavigne et al. (2010) kalibriert. Das auf FEFLOW basierende Modell deckte eine Fläche von 2850 km^2 ab und bestand aus über 250 Tsd. Knotenpunkten. Die so ermittelten Druckhöhengradienten ergaben die generelle Fließrichtung des Grundwassers, die Bereiche signifikanter Grundwasserneubildung sowie den Grundwasserabfluss in die Flüsse Chateauguay und Lawrence. Letztgenannte Infiltration in Oberflächengewässer wurde vom Basisabfluss in historischen Abflussganglinien gestützt. So ergab die Wasserbilanz von Lavigne et al. (2010), dass etwa die Hälfte des Basisabflusses der Flüsse vom Grundwasser der regionalen Aquifere gespeist wird.

Die Vorteile von hydraulischen Daten oder Leitfähigkeitsdaten sind die Einfachheit und Genauigkeit bei der Auswertung (Hatch et al., 2006). Da es sich dabei jedoch meist um Punktmessungen handelt, müssen viele Messungen durchgeführt werden, um eine räumliche Auflösung zu gewährleisten bzw. die Variabilität eines Aquifers wiederzugeben. Daher ist die Durchführung von Feldstudien mittels Piezometermessungen aufwändig und kostspielig und es wurden in letzter Zeit nur noch wenige Studien allein auf dieser Methode basierend durchgeführt. Aktuelle Ansätze arbeiten mehrheitlich mit der Massenbilanzierung, mit Wärme als Tracer oder einer Kombination unterschiedlicher Methoden.

Massenbilanz-basierte Methoden

Forschungsarbeiten, welche mit einer Massenbilanzierung arbeiten, stützen sich meist auf die Untersuchung der Hydrochemie und auf Tracerversuche. So untersuchten z.B. Liu und Yamanaka (2012) ein Grundwasser-Oberflächenwasser-System in Japan, welches an einer Übergangszone zwischen dem bergigen Relief der Ashio Berge und der flachen Kanto Ebene gelegen ist, um den Anteil der Grundwasserneubildung durch den angrenzenden Fluss zu bestimmen. Dazu verwendeten Sie die Signatur der stabilen Isotope ^{18}O und ^{2}H und analysierten die Kationen- und Anionenkonzentrationen. Da das Oberflächenwasser seine Isotopensignatur aus dem Quelleinzugsgebiet weitertransportiert, kann im Unterlauf des Flusses klar festgestellt werden, welcher Anteil an Niederschlagswasser zur Grundwasserneubildung beiträgt, und welcher Anteil aus dem Oberflächengewässer stammt (Kalbus et al., 2006; Liu und Yamanaka, 2012). Durch eine sogenannte *end member mixing analysis* mit den stabilen Isotopen und

Chloridtracern konnten die Autoren der Studie feststellen, welcher Anteil der Grundwasserneubildung aus dem Fluss stammt. Die Ergebnisse zeigen, dass dieser Anteil bis zu 94 % betrug (Liu und Yamanaka, 2012). Weiterführende Informationen zu vorgenannten Messmethoden finden sich bei Sophocleous (2002) und Kalbus et al. (2006).

Harte und Kiah (2009) quantifizieren in ihrer Forschungsarbeit den Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser anhand von gepaarten Abflussmessungen (sog. *differential gauging*). Sie bestimmten zum gleichen Zeitpunkt an zwei unterschiedlichen Stellen des Flusslaufs den Abfluss und konnten über die daraus gebildete Differenz den Netto Zu- oder Abfluss aus dem Oberflächengewässer bestimmen. Die Verfasser hinterfragen, ob es Sinn macht den Grundwasser-Oberflächenwasser Austausch nur während Basisabfluss Konditionen (*baseflow conditions*) zu bestimmen, da die Zu- bzw. Abflüsse während dieser Phasen Harte und Kiah (2009) zufolge tendenziell unterschätzt werden. So schließen die Autoren, dass die Flüsse den saisonalen Unterschieden des hydraulischen Gradienten unterworfen sind und besonders im Herbst, wenn die Grundwasserstände am niedrigsten sind, zusätzliche Exfiltration aus den Oberflächengewässern stattfindet (Harte und Kiah, 2009).

Da Abflussmessungen allein meist eine Ungenauigkeit von 3–6 % aufweisen (Sauer und Meyer, 1992), die sich bei gepaarten Messungen addieren (Harte und Kiah, 2009), gibt es zusätzliche Unklarheiten bei der Methode der gepaarten Abflussmessungen bezüglich der Herkunft des zuströmenden Wassers. Letzteres kann nicht nur von zuströmendem Grundwasser stammen, sondern auch von Direktabfluss, Uferfiltration und Zwischenabfluss. Da die gepaarten Abflussmessungen jedoch nur den Netto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser quantifizieren können, werden sie meist durch eine weitere Methode ergänzt (Harte und Kiah, 2009).

So wenden Ruehl et al. (2006) ebenso die Methode des *differential gauging* an. Sie nahmen an, dass der Sickerwasserstrom relativ zum Abfluss des Oberflächengewässers ansteige, wenn der Abfluss des Oberflächengewässers sinke. Sie testen diese Hypothese an einem 11.42 km langen Flussabschnitt des Pajaro in Kalifornien, USA. Die Autoren kombinieren die Abflussmessungen jedoch mit mehreren Tracerversuchen mit Rhodamin und Natrium-Bromid sowie mit Isotopenanalysen von ^{2}H und ^{18}O. Die Ergebnisse der Untersuchung von Ruehl et al. (2006) deuten darauf hin, dass ihre Hypothese zutrifft, allerdings mit unterschiedlichen Ergebnissen für zweierlei Flussabschnitte. Ruehl et al. (2006) schließen daraus, dass ihre kombinierte Methodik den Austausch zwischen Oberflächengewässer und angrenzenden Grundwasserspeichern besser quantifizieren kann, als jede Methode einzeln. Diese Hypothese von Ruehl et al. (2006) wird durch Ergebnisse von Payn et al. (2009) unterstützt. Ebenso wie Schmadel

et al. (2010), die in ihrer Studie inkonsistente Ergebnisse zwischen den gepaarten Abflussmessungen und Tracerversuchen konstatierten.

Krause et al. (2007) verwenden Abflussdaten von drei Ultraschallpegelstationen entlang eines 112 km langen Abschnitts der Havel in Nordostdeutschland um ein Modell aufzustellen, welches Auskunft über Zu- und Abflüsse in das Oberflächengewässer gibt. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass der Beitrag des Grundwasserzustroms zum Gesamtabfluss der Havel im untersuchten Flussabschnitt bei jährlich etwa 1 % liege, jedoch während charakteristischer Niedrigwasserphasen im Sommer bis zu 10 % betragen könne, was die die hohe Relevanz der Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion unterstreicht. Allerdings seien jährliche Wasserbilanzen sowie einzig über Abflussmessungen bestimmte Zu- bzw. Abfluss- Bilanzen „in Anbetracht der ökologischen Bedeutung während Sommerniedrigwasser im untersuchten Gebiet ungeeignet“ (Krause et al., 2007).

Auch McCallum et al. (2012) wenden in ihrer Untersuchung von drei Flussabschnitten, die zwischen 22,5 km bis 32,8 km lang sind, die Methode des *differential gauging* an. Sie untersuchen zusätzlich chemische Parameter wie die elektrische Leitfähigkeit mittels Wasser- und Sedimentproben, und messen die Konzentrationen von Chlorid (Cl^-) sowie Radon (^{222}Rn). Außerdem wurden Tracerversuche mit Schwefelhexafluorid (SF_6) durchgeführt. Das von den Autoren der Studie aufgestellte Modell konnte einzig mit den Abflussdaten den Netto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser gut darstellen. Es wurden jedoch zusätzliche Inputdaten benötigt, um genaue Aussagen über den Brutto-Austausch machen zu können. So konnte der Modellfehler für den Netto-Zufluss mit einem zusätzlichen Parameter signifikant verkleinert werden. Mittels zusätzlicher wasserchemischer Parameter als Input konnte der Modellfehler jedoch nicht mehr signifikant reduziert werden. Die Schlussfolgerungen der Veröffentlichung lauten, dass die Hinzunahme eines weiteren Tracers keine Verbesserung der Modellgüte garantieren kann. Es solle vor allem darauf achtgegeben werden, dass sich die Endmember des Grundwassers und Oberflächenwassers deutlich unterscheiden (McCallum et al., 2012).

In einem Forschungseinzugsgebiet in den Rocky Mountains führten Payn et al. (2009) Tracerversuche mit Kochsalz (NaCl) durch, um unter anderem den Brutto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer zu untersuchen. Bei einer kontinuierlichen Einspeisung in das 2,6 km lange Gewässer wurden entlang von 13 Messstandorten, die alle 200 m stromabwärts eingerichtet waren, die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Es zeigte sich, dass die Netto-Austauschmengen oftmals unterschätzt wurden. Der tatsächliche Austausch zwischen dem Untergrund und dem Oberflächengewässer war größer, da es sich um einen dynamischen Austausch handelt, bei dem Wasser in einem Abschnitt sowohl zu- als auch abfließen kann (Payn et al., 2009).

Gepaarte Abflussmessungen bzw. das Aufstellen einer Massenbilanz sind für regionale Skalen eine einfach durchzuführende Methode, die jedoch arbeitsintensiv ist, da Relationen zwischen Wasserstand und Abfluss erstellt und die Messstellen instandgehalten werden müssen (Hatch et al., 2006). Irvine und Lautz (2015) konstatieren, dass mit *differential gauging* und Tracerversuchen zwar der Brutto- und Netto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser quantifiziert, die räumliche Verteilung allerdings nur bedingt aufgelöst werden kann. Um eine detaillierte räumlich Auflösung des Austauschs zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer zu erhalten, sind die bisherig beschriebenen Methoden nicht differenziert genug (Krause et al., 2014).

Wärme als Tracer

Da Untersuchungen mit herkömmlichen Tracern einige Nachteile haben und Isotopenanalysen kostspielig sind, werden in letzter Zeit vermehrt Studien mit Wassertemperaturmessungen als Proxygröße durchgeführt (Irvine et al., 2015a; Westhoff et al., 2007). Wärme eignet sich als Tracer, da sie natürlicherweise schon im System ist und dieses dadurch nicht stört (Keery et al., 2007). Die Gewässertemperatur kann mit relativ einfachem Equipment aufgezeichnet werden und Temperaturlogger sind heutzutage exakt, günstig und können für lange Zeit automatisiert Daten aufnehmen (Constantz, 2008; Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015a; Schmidt et al., 2006; Stonestrom und Constantz, 2004).

Die Anfänge der Anwendung von Wärme als natürlichem Tracer in der Hydrologie gehen zurück auf Suzuki (1960). Er veröffentlichte die bahnbrechende Beobachtung, dass sich der sinusförmige Tagesgang der Gewässertemperatur mit zunehmender Tiefe im Gewässerbett abschwächt, aber bei erhöhtem Sickerwasserstrom auch in größerer Tiefe beobachtet werden kann (Keery et al., 2007). Auf der Analogie zwischen dem Fourierschen Wärmeleitungsgesetz und dem Darcy-Gesetz des Wasserflusses in einem porösen Medium aufbauend, entwickelte Suzuki (1960) eine analytische Lösung der instationären 1-dimensionalen (1 D) Wärmetransportgleichung zur Berechnung der Perkolation in Reisfeldern aufgrund von Wassertemperaturmessungen. Diese Gleichung wurde von Stallman (1965) für die grundwasserbezogene Anwendung weiterentwickelt, um vertikale Austauschraten zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser zu berechnen. Hatch et al. (2006) realisierte eine iterativ zu lösende Gleichung auf Basis von Stallman (1965) während Keery et al. (2007) eine Gleichung veröffentlichte, die direkt gelöst werden kann. Aktuellere Ansätze präsentieren numerische (McCallum et al., 2012) und explizite Lösungen (Luce et al., 2013) der 1 D-Wärmetransportgleichung. Anderson (2005), Constantz (2008) und Rau et al. (2014) bieten eine detaillierte Übersicht der Methoden und Anwendungen von Wärme als natürlichem Tracer. Der Vorteil von Wärme als Tracer ist das

zum Teil relativ günstig erhältliche Equipment, mit welchem kontinuierliche Zeitreihen aufgenommen werden können. Nachteilig ist zu nennen, dass mit dieser Methode nicht zwischen der Herkunft – d.h. ob es sich um *sub-surface-flow* oder Grundwasser handelt – des infiltrierenden Wassers unterschieden werden kann (Hatch et al., 2006).

Es wurden zahlreiche Studien veröffentlicht, die mittels Temperaturzeitreihen den Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser quantifizieren. Die meisten Studien untersuchen mit zusätzlichen Pegelmessungen (Becker et al., 2004; Hyun et al., 2011; Rahimi et al., 2015; Rau et al., 2010), Tracertests (Hoehn und Cirpka, 2006) oder Infrarot-Thermografie (Constantz, 2008; Schuetz und Weiler, 2011; Webb et al., 2008) die Validität der Ergebnisse oder kombinieren die Messmethoden.

So untersuchten Schmidt et al. (2006) den Grundwasser-Oberflächenwasser-Austausch an einem 220 m langen Kanalabschnitt von 2,5 m bis 3 m Breite. Sie zeichneten nicht nur Temperaturdaten des Gewässers auf, sondern nahmen auch vertikale Temperaturprofile vom Oberflächengewässer und seines unterliegenden Flussbetts auf. Die Autoren entwickelten eine analytische Lösung der 1 D-Wärmetransportgleichung, um den vertikalen Wärmefluss zu quantifizieren und damit den Austausch von Grundwasser mit dem Oberflächengewässer zu ermitteln. Schmidt et al. (2006) schränken die Anwendbarkeit Ihrer Methode jedoch insofern ein, als dass sie nur für vertikale Austauschprozesse geeignet sei. Dieselbe Methode wurde von Schmidt et al. (2007) auf Temperaturdaten eines von Conant (2004) untersuchten 60 m langen und 11–14 m breiten Flussabschnitts angewendet. Die quantitativen Ergebnisse für den Grundwasser-Oberflächenwasser-Austausch, welche Schmidt et al. (2007) ermittelten, wurden in derselben Studie durch zwei unabhängige Tests mittels Piezometer- und Sickerwasser-Messungen bestätigt.

Ein anderer Ansatz wird von Vogt et al. (2009) in einer Untersuchung im Schweizer Voralpenland angewendet, um Aussagen darüber machen zu können, ob der Einzugsbereich eines Pumpwerks potenziell im Bereich des Grundwasser-Oberflächenwasser-Austauschbereichs der Thur liegt. Die Autoren betrachteten allerdings nur eine Richtung des Austauschs, und zwar die Flusswasser-Infiltration in voralpinen Grundwasserleitern. Sie analysierten die Zeitreihen der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit des Flusswassers und des Grundwassers mittels Kreuzkorrelation und Dekonvolution. Diese Methoden der Signalanalyse sind laut den Verfassern gut geeignet, um die Verweilzeiten des Grundwassers zu bestimmen. Sie geben detaillierte Hinweise auf die Vorgehensweise mit der von ihnen entwickelten Methodik: 1. Daten sichten und prüfen ob sie einen ausreichend ausgeprägten Tagesgang aufweisen, 2.

Analyse saisonaler Trends und Entfernung desselben, 3. Kreuzkorrelation durchführen, bei hohem Korrelationskoeffizient wird empfohlen in einem 4. Schritt die formfreie Dekonvolution durchzuführen, der rückwärts gerichtete Schritt einer Faltung (Vogt et al., 2009).

Auch mit der Zugabe von Wärme in das natürliche System wurde bereits gearbeitet. So wurde auf der Plot-Skale mit Infrarot-Thermografie untersucht, wie sich Schwall-Injektionen von heißem Wasser in einem experimentellen Feuchtgebiet räumlich ausbreiten (Schuetz et al., 2012). Die Ergebnisse der Studie zeigen, dass die Kombination aus Zugabe von Wärme als Tracer und Aufzeichnung der räumlichen Ausbreitung mittels Thermografie eine geeignete Methode sein kann, um beispielsweise Bereiche, die für den Stofftransport relevant sind, zu identifizieren. Mit Hilfe dieser Methode lassen sich außerdem hydraulische 2-D-Modelle validieren oder Kühlwasser-Rückleitungen quantifizieren (Schuetz et al., 2012).

Eine neue Methode zur Aufzeichnung der Gewässertemperatur ist die faseroptische Temperaturmessung *Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing* (FO-DTS), die räumlich und zeitlich sehr fein aufgelöste Daten mit einer hohen Genauigkeit aufnehmen kann. Dazu werden Glasfaserkabel, durch welche Laserlicht gesendet wird, entweder longitudinal oder vertikal im Gewässer oder Gewässerbett installiert. Die Analyse der Ramanstreuung erlaubt es die Interaktion der Photonen mit der molekularen Struktur des Kabels zu messen. Da die Rückstreuung der längeren Wellenlängen nicht temperaturabhängig ist, während die Rückstreuung kürzerer Längenwellen linear temperaturabhängig ist, kann über das Verhältnis der sogenannten *Stokes / Anti-Stokes* Rückstreuung die Temperatur an jedem Ort entlang des Kabels bestimmt werden (Selker et al., 2006a; Selker et al., 2006b).

Zahlreiche Studien zur Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion wurden mittels vertikaler Temperaturprofile durchgeführt, die entweder auf diskreten Messungen auf mindestens zwei verschiedenen Höhen im Gewässer und im unterliegenden Flussbett beruhen (Gariglio et al., 2013; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Luce et al., 2013; McCallum et al., 2012) oder mittels FO-DTS auf hoch aufgelösten Temperaturprofilen (Briggs et al., 2014) basieren. Sie machen sich die Tatsache zunutze, dass sich die Amplitude des sinuskurvenartigen Temperaturtagesgangs mit der Tiefe der Messung im Flussbett abschwächt und eine Phasenverschiebung stattfindet. Die Publikationen von Hatch et al. (2006), Keery et al. (2007) und Luce et al. (2013) bieten analytische Lösungen der gekoppelten Wärme Advektions-Diffusionsgleichung und zeigen wie sich damit die Wasserflüsse zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer bestimmen lassen. Keery et al. (2007) schlussfolgern, dass Temperaturzeitreihen zusammen mit Zeitreihenanalyse-Tools, wie verschiedenen Filtermethoden, auf einfache

Weise Informationen über vertikale Austauschraten geben können und dies sogar automatisiert möglich sei. So basiert das VFLUX Modell, mit dem sich Temperaturzeitreihen auswerten lassen, auf den Arbeiten von Hatch et al. (2006) und Keery et al. (2007).

In einer Untersuchung von Irvine et al. (2015b) unter nicht idealen Bedingungen, d.h. unter instationären Verhältnissen und unter der Annahme von nicht-tageszeitlichen Temperaturschwankungen und nicht ausschließlich vertikalen Flüssen, wurden Daten von Lautz und Ribaudo (2012) einer weiteren Analyse unterzogen und eine 3-dimensionale (3D) numerische Modellierung durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass die in bisherigen Arbeiten vernachlässigten Annahmen zum Teil fehlerhafte Ergebnisse lieferten. Diese wurden von den Autoren behoben und in das aktualisierte VFLUX II Modell implementiert.

Auch longitudinal aufgenommene Temperaturzeitreihen – sowohl diskret als auch mit FO-DTS aufgezeichnete Daten – wurden verwendet, um den Wasserfluss zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser zu untersuchen (Leach und Moore, 2011; Westhoff et al., 2011; Westhoff et al., 2007). Außerdem wurde FO-DTS eingesetzt, um die kleinräumige Heterogenität des Austauschs zu untersuchen (Shanafield et al., 2016).

In der Veröffentlichung von Westhoff et al. (2007) wird anhand der mittels FO-DTS longitudinal zum Gewässer aufgenommenen Gewässertemperatur-Daten ein Modell kalibriert, das auf der Energiebilanz des Gewässers basiert. So schreiben die Autoren, dass zwar Gewässertemperatur-Modelle existieren, diese jedoch nicht die lateralen (Grundwaser) Zuflüsse lokalisieren und quantifizieren können. Der in beiden Studien untersuchte Gewässerabschnitt ist etwa 0,6 km lang und zeigte während der Studien einen Abfluss von ca. 0,47 bzw. 1,2 $\mathrm{l\,s^{-1}}$. Die von den Autoren entwickelte Methode ermöglichte die Lokalisierung der Punktquellen des zuströmenden Grundwassers entlang des longitudinal aufgenommen Profils der Gewässertemperatur.

In einer Untersuchung von Leach und Moore (2011) wurde ein 1,5 km langer Flussabschnitt in Kamloops, Kanada, mit zehn Temperaturloggern ausgestattet und drei mikrometeorologische Stationen wurden für die Aufzeichnung von Klimadaten in unmittelbarer Nähe des Gewässers bzw. über der Gewässeroberfläche installiert. Der Abfluss des Gewässers betrug während der Untersuchung, als eine typische sommerliche Niedrigwasserphase herrschte, unter 0,5 $\mathrm{m^3\,s^{-1}}$. Die obere Hälfte des Abschnitts wurde mittels Abflussmessungen als effluent beurteilt, die unteren 750 m als neutral bis effluent. Die Autoren entwickelten ein Lagrange-Modell, um die dominanten Steuerungsgrößen der Gewässertemperatur herauszufinden. Die Modellergebnisse für den oberen Abschnitt konnten die Gewässertemperatur – mit Ausnahme eines Tages – mit einer maximalen Abweichung von 0,2°C gut abbilden und ergaben einen Wasserverlust entlang

des Abschnitts, der laut Literatur für flach abfallende Schwemmfächer Topografien üblich sei. Die Gewässertemperatur für den unteren Abschnitt wurde um 1,0–1,5°C überschätzt und die Quantifizierung des Austauschs war nicht einfach, aufgrund von vermuteten Zu- und Abflüssen auf der Länge des Abschnitts. Letztere führten vermutlich zu einer Abkühlung des Gewässers, welche vom Modell nicht erfasst werden konnte. Die Energiebilanz konnte für den oberen Abschnitt geschlossen werden, während dies für den unteren Abschnitt problematisch war.

Garner et al. (2014) untersuchten mit einem ähnlichen Ansatz einen 1050 m langen, ca. 9,5 m breiten Flussabschnitt in Schottland, um herauszufinden, ob auf der Fließstrecke durch den Wechsel von offener und bewaldeter Landschaftsform Temperaturgefälle entstehen, welche nicht durch den Einfluss von infiltrierendem Grundwasser herrühren. Der betrachtete Flussabschnitt wurde mittels *differential gauging* – im Rahmen der Messgenauigkeit bei den Abflussmessungen – weder als effluent noch influent klassifiziert. Die Verfasser der Studie resümieren, dass beschattete Flussabschnitte ein Wasserpaket zwar nicht kühlen können, jedoch die Erwärmung durch die einfallende Globalstrahlung stark reduzieren können.

1.1.2 Fazit

Viele der veröffentlichten Studien wurden auf der Skale eines Flussabschnitts (sog. *reach scale*) oder auf noch kleinerer Skale (sog. *sub-reach scale*) durchgeführt (Vgl. Conant, 2004; Garner et al., 2014; Schmadel et al., 2010; Schmidt et al., 2006, 2007; Westhoff et al., 2007). Größere Flussabschnitte wurden nicht mittels physikalischer Gewässertemperatur-Modelle untersucht, oder beim untersuchten Gewässer herrschten weder influente noch effluente Bedingungen (Garner et al., 2014).

Daher wird in der vorliegenden Arbeit das Konzept eines gekoppelten Energiebilanz-Gewässertemperatur-Modells auf einen größeren Flussabschnitt von 6,7 km Länge angewendet, der zum Teil influent und zum Teil effluent ist. Die Innovation der Methode besteht darin, dass der Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser ins Oberflächengewässer in dieser Arbeit genauer lokalisiert wird, indem eine Dichtefunktion der Gamma-Verteilung den Grundwasseraustausch parametrisiert. Über Monte-Carlo-Läufe werden die optimalen Parameter der besten Verteilungsfunktion der Zu- und Abflüsse herausgefunden. Die genauen Zielstellungen und die Hypothesen, welche der Arbeit zugrunde liegen, werden in Kapitel 2, ab Seite 17 behandelt.

Kapitel 2

Problemstellung und Zielsetzung

Die Grundwassermenge, welche im untersuchten Gewässerabschnitt ins Oberflächengewässer zu- bzw. abfließt, ist aus der Netto-Abfluss-Bilanz bekannt. Daraus lassen sich jedoch nicht die präferentiellen Austauschbereiche, wo genau der Zu- bzw. Abfluss des Grundwassers stattfindet, ableiten.

Das Ziel dieser Arbeit ist, ein gekoppeltes Energiebilanz-Gewässertemperatur-Modell zu programmieren, welches anhand einer Gamma-Verteilung die präferentiellen Austauschräume zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer lokalisiert.

Die Zielstellungen dieser Arbeit sind:

1. die Energiebilanz der Gewässerabschnitte zu schließen,
2. die Energieaufnahme bzw. Wassertemperaturänderung der Gewässerabschnitte zu berechnen,
3. die räumliche Verteilung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser zu lokalisieren.

Es werden die folgenden Hypothesen aufgestellt:

1. Die Energiebilanz eines Gewässerabschnitts des Oberflächengewässers kann über den Energieverlust bzw. -gewinn durch den Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser geschlossen werden.
2. Die räumliche Verteilung des Grundwasserzustroms lässt sich unter influenten Bedingungen anhand einer Gamma-Verteilung lokalisieren.
3. Die räumliche Verteilung des Grundwasserverlusts lässt sich unter effluenten Bedingungen anhand einer Gamma-Verteilung lokalisieren.

Kapitel 3

Methoden und Vorgehensweise

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über das Untersuchungsgebiet gefolgt von einer Beschreibung der Datengrundlage sowie der Datenqualität (3.2). Es folgt die Beschreibung der Methodik und des Modells (3.3), sowie ein Überblick der verwendeten Software (3.4).

3.1 Untersuchungsgebiet

3.1.1 Lage und Topografie

Das Einzugsgebiet der Dreisam liegt im Südschwarzwald, im Südwesten von Deutschland. Die Dreisam hat ihren Ursprung im Hochschwarzwald und entsteht aus dem Zusammenfluss von Wagensteigbach und Rotbach (Huxol, 2007). Sie weist von ihrem Ursprung inklusive des Hauptoberlaufs Rotbach eine Gesamtlänge von 48,77 km auf, bis sie nordwestlich von Freiburg in die Elz entwässert. Auf ihrem Weg dorthin fließt sie durch das Zartner Becken, wo sie das Wasser der Brugga und des Zastlerbachs aufnimmt, die aus südlicher Richtung in die Dreisam münden, sowie den Abfluss des Eschbachs, der ihr aus nördlicher Richtung zufließt (siehe Abb. 3.1, Seite 20). Das mesoskalige Einzugsgebiet der Dreisam umfasst eine Größe von 257 km^2 bis zum Pegel Ebnet, dessen Pegelnullpunkthöhe bei 308,29 m ü. NN liegt (Hochwasservorhersagezentrale Baden-Württemberg, 2015). Da das Einzugsgebiet bis zum höchsten Punkt des Schwarzwalds reicht, dem Feldberg mit einer Höhe von 1493 m ü. NN, weist es ein hohes mittleres Gefälle von 16° auf, wobei in einzelnen Tälern Hangneigungen von über 65° vorzufinden sind. Die mittlere Höhe des Einzugsgebiets liegt dabei auf 775 m ü. NN (Huxol, 2007).

3.1.2 Hydroklimatische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt nach der Klimaklassifikation von Köppen & Geiger in der feucht-gemäßigten Klimazone Cfb. Aufgrund der orografischen

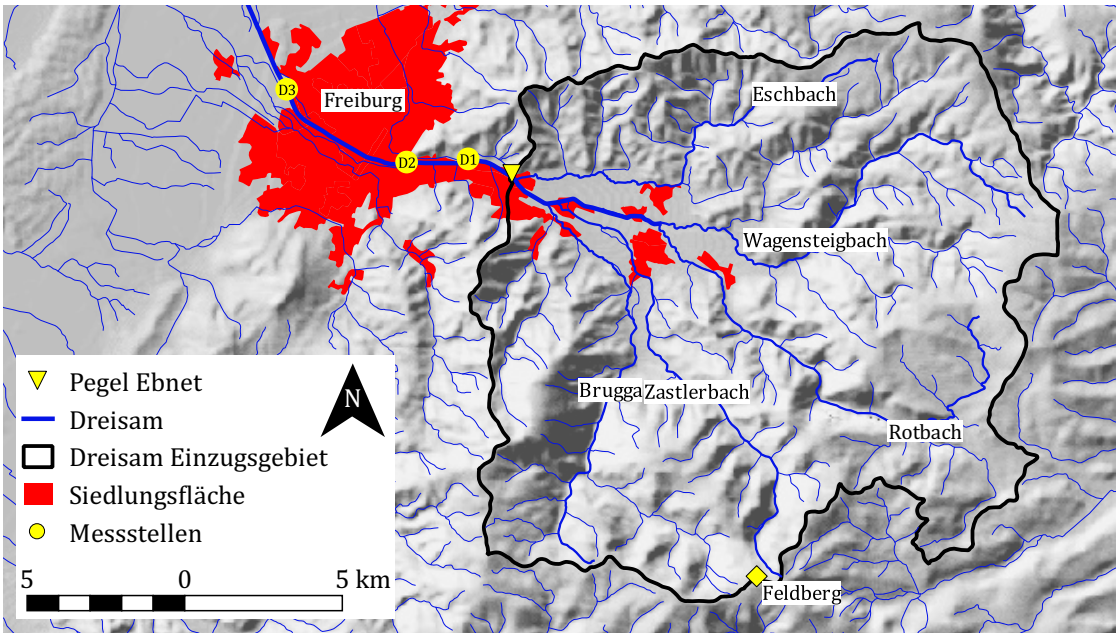


ABBILDUNG 3.1: Das Einzugsgebiet der Dreisam bis zum Pegel Ebnet mit Darstellung des Stadtgebiets und der Abfluss-Messstellen im Untersuchungsgebiet.

Einflüsse, ist das Einzugsgebiet der Dreisam jedoch kleinräumig sehr heterogen gegliedert und wird von dieser Klassifikation nur unzureichend beschrieben. Die Oberrheinebene liegt im Übergangsbereich vom maritimen zum kontinentalen Klima im Einflussbereich der zyklonalen Westwinddrift. Diese bedingt häufig subtropische, feucht-warme Luftmassen, welche durch die burgundische Pforte ungehindert in die Oberrheinregion strömen können. Im Wechselspiel damit ist das Gebiet andererseits von (sub-) polaren Luftmassen geprägt und damit einer großen Unregelmäßigkeit ausgesetzt (Huxol, 2007).

Durch die großen Unterschiede der Klimafaktoren Höhenlage, Exposition und Hangneigung treten enorme räumliche Unterschiede in allen Klimavariablen zu Tage. So beträgt die Jahressumme des Niederschlags an der Station Freiburg (236 m ü. NN) beispielsweise 954,8 mm, während sie an der Klimastation auf dem Feldberg (1486 m ü. NN) bei 1909,1 mm liegt (Klimanormalperiode 1961–1990). Der resultierende Höhengradient von ca. 76 mm pro 100 m Höhe wird allerdings zum Teil von Luv-Lee-Effekten überlagert (Huxol, 2007). Die orografischen Effekte sind laut Uhlenbrook (1999) im Winter durch die von Westen durchziehenden Fronten stärker ausgeprägt als im Sommer, wenn die Niederschläge häufiger durch konvektive Niederschlagsereignisse geprägt sind. In den Hochlagen des Einzugsgebiets fällt vor allem während der Wintermonate Februar und März etwa zwei Drittel des Jahresniederschlags in Form von Schnee, während in den Tieflagen der Schneeanteil des Niederschlags nur bei etwa einem Drittel des Jahresniederschlags liegt (Rieser, 2002).

Auch die Lufttemperaturen im Einzugsgebiet sind vom Einfluss der Topografie geprägt. Während die Jahresdurchschnittstemperatur bezogen auf die Klimanormalperiode von 1961–1990 an der Station Freiburg (236 m ü. NN) 10,8 °C beträgt, liegt sie bei der Station Feldberg (1486 m ü. NN) bei 3,9 °C. Damit resultiert der adiabatische Temperaturgradient von etwa –0,6 °C pro 100 m Höhe. Dieser Gradient ist jedoch nicht konstant, sondern variiert mit den Jahreszeiten. Im Sommer liegt er bei –0,7 °C, im Winter aufgrund regelmäßiger Inversionswetterlagen bei ca. –0,3 °C pro 100 m Höhe (Huxol, 2007). Die Jahresmittelwerte der relativen Luftfeuchtigkeit steigen, bedingt durch den höhenabhängigen Lufttemperaturgradienten, gleichermaßen mit zunehmender Höhe an. Der Luftfeuchtigkeitsgradient kann sich jedoch bei Inversionswetterlagen umkehren, dann herrscht unterhalb der Inversionsgrenze eine höhere Luftfeuchtigkeit als darüber (Uhlenbrook, 1999).

Analog dazu verhält es sich mit der Globalstrahlung während einer Inversion; die Tieflagen, die von einer Dunstschicht verdeckt sind, erhalten weniger Strahlungsenergie als die Hochlagen, welche über der Inversionsgrenze liegen. Anhand von mittleren Strahlungsbilanzen, welche im Zuge des REKLIP Projekts im Bereich des Oberrheingrabens aufgestellt wurden, zeigt sich außerdem, dass die Strahlung mit der Höhe an der Westseite des Schwarzwalds abnimmt (REKLIP, 1995; Uhlenbrook, 1999).

Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen zeigen ein sehr heterogenes Bild im Einzugsgebiet. Zwar überwiegen in der freien Atmosphäre Winde aus westlichen Richtungen, jedoch bilden sich auf Bodenniveau häufig lokale Windsysteme aus. So weht etwa durch Freiburg der „Höllentäler“, ein thermischer Wind, der im Bereich des Zartner Beckens die Kaltluftabflüsse der umliegenden Täler vereint und durch die Hangneigung Richtung Westen durch Freiburgs Innenstadt weht (REKLIP, 1995). Im Allgemeinen werden — topografisch bedingt durch die Exposition der Kammlagen — mit zunehmender Höhe größere Windgeschwindigkeiten gemessen als in geschützten tieferen Lagen (Uhlenbrook, 1999).

Als Folge der beschriebenen Variabilität der Klimaelemente ist es schwierig die Verdunstung für das gesamte Einzugsgebiet der Dreisam abzuleiten. Der langjährige Mittelwert für die reale Verdunstung auf Basis einer Wasserbilanz liegt bei 600 mm (Ott und Uhlenbrook, 2004), wobei die Verdunstung eine große räumliche und zeitliche Variabilität aufweist (Ehnes, 2006). Die Differenz zwischen aktueller und potenzieller Verdunstung ist durch das ganzjährig hohe Wasserdargebot gering (Ehnes, 2006).

3.1.3 Geologie und Hydrogeologie

Das Einzugsgebiet der Dreisam grenzt im Westen an die Hauptverwerfung des Oberrheingrabens und wird von der Randverwerfung des Bonndorfer Grabens in West-Ost-Richtung durchzogen (Villinger, 1999). Im Norden des Einzugsgebiets befinden sich die Hochmulden und -flächen des danubischen Relieftyps des Schwarzwalds, während im südlichen Teil des Einzugsgebiets die stark reliefierten und tief eingeschnittenen Täler des eiszeitlich geprägten Formenschatzes überwiegen (Hädrich und Stahr, 2001; Kleinhans, 2000).

Das Einzugsgebiet befindet sich im kristallinen Grundgebirge des Südschwarzwalds, wo Gneise verschiedenster Genese und Ausprägung, Anatexite und Granite aus präkambrischen Sedimenten überwiegend den Untergrund bilden (Hädrich und Stahr, 2001; Uhlenbrook, 1999). Die schwachen Durchlässigkeiten des Grundgebirges von etwa $10^{-7}\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ beruhen auf Wassertransport durch die Gesteinsmatrix bzw. entlang von Diskontinuitäten des Gesteins (Kleinhans, 2000). Dieser Teil der Abflussbildung wird dem Basisabfluss zugeordnet (Tilch et al., 2002). Der felsige Untergrund des Grundgebirges wird von pleistozänen Hangschutt- und Verwitterungsdecken sowie von Moränenmaterial überdeckt, welche eine gewisse Speicherwirkung übernehmen. Die Durchlässigkeit dieser Hangschuttaquifere liegt generell höher, schwankt jedoch aufgrund der unterschiedlichen Korngrößenzusammensetzungen (Kleinhans, 2000). Daher kommt es hier überwiegend zu oberflächennaher, schneller Abflussbildung (Tilch et al., 2002).

Die Talauen des Einzugsgebiets sind dabei von würmeiszeitlichen, fluvioglazialen Schottern bedeckt, welche von Gletschern aufgeschüttet wurden. Diese bilden im Zartner Becken eine 30–50 m mächtige Lockersedimentschicht, welche durch die starken Durchlässigkeiten von ca. $10^{-3}\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ einen mächtigen Grundwasserspeicher für die Stadt Freiburg bildet. Der Aquifer des Zartner Beckens wird in eine „obere Terrasse“, welche zweischichtig aus Lehm über Kies aufgebaut ist, und eine „untere Terrasse“, der die Lehmschicht überwiegend fehlt, untergliedert. Dieser Grundwasserspeicher profitiert – bedingt durch die großen Durchlässigkeiten – von den Vorflutern im Zartner Becken, die zur Grundwasserneubildung beitragen (Hädrich und Stahr, 2001; Huxol, 2007; Kleinhans, 2000).

Die Grundwasserflurabstände im Zartner Becken nehmen aufgrund des schmaler werdenden Talquerschnitts und des aufsteigenden Grundgebirges von Ost nach West ab (Kleinhans, 2000) und betragen bezogen auf die Zeiträume 1987–1989 und 1971–1986 im langjährigen Mittel 3–30 m (Villinger, 1999). Im Bereich der Freiburger Altstadt, wo im Untergrund der Mündungsschwemmkegel beginnt, beträgt der Grundwasserflurabstand dagegen wieder 10–20 m

und nimmt gegen Osten wieder kontinuierlich ab, bis er im Bereich des Mooswalds nur noch etwa einen Meter beträgt (Villinger, 1999). Der Übergang vom Zartner Becken durch die Engstelle zwischen Schlossberg und Wasserschloss ins Rheintal wird terminologisch als Mündungsschwemmkegel bezeichnet (Villinger, 1999). Dieser entstand durch die hohe Geröllfracht der Dreisam, die übergangslose Verbreiterung des Talquerschnitts nach dem Eintritt ins Rheintal und das abnehmende Gefälle, welches sich von 1 % auf 0,8 % verringerte (Villinger, 1999). Die Abnahme des Grundwasserflurabstands beruht auf der Tatsache, dass der Mündungsschwemmkegel ein stärkeres Gefälle aufweist als die Grundwasseroberfläche (Villinger, 1999). Die bisherige Forschung nennt Werte für den Grundwasserabfluss im Bereich des Pegels Ebnet von durchschnittlich ca. 0,52 $m^3 s^{-1}$ (Kleinhans, 2000) und 0,58 $m^3 s^{-1}$ (Frieg, 1987). Das Ergebnis eines numerischen Grundwasser-Modells ergab für den Zeitraum vom Februar 1987 bis Juni 1988 einen gleichmäßigen unterirdischen Grundwasser-Abstrom von ca. 0,4 $m^3 s^{-1}$ (Ehrminger, 1993). Laut Kleinhans (2000) werden außerdem Grundwasserentnahmen durch das Wasserwerk in Freiburg Ebnet in der Höhe von durchschnittlich 0,39 $m^3 s^{-1}$ aus dem Zartner Becken entnommen (Bold, 2000).

In der Literatur finden sich Angaben zum Grundwasser-Austausch mit der Dreisam. Bei Villinger (1999) heißt es zum Beispiel, dass die Dreisam im Bereich zwischen Oberaubrücke bis zur Schwabentor-/ Greiffeneggbrücke auf beiden Uferseiten ins Grundwasser exfiltriere. Weiter stromabwärts sei dieser Prozess demnach kaum noch zu detektieren. Eine Zunahme der Exfiltration sei ab der Kronenbrücke wieder festzustellen, jedoch ohne größere Ausmaße, so Villinger. Diese in der Größenordnung von einigen Zehner $1 s^{-1}$ (10.08.1992) stattfindende Infiltration führe zu den Ausbuchtungen der Grundwassergleichen, was auch in Abbildung 3.2 (24) sichtbar sei (Villinger, 1999).

3.1.4 Böden

Die Bodenentwicklung im Einzugsgebiet der Dreisam ist so vielfältig wie die unterliegenden Gesteine und Deckschichten (Abb. 3.3, Seite 25). Dabei betrifft die Pedogenese nicht die anstehenden Gesteine, sondern vielmehr die ca. 1–2 m mächtigen aufliegenden Lockersedimentschichten (Hädrich und Stahr, 2001). Die Böden, welche sich hierauf entwickelt haben, lassen sich nach Hädrich und Stahr (2001) in vier Hauptgruppen unterteilen, welche auf der Höhenzonierung aufbauen (Uhlenbrook, 1999).

Auf der untersten Höhenstufe im Zartner Becken haben sich auf den Schotterterrassen Braunerden und Parabraunerden ausgebildet, die typische Wasserspeicherleistungen von 120–160 mm bis 1 m Tiefe aufweisen. Im Bereich von Kirchzarten haben sich auf der oberen Terrasse vorwiegend Böden vom Typ Braunerde-Parabraunerde ausgebildet. Auf der unteren Terrasse, die sich im

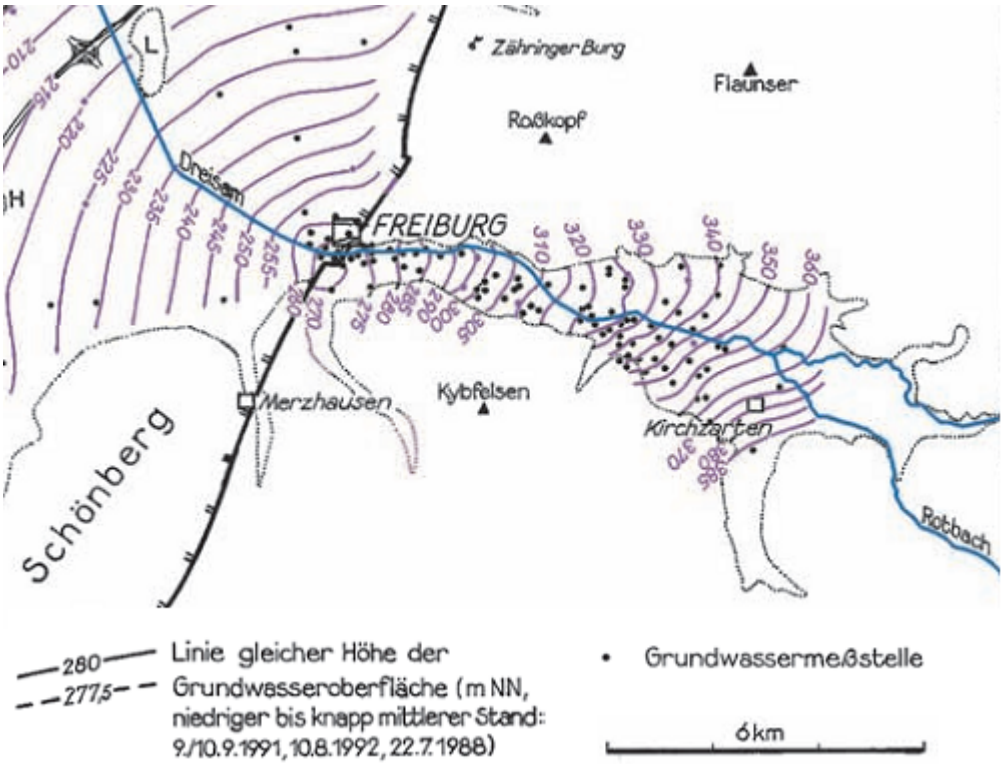
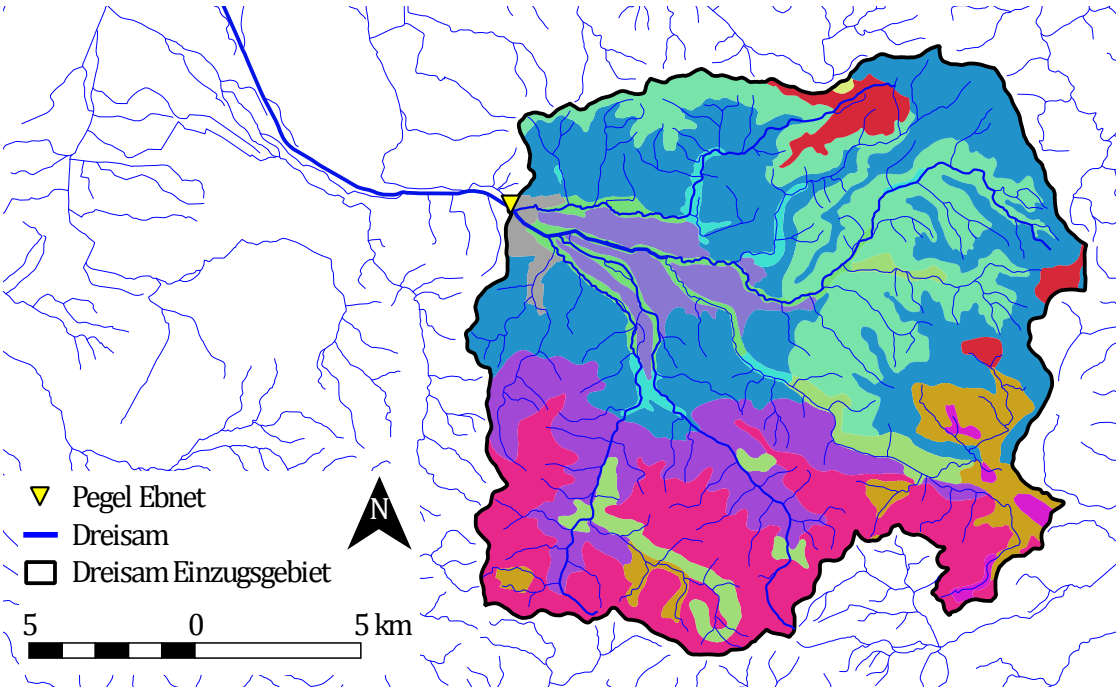


ABBILDUNG 3.2: Grundwassergleichenkarte des Zartner Beckens und des Freiburger Stadtgebiets mit niedrigem bis knapp mittlerem Stand. Konstruiert aus Pegelmessungen der Stichtage 22.07.1988, 09./10.09.1991 und 10.08.1992. Verändert nach Villinger (1999).

Westen Richtung Ebnet anschließt, überwiegt die Norm-Braunerde. Auf sandig-kiesigen Sedimenten in Auenbereichen größerer Zuflüsse konnten sich Gleye und Oxigleye ausprägen, während sich in Auenbereichen der kleineren Zuflüsse (überwiegend der von Norden zufließenden Bäche) Auengleye und Norm-Vegen ausgebildet haben.

Die daran anschließende submontane Hangfußzone bis ca. 500/600 m zeigt ebenfalls Wasserspeicherleistungen von ca. 120–160 mm bis 1 m Tiefe und wird von Norm-Braunerden und je nach Stadium der Tonverlagerung von Parbraunerde-Braunerden bzw. Braunerde-Parabraunerden dominiert. Während Syroseme und Ranker an Erosionsstandorten auftreten, finden sich in Hangfußbereichen Pseudogleye und Gleye. Auenböden haben sich dagegen angrenzend an Bäche entwickelt.

Die darüberliegende montane Höhenstufe von etwa 500/600 m bis 900 m Höhe ist vorwiegend von gut durchlüfteten Braunerden geprägt. Trotz feuchtkaltem Klima dominiert die Humusform Mull. Bei gehemmtem Streuabbau, was teilweise unter reinem Nadelwald vorkommen kann, kommt es zu Moder- oder Rohhumusauflagen. Hydromorphe Böden wie Pseudogleye oder Gleye kommen bei Quellaustritten oder oberflächennahen dichten Basisfolgen vor,



Bodentypen

- Auengley bis Brauner Auenboden aus Auensand und -lehm über Kies
- Brauner Auenboden und Auengley-Brauner Auenboden aus Auensand und -lehm über Kies
- Braunerde aus lehmig-schlufigen Deckschichten über Kies
- Braunerde aus sandig-lehmigen Fließerden und Schuttdecken
- Braunerde und podsolige Braunerde aus grusig-lehmigen Fließerden über Schutt/Gesteinszersatz
- Braunerde, Regosol und Ranker aus Hangschutt und Kristallingestein
- Braunerde, stellenweise humos, aus sandig-lehmigen Fließerden und Schuttdecken/Geschiebelehm
- Braunerde, stellenweise humos, aus sandig-lehmigen Schuttdecken
- Braunerde, stellenweise podsolig oder humos, aus sandig-lehmigen Schuttdecken
- Braunerde, stellenweise podsolig, aus sandig-lehmigen Schuttdecken
- Humose Braunerde bis Podsol aus steinig-sandigen Moränenmaterial sowie Moor
- Nieder- und Hochmoor
- Ortslagen, i. allg. größer als 8 km^2, mit überbauten und stark veränderten Böden

ABBILDUNG 3.3: Die verschiedenen Bodentypen im Einzugsgebiet der Dreisam (Quelle: WaBoA).

während sich an Unterhängen auch Kolluvisole gebildet haben.

In der montanen bis hochmontanen Höhenstufe von 900 m Höhe bis zum Feldberggipfel (1493 m ü. NN), einem ehemaligen Gletschergebiet, finden sich vorwiegend (Mull-) Braunerden. Diese spezielle Mullbraunerde ist charakteristisch für den Südschwarzwald und kann nur durch die Existenz des großen badischen Regenwurms *Lumbricus badensis* entstehen, der bis zu 2,5 m tief gräbt, offenbar jegliche Streu abbauen kann und die spezifische Humusauflage von mindestens 40 cm Mächtigkeit bildet. Ansonsten kann es entweder durch die großflächige Ablagerung von Geschiebelehm zur (Hang-) Vergleyung kommen, oder zur Podsolierung auf sandigen Endmoränen oder Terrassenablagerungen.

3.1.5 Landnutzung

Auf der Grundlage der CORINE-Erhebung (*Coordination of Information on the Environment*) der Landnutzung in Deutschland aus dem Jahr 2006, welche im Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (2015) vorliegt, wurde eine GIS-Analyse des Einzugsgebiets vorgenommen. Die Landnutzung im Einzugsgebiet der Dreisam ist dominiert von bewaldeten Flächen, welche ca. 61 % der Gesamtfläche einnehmen. Davon sind ca. 69 % Nadelwälder, 30,5 % Mischwälder und ca. 0,5 % Laubwälder. Rund 35 % der Gesamtfläche des Einzugsgebiets bestehen aus Grün- und Ackerland, knapp 3 % werden von Industrie-, Siedlungs- und Verkehrsflächen eingenommen und knapp ein Prozent besteht aus komplexen Parzellenstrukturen. Letztere bedeuten laut CORINE Nomenklatur „ein Nebeneinander kleiner Parzellen unterschiedlicher Prägung: verschiedene einjährige Kulturen, Weideland und Dauerkulturen“ (siehe Abb. 3.4, Seite 27).

3.1.6 Hydrologie

Das Einzugsgebiet der Dreisam gehört zum weitverzweigten dendritischen (verästelten) Entwässerungssystem des Südschwarzwalds. Dieses ist gekennzeichnet von einer hohen Gewässernetzdichte, die einen für kristallines Grundgestein typischen Wert von 2 km km^{-2} aufweist (Huxol, 2007). Die geringe Speicherfähigkeit des Einzugsgebiets – abgesehen vom Grundwasserspeicher im Zartner Becken – zeigt sich an den großen Unterschieden zwischen MQ und MHQ (Uhlenbrook, 1999). Die gewässerkundlichen Hauptzahlen der Dreisam am Pegel Ebnet sind in Tabelle 3.1, Seite 27 dargestellt (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, 2009).

Das Abflussregime der Dreisam wird anhand des Pardé-Koeffizienten beschrieben, der aus dem Quotienten des langjährigen mittleren Monatsabflusses und des langjährigen mittleren Jahresabflusses berechnet wird. Das Abflussregime der Dreisam zeigt ein ausgeprägtes nivo-pluviales Regime, das aufgrund

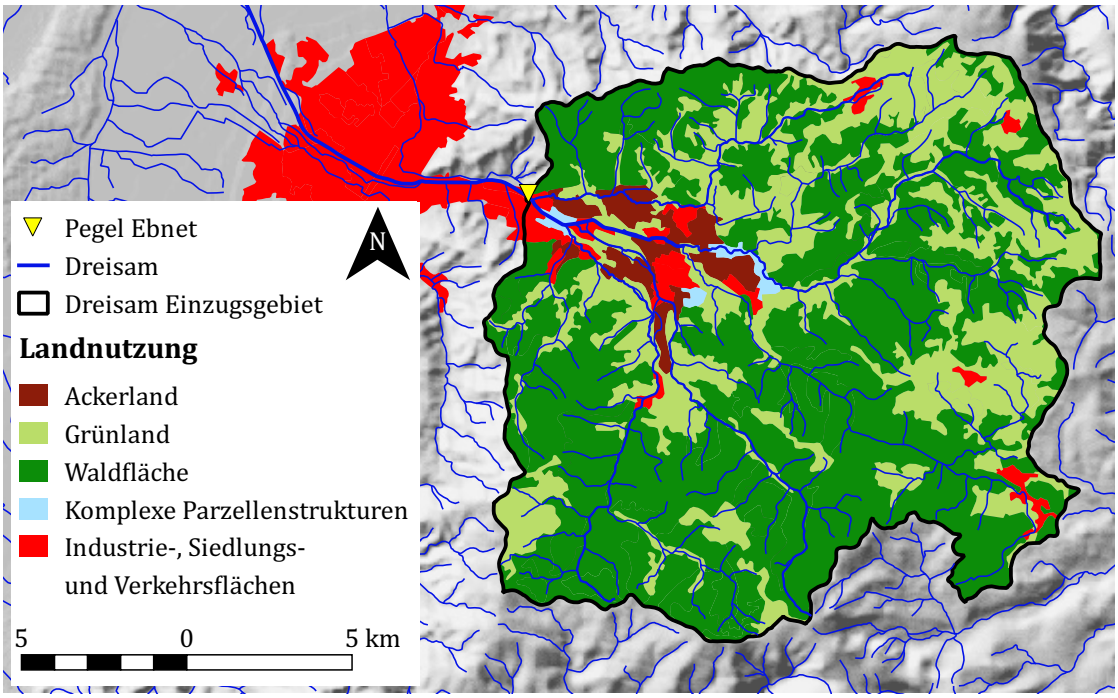


ABBILDUNG 3.4: Die verschiedenen Landnutzungsformen im Einzugsgebiet der Dreisam (Quelle: WaBoA)

der Schneeschmelze im Hochschwarzwald sein Abflussmaximum im März erreicht (siehe Abb. 3.5, Seite 28). In den Frühjahrs- und Sommermonaten fällt der Pardé-Koeffizient stark ab, was auf die erhöhte Evapotranspiration der Vegetation bzw. Land- und Wasseroberflächen zurückzuführen ist. Ab September steigt der Pardé-Koeffizient wieder an, was an der nachlassenden Verdunstung liegt. In den Wintermonaten kommt es, durch phasenweisen Zustrom warmer Luftmassen (siehe Abschnitt 3.1.2, Seite 19) und durch die sog. *Rain on Snow Events* zu hohen Abflüssen zudem häufig zu großen Hochwassern (Kleinhans, 2000; Uhlenbrook, 1999).

TABELLE 3.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Dreisam am Pegel Ebnet auf Basis der hydrologischen Jahre 1941–2009 (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, 2009).

	$\mathbf{m^3\,s^{-1}}$
NNQ	0,017
MNQ	0,5
MQ	5,6
MHQ	57,7
HQ_5	70,7
HHQ	202

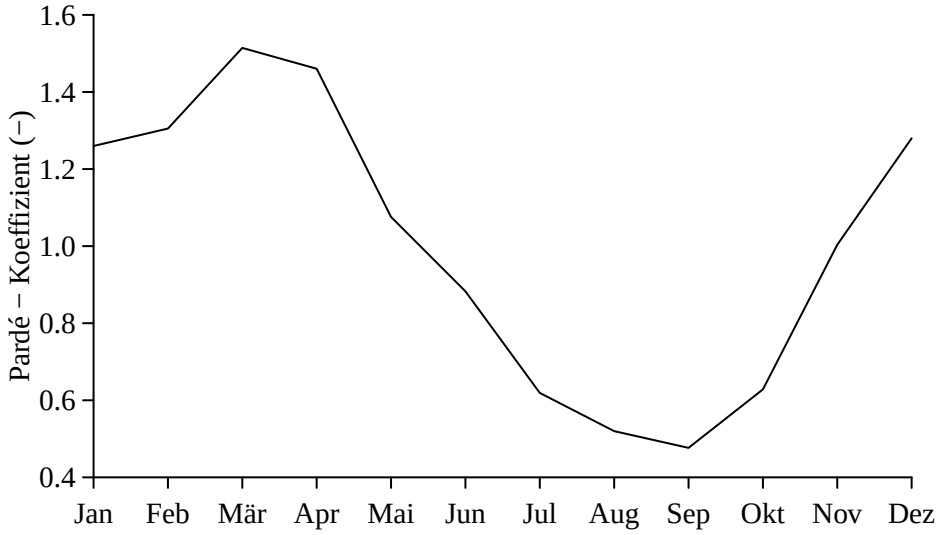


ABBILDUNG 3.5: Das Abflussregime der Dreisam anhand der Pardé-Koeffizienten, berechnet auf Grundlage der Jahre 1941–2009.

3.1.7 Untersuchter Gewässerabschnitt

Der untersuchte Flussabschnitt der Dreisam reicht von der Messstelle D_1, etwa 1,5 km stromabwärts vom Pegel Ebnet bis zum Stadtteil Lehen in Freiburgs Nordwesten (Messstelle D_3) und hat eine Länge von 6,7 km (siehe Abb. 3.6). In diesem Bereich ist der Flusslauf weitgehend begradigt und der Fluss verläuft in einem Doppeltrapezprofil, dessen obere Flanken von Hochwasserdämmen gebildet werden. Die Sohle ist durch Querbauwerke verbaut und die Gewässerstrukturgüte erreicht aufgrund der anthropogenen Einflüsse nur schlechte Werte (Rieser, 2002).

Auf der Fließstrecke des untersuchten Abschnitts der Dreisam befinden sich zahlreiche Zu- und Ableitungen ins bzw. vom Gewässer, wobei nur die mengenmäßig relevanten aufgezeichnet wurden. Etwa 400 m flussabwärts der Messstelle D_1 befindet sich die Zuleitung des Hirzbergbachs (Messstelle Z_1). Die Zuleitung Z_2 fließt kurz vor der Schwabentorbrücke, ca. 1,9 km stromabwärts von der Messstelle D_1, in die Dreisam und kommt durch das Überlaufbauwerk des Gewerbekanals im Bereich der Fußgängerbrücke beim Schwabentor zustande. Etwa 2 km flussabwärts von Messstelle D_1 befindet sich auf Höhe der Schwabentorbrücke die Ableitung A_1, die den Kronenmühlebach speist. Etwa bei Kilometer 3,35, von Messstelle D_1 gemessen, kommt die Zuleitung Z_3 in die Dreisam, welche aus einer teilweisen Ableitung des Gewerbekanals besteht. Etwa 4,1 km ab Messstelle D_1 mündet die Zuleitung Z_4 in die Dreisam, eine teilweise Rückleitung des Kronenmühlebachs. Diese konnte nicht quantifiziert werden, sondern beruht auf einem prozentualen Schätzwert des Abflusses an

der Messstelle D_1. Da für diesen Zufluss keine Wassertemperatur aufgezeichnet wurde und sich der Schätzwert auf lediglich $20\,\mathrm{l\,s^{-1}}$ belief, geht der Zufluss Z_4 nicht in die Mischungsrechnung des Modells ein. Der letzte gemessene Zufluss (Z_5) befindet sich knapp 6 km von Messstelle D_1 entfernt und kommt aus einem Entlastungsbauwerk, das aus der Mischwasserkanalisation im Hochwasserfall in die Dreisam entwässert. Eine detaillierte Beschreibung der Zu- und Ableitungen sowie der örtlichen Gegebenheiten findet sich in Schweizer (2014).

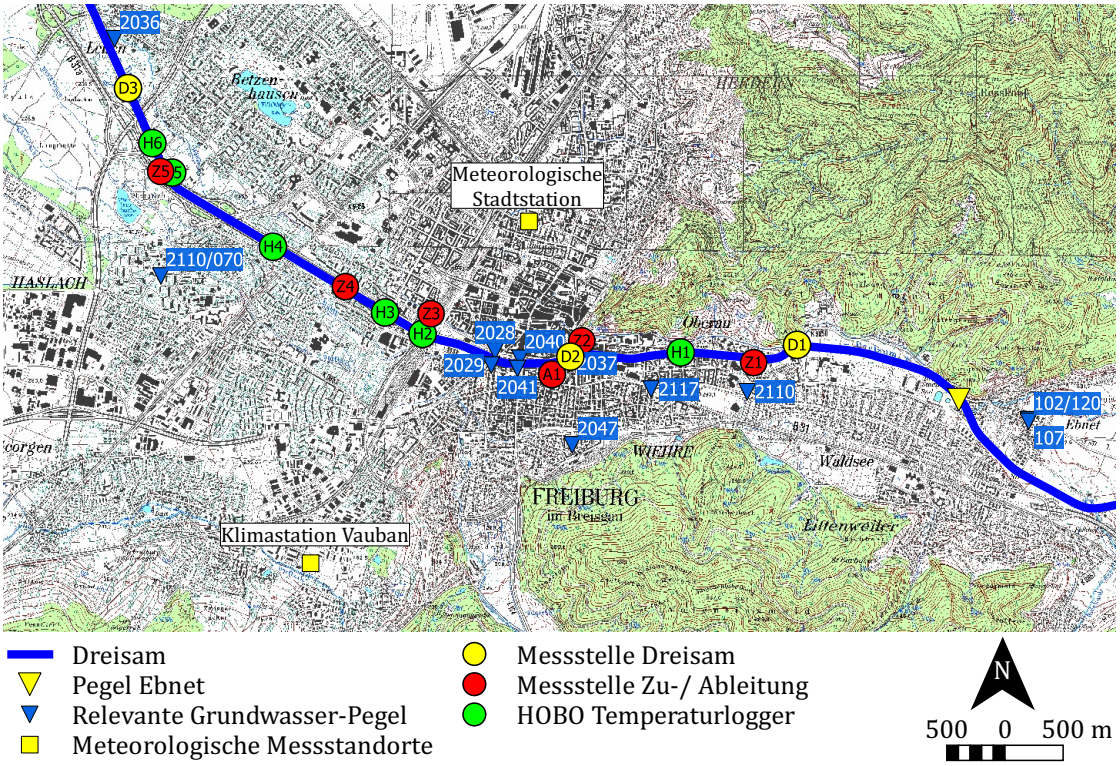


ABBILDUNG 3.6: Die Positionen der Messstellen im untersuchten Gewässerabschnitt sowie die Lage des Pegels Ebnet, der relevanten Grundwasser-Pegel sowie der meteorologischen Messstellen.

3.2 Datengrundlage

Im Folgenden wird die Datengrundlage beschrieben, gefolgt von der Beschreibung der Qualität der Daten in Abschnitt 3.2.6. Die zur Verfügung stehenden Daten umfassen Zeiträume unterschiedlicher Länge, in der vorliegenden Arbeit wurde der Zeitraum vom 05.08.2013 bis zum 05.09.2013 betrachtet (siehe Abschnitt 3.2.7, Seite 32). In Abbildung 3.6, auf Seite 29, ist die Lage der Messstellen, Klimastationen und Grundwasserpegel im Untersuchungsgebiet zu sehen.

3.2.1 Wasserstands- und Abflussdaten

Wasserstandsdaten wurden im Zuge einer vorausgegangen Masterarbeit an drei Messstellen (D_1, D_2, D_3) entlang der Dreisam erhoben (Schweizer, 2014). Außerdem wurden fünf Zuflüsse und eine Ableitung aus dem Gewässer mit Drucksonden ausgestattet, um den Wasserstand aufzuzeichnen. Es wurden 10-Minuten-Mittelwerte erhalten, die vom 13.07.2013 bis zum 04.10.2013 aufgenommen wurden. Im Zuge dieser Messkampagne wurden PQ-Beziehungen erstellt und für einen Teilzeitraum vom 05.08.2013 bis 05.09.2013 Abflussdaten erzeugt.

3.2.2 Gewässertemperaturdaten

Daten der Gewässertemperatur der Dreisam und ihrer Zu- und Ableitungen wurden ebenfalls von Schweizer (2014) im Rahmen seiner Abschlussarbeit an insgesamt neun Messstellen (D_1–D_3, H_1–H_6) entlang der Dreisam aufgezeichnet. Diese Daten decken den Zeitraum vom 13.07.2013 bis zum 06.10.2013 ab, ihre Auflösung wurde zu 10-Minuten-Mittelwerten aggregiert.

3.2.3 Meteorologische Daten

Ein meteorologischer Datensatz wurde von der Professur für Hydrologie bereitgestellt und umfasst den Zeitraum vom 28.06.2013 bis zum 06.10.2013. Es wurden folgende Parameter in minütlicher Auflösung zur Verfügung gestellt: Niederschlag, Lufttemperatur, Relative Luftfeuchte, Windrichtung, Windgeschwindigkeit und kurzwellige Globalstrahlung. Diese Parameter stammen von der klimatologischen Dachstation der Professur für Hydrologie im Stadtteil Vauban in Freiburgs Süden. Diese befindet sich auf einem ca. 20 m hohen Gebäudedach (280 m ü. NN) und liegt zwischen 2,2 km (Lotrechte zur Dreisam) bis 4,6 km (Entfernung zu Messstelle D_1) Luftlinie entfernt vom untersuchten Flussabschnitt.

Da dieser Datensatz in minütlicher Auflösung vorlag, wurden die Daten zu 10-Minuten-Mittelwerten aggregiert. Der Niederschlag wurde von einem beheizten R. M. Young-Kippwaagenregenmesser mit 0,1 mm Auflösung aufgenommen. Windgeschwindigkeiten bzw. Windrichtungen wurden von einem WindSonic 2D Ultraschall-Anemometer bzw. Windrichtungsgeber gemessen. Die Globalstrahlung wurde von einem CS300 Apogee SI-Fotodioden-Pyranometer erfasst. Lufttemperatur und relative Luftfeuchte wurden von einem Campbell Scientific CS215 Feuchte-Temperatursensor gemessen. Als Datenlogger fungierte ein Campbell Scientific CR1000 mit NL120.

Daten des atmosphärischen Drucks sowie der Lufttemperatur wurden für den gesamten Untersuchungszeitraum von der Professur für Umweltmeteorologie in 10-minütiger Auflösung bereitgestellt. Diese Daten stammen von der

meteorologischen Stadtstation der Professur für Umweltmeteorologie, die sich auf dem Dach des Chemiehochhauses (327 m ü. NN) im Institutsviertel befindet, welches etwa 1,2 bis 3,6 km Luftlinie von der Dreisam entfernt ist. Die Lufttemperaturdaten dieser Station dienten zum Vergleich mit den Lufttemperaturdaten der Messstation in der Vauban.

3.2.4 Grundwasserdaten

Die Wassertemperaturen und Pegelhöhen von verschiedenen Grundwassermessstellen entlang des untersuchten Flussabschnitts lagen für den untersuchten Zeitraum als Stundenmittelwerte vor und wurden vom Umweltschutzamt der Stadt Freiburg bereitgestellt. Die für das Gewässertemperatur-Modell relevanten Pegel sind in Abb. 3.6, Seite 29 dargestellt.

3.2.5 GIS Daten

Als Basis für Kartendarstellungen dienten die TK 25, welche vom Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung (LGL Baden-Württemberg, o.D.) stammen. Es wurden die Blattschnitte 7912, 7913, 8012 und 8013 verwendet. Weiterhin wurden Shapefiles des WaBoA (Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, 2015) für die Untersuchung des Einzugsgebiets und die Erstellung der Karten verwendet. Ein digitales Geländemodell mit einer Auflösung von 1 x 1 m lag als Rasterdatensatz vor, woraus die Gerinnebreite und das Gefälle der Dreisam extrahiert wurden.

3.2.6 Datenqualität

Die zur Verfügung stehenden Daten wurden auf Fehlwerte geprüft sowie einer optischen Konsistenzprüfung unterzogen. Es wurden zwei fehlerhafte Datenpunkte in der Zeitreihe der Wassertemperaturdaten entdeckt, welche durch lineare Interpolation zwischen dem Wert vor und nach den fehlerhaften Werten korrigiert wurden. Des Weiteren wurden die Abflussdaten der Messstelle D_1 im Zeitraum vom 02.09.2013 14:00:00 bis 03.09.2013 22:00:00 korrigiert, da hier offensichtlich am Sandfang der Fluss durch Badende eingestaut wurde. Die Datenqualität der erhaltenen hydrometrischen Daten kann als gut eingestuft werden, da die Abflussmessungen mit Handmessungen des Wasserstands verifiziert wurden und die PQ-Beziehungen durchgängig ein hohes Gütemaß aufweisen (R^2 zwischen 0.82 und 1). Für die Ableitung (A_1) des Kronenmühlenbachs konnte keine PQ-Beziehung erstellt werden, der Abfluss wurde von Schweizer (2014) auf konstante $0.06\,m^3\,s^{-1}$ festgelegt. Ebenso wurde der Abfluss des Zuleitung Z_4 geschätzt und konstant auf $0{,}02\,m^3\,s^{-1}$ festgelegt. Darüber hinaus konnten keine Fehlwerte, fehlerhafte bzw. unplausible Datenpunkte ermittelt werden.

3.2.7 Untersuchungszeitraum

Da die meisten Messungen für die Bestimmung der PQ-Beziehungen von Schweizer (2014) im August 2013 aufgenommen wurden, werden die Abflussdaten nur für den Zeitraum vom 05.08.2013 bis zu 05.09.2013 als valide angesehen. Daher beschränkt sich die Modellierung auf Niedrigwasserphasen während dieses Zeitraums. Der gesamte Untersuchungszeitraum ist in Abbildung 3.7 dargestellt, die modellierten Niedrigwasserphasen sind darin grau hinterlegt. In den Tabellen 4.1 und 4.2 im Ergebnisteil finden sich für den influenten Abschnitt auf Seite 46 und für den effluenten Abschnitt auf Seite 50 die Zeiträume und Modellkonfigurationen.

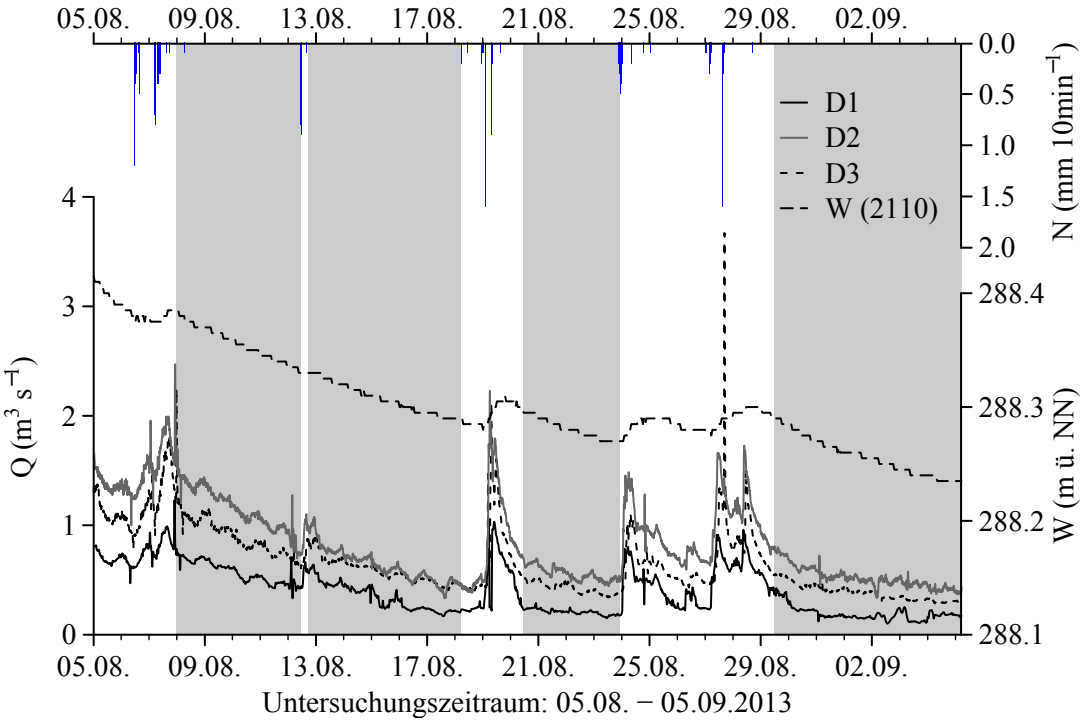


ABBILDUNG 3.7: Die Niederschlagssummen und Abflussdaten der drei Abflussmessstellen D_1, D_2 und D_3 während des untersuchten Zeitraums sowie der Grundwasserstand des Pegels 2110-120 bei der Musikhochschule.

3.3 Gewässertemperatur Modell

Das vorliegende Gewässertemperatur-Modell berechnet für eine definierte Fließstrecke anhand der oberstromigen gemessenen Gewässertemperatur die Wassertemperatur der Fließstrecke. Alle Größen, welche eine Änderung der Gewässertemperatur bewirken, werden im Modell berücksichtigt. Das sind zum einen die Komponenten der Energiebilanz, welche durch die solare Einstrahlung gesteuert werden, und zum anderen alle Zu- und Abflüsse ins Gewässer mit

ihren jeweiligen Wassertemperaturen und Abflussmengen. Letztere beinhalten die oberirdischen Zu- und Abflüsse auf der Länge der untersuchten Fließstrecke als auch das unterirdisch zu- oder abströmende Grundwasser, die in der Mischungsrechnung integriert werden. Abbildung 3.8, zeigt eine vereinfachte Modellskizze und Tabelle 3.2 (Seite 35) eine Übersicht aller Daten, welche als Input in das Modell eingehen.

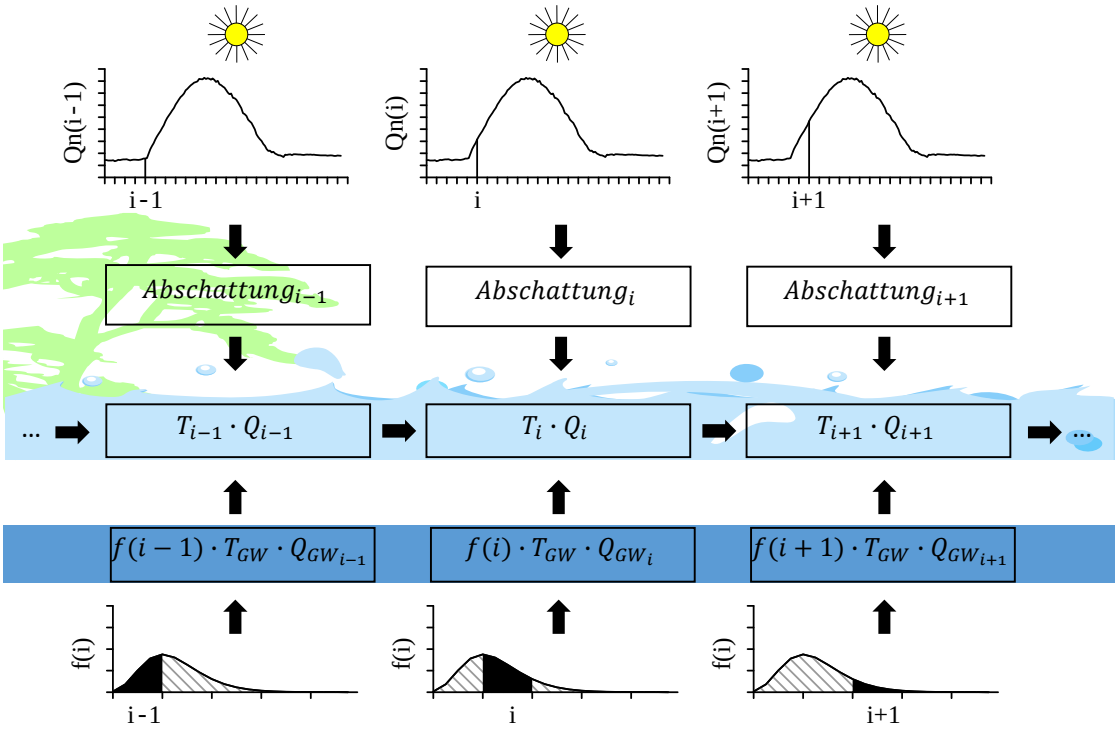


ABBILDUNG 3.8: Die schematische Skizze des programmierten Gewässertemperatur-Modells.

3.3.1 Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser

Mittels einer einfachen Abflussbilanzierung konnte die Menge des zu- bzw. abströmenden Grundwassers ermittelt werden. Dazu wurde vom gemessenen Abfluss an der jeweiligen unterstromigen Messstelle der Abfluss der oberstromigen Messstelle abgezogen und die oberirdischen Zu- und Ableitungen, welche auf der betrachteten Fließstrecke lagen, hinzuaddiert, respektive abgezogen.

3.3.1.1 Die Gamma-Verteilung

Da aus der netto bilanzierten Grundwassermenge nicht hervorgeht, wo die Zu- bzw. Abflüsse von Grundwasser stattfinden, wurde eine räumliche Verteilung des Grundwasserzustroms mittels einer Verteilungsfunktion angenommen. Für

die Modellierung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser wurde die zweiparametrige Gamma-Verteilung gewählt, da ihre Dichtefunktion sehr flexibel und anpassungsfähig ist (Hedderich und Sachs, 2016). Diese wird durch den Formparameter k (shape) und den Skalenparameter λ (scale) bestimmt. Die Dichtefunktion der Gamma-Verteilung ist gültig für $x > 0$, $\lambda > 0$ und $k > 0$ und lautet:

$$f(x) = \frac{\lambda^k}{\Gamma(k)} x^{k-1} e^{-\lambda x} \tag{3.1}$$

Die Standard-Gamma-Verteilung mit k=10 und $\lambda = 1$ ähnelt einer Glockenkurve. In Abbildung 3.9 sind Gamma-Verteilungen für verschiedene Parameterkombinationen zur Veranschaulichung der Flexibilität ihrer Dichtefunktion dargestellt.

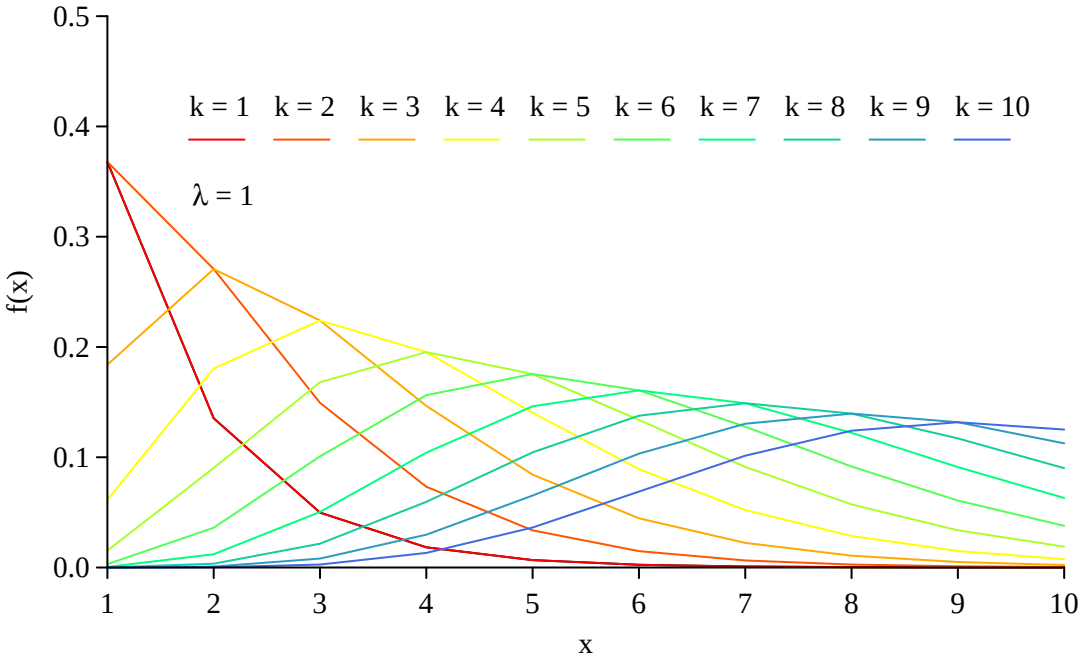


ABBILDUNG 3.9: Dichtefunktionen der Gamma-Verteilung für verschiedene Parameterkombinationen.

3.3.2 Berechnung der Fließgeschwindigkeiten und Verweilzeiten

Die Fließgeschwindigkeiten zwischen Messstelle D_1 und Messstelle D_2, respektive Messstelle D_2 und Messstelle D_3, wurden anhand kleiner Abflussereignisse berechnet. Die Abflussereignisse wurden in der vorliegenden Zeitreihe optisch ermittelt. Über die zeitliche Verzögerung des Peaks konnte somit die Zeitdifferenz bestimmt werden, welche die Abflusswelle von der Messstelle D_1 zur Messstelle D_2, bzw. von der Messstelle D_2 zur Messstelle D_3, benötigte. Da

die Abstände zwischen den Messstellen bekannt sind, konnte so die Fließgeschwindigkeit ermittelt werden. Zur ermittelten Fließgeschwindigkeit wurde der jeweilige Abfluss notiert, welcher am unterstromigen Punkt der Abflussmessung gemessen wurde. Aus dem notierten Abfluss und den ermittelten Fließgeschwindigkeiten wurde nach Tetzlaff et al. (2005) eine lineare Funktion erstellt, welche die Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit des Abflusses angibt.

Des Weiteren sind Fließgeschwindigkeiten im Zuge der Messkampagne von Schweizer (2014) im Sommer 2013 erhoben worden, welche ebenfalls vorlagen. Im Folgenden wird erläutert, wie die Strahlungs- bzw. Energiebilanz für das Gewässer aufgestellt und das Modell programmiert wurde.

TABELLE 3.2: Übersicht aller Input-Daten für das Gewässertemperatur-Modell. M=Messwert, B=Berechnungsergebnis, L=Literaturwert

Variable	**Abkürzung**	**M**	**B**	**L**
Abfluss (D_1, D_2, D_3)	Q	x		
Abschattung	A	x		
Globalstrahlung	R_G	x		
Luftdruck	P	x		
Lufttemperatur	T_a	x		
Gerinnebreite	W	x		
Gewässertemperatur	T_w	x		
Grundwasserstand	W	x		
Grundwassertemperatur	T_{GW}	x		
Relative Luftfeuchte	RH	x		
Windgeschwindigkeit	U	x		
Bowen-Verhältnis	B_r		x	
Dampfdruck der Luft	E_a		x	
Fühlbarer Wärmestrom	Q_h		x	
Grundwasserfluss	Q_{GW}		x	
Kurzwellige Strahlung an der Wasseroberfläche	K		x	
Kurzwellige Strahlungsbilanz	K^*		x	
Kurzwellige Strahlung am Gerinnebett	K_B		x	
Kurzwellige Reflexstrahlung am Gerinnebett	$K_{B_{Reflex}}$		x	
Kurzwellige Reflexstrahlung	K_{Reflex}		x	
Langwellige Strahlung an der Wasseroberfläche	L		x	
Langwellige Strahlungsbilanz	L^*		x	
Langwellige Reflexstrahlung	L_{Reflex}		x	
Latenter Wärmestrom	Q_e		x	
Netto Energiebilanz	Q_n		x	
Netto Strahlungsbilanz	Q^*		x	
Reibungsenergie	Q_f		x	
Sättigungsdampfdruck bei Wassertemperatur	E_w		x	
Wärmeleitung am Gerinnebett	Q_{cd}		x	
Albedo der Wasseroberfläche	α_W			x
Albedo des Gerinnebetts	α_G			x
Emmissivität	ε		x	x
Stefan-Boltzmann-Konstante	σ			x

3.3.3 Aufstellen der Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz wurde basierend auf den Veröffentlichungen von Evans et al. (1998), Garner et al. (2014), Webb und Zhang (1997) und Westhoff et al. (2007) aufgestellt. Die Nettostrahlung setzt sich zusammen aus der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz:

$$Q^* = K^* + L^* \tag{3.2}$$

dabei ist Q^* die Nettostrahlung, K^* die kurzwellige Nettostrahlung und L^* die langwellige Nettostrahlung.

Die kurzwellige Nettostrahlung an der Wasseroberfläche K^* setzt sich zusammen aus der kurzwelligen Strahlung K, welche an der Grenzfläche ankommt, der kurzwelligen Reflexstrahlung K_{Reflex}, der kurzwelligen Strahlung K_B, welche am Gerinnebett ankommt und der kurzwelligen Reflexstrahlung vom Gerinnebett K_{B_Reflex}:

$$K^* = K - K_{Reflex} + K_B - K_{B_{Reflex}} \tag{3.3}$$

Die kurzwellige Strahlung an der Wasseroberfläche K wird anhand der Albedo der Wasseroberfläche α_W und der eintreffenden Globalstrahlung R_G wie folgt berechnet:

$$K = (1 - \alpha_W) \cdot R_G \tag{3.4}$$

Die kurzwellige Reflexstrahlung an der Wasseroberfläche K_{Reflex} ergibt sich aus der Albedo der Wasseroberfläche α_W und der eintreffenden Globalstrahlung R_G wie folgt:

$$K_{Reflex} = \alpha_W \cdot R_G \tag{3.5}$$

Die kurzwellige Strahlung am Gerinnebett (K_B) wird anhand der Albedo der Wasseroberfläche α_W, der Albedo des Gerinnebetts α_G und der eintreffenden Globalstrahlung R_G berechnet:

$$K_B = (1 - \alpha_G) \cdot \alpha_W \cdot R_G \tag{3.6}$$

Die kurzwellige Reflexstrahlung am Gerinnebett $K_{B_{Reflex}}$ ergibt sich aus der Albedo des Gerinnebetts α_G, der Albedo der Wasseroberfläche α_W und der eintreffenden Globalstrahlung R_G:

$$K_{B_{Reflex}} = \alpha_G \cdot \alpha_W \cdot R_G \tag{3.7}$$

Die langwellige Strahlungsbilanz setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen: langwellige Ausstrahlung der Wasseroberfläche, langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre und langwellige Gegenstrahlung der Ufervegetation.

Mangels Messdaten der langwelligen Strahlung werden die genannten Komponenten mittels des Stefan-Boltzmann-Gesetzes bestimmt:

$$L = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \tag{3.8}$$

Darin ist L die langwellige Strahlung, ε die Emissivität der Oberfläche des ausstrahlenden Körpers, σ die Stefan-Boltzmann-Konstante (5.67·10^{-8} W m^{-2} K^{-4}) und T die Temperatur des ausstrahlenden Körpers (K). Die Emissivität der Wasseroberfläche wurde mit einem Wert von ε_{Wasser} = *0.97* angenommen (Evans et al., 1998), die Emissivität der Atmosphäre wurde nach einer empirischen Formel von Brutsaert (2005) berechnet:

$$\varepsilon_{At} = a \cdot \left(\frac{E_a}{T_a}\right)^b \tag{3.9}$$

Dabei sind a = *1.24* und $b = \frac{1}{7}$ empirisch ermittelte Konstanten, T_a ist die Lufttemperatur (K) und E_a ist der Dampfdruck der Luft (hPa), der wie folgt bestimmt wurde:

$$E_a = \frac{RH}{100} \cdot E_w \tag{3.10}$$

Darin ist RH die relative Luftfeuchtigkeit und E_w der Sättigungsdampfdruck bei Wassertemperatur, der mittels Magnus-Formel folgendermaßen berechnet wird:

$$E_w = 6,112 \cdot e^{\frac{17,62 \cdot T_w}{T_w + 243,12}} \tag{3.11}$$

3.3.4 Berechnung der Energiebilanz

Die Energiebilanz eines Oberflächengewässers setzt sich zusammen aus den Energieumsätzen an seinen Grenzflächen. Das ist zum einen die Wasseroberfläche, wo die Globalstrahlung eintrifft, zum anderen das Gerinnebett, wo Wärmeleitung stattfindet. Außerdem müssen Zuflüsse in das Gewässer bzw. Abflüsse aus dem Gewässer berücksichtigt werden, die eine Temperaturänderung des Wasserkörpers bewirken können. Die Energiebilanz (in W m^{-2}) wird daher wie folgt berechnet:

$$Q_n = Q^* + Q_e + Q_h + Q_f + Q_{cd} + Q_p \tag{3.12}$$

Wobei Q_n die Netto-Energie ist, welche zur Verfügung steht um einen Gewässerabschnitt zu kühlen oder zu wärmen, Q^* ist die Energie der Netto-Strahlungsbilanz, Q_e ist der latente Wärmestrom, Q_h der fühlbare Wärmestrom, Q_f die Energie, welche durch Reibung entsteht, Q_{cd} die Wärmeleitung am Gerinnebett und Q_p die Energie welche durch die Temperatur von Niederschlag ins Gewässer eingetragen wird. Q_p wird im Folgenden allerdings vernachlässigt, da nur Niedrigwasserperioden ohne nennenswerte Niederschlagsereignisse betrachtet werden (siehe Abb. 3.7, Seite 32).

Der latente Wärmestrom Q_e wird anhand der Windgeschwindigkeit U (m s^{-1}) und der Differenz zwischen dem Dampfdruck der Luft E_a (kPa) und des Sättigungsdampfdrucks bei Wassertemperatur E_w (kPa) mit einer empirischen Formel nach Webb und Zhang (1997) berechnet:

$$Q_h = 285.9 \cdot (0.132 + 0.143 \cdot U) \cdot (E_a - E_w) \tag{3.13}$$

Der fühlbare Wärmestrom Q_h ergibt sich aus dem Produkt der Bowen-Ratio B_r (Bowen, 1926) und dem latenten Wärmestrom Q_e:

$$Q_h = B_r \cdot Q_e \tag{3.14}$$

Dabei wurde die Bowen-Ratio anhand des Luftdrucks P (hPA), der Wassertemperatur T_w (°C), der Lufttemperatur T_a (°C), des Dampfdrucks der Luft E_a (kPA) und des Sättigungsdampfdrucks bei Wassertemperatur E_w (kPA) folgendermaßen berechnet (Bowen, 1926):

$$B_r = 0.61 \cdot 10^{-3} \cdot P \cdot \frac{T_w - T_a}{E_a - E_w} \tag{3.15}$$

Die Energie Q_f, welche durch Reibung entsteht, wird nach Theurer et al. (1984) mittels des Gefälles S, des Abflusses Q (m^3 s^{-1}) und der Breite des Gerinnes W (m) berechnet:

$$Q_f = 9805 \cdot S \cdot \frac{Q}{W} \tag{3.16}$$

Die Wärmeleitung am Gerinnebett Q_{cd} wird mit dem Fourierschen Gesetz nach Moore et al. (2005) anhand der Wärmeleitfähigkeit des Gerinnebetts k_c (W m^{-1} °C^{-1}) und dem Temperaturgradienten zwischen der Temperatur des Gerinnebetts und der Wassertemperatur $\delta\, T / \delta\, z$ (°C m^{-1}) berechnet:

$$Q_{cd} = k_c \cdot \frac{\delta T}{\delta z} \tag{3.17}$$

Energieeinträge durch die Reibung des Wassers am Gewässerbett werden von Garner et al. (2015) als vernachlässigbar gering angesehen, in der vorliegenden Arbeit werden sie dennoch berücksichtigt, um ein möglichst genaues Abbild der Wirklichkeit zu schaffen. Energieflüsse, die Energie ins Gewässer eintragen, werden mit positivem Vorzeichen dargestellt, Energieverluste des Gewässers mit negativem.

3.3.5 Abschattung des Gewässers

Um die Beschattung des jeweiligen Gewässerabschnitts mit einzubeziehen, wurde ein GIS-Layer des WaBoA verwendet, der die Abschattung der baden-württembergischen Gewässer in Prozent angibt. Der Energieeintrag durch die

kurzwelligen Strahlungskomponenten ins Gewässer wurde um einen Abschattungsfaktor (A) reduziert, der für den untersuchten Abschnitt der Dreisam zwischen Null (keine Beschattung) und 0,43 (43% der Gewässeroberfläche sind beschattet) liegt. Gleichzeitig ging die Summe aus langwelliger Gegenstrahlung der Vegetation, welche mit dem Abschattungsfaktor multipliziert wurde, in die Energiebilanz mit ein. Dies wurde bei der Berechnung der Temperaturdifferenz (siehe Abschnitt 3.3.7, Seite 39) berücksichtigt.

3.3.6 Räumliche und zeitliche Auflösung

Die Länge der Flusssegmente wurde anhand der Fließgeschwindigkeit, der Länge des untersuchten Abschnitts und der zeitlichen Auflösung der Daten so bestimmt, dass ein Wasserpaket 10 Minuten benötigte, um ein Segment zu durchfließen. Anhand der Segmentlänge und der mittleren Fließgeschwindigkeit v_{mean} des untersuchten Niedrigwasserphase wurde somit die Verweilzeit berechnet, welche ein Wasserpaket innerhalb eines Segments verbringt. Die räumliche Diskretisierung des Gewässertemperatur-Modells wurde mit einer for-Schleife (Zähler: i) gelöst, welche durch die einzelnen Segmente iteriert. Eine Übersicht der Fließgeschwindigkeiten und der räumlichen Diskretisierung findet sich in Tabelle 4.1 (Seite 46) für den influenten Gewässerabschnitt bzw. in Tabelle 4.2 (Seite 50) für den effluenten Gewässerabschnitt.

3.3.7 Berechnung der Gewässertemperaturdifferenz

Die Temperaturdifferenz $\delta\, T_w$, welche durch die verschiedenen Energieeinträge in einen Gewässerabschnitt entsteht, wurde nach MacDonald et al. (2014) für jedes Segment$_i$ folgendermaßen berechnet:

$$\frac{\delta T_w}{\delta x} = \delta t \cdot \frac{(1-A)\cdot K^* + L_{Atm} + L_{Wasser} + A \cdot L_{Veg} + Q_e + Q_h + Q_f + Q_{cd}}{C \cdot \rho \cdot d} \tag{3.18}$$

Darin ist δt die Verweilzeit, welche ein Wasserteilchen innerhalb eines Segments verbringt. A ist der Abschattungsfaktor; K^*, Q_e, Q_h, Q_f und Q_{cd} sind die Komponenten der Energiebilanz (siehe Abschnitt 3.3.4, Seite 37); L_{Atm} ist die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre; L_{Wasser} die langwellige Ausstrahlung der Wasseroberfläche; L_{Veg} die langwellige Gegenstrahlung der Vegetation; C die spezifische Wärmekapazität von Wasser (4182 kg °C^{-1}); ρ die Dichte von Wasser (kg m^{-3}), welche nach Tanaka et al. (2001) abhängig von der Wassertemperatur berechnet wurde, und d die benetzte Höhe des Gerinnebetts (m), welche mit dem Wasserstand gleichgesetzt wurde. Diese Temperaturdifferenz wird in jedem Modellschritt zu T_{mod} hinzuaddiert und ergibt damit die aktuelle Gewässertemperatur.

Zu Beginn der Modellentwicklung wurden alle Energiebilanzkomponenten, welche basierend auf einer Wassertemperatur berechnet werden, anhand der gemessenen Gewässertemperatur T_w berechnet und für alle Segmente gleichermaßen verwendet. Da sich die Gewässertemperatur jedoch durch Energiegewinne und -verluste im Verlaufe des Flussabschnitts verändert, wurde das Gewässertemperatur-Modell in einer weiteren Evolutionsstufe so angepasst, dass alle Energiebilanzkomponenten, in welche eine Wassertemperatur eingeht, anhand der für das vorige Segment berechneten Gewässertemperatur (T_{mod}[*i-1*]) berechnet wurden.

3.3.8 Modellkalibrierung

Die Kalibrierung des Modells erfolgt durch Maximierung des Gütemaßes. Dazu wurde eine zweite for-Schleife (Zähler: *j*) vor der ersten *for i* Schleife platziert, die für die Optimierung des räumlich verteilten Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser zuständig ist. Sie tätigt für jeden Durchlauf des Modells eine Zufallsziehung für die Parameter k und λ der Gamma-Verteilung. Die Wertebereiche dieser Parameter wurden vor jedem Modellierungszeitraum je nach Anzahl der Segmente der Fließstrecke definiert und lagen für k shape zwischen eins und x+1 (Anzahl Segmente) sowie für λ zwischen 0.01 und (Anzahl Segmente +1) /10. Am Ende jedes Modelllaufs wurde mittels verschiedener Gütemaße die Abweichung der modellierten Gewässertemperatur am Ende der Fließstrecke von der tatsächlich gemessenen Temperatur am Ende der Fließstrecke bestimmt.

3.3.9 Modellgüte

Als Gütemaße für die Modellierungsergebnisse wurden die Nash-Sutcliffe-Effizienz (NSE, Nash und Sutcliffe, 1970), die Kling-Gupta-Effizienz (KGE, Gupta et al., 2012) sowie der Root-Mean-Squared-Error (RMSE) herangezogen. Zu Beginn eines Modellierungsdurchlaufs kann ausgewählt werden, nach welchem Gütemaß die Parameter optimiert werden sollen. Der bestmögliche Modellfit wird erreicht bei NSE=1, KGE=1 oder RMSE=0.

3.4 Verwendete Software

Die Vorbereitung von Rohdaten im CSV-Format wurde mit Microsoft Excel vorgenommen, während die Datenanalyse und die Programmierung des Gewässertemperatur-Modells mit der Programmiersprache R durchgeführt wurde (R Core Team, 2015). Die Schriftsetzung erfolgte mit LaTeX, Grafiken wurden mit R erzeugt und mit Inkscape bearbeitet, Karten wurden dagegen in QGIS (Version 2.8 *Wien*) erstellt. Vektorzeichnungen wurden ebenfalls mit Inkscape erstellt.

Kapitel 4

Ergebnisse

Zunächst werden im ersten Teil (4.1) die Ergebnisse der Strahlungs- und Energiebilanz gezeigt. Es folgen die Ergebnisse der Grundwasser-Nettobilanz (4.2) sowie eine Auswertung der gemessenen Wassertemperaturen während der ausgewählten Niedrigwasserphasen (4.3). Im vierten Abschnitt werden die Ergebnisse der Modellierung (4.4) für den influenten und effluenten Gewässerabschnitt dargelegt. Anschließend werden die Modellparameter einer Sensitivitätsanalyse unterzogen (4.5).

4.1 Energiebilanz

Die Berechnung der Energiebilanz erfolgt für jedes Flusssegment getrennt zu Beginn eines Modelldurchlaufs. Um die einzelnen Komponenten der Strahlungs- und Energiebilanz darzustellen, wurde eine mittlere Strahlungs- und Energiebilanz für den gesamten Untersuchungszeitraum berechnet (Abb. 4.1, Seite 42). Dafür wurde die kurzwellige Strahlungsbilanz mit dem gewichteten mittleren Abschattungswert des gesamten Gewässerabschnitts von Messstelle D_1–D_3 berechnet. Die kurzwellige Strahlungsbilanz (K*) bildet naturgemäß den größten positiven Summand, während die langwellige Strahlungsbilanz (L*) als negativer Term in die Energiebilanz eingeht. Der fühlbare Wärmestrom (Q_h) geht tagsüber als positiver Term in die Bilanz ein, während der latente Wärmestrom (Q_e) über den ganzen Tag im Mittel negative Werte aufweist. Die Energie, welche durch Reibung des Wassers am Gerinnebett entsteht (Q_f), ist vernachlässigbar gering und beträgt im Mittel nur etwa $5\,\mathrm{W\,m^{-2}}$. Die Wärmeleitung ins Gerinnebett (Q_{cd}) wurde mit einem Wert von etwa $15\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ berechnet und geht als negativer Term in die Energiebilanz ein. Die summierte Nettoenergie ist tagsüber positiv und weist im Mittel ein Maximum von etwa $300\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ auf, während sie nachts durch die langwellige Ausstrahlung des Gewässerkörpers negativ wird und etwa $100\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ in die Atmosphäre verloren gehen.

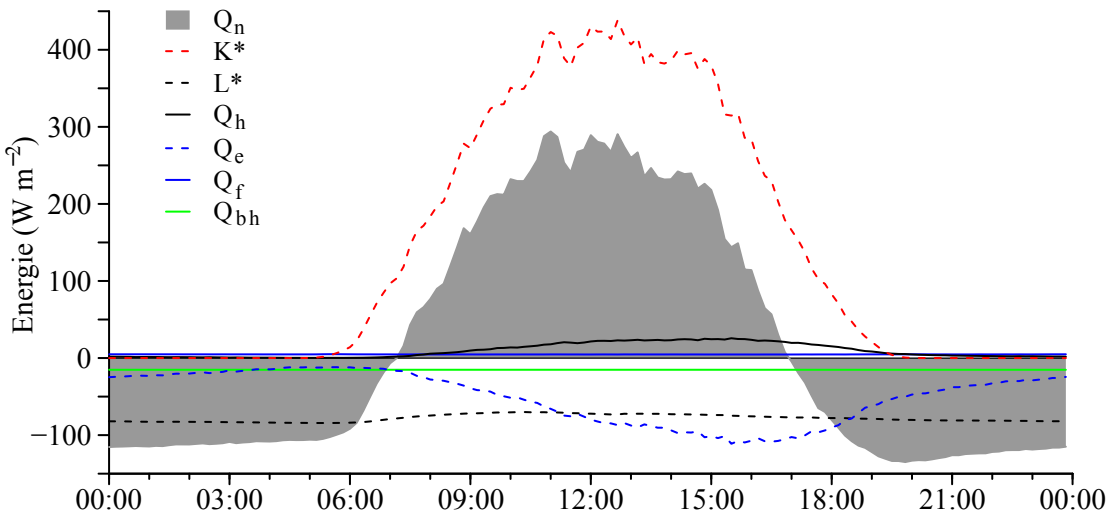


ABBILDUNG 4.1: Die mittlere Energiebilanz für den gesamten Untersuchungszeitraum.

Die Abschattung hat den Effekt, dass die kurzwellige Strahlungsbilanz reduziert wird, gleichzeitig jedoch die langwellige Rückstrahlung der Vegetation erhöht wird. Daher zeigt die Energiebilanz in stark abgeschatteten Bereichen tagsüber geringere positive Werte und nachts weniger negative Werte. Im Gegensatz dazu weist die Energiebilanz in wenig oder nicht abgeschatteten Bereichen tagsüber deutlich höhere und nachts deutlich negativere Werte auf. Eine Veranschaulichung des Effekts der Abschattung auf die Energiebilanz findet sich in Abbildung 4.2.

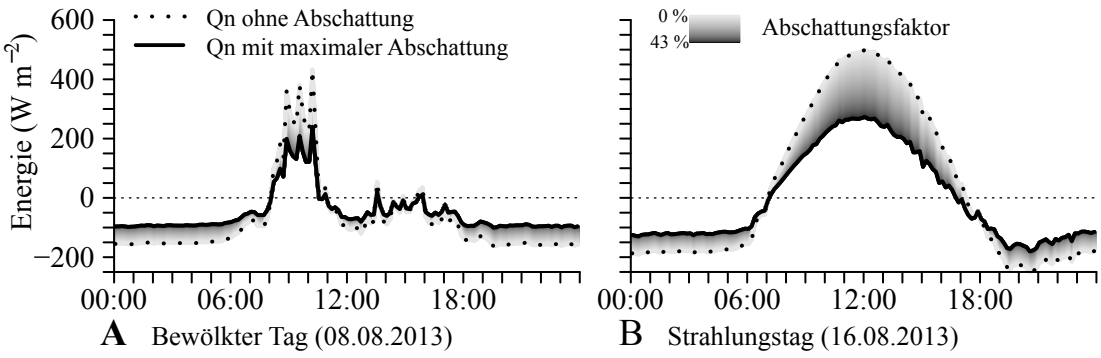


ABBILDUNG 4.2: Vergleich der Energiebilanz eines wolkigen Tags (A) und eines Strahlungstags (B). Der Abschattungsfaktor wurde zwischen 0 % und 43 % variiert

4.2 Netto-Grundwasseraustausch

Es wurde für beide Gewässerabschnitte eine separate Abflussbilanz aufgestellt. Dazu wurde von der Abflusszeitreihe der unterstromigen Messstelle die Abflusszeitreihe der oberstromigen Messstelle subtrahiert. Dies erfolgte für jede Niedrigwasserphase, wobei die Laufzeit des Wassers von der oberstromigen zur unterstromigen Messstelle anhand der mittleren Fließgeschwindigkeit des betrachteten Zeitraums berücksichtigt wurde. Zusätzlich wurden die Abflussmengen der Zu- und Ableitungen auf der untersuchten Fließstrecke subtrahiert bzw. hinzuaddiert. Die so resultierende Abflussbilanz ergab für den oberen Abschnitt von Messstelle D_1 bis Messstelle D_2 eine positive Bilanz, d.h. in diesem Gewässerabschnitt herrschen influente Verhältnisse und Grundwasser fließt dem Oberflächengewässer zu. Für den unteren Teil des untersuchten Gewässerabschnitts ist die Bilanz negativ, in diesem Bereich herrschen somit effluente Verhältnisse und das Oberflächenwasser verliert einen Teil seines Abflusses ans Grundwasser (Abb. 4.3).

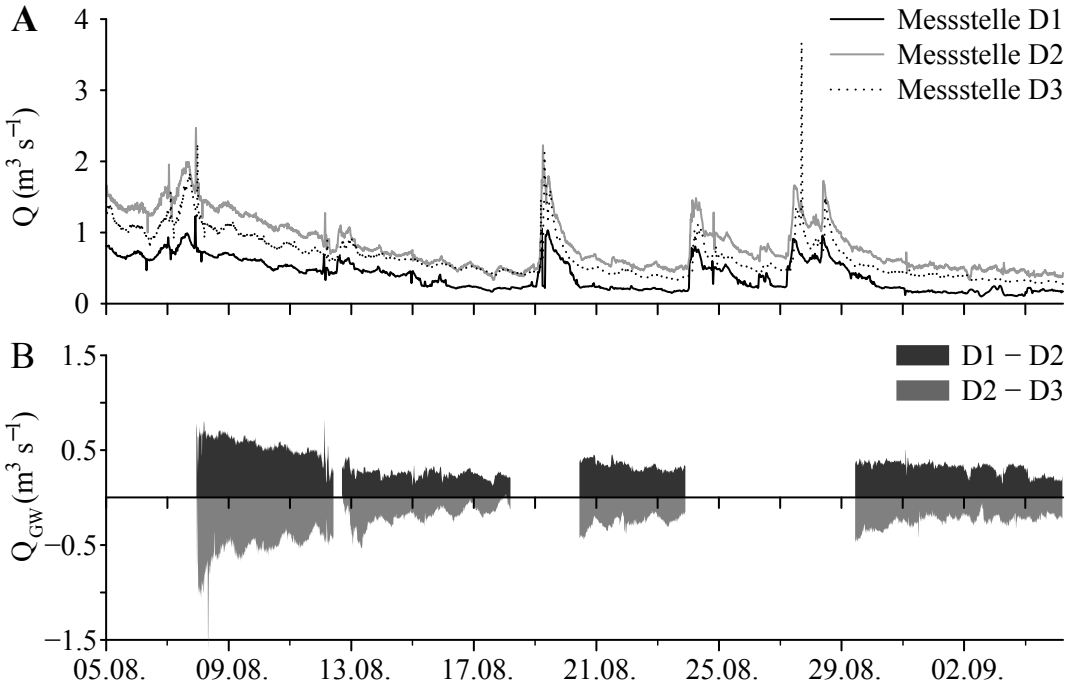


ABBILDUNG 4.3: Die obere Grafik (A) zeigt die Abflussganglinien an den Messstellen D_1, D_2, D_3 der Dreisam. Die untere Grafik (B) zeigt die Menge des zu- bzw. abfließenden Grundwassers zwischen den Messstellen D_1 und D_2 bzw. zwischen den Messstellen D_2 und D_3 unter Berücksichtigung der Zu- und Ableitungen.

4.3 Die untersuchten Niedrigwasserphasen

Für die Modellierung der Gewässertemperatur anhand der Energiebilanz des Oberflächengewässers wurden Zeiträume ausgewählt, die von typischen klimatischen Bedingungen des Sommers geprägt sind. Diese zeichnen sich dadurch aus, dass wenig bis kein Niederschlag fällt, die Globalstrahlung hohe Tagessummen erreicht und die Abflüsse sehr gering sind. Zudem wurde darauf geachtet, dass Zeiträume ausgewählt wurden, während derer die Höhe der Abflüsse an den Messstellen D_1–D_3 im Bereich der vorliegenden PQ-Beziehungen lagen (siehe Abb. 3.7, Seite 32).

Abbildung 4.4 zeigt für alle ausgewählten Niedrigwasserphasen die gemessenen Gewässertemperaturen der Messstellen D_1–D_3 und der HOBO-Temperaturlogger H_1–H_6 entlang des untersuchten Gewässerabschnitts, sowie die eintreffende Globalstrahlung. Es wird anhand der Gewässertemperaturen der Messstellen D_1–D_3 deutlich, dass sich das Gewässer von Messstelle D_1 (blaue Linie) bis Messstelle D_2 (dunkelgrüne Linie) abkühlt, während es sich von Messstelle D_2 bis Messstelle D_3 (rote Linie) erwärmt. Es zeigt sich an Strahlungstagen deutlich, dass der Tagesgang der Gewässertemperatur den Maximalwert etwa 3–4 Stunden später aufweist als der Tagesgang der Globalstrahlung. Eine Ausnahme bilden die Werte der Messstellen H_1–H6, welche kein generelles Muster aufweisen. Auf diese Tatsache wird in Abschnitt 5.2.1, ab Seite 63 eingegangen.

Die erste Niedrigwasserphase vom 08. August 12:00 Uhr bis zum 12. August 23:50 Uhr ist geprägt von einem Abflussereignis am 07. August, wodurch sie die höchsten Abflüsse der untersuchten Zeiträume aufweist (Abb. 4.4 A). Die ersten beiden Tage (08.–09.08.) weisen eine niedrige Globalstrahlung auf und die gemessenen Gewässertemperaturen zwischen Messstelle D_1 und D_3 unterscheiden sich um maximal 2°C. Dennoch ist ein Tagesgang der Gewässertemperatur erkennbar. Die drei folgenden Tage (10.–12.08.) weisen eine höhere solare Einstrahlung auf als die Tage davor und die Amplitude der Tagesgänge ist ausgeprägter.

Der zweite Zeitraum, der die Bedingungen einer Niedrigwasserphase erfüllte, dauert vom 13. August 6:00 Uhr bis zum 18. August 18:00 Uhr und weist zu Beginn und zum Ende einen wechselnd bewölkten Tag (13.08. und 18.08.) auf (Abb. 4.4 B). Der zweite Tag ist durch Bewölkung zur Mittagszeit gekennzeichnet, während er ansonsten eine hohe Einstrahlung zeigt. Die Tage drei bis fünf (15.–17.08.) sind klassische Strahlungstage, was am ausgeprägten Tagesgang der Globalstrahlung abzulesen ist. Auch während dieses Zeitraums sind die Amplituden der Gewässertemperaturen während der ersten beiden Tage (13.–14.08.) weniger ausgeprägt als während der Strahlungstage (13.–17.08.). Während den letztgenannten Tagen unterschieden sich die an den verschiedenen Messstellen

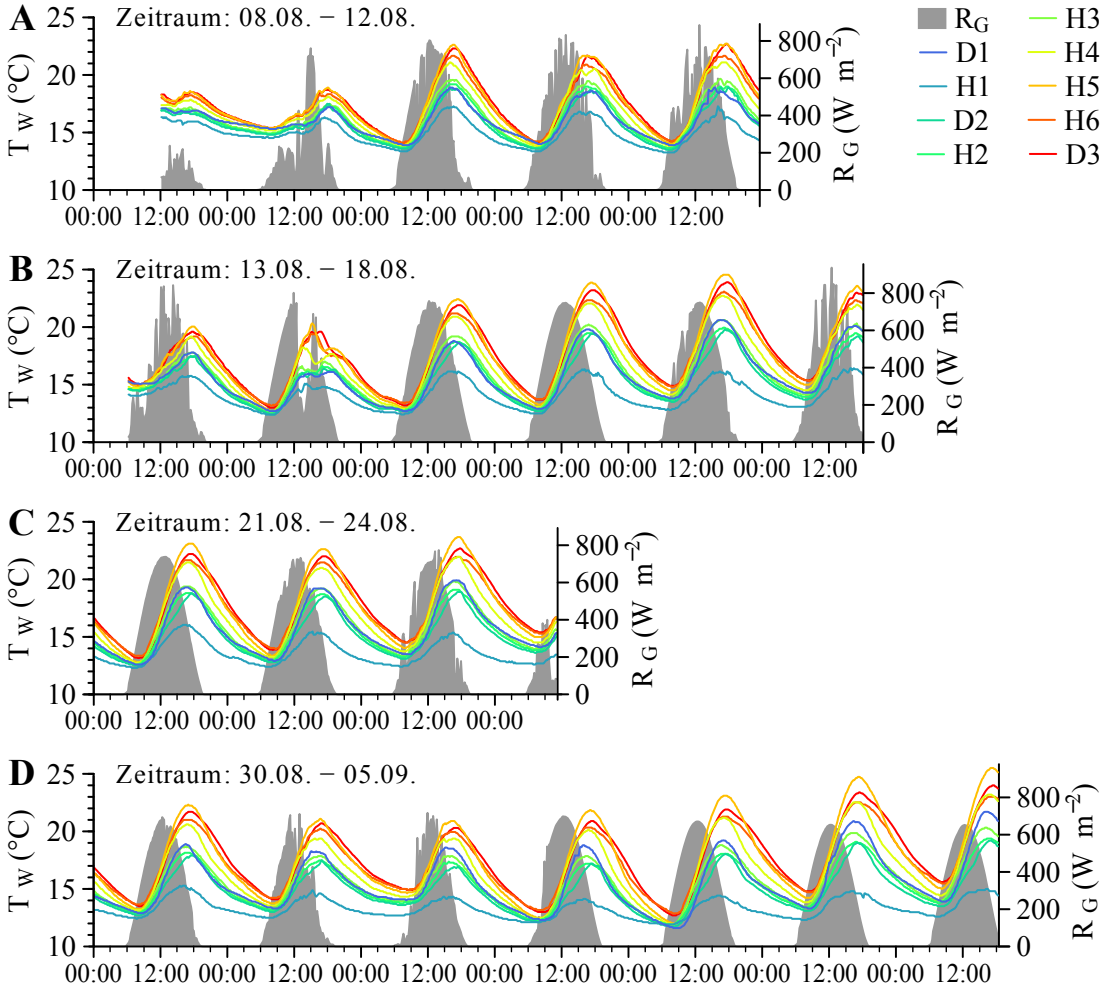


ABBILDUNG 4.4: Der Tagesgang der Gewässertemperaturen (T_W) an allen Messstellen und der Globalstrahlung (R_G) für die untersuchten Niedrigwasserphasen (A–D).

entlang des Flusses gemessenen Wassertemperaturen um bis zu 8°C.

Die dritte Niedrigwasserphase ist der kürzeste modellierte Zeitraum und geht vom 21. August 00:00 Uhr bis zum 24. August 11:00 Uhr (Abb. 4.4 C). Der erste Tag (21.08.) ist ein klassischer Strahlungstag mit hoher Globalstrahlung, während an den darauf folgenden Tagen abnehmende Werte der solaren Einstrahlung aufgezeichnet wurden. Die aufgezeichneten Gewässertemperaturen unterscheiden sich auch hier stark voneinander. Je weiter stromabwärts gemessen wurde, desto höher lag die Wassertemperatur. Die größte Differenz liegt zwischen dem Wert an Messstelle H_1 und H5 am Nachmittag des 23. August.

Die vierte betrachtete Niedrigwasserphase wurde vom 30. August 00:00 Uhr bis zum 05. September 18:20 Uhr modelliert und ist der längste betrachtete Zeitraum (Abb. 4.4 D). Diese Woche war von durchweg hohen Strahlungssummen bestimmt, die zu Beginn (30.08.–02.09.) noch etwas durch Bewölkung gemindert wurden, zum Ende des Zeitraums herrschten jedoch wolkenlose Bedingungen

vor. Die Gewässertemperaturen weisen in dieser Phase die größten Maxima auf, wobei sich die gemessenen Wassertemperaturen am 05. September bis zu über 10°C unterscheiden. Die Strahlungsmaxima liegen Anfang September bei ca. 700 W m^{-2}, während sie Anfang August bei ca. 800 W m^{-2} lagen.

4.4 Modellierung

Die Modellierung der einzelnen Niedrigwasserphasen erfolgte mittels Optimierung des Gütemaßes. Es wurden für den influenten und effluenten Abschnitt für jeden untersuchten Zeitraum 10.000 Modellläufe durchgeführt. Anschließend wurden die Ergebnisse nach absteigender Modellgüte sortiert und analysiert. Die drei ausgewählten Gütemaße stimmten immer überein in der Auswahl des besten Modelllaufs, daher wird in den Ergebnissen nur der Wert des NSE verglichen. In den Abbildungen der Modellierungsergebnisse (ab Seite 47) sind jeweils der Modelllauf mit dem höchsten Gütemaß in rot dargestellt. Dazu werden jeweils die 100 Modellläufe gezeigt, welche die höchste Modellgüte erreichten.

4.4.1 Influenter Abschnitt

Die Modellierung der Gewässertemperaturen im influenten Abschnitt von Messstelle D_1 bis Messstelle D_2 ergaben unterschiedliche Modellkonfigurationen aufgrund der unterschiedlichen Abflussmengen während der verschiedenen Niedrigwasserphasen. Dadurch resultierte jeweils eine mittlere Fließgeschwindigkeit und Segmentlänge für jeden Zeitraum. Basierend auf der mittleren Fließgeschwindigkeit, die zwischen 0,212 m s^{-1} (30.08.–05.09.) und 0,319 m s^{-1} (08.–12.08.) lag, wurde die Fließstrecke von 2 km zwischen Messstelle D_1 und D_2 in 10 bis 16 diskrete Segmente unterteilt. Mit dieser Konfiguration benötigt ein Wasserteilchen 10 Minuten, um ein Segment zu durchfließen. Die auf diese Weise ermittelten Segmente sind zwischen 126,9 m (30.08.–05.09.) und 191,6 m (08.–12.08.) lang. Die nachstehende Tabelle gibt Aufschluss über die räumliche Diskretisierung und die durchschnittlich zuströmende Grundwassermenge.

TABELLE 4.1: Zusammenfassung der räumlich-zeitlichen Diskretisierung und des Grundwasserzustroms der einzelnen Niedrigwasserphasen des influenten Gewässerabschnitts. Q_{GW} (l s^{-1}) ist die durchschnittlich zuströmende Menge an Grundwassers, V_{mean} ist die mittlere Fließgeschwindigkeit, L ist die Länge der Segmente und x ist Anzahl der modellierten Segmente.

Zeitraum	Von	Bis	Q_{GW}	V_{mean}	L	x
1	08.08. 12:00	12.08. 23:20	0,92	0,319	191,6	10
2	13.08. 06:00	18.08. 18:00	0,42	0,231	138,4	14
3	21.08. 00:00	24.08. 11:00	0,56	0,218	130,8	15
4	30.08. 00:00	05.09. 18:20	0,53	0,212	126,9	16

Die modellierten Gewässertemperaturen ergaben für den influenten Gewässerabschnitt eine Modellgüte zwischen 0,859 und 0,943 für den jeweils besten Modelllauf (Abb. 4.5, Seite 47). Die Modellgüte der ersten Niedrigwasserphase ist am niedrigsten. Während dieses Zeitraums war der Grundwasserzustrom am größten und betrug mehr als das Doppelte als während der zweiten Niedrigwasserphase (Abb. 4.1). Den Peak der gemessenen Temperatur (T_{obs} D_2) am 09. August um 18:00 Uhr kann das Modell nicht wiedergeben. Ansonsten kann die modellierte Gewässertemperatur (T_{mod}) die Dynamik des Tagesgangs nachzeichnen und steigt mit der gleichen Steigung an wie T_{obs} D_2. Allerdings weist T_{mod} das Tagesmaximum zu früh am Tag auf und liegt etwa 1°C unter T_{obs} D_2. Die nächtliche Abkühlung der Gewässertemperatur wird etwa 1°C zu gering modelliert.

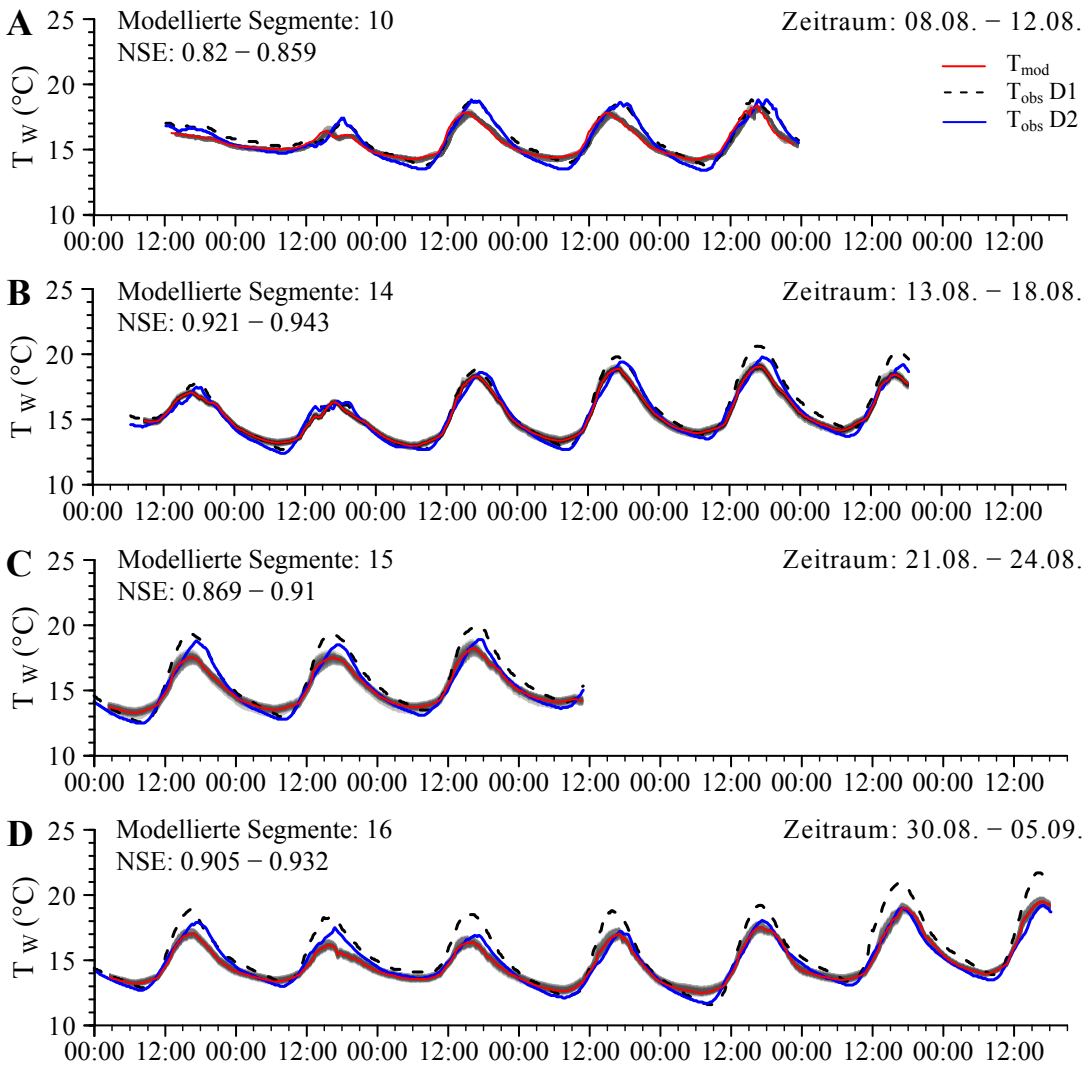


ABBILDUNG 4.5: Tagesgänge der modellierten Gewässertemperatur (T_{mod}) und der gemessenen Werte (T_{obs}) im influenten Abschnitt D_1–D_2 für alle Niedrigwasserphasen (A–D.

Die weiteren modellierten Zeiträume 2–4 zeigen eine höhere Modellgüte, obwohl die Maxima tagsüber meistens ebenso unterschätzt werden wie die Minima nachts unterschätzt werden (Abb. 4.5).

Am 4. und 5. September erreicht das Modell das Maximum des Tagesgangs der gemessenen Wassertemperatur bei T_{obs} D_2: die Über- bzw. Unterschätzung von T_{mod} liegt bei unter einem Grad Celsius. Diese beiden Tage sind ausgeprägte Strahlungstage und der gesamte modellierte Zeitraum ist die längste trockene Periode, mit dem letzten gemessenen Niederschlag am 28. August.

4.4.1.1 Lokalisierung des Grundwasserzutritts

Die Gamma-Verteilungen, die den Grundwasserfaktor definieren, ergeben alle ein ähnliches Muster und zeigen ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke D_1–D_2 (Abb. 4.6). Dies bedeutet, dass das Grundwasser vom Modell im influenten Gewässerabschnitt auf dem letzten Drittel der Fließstrecke zum Abfluss des Oberflächenwassers hinzuaddiert wurde. Der größte Anteil davon ging im letzten Flusssegment in die Mischungsrechnung ein. Für das Ergebnis des ersten modellierten Zeitraums wurde der Grundwasserzustrom schon etwa 600 m stromabwärts von Messstelle D_1 vorhergesagt. Das Gütemaß für die Modellierung dieses Zeitraum ist niedriger (NSE=0,859) als für die anderen modellierten Zeiträume (NSE $\geq$ 0,91). Es zeigt sich außerdem, dass der Grundwasserzutritt mit zunehmendem Fortschreiten des Untersuchungszeitraums (d.h. je später im Jahr) immer etwas weiter stromabwärts lokalisiert wird. Auf die Unsicherheit der ermittelten Verteilungsfunktionen wird in Abschnitt 5.1 eingegangen.

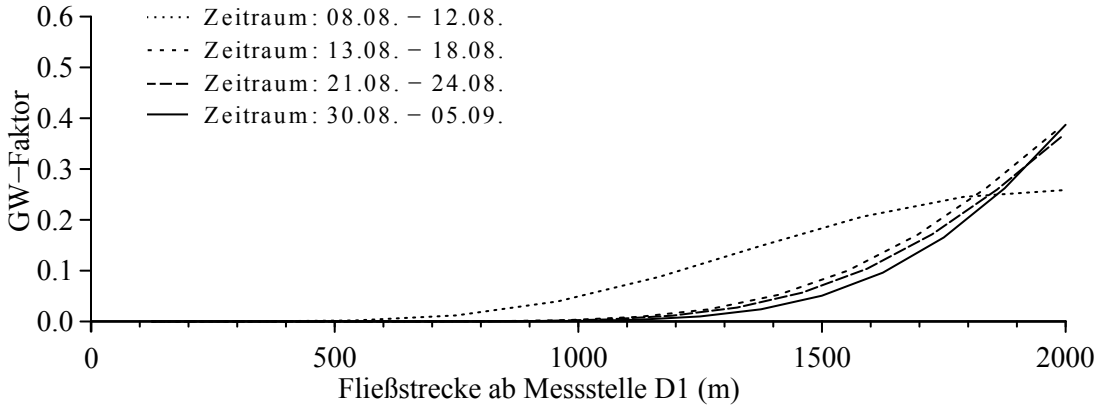


ABBILDUNG 4.6: Die Gamma-Funktionen des jeweils besten Modelllaufs, welche den Anteil des Grundwasserzustroms (GW-Faktor) räumlich im influenten Abschnitt D_1–D_2 im Modell verteilen. Die Abbildung zeigt für jede Niedrigwasserphase eine Verteilungskurve.

4.4.1.2 Temperatur des zuströmenden Grundwassers

Die Wassertemperatur des Grundwasserzustroms wurde für jeden Modelllauf zwischen 10°C und 15°C mit einer Zufallsziehung frei gewählt, da sich die gemessenen Wassertemperaturen der einzelnen Grundwasserpegel während der untersuchten Zeiträume unterschieden und Werte in diesem Bereich aufwiesen. Die Grundwassertemperaturen, welche für alle Niedrigwasserphasen die besten Modellergebnisse erzielten, lagen bei etwa 14°C (Abb. 4.7). Die gemessenen Grundwassertemperaturen der Pegel, die nahe am Fluss sind, weisen etwas niedrigere Temperaturen auf.

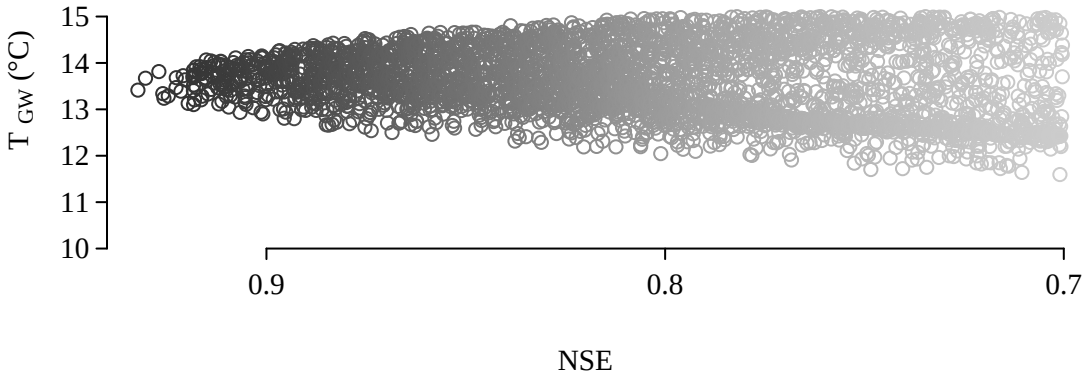


ABBILDUNG 4.7: Die modellierte Grundwassertemperatur für den influenten Abschnitt am Beispiel der vierten Niedrigwasserphase. Das Ergebnis ist nach der Höhe des Gütemaßes absteigend sortiert. Je dunkler der Punkt, desto höher der NSE.

4.4.2 Effluenter Abschnitt

Die Modellierung der Gewässertemperaturen im effluenten Abschnitt von Messstelle D_2 bis Messstelle D_3 ergaben wie für den influenten Abschnitt unterschiedliche Modellkonfigurationen aufgrund der unterschiedlichen Abflussmengen während der verschiedenen Niedrigwasserphasen. Aus der mittleren Fließgeschwindigkeit, die in diesem Abschnitt zwischen 0,13 m s^{-1} (30.08.–05.09.) und 0,186 m s^{-1} (08.–12.08.) lag, resultierte eine Unterteilung der Fließstrecke von 4,7 km zwischen Messstelle D_2 und D_3 in 42 bis 61 diskrete Segmente, so dass ein Wasserteilchen 10 Minuten benötigt, um ein Segment zu durchfließen. Die sich so ergebenden Segmente sind zwischen 78,2 m (30.08.–05.09.) und 111,8 m

(08.–12.08.) lang. Die Menge des abströmenden Oberflächenwassers lag während der ersten Niedrigwasserphase (08.–13.08.) mit einem durchschnittlichem Verlust von 0,82 $l\,s^{-1}$ am höchsten und betrug während der anderen Niedrigwasserphasen etwa die Hälfte davon (Tab. 4.2).

TABELLE 4.2: Zusammenfassung der räumlich-zeitlichen Diskretisierung der einzelnen Niedrigwasserphasen sowie Grundwasserverlust für den effluenten Gewässerabschnitt. Q_{GW} ($l\,s^{-1}$) ist die durchschnittlich ins Grundwasser abströmende Menge an Oberflächenwasser, V_{mean} ist die mittlere Fließgeschwindigkeit, L ist die Länge der Segmente und x ist Anzahl der modellierten Segmente.

Zeitraum	Von	Bis	Q_{GW}	V_{mean}	L	x
1	08.08. 12:00	12.08. 23:20	-0,82	0,186	111,8	42
2	13.08. 06:00	18.08. 18:00	-0,31	0,152	91,2	52
3	21.08. 00:00	24.08. 11:00	-0,43	0,138	80,1	59
4	30.08. 00:00	05.09. 18:20	-0,41	0,13	78,2	61

Die für den effluenten Gewässerabschnitt modellierten Gewässertemperaturen ergaben für den jeweils besten Modelllauf eine geringere Modellgüte als für den influenten Abschnitt. Die modellierte Gewässertemperatur weist einen unruhigeren Verlauf auf, als es für den influenten Abschnitt der Fall war. Die Werte des NSE liegen für den jeweils besten Modelllauf je nach untersuchtem Zeitraum zwischen 0,349 und 0,85 (Abb. 4.8). Analog zum influenten Abschnitt ist die Modellgüte der ersten Niedrigwasserphase am niedrigsten, wo der Grundwasserzustrom am größten war und beträgt für den besten Modelllauf 0,588 (Abb. 4.3). Die Dynamik der modellierten Gewässertemperatur zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die gemessenen Wassertemperaturwerte mit einem Versatz von etwa 2°C: T_{mod} wird fast über den ganzen Zeitraum um ca. 2°C über- oder unterschätzt. Die maximale Überschätzung beträgt über 3°C. Im Gegensatz zum influenten Abschnitt erreichen die Maxima von T_{mod} vom 10. bis 12. August etwa die Höhe von T_{obs}. Dies ist für die anderen Zeiträume nicht der Fall, hier werden die Tagesmaxima von T_{obs} — mit Ausnahme des 15. August und des 4. und 5. Septembers — nicht von der modellierten Gewässertemperatur erreicht. An den drei letztgenannten Tagen kann das Modell den Peak widerspiegeln. Eine deutliche Überschätzung der modellierten Gewässertemperatur wurde am 8. und 9. August festgestellt. Hier wird T_{mod} über die gesamten 1,5 Tage deutlich überschätzt. Am 13. August wird lediglich das Tagesmaximum und die nächtliche Abkühlung überschätzt. Die Steigung des Anstiegs der Gewässertemperatur am 17. August ist gleich groß wie die Steigung der gemessenen Wassertemperaturen, wobei die absoluten Werte nicht mit T_{obs} übereinstimmen. Die zweite Niedrigwasserphase konnte vom Modell insgesamt am besten vorhergesagt werden. Sie weist die höchste Modellgüte auf und zeigt die geringsten Abweichungen zwischen T_{mod} und T_{obs}.

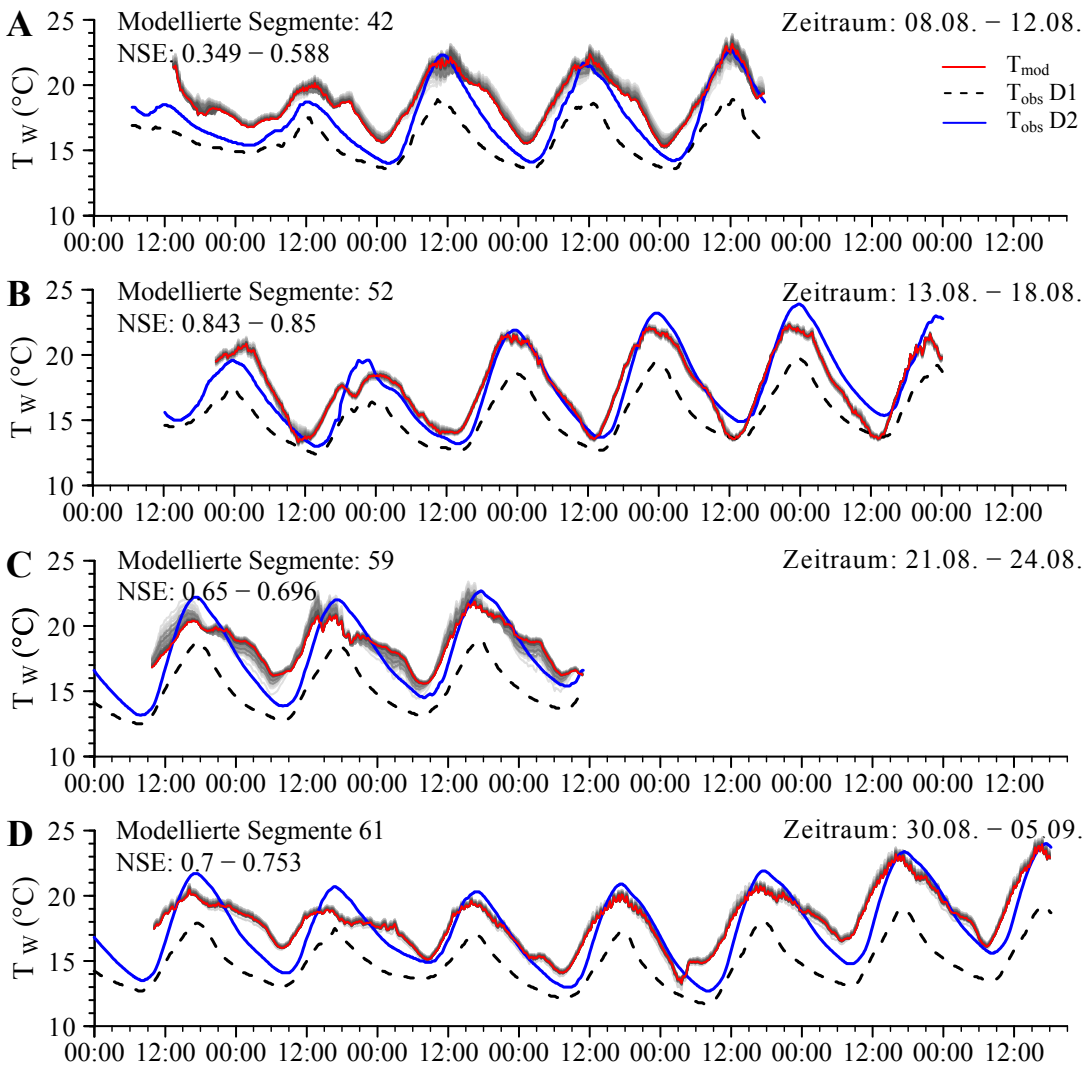


ABBILDUNG 4.8: Tagesgänge der modellierten Gewässertemperatur (T_{mod}) und der gemessenen Werte (T_{obs}) im effluenten Abschnitt D_2–D_3 für alle Niedrigwasserphasen (A–D.

4.4.2.1 Lokalisierung des Grundwasserverlusts

Die Gamma-Verteilungen mit dem besten Gütemaß weisen für alle modellierten Zeiträume ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke auf. Dies bedeutet, dass das Modell in diesem Bereich der Fließstrecke das meiste Oberflächenwasser aus der Mischungsrechnung entfernte. Es zeigt sich das gleiche Muster wie für den influenten Abschnitt: je später im Jahr, desto weiter stromabwärts findet der Abstrom aus dem Oberflächengewässer statt. Dieser beginnt Anfang August ca. 6 km stromabwärts von Messstelle D_1 während er Ende August bzw. Anfang September erst ab ca. 6300 m stromabwärts von Messstelle D_1 beginnt.

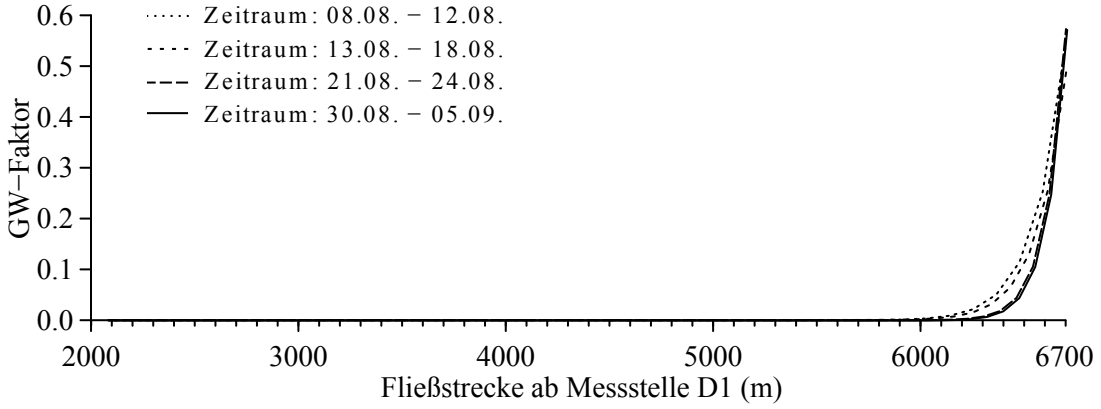


ABBILDUNG 4.9: Die Gamma-Funktionen des jeweils besten Modelllaufs, welche den Anteil des Grundwasserverlusts (GW-Faktor) räumlich im effluenten Abschnitt D_2–D_3 im Modell verteilen. Die Abbildung zeigt für jede Niedrigwasserphase eine Verteilungskurve.

4.4.3 Vergleich der Ergebnisse beider Gewässerabschnitte

Das Muster, welches die Abweichungen zwischen T_{mod} und T_{obs} zeigen, ist für den effluenten Abschnitt weniger eindeutig als für den influenten Abschnitt (Abb. 4.10). Im influenten Abschnitt treten abwechselnd Phasen auf, in denen die modellierte Wassertemperatur über bzw. unter der gemessenen Wassertemperatur liegt. Die positiven und negativen Abweichungen sind weisen nahezu einen identischen Betrag auf. Phasen, in denen das Modell niedrigere Temperaturen als die gemessenen liefert, finden sich in den Zeiträumen 1 bis 3 vor allem in der zweiten Tageshälfte und in ausdauernder Form vom 30. August bis zum 1. September. Phasen, in denen die modellierte Wassertemperatur über der gemessenen liegt, treten meist in der ersten Tageshälfte, von 0:00 bis 9:00 Uhr, auf. Am ausgeprägtesten ist dies zu erkennen während der Niedrigwasserphase vom 8. bis 13. August.

Während T_{mod} im ersten Zeitraum fast durchgehend über T_{obs} liegt, kehrt sich dieses Verhältnis im zweiten Zeitraum um ($T_{obs} > T_{mod}$) (Abb. 4.10 A und B). In den Zeiträumen 3 und 4 wechseln sich Über- und Unterschätzung durch das Modell, ähnlich regelmäßig wie im influenten Gewässerabschnitt, ab (Abb. 4.10 C und D). Ebenso wie im influenten Modell treten Phasen, in denen das Modell niedrigere Temperaturen liefert als die gemessenen, vor allem während der zweiten Tageshälfte auf. Phasen, in denen das Modell höhere Temperaturen liefert, beginnen typischerweise zwischen 21:00 und 0:00 Uhr und dauern häufig bis um die Mittagszeit. Der absolute Abweichung von T_{mod} und T_{obs} ist im effluenten deutlich höher als im influenten Abschnitt (phasenweise > 3°C).

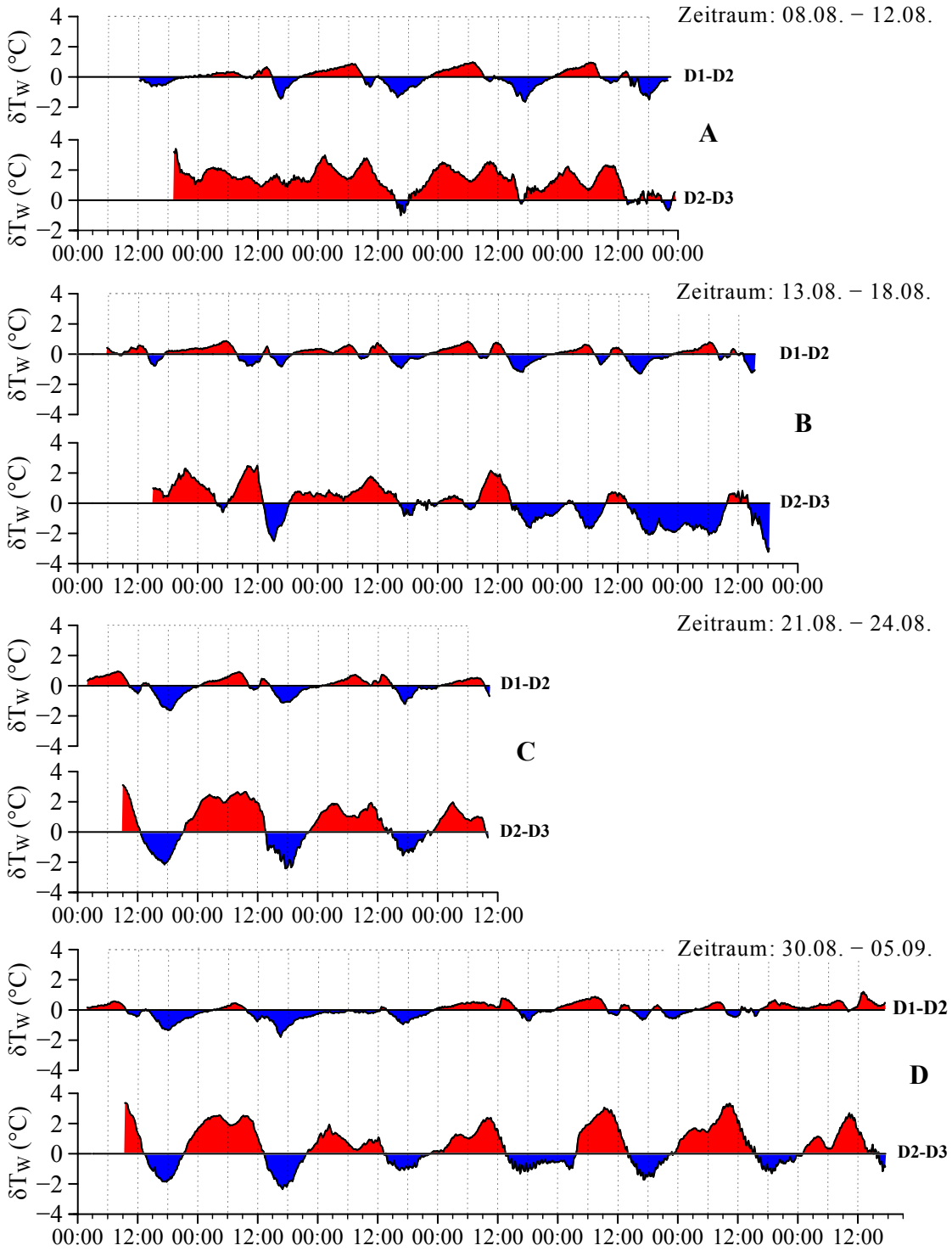


ABBILDUNG 4.10: Ein Vergleich der Differenzen zwischen T_{mod} und T_{obs} der Modellergebnisse des influenten und effluenten Gewässerabschnitts für alle Niedrigwasserphasen (A–D).

4.5 Sensitivitätsanalyse

Im Laufe der Modellentwicklung wurden verschiedene Steuerungsgrößen identifiziert, welche einen großen Einfluss auf das Modellergebnis haben. Die wichtigsten sind die Energiebilanz, welche auch die Fließgeschwindigkeit sowie die Gerinnebreite einschließt, die Menge Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser und die Wassertemperatur des Grundwasser Zustroms. Im Folgenden werden die Ergebnisse einer qualitativen Sensitivitätsanalyse am Beispiel des influenten Abschnitts für den Zeitraum vom 21. bis zum 24. August dargestellt. Hierzu wurde der Grundwasser Zustrom mittels einer Gleichverteilung einheitlich auf die Fließstrecke verteilt, damit dieser Parameter keinen Einfluss auf das Modellergebnis hat.

4.5.1 Energiebilanz

Die Energiebilanz hat vielfältigen Einfluss auf die Modellergebnisse. Zum Einen kann über die Abschattung und die Gerinnebreite die Höhe der Energie beeinflusst werden, welche den Gewässerabschnitt erwärmt. Zum Anderen kann über die Fließgeschwindigkeit der advektive Energietransport beschleunigt oder verlangsamt werden. So führt eine Reduzierung oder Deaktivierung der Abschattung bei positiver Energiebilanz tagsüber zu einer deutlich stärkeren Erhöhung und nachts bei negativer Energiebilanz zu einer deutlich stärkeren Abkühlung der Gewässertemperatur (Abb. 4.11 B). Um den Anstieg der Gewässertemperatur in den Morgenstunden zu verzögern wurde im Modell ein Multiplikator implementiert, der die Abschattung zwischen 6 Uhr und 10 Uhr vergrößerte, da die Globalstrahlung durch Bebauung im Stadtgebiet sowie den Hochwasserdamm de facto erst ab einem gewissen Sonnenstand die Wasseroberfläche erreicht. Dies führte zu deutlich besseren Modellergebnissen mit einer Erhöhung des NSE (Abb. 4.11 C). Die Gerinnebreite wurde als Mittelwert aus einem digitalen Geländemodell gebildet. Da sich der Abfluss während Niedrigwasser oftmals auf einen Teil des Gerinnes konzentriert, wurde versuchsweise mit einer geringeren Gerinnebreite modelliert. Als Folge wurde der Energieeintrag reduziert, da die Energiebilanz jeweils mit der Fläche eines Flusssegments multipliziert wird.

4.5.2 Wassertemperatur und Menge des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser

Eine wichtiger Modellparameter ist der Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser sowie der Parameter der Grundwassertemperatur im influenten Gewässerabschnitt. Am Beispiel einer Erhöhung des Grundwasserzustroms um 20% auf durchschnittlich $0{,}68\,\mathrm{l\,s^{-1}}$ wird deutlich, dass dies eine deutlich kältere modellierte Gewässertemperatur zur Folge hat (Abb. 4.12 B). Die Erhöhung der

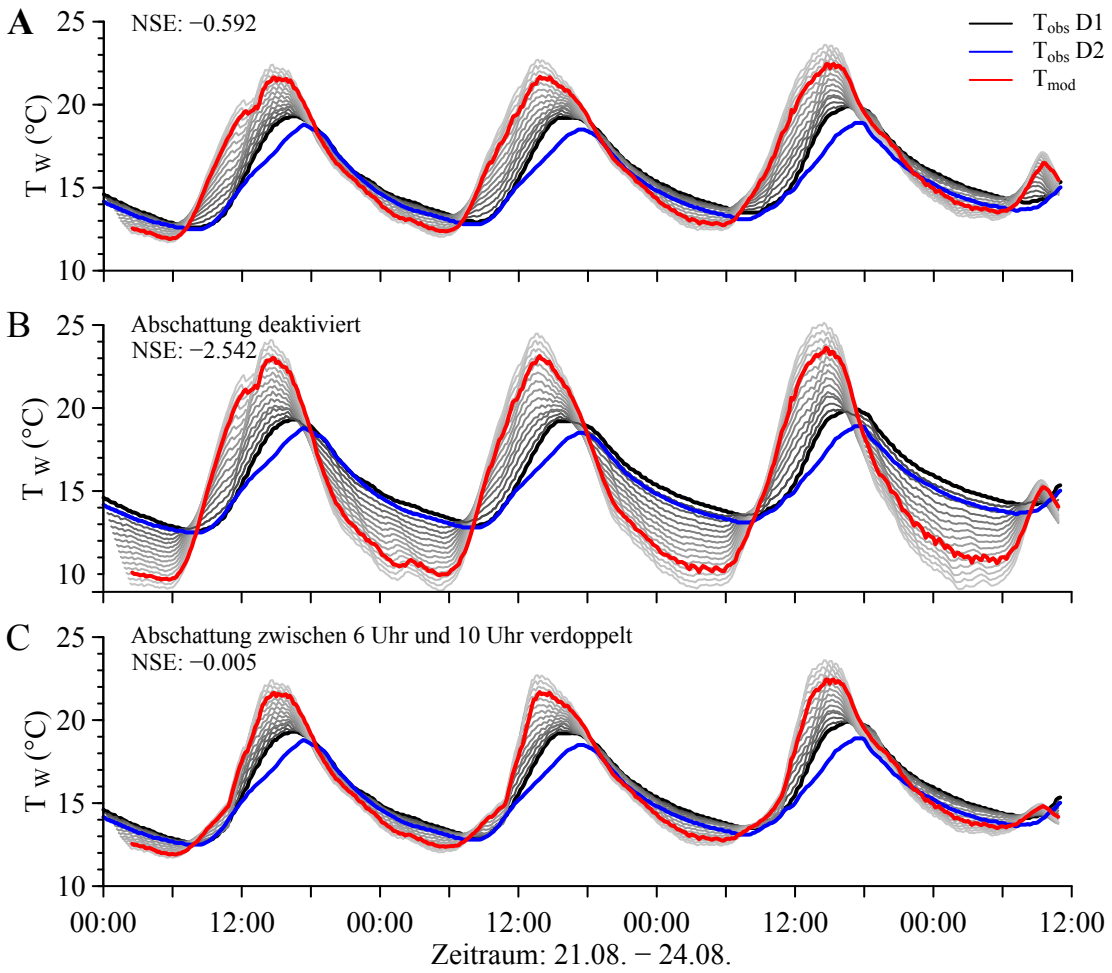


ABBILDUNG 4.11: Die Auswirkungen einer Erhöhung der Abschattung. A: Abschattung unverändert, B: Abschattung deaktiviert, C: Abschattung zwischen 6 Uhr und 10 Uhr mit dem Faktor zwei multipliziert. Jede graue Linie zeigt den Tagesgang der Wassertemperatur von einem Segment. Je heller die graue Farbgebung, desto weiter stromabwärts von Messstelle D_1.

zufließenden Menge an Grundwasser bewirkt bei einer Grundwassertemperatur von 14°C in diesem Beispiel nur tagsüber eine Abkühlung von T_{mod}, da die Unterschiede der Wassertemperaturen des Oberflächenwassers und des Grundwassers nachts sehr gering sind. Durch die Erhöhung der zuströmenden Grundwassermenge verschlechtert sich die Modellgüte von NSE=0,592 auf NSE=0,517. Denselben Effekt der Abkühlung bewirkt eine Herabsetzung der Grundwassertemperatur im Modell (Abb. 4.12 C). Dies zeigt sich daran, dass der gesamte Tagesgang von T_{mod} parallel um ca. 3–4°C abgesenkt wird. Die resultierende Modellgüte ist deutlich geringer als mit einer Grundwassertemperatur von 14°C (Abb. 4.12 A).

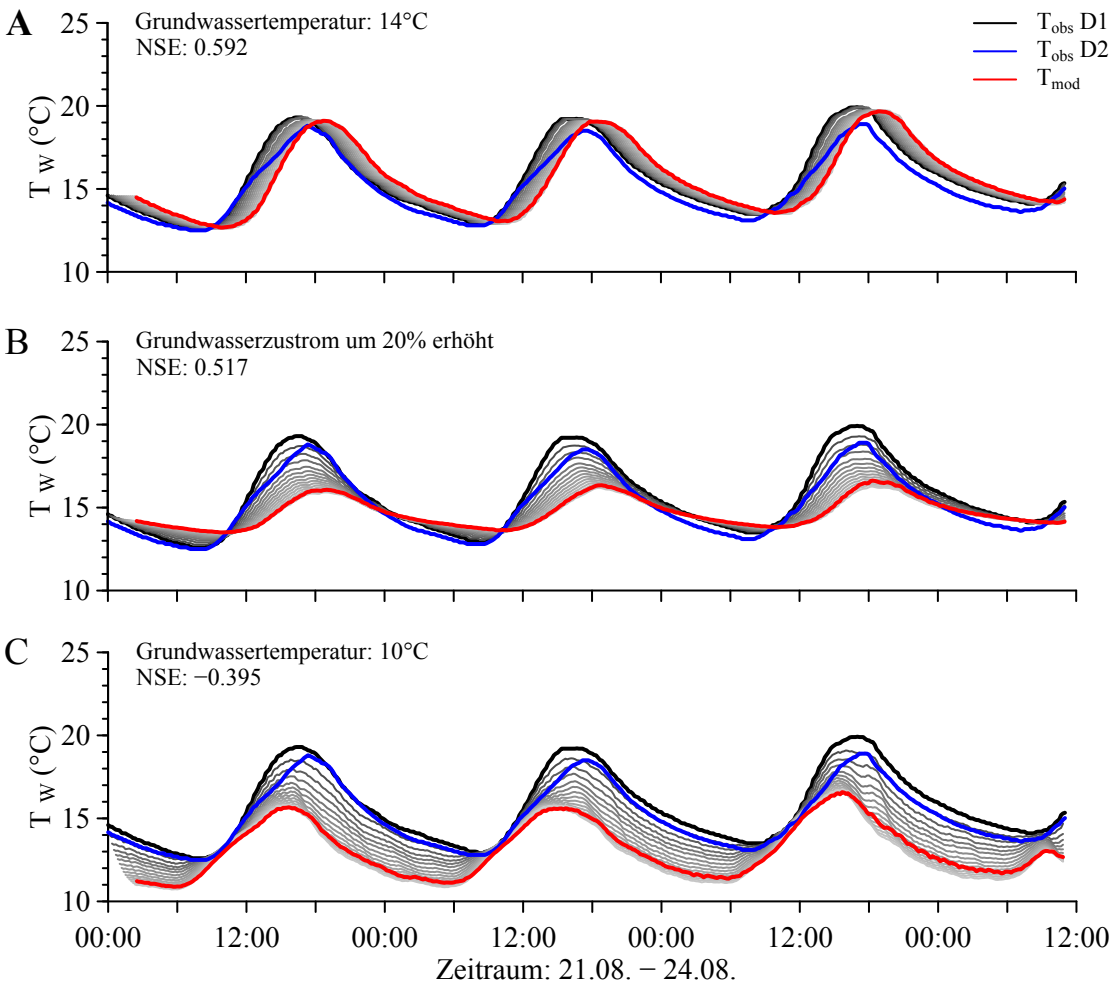


ABBILDUNG 4.12: Die Auswirkungen einer Erhöhung des Grundwasser-Zustroms (B) bzw. Senkung der Grundwassertemperatur (C) auf das Modellergebnis. Jede graue Linie zeigt den Tagesgang der Wassertemperatur von einem Segment. Je heller die graue Farbgebung, desto weiter stromabwärts von Messstelle D_1.

Fazit

Das Modell unterschätzt die Gewässertemperatur generell tagsüber und überschätzt sie in den Nachtstunden. Die Energiebilanz des Oberflächengewässers kann geschlossen werden, wobei dies für den influenten Gewässerabschnitt besser gelingt als für den effluenten. Eine Validierung und Diskussion der Ergebnisse erfolgt im nächsten Kapitel (5).

Kapitel 5

Diskussion

In diesem Kapitel wird zunächst die Modellunsicherheit besprochen (5.1) und die Validität der Ergebnisse untersucht (5.2). Zuletzt werden die Ergebnisse mit der Literatur verglichen (5.3), und es wird die angewendete Methode bewertet (5.4).

5.1 Modellunsicherheit

Es wurden im vorigen Kapitel (4) die Ergebnisse eines jeden Modelllaufs gezeigt, welche die höchste Modellgüte aufweisen. Dazu wurden jeweils die 100 besten Modellläufe dargestellt. Um die Aussagekraft der Ergebnisse zu überprüfen, wurden anhand der zweiten Niedrigwasserphase (13.–18.08.) für beide Gewässerabschnitte die Modellgüte aller Modellläufe genauer betrachtet.

Der influente und effluente Abschnitt zeigen verschiedene Häufigkeiten guter Modellläufe. Die Modellgüte der Ergebnisse des influenten Abschnitts lag generell höher, als für den effluenten Abschnitt. Die Modellierung des influenten Abschnitts ergab für 499 Modellläufe einen NSE größer als 0,9 und für mehr als 3300 Modellläufe eine Modellgüte zwischen 0,8 und 0,9 (Abb. 5.1 A, Seite 58). Die Häufigkeiten der Werte des NSE flachen ab Werten unter 0,8 ab. Für den effluenten Gewässerabschnitt resultierten 485 Modellläufe mit einem NSE größer oder gleich 0,8 und knapp 1500 Modellläufe mit einem NSE zwischen 0,7 und 0,8. Allerdings ergaben über die Hälfte der Modellläufe einen negativen NSE (Abb. 5.1 B, Seite 58), dabei wurden auch Modellergebnisse mit sehr schlechter Modellgüte berechnet, sie reicht bis -1,5.

Um zu überprüfen, wie valide die Ergebnisse der Lokalisierung der Grundwasserinfiltration sind, wurden die Gamma-Verteilungen, welche für diesen Zeitraum ermittelt wurden, nach den Werten des NSE gruppiert und untersucht. Dabei zeigt sich für den influenten Gewässerabschnitt, dass die Dichtefunktionen der Gamma-Verteilungen für die besten Modellläufe mit einem NSE größer oder gleich 0,85 eine geringe Streuung aufweisen. Die Verteilungen, welche von

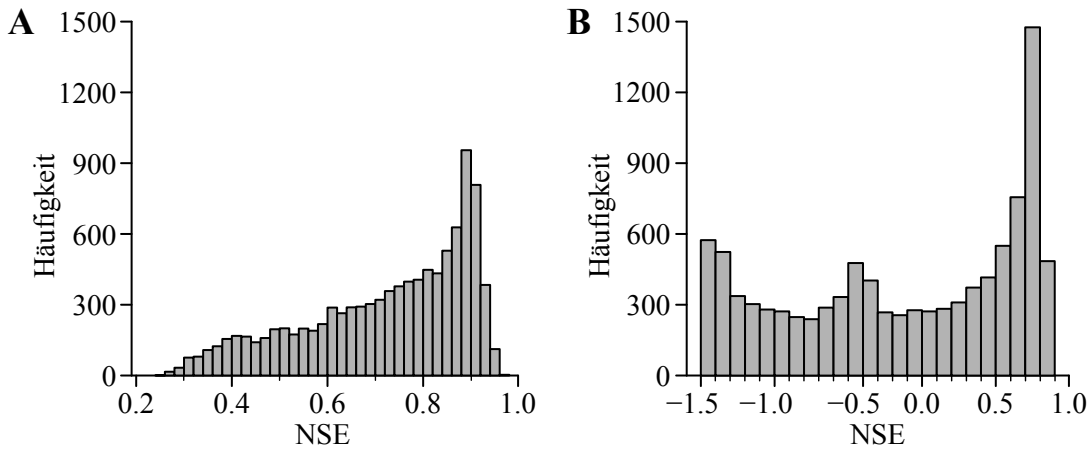


ABBILDUNG 5.1: Histogramm des NSE für die Ergebnisse des Modells im influenten (A) und effluenten (B) Abschnitt während der zweiten Niedrigwasserphase

Modellläufen mit einem NSE zwischen 0,8 und 0,85 stammen, weisen eine etwas größere Streuung auf und beginnen schon näher an Messstelle D_1 anzusteigen. Die Gamma-Verteilungen mit einem NSE kleiner als 0,8 weisen eine große Unsicherheit auf. Während die Gamma-Verteilungen der Modellläufe mit einem NSE größer als 0,8 ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke aufweisen, zeigen die Modellläufe mit einem NSE unter 0,8 kein klares Muster. Daraus lässt sich schließen, dass der Grundwasserzustrom laut Modellierung im influenten Gewässerabschnitt mit hoher Wahrscheinlichkeit im letzten Drittel der Fließstrecke ins Oberflächengewässer strömt.

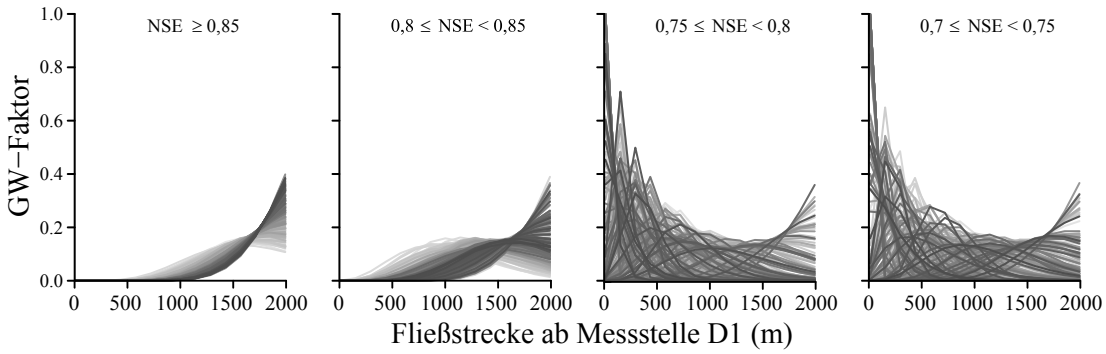


ABBILDUNG 5.2: Die nach Gütemaß gruppierten Gamma-Verteilungen, welche den Zufluss von Grundwasser im influenten Gewässerabschnitt steuern, für den Zeitraum vom 13.–18.08.

Für den effluenten Gewässerabschnitt ergab sich dagegen ein eindeutiges räumliches Bild der vom Modell berechneten Exfiltration ins Grundwasser. Die Dichtefunktionen der Gamma-Verteilungen ergaben für alle Gütemaße ein ähnliches Bild, sie zeigten ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke, kurz vor

Messstelle D_3. Die Gamma-Verteilungen mit einem NSE > 0,7 sehen nahezu identisch aus, während der Anstieg der Gamma-Verteilungen mit einem NSE zwischen 0 und 0,5 einen etwas früher eintretenden flacheren Anstieg zeigen. Dies deutet darauf hin, dass vom Modell ermittelte Exfiltration ins Grundwasser mit hoher Wahrscheinlichkeit im Bereich der letzten 700 m vor Messstelle D_3 stattfindet.

5.2 Validierung der Ergebnisse

Die Validierung der Modellergebnisse wird zunächst mit den gemessenen Wassertemperaturen der Hobo-Temperaturlogger durchgeführt (5.2.1). Sodann werden die Verteilungen des Grundwasser Zu- bzw Abstroms anhand von Zufallsverteilungen mit den Modellergebnissen verglichen (5.2.2). Anschließend erfolgt ein Vergleich der Modellergebnisse mit einer Untersuchung des Potenzialgefälles zwischen ausgewählten Grundwasserpegeln entlang des untersuchten Gewässerabschnitts und der Wasseroberfläche des Oberflächengewässers (5.2.3). Zuletzt werden die Ergebnisse der präferentiellen Austauschbereiche mit der Literatur verglichen (5.3).

5.2.1 Validierung anhand von HOBO-Temperaturdaten

Zur Validierung der modellierten Gewässertemperatur und der präferentiellen Austauschbereiche wurden für zwei Zeitpunkte der zweiten Niedrigwasserphase ein Temperaturlängsprofil entlang des influenten und effluenten Gewässerabschnitts modelliert. Dies wurde für die Situation tagsüber am 15. August um 12:00 Uhr und für die nächtlichen Gegebenheiten am 16. August um 0:00 Uhr durchgeführt, da zu diesen Zeitpunkten die modellierte Gewässertemperatur sehr nahe an der gemessenen Wassertemperatur liegt (siehe Abb. 4.5, Seite 47).

Der influente Gewässerabschnitt

Der influente Flussabschnitt ist auf der gesamten Fließstrecke zum Teil beschattet und weist Abschattungswerte von 25,6% bis 42,4% auf. Daher wird der Energieeintrag durch die Energiebilanz des Oberflächengewässers reduziert. Durch die Beschattung erwärmt sich das Oberflächengewässer weniger stark als ohne Beschattung (Abb. 5.3 A).

Die Änderung der Wassertemperatur aufgrund der Zuleitung Z_1, die nach etwa 400 m Fließstrecke ab Messstelle D_1 in die Dreisam fließt, ist tagsüber im Längsprofil der Gewässertemperatur erkennbar. Die kühlere Wassertemperatur des Hirzbergbachs bewirkt einen kurzen Abfall der Wassertemperatur, wonach die Gewässertemperatur der Dreisam wieder ansteigt. Ab etwa 1 km stromabwärts von Messstelle D_1 sinkt die Wassertemperatur kontinuierlich durch

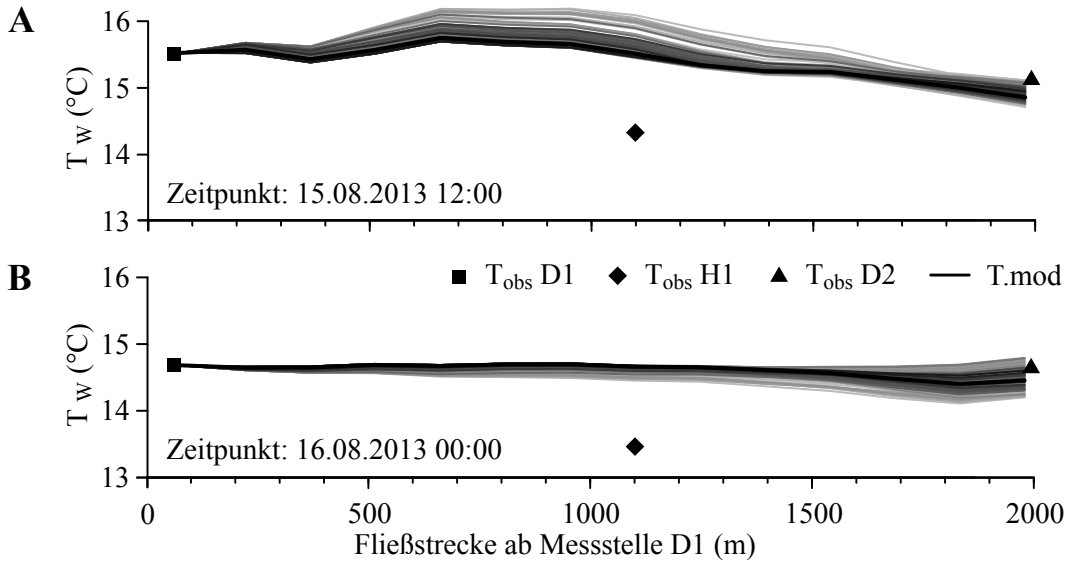


ABBILDUNG 5.3: Längsprofile der modellierten Gewässertemperatur im influenten Abschnitt am 15. August um 12:00 Uhr (A) bzw. am 16. August um 00:00 Uhr (B). Die Werte der gemessenen Gewässertemperatur sind als Punktwerte abgebildet. Die 100 besten Modellläufe sind in grau hinterlegt (je dunkler desto höher der NSE).

den Zustrom des kühleren Grundwassers und erreicht bei Messstelle D_2 ihr Minimum. Die Zuleitung Z_2 nach 1,9 km Fließstrecke bewirkt tagsüber keine sichtbare Veränderung der Gewässertemperatur, da sie in etwa die gleiche Temperatur hat wie das Oberflächengewässer selbst auf dieser Höhe der Fließstrecke.

Die gemessene Wassertemperatur auf Höhe der Messstelle H_1 liegt etwa 1,2°C unter der modellierten Gewässertemperatur. Dies könnte einerseits darauf hindeuten, dass das Grundwasser schon vor der Messstelle H_1 ins Oberflächengewässer strömt und vom Modell zu weit stromabwärts vorhergesagt wird. Andererseits könnte dies darauf zurückgeführt werden, dass der Temperaturlogger H_1 in einem Randbereich installiert war, an dem Schweizer (2014) mittels Infrarot-Thermografie Grundwasserzutritte ins Oberflächengewässer identifiziert hatte. Diese Tatsache spricht wieder für die vom Modell ermittelten Austauschbereiche, da der gemessene Wert der Wassertemperatur an der Messstelle H_1 nicht repräsentativ für die Wassertemperatur über die gesamte Gerinnebreite ist. Die Wassertemperatur des beobachteten Grundwasserzutritts wurde von Schweizer (2014) erhoben und wies eine Wassertemperatur von 12,2°C auf, was die Richtigkeit der modellierten Grundwassertemperatur von etwa 14°C allerdings in Frage stellt.

Gleichermaßen durch die Abschattung bedingt kühlt das Oberflächenwasser im influenten Abschnitt zwischen Messstelle D_1 und D_2 nachts nicht so stark aus und die Temperatur bleibt über die gesamte Fließstrecke nahezu konstant (Abb. 5.3 B). Die Zuleitung Z_1 bewirkt nachts keine nennenswerte Veränderung

der Gewässertemperatur, da sich die Wassertemperaturen der Dreisam und der Zuleitung Z_1 nachts nur geringfügig unterscheiden. Da die Temperatur des Grundwasserzustroms für die 100 besten Modellläufe auf 14°C geschätzt wurde, bewirkt der Grundwasserzustrom auf dem letzten Drittel der Fließstrecke nachts nur eine minimale Abkühlung der Wassertemperatur des Oberflächengewässers. Kurz vor Messstelle D_2 ist ein leichter Anstieg der Wassertemperatur zu sehen, der von der Zuleitung Z_2 stammt, welche eine etwas höhere Wassertemperatur als die Dreisam aufweist.

Der effluente Gewässerabschnitt

Der effluente Gewässerabschnitt weist unterschiedliche Werte der Beschattung auf. Bis zur Hälfte der Fließstrecke ab Messstelle D_2 ist das Gewässer noch bis zu 43,3% beschattet, während die Beschattung auf der unteren Hälfte der Fließstrecke abnimmt und zum Ende bei Messstelle D_3 nur noch bei 5,6% liegt. Daher wird der Energieeintrag im effluenten Abschnitt durch die Energiebilanz der Dreisam tagsüber nur teilweise reduziert und die Gewässertemperatur steigt tagsüber stärker auf den letzten zwei Dritteln der Fließstrecke an (Siehe Abb. 5.4 A, Seite 62).

Die Ableitung A_1 und die Zuleitungen Z_3–Z_5 sind im Längsprofil der Gewässertemperatur im effluenten Gewässerabschnitt nicht erkennbar. Sie sind während der untersuchten Niedrigwasserphasen quantitativ unbedeutend und haben daher keinen großen Einfluss auf die Gewässertemperatur des Oberflächengewässers. Die gemessenen Wassertemperaturen entlang des Flusses zeigen keine gute Übereinstimmung mit den modellierten Gewässertemperaturen. Die Werte der Hobo-Temperaturlogger liegen für die Situation tagsüber teilweise bis zu 2°C über T_{mod}. Dies legt nahe, dass die präferentiellen Austauschbereiche in anderen Bereichen des effluenten Gewässerabschnitts liegen und der Verlust von Oberflächenwasser schon weiter stromaufwärts als vom Modell vorhergesagt, etwa 2000 – 3000 m ab Messstelle D_1, stattfindet. Der starke Anstieg der modellierten Gewässertemperatur zum Ende der Fließstrecke ab etwa 6500 m ab Messstelle D_1 wird darauf zurückgeführt, dass das Oberflächengewässer in diesem Bereich ins Grundwasser exfiltriert. Der Wasserstand sinkt dadurch und die Energie, welche zur Erwärmung des Gewässers zur Verfügung steht, wird einem geringeren Wasservolumen zugeführt, welches sich dadurch stark erwärmt.

Das Längsprofil um 12:00 Uhr zeigt eine leichte Erwärmung der Gewässertemperatur zu Beginn der Fließstrecke und eine Abkühlung um ca. 1°C zwischen 2600 m und 3400 m Fließstrecke ab Messstelle D_1. Im weiteren Verlauf erwärmt sich die modellierte Gewässertemperatur stetig, bis sie ab 6400 m steil ansteigt.

Dieser starke Anstieg wird vom Modell vorhergesagt, da es in diesem Bereich der Fließstrecke den größten Anteil an Exfiltration berechnet.

Für die nächtliche Situation stimmen die gemessenen Werte der Messstellen H_2–H_4 gut mit der modellierten Gewässertemperatur überein. Die Messwerte H_5 und H_6 liegen dagegen knapp 2°C über der modellierten Gewässertemperatur. Der Anstieg der Gewässertemperatur um 0:00 Uhr morgens scheint verwunderlich, jedoch zeigen auch die gemessenen Wassertemperaturen der Messstellen H_2–H_6 diesen Anstieg, allerdings um etwa ein Grad weniger. Der Zeitpunkt für die Modellierung des nächtlichen Längsprofils der Gewässertemperatur scheint für den effluenten Abschnitt zu früh gewählt worden zu sein. Ein weiteres Längsprofil um 3:00 Uhr und um 6:00 Uhr morgens zeigt einen flacheren Verlauf der modellierten Wassertemperatur. Dies deutet daraufhin, dass der advektive Transport des erwärmten Oberflächenwassers, der im Modell auf der Fließstrecke von 4,7 km zwischen Messstelle D_1 und D_2 8,67 Stunden benötigt, die nächtliche Auskühlung durch die negative Energiebilanz überprägt.

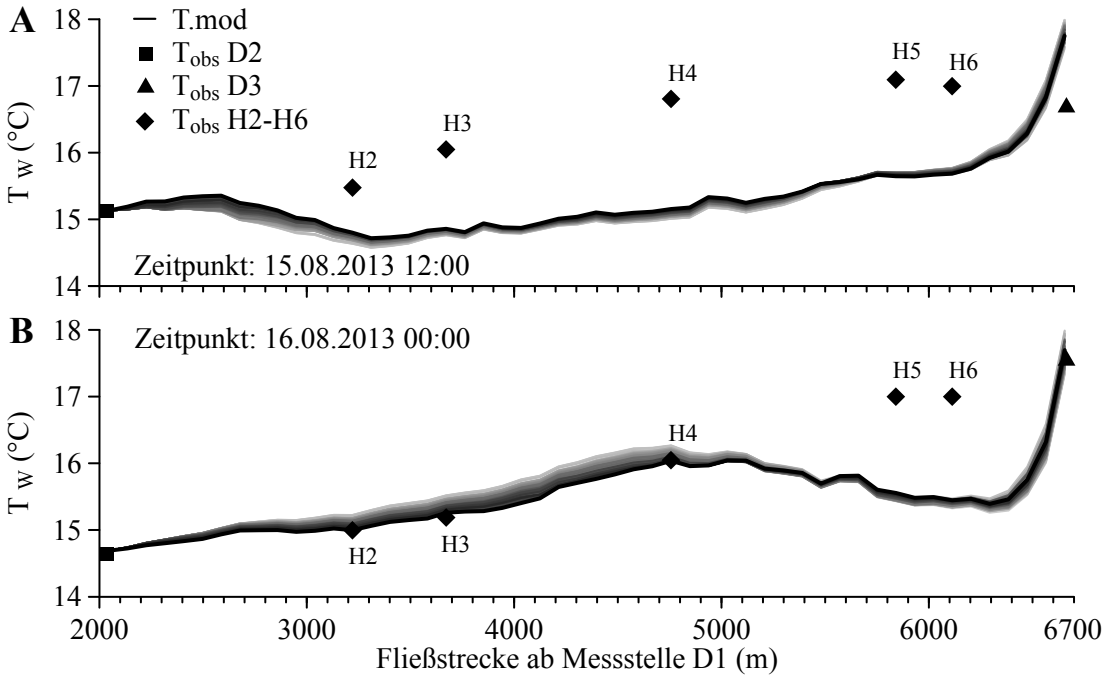


ABBILDUNG 5.4: Längsprofile der modellierten Gewässertemperatur im effluenten Abschnitt am 15. August um 12:00 Uhr (A) bzw. am 16. August um 00:00 Uhr (B) . Die Werte der gemessenen Gewässertemperatur sind als Punktwerte abgebildet. Die 100 besten Modellläufe sind in grau hinterlegt (je dunkler desto höher der NSE).

Fazit

Die Validierung anhand der an den Messstellen H_1–H_6 gemessenen Wassertemperaturen legt nahe, dass die Verteilung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser vom Modell nicht korrekt vorhergesagt wird. Auch die Repräsentativität der gemessenen Wassertemperaturen an den Messstellen H_1–H_6 wird in Frage gestellt. Die Hobo-Temperaturlogger wurden in Randbereichen installiert, von denen unklar ist, ob sie die mittlere Wassertemperatur des Fließquerschnitts angeben. Es wird angenommen, dass es sich um nicht repräsentative Punktmessungen handelt. Daher ist unklar, inwiefern diese Daten belastbar sind, um die Modellergebnisse zu validieren.

5.2.2 Zufallsverteilung des Grundwasserfaktors

Um zu überprüfen, inwiefern die Gamma-Verteilung geeignet ist, um den Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser zu lokalisieren, wurde für den influenten und effluenten Gewässerabschnitt jeweils die zweite Niedrigwasserphase modelliert, in der die Gamma-Verteilung durch eine Zufalls-Verteilung ersetzt wurde.

Die Form der Zufallsverteilung des Grundwasserzustroms mit dem höchsten Gütemaß ist für den influenten Gewässerabschnitt der Form der Gamma-Verteilungen ähnlich (Abb. 5.5, Seite 64). Der Großteil des Grundwasserzustroms wird auch von der Zufallsverteilung im letzten Drittel der Fließstrecke vorhergesagt. Die Modellgüte erreichte jedoch geringere Werte als mit einer gammaverteilten Modellierung des Zuflusses von Grundwasser. Der beste Modelllauf erreichte einen NSE von 0,904. Die Ergebnisse der Zufallsverteilung sagen im Gegensatz zur Modellierung des Zustroms mit einer Gamma-Verteilung auch auf der ersten Hälfte der Fließstrecke einen gewissen Anteil an Grundwasserzustrom vorher.

Fazit

Die Zufallsverteilung kann die kleinräumige Variabilität des Grundwasserzustroms besser vorhersagen. Gleichzeitig ist jedoch die Streuung der 100 besten Zufallsverteilungen sehr groß. Daher sind diese Ergebnisse mit Vorsicht zu betrachten und eignen sich nicht, um die Ergebnisse der Modellierung mit der Gamma-Verteilung zu validieren.

5.2.3 Validierung mit Grundwasserpegelhöhen

Für die Validierung der Ergebnisse stehen Grundwasserpegeldaten zur Verfügung. Um das Potenzialgefälle zwischen Wasseroberfläche und Grundwasserpegelhöhe zu veranschaulichen, wurde die Höhe der Wasseroberfläche der Dreisam aus dem vorliegenden digitalen Geländemodell an den Schnittpunkten

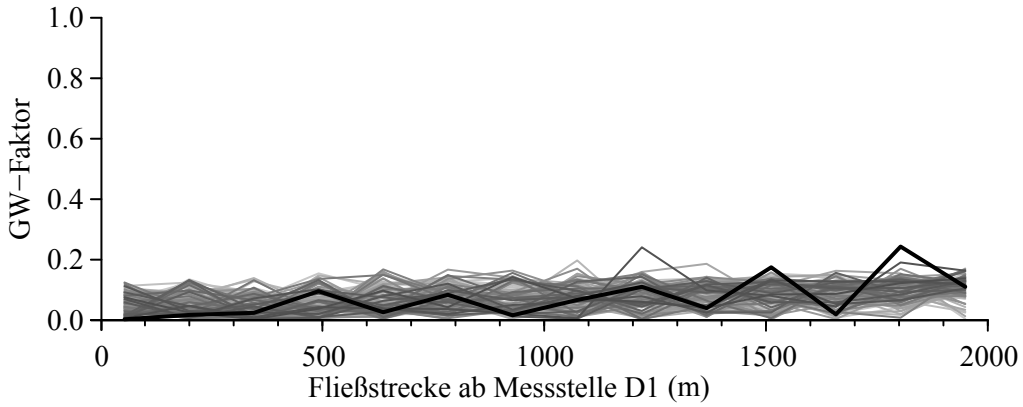


ABBILDUNG 5.5: Die 100 besten Zufallsverteilungen, welche den Grundwasserzufluss in der Modellierung des influenten Gewässerabschnitts steuerten.

der Dreisam mit den Grundwassergleichen extrahiert. Diese wurden sodann anhand der Abstände zwischen den Grundwassergleichen aufgetragen (Abb. 5.6, Seite 65). Das Potenzialgefälle ist im influenten Gewässerabschnitt überwiegend negativ, d.h. die Höhe der Grundwassergleichen liegt in diesem Abschnitt meist über der Wasseroberfläche der Dreisam. Lediglich kurz vor Messstelle D_1 und im Bereich von Messstelle D_2 liegt das Potenzial der Dreisam über dem Grundwasser. Im unteren Gewässerabschnitt ist das Potenzialgefälle vorwiegend umgekehrt, die Höhe der Dreisam liegt über der Höhe der Grundwassergleichen. Eine Ausnahme bildet eine Fließstrecke von etwa 700 m ab der Ableitung A1.

Fazit

Das Potenzialgefälle bestätigt die Ergebnisse der Wasserbilanz, welche für den oberen Gewässerabschnitt zwischen Messstelle D_1 und D_2 influente und für den unteren Abschnitt zwischen Messstelle D_2 und D_3 effluente Bedingungen ergab.

Die Aussagekraft dieser Daten ist begrenzt, da es sich bei den Grundwassergleichen um Druckhöhen bei mittlerem Grundwasserstand handelt, welche die Niedrigwassersituation des untersuchten Zeitraums nicht exakt darstellen können. Die aus dem digitalen Geländemodell extrahierten Höhen der Wasseroberfläche der Dreisam weisen eine gewisse Unsicherheit auf, da unklar ist, zu welchem Zeitpunkt die Laserscans erhoben wurden, aus denen das digitale Geländemodell erstellt wurde. Daher kann keine Aussage darüber gemacht werden, ob der Wasserstand der Dreisam bei Hoch-, Mittel- oder Niedrigwasser lag. Es lässt sich anhand des Potenzialgefälles dennoch eine Tendenz ablesen, die die generellen Bedingungen des oberen und unteren Gewässerabschnitts zeigen. Jedoch kann anhand dieser Daten nicht mit Sicherheit auf die präferentiellen Austauschbereiche geschlossen werden.

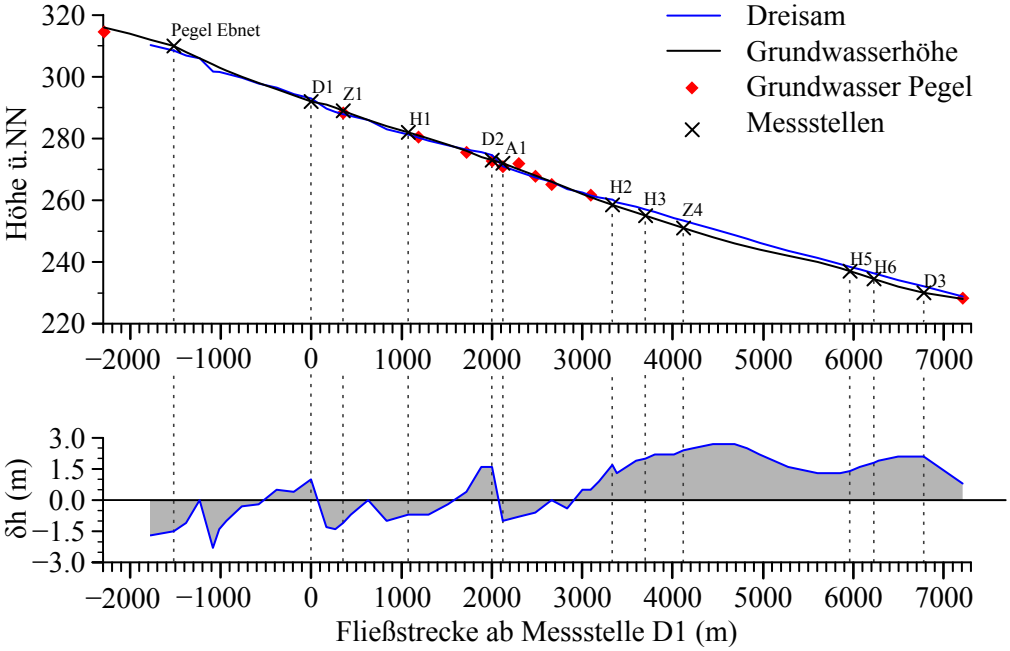


ABBILDUNG 5.6: Das Potenzialgefälle zwischen Grundwassergleichen und Wasseroberfläche der Dreisam. Die rot dargestellten Rauten sind die mittleren Grundwasserpegelhöhen während des Untersuchungszeitraums

5.3 Einordnung in die Literatur

Ein Vergleich der in dieser Arbeit ermittelten präferentiellen Austauschräume mit Angaben aus der Literatur führt zu überraschenden Ergebnissen. So findet sich in Villinger (1999) etwa die Angabe, dass zwischen der Oberaubrücke und der Schwabentor- bzw. Greifeneggbrücke die Dreisam ins Grundwasser exfiltriere. Dieser Bereich liegt in etwa zwischen der Messstelle H_1 und D_2. Die Modellierungsergebnisse dieser Arbeit legen jedoch nahe, dass in eben diesem Gewässerabschnitt Infiltrationen von Grundwasser in die Dreisam stattfinden. Die Wassertemperatur, welche an Messstelle H_1 aufgezeichnet wurde, lag im Mittel ca. 1,6°C unter der Wassertemperatur der Messstelle D_1 und ca. 1,2°C unter der Wassertemperatur der Messstelle D_2. Es könnte also sein, dass stromaufwärts von der von Villinger (1999) ermittelten Exfiltration der Dreisam ins Grundwasser, selbiges in die Dreisam infiltriert und daher bei Messstelle H_1 zu einer niedrigeren Gewässertemperatur führt.

Im weiteren Verlauf der Fließstrecke, zwischen Kaiserbrücke und Kronenbrücke, sei die Exfiltration von Oberflächenwasser in den Grundwasserkörper anhand der Grundwasserpegel kaum noch auszumachen, so Villinger (1999) weiter. Er konstatiert, dass die Exfiltration der Dreisam ab der Kronenbrücke wieder etwas zunehme, „aber offenbar kein grösseres Ausmass“ annehme. Dies

deutet an, dass die für den effluenten Gewässerabschnitt ermittelten präferenziellen Austauschräume nicht erst kurz vor Messstelle D_3 liegen, sondern schon weiter stromaufwärts. Des Weiteren findet die Exfiltration von Oberflächenwasser laut der Wassertemperaturdaten der Messstellen H_2–H_6 vermutlich über die gesamte Fließstrecke zwischen Messstelle D_2 und D_3 statt und nicht nur konzentriert am Ende der Fließstrecke kurz vor Messstelle D_3. Dies legt auch die Validierung anhand des Potenzialgefälles zwischen Wasseroberfläche der Dreisam und Grundwasserpegelhöhen nahe, welche besser mit den Ausführungen von Villinger in Einklang gebracht werden kann.

Hier zeigt sich, dass auf Höhe der Messstelle H_1 ein negatives Potenzialgefälle vorliegt, was eine Infiltration von Grundwasser ins Oberflächengewässer nahelegt (Abb. 5.6). Kurz vor der Messstelle D_2 dagegen ist das Potenzialgefälle umgekehrt und spricht daher für die von Villinger beobachteten Verluste von Oberflächenwasser in den Grundwasserkörper. Entlang des effluenten Gewässerabschnitts kann die geringe Exfiltration der Dreisam, welche Villinger ab der Kronenbrücke nennt, mit dem Potenzialgefälle zwischen Oberflächenwasser und Grundwasserhöhe nicht gänzlich bestätigt werden, da hier eine geringe negative Potenzialdifferenz ermittelt wurde (2000–2900 m ab Messstelle D_1). Da diese jedoch anhand von Grundwassergleichen bei Mittelwasserstand berechnet wurde, kann es während Niedrigwasser durchaus vorkommen, dass in diesem Bereich die Potenzialdifferenz positiv ist. Im weiteren Verlauf der Fließstrecke kehrt sich das Potenzial ab 2900 m wieder um und lässt auf eine kontinuierliche Exfiltration der Dreisam ins Grundwasser schließen.

Fazit

Die Ergebnisse dieser Arbeit können anhand der Veröffentlichung von Villinger (1999) nicht bestätigt werden bzw. ergeben ein anderes Bild der präferentiellen Austauschbereiche der Dreisam. Die sich teilweise widersprechenden Ergebnisse von Villinger und dieser Arbeit lassen vermuten, dass sich die Verhältnisse zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser je nach Wasserstand und Jahreszeit verändern (Gariglio et al., 2013) und dass ein Gewässerabschnitt gleichzeitig abschnittsweise influent als auch effluent sein kann Silliman und Booth, 1993.

5.4 Bewertung der Datengrundlage und der Methoden

Datengrundlage

Die Ergebnisse des Modells könnten erheblich verbessert werden, wenn einige Anpassungen vorgenommen würden. Für eine feinere räumliche Auflösung der präferentiellen Austauschbereiche sind Inputdaten notwendig, die feiner aufgelöst sind als 10-Minuten-Mittelwerte. Die vorliegenden 10-Minuten-Mittelwerte

ermöglichten nur eine relativ grobe räumliche Diskretisierung des influenten Gewässerabschnitts in 126,9 m bis 191,6 m lange Segmente bzw. des effluenten Abschnitts in 78,2 m bis 111,8 m lange Segmente. Die von Villinger (1999) beschriebene Exfiltration zwischen Oberaubrücke und Schwabentorbrücke konnte möglicherweise vom Modell nicht wiedergegeben werden, da die räumliche Diskretisierung zu grob war.

Die vorhandenen Inputdaten weisen einige Schwächen auf, die in zukünftigen Anwendungen des Modells vermieden werden sollten. Die meteorologischen Daten, auf deren Basis die Strahlungsbilanz berechnet wurde, stammen von einer urbanen Dachstation, etwa 2,2 km vom Fluss entfernt. Die Daten der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit weisen daher andere Werte auf, als wären diese Parameter direkt über der Wasseroberfläche der Dreisam oder in unmittelbarer Nähe des Ufers aufgezeichnet worden. Für die weitere Anwendung des Modells wäre daher eine Aufzeichnung der meteorologischen Daten in unmittelbarer Nähe oder direkt am untersuchten Gewässer empfehlenswert, um die Unsicherheit bei der Berechnung der Energiebilanz zu minimieren. Eine Verbesserung der Inputdaten würde auch eine höhere Modellgüte ergeben.

Die Abschattungswerte der Dreisam, welche im WaBoA vorliegen, sind relativ grob aufgelöst und daher mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Die Abschattung wurde nicht abhängig vom Sonnenstand im Modell berücksichtigt. Eine andere Möglichkeit die Beschattung im Modell zu integrieren wurde in der Studie von Garner et al. (2014) vorgestellt. Dort wurde anhand von Fotos des oberen Halbraums, welche mit einem Fischaugen-Objektiv aufgenommen wurden, der sogenannte *Sky view factor* berechnet und damit die solare Einstrahlung reduziert. In Westhoff et al. (2007) wurde die Strahlungsbilanz dagegen anhand des Sonnenwinkels reduziert. Eine Verbesserung der Modellgüte könnte durch eine präzisere Bestimmung der Abschattungswerte erreicht werden, da die Beschattung einen großen Einfluss auf die Energiebilanz eines Gewässerabschnitts hat (Westhoff et al., 2011).

Auch die Gerinnebreite hat einen Einfluss auf die Modellgüte. In weiteren Studien wäre es sinnvoll diesen Parameter für jedes modellierte Segment zu bestimmen. Für die vorliegende Modellierung wurde eine mittlere Gerinnebreite verwendet. Des Weiteren sollten alle Zu- und Ableitungen ins Oberflächengewässer bestimmt werden. Dies war während der Messkampagne von Schweizer (2014) nicht möglich, aus der die verwendeten Abflussdaten stammen; zwei Zuflüsse konnten nur mit einem Schätzwert bestimmt werden.

Um die Darstellung der präferentiellen Austauschbereiche kleinräumig detaillierter zu ermöglichen werden folgende Verbesserungen angeregt. Weitere Abflussmessstellen einrichten, für eine detailliertere Massenbilanz, mehr Temperaturlogger entlang des Gewässers installieren, oder die Gewässertemperatur

kontinuierlich mit einem FO-DTS Kabel aufzeichnen, Daten zeitlich höher aufgelöste aufnehmen, um eine feinere räumliche Diskretisierung des Modells zu ermöglichen und die meteorologischen Daten möglichst nah am Gewässer aufzeichnen.

Methoden

Sollte innerhalb eines Gewässerabschnitts mehr als ein präferentieller Austauschbereich existieren, kann dies von der Gamma-Verteilung nicht beschrieben werden, da sie nicht multimodal ist und daher keine Dichtekurve mit zwei Maxima darstellen kann. Das in dieser Arbeit entwickelte Modell kann nur für Gewässer angewendet werden, von denen bekannt ist, dass es einen Hauptbereich gibt, wo der Austausch stattfindet. Um mehrere kleinräumige Austauschbereiche darzustellen, müsste die Gamma-Verteilung durch eine multimodale Verteilungsfunktion ersetzt werden oder der Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser auf eine andere Art im Modell implementiert werden. Dass die in dieser Arbeit ermittelten Gamma-Verteilungen ihr Maximum immer am Ende der Fließstrecke aufzeigen, muss in Zukunft kritisch untersucht werden. Diese Ergebnisse könnten auch auf einem Artefakt des Modells beruhen, da sowohl für den influenten als auch für den effluenten Gewässerabschnitt die Dichtefunktionen der Gamma-Verteilungen ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke aufweisen.

Diese Arbeit konnte bestätigen, dass die Kombination von Wärme als Tracer und *differential gauging* eine geeignete Methode ist, um die Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser zu untersuchen. So ist die Berechnung einer Massenbilanz anhand der Abflussmessungen an drei verschiedenen Messstellen möglich, worüber influente und effluente Bedingungen bestimmt werden können. Die Ergebnisse dieser Arbeit sind ein Hinweis auf die Schlussfolgerungen in der Arbeit von Payn et al. (2009), dass der Netto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser unterschätzt wird und tatsächlich deutlich über den ermittelten Mengen liegen könnte. Auch Harte und Kiah (2009) stellen in Frage, ob es sinnvoll sei die Netto-Austausch-Bilanz nur während Basisabluss-Bedingungen zu erstellen, da sie dadurch tendenziell unterschätzt werde.

Die räumliche Verteilung kann anhand der Massenbilanz nicht bestimmt werden, hierzu wird ein weiterer Tracer benötigt (Irvine et al., 2015a). Um präferentielle Austauschbereiche zu identifizieren bzw. zu validieren, konnten die vorliegenden Wassertemperaturmessungen herangezogen werden. Fasst man die Untersuchungen zusammen, bestätigen sie die Ergebnisse von Garner et al. (2014) und Leach und Moore (2011), dass Gewässertemperatur-Modelle die Energiebilanz schließen können.

Kapitel 6

Schlussfolgerungen

Das Ziel der vorliegenden Studie war es, die Energiebilanz der Gewässerabschnitte zu schließen sowie den Zu- bzw. Abfluss des Grundwassers zu lokalisieren. Zu diesem Zweck wurde ein Gewässertemperatur-Modell entwickelt, welches den Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser berücksichtigt. Dabei ergab sich, dass das Modell die Dynamik des Tagesgangs der Gewässertemperatur für den influenten Abschnitt gut nachzeichnen kann, wobei die Maxima der Wassertemperatur etwas zu früh am Tag modelliert werden. Die Energiebilanz des Oberflächengewässers kann geschlossen werden, wobei dies an strahlungsintensiven Tagen mit niedrigen Abflussmengen und geringerem Grundwasserzustrom besser gelingt als an bewölkten Tagen und während Perioden mit höheren Abflussmengen. Tendenziell unterschätzt das Modell die Gewässertemperatur tagsüber und überschätzt sie in den Nachtstunden. Für den influenten Gewässerabschnitt kann das Modell die Dynamik des Tagesgangs besser nachzeichnen als für die effluenten Bedingungen des unteren Gewässerabschnitts.

Die Energiebilanz des effluenten Oberflächengewässers kann zwar geschlossen werden, wobei dies mit einer schlechteren Modellgüte gelingt als im influenten Abschnitt. Generell kann die Energiebilanz gut modelliert werden, die resultierende Gewässertemperatur liegt nahe an den gemessenen Werten. Daher kann die erste Hypothese bestätigt werden, dass die Energiebilanz der Gewässerabschnitte unter Berücksichtigung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser geschlossen werden kann. Ohne Berücksichtigung der Energieänderung des Gewässers durch den Zu- bzw. Abfluss von Grundwasser wäre dies nicht gelungen. Das Modell ist offensichtlich für influente Grundwasser-Oberflächenwasser-Systeme besser geeignet als für effluente.

Die Lokalisierung der Zu- bzw. Abflüsse von Grundwasser ergab für den influenten und effluenten Gewässerabschnitt jeweils ein konsistentes Ergebnis. Der größte Anteil des Grundwasserzuflusses im influenten Flussabschnitt wird

vom Modell auf dem letzten Drittel der Fließstrecke vorhergesagt. Die Lokalisierung des Grundwasserverlusts im effluenten Gewässerabschnitt zeigt ein ebenso klares Ergebnis; für alle modellierten Zeiträume zeigt die Verteilung ihr Maximum zum Ende der Fließstrecke. Dies bedeutet, dass laut Modellergebnis in diesem Bereich das meiste Oberflächenwasser in den anliegenden Aquifer exfiltriert.

Ein Szenario, das in einem modellierten Gewässerabschnitt sowohl Exfiltration von Oberflächenwasser als auch Infiltration von Grundwasser vorsieht, kann vom vorliegenden Modell nicht dargestellt werden. Diese Möglichkeit sollte in einer zukünftigen Weiterentwicklung des Modells implementiert werden. Die Lokalisierung der präferentiellen Austauschbereiche anhand einer Gamma-Verteilung konnte zwar durchgeführt werden und ergab Ergebnisse mit einer hohen Modellgüte. Dennoch muss das Modell in Zukunft kritisch untersucht werden, um eventuelle Artefakte bei der Berechnung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser zu detektieren und zu beseitigen.

Daher können die zweite und dritte aufgestellte Hypothese, welche postulierten, dass die räumliche Verteilung des Zu- bzw. Abflusses von Grundwasser anhand einer Gamma-Verteilung lokalisiert werden kann, anhand der Ergebnisse nicht bestätigt werden. Es ist fraglich ob die vom Modell ermittelten präferentiellen Austauschbereiche entlang des untersuchten Gewässerabschnitts der Realität entsprechen. Die Ergebnisse dieser Arbeit stehen teilweise im Kontrast zu Angaben aus der Literatur. Dies könnte ein Hinweis sein, dass die Netto-Austauschbilanz, welche für den oberen Gewässerabschnitt influente Verhältnisse ergab und für den unteren effluente, unterschätzt wird. Es liegt die Vermutung nahe, dass im influenten Gewässerabschnitt zusätzlich zum ermittelten Netto-Zufluss auch Exfiltration ins Grundwasser stattfindet. Dies lässt den Schluss zu, dass die Menge des infiltrierenden Grundwassers deutlich größer sein könnte, als in dieser Arbeit angenommen.

Fazit und Ausblick

Insgesamt lässt sich hieraus der Schluss ziehen, dass die Abbildung der komplexen Wirklichkeit ein komplexes Modell erfordert, für welches das hier vorgestellte Modell eine gute Basis bildet. Insofern steht zu hoffen, dass das Modell in den angesprochenen Punkten der Diskussion verbessert wird. Um seine Aussagekraft zu stärken, muss es in Zukunft auf weitere Grundwasser-Oberflächenwasser-Systeme angewendet, getestet und kontinuierlich weiterentwickelt werden.

Danksagung

Ich danke meinem Referent Dr. Tobias Schütz für die erstklassige und jederzeit verfügbare Betreuung während der gesamten Masterarbeit sowie Prof. apl. Dr. Jens Lange für die Übernahme des Korreferats. Der größte Dank gilt meinen Eltern für die Unterstützung während des Studiums, die Freiheiten, welche Sie mir ermöglichten und ihren unerschütterlichen Glauben an meine Fähigkeiten. Des Weiteren bedanke ich mich bei allen lieben Menschen, die mir bei der Korrektur der Arbeit behilflich waren oder mich mit guten Gedanken und Worten begleitet und motiviert haben.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, Moritz Mez, dass die Arbeit mit dem Titel „Der Einfluss von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktion auf die Energiebilanz von Oberflächengewässern“ selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum:

Unterschrift:

Literatur

Anderson, M. P. (2005). „Heat as a ground water tracer.“ In: *Ground water* 43.6, S. 951–68. ISSN: 0017-467X. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x.

Arnell, N. W. und S. N. Gosling (2013). „The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale“. In: *Journal of Hydrology* 486, S. 351–364. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.02.010.

Becker, M., T. Georgian, H. Ambrose, J. Siniscalchi und K. Fredrick (2004). „Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity“. In: *Journal of Hydrology* 296.1-4, S. 221–233. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.03.025.

Bencala, K. E. (1993). „A Perspective on Stream-Catchment Connections“. In: *Journal of the North American Benthological Society* 12.1, S. 44–47. ISSN: 08873593.

Boano, F., J. W. Harvey, A. Marion, A. I. Packman, R. Revelli, L. Ridolfi und A. Wörman (2014). „Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications“. In: *Reviews of Geophysics* 52.4, S. 603–679. ISSN: 87551209. DOI: 10.1002/2012RG000417.

Bold, S. (2000). „Instationäre Grundwassermodellierung des Zartener Beckens“. Diplomarbeit (unveröffentlicht). Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.

Bowen, I. S. (1926). „The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface“. In: *Physical Review* 27.6, S. 779–787. ISSN: 0031-899X. DOI: 10.1103/PhysRev.27.779.

Brannen, R., C. Spence und A. Ireson (2015). „Influence of shallow groundwater-surface water interactions on the hydrological connectivity and water budget of a wetland complex“. In: *Hydrological Processes* 29.18, S. 3862–3877. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.10563.

Briggs, M. A., L. K. Lautz, S. F. Buckley und J. W. Lane (2014). „Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling“. In: *Journal of Hydrology* 519, S. 1739–1751. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.09.030.

Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: An Introduction*. Cambridge: Cambridge University Press, S. 65–66. ISBN: 0-521-82479-6.

Caissie, D. (2006). „The thermal regime of rivers: a review“. In: *Freshwater Biology* 51.8, S. 1389–1406. ISSN: 0046-5070. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x.

Conant, B. (2004). „Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures.“ In: *Ground water* 42.2, S. 243–57. ISSN: 0017-467X.

Constantz, J. (2008). „Heat as a tracer to determine streambed water exchanges“. In: *Water Resources Research* 44.4, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2008WR006996.

Cook, P. G. (2015). „Quantifying river gain and loss at regional scales“. In: *Journal of Hydrology* 531, S. 749–758. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.10.052.

Dahl, M., B. Nilsson, J. Langhoff und J. Refsgaard (2007). „Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction“. In: *Journal of Hydrology* 344.1-2, S. 1–16. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.06.027.

Darcy, H. P. G. (1856). „Les fontaines publiques de la ville de DijonVictor Dalmont“. In: *H. Rouse and S. Ince, History of Hydraulics*, S. 169–177.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (2009). *Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW)*. URL: http://www.hvz.baden-wuerttemberg.de/pdf/DGJ%7B%5C_%7DRheingebiet%7B%5C_%7DTeil-I%7B%5C_%7D2009.pdf (besucht am 11. 04. 2016).

Devito, K., A. Hill und N. Roulet (1996). „Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield“. In: *Journal of Hydrology* 181.1-4, S. 127–147. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02912-5.

Ehnes, T. (2006). „Der Einfluss der Schneeschmelze auf die Abflussbildung und die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Dreisam“. Diplomarbeit. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.

Ehrminger, B. (1993). „Simulation der Sauerstoffisotopenzusammensetzungen von Grundwasser mit einem numerischen Strömungs- und Transportmodell am Beispiel des Zartener Beckens“. Dissertation. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, S. 60.

Europäische Kommission (2000). „Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik (Wasserrahmenrichtlinie)“. In: *Amtsblatt Nr. L 327* vom 22.12.2000, S. 1–72.

Evans, E. C., G. R. McGregor und G. E. Petts (1998). „River energy budgets with special reference to river bed processes“. en. In: *Hydrological Processes* 12.4, S. 575–595. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980330)12:4<575::AID-HYP595>3.0.CO;2-Y.

Fleckenstein, J. H., S. Krause, D. M. Hannah und F. Boano (2010). „Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics“. In: *Advances in Water Resources* 33.11, S. 1291–1295. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2010.09.011.

Frieg, B. (1987). „Hydrogeologie und Grundwasserhydraulik des Einzugsgebietes des Wasserwerks Freiburg-Ebnet“. Inaugurial-Dissertation. Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.

Gariglio, F. P., D. Tonina und C. H. Luce (2013). „Spatiotemporal variability of hyporheic exchange through a pool-riffle-pool sequence“. In: *Water Resources Research* 49.11, S. 7185–7204. ISSN: 00431397. DOI: 10.1002/wrcr.20419.

Garner, G., I. A. Malcolm, J. P. Sadler und D. M. Hannah (2014). „What causes cooling water temperature gradients in forested stream reaches?“ In: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 11.6, S. 6441–6472. ISSN: 1812-2116. DOI: 10.5194/hessd-11-6441-2014.

Garner, G., I. A. Malcolm, J. P. Sadler, C. P. Millar und D. M. Hannah (2015). „Inter-annual variability in the effects of riparian woodland on micro-climate, energy exchanges and water temperature of an upland Scottish stream“. In: *Hydrological Processes* 29.6, S. 1080–1095. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.10223.

Gupta, H. V., M. P. Clark, J. A. Vrugt, G. Abramowitz und M. Ye (2012). „Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy“. In: *Water Resources Research* 48.8, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2011WR011044.

Hädrich, F. und K. Stahr (2001). *Die Böden des Breisgaus und angrenzender Gebiete*. Freiburg im Breisgau: Aedificatio-Verlag.

Hancock, P. J., A. J. Boulton und W. F. Humphreys (2005). „Aquifers and hyporheic zones: Towards an ecological understanding of groundwater“. In: *Hydrogeology Journal* 13.1, S. 98–111. ISSN: 1431-2174. DOI: 10.1007/s10040-004-0421-6.

Hannah, D. M., I. A. Malcolm, C. Soulsby und A. F. Youngson (2008). „A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics“. In: *Hydrological Processes* 22.7, S. 919–940. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.7003.

Harte, P. T. und R. G. Kiah (2009). „Measured river leakages using conventional streamflow techniques: the case of Souhegan River, New Hampshire, USA“. In: *Hydrogeology Journal* 17.2, S. 409–424. ISSN: 1431-2174. DOI: 10.1007/s10040-008-0359-1.

Hatch, C. E., A. T. Fisher, J. S. Revenaugh, J. Constantz und C. Ruehl (2006). „Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development“. In: *Water Resources Research* 42.10, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2005WR004787.

Hedderich, J. und L. Sachs (2016). *Angewandte Statistik - Methodensammlung mit R*. 15. Aufl. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.

Hill, R. A., C. P. Hawkins und J. Jin (2014). „Predicting thermal vulnerability of stream and river ecosystems to climate change“. In: *Climatic Change* 125.3-4, S. 399–412. ISSN: 0165-0009. DOI: 10.1007/s10584-014-1174-4.

Hochwasservorhersagezentrale Baden-Württemberg (2015). *Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW)*. URL: http://hvz.baden-wuerttemberg.de/ (besucht am 11. 12. 2015).

Hoehn, E. und O. A. Cirpka (2006). „Assessing hyporheic zone dynamics in two alluvial flood plains of the Southern Alps using water temperature and tracers“. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 10, S. 553–563. ISSN: 1812-2116. DOI: 10.5194/hessd-3-335-2006.

Huxol, S. (2007). „Trendanalyse von Zeitreihen der Komponenten des Wasserkreislaufes im Einzugsgebiet der Dreisam zur prozessorientierten Beurteilung hydrologischer Klimafolgen“. Diplomarbeit. Albert- Ludwigs- Universität Freiburg.

Hyun, Y., H. Kim, S.-S. Lee und K.-K. Lee (2011). „Characterizing streambed water fluxes using temperature and head data on multiple spatial scales in Munsan stream, South Korea“. In: *Journal of Hydrology* 402.3-4, S. 377–387. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.03.032.

Irvine, D. J., R. H. Cranswick, C. T. Simmons, M. A. Shanafield und L. K. Lautz (2015a). „The effect of streambed heterogeneity on groundwater-surface water exchange fluxes inferred from temperature time series“. In: *Water Resources Research* 51.1, S. 198–212. ISSN: 00431397. DOI: 10.1002/2014WR015769.

Irvine, D. J. und L. K. Lautz (2015). „High resolution mapping of hyporheic fluxes using streambed temperatures: Recommendations and limitations“. In: *Journal of Hydrology* 524, S. 137–146. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.02.030.

Irvine, D. J., L. K. Lautz, M. A. Briggs, R. P. Gordon und J. M. McKenzie (2015b). „Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2“. In: *Journal of Hydrology* 531, S. 728–737. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.10.054.

Ivkovic, K. M. (2009). „A top–down approach to characterise aquifer–river interaction processes“. In: *Journal of Hydrology* 365.3-4, S. 145–155. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.021.

Jones, J. P., E. A. Sudicky und R. G. McLaren (2008). „Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study“. In: *Water Resources Research* 44.3, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2006WR005603.

Kalbus, E., F. Reinstorf und M. Schirmer (2006). „Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review“. English. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 10.6, S. 873–887. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-10-873-2006.

Keery, J., A. Binley, N. Crook und J. W. Smith (2007). „Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series“. In: *Journal of Hydrology* 336.1-2, S. 1–16. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.12.003.

Kleinhans, A. (2000). „Anwendung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH im Dreisam-Einzugsgebiet“. Diplomarbeit. Albert- Ludwigs- Universität Freiburg.

Kollet, S. J. und R. M. Maxwell (2006). „Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model“. In: *Advances in Water Resources* 29.7, S. 945–958. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2005.08.006.

Krause, S., D. M. Hannah und J. H. Fleckenstein (2009). „Hyporheic hydrology: interactions at the groundwater-surface water interface“. In: *Hydrological Processes* 23.15, S. 2103–2107. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.7366.

Krause, S., D. M. Hannah, J. H. Fleckenstein, C. M. Heppell, D. Kaeser, R. Pickup, G. Pinay, A. L. Robertson und P. J. Wood (2011). „Inter-disciplinary perspectives on processes in the hyporheic zone“. In: *Ecohydrology* 4.4, S. 481–499. ISSN: 19360584. DOI: 10.1002/eco.176.

Krause, S., F. Boano, M. O. Cuthbert, J. H. Fleckenstein und J. Lewandowski (2014). „Understanding process dynamics at aquifer-surface water interfaces: An introduction to the special section on new modeling approaches and novel experimental technologies“. In: *Water Resources Research* 50.2, S. 1847–1855. ISSN: 00431397. DOI: 10.1002/2013WR014755.

Krause, S., A. Bronstert und E. Zehe (2007). „Groundwater–surface water interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance“. In: *Journal of Hydrology* 347.3-4, S. 404–417. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.09.028.

Lautz, L. K. und R. E. Ribaudo (2012). „Scaling up point-in-space heat tracing of seepage flux using bed temperatures as a quantitative proxy“. In: *Hydrogeology Journal* 20.7, S. 1223–1238. ISSN: 1431-2174. DOI: 10.1007/s10040-012-0870-2.

Lavigne, M.-A., M. Nastev und R. Lefebvre (2010). „Numerical Simulation of Groundwater Flow in the Chateauguay River Aquifers“. In: *CANADIAN WATER RESOURCES JOURNAL* 35.4, SI, S. 469–485. ISSN: 0701-1784. DOI: 10.4296/cwrj3504469.

Leach, J. A. und R. D. Moore (2011). „Stream temperature dynamics in two hydrogeomorphically distinct reaches“. In: *Hydrological Processes* 25.5, S. 679–690. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.7854.

LGL Baden-Württemberg. *Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg*. URL: https://www.lgl-bw.de/.

Liu, Y. und T. Yamanaka (2012). „Tracing groundwater recharge sources in a mountain–plain transitional area using stable isotopes and hydrochemistry“. In: *Journal of Hydrology* 464-465, S. 116–126. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.053.

Luce, C. H., D. Tonina, F. Gariglio und R. Applebee (2013). „Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series“. In: *Water Resources Research* 49.1, S. 488–506. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2012WR012380.

MacDonald, R. J., S. Boon und J. M. Byrne (2014). „A process-based stream temperature modelling approach for mountain regions“. In: *Journal of Hydrology* 511, S. 920–931. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.009.

Malcolm, I. a., D. M. Hannah, M. J. Donaghy, C. Soulsby und a. F. Youngson (2004). „The influence of riparian woodland on the spatial and temporal variability of stream water temperatures in an upland salmon stream“. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 8, S. 449–459. ISSN: 16077938. DOI: 10.5194/hess-8-449-2004.

McCallum, J. L., P. G. Cook, D. Berhane, C. Rumpf und G. A. McMahon (2012). „Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry“. In: *Journal of Hydrology* 416-417, S. 118–132. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.040.

Moore, R. D., P. Sutherland, T. Gomi und A. Dhakal (2005). „Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada“. In: *Hydrological Processes* 19.13, S. 2591–2608. ISSN: 0885-6087. DOI: 10.1002/hyp.5733.

Nash, J. und J. Sutcliffe (1970). „River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles“. In: *Journal of Hydrology* 10.3, S. 282–290. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/0022-1694(70)90255-6.

Orghidan, T. (1959). „Ein neuer Lebensraum des unterirdischen Wassers: der hyporheische Biotop“. In: *Arch. Hydrobiol*.

Ott, B. und S. Uhlenbrook (2004). „Quantifying the impact of land-use changes at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model“. English. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 8.1, S. 62–78. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-8-62-2004.

Panday, S. und P. S. Huyakorn (2004). „A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow“. In: *Advances in Water Resources* 27.4, S. 361–382. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2004.02.016.

Payn, R. A., M. N. Gooseff, B. L. McGlynn, K. E. Bencala und S. M. Wondzell (2009). „Channel water balance and exchange with subsurface flow along a mountain headwater stream in Montana, United States“. In: *Water Resources Research* 45.11, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2008WR007644.

Poole, G. C. und C. H. Berman (2001). „An Ecological Perspective on In-Stream Temperature: Natural Heat Dynamics and Mechanisms of Human-CausedThermal Degradation“. In: *Environmental Management* 27.6, S. 787–802. ISSN: 0364-152X. DOI: 10.1007/s002670010188.

R Core Team (2015). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria.

Rahimi, M., H. I. Essaid und J. T. Wilson (2015). „The role of dynamic surface water-groundwater exchange on streambed denitrification in a first-order, low-relief agricultural watershed“. In: *Water Resources Research*, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1002/2014WR016739.

Rau, G. C., M. S. Andersen, A. M. McCallum und R. I. Acworth (2010). „Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water-groundwater exchange, evaluated using field temperature records“. In: *Hydrogeology Journal* 18.5, S. 1093–1110. ISSN: 14312174. DOI: 10.1007/s10040-010-0586-0.

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. ISSN: 00128252. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.10.015.

Regierungspräsidium Freiburg (2015). *BG Oberrhein, Begleitdokumentation TBG 31*. URL: https://rp.baden-wuerttemberg.de/Themen/WasserBoden/WRRL/TBG31/BegleitdokuTBG31/BegleitdokumentationTBG31.pdf (besucht am 14. 04. 2016).

REKLIP (1995). „Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd". In: *Regio-Klima-Projekt. Text+ Kartenband. Zürich-Offenbach-Strasbourg*.

Rieser, M. (2002). „Experimentelle Untersuchungen zur immissionsorientierten Bewertung der Wirkung von Niederschlagswassereinleitungen auf ein urbanes Gewässer am Beispiel der Dreisam im Stadtgebiet von Freiburg". Diplomarbeit. Albert-Ludwigs- Universität Freiburg.

Ruehl, C., A. Fisher, C. Hatch, M. L. Huertos, G. Stemler und C. Shennan (2006). „Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream". In: *Journal of Hydrology* 330.1-2, S. 235–248. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.025.

Rugel, K., S. W. Golladay, C. R. Jackson und T. C. Rasmussen (2016). „Delineating groundwater/surface water interaction in a karst watershed: Lower Flint River Basin, southwestern Georgia, USA". In: *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5, S. 1–19. ISSN: 22145818. DOI: 10.1016/j.ejrh.2015.11.011.

Sauer, V. und R. Meyer (1992). „Determination of error in individual discharge measurements". In:

Schmadel, N. M., B. T. Neilson und D. K. Stevens (2010). „Approaches to estimate uncertainty in longitudinal channel water balances". In: *Journal of Hydrology* 394.3-4, S. 357–369. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.09.011.

Schmidt, C., M. Bayer-Raich und M. Schirmer (2006). „Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale". English. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 10.6, S. 849–859. ISSN: 1607-7938. DOI: 10.5194/hess-10-849-2006.

Schmidt, C., B. Conant, M. Bayer-Raich und M. Schirmer (2007). „Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures". In: *Journal of Hydrology* 347.3-4, S. 292–307. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.08.022.

Schuetz, T. und M. Weiler (2011). „Quantification of localized groundwater inflow into streams using ground-based infrared thermography". In: *Geophysical Research Letters* 38.3, S. 1–5. ISSN: 00948276. DOI: 10.1029/2010GL046198.

Schuetz, T., M. Weiler, J. Lange und M. Stoelzle (2012). „Two-dimensional assessment of solute transport in shallow waters with thermal imaging and heated water". In: *Advances in Water Resources* 43, S. 67–75. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.03.013.

Schweizer, M. (2014). „The role of surface waters in urban groundwater recharge processes". Masterarbeit. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.

Scibek, J., D. M. Allen, A. J. Cannon und P. H. Whitfield (2007). „Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient

groundwater model“. In: *Journal of Hydrology* 333.2-4, S. 165–181. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.

Selker, J. S., L. Thévenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. van de Giesen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westhoff und M. B. Parlange (2006a). „Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems“. In: *Water Resources Research* 42.12, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2006WR005326.

Selker, J., N. van de Giesen, M. Westhoff, W. Luxemburg und M. B. Parlange (2006b). „Fiber optics opens window on stream dynamics“. In: *Geophysical Research Letters* 33.24, S. L24401. ISSN: 0094-8276. DOI: 10.1029/2006GL027979.

Shanafield, M., J. L. McCallum, P. G. Cook und S. Noorduijn (2016). „Variations on thermal transport modelling of subsurface temperatures using high resolution data“. In: *Advances in Water Resources* 89, S. 1–9. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2015.12.018.

Silliman, S. E. und D. F. Booth (1993). „Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana“. In: *Journal of Hydrology* 146, S. 131–148. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/0022-1694(93)90273-C.

Sophocleous, M. (2002). „Interactions between groundwater and surface water: the state of the science“. In: *Hydrogeology Journal* 10.1, S. 52–67. ISSN: 1431-2174. DOI: 10.1007/s10040-001-0170-8.

Stallman, R. W. (1965). „Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature“. In: *Journal of Geophysical Research* 70.12, S. 2821–2827. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/JZ070i012p02821.

Stephens, G. L., J. Li, M. Wild, C. A. Clayson, N. Loeb, S. Kato, T. L'Ecuyer, P. W. Stackhouse, M. Lebsock und T. Andrews (2012). „An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations“. en. In: *Nature Geoscience* 5.10, S. 691–696. ISSN: 1752-0894. DOI: 10.1038/ngeo1580.

Stonestrom, D. A. und J. Constantz (2004). *Using Temperature to Study Stream-Ground Water Exchanges*. Techn. Ber. Factsheet 2004-3010. U.S. Geological Survey.

Suzuki, S. (1960). „Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields“. In: *Journal of Geophysical Research* 65.9, S. 2883–2885. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/JZ065i009p02883.

Tanaka, M., G. Girard, R. Davis, A. Peuto und N. Bignell (2001). „Recommended table for the density of water between 0 C and 40 C based on recent experimental reports“. en. In: *Metrologia* 38.4, S. 301–309. ISSN: 0026-1394. DOI: 10.1088/0026-1394/38/4/3.

Tetzlaff, D., C. Soulsby, C. Gibbins, P. Bacon und A. Youngson (2005). „An Approach to Assessing Hydrological Influences on Feeding Opportunities of Juvenile Atlantic Salmon (Salmo salar): A Case Study of Two Contrasting years in a Small, Nursery Stream“. In: *Hydrobiologia* 549.1, S. 65–77. ISSN: 0018-8158. DOI: 10.1007/s10750-005-4166-6.

Theurer, F., K. Voos und W. Miller (1984). „Instream water temperature model. Instream flow information paper 16“. In:

Tilch, N., S. Uhlenbrook und C. Leibundgut (2002). „Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialem Hangschutt geprägten Gebieten“. In: *Grundwasser* 7.4, S. 206–216. ISSN: 1430-483X. DOI: 10.1007/s007670200032.

Triska, F., V. Kennedy, R. Avanzino, G. Zellweger und K. Bencala (1989). „Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California; hyporheic processes“. In: *Ecology* 70.6, S. 1893–1905.

Uhlenbrook, S. (1999). „Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet“. In: *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 10.

Villinger, E. (1999). „Freiburg im Breisgau – Geologie und Stadtgeschichte“. In: *LGRB Freiburg* Informationen 12.

Vogt, T., E. Hoehn, P. Schneider und O. A. Cirpka (2009). „Untersuchung der Flusswasserinfiltration in voralpinen Schottern mittels Zeitreihenanalyse“. In: *Grundwasser* 14.3, S. 179–194. ISSN: 1430-483X. DOI: 10.1007/s00767-009-0108-y.

Vogt, T., P. Schneider, L. Hahn-Woernle und O. A. Cirpka (2010). „Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling“. In: *Journal of Hydrology* 380.1-2, S. 154–164. ISSN: 00221694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.10.033.

Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (2015). *Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW)*. (Besucht am 11. 12. 2015).

Webb, B. W. und Y. Zhang (1997). „SPATIAL AND SEASONAL VARIABILITY IN THE COMPONENTS OF THE RIVER HEAT BUDGET“. In: *Hydrological Processes* 11.1, S. 79–101. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<79::AID-HYP404>3.0.CO;2-N.

Webb, B. W., D. M. Hannah, R. D. Moore, L. E. Brown und F. Nobilis (2008). „Recent advances in stream and river temperature research“. In: *Hydrological Processes* 22.7, S. 902–918. ISSN: 08856087. DOI: 10.1002/hyp.6994.

Westhoff, M. C., M. N. Gooseff, T. a. Bogaard und H. H. G. Savenije (2011). „Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream“. In: *Water Resources Research* 47.10, n/a–n/a. ISSN: 00431397. DOI: 10.1029/2010WR009767.

Westhoff, M. C., H. H. G. Savenije, W. M. J. Luxemburg, G. S. Stelling, N. C. van de Giesen, J. S. Selker, L. Pfister und S. Uhlenbrook (2007). „A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations“. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 11, S. 1469–1480. ISSN: 18122116. DOI: 10.5194/hessd-4-125-2007.

Wilby, R., H. Orr, G. Watts, R. Battarbee, P. Berry, R. Chadd, S. Dugdale, M. Dunbar, J. Elliott und C. Extence (2010). „Evidence needed to manage freshwater ecosystems in a changing climate: Turning adaptation principles into practice“. In: *Science of The Total Environment* 408.19, S. 4150–4164. ISSN: 00489697. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2010.05.014.

Winter, T. C., J. W. Harvey, O. L. Franke und W. M. Alley (1998). *Ground Water and Surface Water A Single Resource*. Techn. Ber. Circular 1139. U.S. Geological Survey.

Woessner, W. W. (2000). „Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought“. In: *Ground Water* 38.3, S. 423–429. ISSN: 0017-467X. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x.