Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau

Martina Brügger

Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in voralpinen Einzugsgebieten bei Niedrigwasser



Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler Freiburg im Breisgau, November 2012

Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau

Martina Brügger

Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in voralpinen Einzugsgebieten bei Niedrigwasser

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler Korreferent: Prof. Dr. Jan Seibert

Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler Freiburg im Breisgau, November 2012

Vorwort

Im möchte mich bei Prof. Dr. Markus Weiler für die Vergabe des Themas und die Betreuung der Arbeit bedanken.

Prof. Dr. Jan Seibert danke ich für die Übernahme des Koreferats.

Ein Dank gilt auch Emil Blattmann für die Bereitstellung der Messgeräte und Barbara Herbstritt für die Einführung im Labor und die Auswertung der Isotopendaten.

Ein weiterer Dank geht an Anita Gundel für die Daten.

Bei Beat Baumann von AWA des Kantons Bern und Max Haller, Brunnenmeister der Gemeinde Staffelbach, möchte ich mich für die Hilfe bei der Grundwasserprobennahme bedanken.

Ausserdem möchte ich mich bei Alexandra Schiesser für das Korrekturlesen und bei Tobias Schneider für die Hilfe bei der Geländearbeit bedanken.

Ein besonderer Dank geht an meine Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben und mich immer unterstützt haben.

Inhaltsverzeichnis

| Inh | altsv | erzeichnis | I |
|-----|-------|---|------|
| Ver | zeich | nnis der Abbildungen im Text | V |
| Vei | zeich | nis der Tabellen im Text | IX |
| Ver | zeich | nis der Abbildungen im Anhang | IX |
| Ver | zeich | nnis der Tabellen im Anhang | IX |
| Zus | samm | enfassung | XI |
| Sur | nmar | y | XIII |
| 1 | Einle | eitung | 1 |
| 1.1 | Pro | blemstellung | 1 |
| 1.2 | Zie | lsetzung | 2 |
| 2 | Theo | retische Grundlagen und Stand der Forschung | 5 |
| 2.1 | Bec | leutung von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen (G-O-I) | 5 |
| 2.2 | Hy | porheische Zone | 6 |
| 2.3 | Au | stauschprozesse zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser | 7 |
| 2.4 | Me | thoden zur Messung von G-O-I | 10 |
| | 2.4.1 | Wasserbilanz. | |
| | 2.4.2 | Gelöste Tracer | |
| | 2.4.3 | Umwelttracer | |
| | 2.4.4 | Direkte Messung | |
| | 2.4.5 | Darcy-Gesetz | |
| 4 | 2.4.6 | Kombination von Methoden | |
| 3 | Unte | rsuchungsgebiete | |
| 3.1 | Übe | erblick und Lage der Einzugsgebiete | 17 |
| 3.2 | Sul | nre | |
| | 3.2.1 | Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie | |
| | 3.2.2 | Klima | |
| | 3.2.3 | Geologie | |
| | 3.2.4 | Hydrologie | |
| 3.3 | Gü | rbe | |
| | 3.3.1 | Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie | |
| | 3.3.2 | Klima | |

| 3.3.3 | Geologie | |
|-----------|--|----|
| 3.3.4 | Hydrologie | |
| 3.4 Emme | | |
| 3.4.1 | Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie | |
| 3.4.2 | Klima | |
| 3.4.3 | Geologie | |
| 3.4.4 | Hydrologie | |
| 3.5 Ilfis | S | |
| 3.5.1 | Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie | |
| 3.5.2 | Klima | |
| 3.5.3 | Geologie | |
| 3.5.4 | Hydrologie | |
| 4 Vorg | ehensweise und Methoden | 41 |
| 4.1 Voi | rgehen | 41 |
| 4.2 Abt | - flussmessung | 43 |
| 4.2.1 | Geschwindigkeitsmethode | |
| 4.2.2 | Magnetisch-induktive Strömungssonde (FLOWMATE) | |
| 4.2.3 | Festlegung der Messlotrechten und Messtiefen | |
| 4.2.4 | Berechnung des Gesamtabflusses | 45 |
| 4.2.5 | Unsicherheitsanalyse | |
| 4.2.6 | Fehlerquellen | |
| 4.2.7 | Nettobilanz | |
| 4.3 Isot | topenanalyse | |
| 4.3.1 | Physikalische Grundlagen | |
| 4.3.2 | Messung mit dem Laserspektrometer | |
| 4.3.3 | Mischungsrechnung | |
| 4.4 Ele | ktrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur | 54 |
| 5 Erge | bnisse | |
| 5.1 Sub | ıre | |
| 5.1.1 | Abflussmessungen | |
| 5.1.2 | Isotope | |
| 5.1.3 | Elektrische Leitfähigkeiten | 61 |
| 5.1.4 | Mischungsrechnung | 63 |
| 5.2 Gür | rbe | 63 |
| 5.2.1 | Abflussmessungen | 64 |
| 5.2.2 | Isotope | 65 |
| 5.2.3 | Elektrische Leitfähigkeiten | 68 |
| 5.3 Em | me | 69 |
| 5.3.1 | Abflussmessungen | 69 |
| 5.3.2 | Isotope | 70 |

| | 5.3.3 | Elektrische Leitfähigkeiten | 73 |
|-----|-------|-------------------------------------|-------|
| | 5.3.4 | Mischungsrechnung | 74 |
| 5.4 | Ilfis | S | 75 |
| | 5.4.1 | Abflussmessungen | 76 |
| | 5.4.2 | Isotope | 78 |
| | 5.4.3 | Elektrische Leitfähigkeiten | 80 |
| 6 | Disk | ussion | 81 |
| 6.1 | Sub | nre | 81 |
| 6.2 | Güı | rbe | 82 |
| 6.3 | Em | me | 84 |
| 6.4 | Ilfis | s | 88 |
| 6.5 | Ver | gleich zwischen den Einzugsgebieten | 89 |
| 7 | Fazit | und Ausblick | 91 |
| Lit | eratu | rverzeichnis | 95 |
| A | Abb | ildungen | . 101 |
| B | Tabe | ellen | . 105 |
| С | Liste | e der verwendeten Symbole | . 108 |
| D | Liste | e der verwendeten Abkürzungen | . 110 |
| Eh | renwö | örtliche Erklärung | . 111 |

Verzeichnis der Abbildungen im Text

| Abbildung 1: Hyporheische Zone (verändert nach Winter et al. 1999) | 7 |
|---|----|
| Abbildung 2: Austauschprozesse zwischen Grund- und Oberflächenwasser (verändert nach Winter et al. 1999). | 9 |
| Abbildung 3: Lage der Untersuchungsgebiete Gürbe, Emme, Ilfis und Suhre (verändert nach Bundesamt für Landestopographie) | 17 |
| Abbildung 4: Topographie, Gewässernetz, Lage der Messpunkte (S1-S4) und der hydrologischen Stationen im Einzugsgebiet der Suhre. | 19 |
| Abbildung 5: Klimadiagramm der Klimastation Buchs/Aarau. Klimanormwerte 1961-1990 (Datengrundlage: MeteoSchweiz) | 20 |
| Abbildung 6: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet Suhre | 21 |
| Abbildung 7: Mittlere Monatsabflüsse der Suhre in Reitnau (blau) (1979-2012) und Unterentfelden (rot) (1979-2012) (Datenquelle: ALG, Kanton Aargau) | 22 |
| Abbildung 8: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Suhre. | 23 |
| Abbildung 9: Topographie, Gewässernetz, Lage der hydrologischen Stationen und der Messpunkte (G1-G5) im Einzugsgebiet der Gürbe. | 25 |
| Abbildung 10: Niederschlagsdiagramm. Klimanormwerte 1961-1990 der Niederschlagsstationen in Belp, Blumenstein und im Gantrisch (Datengrundlage: MeteoSchweiz) | 26 |
| Abbildung 11: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet der Gürbe | 27 |
| Abbildung 12: Mittlere Monatsabflüsse der Gürbe bei den Stationen Burgistein (rot) (1981-2009) und Belp (blau) (1922-2011) (Datenquelle: BAFU und AWA) | 28 |
| Abbildung 13: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Gürbe | 30 |
| Abbildung 14: Topographie, Gewässernetz, Lage der hydrologischen Stationen und der Messpunkte (E1-E4, I1-I4) im Einzugsgebiet der Emme und Ilfis | 32 |
| Abbildung 15: Klimadiagramm Langnau. Klimanormwerte 1961-1990 (Datenquelle: MeteoSchweiz) | 32 |
| Abbildung 16: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet der Emme und der Ilfis | 34 |
| Abbildung 17: Mittlere Monatsabflüsse der Emme an den Stationen Eggiwil (blau) (1975-2011) und Emmenmatt (rot) (1918-2010) (Datenquelle: BAFU) | 35 |
| Abbildung 18: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Emme und der Ilfis | 36 |
| Abbildung 19: Mittlere Monatsabflüsse der Station Langnau (1989-2011) (Datenquelle: BAFU) | 38 |
| Abbildung 20: Nettobilanz eines Flussabschnittes | 49 |
| Abbildung 21: Abfluss während des Untersuchungszeitraums Juli und August 2012 an den Abflussmessstationen in Reitnau (blau) und Unterentfelden (rot). Die grauen Linien bezeichnen die Messtage (Datenquelle: ALG, Kanton | 57 |
| Abbildung 22: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an vier Tagen im Juli und August 2012. | 58 |

| Abbildung 23: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) pro Kilometer mit |
|--|
| Unsicherheiten in den untersuchten Flussabschnitten der Suhre an den |
| jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 24: $\partial^2 H - \partial^{10} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Suhre und des Flusswassers der Suhre60 |
| Abbildung 25: Räumliche Änderung der ¹⁸ O-Istotopen entlang eines |
| Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen60 |
| Abbildung 26: Räumliche Änderung der ² H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 27: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 28: Grundwasseranteil am Abfluss resultierend aus einer Mischungsrechnung mit der Leitfähigkeit (mit Unsicherheiten) |
| Abbildung 29: Abfluss der Gürbe während des Untersuchungszeitraums im Juli und August 2012 an den Abflussmessstationen in Burgistein und in Belp (Datenquelle: AWA, Kanton Bern). Die grauen Linien kennzeichnen die Messtage |
| Abbildung 30: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an drei Tagen im Juli und August 2012 |
| Abbildung 31: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) mit Unsicherheiten in den untersuchten Flussabschnitten der Gürbe an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 32: $\partial^2 H - \partial^{18} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Gürbe und des Flusswassers der Gürbe an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 33: Räumliche Änderung der ¹⁸ O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 34: Räumliche Änderung der ² H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 35: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 36: Abfluss der Emme bei der Abflussmessstation in Eggiwil während des Untersuchungszeitraums im Juli-August 2012 (Datenquelle: BAFU). Die grauen Linien kennzeichnen die Messtage |
| Abbildung 37: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an drei Tagen im Juli und August 201270 |
| Abbildung 38: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) pro Kilometer mit Unsicherheiten |
| Abbildung 39: $\partial^2 H - \partial^{18} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Emme und des Flusswassers der Emme an den jeweiligen Messtagen |
| Abbildung 40: Räumliche Änderung der ¹⁸ O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen72 |
| Abbildung 41: Räumliche Änderung der ² H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen73 |
| Abbildung 42: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen74 |
| Abbildung 43: Berechnete Grundwasseranteile (QG) anhand der Mischungsrechnung mit ∂ ² H-Isotopen (2H) und der elektrischen Leitfähigkeit (LF), sowie die prozentuale Änderung des Abflusses (ΔQ/Q _{in})75 |

| Abbildung 44: Abfluss der Ilifs bei der Abflussmessstation in Langnau während des | |
|---|----|
| Untersuchungszeitraums im Juli-August 2012 (Datenquelle: BAFU). Die | |
| grauen Linien kennzeichnen die Messtage. | 76 |
| Abbildung 45: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes | |
| der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen im Juli und August 2012 | 77 |
| Abbildung 46: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) mit Unsicherheiten in den | |
| untersuchten Flussabschnitten der Ilfis. | 77 |
| Abbildung 47: ∂^2 H- ∂^{18} O-Relation des Flusswassers der Ilfis an den jeweiligen | |
| Messtagen. | 78 |
| Abbildung 48: Räumliche Änderung der ¹⁸ O-Istotopen entlang eines | |
| Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen | 79 |
| Abbildung 49: Räumliche Änderung der ² H-Istotopen entlang eines | |
| Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen | 79 |
| Abbildung 50: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines | |
| Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen | 80 |
| Abbildung 51: Verlauf des Abflusses und der Konzentration eines bestimmten | |
| Stoffes im Wasser in einem Flussabschnitt mit negativer Nettobilanz | |
| (verändert nach Szeftel et al., 2011). | 87 |
| | |

Verzeichnis der Tabellen im Text

| Tabelle 1: Messpunkte und Abschnittslänge in der Suhre | . 19 |
|---|------|
| Tabelle 2: Abflusskennwerte der Suhre an den Stationen Reitnau (1979-2012) und | |
| Unterentfelden (1979-2012) (Datenquelle: ALG, Kanton Aargau) | . 22 |
| Tabelle 3: Messpunkte und Länge der untersuchten Abschnitte in der Gürbe | . 24 |
| Tabelle 4: Abflusskennwerte der Gürbe in Burgistein (1981-2009) und Belp (1922-2011) (Datenquelle: BAFU und AWA). | . 29 |
| Tabelle 5: Messpunkte und Länge der untersuchten Flussabschnitte der Emme | . 31 |
| Tabelle 6: Abflusskennwerte der Emme in Eggiwil (1975-2011) (Datenquelle: BAFU) | . 36 |
| Tabelle 7: Messpunkte und Länge der untersuchten Flussabschnitte der Ilfis | . 37 |
| Tabelle 8: Abflusskennwerte der Ilfis in Langnau (1989-2011) (Datenquelle: BAFU) | . 39 |

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

| Abbildung A 1: Karte Suhre (Bundesamt für Landestopographie). | 101 |
|---|-----|
| Abbildung A 2: Karte Gürbe (Bundesamt für Landestopographie) | 102 |
| Abbildung A 3: Karte Emme (Bundesamt für Landestopographie) | 103 |
| Abbildung A 4: Karte Ilfis (Bundesamt für Landestopographie) | 104 |

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

| Tabelle B 1: Herkunft der verwendeten Daten | . 105 |
|---|-------|
| Tabelle B 2: Prozentuale Messunsicherheit u _m bei Messung der mittleren Geschwindigkeit aus einer begrenzten Zahl von Messlotrechten (DIN EN ISO 748, 2008) | . 106 |
| Tabelle B 3: Prozentuale Messunsicherheiten ub bei Entfernungsmessungen (DIN EN ISO 748, 2008). | . 106 |
| Tabelle B 4: Prozentuale Messunsicherheiten uh bei Tiefenmessung (DIN EN ISO 748, 2008). | . 106 |
| Tabelle B 5: Prozentuale Messunsicherheiten u _p der mittleren Geschwindigkeit in einer Lotrechte bedingt durch die begrenzte Zahl von Messpunkten pro Lotrechte (DIN EN ISO 748, 2008) | . 107 |
| Tabelle B 6: Prozentuale Messunsicherheiten u _e für Punktgeschwindigkeitsmessungen in Abhängigkeit der Messzeit (DIN EN ISO 748, 2008) | . 107 |

Zusammenfassung

Ziel der Arbeit ist es, die Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen (G-O-I) in vier voralpinen Einzugsgebieten bei Niedrigwasser zu untersuchen. Anhand von Abflussmessungen sollen die Änderung des Abflusses stromabwärts quantifiziert und die Inund Exfiltrationsverhältnisse entlang der Flussabschnitte charakterisiert werden. Zusätzlich sollen die Beobachtungen anhand von Leitfähigkeitsmessungen und Isotopenmessungen validiert werden.

Die ausgewählten Einzugsgebiete liegen im Übergangsbereich von den Alpen zum Schweizer Mittelland und weisen ähnliche geologische und hydrologische Verhältnisse auf. Sie sind dadurch charakterisiert, dass ein grosser Teil des Abflusses im Oberlauf gebildet wird und die Flüsse dann in den tieferen Lagen in ein alluviales Tal oder in eiszeitlich geformte Schotterkörper fliessen.

Als Methode für die Abflussmessungen wird die Geschwindigkeitsmethode angewendet. Zur Isotopenbestimmung werden Wasserproben aus dem Fluss und aus dem Grundwasser entnommen, die anschliessend im Labor analysiert werden. Zusätzlich wird an jedem Messpunkt die Leitfähigkeit gemessen.

Die einzelnen Einzugsgebiete zeigen unterschiedliche Ergebnisse und darum konnte mittels dieser Untersuchung keine allgemeine Aussage zu G-O-I in voralpinen Einzugsgebieten bei Niedrigwasser gemacht werden. In den Flussabschnitten der Suhre, Gürbe und Ilfis lassen sich mit den angewendeten Methoden keine eindeutigen Hinweise auf G-O-I erkennen. Die Resultate der Emme weisen auf einen intensiven Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser im untersuchten Flussabschnitt hin. Es konnte zudem festgestellt werden, dass die Beziehung zwischen Grund- und Oberflächenwasser geprägt ist von einem räumlichen und zeitlichen Wechsel von effluenten und influenten Bedingungen. Mit den angewendeten Methoden konnte jedoch die Komplexität der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser in diesem Gebiet nicht ausreichend erfasst werden.

Schlagwörter: Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktionen, DROUGHT-CH, voralpine Einzugsgebiete, Infiltration, Exfiltration, stabile Isotope, Abflussmessungen,

Summary

The research was aimed at investigating the groundwater-surface water interactions in four pre-Alpine catchments at low tide. Hydrometric methods were used to quantify the change in the stream discharge downstream, and to characterize in- and exfiltration conditions along the river reaches during base-flow conditions. For each reach, the net change in the discharge was estimated, and the observations validated by measurements of electric conductivity and stable isotopes. Situated in the transition zone of the Alps to the Swiss Plateau, the selected catchments showed similar geological and hydrological conditions. Most of the discharge occurred in the upper reaches of the catchments; in the lower part, the stream flew into an alluvial valley. While the velocity-area method was used for run-off measurement, additional water samples were taken from stream and groundwater. The samples were then analyzed in the laboratory. Additionally at each point of measurement, conductivity was noted.

The results were different in the individual catchments. In the stream reaches of the Suhre, Gürbe and Ilfis, no clear evidence of groundwater-surface water interactions could be detected with the applied methods. However, the results in the stream of the Emme indicated an intensive exchange between groundwater and surface water in the studied stream reaches. It was also noted that the stream did not simply lose or gain over a particular reach; rather, it was both gaining and losing according to temporal changes. The methods, however, did not yield any definite conclusion regarding the complexity of the interaction between groundwater and surface water. Additional measurement methods are required to arrive at an understanding of the processes occurring in these stream reaches.

Keywords: Groundwater-surface water interactions, subalpine catchment, DROUGHT-CH, infiltration, exfiltration, stable isotopes, runoff

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

"Trockenheit" bezeichnet ein temporäres Wasserdefizit im Vergleich zu den regionalen Normalbedingungen. Hohe Temperaturen und geringe Niederschläge führen dazu, dass Wasserstände in Oberflächengewässern und Grundwasser sinken und die Feuchtigkeit des Bodens abnimmt (Kruse et al., 2010). Längere Perioden von Trockenheit können darum erhebliche Auswirkungen auf die Verfügbarkeit von Wasserressourcen, auf ökonomische Aktivitäten und auf die Okosysteme haben. Trockensensitive Handlungsfelder, wie die Landwirtschaft, die Forstwirtschaft, die Stromproduktion oder die Schifffahrt, sind bei Trockenereignissen am stärksten betroffen. Auch auf die Fauna und Flora von aquatischen Ökosystemen und Feuchtgebieten wirken sich lange Trockenperioden meist negativ aus, so kann der Wassermangel in Flüssen und Bächen zu einem Fischsterben führen (BUWAL et al., 2004). Der Hitzesommer 2003 führte vor Augen, dass auch die sonst wasserreichen Alpen von Trockenheit betroffen sein können. Klimaszenarien für die Schweiz zeigen, dass in Zukunft mit einer Zunahme der Häufigkeit und Intensität von Hitze- und Trockenereignissen zu rechnen ist. Extreme Sommer wie 2003 können gegen Ende des Jahrhunderts zur Norm werden (BAFU, 2012). Das Forschungsprojekt DROUGHT-CH, das im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms NFP61 "Nachhaltige Wassernutzung" läuft, hat das Ziel, geeignete Ansätze für ein nutzungsorientiertes Früherkennungssystem für Trockenheit und Niedrigwasserereignisse in der Schweiz zu entwickeln (Kruse et al., 2010). Als Grundlage dazu ist unter anderem ein besseres Verständnis der hydrologischen Entstehungsprozesse von Trockenperioden notwendig. Mit dieser Arbeit soll ein Beitrag dazu geleistet werden. Der Fokus liegt dabei auf Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktionen (G-O-I) in voralpinen Einzugsgebieten.

Grundwasser und Oberflächenwasser sind zwei Systeme, die miteinander verbunden sind und sich in ihrer Qualität und Quantität gegenseitig beeinflussen. Die Interaktionen sind raumzeitlich sehr variabel und hauptsächlich von geomorphologischen, geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften des Flussbetts und der Umgebung abhängig. Infiltrations- und Exfiltrationsprozesse im Gerinne können dazu führen, dass der Abfluss flussabwärts stark variiert. Gerade in Niedrigwassersituationen reagieren der Fluss und sein Ökosystem sehr sensibel auf Veränderungen. Versickert das Flusswasser ins Grundwasser, kann dies im Extremfall zur Austrocknung des Flussbetts führen. Exfiltriert hingegen Grundwasser ins Oberflächenwasser, kann sich dies bei Trockenheit positiv auf das Flussökosystem auswirken. Die Untersuchung von G-O-I bei Niedrigwasser sind darum bedeutend, um das Verhalten eines Einzugsgebietes bei Trockenheit abschätzen zu können.

1.2 Zielsetzung

Basierend auf dem DROUGHT-CH Projekt sollen in vier voralpinen Einzugsgebieten die Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen bei Niedrigwasser genauer untersucht werden. Die voralpinen Einzugsgebiete sind dadurch charakterisiert, dass ein grosser Teil des Abflusses im Oberlauf gebildet wird und die Flüsse dann in den tieferen Lagen in ein alluviales Tal oder in eiszeitlich geformte Schotterkörper fliessen. Die hohe Durchlässigkeit dieser fluvioglazialen Schotter und die geringen Flurabstände führen zur Annahme, dass in diesen Tälern eine direkte hydraulische Verbindung zum Grundwasser und darum eine enge Wechselwirkung zwischen Grund- und Oberflächenwasser besteht.

Ziel dieser Arbeit ist es, die In- und Exfiltrationsbedingungen entlang eines Gerinneabschnittes genauer zu untersuchen und so die Austauschprozesse zwischen Grund- und Oberflächenwasser bei Niedrigwasser besser zu verstehen. Dazu sollen in vier Flüssen anhand von Abflussmessungen in ausgewählten Flussabschnitten untersucht werden, wie viel Wasser bei Niedrigwasser in den Flüssen fliesst und wie sich der Abfluss stromabwärts verändert. Leitfähigkeit- und Isotopenmessungen aus dem Fluss und aus dem Grundwasser sollen weitere Erkenntnisse über die Prozesse, die innerhalb eines Flussabschnittes ablaufen, liefern.

Aus den Zielen ergeben sich folgende Fragestellungen, die mit dieser Arbeit beantwortet werden sollen:

 Sind in den ausgewählten Flussabschnitten bei Niedrigwasser Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen erkennbar und wie lassen sich diese charakterisieren?

- Sind in den Flussabschnitten Wasserverluste zu beobachten, die bei längeren Trockenperioden zu einem Wasserdefizit im Fluss führen könnten?
- Sind die Ergebnisse in den einzelnen Einzugsgebieten miteinander vergleichbar, so dass eine allgemeine Aussage über Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in voralpinen Einzugsgebieten gemacht werden kann?

2 Theoretische Grundlagen und Stand der Forschung

2.1 Bedeutung von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen (G-O-I)

Traditionell wurden Oberflächengewässer (OW) und Grundwasser (GW) lange Zeit als getrennte Einheiten betrachtet, und die Abflussbildung wurde aus hydrologischer Sicht vor allem über die schnellen Komponenten Oberflächen- und Zwischenabfluss erklärt. Der Grundwassereinfluss wurde dabei nur sehr reduziert berücksichtig. In den letzten 10 bis 15 Jahren jedoch hat das wissenschaftliche Interesse an den Prozessen, die die Interaktion zwischen GW und OW steuern, stark zugenommen (Fleckenstein & Schmidt, 2009). Man begann die ober- und unterirdischen Gewässerkomponenten, die im Falle von Fliessgewässern über das hyporheische Interstitial (siehe Kapitel 2.2) miteinander verbunden sind, als ein hydrologisches Kontinuum aufzufassen (Nützmann & Lewandowski, 2009). Auch Bencala (2011) weist darauf hin: "The stream is not a pipe." Der Fluss ist kein abgeschlossenes System sondern steht immer in Kontakt mit dem Grundwasser (Bencala, 2011). "Die fundamentale Erkenntnis über die sehr spezifischen hydraulischen und biogeochemischen Bedingungen in der Übergangszone zwischen GW und OW und deren Bedeutung für die Gewässerökologie, die Wasserqualität und die Wasserwirtschaft sowie die Entwicklung neuer Methoden zur Quantifizierung und Simulation der Austauschprozesse, haben zu neuen Forschungsansätzen und Aktivitäten auf diesem Gebiet geführt" (Fleckenstein & Schmidt, 2009).

Grund- und Oberflächenwasser unterscheiden sich zwar in ihren chemischen, biologischen und physikalischen Eigenschaften. In der Übergangszone zwischen diesen beiden Wasserkörpern treten jedoch Prozesse auf, die zum Abbau, zur Umwandlung und zur Sorption von Stoffen führen können. Der Wasseraustausch zwischen GW und OW kann so einen erheblichen Einfluss auf die Wasserqualität in diesen hydrologischen Zonen haben. Für den Schutz der Wasserressource ist deshalb entscheidend die Austauschprozesse und -wege zwischen Grund- und Oberflächenwasser zu verstehen und zu quantifizieren (Kalbus & Reinstorf, 2006). Auch Sophocleous (2002) und Winter et al. (1999) betonen, dass die Wechselwirkungen zwischen GW und OW insofern von Bedeutung sind, als sich die Systeme hinsichtlich Qualität und Quantität wechselseitig beeinflussen können (Sophocleous, 2002; Winter et al., 1999). Vor allem im Fall einer Kontamination ist es von essenzieller Bedeutung die Massenströme zwischen Grund- und Oberflächenwasser zu kennen, um weitere Kontaminationen möglichst zu verhindern (Kalbus & Reinstorf, 2006).

G-O-I sind oft sehr komplex, sie sind skalenabhängig und können über Raum und Zeit stark variieren. Neben der zeitlichen Variabilität, vor allem durch die höhere Dynamik des Oberflächenwassers bedingt, bewirken Heterogenitäten auf verschiedensten Raumskalen sehr spezifische räumliche Muster des Austausches. Diese Prozesse auf den relevanten Skalenebenen adäquat zu charakterisieren, quantifizieren und simulieren stellt eine Herausforderung dar (Fleckenstein & Schmidt, 2009). Neben den vielen natürlichen Prozessen gibt es auch anthropogene Faktoren, die die Interaktionen zwischen Grund- und Oberflächenwasser beeinflussen, diese sind in Winter et al. (1999) näher ausgeführt. Sophocleous (2002) und Winter et al. (1999) zeigen zudem einen umfassenden Überblick zu den Austauschprozessen zwischen Grund- und Oberflächenwasser und den wichtigsten Faktoren, die diese Prozesse beeinflussen.

2.2 Hyporheische Zone

Die Übergangszone zwischen OW und GW wird als hyporheisches Interstitial (Zone) bezeichnet (Abbildung 1). Dort finden Mischprozesse zwischen GW und OW statt, warum sich die physikalischen und chemischen Eigenschaften deutlich vom benachbarten Grund- und Oberflächenwasser unterscheiden. Die Grösse und Ausdehnung dieser Zone variiert in Raum und Zeit und ist von der Verteilung der Druckgradienten, Grundwasserfliessrichtung, Flusshydraulik, Flussbetteigenschaften sowie Grösse und Verteilung von hydrogeologischen Parametern abhängig (Winter et al., 1999).

In grosser Skala betrachtet stellt die hyporheische Zone die Grenze zwischen Fluss und Grundwasser dar, in der die G-O-I stattfinden. Auf die Prozesse, die in dieser Zone ablaufen, wird in Kapitel 2.1.3 eingegangen.

In einer kleineren Skala betrachtet können Austauschprozesse auch innerhalb des Flussbetts stattfinden. Das Flusswasser infiltriert durch die hyporheische Zone in das Untergrundmaterial und formt so das Flussbett. Danach fliesst das Wasser entlang dem "down-valley" Gradienten zurück in den Fluss. Hyporheische Fliesswege haben gewöhnlich eine Länge von mehreren zehn Metern mit einer Verweilzeit von Stunden bis Tagen. Die Variation der Fluss- und Einzugsgebietseigenschaften wie hydraulische Konnektivität, alluviales Volumen, Flussbettgefälle und Turbulenzen steuern die kleinskaligen hyporheischen Flüsse (Bencala, 2011; Brunke & Gonser, 1997).



Abbildung 1: Hyporheische Zone (verändert nach Winter et al. 1999).

Jüngere Forschungen im Bereich G-O-I befassen sich mit den biochemischen Prozessen, die in der hyporheischen Zone ablaufen, da diese einen Einfluss auf die chemischen Eigenschaften des ausgetauschten Wassers haben und für die ökologische Struktur von Flüssen von Bedeutung sind (Sophocleous, 2002). Auch Krause (2005) betont, dass der hyporheischen Zone als Mischungsraum zwischen GW und OW aufgrund der intensiven biogeochemischen Aktivität grosse ökologische Bedeutung zukommt. Ausschlaggebend ist hierbei die Verweilzeit und damit die Kontaktintensität des Wassers in der hyporheischen Zone oder dem Interstitial (Krause, 2005). Brunke & Gonser (1997) haben die ökologische Bedeutung der Austauschprozesse zwischen Grund- und Oberflächenwasser untersucht.

2.3 Austauschprozesse zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser

Der Austausch zwischen OW und GW kann innerhalb eines Einzugsgebietes stark variieren. Art, Intensität und Richtung der Interaktion zwischen GW und OW werden im Wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt (Krause, 2005; Sophocleous, 2002):

 Dem Druckgradienten, welcher sich aus dem Unterschied zwischen dem Wasserspiegel im Fluss und dem Wasserspiegel im Grundwasser ergibt.

- Der hydraulischen Leitfähigkeit des Flussbettes und der angrenzenden hydrogeologischen Schichten.
- Der Geometrie und Lage des Flussbetts innerhalb der Schwemmebene.

Die Interaktion zwischen OW und GW kann auf zwei Wegen geschehen: Grundwasser fliesst durch das Flussbett in den Fluss (effluente Verhältnisse) (Abbildung 2a), oder Flusswasser infiltriert durch die Sedimente in das Grundwasser (influente Verhältnisse) (Abbildung 2b). Die Menge an Wasser, die infiltriert oder exfiltriert hängt von der hydraulischen Leitfähigkeit des Sediments ab (Sophocleous, 2002). Die Richtung des Austausches hängt von der Wasserspiegelhöhe ab und kann räumlich und zeitlich variieren. Wenn der Grundwasserstand höher als der Flusswasserstand liegt, kommt es zu einem effluenten Fluss, was bedeutet, dass Grundwasser dem Fluss zufliesst (Exfiltration). Bei influenten Bedingungen ist der Wasserstand im Fluss höher als der Grundwasserstand, so dass dem Grundwasser durch Infiltration Flusswasser zugeführt wird. Oft treten in einigen Flussabschnitten effluente, in anderen Abschnitten influente Verhältnisse auf. Zudem können saisonale Variationen von Niederschlagsmustern sowie einzelne Niederschlagsevents den Grund- und Flusswasserspiegel verändern, was zu einer Änderung der Fliessrichtung führen kann (Winter et al, 1999). Wroblicky et al. (1998) zeigen am Beispiel des Rio Calaveras in New Mexiko wie sich die In- und Exfiltrationsverhältnisse saisonal ändern können.

Influente Verhältnisse treten ebenfalls auf, wenn der Grundwasserspiegel weit unter der Gewässersohle liegt und die beiden Wasserkörper durch eine ungesättigte Zone voneinander getrennt sind (Abbildung 2c) (Sophocleous, 2002). Ein weiterer Fall von Grundwasser-Fluss-Interaktionen, der in vielen Flüssen anzutreffen ist, ist die Uferspeicherung (Abbildung 2d). Diese ist hervorgerufen durch einen raschen Anstieg des Flusswasserstandes, was dazu führt, dass das Wasser vom Fluss in die Uferbänke fliesst und dort gespeichert wird. Dieser Prozess geschieht normalerweise infolge von starken Niederschlägen (Gewittern), schneller Schneeschmelze oder durch das Ablassen von Wasser aus einem Reservoir. Solange der Fluss nicht über die Ufer tritt, wird das meiste Wasser, das durch einen solchen Prozess in den Uferbänken gespeichert wird, einige Tage oder Wochen später nach Abklingen des Hochwasserstandes wieder an den Fluss abgegeben (Winter et al., 1999). Beim Abfallen des Wasserstandes im Fluss fliesst zuerst das Wasser der Uferspeicherung, das bereits früher schon im Flussbett war, mit einer bestimmten Verzögerung zum Fluss zurück; dann folgt der aus der Hochwasser-

zeit stammende Grundwasserabfluss und erst nach mehreren Wochen stellen sich wieder die normalen effluenten Verhältnisse mit dem natürlichen Grundwasserabfluss ein (Baumgartner & Liebscher, 1996). Dieser Prozess führt einerseits zu einer Reduktion der Hochwasserspitzen während des Ereignisses und andererseits zu erhöhtem Abfluss, wenn das Wasser aus dem Speicher wieder dem Fluss zugeführt wird (Winter et al., 1999).



Abbildung 2: Austauschprozesse zwischen Grund- und Oberflächenwasser (verändert nach Winter et al. 1999).

Ein weiterer Fall, der auftreten kann, ist, dass auf der einen Seite des Flusses effluente Verhältnisse und auf der anderen Seite des Flusses influente Verhältnisse vorherrschen. Der Grundwasserstand ist also auf der einen Seite höher und auf der anderen Seite niedriger als der Flusswasserstand, dadurch resultiert ein Durchfluss durch das Gerinne (Abbildung 2e). Dieser Fall tritt häufig dann auf, wenn das Flussbett das Grundwasserfliessfeld der Talaue senkrecht schneidet (Sophocleous, 2002).

Die G-O-I sind auch von Klima- und Niederschlagsverhältnissen abhängig. Bei trockenen Bedingungen mit wenig Niederschlag, geringen Abflüssen und Oberflächenwasserständen, welche zumeist unter der Grundwasseroberfläche liegen, liegen meist effluente Zustände vor, während bei feuchten Verhältnissen, gekennzeichnet durch hohe Niederschläge und daraus resultierende hohe Flusswasserstände und hohe Abflüsse, eher influentes Speisen des Grundwassers aus dem Oberflächengewässer erfolgt (Krause, 2005). Bei ansteigendem Wasserstand im Fluss nimmt das Grundwassergefälle und damit der Grundwasserabfluss ab und hört schliesslich bei höheren Wasserständen ganz auf. Einen ständigen Grundwasserabfluss (effluente Bedingungen) gibt es meist in gebirgigen Gebieten mit stärkerem Relief (Baumgartner & Liebscher, 1996).

2.4 Methoden zur Messung von G-O-I

Die Palette an verfügbaren Techniken, um Wechselwirkungen zwischen GW und OW zu bestimmen, ist breit. Sophocleous (2002) weist darauf hin, dass die Bestimmung der Wasserflüsse zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser immer noch eine große Herausforderung ist, aufgrund von Heterogenitäten und der Schwierigkeit, die Messungen in den verschiedenen Massstäben zu integrieren. Je nach Fragestellung muss die Methode gewählt werden, die für die jeweilige räumliche und zeitliche Skala geeignet ist. Zudem hängt die Wahl der Methode insbesondere auch von der Zugänglichkeit des Untersuchungsgebietes, der Tragbarkeit der Gerätschaften und von finanziellen und personellen Ressourcen ab (Kalbus & Reinstorf, 2006). In der Literatur ist eine Vielzahl an Methoden beschrieben. Kalbus & Reinstorf (2006) zeigen einen Überblick zum "state-of-the-art" im Messen von G-O-I in den verschiedenen räumlichen Skalen.

2.4.1 Wasserbilanz

Eine Möglichkeit, den Austausch zwischen Fluss und Grundwasser zu erfassen und zu quantifizieren, ist die Wasserbilanz. Eine Methode, die dazu angewendet werden kann, ist die Messung des Abflusses in aufeinanderfolgenden Querschnitten im Gerinne. Durch die Differenz der Abflussmengen zwischen zwei Querschnitten, kann festgestellt werden, ob eine Grundwasserinfiltration oder -exfiltration stattfindet (Kalbus & Reinstorf, 2006). Der Abfluss kann mit verschiedenen Verfahren bestimmt werden. Zum einen mit der Geschwindigkeitsmethode, bei der mit Messflügeln oder anderen Geschwindigkeitsmessgeräten die Fliessgeschwindigkeit gemessen wird. Eine andere Möglichkeit ist die Anwendung der Verdünnungsmethode, wobei ein gelöster Stoff als Tracer eingespiesen wird und die Tracerdurchgangskurven in aufeinanderfolgenden Querschnitten aufgezeichnet werden (Kilpatrick & Cobb, 1985). Der volumetrische Abfluss kann aus den Messungen abgeleitet werden. Zellweger (1994) verwendet vier ionische Tracer, um in einem Bach die Abflussmenge zu bestimmen und den Wechsel von effluenten zu influenten Bedingungen zu erfassen.

Mit der Geschwindigkeitsmethode kann zwar der Netto-Austausch von Grundwasser und Flusswasser bestimmt werden, es ist aber nicht möglich die Zufluss- und Abflusskomponenten des Oberflächenwasseraustausches zu identifizieren (Kalbus & Reinstorf, 2006). Harvey & Wagner (2000) schlagen daher eine Kombination aus Geschwindigkeits- und Verdünnungsmethode vor, um den Grundwasserzufluss und -abfluss abzuschätzen. In ihrer Untersuchung haben sie am oberen Ende eines Flussabschnittes einen Tracer eingespiesen und so mit der Verdünnungsmethode am oberen und unteren Ende des Abschnittes die Abflussmenge bestimmt. Zusätzlich wurde am unteren Abschnittsende mit der Geschwindigkeitsmethode der Abfluss gemessen. Die Grundwasserzuflussrate wurde danach über die Differenz der Tracermessungen oben und unten am Abschnitt (geteilt durch die Abschnittlänge) geschätzt. Der Netto-Grundwasseraustausch wurde über die Differenz zwischen dem gemessenen Abfluss am unteren Ende des Abschnittes und der Tracerabflussmessung am oberen Ende (geteilt durch die Abschnittslänge) bestimmt. Zum Schluss wurde die Netto-Austauschrate vom Grundwasserzufluss subtrahiert, was die Grundwasserabflussrate ergibt (Harvey & Wagner, 2000).

Payn et al. (2009) sind in ihrer Studie ähnlich vorgegangen. Ihr Ziel war es nicht nur die Nettoänderung des Abflusses zu bestimmen, sondern auch die Bruttogewinne und verluste, die durch hyporheische Fliesswege zustande kommen, innerhalb eines Bachabschnittes zu untersuchen. Dazu wurden in einem Gebirgsbach über eine Länge von 2.6 km in regelmässigen Abständen Abflussmessungen mittels Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Für jeden Abschnitt wurde schliesslich über die Wasserbilanz die Nettoveränderung des Abflusses und der Bruttogewinn- und verlust des Tracers ermittelt. Weitere Studien, die den Austausch zwischen Grundwasser und Flusswasser anhand von Abflussmessungen untersuchen, wurden von Ruehl et al. (2006) und Covino & McGlynn (2007) gemacht.

2.4.2 Gelöste Tracer

Neben der Tracerverdünnungsmethode, können gelöste Tracer auch dazu verwendet werden die Wechselwirkung zwischen Flusswasser und interstitialem Wasser in Flussbettsedimenten zu untersuchen. Flusswasser kann zum Beispiel in den Hohlräumen des Sediments, auf der Leeseite von Hindernissen oder durch Wirbelbildung temporär gespeichert werden. Durch die Injektion eines konservativen Tracers in den Fluss können die Grösse der Speicherzone und die Austauschrate bestimmt werden (Harvey & Wagner, 2000). Studien dazu findet man unter anderem in Harvey & Bencala (1993), Castro (1991), Covino et al. (2011) und Morrice et al. (1997). Zur Analyse von Stoffdynamiken bei G-O-I werden häufig auch "Transient storage model" (TSM) verwendet (Runkel & Broshears, 1998; Szeftel et al., 2011).

2.4.3 Umwelttracer

Bei der tracerbasierten Ganglinientrennung werden Umwelt-Tracer benutzt, um die zeitliche und räumliche Herkunft der Abflusskomponenten zu ermitteln. Dabei werden vor allem Mischungsmodelle oder -diagramme, die auf Massenerhaltung beruhen, benutzt um die Abflusskomponenten zu trennen. Damit können unter anderem auch die Grundwasserzufluss und -abflussraten bestimmt werden. Voraussetzung der Tracerbasierten Ganglinientrennungen ist jedoch, dass sich die einzelnen Abflusskomponenten in ihrer Isotopen- oder chemischen Zusammensetzung unterscheiden und dass die Zusammensetzung in Raum und Zeit konstant ist (Kalbus & Reinstorf, 2006). Bei der Anwendung von Umwelt-Tracern zur Untersuchung von G-O-I müssen deshalb deutlich ausgeprägte und stabile Unterschiede zwischen Grund- und Oberflächenwasser vorhanden sein. Am besten eignen sich dazu die stabilen Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff, da das Grundwasser in der Regel mit weniger Deuterium (²H) und Sauerstoff-18 (¹⁸O) angereichert ist als das Oberflächenwasser (Négrel et al., 2003). Zudem sind die beiden Isotope besonders für hydrologische Untersuchungen geeignet, weil sie als chemisch gebundene Bestandteile des Wassermoleküls im hohen Masse die an einen idealen hydrologischen Tracer gestellte Anforderungen erfüllen (Moser & Rauert, 1980). Es gibt jedoch noch weitere Umwelt-Tracers, die zur Untersuchung von G-O-I benutzt werden können, dazu gehören unter anderem die Leitfähigkeit (Covino & McGlynn, 2007; Dole-olivier, 1998; McCallum et al., 2012), Siliciumdioxid (McGlynn, 2004), Radon oder Chlorfluorkarbonat (Cook et al., 2003) oder Chlorid und Radon (McCallum et al., 2012). Weitere Informationen zu Umwelt-Tracern sind in Leibundgut et al. (2009), Leibundgut & Seibert (2011), Clark & Fritz (1997) und Kendall & McDonnell (1998) zu finden.

Eine weitere Methode, die häufig angewendet wird, ist die Temperatur-Tracer-Methode. Die Differenz der Temperatur zwischen dem GW und dem OW kann benutzt werden, um die Grundwasserinfiltrations- und exfiltrationszonen zu orten und die Wasserflüsse an der Übergangszone zwischen GW und OW zu quantifizieren. Die Grundwassertemperaturen sind während des Jahres relativ konstant, während die Temperatur der Oberflächengewässer starken täglichen und saisonalen Schwankungen unterliegt. Ein effluenter Fluss zeichnet sich durch relativ konstante Sedimenttemperaturen und gedämpfte Tagesschwankungen aus. Ein influenter Fluss hingegen ist charakterisiert durch stark schwankenden Sediment- und Wasseroberflächentemperaturen (Constantz, 1998; Winter et al., 1999). Studien dazu wurden unter anderem auch von Conant (2004), Schmidt & Bayer-Raich (2006), Keery et al. (2007) sowie auch von Stonestrom & Constantz (2003) gemacht.

2.4.4 Direkte Messung

Eine relativ simple und günstige Methode, mit der der Wasserfluss zwischen GW und OW in der hyporheischen Zone direkt gemessen werden kann, ist ein Sickerungsmesser. Dieser besteht aus einem bodenlosen Zylinder und einem leeren Plastiksack. Der Zylinder wird im Sediment platziert und das Wasser, das vom GW in das OW fliesst, wird im Plastiksack gesammelt. Anhand des gesammelten Volumens, der Fläche des Zylinders und der Länge der Messperiode, kann der Wasserfluss berechnet werden (Kalbus & Reinstorf, 2006). Lee (1977) hat diese Methode erstmals angewendet, um den Wasserfluss vom Grundwasser in einen See zu messen. In Flüssen ist die Anwendung jedoch problematisch, da das Wasser, das über den Sack fliesst, die Druckhöhe im Sack beeinflussen oder den Sack verdrehen oder falten kann (Murdoch, 2003).

2.4.5 Darcy-Gesetz

Mit Methoden, die auf dem Darcy-Gesetz basieren, werden Grundwasserbewegungen in terrestrischen Aquiferen untersucht. Dazu müssen die einzelnen Komponenten der Darcy-Gleichung bestimmt werden. Die Messung der Wasserstände des Grundwassers erfolgt in Grundwassermessstellen oder mit Piezometern, die am Flussufer oder innerhalb des Flussbetts installiert sind. Die hydraulische Leitfähigkeit kann durch Korngrössenanalysen, Permeamteruntersuchungen, Slug-and-Bail Tests oder Pumpversuchen bestimmt werden kann (Wondzell et al., 2009). Die Messung der Fliessgeschwindigkeit im Grundwasser erfolgt mit Hilfe eines konservativen Tracers. Diese Methode ist in unter anderem in Freeze & Cherry (1979) genauer beschrieben. Oft werden zur Untersuchung der Grundwasserbewegungen auch Grundwassermodelle wie zum Beispiel MODFLOW verwendet (Lautz & Siegel, 2006).

2.4.6 Kombination von Methoden

Unsicherheiten im Zusammenhang mit den verschiedenen Techniken müssen bei der Auswahl der Methode berücksichtigt werden und die Analyse der Unsicherheiten ist bei jeder Messung unerlässlich. Austauschprozesse zwischen Flüssen und Grundwasser umfassen nicht nur der Grundwasserzufluss in den Fluss oder die Infiltration von Flusswasser ins Grundwasser, sondern auch die Versickerung der Flusswassers im Sediment, das dann weiter unten wieder im Fluss auftaucht. Diese kleinskaligen Austauschprozesse werden durch Druckschwankungen aufgrund von geomorphologischen Merkmalen wie Pool-Riffle-Sequenzen, Diskontinuitäten in der Steigung oder Hindernissen im Bachbett hervorgerufen. Das bedeutet, dass der Wasserzufluss durch das Flussbett in den Fluss entweder Grundwasser, wiederauftauchendes Oberflächenwasser oder eine Mischung aus beidem sein kann. Wird nur eine Methode angewendet, reicht dies oft nicht, um die Grundwasserkomponente zu identifizieren und führt häufig zu einer Fehlinterpretation. Kalbus & Reinstorf (2006) schlagen daher eine Kombination von Messungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften vor. So hat zum Beispiel Constantz (1998) die Tagesschwankungen im Abfluss sowie die Temperatur-Zeitreihen von vier alpinen Flüssen analysiert, um die Fluss-Grundwasser-Interaktionen zu identifizieren. Harvey & Bencala (1993) haben Wasserspiegelmessungen wie auch Tracerinjektionen im Fluss und im Grundwasser gemacht um Fliesswege zwischen Fluss und Aquifer zu erkennen und die Austauschraten zu berechnen. Storey (2003) nutzte Wasserspiegelmessungen, Salztracer für das Grundwasser und Temperaturmessungen im Fluss und im Grundwasser um Fliesswege in der hyporheischen Zone zu verfolgen. Covino & McGlynn (2007) kombinierten Abflussmessungen und Grundwasserstandsmessungen mit geochemischer Ganglinienseparation, um die FlussGrundwasser-Interaktionen entlang einem Berg-Tal-Übergang zu untersuchen. Ruehl et al. (2006) kombinierten Tracertests, Abflussmessungen und Isotopenanalysen. Sie stellten fest, dass der Fluss an der kalifornischen Küste stromabwärts kontinuierlich an Wasser verliert, aufgrund der Isotopendaten konnte festgestellt werden, dass dieser Verlust hauptsächlich auf Versickerung ins GW zurückzuführen ist und nicht durch Evaporation geschieht.

Durch die Anwendung verschiedener Methoden können die Unsicherheiten erheblich reduziert werden. Mit Abflussmessungen und direkten Messungen des Grundwasseraustausches können die Austauschraten quantifiziert werden. Qualitative Methoden wie Temperatur- oder Umwelttracer können zusätzlich verwendet werden um die Herkunft des Wassers zu ermitteln. Gelöste Tracer-Methoden, die auf einem vorübergehenden– Speicher–Ansatz beruhen, können schliesslich helfen die hyporheische Fliesskomponente abzuschätzen.
3 Untersuchungsgebiete

3.1 Überblick und Lage der Einzugsgebiete

Für diese Arbeit wurden vier Einzugsgebiete in der Schweiz ausgewählt (Abbildung 3). Die Einzugsgebiete liegen alle im Übergangbereich von den Alpen zum Schweizer Mittelland. Die Gebiete zeigen ähnliche geologische und hydrologische Eigenschaften. Der geologische Untergrund besteht hauptsächlich aus Molasse, welche während den Eiszeiten glazial überprägt wurde. Der Grossteil des Abflusses wird im Oberlauf gebildet, in tieferen Lagen fliessen die Flüsse in ein alluviales Tal oder in eiszeitlich geformte Schotterkörper. Die Gebiete haben gemäss hydrologischen Atlas der Schweiz einen ähnlichen Wasserhaushalt: Die Gebietsniederschläge variieren zwischen 1100 und 1400 mm/a, die Gebietsverdunstung liegt bei 500-550 mm/a und die Abflusshöhen betragen durchschnittlich 500 bis 900 mm/a (Schädler & Weingartner, 2002).

Im Folgenden werden für jedes Einzugsgebiet die topographischen, klimatischen, geologischen und hydrologischen Gegebenheiten näher erläutert.



Abbildung 3: Lage der Untersuchungsgebiete Gürbe, Emme, Ilfis und Suhre (verändert nach Bundesamt für Landestopographie).

3.2 Suhre

3.2.1 Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie

Das Suhrental zählt zu den in Nord-Süd-Richtung verlaufenden, stark glazial geprägten Tälern des luzernisch-aargauischen Mittellandes (EBP-WSB-Agrofutura, 2004). Die Suhre ist ein 27 km langer Nebenfluss der Aare, der im Sempachersee entspringt und bei Aarau in die Aare mündet. Die Gesamtfläche des Einzugsgebietes beim Pegel in Suhr beträgt 243 km² und teilt sich etwa zur Hälfte auf die Kantone Aargau und Luzern. Der Sempachersee mit seinen Zuflüssen macht rund ein Drittel des gesamten EZG aus. Der See ist charakterisiert durch ein im Verhältnis zu seinem Volumen relativ kleines, typisch voralpines Einzugsgebiet (EBP-WSB-Agrofutura, 2004).

Die Form des EZG zeigt einen relativ schmalen und langgezogenen Verlauf mit einer Länge von ca. 34 km und einer maximalen Breite von 8 km. Die gesamte Gewässerlänge beträgt 123 km, woraus sich eine Gewässernetzdichte von 0.5 km/km² ergibt. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes liegt auf 851 m ü. M., der tiefste beim Pegel Suhr auf 404 m ü. M., die durchschnittliche Einzugsgebietshöhe liegt bei 568 m ü. M. (Abbildung 4). Zwischen dem Seeausfluss und dem Pegel in Suhr überwindet die Suhre eine Höhedifferenz von 100 m, das Gefälle im oberen flacheren Stück zwischen Sursee und Staffelbach beträgt 1.6‰, das Gefälle im unteren steileren Abschnitt bis zum Pegel Suhr beträgt 7.6‰.

Der grösste Teil der Suhre ist begradigt. Abschnitte mit der beim vorherrschenden Gefälle typischen Mäandrierung fehlen aufgrund der erfolgten Kanalisierung gänzlich. Die Gerinnemorphologie und damit auch die Wasserspiegelbreite, die Strömungsverhältnisse und die Wassertiefen sind weitgehend monoton. Der grösste Teil des Fliessgewässers verläuft in einem künstlich eingetieften und stark verbauten Gewässerbett (EBP-WSB-Agrofutura, 2004).

Die für die Untersuchung ausgewählten Flussabschnitte befinden sich zwischen Triengen und Schöftland (Abbildung 4). Es wurden vier Punkte festgelegt im Abstand von 1.6 bis 2.5 km (Tabelle 1). Die ersten beiden Flussabschnitte befinden sich im flacheren Bereich, der dritte Flussabschnitt befindet sich im steileren Bereich. Die Flussbreite im untersuchten Abschnitt variiert zwischen 5 bis 9 m.

| Messpunkte | Distanz [m] | Abschnittlänge L [km] |
|------------|-------------|-----------------------|
| S1 | 0 | |
| S2 | 1678 | 1.678 |
| S 3 | 4205 | 2.527 |
| S4 | 6278 | 2.073 |

Tabelle 1: Messpunkte und Abschnittslänge in der Suhre.



Abbildung 4: Topographie, Gewässernetz, Lage der Messpunkte (S1-S4) und der hydrologischen Stationen im Einzugsgebiet der Suhre.

3.2.2 Klima

Das Tal der Suhre zählt klimatisch zum Mittelland. Es ist geprägt durch eher ausgeglichene Niederschlagsverhältnisse und mittleren Jahressummen zwischen ca. 1000 und 1200 mm/m². Der meiste Niederschlag fällt in den Sommermonaten Juli und August (Abbildung 5).



Abbildung 5: Klimadiagramm der Klimastation Buchs/Aarau. Klimanormwerte 1961-1990 (Datengrundlage: MeteoSchweiz).

3.2.3 Geologie

Als Region des schweizerischen Mittellandes gehört das Suhrental dem Großen Molassetrog zwischen Jura und Alpen an. Der geologische Untergrund ist deshalb durch die Sedimente der Molasse geprägt (Abbildung 6). Es dominieren die Sandsteine der Oberen Meeresmolasse (OMM) mit relativ hoher Durchlässigkeit. Etwas weniger stark verwittert und entsprechend weniger durchlässig ist der kleinflächig vorkommende Sandstein der OMM (Luzerner Formation). Die Seitentälchen der Sandstein-Bereiche sind mit umgelagertem Material etwas geringerer Durchlässigkeit gefüllt (Scherrer AG, 2012). Vereinzelt findet man auch Sedimente der Unteren Süsswassermolasse (USM) vor.

Im Oberlauf der Suhre, zwischen dem Sempachersee und Staffelbach, wurde der tertiäre Untergrund glazial überprägt. Das typisch glaziale Landschaftsbild mit Moränenwällen und Verlandungsbildungen wurde vom ehemaligen Aare-Reussgletscher ausgeprägt, der bei seinem Maximalstand von Südosten her bis nach Staffelbach (Messpunkt S3 in Abbildung 6) vorstiess und bei seinem Rückzug einen ausgeprägten Moränenwall hinterliess, der unter anderem den Sempachersee aufstaut. Weitere markante Moränenwälle hinterliess der Gletscher an den Hängen beidseits des Suhrental (Scherrer AG, 2010). Die Sandsteine des tertiären Untergrundes kommen südlich von Staffelbach nur noch kleinflächig vor, es dominieren würmeiszeitliche Moränen mit geringer Durchlässigkeit. Das Haupttat der Suhre nördlich von Staffelbach ist dagegen mit würmeiszeitliche Schotter gefüllt, was typisch für glazial-geprägte Täler ist. Diese Kies- und Sandmassen wurden im Vorfeld des Gletschers von den Gletscherflüssen abgelagert (Labhart, 2005). Die Schotter weisen eine hohe Durchlässigkeit auf und sind ein guter Grundwasseraquifer.



Abbildung 6: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet Suhre.

3.2.4 Hydrologie

3.2.4.1 Oberflächengewässer

Das Einzugsgebiet der Suhre ist hydrologisch durch den Sempachersee und die aus diesem abfliessende Suhre mit ihren ca. 35 Seitengewässern charakterisiert. Die theoretische Aufenthaltszeit des Wassers von 15 Jahren ist die längste eines Schweizerischen Sees und führt dazu, dass der See nur langsam auf Veränderung reagiert. (EBP-WSB-Agrofutura, 2004). Im Einzugsgebiet Suhrental kann gemäss hydrologischem Atlas der Schweiz für das Mittelland typischen Abflussspenden von ca. 15 bis 20 l/s pro km2 bzw. Abflusshöhen von 472 bis 630 mm ausgegangen werden (Schädler & Weingartner, 2002). Das natürliche Abflussregime entspricht am ehesten dem Typ "pluvial-inférieur" mit seinen über das ganze Jahr relativ ausgeglichenen Monatsabflüssen (Abbildung 7). Als Seeausfluss ist vor allem die obere Suhre geprägt durch die ausgleichende Wirkung des Sees. Hochwasserspitzen aus Starkniederschlägen manifestieren sich oft erst nach zwei bis drei Tagen und stark geglättet im regulierten Seeausfluss bei Oberkirch. Mit steigender Anzahl seitlicher Zuflüsse verliert der See aber rasch an ausgleichendem Einfluss auf die Suhre. Auch der Niedrigwasserabfluss kann durch die Regulierung des Seewasserstandes im beschränktem Masse beeinflusst werden. So ist in Trockenperioden mit wenig Niederschlag der Abfluss vergleichsweise hoch (EBP-WSB-Agrofutura, 2004). In Tabelle 2 sind die Abflusskennwerte der beiden Stationen Reitnau und Unterentfelden aufgelistet. Die relativ geringen Differenzen zwischen MQ und MHQ weisen auf eine hohe Speicherfähigkeit des Gebietes und auf eine verzögerte Abflussreaktion hin.



Abbildung 7: Mittlere Monatsabflüsse der Suhre in Reitnau (blau) (1979-2012) und Unterentfelden (rot) (1979-2012) (Datenquelle: ALG, Kanton Aargau).

Tabelle 2: Abflusskennwerte der Suhre an den Stationen Reitnau (1979-2012) und Unterentfelden (1979-2012) (Datenquelle: ALG, Kanton Aargau).

| Abflusskennwerte | Reitnau | Unterentfelden |
|-------------------------|---------|----------------|
| NNQ [m ³ /s] | 0.3 | 0.223 |
| MNQ $[m^3/s]$ | 0.87 | 0.9 |
| MQ $[m^3/s]$ | 2.468 | 2.595 |
| MHQ $[m^3/s]$ | 9.797 | 12.93 |
| HHQ [m ³ /s] | 38.9 | 37.2 |

3.2.4.2 Grundwasser

Die fluvioglaziale Schotter der letzten Eiszeit nördlich von Staffelbach stellen einen idealen Grundwasserträger dar. Zwischen Staffelbach und Suhr beträgt die Grundwassermächtigkeit bis zu 20 m (Abbildung 8). Südlich der Moräne bei Staffelbach hingegen verhindern die wasserdurchlässigen Grundmoränen und alluvialen Böden die Bildung von zusammenhängenden, grossen Wassermassen im Untergrund (Scherrer AG, 2010).

Die Grundwassermessstelle befindet sich in Staffelbach in der Nähe des Messpunktes S4. Der Grundwasserstand liegt im Mittel auf 436 m ü. M. und schwankt zwischen 439 und 434 m. Der Flurabstand beträgt im Mittel ca. 6 m (AfU, Kanton Aargau).



Abbildung 8: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Suhre.

3.3 Gürbe

3.3.1 Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie

Das Einzugsgebiet der Gürbe befindet sich südlich der Stadt Bern und erstreckt sich von der Stockhornkette bis nach Bern. Das Gürbetal ist eine durch eiszeitliche Gletscher und Fliessgewässer auf Molasse geformte Übergangslandschaft zwischen Alpen und Mittel-

land. Sie ist geprägt durch eine breite, langgezogene Schwemmebene, eingebettet zwischen zwei Hügelzügen, dem Längenberg im Westen und dem Belpberg im Osten.

Die Gürbe ist ein Nebenfluss der Aare, der im Gantrischgebiet auf 1685 m ü. M. entspringt und bei Bern in die Aare mündet. Bis zur Messstation in Belp legt die Gürbe eine Strecke von 28 km zurück. Das gesamte Gewässernetz im Einzugsgebiet misst rund 71 km, daraus resultiert eine Gewässernetzdichte von 0.6 km/km². Die Grösse des Einzugsgebietes beträgt bei der Abflussmessstation in Belp 118 km². Der höchste Punkt im Einzugsgebiet befindet sich auf 2164 m ü. M., der tiefste auf 518 m ü. M., die mittlere Höhe beträgt 849 m (Abbildung 9).

Morphologisch kann das Einzugsgebiet in zwei Hauptabschnitte geteilt werden, das steile voralpine Quellgebiet und die flache Gürbetalebene. Der Oberlauf weist ein durchschnittliches Gefälle von 170‰ auf und zeichnet sich durch ein durch die Erosionskraft der vielen Wasserläufe stark gegliedertes Relief aus. Nach einer anfänglich frei fliessenden Strecke ist die Gewässersohle zwischen dem Riselbruch und Gürbestude auf einer Länge von 4.5 km mit massiven Schwellen und Blockwurf befestigt (WEA, 1995). Bei Blumenstein nimmt das Gefälle auf 32‰ ab und bei Wattenwil breitet sich das Tal aus und bildet die ca. 11 km lange Gürbetalebene, welche sich bis Belp zieht (siehe auch Karte im Anhang A2). Bis zur ersten Korrektion in den Jahren 1855 bis 1892 war die Gürbetalebene von zahlreichen Flüssläufen durchzogen und bildete zusammen mit dem Belper Becken ein ausgedehntes Sumpfgebiet. Heute ist diese Strecke intensiv verbaut und die Gürbe fliesst in einem gerade angelegten Kanal von 8 bis 12 m Breite und einem Gefälle von 2 bis 8‰. Bei Belp verengt sich das Tal und vereinigt sich mit dem Aaretal im nördlichen anschliessenden Becken von Belp (WEA, 1995).

| Messpunkte | Distanz [m] | Abschnittslänge L [km] |
|------------|-------------|------------------------|
| G1 | 0 | |
| G2 | 1553 | 1.553 |
| G3 | 4776 | 3.223 |
| G4 | 6624 | 1.848 |
| G5 | 7888 | 1.264 |

Tabelle 3: Messpunkte und Länge der untersuchten Abschnitte in der Gürbe.

Die für die Untersuchung ausgewählten Flussabschnitte befinden sich zwischen Wattenwil und Kaufdorf in der Gürbetalebene. Es wurden 5 Messpunkte (G1-G5) festgelegt im Abstand von 1.5 bis 2 km (Tabelle 3). Die Breite des Flusses in den Untersuchungsabschnitten variiert zwischen 7 und 10 m.



Abbildung 9: Topographie, Gewässernetz, Lage der hydrologischen Stationen und der Messpunkte (G1-G5) im Einzugsgebiet der Gürbe.

3.3.2 Klima

Klimamässig gehört das Gürbetal zum Mittelland. Die Nähe der Stockhornkette und die Zugänglichkeit der Hauptwinde führen zu recht rauhen klimatischen Verhältnissen. Die rechte Talseite weist günstigere Bedingungen auf als die linke. Vorherrschend sind West- und Südwestwinde, welche die Niederschläge bringen (von Känel, 1993). Die Verteilung der Niederschläge über das Jahr ist ungleichmässig. Die grössten Niederschlagsmengen fallen in den Sommermonaten Juni bis August (Abbildung 10). Zudem ist ein deutlicher Anstieg der Niederschlagsmengen vom Gürbetalboden bis zur Stockhornkette zu beobachten. In Belp (515 m ü. M.) beträgt die durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge 1128 mm, in Blumenstein (655 m ü. M.) 1221 mm und im Gantrischgebiet (1513 m ü. M.) 1809 mm.



Abbildung 10: Niederschlagsdiagramm. Klimanormwerte 1961-1990 der Niederschlagsstationen in Belp, Blumenstein und im Gantrisch (Datengrundlage: MeteoSchweiz).

3.3.3 Geologie

Eine ausführliche Beschreibung der Geologie des Gürbetals ist im Bericht der WEA (1995) zu finden. Hier werden die wichtigsten Punkte zusammengefasst.

Die tektonischen Einheiten, die im Einzugsgebiet zu finden sind, sind typisch für ein Übergangsgebiet zwischen Alpen und Mittelland. Der Felsuntergrund im oberen Gürbetal besteht aus Flyschabfolgen der Gurnigel-Decke und mergelig-kalkigen Gesteinen der Klippen-Decke mit Gips und Rauhwacke, sowie aus subalpiner Molasse (Chattien und Aquitanien) mit Sandsteinen und Mergeln der unteren Meeres- und Süsswassermolasse (Abbildung 11). Die subalpine Molasse ist längs des Alpennordrandes in abgescherte Schuppen aufgeteilt, die auf die nördlich anschliessend flachliegende Mittelländische Molasse aufgeschoben sind. Diese Mittelländische Molasse ist im unteren Gürbetal vorzufinden, diese besteht vorwiegend aus Sandstein-, Mergel- und Nagelfluhserien der oberen Meeresmolasse (Burdigalien und Helvetien). Diese Gesteine bilden auch die über der Talsohle liegenden Flanken des Längen- und Belpberges. Die Molassegesteine haben generell grundwasserstauende Eigenschaften. Eine Wasserzirkulation konzentriert sich höchstens auf Klüfte und poröse Sandsteinlagen sowie tiefgreifende Störzonen (WEA, 1995). Im Verlauf der quartären Vergletscherung wurden die heute bestehenden Täler in den Felsuntergrund eingetieft und mit Abtragungsschutt wieder aufgefüllt. Während der "Riss"-Eiszeit erreichten der Aare- und Rhonegletschter ihre maximale Ausdehnung und bedeckten auch das Gürbetal unter einer 500 Meter dicken Eisschicht. Durch das Abschmelzen des Gletschers wurde im Gürbetal ein Seebecken frei, in welchem Seetone, Schotter und Sande abgelagert wurden (von Känel, 1993). Die eiszeitlichen Ablagerungen im Gürbetal stammen hauptsächlich aus der Würmeiszeit. Das ganze Gebiet war damals von einem Seitenarm des Aaregletschers bedeckt. Der Gletscherrückzug erfolgte in mehreren Etappen, was zu einer grossen Anzahl ausgeprägter Seiten- und Endmoränen führte. In unmittelbarem Vorfeld des abschmelzenden Gletschers wurden im unteren Gürbetal-Schotter abgelagert, die direkt auf der Molasseoberfläche liegen und von einer geringmächtigen Grundmoräne und postglazialen Seeablagerungen bedeckt sind (WEA, 1995).



Abbildung 11: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet der Gürbe.

Der Gürbetrog, der von Wattenwil bis nach Belp reicht, wurde während der letzten Eiszeiten in den Felsuntergrund eingetieft. Im südlichen Teil des Gürbetroges bei Burgistein wird die Felsoberfläche in einer Tiefe von 100 bis 150 m erwartet, gegen Norden taucht die Felsoberfläche kontinuierlich ab, der tiefste Beckenbereich liegt bei Kaufdorf mit ca. 200 m unter der Terrainoberfläche. Danach steigt die Felsoberfläche nach Norden wieder an und bildet am Übergang zum Belper Becken in ca. 150 m Tiefe eine Schwellenzone. Dieser Gürbetrog wurde mit Quartärmaterial gefüllt, das zur Hauptsache aus feinkörnigen Seetonen besteht, welche teilweise von fluviatilen Gürbeschotter und -sanden überlagert werden. Das Geröllspektrum dieser Schotter und Sanden wird von Gesteinen aus dem heutigen Einzugsgebiet der Gürbe dominiert mit vielen Flyschsandsteine und Kalke der Klippen-Decke und nur sehr wenigen Kristallinkomponenten (WEA, 1995).



Abbildung 12: Mittlere Monatsabflüsse der Gürbe bei den Stationen Burgistein (rot) (1981-2009) und Belp (blau) (1922-2011) (Datenquelle: BAFU und AWA).

3.3.4 Hydrologie

3.3.4.1 Oberflächengewässer

Im Einzugsgebiet befinden sich zwei Abflussmessstationen, eine in Belp und eine in Burgistein. Der mittlere Jahresabfluss beträgt bei Burgistein 1.33 m³/s (Tabelle 4). Im mehrjährigen Abflussgeschehen dominieren die Monate Mai und Juni als Folge der alljährlichen Schneeschmelze (Abbildung 12). Somit kann der Oberlauf der Gürbe bis Burgistein dem Regime "nivo-pluvial préalpin" zugeordnet werden (Weingartner & Aschwanden, 1992). Die Maxima treten in den Monaten Mai bis Juni auf, während sich die Minima auf August bis Februar ausdehnen. Der mittlere Jahresabfluss bei der Messstation in Belp beträgt 2.6 m³/s und ist somit doppelt so hoch wie in Burgistein. Dabei leistet die Müsche, die nach Kaufdorf in die Gürbe mündet, den grössten Beitrag zur Abflusszunahme zwischen beiden Stationen. Das Abflussregime im Unterlauf der Gürbe entspricht demjenigen des "pluvial supérieur" (Weingartner & Aschwanden, 1992). Das Abflussregime ist hauptsächlich durch den Niederschlag beeinflusst. Bei Belp liegen die Abflussmaxima meist im Monat April, sekundäre Maxima können aber auch im Juni und Dezember auftreten (WEA, 1995). Minimale Abflüsse sind während den Monaten Juli bis Oktober zu erwarten (Abbildung 12).

Tabelle 4: Abflusskennwerte der Gürbe in Burgistein (1981-2009) und Belp (1922-2011) (Datenquelle: BAFU und AWA).

| Abflusskennwerte | Burgistein | Belp |
|------------------|------------|-------|
| NNQ $[m^3/s]$ | 0.13 | 0.1 |
| MNQ $[m^3/s]$ | 0.24 | 0.72 |
| $MQ [m^3/s]$ | 1.33 | 2.62 |
| MHQ $[m^3/s]$ | 11.69 | 16.98 |
| HHQ $[m^3/s]$ | 92.5 | 59 |

3.3.4.2 Grundwasser

Im Bericht der WEA (1995) zur Hydrogeologie im Gürbetal sind die Grundwasserverhältnisse im Einzugsgebiet ausführlich beschrieben.

Bei der einzigen Grundwassermessstation im Gürbetal bei Burgistein liegt der Pegel im langjährigen Durchschnitt auf 555.33 m ü. M. rund 0.36 m unter der Geländeoberfläche. Der maximale Wasserstand liegt bei 556.26 m ü. M. das Minimum bei 554.66 m ü. M (AWA, 2010). Bei der Messstation wird die Felssohle auf höchstens 430 m ü. M. vermutet. Der Gürbeschotter des Grundwasserleiters liegt im oberen Drittel des abgelagerten Sedimentstapels und wird von maximal 20 m undurchlässigem Ton oder Silt überdeckt. Dies bewirkt gespannte Druckpegel bis Mühlethurnen (WEA, 1995).

Abbildung 13 zeigt das Grundwasservorkommen im Untersuchungsgebiet. Die Flyschund Molassesteine, Moräneablagerungen und feinkörnige Seeablagerungen inklusive Gürbesande sind Grundwasserstauer. Die Talschotter im Gürbetrog sind Grundwasserleiter. Im nördlichen Gürbetrog bilden die Gürbetal-Schotter ein tiefes Grundwasserstockwerk mit gespannten bis artesisch gespannten Druckverhältnissen. Die k-Werte liegen zwischen 5*10⁻⁵ bis 6*10⁻³ m/s. Im mittleren Gürbetrog, nördlich von Mühlethurnen besteht die Talfüllung hauptsächlich aus feinkörnigem und geringdurchlässigem Lockergestein, das sich kaum als Grundwasserleiter eignet. Im südlichen Gürbetrog und im Oberlauf der Gürbe besteht der Talgrundwasserleiter aus Gürbeschotter und jungen Schuttablagerungen, die eine gute Durchlässigkeit mit k-Werten zwischen 1*10⁻⁴ und 5*10⁻³ haben. Nördlich von Lohnstorf sind die Druckverhältnisse, aufgrund der abdichtenden Wirkung der feinkörnigen Deckschichten, teilweise artesisch gespannt. Die Grundwassermächtigkeit variiert zwischen 10 und 20 m, die grösste Mächtigkeit erreichen die Gürbetalschotter zwischen Burgistein und Noflen mit 20-25 m (WEA, 1995).

Der Flurabstand beträgt in der Nähe der Gürbe generell weniger als 2 m. Im Bericht der WEA (1995) wurde festgestellt, dass oberhalb der Messstelle Burgistein generell eine Infiltration des Oberflächenwassers ins Grundwasser stattfindet und unterhalb von Burgistein, die mächtigen, feinkörnige und geringdurchlässigen Deckschichten eine Wechselwirkung zwischen Grundwasserleiter und Oberflächengewässer weitgehend verhindern. Die Messpunkte G2 und G3 liegen in diesem Bereich.



Abbildung 13: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Gürbe.

3.4 Emme

3.4.1 Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie

Die Grosse Emme ist rund 80 km lang und umfasst ein Einzugsgebiet von ca. 983 km². Sie entspringt im Gebiet des Hohgant im Kanton Bern und mündet bei Solothurn in die Aare.

Für diese Arbeit dient als Untersuchungsgebiet nur das Gebiet des oberen Emmentals bis Emmenmatt. Beim Pegel in Emmenmatt umfasst das Einzugsgebiet der Emme eine Fläche von 444 km² und Länge der Emme beträgt 40 km. Kurz vor dem Pegel in Emmenmatt mündet die Ilfis in die Emme. Das gesamte Gewässernetz im Einzugsgebiet hat eine Länge von rund 305 km, daraus resultiert eine Gewässernetzdichte von 0.7 km/km². Der höchste Punkt im Einzugsgebiet befindet sich auf 2216 m ü. M., der tiefste auf 636 m ü. M., die mittlere Höhe beträgt 1070 m (Abbildung 14). Im Oberlauf beträgt das durchschnittliche Gefälle rund 64‰, im Mittellauf 13‰ und im Unterlauf rund 9‰.

Das Einzugsgebiet zeichnet sich aus durch enge Täler mit steilen Flanken, dichte Bewaldung und ein voralpines Abflussregime (WEA, 1997). Das Flussbett der Emme wurde im 19. Jahrhundert begradigt. Dies führte zu höheren Fliessgeschwindigkeiten und zur Erosion der Flusssohle. Darum ist der Fluss mit etlichen Querschwellen versehen, die der Sohlensicherung dienen.

| Messpunkte | Distanz [m] | Abschnittslänge [km] |
|------------|-------------|----------------------|
| E1 | 0 | |
| E2 | 1850 | 1.85 |
| E3 | 4668 | 2.818 |
| E4 | 6864 | 2.196 |

Tabelle 5: Messpunkte und Länge der untersuchten Flussabschnitte der Emme.

Der untersuchte Flussabschnitt befindet sich zwischen Eggiwil und Schüpbach (Abbildung 14). Es wurden vier Messpunkte im Abstand von 1.8 bis 2.8 km festgelegt (Tabelle 5). Die Gewässerbreite variiert im untersuchten Abschnitt zwischen 10 und 35 m.



Abbildung 14: Topographie, Gewässernetz, Lage der hydrologischen Stationen und der Messpunkte (E1-E4, I1-I4) im Einzugsgebiet der Emme und Ilfis.



Abbildung 15: Klimadiagramm Langnau. Klimanormwerte 1961-1990 (Datenquelle: MeteoSchweiz).

3.4.2 Klima

Das Emmental und das Ilfistal gehören zur Klimaregion des zentralen und östlichen Mittellandes, die südlichen Teile können bereits zum Alpennordrand gezählt werden. Die vorherrschende Westwinde und das coupierte Relief prägen die unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse (Gerber, 1989). Die nächstgelegene Klimastation liegt in Langnau im Ilfistal auf 700 m ü. M. Die langjährige mittlere jährliche Niederschlagsmenge für die Klimastation Langnau beträgt ca. 1260 mm. Die meisten Niederschläge fallen während den Sommermonaten Juni, Juli und August (Abbildung 15), dabei sind heftige Gewitter nicht selten. Auf kleinstem Raum können auch erhebliche Abweichungen auftreten und zahlreiche Lokaleffekte wie Gewitterstrassen vorkommen (Gerber, 1989). Die Temperaturen schwanken im Durchschnitt zwischen 16 °C im Sommer und -2 °C im Winter.

3.4.3 Geologie

Das Einzugsgebiet der Emme und damit auch der Ilfis liegen wie die anderen Einzugsgebiete im Übergangsbereich der Alpen zum Mittelland und sind geologisch durch die mittelländische Molasse geprägt. In Abbildung 16 sind die geologischen Gegebenheiten der beiden Gebiete dargestellt. Im südlichen Teil des Einzugsgebietes sind von Südosten her die helvetischen Decken auf die Molasse aufgefahren. Sie bilden den Übergang vom höheren Mittelland in das Voralpengebiet. Kieselkalk- und Schrattenkalkschichten sind als Steilflanken von Schrattenfluh, Hohgant und den nördlichen Abhängen des Brienzerseegrates sichtbar. Daran anschliessend folgt die ultrahelvetische Flyschzone, welche eine schmale Zone am Nordrand von Hohgant und Schrattenfluh mit schiefrigen Mergeln und Sandsteinen bildet (Lehmann, 2001). Vor und unter der Überschiebungsfront werden die betroffenen Schichten verfaltet oder in Schuppen zerlegt, was die subalpine Molasse bildet. Ihre Oberflächenformen sind charakteristisch: langgestreckte Höhenzüge, in denen kahle, schiefgestellte Nagelfluhrippen mit bewachsenen Mergellagen abwechseln (Labhart, 2005). Nordwestlich an die subalpine Molasse schliesst die mittelländische Molasse an, welche den Hauptteil der Fläche der beiden Einzugsgebieten ausmacht. Es sind hauptsächlich Gesteine der OMM und vereinzelt auch der OSM vorzufinden. Dazu gehören Mergel, Mergelsandsteine, Kalksteine, Sandsteine und polymikte Nagelfluh, die in Wechsellagerung auftreten (WEA, 1975).

Während den Eiszeiten fanden auch hier gewaltige Erosionen statt. In der Riss-Eiszeit war das Emmental vollständig durch den Rhone-Aaregletscher bedeckt. Die würmeiszeitlichen Gletscher haben das Emmental nur am Rande bedeckt. Im oberen Emmental dehnte sich der Emmegletscher über Schangnau Richtung Eggiwil und mit einem zweiten Lappen Richtung Marbach aus. Durch das Abschmelzen der Gletscher wurden in die Molasseoberfläche Rinnen ausgebildet. Dieses Molasserelief wurde in der Folge verschiedentlich alternierend durch Fluss- und Gletscherablagerungen wieder aufgefüllt. Die Emme hat sich in diese Schotterablagerungen teilweise bis zu 30 m eingetieft, wodurch das heute noch sichtbare Terrassensystem entstand (Lehmann, 2001). Den Hauptanteil der Talfüllung stellen die spätwürmeiszeitlichen bis postglazialen Schotter dar (WEA, 1975). Diese bestehen aus schwach siltigen bis sauberen Kiesen mit Steinen und Sand. Sie bilden den Grundwasserleiter. Es sind auch Moränenablagerungen zu finden, die sich aus siltigen Kiesen mit viel Sand zusammensetzen. Im Emmental oberhalb Schüpbach bilden sie den Grundwasserstauer (WEA, 1997).



Abbildung 16: Geologische Verhältnisse im Einzugsgebiet der Emme und der Ilfis.

3.4.4 Hydrologie

3.4.4.1 Oberflächengewässer

Im Untersuchungsgebiet der Emme befinden sich zwei Abflussmessstationen. Die eine oberhalb der Messpunkte in Eggiwil und die andere nach dem Zusammenfluss der Ilfis in Emmenmatt. Die Emme hat bei Emmenmatt einen langjährigen mittleren Abfluss von 12 m³/s, in Eggiwil beträgt er 4.3 m³/s. Die Abflussregime der beiden Stationen können dem Typ "nivo-pluvial préalpine" zugeordnet werden (Weingartner & Aschwanden, 1992). Der mittlere Abfluss ist stark durch die Schneeschmelze im Frühjahr bestimmt. Dementsprechend treten die Abflussmaxima im April und Mai auf und niedrige Wasserstände sind während den Monaten August bis Februar zu beobachten (Abbildung 17). Der Fluss weist jedoch eine enorme Dynamik auf. Das Strömungsverhalten sowohl des Oberflächen- als auch des Grundwassers sowie deren Wechselbeziehung variieren zwischen extremen Nieder- und Hochwasserereignissen sehr stark (WEA, 1997). Vor allem ausgelöst durch Gewitterregen im Sommer kann die Abflussmenge innerhalb weniger Stunden um mehrere 100 m³/s ansteigen und ebenso rasch wieder abfallen. Bei der Messstation in Eggiwil liegt der höchste gemessene Abfluss bei 245 m³/s, der niedrigste wurde mit 0.02 m³/s registriert (Tabelle 6). Die Flussbettbreite beträgt zwischen Eggiwil und Emmenmatt zwischen 30 und 40 m, damit der Fluss, die bei einem Hochwasser anfallenden Wassermengen aufnehmen kann.



Abbildung 17: Mittlere Monatsabflüsse der Emme an den Stationen Eggiwil (blau) (1975-2011) und Emmenmatt (rot) (1918-2010) (Datenquelle: BAFU).

| Abflusskennwerte | Eggiwil |
|-------------------------|---------|
| NNQ $[m^3/s]$ | 0.02 |
| MNQ $[m^3/s]$ | 0.21 |
| $MQ [m^3/s]$ | 4.36 |
| MHQ $[m^3/s]$ | 47.9 |
| HHQ [m ³ /s] | 245 |

Tabelle 6: Abflusskennwerte der Emme in Eggiwil (1975-2011) (Datenquelle: BAFU).



Abbildung 18: Grundwasservorkommen im Einzugsgebiet der Emme und der Ilfis.

3.4.4.2 Grundwasser

Die Haupttäler sind vorwiegend mit fluviatilen Schotter, das heisst Kies-Sand-Ablagerungen mit wechselndem Feinkornanteil aufgefüllt. Als Grundwasserstauer wirken die kaum durchlässigen Molassesedimente: Sandsteine und Nagelfluh. Örtlich sind zwischen den fluviatilen Schottern und dem Molassefels geringmächtige Grundmoränereste zu finden (WEA, 1975). Die Grundwassermächtigkeit liegt unter dem Emmebett zwischen 30 und 40 m (Abbildung 18). Die k-Werte liegen im Bereich zwischen 0.5 und 5 mm/s. Im Gebiet um Eggiwil ist die Durchlässigkeit eher gering und liegt zwischen 0.5 und 2 mm/s. Im Gebiet zwischen Aeschau und Emmenmatt ist der Grundwasserleiter mit Werten zwischen 2-5 mm/s gut durchlässig. Die Flurabstände sind im Untersuchungsgebiet überall kleiner als 4 Meter (WEA, 1997).

3.5 Ilfis

3.5.1 Naturräumliche Lage, Topographie und Morphologie

Das Einzugsgebiet der Ilfis grenzt an jenes der Emme. Die Quelle des Flusses liegt am westlichen Abhang der Schrattenfluh und fliesst von dort nordwärts. Unterhalb von Marbach vereinigen sich die Hilfere und der Schönbach zur eigentlichen Ilfis, die dann via Wiggen, Trubschachen und Langnau Richtung Emmenmatt fliesst, wo sie schliesslich in die Emme mündet. Die Ilfis hat eine Länge von 21.5 km und fliesst durch die Kantone Luzern und Bern. Das Einzugsgebiet umfasst eine Fläche von 188 km². Der höchste Punkt liegt auf 2080 m ü. M., der tiefste bei der Station in Langnau auf 682 m ü. M., die mittlere Höhe beträgt 1037 m ü. M. (Abbildung 14). Das gesamte Gewässernetz hat eine Länge von 135 km, voraus eine Gewässernetzdichte von 0.7 km/km² resultiert.

| Messpunkte | Distanz [m] | Abschnittslänge [km] |
|------------|-------------|----------------------|
| I1 | 0 | |
| I2 | 1614 | 1.614 |
| I3 | 2027 | 0.413 |
| I4 | 3689 | 1.662 |

Tabelle 7: Messpunkte und Länge der untersuchten Flussabschnitte der Ilfis.

Der Oberlauf ist charakterisiert durch ein relativ steiles Gelände. Auf den ersten 5 km überwindet der Fluss eine Höhendifferenz von rund 700 Höhenmetern. Danach fliesst die Ilfis in die Talebene und das Gefälle nimmt relativ abrupt von 110‰ auf rund 11‰ ab. Das Flussbett der Ilfis ist auf dem gesamten Talabschnitt begradigt und mit Uferund Sohlensicherungen intensiv verbaut. Etliche Querschwellen verhindern so eine Tiefenerosion des Flusses. Die Flussbreite beträgt nach dem Zusammenfluss der Hilferen und des Schönbachs rund 10 Meter, diese weitet sich bis nach Langnau auf über 20 m aus. Die untersuchten Abschnitte liegen im oberen Bereich der Talebene zwischen Marbach und Trubschachen (Abbildung 14). Es wurden vier Messpunkte festgelegt (I1-I4), die zwei Abschnitte mit einer Länge von 1.6 km bilden (Tabelle 7). Die Flussbreite im untersuchten Abschnitt variiert zwischen 8 und 13 m.

3.5.2 Klima

Siehe Kapitel 3.4.2.

3.5.3 Geologie

Siehe Kapitel 3.4.3.



Abbildung 19: Mittlere Monatsabflüsse der Station Langnau (1989-2011) (Datenquelle: BAFU).

3.5.4 Hydrologie

3.5.4.1 Oberflächengewässer

Die einzige Abflussmessstation im Einzugsgebiet der Ilfis befindet sich in Langnau. Diese liegt rund 9 km unterhalb des Untersuchungsabschnittes und ist daher nur beschränkt repräsentativ für die Untersuchungsabschnitte, da die Ganglinie durch etliche Zuflüsse, insbesondere der Trub, die bei Trubschachen in die Ilfis mündet, geprägt ist. Ausserdem zeigt der Abfluss starke tägliche Schwankungen, die vermutlich auf anthropogene Faktoren zurückzuführen sind. Das Abflussregime beim Pegel in Langnau lässt sich dem Typ "nivo-pluvial préalpin" zuordnen (Weingartner & Aschwanden, 1992). Es zeigt zwei Abflussmaxima, eines im April und ein weiteres im Juni (Abbildung 19), was auf die zeitlich unterschiedlichen Schneeschmelzen in verschiedenen Höhen zurückzuführen ist. Die Abflussminima liegen in den Herbstmonaten. Der mittlere Abfluss beträgt 5.3 m³/s. Die Ilfis weist wie die Emme eine enorme Dynamik auf. Die Differenz zwischen den mittleren Abfluss und dem mittleren Hochwasserabfluss beträgt mehr als 50 m³/s (Tabelle 8), was auf den Einfluss schneller Abflusskomponenten hinweist, die den Abfluss bei einem Niederschlagsereignis stark anschwellen lassen.

| Abflusskennwerte | Langnau |
|-------------------------|---------|
| NNQ [m ³ /s] | 0.71 |
| MNQ $[m^3/s]$ | 1.085 |
| $MQ [m^3/s]$ | 5.20 |
| MHQ $[m^3/s]$ | 57.85 |
| HHQ $[m^3/s]$ | 340 |

Tabelle 8: Abflusskennwerte der Ilfis in Langnau (1989-2011) (Datenquelle: BAFU).

3.5.4.2 Grundwasser

Der grösste Teil des Einzugsgebietes liegt im Molassebecken mit Nagelfluhvorkommen, dessen Durchlässigkeit mittel bis gering ist. Im südöstlichen Teil steht zudem sehr schwach durchlässige subalpine Molasse an. Die Grundwasservorkommen beschränken sich daher auf die Talböden, wo die fluvioglazialen Schotter die Grundwasserträger darstellen. Die Grundwassermächtigkeit im Untersuchungsabschnitt variiert zwischen 2 und 10 m (Abbildung 18). Zu den Flurabständen in diesem Gebiet sind keine Informationen vorhanden. Die am nächsten gelegene Grundwassermessstation liegt bei Escholzmatt. Der Grundwasserspiegel liegt in diesem Gebiet 5 bis 12 m unter der Terrainoberfläche und ist starken Schwankungen unterworfen (Umwelt und Energie Kanton Luzern, 2010).

4 Vorgehensweise und Methoden

4.1 Vorgehen

In Kapitel 2.4.6 wurden verschiedene Methoden vorgestellt, die verwendet werden können um G-O-I zu untersuchen. Durch die Kombination von Messungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften kann der Austausch zwischen GW und OW quantitativ wie auch qualitativ untersucht werden. Nach diesem Ansatz wurde in dieser Untersuchung vorgegangen: Es wurden Abflussmessungen mit Isotopen- und Leitfähigkeitsmessungen kombiniert. Durch Abflussmessungen in aufeinanderfolgenden Querschnitten wurden Nettobilanzen für die einzelnen Flussabschnitte erstellt, diese geben Aufschluss darüber, ob in einem Flussabschnitt effluente oder influente Bedingungen vorherrschen. Die Isotopendaten und Leitfähigkeiten geben Auskunft über die Herkunftsräume der Abflusskomponenten, womit dann die Beobachtungen, die aufgrund der Abflussmessungen gemacht wurden, validiert werden können und zusätzliche Informationen über die Prozesse innerhalb des Flussabschnittes gewonnen werden können. Anhand von Mischungsrechnungen kann schliesslich der Grundwasseranteil berechnet werden.

Zu Beginn wurden in den vier EZG die für die Untersuchung geeigneten Flussabschnitte festgelegt. Die Wahl der Messpunkte erfolgte nach Kartenstudien und Feldbegehungen. Dabei wurde darauf geachtet, dass innerhalb der Flussabschnitte keine Oberflächenzuflüsse und auch keine künstlichen Ab- oder Zuleitungen von Wasser vorhanden waren. Die einzelnen Flussabschnitte lagen in der Grössenskala von 1-3 km.

An jedem dieser Messpunkte wurden Abflussmessungen mit der Geschwindigkeitsmethode durchgeführt, wobei ein magnetisch-induktiver Strömungsmesser (FLOWMATE) verwendet wurde. Bei Anwendung der Geschwindigkeitsmethode wurde bei der Auswahl des Querschnittes darauf geachtet, dass der Fluss annähernd laminar ist und keine Turbulenzen und Querströmungen auftraten. Der Standort oberhalb einer Schwelle erwies sich meist als geeignet.

An jedem Messpunkt wurde in der Mitte des Gerinnes eine Wasserprobe von 100 ml entnommen, die Leitfähigkeit und die Wassertemperatur des Flusses gemessen. Bei der Probenahme wurde darauf geachtet, dass die Flaschen möglichst schnell und gut verschlossen wurden, so dass keine Verdunstung stattfinden konnte. Die Flaschen wurden anschliessend im Kühlschrank gelagert und nach der Beendigung der Messungen im Labor analysiert.

Die Messungen innerhalb eines Untersuchungsgebietes sollten im Idealfall zeitgleich erfolgen und so eine Momentaufnahme der vorherrschenden Bedingungen darstellen. Darum wurde darauf geachtet, dass die Messungen in einem Einzugsgebiet am jeweiligen Messtag innerhalb einem möglichst kurzen Zeitraum erfolgten, so dass sich der Abfluss und die Wassereigenschaften während der Messungen nicht veränderten.

In den EZG der Suhre und Gürbe wurde im Untersuchungszeitraum je auch eine Wasserprobe aus dem Grundwasser, bei einer dem Untersuchungsabschnitt nahegelegenen Grundwassermessstation, entnommen. Dazu wurde eine Kofferpumpe verwendet. Im EGZ der Emme haben Prof. Daniel Hunkeler und Dr. Daniel Käser von der Universität Neuenburg über einen längeren Zeitraum Grundwasserproben entnommen und Isotopendaten erhoben, die auch für diese Arbeit verwendet werden konnten. Im EZG der Ilfis konnte keine Grundwasserprobe entnommen werden.

Der Zeitraum für die Untersuchung war aufgrund der limitierten Zeit für diese Arbeit eingeschränkt. Es standen die Monate Juni bis September für die Messungen zur Verfügung. Da die Messungen bei Niedrigwasser durchgeführt werden mussten, war der Zeitpunkt wetterabhängig. Nach einem Niederschlagsereignis dauerte es je nach Stärke und Länge des Ereignisses einige Tagen bis zu einer Woche, bis die Abflusskurve wieder abgeflacht war und eine Messung möglich war. Im Juni und der ersten Julihälfte war es sehr nass, und zudem führte auch die Schneeschmelze noch zu erhöhtem Abfluss. So konnten die ersten Messungen erst gegen Ende Juli durchgeführt werden. Der August war ein eher trockener und heisser Monat, was dazu führte, dass die Flüsse eher wenig Wasser führten und so für die Untersuchung gute Bedingungen darstellte. An jedem Fluss wurden an mindestens drei Tagen bei unterschiedlichen Niedrigwasserständen Messungen durchgeführt.

Im Folgenden werden die angewendeten Methoden genauer beschrieben.

4.2 Abflussmessung

4.2.1 Geschwindigkeitsmethode

Die Abflussmessungen wurden mit der Geschwindigkeitsmethode durchgeführt. Dieses Verfahren, in der englischsprachigen Literatur als "velocity area method" bekannt, im deutschsprachigen Raum auch "Messflügelverfahren" genannt, basiert auf der allgemeinen Grundgleichung der Durchflussmessung (Morgenschweis, 2010):

$$Q = v_m * A \tag{4.1}$$

mit

 $Q = Durchfluss [m^3/s]$

 v_m = mittlere Geschwindigkeit im Messquerschnitt [m/s]

A = durchströmter Querschnitt $[m^2/s]$

Ziel der Abflussmessung besteht darin, die in einem Zeitintervall von einer Sekunde durch einen Querschnitt eines Fliessgewässers fliessende Wassermenge Q zu bestimmen (Bundesamt für Umweltschutz, 1982). Da die Geschwindigkeitsverteilung im Messquerschnitt sehr unregelmässig ist, wird die Fliessgeschwindigkeit an mehreren Messlotrechten in verschiedenen Tiefen über den ganzen Gerinnequerschnitt gemessen. Die Messlotrechten werden so festgelegt, dass sie den Querschnitt und seine Unregelmässigkeiten bestmöglich erfassen (Morgenschweis, 2010).

Auf Grund unterschiedlicher Rauigkeiten und damit zusammenhängender Reibungsverluste an der Gewässersohle und den Böschungen nimmt die Fliessgeschwindigkeit von der Wasseroberfläche zur Gewässersohle und zu den Ufern hin ab. Die Geschwindigkeitsverteilung in einer Vertikalen weist normalerweise eine annähernd parabolische Form auf (Morgenschweis, 2010). Bei der Ermittlung der mittleren Fliessgeschwindigkeit muss darum sowohl die vertikale als auch die horizontale Geschwindigkeitsverteilung berücksichtigt werden. Das bedeutet, dass sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen eine Mindestanzahl an Messpunkten erforderlich ist, um ein zuverlässiges Ergebnis zu erhalten.

Die Fliessgeschwindigkeiten können mit hydrologischen Flügeln, Ultraschall-Doppler-Strömungsmessern, Schwimmkörpern oder thermischen Verfahren gemessen werden. Die Verfahren werden in Morgenschweis (2010) ausführlich beschrieben. In dieser Untersuchung wird mit einer magnetisch-induktiven Strömungssonde die Fliessgeschwindikeit bestimmt.

4.2.2 Magnetisch-induktive Strömungssonde (FLOWMATE)

Die Fliessgeschwindigkeit wird mit einer magnetisch-induktiven Strömungssonde MID gemessen. Es wird der Gerätetyp FLO-MATE der Fa. Marsh-McBirney/USA (Marsh-McBirney, 1990) verwendet. Das Messprinzip beruht auf dem Faradayschen Induktionsgesetz. In einer durch ein Magnetfeld fliessenden elektrisch leitenden Flüssigkeit (Wasser) wird eine elektrische Spannung induziert (U). Die Grösse dieser Spannung ist direkt proportional zur Geschwindigkeit der Strömung (v_m), zur Stärke des Magnetfeldes (B) und zum Elektrodenabstand (L):

$$U = B * L * v_m \tag{4.2}$$

Wenn die Strömung den Sensor von vorne erreicht, dann sind die Strömungsrichtung, das Magnetfeld und die induzierte Spannung senkrecht zueinander. Die Spannung entspricht so der Fliessgeschwindigkeit. Der Sensor des FLO-MATE ist ausgerüstet mit einer elektromagnetischen Spule, die ein magnetisches Feld erzeugt. Zwei Kohleelektroden messen die Spannung, die durch die Geschwindigkeit des Leiters, in unserem Fall dem Wasser erzeugt wird (Marsh-McBirney, 1990).

Der Messbereich der Strömungssonde liegt zwischen -0.15 und 6 m/s. Die Unsicherheit des Gerätes gibt der Hersteller mit $\pm 2\%$ an. Die Messunsicherheit von MID-Strömungssonden ist mindestens gleich hoch, wie die Messunsicherheit von hydrometrischen Messflügeln. Zudem haben die elektromagnetischen Messgeräte den Vorteil, dass sie bereits bei einem Wasserstand von 3 cm eingesetzt werden können und die Messung nicht durch die Temperatur, Schwebstoffe oder Verkrautung beeinflusst wird. Es muss lediglich darauf geachtet werden, dass sich keine Ablagerungen auf den Messelektroden befinden. Diese könnten zu Messfehlern führen.

4.2.3 Festlegung der Messlotrechten und Messtiefen

Morgenschweis (2010) weist darauf hin, dass die Verteilung der Messlotrechten im Messprofil nicht schematisch erfolgen sollte, sondern an die vorhandenen Querschnittsverhältnisse (Profilform, Sohlrauigkeit) angepasst. Die Lotrechte sollten so festgelegt werden, dass jede Vertikale nicht mehr als maximal 10% zum Gesamtdurchfluss beiträgt. Bei natürlichen Gewässern genügen im Allgemeinen 20 bis 25 Messlotrechten unabhängig von der Breite des Gewässers und der Durchflussmenge. Bei gleichförmiger Geschwindigkeitsverteilung im Querschnitt kann die Anzahl der Messlotrechten reduziert werden (Morgenschweis, 2010). In dieser Untersuchung ging man von diesen Angaben aus und versuchte eine möglichst hohe Genauigkeit zu erreichen in einem angemessenen Zeitrahmen.

Die Lage der Messpunkte in einer Messlotrechte sollte grundsätzlich so festgelegt werden, dass die Geschwindigkeitsverteilung in einer Vertikalen durch wenige Punktmessungen gut angenähert erfasst wird. Hydraulisch lässt sich ableiten, dass die Fliessgeschwindigkeit in einer Messtiefe von ca. 0.6 der Wassertiefe (von der Wasseroberfläche aus gesehen) bzw. 0.4 der Wassertiefe (von der Sohle aus gesehen) näherungsweise der mittleren Fliessgeschwindigkeit entspricht (Morgenschweis, 2010). Dieser Wert kann jedoch aufgrund der Bettrauigkeit leicht variieren, darum sollte in mehreren Tiefen gemessen werden. Hier wird hauptsächlich das Dreipunktverfahren angewendet, bei dem die Fliessgeschwindigkeit in 20%, 60% und 80% Wassertiefe gemessen wird. Bei geringer Wassertiefe (<10 cm) wird das Zweipunktverfahren es USGS angewendet. Dabei wird in 20% und 80% Wassertiefe gemessen.

4.2.4 Berechnung des Gesamtabflusses

Die Berechnung des Gesamtabflusses erfolgt nach rechnerischem Verfahren. Dabei wird zuerst die mittlere Fliessgeschwindigkeit einer Messlotrechte berechnet. Bei der Dreipunkt-Methode wird diese wie folgt analytisch ermittelt:

$$v_{mi} = 0.25 * v_{0.2} + 0.5 * v_{0.6} + 0.25 * v_{0.8}$$
(4.3)

Bei der Zweipunkt-Methode wird die mittlere Geschwindigkeit nach folgender Formel berechnet:

$$v_{mi} = 0.5(v_{0.2} + v_{0.8}) \tag{4.4}$$

 v_m = mittlere Fliessgeschwindigkeit in einer Lotrechten [m/s]

- v_{0.2} = Fliessgeschwindigkeit in Messtiefe, von der Wasseroberfläche gemessen,z.B. in 0.2 h [m/s]
- i = Lotrechten mit i=1,2...m.

Der Gesamtdurchfluss wird mit einem Näherungsverfahren bestimmt. Dabei wird der Durchfluss Q in Teildurchflüsse q_i eingeteilt, die den jeweiligen Lotrechten zugeordnet werden. Hierbei gibt es zwei Möglichkeiten. Zum einen das mittlere Querschnittsverfahren, bei dem sich die Segmente dadurch ergeben, dass zwei benachbarte Lotrechte miteinander verbunden werden. Zum anderen das Querschnittsmittenverfahren, bei dem die Hälfte des Abstands zwischen zwei benachbarten Lotrechten der jeweiligen zu berechnenden Lotrechten zugeordnet wird (Morgenschweis, 2010). Hier wurde Letzteres angewendet und die Teildurchflüsse (q_i) nach folgender Formel berechnet:

$$q_i = v_{mi} * \frac{b_{i+1} - b_{i-1}}{2} * h_i \tag{4.5}$$

 $b_i = Wasserspiegelbreite [m]$ $h_i = Wassertiefe [m]$

Um den Gesamtdurchfluss Q zu erhalten, werden die einzelnen Teildurchflüsse aufsummiert:

$$Q = \sum_{i=1}^{n} q_i \tag{4.6}$$

4.2.5 Unsicherheitsanalyse

Die erreichbare Genauigkeit des Geschwindigkeitsverfahrens ist stark von der Anzahl und Anordnung der Messlotrechten in einem Querschnitt und von der Anzahl und Anordnung der Messpunkte in den einzelnen Vertikalen abhängig (Morgenschweis, 2010). Zudem sind auch die Messgeräte zur Messung der Fliessgeschwindigkeit, der Breite und der Tiefe mit einer Unsicherheit behaftet. Im Folgenden wird das Vorgehen bei der Unsicherheitsanalyse aufgezeigt. Dieses ist angelehnt an die ISO-Norm (ISO 748) und wird unter anderem in Morgenschweis (2010), im Handbuch für Abflussmessungen des Bundesamts für Umweltschutz (1982) und Le Coz et al. (2012) näher ausgeführt. Nach dieser Methode wurde für jede Abflussmessung die Unsicherheit berechnet.

Die Unsicherheit wird über die Standardabweichung einer auf der Basis wissenschaftlicher Beurteilung und praktischer Erfahrung abgeleiteten Wahrscheinlichkeitsverteilung abgeleitet. Daraus resultiert die relative Standardunsicherheit einer Messung. Wenn diese sich aus Einzelwerten zusammensetzt, wird sie als "kombinierte Standardunsicherheit" bezeichnet und mit u abgekürzt. Aus dieser "einfachen" Standardunsicherheit wird am Ende die "erweiterte" Unsicherheit U berechnet (4.7), damit die Aussagen mit einen Vertrauensbereich von 95% abgesichert sind.

$$U = 2 * u \tag{4.7}$$

Um die Messunsicherheit einer Durchflussbestimmung nach dem Geschwindigkeitsflächenverfahren zu definieren, werden die kombinierten Standardunsicherheiten aller Einzelkomponenten zusammengestellt und nach dem Gaussschen Fehlerfortpflanzungsgesetz berechnet. Danach lautet die relative (prozentuale) kombinierte Standardunsicherheit der Messung:

$$U(Q)^{2} = u_{m}^{2} + u_{s}^{2} + \frac{\sum_{i=1}^{m} (b_{i}h_{i}v_{mi})^{2} (u_{b,i}^{2} + u_{h,i}^{2} + u_{vm,i}^{2})}{\sum_{i=1}^{m} b_{i}h_{i}v_{mi}}$$
(4.8)

mit

u(Q) = relative kombinierte Standardunsicherheit des Durchflusses,

 $u_{b,i}, u_{h,i}, u_{vm,i}$ = relative Standardunsicherheit der Breite, Tiefe und mittleren

Geschwindigkeit v_m, gemessen in der Messlotrechten i

 us = Messunsicherheit des Fliessgeschwindigkeitsmessgerätes (ucm), des Breitenmessgerätes (ubm) und des Tiefenmessgerätes (uds):

$$u_s = \sqrt{u_{cm}^2 + u_{bm}^2 + u_{hs}^2} \tag{4.9}$$

 u_m = Messunsicherheit aufgrund der begrenzten Zahl der Messlotrechten

m = Zahl der Messlotrechten.

Für Praxiszwecke kann für $u_s = 2\%$ als Schätzwert gesetzt werden.

Die Messunsicherheit von v_{mi} berechnet sich wie folgt:

$$u(v_{mi})^2 = u_{p,i}^2 + (\frac{1}{n_i})(u_{c,i}^2 + u_{e,i}^2)$$
(4.10)

mit

u²_{p,i} = Messunsicherheit der mittleren Geschwindigkeit v_{mi} infolge der begrenzten Zahl der Messpunkte in der Lotrechten i

n_i = Zahl der Geschwindigkeitsmesspunkte in der Lotrechten

 $u_{c,i}$ = Messunsicherheit der Geschwindigkeitsmessung an einem bestimmten Messpunkt in

der Lotrechten

 u_{e,i} = Messunsicherheit der Geschwindigkeit an einem Punkt in einer bestimmten Tiefe in der Lotrechten i aus den Geschwindigkeitsschwankungen während der Geschwindigkeitsmessung.

Die Kombination von Gleichung (4.8) und (4.10) ergibt:

$$u(Q) = \sqrt{u_m^2 + u_s^2 + \frac{\sum_{i=1}^m (b_i h_i v_{mi})^2 \left[u_{b,i}^2 + u_{h,i}^2 + u_{p,i}^2 (\frac{1}{n_i}) (u_{c,i}^2 + u_{e,i}^2) \right]}{\sqrt{\sum_{i=1}^m b_i h_i v_{mi}}}$$
(4.11)

Die Tabellen mit den prozentualen Messunsicherheiten für die verschiedenen Einzelkomponenten aus der ISO 748 (2008) sind im Anhang (B2) zu finden.

4.2.6 Fehlerquellen

Bei der Durchführung der Abflussmessungen können Gegebenheiten oder Einflüsse auftreten, die, wenn sie nicht rechtzeitig erkannt werden, die Genauigkeit der Ergebnisse herabsetzten können. Die häufigsten solcher Fehlerquellen sind (Bundesamt für Umweltschutz, 1982):

- Falschablesung oder Falschnotierung der Messwerte
- Turbulente Strömungen im Messquerschnitt. Sie treten häufig auf, wenn Durchflusshemmungen, hervorgerufen durch Hindernisse knapp vor oder im Messprofil, bestehen. Auf der Leeseite solcher Hindernisse sind Totwasser oder Gegenströmung nicht selten.
- Horizontale oder vertikale Strägströmung über das ganze Messprofil verteilt oder nur in Partien davon.
- Änderung des Pegelstandes während der Messung
- Nicht-Anpassen der Anzahl Messpunkte bei grossen Wassertiefen
- Fehlerhaftes Erfassen der Geometrie des Durchflussprofils, u.a. durch unzweckmässige Anordnung der Messvertikalen im Fluss

Solche Fehler sind schwer zu quantifizieren und können hauptsächlich durch sorgfältiges Arbeiten und Erfahrung auf ein Minimum reduziert werden.

4.2.7 Nettobilanz

Mit der Geschwindigkeitsmethode wird oben (Q_{in}) und unten (Q_{out}) eines Flussabschnittes der Abfluss bestimmt. Die Nettoänderung des Abflusses in einem Flussabschnitt kann danach über die Differenz berechnet werden (Payn et al. 2009, Covino & McGlynn 2007, Ruehl et al. 2006, Harvey & Wagner 2000):

$$\Delta Q = Q_{out} - Q_{in} \tag{4.12}$$



Abbildung 20: Nettobilanz eines Flussabschnittes

Über die Nettobilanz kann festgestellt werden, ob der Abfluss stromabwärts zu- oder abnimmt. So kann eine eventuelle Grundwasserinfiltration oder -exfiltration ermittelt werden (Abbildung 20). Jedoch stellt bei dieser Methode der Flussabschnitt eine "Black-Box" dar, das heisst, dass die Vorgänge, die innerhalb dieses Flussabschnitts geschehen (z.B. Speicherung), nicht erfasst werden können. Darum muss darauf geachtet werden, dass innerhalb des Flussabschnittes möglichst keine Oberflächenzuflüsse vorhanden sind und dass die Messungen bei Niedrigwasser durchgeführt werden, so dass die Abflusszunahme oder -abnahme ausschliesslich durch Exfiltrations- oder Infiltrationsprozesse geschehen. Die Nettoänderung sollte zudem deutlich höher sein als die Unsicherheiten in den Messungen. Die Unsicherheit der Nettoänderung (U(Δ Q)) wird basierend auf dem Gaussschen Fehlerfortpflanzungsgesetz mit folgender Formel berechnet:

$$U(\Delta Q) = \sqrt{U(Q_{out})^2 + U(Q_{in})^2}$$
(4.13)

4.3 Isotopenanalyse

Grund- und Oberflächenwasser lassen sich oft durch den Gehalt an Umweltisotopen voneinander unterscheiden. Die Unterschiede der Isotopengehalte können durch eine örtlich und zeitlich unterschiedliche Genese der Wässer sowie durch Verdunstungsvorgänge bedingt sein (Moser & Rauert, 1980). Verschiedene Isotopeneffekte führen zu einer örtlich und zeitlich charakteristischen Markierung der Niederschläge und damit auch zu einer örtlich und zeitlich charakteristischen Markierung der verschiedenen Wasserkörper des Wasserkreislaufes. Flusswasser weist in der Regel niedrigere ²H- und ¹⁸O-Gehalte auf als das begleitende Grundwasser. So kann die unterschiedliche natürliche Markierung von Grund- und Oberflächenwasser dazu benutzt werden G-O-I zu untersuchen.

An jedem Messpunkt wurde eine Wasserprobe von 100 ml entnommen. Im Labor wird mit einem Laserspektrometer den Gehalt an den Stabilen Isotopen $\partial^2 H$ und $\partial^{18}O$ gemessen.

4.3.1 Physikalische Grundlagen

Das Wassermolekül besteht aus zwei Wasserstoff-Atomen und einem Sauerstoff-Atom. Beide chemischen Elemente haben verschieden schwere stabile Isotope, von denen ¹H und ²H sowie ¹⁶O, ¹⁷O und ¹⁸O die häufigsten sind (Hölting & Coldewey, 2009). Die Isotope Sauerstoff-16 (¹⁶O) und Wasserstoff-1 (¹H) treten im Wassermolekül wesentlich häufiger auf als die schweren Isotope Sauerstoff-17 (¹⁷O), Sauerstoff-18 (¹⁸O) und Deuterium (²H). Das Isotopenverhältnis aus schweren und leichten Atomen beider Elemente hängt vom Ursprung und der Geschichte des Wassers ab. Bei Phasenübergängen, wie etwa Kondensation bei der Wolkenbildung oder Verdunstung an der Wasseroberfläche, kann sich das Verhältnis von schweren zu leichten Wasserisotopen zwischen den verschiedenen Phasen des Wassers verändern. Die Verschiebung der Häufigkeit der Isotope eines Elements wird als Isotopenfraktionierung bezeichnet (Etcheverry & Vennemann, 2009). Das meteorische Wasser ist als dessen Folge isotopisch leichter als Meerwasser. Im weiteren Sinne erklärt die dampfdruckabhängige Isotopenfraktionierung, dass Niederschläge auf ihrem Weg vom Meer in Richtung Kontinent isotopisch leichter werden, also an schweren Molekülen verarmen (Kontinental-Effekt). Auch der Höhen-Effekt kommt dadurch zustande. Niederschlagswasser wird an den Flanken von Gebirgen mit steigender Höhe isotopisch leichter (Hölting & Coldewey, 2009).

Die hydrologisch interessierenden Schwankungen der Isotopenverhältnisse können mit einem Massenspektrometer oder einem Laserspektrometer (siehe Kapitel 4.3.2) bestimmt werden. Das Isotopenverhältnis entspricht dem atomaren Verhältnis zwischen dem schweren und dem leichten Isotop eines Elements. Die recht aufwendige Messung der absoluten Isotopenverhältnisse ist im allgemeinen nicht erforderlich. In der Praxis vergleicht man die Isotopenzusammensetzung einer Probe mit derjenigen eines Standards. Als Mass wird dabei der sog. ∂ -Wert verwendet, wobei R_{probe} bzw. R_{Standard} die Isotopenverhältnisse in der zu untersuchenden Probe bzw. im Standard sind, welche unter gleichen Bedingungen gemessen werden:

$$\delta = \frac{R_{Probe} - R_{standard}}{R_{standard}} \times 1000 \,(\%_0) \tag{4.14}$$

Die ∂^2 H– und ∂^{18} O–Werte werden in ‰ angegeben und beziehen sich auf den internationalen Standard V-SMOW 2 (Vienna-Standard-Mean-Ocean-Water). Der ∂ -Wert beschreibt demzufolge die Abweichung des Isotopenverhältnisses der Probe gegenüber dem des Standards V-SMOW 2. Da viele Proben weniger schwere Isotope enthalten als die Bezugsstandards, sind die ∂ -Werte häufig negativ (Leibundgut et al. 2009, Moser & Rauert 1980).

Die Kondensation von atmosphärischem Wasserdampf zu Wolken und Niederschlag unter Gleichgewichtsbedingungen verursacht parallele und proportionale Änderungen von δ^2 H und δ^{18} O im Niederschlag und im zurückbleibenden Wasserdampf. Als Folge davon sind sie in beiden Phasen linear korreliert, was sich in der globalen Niederschlagsgeraden GMWL mit 8 einer Steigung von ausdrücken lässt $(\partial^2 H = 8 * \partial^{18} O + 10)$. Der Achsenabschnitt geht nicht durch 0, sondern liegt bei 10, weil die relative Feuchtigkeit bei der Verdunstung aus dem Ozean zusätzliche kinetische Prozesse verursacht, die das leichtere Molekül bevorzugen. Das Ergebnis ist ein Überschuss von Deuterium im Wasserdampf: der Deuterium-Exzess (d), $(d = \delta^2 H - 8 * \delta^{18} O)$ (Schotterer, 2010).

Liegen die ∂^2 H-, ∂^{18} O-Messwertpaare von Wasserproben im Bereich dieser Niederschlagsgeraden, so kann daraus geschlossen werden, dass das Wasser aus lokalem Niederschlag gebildet wurden und somit meteorischer Herkunft sind. Spielen hingegen Verdunstungsprozesse mit ein oder ist ein Sauerstoffisotopenaustausch mit dem Gestein zu verzeichnen, so drückt sich dies in einer charakteristischen, abweichenden Lage des Messwertpaares von der mittleren Niederschlagsgerade aus (Moser & Rauert, 1980).

Die Isotopenzusammensetzung von Flusswässern sowie der an ein oberirdisches Gewässer gebundenen Grundwässer ist sehr variabel. Generell reichert die Verdunstung die schweren Isotope in Oberflächenwässern gegenüber Grundwässern an. Zudem hängt die Isotopie von Oberflächengewässern von der Höhenlage ihrer Einzugsgebiete ab (Etcheverry & Vennemann, 2009).

4.3.2 Messung mit dem Laserspektrometer

Die stabilen Isotope Sauerstoff-18 (δ^{18} O) und Deuterium (δ^{2} H) aus den Wasserproben werden im Labor des Hydrologischen Instituts mit dem Laserspektrometer (L1102-i) der Firma PICARRO bestimmt. Das Gerät hat gegenüber dem Massenspektrometer den Vorteil, dass beide Isotope gleichzeitig gemessen werden können. Zudem ist der Laserspektrometer technisch weniger kompliziert als die herkömmliche massenspektrometrische Isotopenverhältnismessungen. Die Messgenauigkeit ist ähnlich wie die eines Massenspektrometer und liegt bei δ^{18} O bei ±0.2‰ und beim δ^{2} H bei ±1‰ bezogen auf den V-SMOW 2 Standard.

Die Wasserproben werden vorbereitet, indem mit einer Eppendorf Pipette von jeder Wasserprobe je 1 ml in kleine Fläschchen gefüllt und beschriftet werden. Mit dem Picarro können 40 Wasserproben zusammen gemessen werden, was rund 2 Tage dauert. Der Messvorgang läuft so ab, dass zuerst ca. 1.8 μ l der Probe aus den Fläschchen mit einem PAL Autosampler in den Vaporizer (Verdampfer) Injiziert werden, wo die Probe unter hohen Temperaturen in Wasserdampf umgewandelt wird. Danach wird dieser im Stickstoffstrom unter definierten Druck- und Temperaturbedingungen in die Laserkammer geleitet wo die Probe analysiert wird. Der Picarro funktioniert nach dem Prinzip der Cavity Ring Down Spektroskopie (CRDS). Das ist ein zeitbasiertes Messsystem, bei dem mit einem Laser die Absorptionsgeschwindigkeit von Licht durch Gasphasen-Moleküle gemessen wird. Da jedes Wasseristotopomer (H₂¹⁶O, H₂¹⁸O und ²H₂¹⁶O.) eine andere Absorptionswellenlänge aufweist, können damit die Isotope bestimmt werden (Picarro, 2010).
4.3.3 Mischungsrechnung

Die Formel für die Mischungsrechnung ist identisch mit der für die Ganglinienseparation verwendeten Formel. Abflusskomponententrennungen basieren auf der Massenerhaltung und der Kontinuität der Massenflüsse in einem System. Theoretische können n Abflusskomponenten mit n-1 untersuchten Tracern quantifiziert werden (Uhlenbrook, 1999). Dafür wird eine lineare Mischungsgleichung verwendet. Stabile Isotope werden zur Ganglinienseparation verwendet, um die einzelnen Abflusskomponenten zu bestimmen. Die jahreszeitlich und räumlich wechselnden In- bzw. Exfiltrationsverhältnisse entlang der Flüsse führen zu charakteristischen Isotopensignaturen im Flusswasser.

Nach dem Prinzip der Ganglinienseparation werden aus den durch die Wasserproben erhaltenen Isotopenverhältnisse von ¹⁸O und ²H einfache Mischungsmodelle für die einzelnen Gerinneabschnitte erstellt. Es wird angenommen, dass sich der Abfluss, der unten am Flussabschnitt (Q_{out}) gemessen wird, aus dem Abfluss, der oben am Flussabschnitt (Q_{in}) gemessen wurde sowie dem Grundwasseranteil (Q_G) zusammensetzt (4.15) Diese Gleichung gilt nur im Fall von Niedrigwasser, eine Niederschlagskomponente ist nicht vorhanden.

$$Q_{out} = Q_{in} + Q_G \tag{4.15}$$

Da jeweils auch die Isotopenverhältnisse oben und unten am Gerinneabschnitt vorhanden sind, sowie auch die Isotopensignatur des Grundwassers, kann auf Basis einer Masssenbilanz eine Mischungsrechnung erstellt werden. Jeder einzelne Abflussanteil dieser Gleichung wird mit der jeweils im Wasser vorhandenen Isotopenmenge C multipliziert:

$$C_{out} \cdot Q_{out} = C_{in} \cdot Q_{in} + C_G \cdot Q_G \tag{4.16}$$

Um den Grundwasseranteil (Q_G) am Gesamtabfluss (Q_{out}) zu bestimmen wird die Gleichung folgendermassen umgestellt:

$$\frac{Q_G}{Q_{out}} = \frac{C_{out} - C_{in}}{C_G - C_{in}} \tag{4.17}$$

Die Anwendung dieser Methode setzt jedoch einige Bedingungen voraus (Sklash & Farvolden, 1979, Uhlenbrook, 1999):

- Die Tracerkonzentrationen der beiden Abflusskomponenten müssen sich signifikant voneinander unterscheiden.
- Die beiden Komponenten Q_{in} und Q_G addieren sich zum Abfluss, der unten rausfliesst Q_{out}. Es gibt keine zusätzliche Komponente.
- Die Konzentrationen der Tracer der beiden Wassertypen müssen räumlich konstant und konservativ, d.h. sie dürfen sich nicht verändern und müssen im Fluss vollständig durchmischt sein.

Nach der Methode von Genereux (1998) wird eine Unsicherheitsanalyse der Mischungsrechnung durchgeführt (4.18), wobei W_x die Unsicherheit der jeweiligen Komponenten (x) darstellt.

$$W_{f_G} = \left\{ \left[\frac{C_{in} - C_{out}}{(C_{in} - C_G)^2} * W_{C_G} \right]^2 + \left[\frac{C_{out} - C_G}{(C_{in} - C_G)^2} * W_{C_{in}} \right]^2 + \left[\frac{-1}{C_{in} - C_G} * W_{C_{out}} \right]^2 \right\}^{1/2}$$
(4.18)

4.4 Elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur

Bei jeder Abflussmessung und Wasserprobenahme wurden zusätzlich auch die Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Dazu wurde das Multi 350i verwendet.

Die elektrische Leitfähigkeit ist von der Menge der im Wasser gelösten Stoffe abhängig und gibt Auskunft über die Gesamtmineralisierung des Wassers. In den Oberflächengewässern hängt diese von den Speisungsverhältnissen und den verschiedenen Anteilen an Hang-, Quell- und Grundwasser sowie Niederschlägen und Abwasser ab. Die Mineralisierung wird massgeblich von der Wasserführung beeinflusst und ist demzufolge witterungsabhängig und auch zivilisatorischen Einflüssen ausgesetzt (WEA, 1995). Zudem ist die elektrische Leitfähigkeit auch temperaturabhängig, da die Ionenbeweglichkeit mit steigender Temperatur zunimmt (Hölting & Coldewey, 2009). Um diesem Umstand Rechnung zu tragen wird die elektrische Leitfähigkeit auf eine Standardtemperatur von 25°C normiert und als spezifische Leitfähigkeit angegeben.

Je nach dem wie sich die Leitfähigkeit in einem Gerinneabschnitt verändert, kann diese auch Aufschlüsse geben darüber, ob in dem Flussabschnitt G-O-I stattfinden. Die Leitfähigkeit im Grundwasser ist meist höher als im Oberflächenwasser, da durch den Gesteinskontakt mehr Mineralien im Wasser gelöst sind. Es ist jeweils die Leitfähigkeit des Flusswassers sowie auch die Leifähigkeit des Grundwasser bekannt, damit kann nach dem gleichen Verfahren wie in Kapitel 4.3.3 beschrieben eine Mischungsrechung erstellt werden und so den Grundwasseranteil berechnet werden.

Theoretisch könnten die Wassertemperaturen auch Aufschluss über mögliche Grundwasserinfiltrationen im Fluss geben. Jedoch tritt bei Oberflächengewässern das Problem von Temperaturschwankungen auf, hervorgerufen durch unterschiedlichen Strahlungsinput und Beschattung. Die Wassertemperatur ist durch verschiedene Komponenten wie Lufttemperatur, Fliessdauer, Tageszeit etc. beeinflusst und darum für den Skalenbereich in dem diese Untersuchung stattfindet kein zuverlässiger Indikator für G-O-I.

5 Ergebnisse

5.1 Suhre

In Abbildung 21 sind die Abflussganglinien der Messstationen, die sich oberhalb (Reitnau) und unterhalb (Unterentfelden) der Untersuchungsabschnitte befinden, während des Untersuchungszeitraums im Juli und August 2012 dargestellt. Die Messtage sind mit einer grauen Linie gekennzeichnet. Die Messungen fanden an vier Tagen jeweils bei unterschiedlichen Niedrigwasserständen statt, wobei zwischen dem ersten und zweiten Tag sowie zwischen dem zweiten und dritten Tag je ein Niederschlagsereignis stattfand. Der mittlere jährliche Niedrigwasserabfluss beträgt in Reitnau resp. Unterentfelden 0.8 m³/s resp. 0.9 m³/s. Der Abfluss während der Untersuchungsperiode variierte zwischen 1 m³/s und 2 m³/s und lag somit immer über dem mittleren jährlichen Niedrigwasserabfluss.

Die Lage der Messpunkte S1-S4 sind in Abbildung 4 dargestellt.



Abbildung 21: Abfluss während des Untersuchungszeitraums Juli und August 2012 an den Abflussmessstationen in Reitnau (blau) und Unterentfelden (rot). Die grauen Linien bezeichnen die Messtage (Datenquelle: ALG, Kanton Aargau).

5.1.1 Abflussmessungen

In Abbildung 22 sind die Resultate der Abflussmessungen dargestellt. Die Abflüsse variieren zwischen 1020 l/s und 1649 l/s, wobei am 24. Juli der Abfluss am höchsten und am 9. und 15. August am niedrigsten war. Es ist zu sehen, dass sich an allen Messtagen der Abfluss stromabwärts nur geringfügig verändert hat und dass der Abflussverlauf an den einzelnen Messtagen ein ähnliches Muster aufweist. Die relativen Unsicherheiten in den einzelnen Abflussmessungen variieren zwischen 4% und 7%.



Abbildung 22: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an vier Tagen im Juli und August 2012.

Abbildung 23 zeigt die absolute Nettoänderung des Abflusses pro Kilometer Flusslänge für jeden Abschnitt an den verschiedenen Messtagen, sowie die Unsicherheiten, die sich aufgrund der berechneten Fehler aus den Abflussmessungen ergaben. Es ist zu sehen, dass lediglich im ersten Abschnitt von einer eindeutigen Abflusszunahme ausgegangen werden kann. Die durchschnittliche relative Nettoänderung über alle Messtage gemittelt beträgt in diesem Abschnitt mit Unsicherheiten zwischen 9% und 18%. Im zweiten und im dritten Abschnitt ist weder eine eindeutige Zunahme noch Abnahme festzustellen. Die Unsicherheiten sind jeweils grösser sind als die Nettoänderung, wodurch diese nicht als signifikant eingestuft werden kann. Es zeigt sich jedoch, dass im Abschnitt S2-S3 die Nettobilanz tendenziell eher negativ und im Abschnitt S3-S4 tendenziell eher positiv ist.



Abbildung 23: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) pro Kilometer mit Unsicherheiten in den untersuchten Flussabschnitten der Suhre an den jeweiligen Messtagen.

5.1.2 Isotope

In Abbildung 24 sind die ²H- und ¹⁸O-Gehalte der Wasserproben aus der Suhre und aus dem Grundwasser gegeneinander aufgetragen. Es ist zu sehen, dass die Grundwasserprobe auf der Niederschlagsgerade (GMWL) liegt. Die Wasserproben aus dem Fluss weichen jedoch von der Geraden ab. Aus der Isotopenzusammensetzung des Flusswassers kann man schliessen, dass Verdunstungseffekte stattgefunden haben. Der Deuterium-Exzess der Flussproben liegt zwischen 1.69 und 3.48, was ebenfalls auf Verdunstungseffekte hinweist. Die Istopensignatur des Grundwassers unterscheidet sich deutlich von derjenigen des Flusswassers. Die ∂^{18} O- resp. ∂^{2} H-Werte des Flusswassers sind im Durchschnitt um 2.7‰ resp. 13.4‰ höher als diejenige des Grundwassers.

Die Sauerstoff-18-Werte im Flussabschnitt variieren zwischen -7.06‰ und -7.47‰ (Abbildung 25). Die einzelnen Tage zeigen ähnliche Werte und ein ähnliches Muster, wobei geringfügige Abweichungen zu beobachten sind, die jedoch bei einer Messungenauigkeit von 0.2‰ als nicht signifikant erscheinen. Auch über den Flussabschnitt betrachtet sind keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen Messpunkten

erkennbar. Tendenziell nehmen die Werte im ersten und zweiten Abschnitt eher ab und im dritten Abschnitt wieder leicht zu.



Abbildung 24: $\partial^2 H - \partial^{18} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Suhre und des Flusswassers der Suhre.



Abbildung 25: Räumliche Änderung der ¹⁸O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen.

Die Resultate der ∂^2 H-Messungen aller Messtage zeigen ein einheitliches Muster (Abbildung 26), das mit demjenigen der ∂^{18} O-Werte vergleichbar ist. Die ∂^2 H-Werte liegen zwischen -56.5‰ und -54.26‰. Die Messunsicherheit beträgt 1‰. Die Werte an den einzelnen Messpunkten sind an allen Tagen ungefähr gleich. Allgemein ist zu sehen, dass zwischen S1 und S2 der Wert um durchschnittlich 1‰ abnimmt, zwischen S2 und S3 nehmen die Werte um weitere 0.8 -1‰ ab. Danach nehmen die Werte wieder zu auf dasselbe Niveau wie bei S2. Die Änderungen können auch hier aufgrund der Messunsicherheit als nicht-signifikant eingestuft werden.



Abbildung 26: Räumliche Änderung der ²H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen.

5.1.3 Elektrische Leitfähigkeiten

In Abbildung 27 ist die elektrische Leifähigkeit, die an den einzelnen Tagen im Fluss gemessen wurde, eingetragen. Die gemessenen Werte variieren im Flussabschnitt zwischen 490 und 420 µS/cm und zeigen signifikante räumliche und teilweise auch zeitliche Änderungen. So zeigen die Werte vom 24. Juli ein anderes Muster als an den anderen Tagen: Zwischen S2 und S3 nimmt die Leitfähigkeit ab und zwischen S3 und S4 wieder zu, während sie an den anderen Tagen zwischen S2 und S4 mehr oder weniger kontinuierlich zunimmt. Zwischen S1 und S2 ist an zwei Tagen eine deutliche Abnahme der Werte zu beobachten. Die Leitfähigkeit des Grundwassers liegt bei $652 \ \mu$ S/cm und ist somit um durchschnittlich 200 μ S/cm höher als diejenige des Flusswassers.



Abbildung 27: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Suhre (S1-S4) an den jeweiligen Messtagen.



Abbildung 28: Grundwasseranteil am Abfluss resultierend aus einer Mischungsrechnung mit der Leitfähigkeit (mit Unsicherheiten).

5.1.4 Mischungsrechnung

Die ∂^{18} O- und ∂^{2} H-Werte unterscheiden sich stromabwärts nicht signifikant voneinander, warum eine Mischungsrechnung nicht sinnvoll ist. Die Leitfähigkeiten hingegen zeigen signifikante Änderungen, so dass damit für die Abschnitte mit zunehmenden Werten der Grundwasseranteil berechnet wurde (Abbildung 28). Für den Abschnitt S2-S3 resultiert ein Grundwasseranteil von ca. 4%. Im Abschnitt S2-S3 variiert der Anteil zwischen 0 und 4%.



Abbildung 29: Abfluss der Gürbe während des Untersuchungszeitraums im Juli und August 2012 an den Abflussmessstationen in Burgistein und in Belp (Datenquelle: AWA, Kanton Bern). Die grauen Linien kennzeichnen die Messtage.

5.2 Gürbe

In Abbildung 29 sind die Abflussganglinien der Messstationen Belp und Burgistein an der Gürbe während des Untersuchungszeitraums Juli-August 2012 dargestellt. Die Messtage sind mit der grauen Linie gekennzeichnet. Es wurde an drei Tage jeweils bei unterschiedlichen Niedrigwasserständen Messungen durchgeführt, wobei zwischen den einzelnen Messtagen Niederschlagsereignisse stattfanden. Der Abfluss variiert zwischen dem 27. Juli und 18. August zwischen 0.17 und 0.6 m³/s in Burgistein und zwischen

0.39 und 1.6 m^3 /s in Belp. Der Abfluss am 13. und 18. August lag unter dem mittleren jährlichen Niedrigwasserabfluss von $0.24 \text{ resp.} 0.72 \text{ m}^3$ /s.

Die Lage der Messpunkten (G1-G5) im Flussabschnitt sind in Abbildung 9 dargestellt.

5.2.1 Abflussmessungen

Die Abflussmessungen in der Gürbe ergaben an allen Messtagen ein ähnliches Bild, wie dies in Abbildung 30 zu sehen ist. Die gemessenen Abflüsse variieren zwischen 180 und 530 l/s. Am 27. Juli war der Wasserstand über die drei Tage betrachtet am höchsten und am 18. August am niedrigsten. Gesamthaft betrachtet, ist festzustellen, dass zwischen den Messpunkten G1 und G2 der Abfluss gleich bleibt oder geringfügig ansteigt. Zwischen G2 und G3 nimmt der Abfluss um 107 bis 163 l/s an, was jedoch auf mehrere Oberflächenzuflüsse, die in diesem Abschnitt in die Gürbe entwässern, zurückzuführen ist. Auch zwischen G3 und G4 ist an allen Messtagen eine positive Nettobilanz zu beobachten. Im Abschnitt zwischen den Punkten G4 und G5 verändern sich die Abflussmengen nur sehr minim. G5 ist der Abfluss rund doppelt so hoch wie bei G1, wobei der grösste Anstieg zwischen G2 und G4 stattfindet.



Abbildung 30: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an drei Tagen im Juli und August 2012.

In Abbildung 31 sind die absoluten Nettoänderungen pro Kilometer Flusslänge für jeden Abschnitt dargestellt. Zusätzlich sind die Unsicherheiten, die sich aufgrund der Fehler in den Abflussmessungen ergeben, eingetragen. Die Unsicherheiten in den einzelnen Messungen variieren zwischen 8 und 31 l/s. Im ersten Abschnitt sind die beobachteten Zunahmen aufgrund der Unsicherheiten nicht signifikant. Es kann jedoch festgehalten werden, dass der Abfluss sich zwischen den beiden Messpunkten nicht verändert oder tendenziell zunimmt. Zwischen den Punkten G2 und G3 nimmt der Abfluss um durchschnittlich 15-20% zu, wenn die Unsicherheiten miteinberechnet werden. Zwischen G3 und G4 ist die Nettobilanz ebenfalls positiv. Die relative Zunahme liegt im Durchschnitt zwischen 6% und 15%. Im Abschnitt G4-G5 sind die Unsicherheiten grösser als die Nettoänderung.



Abbildung 31: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) mit Unsicherheiten in den untersuchten Flussabschnitten der Gürbe an den jeweiligen Messtagen.

5.2.2 Isotope

In Abbildung 32 sind die $\partial^2 H$ und $\partial^{18} O$ Werte der Gürbe gegeneinander eingetragen. Die Werte der Flusswassers liegen alle im Bereich der Niederschlagsgerade. Auch die Werte des Grundwassers liegen in diesem Bereich und weichen nicht stark von den





Abbildung 32: $\partial^2 H - \partial^{18} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Gürbe und des Flusswassers der Gürbe an den jeweiligen Messtagen.

Die ∂^{18} O-Werte variieren zwischen 9.92‰ und 9.69‰ (Abbildung 33). Tendenziell ist eine Zunahme der Werte von G1 zu G5 zu beobachten, wobei die Änderungen innerhalb der einzelnen Abschnitte nicht signifikant sind. Am 27.7. ist der ¹⁸O-Wert zwischen G1 und G2 praktisch unverändert während er am 13.8. und 18.8. in diesem Abschnitt zunimmt. Im Abschnitt zwischen G3 und G4 nehmen die Werte 27.7. und 13.8. leicht ab und zwischen G4 und G5 wieder leicht zu. An den einzelnen Messpunkten ist keine zeitliche Variabilität vorhanden.

In Abbildung 34 sind die ∂^2 H-Werte dargestellt. Sie zeigen wie die ∂^{18} O-Werte keine starken Fluktuationen. Zwischen G1 und G2 nehmen die Werte um durchschnittlich 0.7‰ zu. Zwischen G3 und G4 bleiben die Werte vom 18. August praktisch gleich während an den anderen zwei Tagen zwischen G3 und G4 eine leichte Zunahme und zwischen G4 und G5 eine leichte Abnahme zu beobachten ist. Die zeitliche Variabilität an den einzelnen Messpunkten ist grösser als bei den ∂^{18} O-Werten.



Abbildung 33: Räumliche Änderung der ¹⁸O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen.



Abbildung 34: Räumliche Änderung der ²H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen.

Da die Isotopenwerte des Flusswassers und des Grundwassers sich nicht signifikant unterscheiden, kann damit keine Mischungsrechnung zur Berechnung des Grundwasseranteils erstellt werden.

5.2.3 Elektrische Leitfähigkeiten

In Abbildung 35 ist die räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang des Flussabschnittes dargestellt. Die Werte variieren zwischen 534 und 600 μ S/cm. Es ist festzustellen, dass die Leitfähigkeit stromabwärts generell abnimmt. Am 18.8. verläuft diese Abnahme annähernd linear, wobei die Differenz zwischen G1 und G5 rund 65 μ S/cm beträgt. Die Kurven der anderen zwei Tagen verlaufen jeweils flacher, wobei die Abnahme zwischen G1 und G5 43 μ S/cm resp. 20 μ S/cm beträgt. Auffallend ist, dass sich die Leitfähigkeiten an den einzelnen Messtagen bei G1 und G2 um rund 20 μ S/cm voneinander unterscheiden während bei G3-G5 an allen Tagen ungefähr die gleichen Werte gemessen wurden. Die Leitfähigkeit des Grundwassers beträgt 642 μ S/cm und liegt damit um durchschnittlich 86 μ S/cm höher als die Leitfähigkeit des Flusswassers. Da die Leitfähigkeit flussabwärts abnimmt, macht eine Mischungsrechnung auch hier wenig Sinn.



Abbildung 35: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Gürbe (G1-G5) an den jeweiligen Messtagen.

5.3 Emme

In Abbildung 36 ist die Abflussganglinie der Station Eggiwil während des Untersuchungszeitraums Juli-August 2012 dargestellt. Die Station befindet sich oberhalb des Untersuchungsabschnittes. Es wurden an drei Tage jeweils während einer Niedrigwasserperiode Messungen durchgeführt. Die Messtage sind mit der grauen Linie gekennzeichnet. Zwischen den einzelnen Messtagen fanden jeweils Niederschlagsereignisse statt. Der Abfluss an der Station Eggiwil variiert zwischen dem 25. Juli und 20. August zwischen 0.4 m³/s und 9 m³/s, wobei der mittlere jährliche Niedrigwasserabfluss von 0.21 m³/s nicht unterschritten wurde.

Die Lage der Messpunkte im Flussabschnitt sind in Abbildung 14 dargestellt.



Abbildung 36: Abfluss der Emme bei der Abflussmessstation in Eggiwil während des Untersuchungszeitraums im Juli-August 2012 (Datenquelle: BAFU). Die grauen Linien kennzeichnen die Messtage.

5.3.1 Abflussmessungen

In Abbildung 37 sind die gemessenen Abflüsse entlang des Flussabschnittes dargestellt. Die gemessenen Abflüssen liegen zwischen 640 und 1320 l/s, wobei am 10. August die höchsten und am 20. August die niedrigsten Abflüsse gemessen wurden. Der Abfluss zeigt räumliche wie auch zeitliche Variationen. Die Resultate der Messungen vom 10. und 20. August zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf während die Abflüsse vom 25.7. ein anderes Muster zeigen. Verdeutlicht wird dies in Abbildung 38, in der die Nettobilanzen der Flussabschnitte darstellt sind. Im ersten Abschnitt resultierte an zwei Tagen eine negative Nettoänderung zwischen 3% und 8%. Im zweiten Abschnitt ist die Nettobilanz am ersten Messtag negativ und an den andern zwei Tagen positiv. Im dritten Abschnitt resultierte am ersten Messtag eine Nettoänderung von +10%. Am zweiten Messtag nimmt der Abfluss um 10% und am dritten Messtag um rund 5% ab.



Abbildung 37: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an drei Tagen im Juli und August 2012.

5.3.2 Isotope

Abbildung 39 zeigt die ∂^{18} O- und ∂^{2} H-Werte der Wasserproben, die aus dem Flusswasser und aus dem Grundwasser entnommen wurden. Die ∂^{18} O- und ²H-Werte aus dem Fluss wie auch aus dem Grundwasser liegen alle auf der GMWL. Die Isotopenwerte des Grundwassers unterscheiden sich signifikant von denjenigen des Flusswassers. Im Durchschnitt ist das Grundwasser an 0.77‰ bzw. 6‰ weniger ¹⁸O- bzw. ²H-Isotopen angereichert als das Flusswasser. Zudem ist auch zu sehen, dass sich auch die Isotopen-gehalte der Wasserproben an den einzelnen Messtagen zum Teil signifikant unterscheiden. Die Wasserproben vom 25. Juli sind mit weniger ∂^{2} H und ∂^{18} O angereichert als die Wasserproben der übrigen Messtage.



Abbildung 38: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) pro Kilometer mit Unsicherheiten.



Abbildung 39: $\partial^2 H \cdot \partial^{18} O$ -Relation des Grundwassers im EZG der Emme und des Flusswassers der Emme an den jeweiligen Messtagen.

In Abbildung 40 sind die ∂^{18} O-Werte, die an den verschiedenen Messpunkten an den drei Messtagen gemessen wurden, dargestellt. Es ist zu sehen, dass sich die ∂^{18} O-Werte

stromabwärts nicht stark verändern. Die Differenz der einzelnen Werte variiert zwischen +0.01 und -0.06‰ auf die Flusslänge von 1 km bezogen. Bei einer Messgenauigkeit von 0.2‰ sind diese Veränderungen nicht signifikant.

Der Verlauf der ∂^2 H-Werte (Abbildung 41) unterscheidet sich teilweise von demjenigen der ∂^{18} O-Werte. Die ∂^2 H-Werte zeigen insbesondere am 20. August stärkere Fluktuationen als die ∂^{18} O-Werte. Am 25. Juli und am 10. August ist ein ähnlicher Verlauf zu beobachten. Am 20. August nehmen die ∂^2 H-Werte zwischen E1 und E2 signifikant ab um 0.85‰ pro Kilometer. Zwischen E2 und E3 liegt die Abnahme bei 0.21‰, was ähnlich dem 25. Juli ist. Zwischen E3 und E4 nimmt der ∂^2 H-Wert sowohl am 25. Juli wie auch am 10. August um rund 0.5‰ zu. Der Verlauf vom 20. August unterscheidet sich insbesondere zwischen E2 und E4 von jenem an den anderen beiden Tagen. Zwischen E1 und E2 nimmt der Wert mit 1.23‰ signifikant ab. Zwischen E2 und E3 ist dann eine Zunahme von 0.8‰ zu beobachten und im letzten Abschnitt nimmt der Wert wieder um 0.53‰ ab.



Abbildung 40: Räumliche Änderung der ¹⁸O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen.



Abbildung 41: Räumliche Änderung der ²H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen.

5.3.3 Elektrische Leitfähigkeiten

In Abbildung 42 ist die elektrische Leitfähigkeit, die an den einzelnen Messtagen gemessen wurde, entlang des Flussabschnittes dargestellt. Die Werte variieren zwischen 311 und 352 μ S/cm. Allgemein ist eine Zunahme der Leitfähigkeit von Punkt E1 zu E4 festzustellen, wobei sie im ersten Abschnitt stärker zunimmt als in den zwei anderen Abschnitten. Im zweiten Abschnitt zwischen E2 und E3 verändert sich der Wert nur geringfügig, während er im dritten Abschnitt wieder signifikant zunimmt. Die einzelnen Messtage zeigen ein ähnliches Muster. Einzig bei E1 liegt der Wert am 20.8. rund 25 μ S/cm über dem Wert vom 10.8., während sie bei E2-E4 kaum voneinander abweichen. Auffallend ist, dass die gemessenen Leitfähigkeiten am ersten Messtag rund 10 μ S/cm tiefer liegen als an den anderen zwei Tagen. Der Leitfähigkeitswert des Grundwassers liegt bei 386 μ S/cm und weist damit eine um rund 50 μ S/cm höhere Leitfähigkeit als das Flusswasser auf.



Abbildung 42: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Emme (E1-E4) an den jeweiligen Messtagen.

5.3.4 Mischungsrechnung

Mit den Leitfähigkeits- und den ∂^2 H-Werten wurden anhand von Mischungsrechnungen der Grundwasseranteil berechnet. In Abbildung 43 sind für jeden Messtag die berechneten Grundwasseranteile in den drei Flussabschnitten dargestellt. Der blaue Balken zeigt zum Vergleich die relative Nettoänderung des Abflusses. Es ist zu erkennen, dass sich die resultierenden Anteile zeitlich wie auch räumlich unterscheiden. Im ersten Abschnitt zwischen E1 und E2 liegt der Grundwasseranteil am 25.7. mit der Leifähigkeit bei 12% und mit ∂^2 H bei 2%. Am 10. August sind die berechneten Grundwasseranteile mit der Leitfähigkeit und mit ∂^2 H mit 14% resp. 10% ähnlich hoch. Am 20. August liegt der Grundwasseranteil berechnet mit ∂^2 H sogar bei 17%. Im zweiten Abschnitt sind die berechneten Grundwasseranteile jeweils geringer: Sie variieren an allen Messtagen zwischen 1.3% und 4%. Im dritten Abschnitt wurde anhand der Leitfähigkeit an allen drei Tagen jeweils ein Grundwasseranteil zwischen 6% und 9% ermittelt. Die ∂^2 H-Mischungsrechnung zeigt am 25.7. und 10.8. kein Anteil an Grundwasser, am 20.8. liegt der Grundwasseranteil auch bei knapp 8%.



Abbildung 43: Berechnete Grundwasseranteile (QG) anhand der Mischungsrechnung mit ∂^2 H-Isotopen (2H) und der elektrischen Leitfähigkeit (LF), sowie die prozentuale Änderung des Abflusses ($\Delta Q/Q_{in}$).

5.4 Ilfis

In Abbildung 44 ist die Abflussganglinie der Messstation in Langnau während des Untersuchungszeitraums im Juli und August 2012 dargestellt. Die Abflussmessungen fanden an fünf Tagen jeweils bei unterschiedlichen Niedrigwasserständen statt. Die Messtage sind mit den grauen Linien gekennzeichnet. An den Messpunkten I1 und I2 wurde an vier Tagen gemessen, bei den Punkten I3 und I4 an drei Tagen. Der Abfluss an der Messstation in Langnau variiert während des Untersuchungszeitraums zwischen 1.5 und 7.7 m³/s. Der mittlere jährliche Niedrigwasserabfluss liegt bei 1.08 m³/s. Da die Messstation jedoch einige Kilometer unterhalb des Untersuchungsabschnittes liegt sind diese Werte nur begrenzt repräsentativ.

Die Lage der Messpunkte im Flussabschnitt sind in Abbildung 14 dargestellt.



Abbildung 44: Abfluss der Ilifs bei der Abflussmessstation in Langnau während des Untersuchungszeitraums im Juli-August 2012 (Datenquelle: BAFU). Die grauen Linien kennzeichnen die Messtage.

5.4.1 Abflussmessungen

In Abbildung 45 sind die Resultate der Abflussmessungen in der Ilfis dargestellt. Die gemessenen Abflüsse variieren zwischen 265 und 1036 l/s mit Unsicherheiten zwischen 16 und 51 l/s. Abbildung 46 zeigt die Nettoänderungen pro Kilometer für die Abschnitte I1-I2 und I3-I4. Es sind räumliche und zeitliche Differenzen erkennbar. Im ersten Abschnitt ist am 18. Juli und am 21. August keine signifikante Veränderung zu beobachten. Am 14. August ist die Nettobilanz positiv und am 28. August negativ. Im zweiten Abschnitt zeigt sich am 21. August eine negative und am 22. August eine positive Nettoänderung. Am 28.8. ist die Unsicherheit grösser als die Veränderung und somit nicht signifikant.



Abbildung 45: Gemessener Abfluss (Q) entlang des untersuchten Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen im Juli und August 2012.



Abbildung 46: Nettoänderung des Abflusses (ΔQ) mit Unsicherheiten in den untersuchten Flussabschnitten der Ilfis.

5.4.2 Isotope

Abbildung 47 zeigt die ∂^{18} O- und ∂^{2} H-Werte von Wasserproben, die aus dem Flusswasser während der Abflussmessungen entnommen wurden. Sie liegen alle in der Nähe der GMWL. Die Isotopenverhältnisse der Wasserproben an den verschiedenen Tagen weisen jedoch eine grosse Variabilität auf. Die tiefsten ∂^{2} H- und ∂^{18} O-Werte zeigen die Wasserproben vom 18. Juli und 14. August, die höchsten Werte diejenigen vom 21. August. Die Werte variieren im Bereich von -10.13‰ bzw. 68.79‰ bis -8.13‰ bzw. 52.25‰. Aus dem Grundwasser ist keine Wasserprobe vorhanden, somit ist die Isotopensignatur nicht bekannt.



Abbildung 47: $\partial^2 H$ - ∂^{18} O-Relation des Flusswassers der Ilfis an den jeweiligen Messtagen.

Die ∂^{18} O-Werte der Wasserproben, die während des Untersuchungszeitraums in der Ilfis entnommen wurden, variieren zwischen -8.13 und 10.13‰ (Abbildung 48). Im ersten Abschnitt zwischen I1 und I2 ändern sich die Werte nicht signifikant. Im zweiten Abschnitt ist an zwei Tagen eine signifikante Zunahme der ∂^{18} O Werte festzustellen. Die Wasserproben vom 28. August zeigen keine Veränderung.

Die ∂^2 H-Werte, die in Abbildung 49 dargestellt sind, zeigen einen ähnlichen Verlauf wie die ∂^{18} O-Werte. Im ersten Abschnitt nimmt der ∂^2 H-Wert an allen Messtagen ab. Eine signifikante Änderung ist nur am 21. August zu beobachten, wo der Wert zwischen

I1 und I2 um rund 1.24‰ pro Kilometer abnimmt. Im zweiten Abschnitt ist am 21. und22. August eine signifikante Zunahme des Wertes um 1.36 resp. 3.07‰ pro Kilometer zu sehen. Am 28. August verändert sich der Wert nur geringfügig.



Abbildung 48: Räumliche Änderung der ¹⁸O-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen.



Abbildung 49: Räumliche Änderung der ²H-Istotopen entlang eines Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen.

5.4.3 Elektrische Leitfähigkeiten

Im Abbildung 50 sind die Leitfähigkeiten, die entlang des Untersuchungsabschnittes gemessen wurden, eingetragen. Die gemessenen Leitfähigkeiten während des Untersuchungszeitraums variieren zwischen 260 und 372 μ S/cm. Es wird deutlich, dass die Leitfähigkeit im ersten Abschnitt zwischen 27 und 45 μ S/cm pro Kilometer zunimmt. Im zweiten Abschnitt ist kein eindeutiges Bild erkennbar. Am 22. August wurde bei I3 und I4 derselbe Wert gemessen. Am 21. August nimmt der Wert stromabwärts leicht signifikant ab. Am 28. August wurde bei I3 einen ähnlichen Wert wie am 21. August registriert, bis I4 nimmt der Wert jedoch um 10 μ S/cm pro Kilometer zu.



Abbildung 50: Räumliche Änderung der elektrischen Leitfähigkeit entlang eines Flussabschnittes der Ilfis (I1-I4) an den jeweiligen Messtagen.

6 Diskussion

Im Folgenden werden die Ergebnisse im Gesamtzusammenhang hinsichtlich folgender Fragestellungen diskutiert:

- Sind in den ausgewählten Flussabschnitten bei Niedrigwasser G-O-I erkennbar und wie lassen sich diese charakterisieren?
- Sind in den Flussabschnitten Wasserverluste zu beobachten, die bei längeren Trockenperioden zu einem Wasserdefizit im Fluss führen könnten?
- Sind die Ergebnisse in den einzelnen Einzugsgebieten miteinander vergleichbar, so dass eine allgemeine Aussage über Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in voralpinen Einzugsgebieten gemacht werden kann?

6.1 Suhre

Im Flussabschnitt der Suhre liefern die Abflussmessungen keine eindeutigen Hinweise auf G-O-I. Lediglich im ersten Abschnitt ist eine signifikante Nettoänderung von +9% bis +18% zu beobachten. Eine mögliche Erklärung für diese Zunahme ist ein kleiner Oberflächenzufluss kurz vor dem Punkt S2. Zwischen S2 und S4 verändert sich der Abfluss kaum. Aufgrund der Unsicherheiten der Abflussmessungen kann darum in diesen zwei Abschnitten weder ein Wassergewinn noch ein Wasserverlust ausgemacht werden.

An der Isotopensignatur der Suhre lässt sich erkennen, dass sich das Flusswasser mehrheitlich aus Seewasser zusammensetzt. Dies zeigt sich darin, dass die Isotopenwerte nicht auf der Niederschlagsgerade (GMWL) liegen sondern davon abweichen, was auf die Verdunstungsprozesse im See zurückzuführen sind. Durch die Verdunstung ändert sich das Verhältnis von ∂^2 H zu ∂^{18} O, warum die Proben auf einer Verdunstungsgrade mit der Steigung von 4.2 liegen. Die Steigung der GMWL beträgt 8. Die Probe aus dem Grundwasser liegt hingegen genau auf der GMWL, was unter anderem zeigt, dass das Grundwasser mehrheitlich aus lokalem Niederschlag gebildet wurde und keine Infiltration vom Fluss ins Grundwasser stattfand.

Die ∂^{18} O-Werte wie auch die ∂^{2} H-Werte zeigen keine signifikanten Veränderungen entlang des Flussabschnittes. Würde Exfiltration von GW ins OW stattfinden, müsste man dies an der Isotopensignatur im Fluss erkennen können, da sich die Isotopensigna-

tur des Grundwassers deutlich von jener des Flusses unterscheidet. Diese Beobachtung konnte jedoch nicht gemacht werden, was nicht auf das Vorkommen von effluenten Verhältnisse im Flussabschnitt hinweist.

Die Leitfähigkeitsmessungen zeigen hingegen klare Unterschiede zwischen den einzelnen Messpunkten. Da die Leifähigkeit des Grundwassers deutlich höher ist, konnte mit einer Mischungsrechnung der Grundwasseranteil berechnet werden. Dieser lag im zweiten und dritten Abschnitt bei 4%, was aufgrund der Unsicherheiten in den Abflussmessungen durchaus als ein realistischer Wert angesehen werden kann, was sich jedoch durch die Isotopendaten nicht bestätigen lässt. Die Zunahme der Leifähigkeit kann auch durch den Eintrag von Stoffen zum Beispiel aus der Landwirtschaft erfolgen.

Scherrer AG (2010) haben erwähnt, dass oberhalb von Staffelbach (S3) keine grossen, zusammenhängenden Wassermassen im Untergrund vorhanden sind, was womöglich der Grund ist, dass in den ersten zwei Abschnitten kein intensiver Austausch zwischen GW und OW stattfindet. Unterhalb von Staffelbach sind hingegen gut durchlässige Schotter vorhanden, was G-O-I begünstigen würden. Aber konnten auch hier keine Hinweise auf G-O-I gefunden werden. Möglicherweise sind weiter flussabwärts stärkere Wechselwirkungen vorhanden. Auch die Änderung des Gefälles des Flusses bei S3 scheint zu keiner Verstärkung der G-O-I zu führen.

Die Abwesenheit von G-O-I hängt möglicherweise auch mit der Gerinnemorphologie zusammen, die im untersuchten Abschnitt weitgehend monoton ist. Die Wasserspiegelbreite, die Strömungsverhältnisse und die Wassertiefen unterliegen keinen starken Schwankungen. Zudem ist das Gewässerbett stark verbaut, was möglicherweise einen Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser verhindert.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich anhand der Messungen keine eindeutigen G-O-I erkennen lassen. Die Leitfähigkeitsmessungen lassen eher auf effluente Bedingungen schliessen, was jedoch nicht eindeutig bestätigt werden kann. Hinweise auf influente Bedingungen und darauf, dass in diesem Abschnitt bei Niedrigwasser zusätzlich Wasser durch Versickerung verloren geht, gibt es keine.

6.2 Gürbe

Mittels der Abflussmessungen konnte festgestellt werden, dass der Abfluss zwischen G1 und G5 um 97-120% zunimmt, am Punkt G5 also die Abflussmenge mehr als doppelt so gross ist wie bei Punkt G1. Die grösste Zunahme geschieht im Abschnitt G2-G3.

Da in diesem Abschnitt mehrere Oberflächenzuflüsse vorhanden sind, kann die beobachtete Abflusszunahme auf diese zurückgeführt werden. Darum beschränkt sich die Analyse der G-O-I auf die Abschnitte G1-G2, G3-G4 und G4-G5.

Im ersten Abschnitt verändert sich der Abfluss nicht signifikant, tendenziell kann jedoch von einer leichten Zunahme ausgegangen werden. Die Isotopenwerte ändern sich auch nicht signifikant. Da sich jedoch die Isotopenwerte des Grundwassers nicht von denjenigen des Oberflächenwassers unterscheiden, lässt sich eine Exfiltration von Grundwasser ins Flusswasser an der Isotopensignatur des Flusses nicht erkennen. Die Leitfähigkeitswerte nehmen zwischen G1 und G2 um rund 2% ab. Weil das GW eine höhere Leifähigkeit aufweist, kann eine GW-Exfiltration ins OW damit weitgehend ausgeschlossen werden. Es muss also ein Zumischung von Wasser mit geringerer Leifähigkeit stattfinden. So ist die Abflusszunahme möglicherweise auf Oberflächenzuflüsse oder laterale Zuflüsse zurückzuführen.

Im Bericht der WEA (1995) wurde festgestellt, dass oberhalb der Messstelle Burgistein (hier Punkt G2) generell eine Infiltration des Oberflächenwassers ins Grundwasser stattfindet. Diese Feststellung kann hiermit weder bestätigt noch widerlegt werden. Es ist durchaus möglich, dass in diesem Abschnitt auch influente Bedingungen auftreten, dass jedoch die erwähnten Zuflussmengen im Abschnitt höher sind als die Verluste und somit eine positive Nettobilanz resultiert.

Im Abschnitt zwischen G3 und G4 ist eine signifikante Zunahme des Abflusses zwischen 6 und 12% zu beobachten. Da in diesem Abschnitt keine sichtbaren Oberflächenzuflüsse vorhanden sind, weist diese positive Nettoänderung auf effluente Verhältnisse hin. Aufgrund der Isotopenmessungen kann diese Beobachtung weder falsifiziert noch verifiziert werden, da der Unterschied zwischen der Isotopensignatur im Grundwasser und jener im Flusswasser nicht signifikant ist. Da die Leitfähigkeitswerte auch in diesem Abschnitt stromabwärts signifikant abnehmen, muss ein Zufluss von Wasser mit geringerer Leifähigkeit stattfinden, was eine Grundwasserexfiltration wieder ausschliesst. Im Bericht der WEA (1995) wird erwähnt, dass unterhalb der Messstelle Burgistein (G2) die mächtigen, feinkörnige und geringdurchlässigen Deckschichten eine Wechselwirkung zwischen Grundwasserleiter und Oberflächenwasser weitgehend verhindern. In Abbildung 13 ist auch zu sehen, dass zwischen G3 und G4 die Grundwassermächtigkeit stark abnimmt und darum das Grundwasservorkommen in diesem Abschnitt eher gering ist. Die Leifähigkeitswerte bestätigen, dass keine Wechselwirkung stattfindet. Die Herkunft des Wassers, das zur Abflusszunahme in diesem Abschnitt führt, kann hiermit nicht geklärt werden.

Im letzten Abschnitt zwischen G4 und G5 ist die Nettoänderung des Abflusses nicht signifikant, tendenziell jedoch positiv. Die Isotopenwerte zeigen auch keine signifikanten Änderungen. Auffallend ist jedoch, dass am 27.7. und am 13.8. die ²H-Werte abnehmen und die ¹⁸O-Werte zunehmen. Diese Beobachtung weist auf eine mögliche Verdunstung hin. Die Leifähigkeit zeigt auch in diesem Abschnitt eine abnehmende Tendenz, was keinen Hinweis auf G-O-I gibt.

Abschliessend kann festgehalten werden, dass die Abflusszunahme, die flussabwärts zu beobachten ist, hauptsächlich durch Zufluss von Wasser mit geringerer Leitfähigkeit geschehen muss. Das Auftreten von effluenten Bedingungen kann damit weitgehend ausgeschlossen werden. Influente Bedingungen sind aufgrund der durchwegs positiven Nettobilanzen eher unwahrscheinlich, was jedoch mit den verwendeten Methoden nicht abschliessend bestätigt werden kann. Anhand dieser Untersuchung lassen sich keine klaren Indizien für G-O-I im untersuchten Abschnitt der Gürbe erkennen. Die im Bericht der WEA (1995) erwähnten Deckschichten verhindern möglicherweise ein Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser.

6.3 Emme

Die Messwerte der Emme zeigen eine starke räumliche wie auch zeitliche Variabilität. Die Abflussmessungen wie auch die Isotopen- und Leitfähigkeitsmessungen zeigen kein einheitliches Muster, was darauf hindeutet, dass die Vorgänge im Flussabschnitt komplexer sind und geprägt sind von ständigen örtlichen und zeitlichen Wechseln zwischen In- und Exfiltration.

Im ersten Abschnitt zwischen E1 und E2 variiert die relative Nettoänderung des Abflusses zwischen +5% und -12%. Am ersten Messtag ist die Nettoänderung eher positiv, an den anderen zwei Tagen eher negativ. Das Mischungsmodell zeigt für diesen Abschnitt einen Grundwasseranteil zwischen 2% und 17%. Diese unterschiedlichen Resultate weisen darauf hin, dass in diesem Flussabschnitt nicht ausschliesslich effluente oder influente Bedingungen herrschen, sondern dass beide Prozesse auftreten. Die Nettobilanz beschreibt jeweils die Summe der Bruttogewinne- und Verluste innerhalb eines Abschnittes (Covino & McGlynn, 2007). Anhand des Modells von Szeftel et al. (2011) können die möglichen Prozesse, die innerhalb des Abschnittes ablaufen, aufgezeigt werden. Die Situation, wie sie in Abbildung 51 dargestellt ist, ist für den ersten Abschnitt eine mögliche Erklärung. Innerhalb des Abschnittes findet sowohl In- wie auch Exfiltration statt, dabei infiltriert mehr Wasser ins GW als vom GW ins OW exfiltriert, woraus eine negative Nettobilanz resultiert. Da innerhalb des Abschnittes Grundwasser zufliesst, findet eine Mischungsvorgang statt, der zur einer Änderung der Stoffkonzentration (hier Isotope und Leitfähigkeit) führt. Wären ausschliesslich influente Bedingungen vorherrschend, dürften sich die Isotopen- und Leitfähigkeitswerte flussabwärts nicht verändern.

Im zweiten Abschnitt zwischen E2 und E3 variiert die relative Nettoänderung des Abflusses zwischen -6% und +5%. Am ersten Messtag resultierte eine negative und an den anderen zwei Tagen jeweils eine positive Nettobilanz. Die Mischungsrechnung ergab mit der Leitfähigkeit wie auch mit den ²H-Isotopen ein Grundwasseranteil zwischen 1.3% und 4%. Am 10. und 20. August stimmt die Nettoänderung mit den berechneten Grundwasseranteilen mehrheitlich überein. Daraus kann man folgern, dass in diesem Abschnitt mehrheitlich influente Bedingungen auftreten. Am 27. Juli war die Nettobilanz negativ, woraus geschlossen werden kann, dass auch in diesem Abschnitt ein Wechsel zwischen In- und Exfiltration stattfindet.

Im dritten Abschnitt zwischen E3 und E4 variiert die relative Nettoänderung des Abflussen zwischen +10% und -9%. Die berechneten Grundwasseranteile zeigen Werte zwischen 6% und 9%. Am ersten Messtag ist die Nettobilanz gleich oder grösser dem berechneten Grundwasseranteil. An den anderen zwei Tagen ist die Nettobilanz negativ, was zeigt, dass in diesem Abschnitt auch effluente und influente Bedingungen auftreten, wobei mehr Wasser ins Grundwasser infiltriert als vom Grundwasser in den Fluss exfiltriert. Dies kann wieder mit Abbildung 51 illustriert werden. Nach dieser Annahme würden in diesem Abschnitt ca. 5-10% in den Fluss exfiltrieren und 10-20% würden ins GW infiltrieren.

Die drei Messtage zeigen hinsichtlich des Abflussverlaufs stromabwärts ein unterschiedliches Muster. Insbesondere der Abflussverlauf vom 25.7. unterscheidet sich signifikant von jenen an den anderen zwei Messtagen. Die unterschiedlichen Verläufe des Abflusses lassen den Schluss zu, dass die sich die G-O-I zeitlich ändern, womöglich durch eine Änderung der Wasserspiegelhöhe im Grundwasser. Die Richtung des Austausches hängt hauptsächlich vom Druckunterschied zwischen OW und GW ab. Da vor dem ersten Messtag eine lange Periode mit teilweise intensiven Niederschlägen stattfand, hat dies möglicherweise zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels geführt, der im Verlaufe der Messperiode wieder sank und so eine Änderung der Fliessrichtung bewirkte. Eine weitere Erklärung für die unterschiedlichen Verläufe können auch Messfehler oder eine kurzfristige Änderung des Abflusses sein, die anthropogen bedingt ist. Es zeigte sich jedoch auch, dass die Isotopen- und Leitfähigkeitswerte vom 25. Juli sich signifikant von jenen der anderen zwei Tage unterscheiden. Es besteht auch die Möglichkeit, dass der Prozess der Uferspeicherung, der in Winter et al. (1999) beschrieben wird, auftrat. Bei starken Niederschlägen wird Wasser in den Uferbänken gespeichert, das später nach Abfallen des Wasserstandes dem Fluss wieder zugeführt wird. Aufgrund der langen Niederschlagsperiode ist es denkbar, dass zusätzlich gespeichertes Wasser zum Abfluss gelangte und so zu dieser starken Abweichung der Isotopenwerte führte.

Abflussschwankungen können zudem auch durch kleinskalige Austauschprozesse, sprich hyporheische Flüsse, verursacht sein. So kann der Wasserzufluss in den Fluss Grundwasser, wiederauftauchendes Oberflächenwasser oder eine Mischung aus beidem sein. Findet eine Exfiltration von Grundwasser in den Fluss statt so ändert sich die Zusammensetzung des Wassers stärker als wenn Oberflächenwasser durch hyporheische Fliesswege wieder zufliesst. Dies kann eine Erklärung dafür sein, dass die Abflüsse stromabwärts grössere Fluktuationen zeigen als die Isotopenwerte. Einen Hinweis für das Vorkommen solcher kleinskaliger Austauschprozesse gibt die Gerinnemorphologie, die in der Emme sehr heterogen ist. Die Wasserspiegelbreite, die Wassertiefe und das Strömungsverhalten variieren im untersuchten Abschnitt bei Niedrigwasser sehr stark. Zudem sind auch Pool-Riffle-Sequenzen, Diskontinuitäten in der Steigung und Hindernisse im Bachbett vorhanden, die zu Austauschprozessen zwischen hyporheischer Zone und Oberflächenwasser führen können und den damit einhergehenden Abflussschwankungen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Beziehung zwischen Grund- und Oberflächenwasser im Untersuchungsabschnitt geprägt ist von einem räumlichen und zeitlichen Wechsel von effluenten und influenten Bedingungen und hyporheischen Flüssen. Es lassen sich grossräumig keine ausschliesslichen In- oder Exfiltrationsabschnitte ausmachen. Zudem hat sich gezeigt, dass die G-O-I im Einzugsgebiet der Emme sehr komplex sind und die ausgeführten Messungen nicht ausreichend sind, um eine abschliessende Aussage machen zu können. Es waren jedoch teilweise Wasserverluste von 10-20% zu beobachten, was bei langen Trockenperioden durchaus zu einem Wasserdefizit in Teilen des Flusses führen könnte.



Abbildung 51: Verlauf des Abflusses und der Konzentration eines bestimmten Stoffes im Wasser in einem Flussabschnitt mit negativer Nettobilanz (verändert nach Szeftel et al., 2011).

6.4 Ilfis

Die Resultate für die zwei Flussabschnitte der Ilfis zeigen starke zeitliche wie räumliche Variationen.

Im ersten Abschnitt zwischen I1 und I2 sind die Nettobilanzen an den vier Messtagen sehr unterschiedlich und variieren zwischen -10% und +15%. Da keine Probe aus dem Grundwasser vorhanden ist, können keine Angaben zum Grundwasseranteil gemacht werden. Es können lediglich aufgrund der Isotopendaten und Leitfähigkeitswerten Rückschlüsse auf mögliche Grundwasserexfiltrationen gezogen werden. Die Isotopenwerte verändern sich zwischen I1 und I2 an allen vier Tagen nicht signifikant, womit eine Exfiltration von Wasser mit einer anderen Isotopensignatur ausgeschlossen werden kann. Bei der Leitfähigkeit ist eine klare Zunahme von I1 zu I2 zu erkennen, was darauf hindeutet, dass Wasser mit höherer Leitfähigkeit eingespiesen wird. Da das Grundwasser aufgrund des Gesteinskontakts generell eine höhere Leifähigkeit aufweist, könnte dies ein Indiz für eine Grundwasserexfiltration in den Fluss sein. Eine höhere Leifähigkeit kann jedoch auch durch den Eintrag von Stoffen aus der Landwirtschaft oder aus Abwasser resultieren. Da das untersuchte Gebiet landwirtschaftlich stark genutzt wird, kann dies durchaus eine mögliche Erklärung für die zunehmenden Leitfähigkeitswerte sein. Auffallend ist auch, dass die Isotopenwerte vom 21. und 28. August sich stark von jenen vom 18. Juli und 14. August unterscheiden. Da Isotopenverhältnisse im Grundwasser normalerweise nicht starken Schwankungen unterliegen, kann ein Grundwasseraustausch in diesem Abschnitt weitgehend ausgeschlossen werden.

Im zweiten Abschnitt zwischen I3 und I4 variieren die Nettobilanzen an den drei Messtagen zwischen -10% und +10%. Am 28. August ist weder eine Änderung im Abfluss noch eine Änderung der Isotopen- und Leitfähigkeitswerte erkennbar, was zeigt, dass kein Austausch zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser stattfindet. An den anderen zwei Tagen ist jedoch sowohl im Abfluss wie in den Istopenwerten eine Änderung erkennbar. Die Nettobilanz ist jedoch an einem Tag positiv und am anderen negativ, während die Isotopenwerte an beiden Tagen signifikant zunehmen. Dies deutet darauf hin, dass eine Mischung mit Wasser, das stärker an ²H- und ¹⁸O- Isotopen angereichert ist als das Flusswasser, stattfinden muss. Die Leitfähigkeitswerte zeigen nur geringfügige Änderungen und auch die Isotopenwerte der einzelnen Tage zeigen keine signifikanten Änderungen. Daher lassen sich keine klare Indizien für G-O-I in diesem Abschnitt finden. Es ist eher wahrscheinlich, dass die beobachtete Abflussvariabilität
durch zeitlich variable oder anthropogen beeinflusste Oberflächenzuflüssen verursacht sind.

Aufgrund der stark unterschiedlichen Muster an den verschiedenen Messtagen und den fehlenden Informationen zum Grundwasser, lassen sich keine eindeutigen Aussagen zu G-O-I in den untersuchten Flussabschnitten der Ilfis machen. Hinweise auf eine starke Wechselwirkung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser lassen sich keine erkennen.

6.5 Vergleich zwischen den Einzugsgebieten

Obwohl die Einzugsgebiete ähnliche geologische und hydrologische Eigenschaften aufweisen, sind die Resultate der Messungen zu G-O-I sehr unterschiedlich und nur bedingt miteinander vergleichbar. Die Hypothese, dass im Unterlauf der voralpinen Flüsse aufgrund der geringdurchlässigen Talfüllungen starke Wechselwirkungen zwischen GW und OW auftreten, kann nur für die Emme bestätigt werden. In den anderen drei Einzugsgebieten konnten nur unsichere bis keine Anzeichen für G-O-I gefunden werden. Dazu muss jedoch erwähnt werden, dass jeweils nur ein Teilabschnitt der Flüsse untersucht wurde und möglicherweise in anderen Flussabschnitten G-O-I stattfinden können. Es lässt sich zudem feststellen, dass die G-O-I auch stark von den geomorphologischen Verhältnissen im Gerinneabschnitt abhängen. In Flüssen wie der Emme mit stark heterogener Gerinnemorphologie und stark variablem Strömungsverhalten treten stärkere Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser auf als in Flüssen wie der Gürbe, Suhre oder Ilfis, die eine eher monotone Gerinnemorphologie aufweisen. So kann mittels dieser Untersuchung keine allgemeine Aussage zu Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in voralpinen Einzugsgebieten bei Niedrigwasser gemacht werden.

7 Fazit und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war es, die Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen bei Niedrigwasser in vier voralpinen Einzugsgebieten zu untersuchen und zu charakterisieren. In den Flussabschnitten der Suhre, Gürbe und Ilfis lassen sich mit den angewendeten Methoden keine eindeutigen Hinweise auf Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen bei Niedrigwasser erkennen. Im Flussabschnitt der Emme weisen die Resultate auf einen intensiven Austausch zwischen Grund- und Oberflächenwasser hin. Hier konnte zudem festgestellt werden, dass die Beziehung zwischen Grund- und Oberflächenwasser geprägt sind von einem räumlichen und zeitlichen Wechsel von effluenten und influenten Bedingungen. Es konnte festgestellt werden, dass in influenten Abschnitten bis zu 20% des Gesamtabflusses durch Versickerung ins Grundwasser verloren gehen kann, was während langen Trockenperioden zu einem erheblichen Wasserdefizit in Teilen des Flusses führen kann. Mit den angewendeten Methoden konnte jedoch die Komplexität der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser in diesem Gebiet nicht ausreichend erfasst werden.

Mit dieser Untersuchung konnte durch die Erfassung der hydrologischen und hydrochemischen/isotopischen Dynamik eines Flussabschnittes erste Kenntnisse darüber gewonnen werden, ob und in welcher Form G-O-I auftreten können. Es liess sich zudem zeigen, dass durch die Kombination unterschiedlicher Messmethoden die Prozesse besser erfasst und Unsicherheiten reduziert werden können.

Durch die Abflussmessungen in aufeinanderfolgenden Querschnitten und die Berechnung der Nettobilanz konnte man sich ein erstes Bild von der Situation machen. Es ist jedoch wichtig, dass berücksichtigt wird, dass die Nettobilanz die Summe der Bruttogewinne und -verluste entlang eines Flussabschnittes beschreibt. Darum gibt die Nettobilanz alleine ein unvollkommenes Bild der Hydrologie eines Flussabschnittes. In dieser Arbeit wurde daher versucht, anhand von Umwelttracern in Form von stabilen Isotopen und der elektrischen Leitfähigkeit zusätzliche Erkenntnisse über die Prozesse, die innerhalb des Flussabschnitts ablaufen, zu gewinnen. Voraussetzung für diese Methode war jedoch, dass sich das Grundwasser signifikant von Oberflächenwasser unterscheidet, was insbesondere bei den stabilen Isotopen nicht immer der Fall war. Die geringen Schwankungen der Isotopenwerten und teilweise auch die geringen Unterschieden der Isotopensignaturen im GW und im OW führten dazu, dass keine klaren Aussagen zu G-O-I gemacht werden konnten. Die elektrische Leitfähigkeit hingegen hat sich als ein guter Indikator für G-O-I erwiesen, obwohl auch hier Unsicherheiten vor allem aufgrund von anthropogenen Einflüssen bestehen. Ein klareres Bild könnte möglicherweise durch die Injektion eines konservativen Tracers wie dies zum Beispiel von Payn et al. (2009) oder Harvey & Wagner (2000) gemacht wurde, erhalten werden. Damit liessen sich die G-O-I in einem Einzugsgebiet besser charakterisieren und quantifizieren wie auch mögliche Speicherräume im Flussabschnitt untersuchen.

Zudem zeigte sich, dass die Anzahl der Messungen nicht ausreichend ist, um zu einem abschliessenden und klaren Resultat zu gelangen. Zusätzliche Messungen würden die Unsicherheit und Fehlerquellen verringern und damit eine Fehlinterpretation vermeiden. Unsicherheiten ergaben sich auch aufgrund von Zeitabständen zwischen den einzelnen Messungen in einem EZG. Obwohl versucht wurde die Messungen in einem EZG innerhalb möglich kurzer Zeit durchzuführen, war zwischen den Messungen dennoch eine Zeitspanne, in der sich der Abfluss wie auch die chemischen Eigenschaften des Wassers verändern konnten. Zeitgleiche Messungen oder kontinuierliche Aufzeichnungen könnten diese Unsicherheiten erheblich vermindern.

Weiterhin sind auch die Messungen im Grundwasser nicht ausreichend um eindeutige Resultate bezüglich G-O-I zu erhalten. Es wurde lediglich eine Grundwasserprobe an einer Stelle im Einzugsgebiet genommen, womit keine Informationen über räumliche und zeitliche Schwankungen der Zusammensetzung des Grundwassers gewonnen werden konnten. Durch die Installation von Piezometern entlang des Gerinnes zur Messung des Grundwasserspiegels und zur regelmässiger Probenahme, könnten hydrologische, hydrochemische wie isotopische Schwankungen im Grundwasser erkannt werden, die mögliche Hinweise auf G-O-I geben. Auch eine detaillierte Untersuchung der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet würde mehr Aufschlüsse zum Vorkommen von G-O-I geben. Dazu bedarf es jedoch personeller und finanzieller Ressourcen.

Schliesslich zeigte sich auch, dass die morphologischen Verhältnisse im Gerinneabschnitt, vor allem im Hinblick auf hyporheische Flüsse und Speicherräume, einen wichtigen Faktor darstellen. Darum könnte durch die Kartierung der geomorphologischen Eigenschaften die Prozesse in einem Untersuchungsabschnitt besser verstanden und erfasst werden. Zusätzlich müsste in den einzelnen Gebieten auch untersucht werden, inwiefern dass anthropogene Eingriffe das Abflussverhalten und die hydrochemische Zusammensetzung des Flusses beeinflussen.

Literaturverzeichnis

- AWA (2010): Hydrographisches Jahrbuch 2010 des Kantons Bern, Bern.
- BAFU (2012): Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer
 Synthesebericht zum Projekt "Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz" (CCHydro) (Bundesamt für Umwelt BAFU, Hrsg.), Bern.
- BUWAL, BWG, und MeteoSchweiz (2004): Auswirkungen des Hitzesommers 2003 auf die Gewässer. Schriftenreihe Umwelt, (369), 174.
- Baumgartner, A. & Liebscher, H. J. (1996): Allgemeine Hydrologie quantitative Hydrologie, Gebrüder Borntraeger.
- Bencala, K. E. (2011): "2.20 Stream–Groundwater Interactions" in E.-C. P. W. B. T.-T. on W. Science (Hrsg.), Oxford, Elsevier, 537–546.
- Brunke, M. & Gonser, T. (1997): The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. Freshwater biology, 1–33.
- Bundesamt für Umweltschutz (1982): Handbuch für die Abflussmessung (Landeshydrologie, Hrsg.), Bern.
- Castro, N. (1991): Surface-subsurface water interactions in an alluviated mountain stream channel. Water resources research, 27(7), 1613-1621.
- Clark, I. D. & Fritz, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology, Taylor & Francis.
- Conant Jr, B. (2004): Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42(2), 243–257.
- Constantz, J. (1998): Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. Water resources research, 34(7), 1609–1615.
- Cook, P.G., Favreau, G., Dighton, J. C., Tickell, S. (2003): Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. Journal of Hydrology, 277(1-2), 74–88.
- Covino, T., McGlynn, B., Mallard, J. (2011): Stream-groundwater exchange and hydrologic turnover at the network scale. Water Resources Research, 47(12), 1–11.
- Covino, T. P. & McGlynn, Brian L. (2007): Stream gains and losses across a mountainto-valley transition: Impacts on watershed hydrology and stream water chemistry. Water Resources Research, 43(10), 1–14.

- Le Coz, J., Camenen, B., Peyrard, X., Dramais, G. (2012): Uncertainty in open-channel discharges measured with the velocity–area method. Flow Measurement and Instrumentation, 26, 18–29.
- Dole-olivier, M. (1998): Surface water groundwater exchanges in three dimensions on a backwater of the Rhone River. Freshwater Biology, 93–109.
- EBP-WSB-Agrofutura (2004): Ganzheitliche Gewässerplanung im Einzugsgebiet Suhrental, Entscheidungsgrundlage (Bericht zum 1. Teilschritt). Zollikon.
- DIN EN ISO 748 (2008): Durchflussmessung in offenen Gerinnen mittels Fliessgeschwindigkeitsmessgeräten oder Schwimmern, Beuth Verlag, Berlin.
- Etcheverry, D. & Vennemann, T. (2009): Isotope im Grundwasser. Methoden zur Anwendung in der hydrogeologischen Praxis, Bern.
- Fleckenstein, J. H. & Schmidt, C. (2009): Themenheft: Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen. Grundwasser, 14(3), 161–162.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979): Groundwater, Prentice-Hall.
- Genereux, D. (1998): Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. Water Resources Research, 34(4), 915–919.
- Gerber, B. (1989): Waldflächenveränderungen und Hochwasserbedrohung im Einzugsgebiet der Emme. Dissertation, Universität Bern.
- Harvey, J.& Bencala, K. (1993): The effect of streambed topography on surfacesubsurface water exchange in mountain catchments. Water Resources Research, 29(1), 89–98.
- Harvey, J. W. & Wagner, B. J. (2000): "Quantifying Hydrologic Interactions between Streams and their Subsurface Hyporheic Zones" in J. B. Jones & P. J. Mulholland (Hrsg.), Streams and Groundwaters. Academic Press, 425.
- Hölting, B. & Coldewey, W. G. (2009): Hydrogeologie Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Kalbus, E. & Reinstorf, F. (2006): Measuring methods for groundwater- surface water interactions: a review. Hydrology and Earth, 873–887.
- Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J. W. N. (2007): Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. Journal of Hydrology, 336(1-2), 1–16.
- Kendall, C. & McDonnell, J. J. (1998): Isotope Tracers in Catchment Hydrology, Elsevier.
- Kilpatrick, F. & Cobb, E. D. (1985): Measurement of discharge using tracers. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Book 3(Chapter A16).

- Krause, S. (2005): Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten Landschaften am Beispiel der Unteren Havel. Dissertation, Universität Potsdam.
- Kruse, S., Seidl, I., & Stähli, M. (2010): von Trockenheit in der Schweiz Die Sicht potenziell betroffener Nutzergruppen. Wasser Energie Luft, 102(4), 305–308.
- von Känel, A. (1993): Die Gürbe Istzustand aus gewässerökologischer Sicht dargestellt, Bern.
- Labhart, T. P. (2005): Geologie der Schweiz, Bern, Ott Verlag.
- Lautz, L. K. & Siegel, D. I. (2006): Modeling surface and ground water mixing in the hyporheic zone using MODFLOW and MT3D. Advances in Water Resources, 29(11), 1618–1633.
- Lee, D. (1977): A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. Limnology and Oceanography, 2(January), 140–147.
- Lehmann, C. (2001): "Emme 2050" Nicht nur eine wasserbauliche Untersuchung. Geographische Gesellschaft, Bern.
- Leibundgut, C & Seibert, J. (2011): "2.09 Tracer Hydrology" in E.-C. P. W. B. T.-T. on W. Science (Hrsg.), Elsevier, 215–236, Oxford.
- Leibundgut, Christian, Maloszewski, P., & Külls, C. (2009): Tracers in Hydrology. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, UK.
- Marsh-McBirney (1990): FLO-MATE Model 2000 Portable flowmeter.
- McCallum, J. L., Cook, Peter G., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G. a. (2012): Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. Journal of Hydrology, 416-417, 118–132.
- McGlynn, Brian L. (2004): Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations. Water Resources Research, 40(7), 1–14.
- Morgenschweis, G. (2010): Hydrometrie. Theorie und Praxis der Durchflussmessung in offenen Gerinnen. Springer Verlag, Berlin.
- Morrice, J., Valett, H., Dahm, C. (1997): Alluvial characteristics, groundwater-surface water exchange and hydrological retention in headwater streams. Hydrological Processes, 11(March 1995), 253–267.
- Moser, H. & Rauert, W. (1980): Isotopenmethode in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 8, Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Murdoch, L. C. (2003): Factors affecting the performance of conventional seepage meters. Water Resources Research, 39(6).

- Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Barbier, J., Gautier, E. (2003): Surface water– groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematics. Journal of Hydrology, 277(3-4), 248–267.
- Nützmann, G. & Lewandowski, J. (2009): Wechselwirkungen zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser an einem Tieflandfluss (Spree). Grundwasser, 14(3), 195-205.
- Payn, R. a., Gooseff, M. N., McGlynn, B. L., Bencala, K. E., Wondzell, S. M. (2009): Channel water balance and exchange with subsurface flow along a mountain headwater stream in Montana, United States. Water Resources Research, 45(11).
- Picarro (2010): PICARRO L2120-i ∂D and $\partial^{18}O$ Analyzer. [online] www.picarro.com (Zugang: September 17, 2012).
- Ruehl, C., Fisher, A. T., Hatch, C., Huertos, M. L., Stemler, G., Shennan, C. (2006): Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. Journal of Hydrology, 330(1-2), 235–248.
- Runkel, R. & Broshears, R. (1998): One-dimensional Transport with inflow and Storage (OTIS): A solute Transport Model for Streams and Rivers. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4018, Denver.
- Scherrer AG (2010): Abschätzung der massgebenden Hochwasserabflüsse am Hofbach und entlang der Suhre zwischen Oberkirch und Reitnau. Bericht: 10/132, Reinach.
- Scherrer AG (2012): Hochwasserabschätzung entlang der Suhre von Reitnau bis Suhr, Bericht: 11/144, Reinach.
- Schmidt, C. & Bayer-Raich, M. (2006): Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. Hydrology and Earth System Sciences, 10(6), 849–859.
- Schotterer, U. (2010): Wasserisotope in der Schweiz. GWA: Gas, Wasser, Abwasser, 1073–1081.
- Schädler, B. & Weingartner, R. (2002): "Komponenten des natürlichen Wasserhaushaltes 1961-1990" in Bundesamt für Umwelt (BAFU) (Hrsg.), Hydrologischer Atlas der Schweiz (Tafel 6.3). Bern.
- Sklash, M. & Farvolden, R. (1979): The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology, 43, 45–65.
- Sophocleous, M. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal, 10(1), 52–67.
- Stonestrom, D. & Constantz, J. (2003): Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. U.S. Geological Survey, Reston, Virgina.

- Storey, R. G. (2003): Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. Water Resources Research, 39(2), 1–17.
- Szeftel, P., (Dan) Moore, R. D., Weiler, M. (2011): Influence of distributed flow losses and gains on the estimation of transient storage parameters from stream tracer experiments. Journal of Hydrology, 396(3-4), 277–291.
- Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Freiburger Schriften zur Hydrologie, 10, Universität Freiburg.
- WEA (1995): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. Hydrogeologie Gürbetal und Stockental. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- WEA (1975): Grundlagern für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern-Hydrogeologie Emmental Teil 1: Oberes Emmental. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- WEA (1997): Nutzungs-, Schutz- und Überwachungskonzept für die Grundwasserleiter des obersten Emmentals, zwischen Emmenmatt, Langnau und Eggiwil Synthesebericht, Bern.
- Weingartner, R. & Aschwanden, H. (1992): "Abflussregimes als Grundlage zur Abschätzung von Mittelwerten des Abflusses" in Bundesamt für Umwelt (Hrsg.), Hydrologischer Atlas der Schweiz (Tafel 5.2). Bern.
- Winter, T., Harvey, J., Lehn Franke, O., Alley, W. M. (1999): Ground water and surface water: a single resource. U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- Wondzell, Steven M., LaNier, J., Haggerty, R. (2009): Evaluation of alternative groundwater flow models for simulating hyporheic exchange in a small mountain stream. Journal of Hydrology, 364(1-2), 142–151.
- Wroblicky, G. J., Campana, M. E., Dahm, N. (1998): Seasonal variation in surfacesubsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. Water Resources Research, 34(3), 317–328.
- Zellweger, G. (1994): Testing and comparison of four ionic tracers to measure stream flow loss by multiple tracer injection. Hydrological Processes, 8(January 1993), 155–165.

A Abbildungen

A.1 Karte Suhre



Abbildung A 1: Karte Suhre (Bundesamt für Landestopographie).

A.2 Karte Gürbe



Abbildung A 2: Karte Gürbe (Bundesamt für Landestopographie).

A.3 Karte Emme



Abbildung A 3: Karte Emme (Bundesamt für Landestopographie).

A.4 Karte Ilfis



Abbildung A 4: Karte Ilfis (Bundesamt für Landestopographie).

B Tabellen

B.1 Datenquellen

Tabelle B 1: Herkunft der verwendeten Daten

| Daten | Quelle |
|---------------------------------------|--|
| Abflussdaten | |
| Suhre | ALG, Abteilung Landschaft und Gewässer, Kanton Aargau |
| | http://www.ag.ch/alg/ |
| Gürbe | AWA, Amt für Wasser und Abfall, Kanton Bern |
| | http://www.bye.be.ch |
| Emme und Ilfic | BAFU Bundesamt für Umwelt |
| Linine und IIIs | http://www.hudeodoton.odmin.ch |
| | http://www.nydrodaten.admin.ch |
| | |
| Grundwasserdaten | |
| Grundwassermessstelle | AfU – Abteilung für Umwelt, Kanton Aargau |
| Staffelbach, Suhre | http://www.ag.ch/umwelt |
| | |
| Grundwassermessstelle | AWA, Amt fur Wasser und Abfall, Kanton Bern |
| Burgistein, Gurbe | nttp://www.bve.be.ch |
| C mun deviaga a magaga talla | Unaversity and Ensures a Venton Luzer |
| Fischolzmatt Ilfis | bttp://www.uwe.lu.ch/ |
| LSCHOIZINALL, IIIIS | http://www.uwe.iu.en/ |
| Isotopondoton CW | |
| Isotopenuaten GW | Prof Daniel Hunkeler und Dr. Daniel Köser, Universität |
| Emme, Aeschau | Neuenburg |
| | Treachourg |
| CIS-Daten | Bundesamt für Landestonographie - Swisstono |
| 015-Daten | http://www.ewiestope.edmin.ek |
| | nup.//www.swisstopo.admin.cn |
| NT: 1 | |
| Niederschlags- und Tomporaturdaton | MeteoSchweiz, Bundesamt für Meteorologie und Klimato- |
| remperaturuaten | IUgit |
| | nup://www.meteoschweiz.admin.cn |

B.2 Tabellen zur Berechnung der Unsicherheiten der Geschwindigkeitsmethode

Tabelle B 2: Prozentuale Messunsicherheit u_m bei Messung der mittleren Geschwindigkeit aus einer begrenzten Zahl von Messlotrechten (DIN EN ISO 748, 2008).

| Zahl der Messlotrechten | Messunsicherheiten (%) |
|-------------------------|------------------------|
| 5 | 7.5 |
| 10 | 4.5 |
| 15 | 3 |
| 20 | 2.5 |
| 25 | 2 |
| 30 | 1.5 |
| 35 | 1 |
| 40 | 1 |
| 45 | 1 |

Tabelle B 3: Prozentuale Messunsicherheiten u_b bei Entfernungsmessungen (DIN EN ISO 748, 2008).

| Breitenbereich (m) | Absolute Messabweichung (m) | Relative Messabweichung (%) |
|--------------------|--------------------------------|-----------------------------|
| 0 bis 100 | 0 bis 0.18 | 0.15 |
| 101 bis 150 | 0.15 bis 0.25 | 0.2 |
| 151 bis 250 | 0.3 bis 0.6 | 0.25 |

Tabelle B 4: Prozentuale Messunsicherheiten u_h bei Tiefenmessung (DIN EN ISO 748, 2008).

| Tiefe (m)Absolute Messab- weichung (m) | | Relative Messab- weichung (%) | Bemerkung | |
|---|-------|----------------------------------|---------------|--|
| 0.4 bis 6 | 0.02 | 0.65 | Mit Pegelstab | |
| 6 bis 14 | 0.025 | 0.25 | Mit Lotleine | |

| Messverfahren | Messunsicherheiten (%) |
|----------------------------|------------------------|
| Geschwindigkeitsverteilung | 0.5 |
| 5 Punkte | 2.5 |
| 2 Punkte | 3.5 |
| 1 Punkt | 7.5 |

Tabelle B 5: Prozentuale Messunsicherheiten u_p der mittleren Geschwindigkeit in einer Lotrechte bedingt durch die begrenzte Zahl von Messpunkten pro Lotrechte (DIN EN ISO 748, 2008).

Tabelle B 6: Prozentuale Messunsicherheiten u_e für Punktgeschwindigkeitsmessungen in Abhängigkeit der Messzeit (DIN EN ISO 748, 2008).

| Geschwindigkeit (m/s) | 0.2 D, 0.4 D oder 0.6 D | | | 0.8 D od. 0.9 D | | | | |
|--------------------------|-------------------------|----|----|-----------------|-----|----|----|----|
| | Messzeit (m) | | | | | | | |
| | 0.5 | 1 | 2 | 3 | 0.5 | 1 | 2 | 3 |
| 0.05 | 25 | 20 | 15 | 10 | 40 | 30 | 25 | 20 |
| 0.1 | 14 | 11 | 8 | 7 | 17 | 14 | 10 | 8 |
| 0.2 | 8 | 6 | 5 | 4 | 9 | 7 | 5 | 8 |
| 0.3 | 5 | 4 | 3 | 3 | 5 | 4 | 3 | 3 |
| 0.4 | 4 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3 |
| 0.5 | 4 | 3 | 3 | 2 | 4 | 3 | 3 | 2 |
| 1000 | 4 | 3 | 3 | 2 | 4 | 3 | 3 | 2 |

C Liste der verwendeten Symbole

| Symbol | Bedeutung | Einheit |
|------------------|---|--------------------------|
| А | durchströmter Querschnitt | [m ² /s] |
| b | Wasserspiegelbreite | [m] |
| C _{in} | Stoffkonzentration oben am Flussabschnitt | [‰, µS/cm] |
| C _{out} | Stoffkonzentration unten am Flussabschnitt | [‰, µS/cm] |
| C _G | Stoffkonzentration im Grundwasser | [‰, µS/cm] |
| ∂ | Abweichung Isotopenverhältnis Probe-Standard (V-SMOV) | [‰] |
| d | Deuterium-Exzess | [‰] |
| h | Wassertiefe | [m] |
| 2 H | Wasserstoff-2, Deuterium | [-] |
| i | Lotrechten | [-] |
| k | hydraulische Leitfähigkeit | [m/s] |
| L | Abschnittslänge | [km] |
| m | Zahl der Messlotrechten | [-] |
| n | Zahl der Geschwindigkeitsmesspunkte in der Lotrechten | [-] |
| ¹⁸ O | Sauerstoff-18 | [-] |
| q | Teildurchflüsse | [m ³ /s] |
| Q | Abfluss/Durchfluss | [m ³ /s, l/s] |
| Q _{out} | Abfluss unten am Flussabschnitt | [m ³ /s, l/s] |
| Q_G | grundwasserbürtiger Ausfluss | $[m^{3}/s, l/s]$ |
| Q _{in} | Abfluss oben am Flussabschnitt | [m ³ /s, l/s] |
| ΔQ | Nettoänderung des Abflusses | $[m^{3}/s, l/s]$ |

| R _{Probe} | Isotopenverhältnis in der Probe | [-] |
|-----------------------|--|-------|
| R _{Standard} | Isotopenverhältnis im Standard | [-] |
| U | erweiterte Unsicherheit | [%] |
| u(Q) | relative kombinierte Standardunsicherheit des Durch- flusses | [%] |
| u _b | relative kombinierte Standardunsicherheit der Breite | [%] |
| u _h | relative kombinierte Standardunsicherheit der Tiefe | [%] |
| u _{vm} | relative kombinierte Standardunsicherheit der mittleren Geschwindigkeit | [%] |
| us | Messunsicherheit der Messgeräte | [%] |
| u _m | Messunsicherheit aufgrund der begrenzten Zahl der Messlotrechten | [%] |
| u _p | Messunsicherheit der mittleren Geschwindigkeit v_{mi} infolge der begrenzten Zahl der Messpunkte in der Lotrechten i | [%] |
| uc | Messunsicherheit der Geschwindigkeitsmessung an einem bestimmten Messpunkt in der Lotrechten | [%] |
| u _e | Messunsicherheit der Geschwindigkeit an einem Punkt in einer bestimmten Tiefe in der Lotrechten i aus den Geschwindigkeitsschwankungen während der Ge- schwindigkeitsmessung. | [%] |
| v _m | mittlere Fliessgeschwindigkeit | [m/s] |
| W_{fG} | Unsicherheit Grundwasseranteil | [%] |
| W _{CG} | Messunsicherheit Stoffkonzentration im Grundwasser | [%] |
| W_{Cin} | Messunsicherheit Stoffkonzentration oben am Flussab- schnitt | [%] |
| W _{Cout} | Messunsicherheit Stoffkonzentration unten am Flussab- schnitt | [%] |

D Liste der verwendeten Abkürzungen

| Abkürzung | Bedeutung |
|-----------|--|
| CRDS | Cavity Ring Down Spektroskopie |
| EZG | Einzugsgebiet |
| GMWL | Global Meteoric Water Line / Niederschlagsgerade |
| GW | Grundwasser |
| G-O-I | Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen |
| HHQ | Abflussspitze |
| HMQ | mittlere jährlicher Hochwasserabfluss |
| LF | elektrische Leitfähigkeit |
| MID | Magnetisch-induktive Strömungssonde |
| MQ | mittlere jährlicher Abfluss |
| m ü. M. | Meter über Meer (topographische Höhe) |
| NFP61 | Nationales Forschungsprogramm |
| NMQ | mittlere jährlicher Niedrigwasserabfluss |
| NNQ | niedrigster je gemessener Niedrigwasserabfluss |
| OMM | Obere Meeresmolasse |
| OSM | Obere Süsswassermolasse |
| OW | Oberflächenwasser |
| TSM | Transient storage model |
| UMM | Untere Meeresmolasse |
| USM | Untere Süsswassermolasse |
| V-SMOV | Vienna-Standard-Mean-Ocean-Water |

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilftsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift