

**Wasserbilanzmodelle zur Bewertung des Fremdwasserzustroms
in den Warsteiner Karstgrundwasserleiter (Sauerland, Nordrhein-Westfalen)**

Von der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der
Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte Dissertation

vorgelegt von

Andreas Dohm, M.Sc. RWTH

Berichter: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Thomas R. Rüde
Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Klaus Reicherter

Tag der mündlichen Prüfung: 21.11.2025

Diese Dissertation ist auf den Internetseiten der Universitätsbibliothek online verfügbar

Kurzfassung

Der im Sauerland (Nordrhein-Westfalen) am nordöstlichen Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges gelegene Warsteiner Karstgrundwasserleiter setzt sich aus devonischen Massenkalk sowie Flinz-Schichten zusammen und ist Teil der geologischen Großeinheit des Warsteiner Sattels. Seine lokale hydrogeologische Besonderheit besteht in einem kontinuierlichen Fremdwasserzustrom, einer allogenen Grundwasserkomponente, welche dem von gering leitenden Gesteinseinheiten umgebenen Karstgrundwasserleiter unterirdisch zuströmt und in der Folge einen oberirdischen Abflussüberschuss im Gebiet verursacht.

Das Erneuerungsgebiet des Fremdwassers, welches sich durch eine höhere Mineralisierung sowie höhere Temperaturen auszeichnet, konnte bis heute nicht abschließend abgegrenzt werden. Potenzielle Herkunftsgebiete sind das Münsterländer Kreidebecken und der Belecker Sattel im Norden, der Briloner Karstgrundwasserleiter im Südosten sowie das unmittelbar südlich angrenzende Schiefergebirge. Aufgrund der unsicheren Datenlage des Wasserbilanzparameters des oberirdischen Abflusses bestehen darüber hinaus z. T. deutlich voneinander abweichende Werte hinsichtlich des Fremdwasservolumens und -anteils an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten.

Um eine aktuelle, zeitlich hochaufgelöste und kontinuierliche Datenbasis des oberirdischen Abflusses zu entwickeln (Messgrößen: Wasserstand, Wassertemperatur und z. T. spezifische elektrische Leitfähigkeit), wurden im Jahr 2019 zehn Pegelmessstellen in den oberirdischen Fließgewässern im Zustrom und im Abstrom des Warsteiner Karstgrundwasserleiters installiert und über die Dauer der Wasserwirtschaftsjahre (WWJ) 2020 und 2021 betrieben. Eine weitere Pegelmessstelle wurde im Abstrom des Briloner Karstgrundwasserleiters errichtet. Die Berechnung kontinuierlicher Durchflussdaten auf Basis der gemessenen Wasserstandsdaten erfolgte über die Aufstellung individueller W-Q-Beziehungen für jeden Pegel. Hierzu wurden im Rahmen monatlicher Geländefahrten diskontinuierliche Durchflussmessungen an den Pegelstandorten durchgeführt (Salztracerverfahren, z. T. Lotrechtenverfahren).

In beiden WWJ konnte ein oberirdischer Abflussüberschuss an der Nordgrenze des Karstgrundwasserleiters festgestellt werden. Dieser beträgt im WWJ 2020 ca. 14,6 Mio. m³/a (Gesamtzufluss: ca. 22,6 Mio. m³/a, Gesamtabfluss: ca. 37,2 Mio. m³/a) und ca. 12,3 Mio. m³/a im WWJ 2021 (Gesamtzufluss: ca. 23,4 Mio. m³/a, Gesamtabfluss: ca. 35,7 Mio. m³/a).

Im Gegensatz zu den in den Randbereichen des Karstgrundwasserleiters gelegenen Fließgewässern Bilsteinbach und Schlagwasser wird in den zentralen Fließgewässern Wäster und Lörmecke eine Beeinflussung durch zuströmendes Fremdwasser anhand erhöhter Wassertemperaturen und Leitfähigkeitswerte am Abstrompegel sichtbar. Die Wäster als Hauptvorfluter des Karstgrundwasserleiters nimmt in diesem Zusammenhang eine Sonderrolle ein: So ist der beobachtete oberirdische Abflussüberschuss primär auf Fremdwasserzuflüsse im Wäster-tal zurückzuführen. Weiterhin weichen die erhobenen Werte der Wäster sowohl beim mittleren Basisabfluss, dem BFI-Wert, dem Retentions- und Speichervermögen als auch dem abflussfähigen Grundwasservolumen signifikant von denen der anderen Fließgewässer ab.

Mithilfe der GIS-Software ArcGIS Pro wurden in einem zweiten Schritt Wasserbilanzen zur flächendifferenzierten Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung für die Gebiete des Warsteiner und Briloner Karstgrundwasserleiters für die WWJ 2020 und 2021 umgesetzt. Für das Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters konnte ein mittlerer Gesamtabfluss von ca. 11,0 Mio. m³/a für das WWJ 2020 und ca. 10,2 Mio. m³/a für das WWJ 2021 ermittelt

werden. Die mittlere lokale Grundwasserneubildung beträgt ca. 4,8 Mio. m³/a im WWJ 2020 und ca. 4,5 Mio. m³/a im WWJ 2021. Dies entspricht einem Grundwasserneubildungsanteil am Gesamtabfluss von jeweils etwa 44 %.

Aufbauend auf den Daten des oberirdischen Abflusses und der lokalen Grundwasserneubildung, sowie unter Berücksichtigung der lokalen Grundwasserförderung, wurde eine Gesamtwasserbilanz zur Ermittlung des Warsteiner Fremdwasservolumens bzw. -anteils aufgestellt. Hierbei konnte ein Fremdwasservolumen von ca. 8,4 Mio. m³/a für das WWJ 2020 und ca. 6,7 Mio. m³/a für das WWJ 2021 berechnet werden (Mittelwert: 7,6 Mio. m³/a). Dies entspricht einem Fremdwasseranteil an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten aus dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter von ca. 20,0 % bzw. 16,6 % (Mittelwert: 18,4 %). Eine Mischungsberechnung auf Grundlage der Chloridionenkonzentrationen der einzelnen Wasserbilanzkomponenten ergab, dass das Fremdwasser im Zeitraum der WWJ 2020/2021 eine Chloridionenkonzentration von schätzungsweise 405 mg/L aufweist.

Basierend auf den Ergebnissen dieser Untersuchung wurden die potenziellen Herkunftsgebiete Münsterländer Kreidebecken und Belecker Sattel mangels eines ausreichenden hydraulischen Gradienten als nicht plausibel bewertet. Der Briloner Massenkalk wurde, trotz des dort vorhandenen und in dieser Arbeit verifizierten oberirdischen Abflussdefizits, aufgrund des unklaren Fließweges nach Warstein als unwahrscheinliches bis nicht plausibles Herkunftsgebiet eingestuft. Das südlich angrenzende Schiefergebirge wird unter der Voraussetzung, dass eine Aufsatzung durch eine zusätzliche Grundwasserkomponente stattfindet, als potenziell mögliches Fremdwasserherkunftsgebiet beurteilt.

Ein zentrales Ergebnis dieser Arbeit ist die Entwicklung einer hydrogeologischen Modellvorstellung des Warsteiner Fremdwasserphänomens. Dieser zufolge besteht das Warsteiner Fremdwasser aus zwei Komponenten: Einer gering mineralisierten Grundwasserkomponente, die dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter aus dem südlich angrenzenden Schiefergebirge zuströmt, sowie einer salinaren Grundwasserkomponente, die aus größerer Tiefe entlang tiefgreifender Störungsbahnen wie z. B. der Warsteiner Südrand-Störung aufsteigt.

Der Zustrom der südlichen Fremdwasserkomponente wird durch die höhere topographische Lage der Plackwaldhöhe sowie von Teilen des nördlichen Ruhrtals hydraulisch ermöglicht. Potenzielle Wegsamkeiten stellen neben den Klüften und Störungen in der Arnsberg-Formation insbesondere die unterkarbonische Hillershausen-Formation (Kulm-Kieselkalke) sowie die mittel- bis oberdevonischen Flinz-Schichten dar, welche im nördlichen Ruhrtal ausstreichen. Das dortige Grundwasser folgt dem Schichteinfallen des südlichen Flügels der Nuttlarer Mulde nach Norden in Richtung Warstein und steigt dort entlang der Warsteiner Südrand-Störung nach oben, wo es gemeinsam mit der salinaren Komponente aus größerer Tiefe in den hydraulisch in Verbindung stehenden Karstgrundwasserleiter übertritt.

Unter der Annahme, dass die Natriumchloridkonzentration der aufsteigenden salinaren Fremdwasserkomponente näherungsweise der der in ca. 25 km Entfernung artesisch austretenden Arnsberger Thermalsole entspricht, ergibt eine Mischungsberechnung, dass bereits durch einen Anteil der aufsteigenden Sole von ca. 2 % die für die WWJ 2020/2021 ermittelte Chloridionenkonzentration des Fremdwassers von etwa 405 mg/L erreicht werden kann.

Abstract

The Warstein karst aquifer, located in the Sauerland region (North Rhine-Westphalia) on the north-eastern edge of the Eastern Rhenish Slate Mountains, is composed of Devonian massive limestone and Flinz strata and is part of the large geological unit of the Warstein anticline. Its special local hydrogeological feature is a continuous inflow of extraneous water, an allogenuous groundwater component, which flows underground into the karst aquifer surrounded by low permeable rock units and consequently causes a surface runoff surplus in the area.

The recharge area of the extraneous water, which is characterised by higher mineralisation and higher temperatures, has not yet been conclusively defined. Potential areas of origin are the Münsterland Chalk Basin and the Beleckie anticline in the north, the Brilon karst aquifer in the south-east and the adjacent slate mountains to the south. Due to the uncertain data on the water balance parameter of surface runoff, there are also some significantly differing values regarding the volume of extraneous water and its proportion in the total sum of all runoff components.

In order to develop an up-to-date, high-resolution and continuous database of surface runoff (measured variables: water level, water temperature and, in some cases, specific electrical conductivity), ten gauging stations were installed in the surface watercourses in the inflow and outflow of the Warstein karst aquifer in 2019 and operated for the duration of the water years 2020 and 2021. A further gauging station was installed in the outflow of the Brilon karst aquifer. Continuous flow data were calculated based on the measured water level data by establishing individual water level-discharge relations for each gauging station. For this purpose, discontinuous discharge measurements were carried out at the gauging stations as part of monthly field trips (salt dilution method, in some cases velocity area method).

In both water years, a surface runoff surplus was observed at the northern boundary of the karst aquifer. This amounts to approx. 14.6 million m³/a for the 2020 water year (total inflow: approx. 22.6 million m³/a, total outflow: approx. 37.2 million m³/a) and approx. 12.3 million m³/a for the 2021 water year (total inflow: approx. 23.4 million m³/a, total outflow: approx. 35.7 million m³/a).

In contrast to the Bilsteinbach and Schlagwasser watercourses located in the peripheral areas of the karst aquifer, the central Wäster and Lörmecke watercourses are affected by inflowing extraneous water, as evidenced by increased water temperatures and conductivity values at the outflow gauging station. The Wäster, as the main receiving watercourse of the karst aquifer, plays a special role in this context: the observed surface runoff surplus is primarily due to extraneous water inflows in the Wäster valley. Furthermore, the values recorded for the Wäster differ significantly from those of the other watercourses in terms of mean base flow, BFI value, retention and storage capacity and dischargeable groundwater volume.

In a second step, the GIS software ArcGIS Pro was used to implement water balances for the area-differentiated calculation of local groundwater recharge for the areas of the Warstein and Brilon karst aquifers for the 2020 and 2021 water years. For the Warstein karst aquifer balance area, an average total discharge of approx. 11.0 million m³/a for the 2020 water year and approx. 10.2 million m³/a for the 2021 water year was determined. The average local groundwater recharge amounts to approx. 4.8 million m³/a in the 2020 water year and approx. 4.5 million m³/a in the 2021 water year. This corresponds to a groundwater recharge share of around 44 % of the total discharge in each case.

Based on the surface runoff and local groundwater recharge data, and taking the local groundwater abstraction into account, an overall water balance was drawn up to determine the Warstein extraneous water volume and proportion. An extraneous water volume of approx. 8.4 million m³/a was calculated for the 2020 water year and approx. 6.7 million m³/a for the 2021 water year (mean value: 7.6 million m³/a). This corresponds to an extraneous water share in the total sum of all discharge components from the Warstein karst aquifer of approx. 20.0 % and 16.6 % respectively (mean value: 18.4 %). A mixture calculation based on the chloride ion concentrations of the individual water balance components showed that the extraneous water had an estimated chloride ion concentration of 405 mg/L in the 2020/2021 water year.

Based on the results of this investigation, the potential source areas Münsterland Chalk Basin and Belecke anticline were assessed as implausible due to the lack of a sufficient hydraulic gradient. Despite the existing surface runoff deficit verified in this study, the Brilon massive limestone was categorised as an unlikely to implausible source area due to the unclear flow path to Warstein. The adjacent slate mountains to the south are assessed as a potential source area for extraneous water, provided that salinisation takes place through an additional groundwater component.

A central result of this work is the development of a hydrogeological model of the Warstein extraneous water phenomenon. According to this model, the Warstein extraneous water consists of two components: A low mineralised groundwater component, which flows into the Warstein karst aquifer from the adjacent slate mountains to the south, and a saline groundwater component, which rises from greater depths along deep faults such as the Warstein Südrand fault.

The inflow of the southern extraneous water component is hydraulically enabled by the higher topographical position of the Plackwaldhöhe and parts of the northern Ruhr valley. In addition to the fractures and faults in the Arnsberg Formation, the Lower Carboniferous Hillershausen Formation (Kulm siliceous limestones) and the Middle to Upper Devonian Flinz strata, which outcrop in the northern Ruhr valley, represent potential pathways. The groundwater there follows the stratigraphic dip of the southern wing of the Nuttlar syncline northwards towards Warstein and rises upwards along the Warstein Südrand fault, where it merges with the saline component from greater depths into the hydraulically connected karst aquifer.

Assuming that the sodium chloride concentration of the ascending saline extraneous water component corresponds approximately to that of the Arnsberg thermal brine emerging artesian at a distance of approx. 25 km, a mixing calculation shows that the chloride ion concentration of the extraneous water of approx. 405 mg/L determined for the water years 2020/2021 can already be achieved with a proportion of the ascending brine of approx. 2 %.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei Prof. Dr. Thomas R. Rüde für die umfassende Betreuung der vorliegenden Arbeit bedanken. Die zahlreichen Gespräche, fachlichen Diskussionen und Denkanstöße haben wesentlich zur Entstehung und zur Qualität dieser Arbeit beigetragen. Darüber hinaus wäre diese Forschungsarbeit ohne die Finanzierung durch das Institut nicht möglich gewesen.

Prof. Dr. Klaus Reicherter danke ich sehr herzlich für die Bereitschaft das Zweitgutachten zu dieser Arbeit zu übernehmen.

Weiterhin gilt mein Dank der Lörmecke-Wasserwerk GmbH, den Stadtwerken Warstein sowie den Stadtwerken Brilon und allen zugehörigen Mitarbeiter*innen für die freundliche Unterstützung dieser Arbeit und für die Bereitstellung von zahlreichen Daten und Untersuchungsergebnissen. In diesem Zusammenhang möchte ich insbesondere Herrn Hellemeier und Herrn Ceranna (Lörmecke-Wasserwerk GmbH), Herrn Seipel (Stadtwerke Warstein) sowie Herrn Finger und Herrn Kautz (Stadtwerke Brilon) dankend erwähnen.

Den Städten Warstein und Rüthen, dem Kreis Soest, dem Landesbetrieb Straßenbau NRW sowie dem Bilsteintal e.V. danke ich dafür, dass ich die Pegelmessstellen in den Fließgewässern vor Ort errichten und über die Dauer meiner Arbeit betreiben durfte.

Darüber hinaus möchte ich mich bei Dr. Thomas Leichtle für die Geländeeinführung in das Gebiet des Briloner Massenkalks zu Beginn meiner Forschungsarbeit herzlich bedanken.

Meinen Kolleg*innen und den studentischen Hilfskräften am Lehr- und Forschungsgebiet Hydrogeologie an der RWTH Aachen University möchte ich ganz besonders danken. Es war mir eine große Freude mit Euch zusammenzuarbeiten und ich werde immer gerne an die gemeinsame Zeit mit Euch zurückdenken!

Zuletzt möchte ich mich insbesondere bei meiner Frau Franziska sowie meiner Familie und meinen Freunden bedanken. Ihr hattet stets ein offenes Ohr und habt mich auch in schwierigeren Zeiten unterstützt. Danke!

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	III
Abstract	V
Danksagung	VII
Inhaltsverzeichnis	IX
Abbildungsverzeichnis	XII
Tabellenverzeichnis	XVI
1. Einleitung	1
1.1. Karstgrundwasserleiter mit allogener Grundwasserneubildung	1
1.2. Das Fremdwasser des Warsteiner Karstgrundwasserleiters	2
1.3. Motivation	3
1.4. Aufbau der Arbeit	5
2. Untersuchungsgebiet Warsteiner Sattel	7
2.1. Geographie und Klima	9
2.2. Geologie und erdgeschichtliche Entwicklung	12
2.3. Hydrogeologie	19
2.4. Fremdwasser	27
2.5. Ressourcennutzung und Trinkwassergewinnung	34
2.6. Eigenschaften der angrenzenden Gebiete	36
2.6.1. Belecker Sattel	36
2.6.2. Möhne Mulde	38
2.6.3. Westliche Randbereiche	39
2.6.4. Östliche Randbereiche	39
2.6.5. Nuttlarer Mulde	40
2.6.6. Scharfenberger Sattel	41
2.6.7. Briloner Massenkalk	41
3. Methodische Grundlagen	44
3.1. Aufbau und Betrieb des Pegelmessnetzes	44
3.1.1. Kontinuierliche Wasserstandsmessung mittels Drucksonden	44
3.1.2. Konstruktion der Pegelmessstellen	45
3.1.3. Auswahl der Messstandorte	46
3.1.4. Oberirdische Einzugsgebiete der Pegelmessstellen	50
3.1.5. Korrektur der Wasserstandsdaten	51
3.2. Kontinuierliche Durchflussmessung mittels W-Q-Beziehung	53

3.2.1.	Prinzip	53
3.2.2.	Berechnung der W-Q-Beziehung	55
3.2.3.	Korrekturen und Extrapolation	56
3.3.	Diskontinuierliche Durchflussmessung	58
3.3.1.	Lotrechtenverfahren mit akustischem, digitalem Strömungsmesser	58
3.3.2.	Salztracerverfahren mit Momentaninjektion	60
3.3.3.	Bewertung der Messgenauigkeit und Reproduzierbarkeit	63
3.4.	Durchflussganglinienauswertung	65
3.4.1.	Hydrologische Hauptwerte	65
3.4.2.	Hydrographenseparierung	66
3.4.3.	Ermittlung von BFI-Werten aus Durchflussganglinien	68
3.4.4.	Trockenwetterfalllinie und Rezessionskoeffizient	69
3.5.	Wasserbilanzierung	72
3.5.1.	Niederschlag	73
3.5.2.	Evapotranspiration	75
3.5.3.	Grundwasserneubildung und Direktabfluss	80
4.	Hydrologisches Untersuchungsprogramm	82
4.1.	Ergebnisse der kontinuierlichen Messreihen	82
4.1.1.	Wasserstand	82
4.1.2.	W-Q-Beziehungen	84
4.1.3.	Durchfluss	86
4.1.4.	Wassertemperatur	92
4.1.5.	Spezifische elektrische Leitfähigkeit	95
4.1.6.	Imputation und Korrektur von Durchflussdaten	97
4.2.	Ergebnisse der Durchflussganglinienauswertung	99
4.2.1.	Bestimmung des Basisabflusses	99
4.2.2.	BFI-Werte	101
4.2.3.	Retentionsvermögen	102
4.2.4.	Abflussfähiges Grundwasservolumen	104
4.3.	Stichtagsmessungen im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters	105
4.4.	Oberirdische Gesamtzuflüsse/-abflüsse im Bereich der Karstgrundwasserleiter ..	107
4.5.	Diskussion	108
4.5.1.	Allogene Grundwasserneubildung aus dem südlichen Zustromgebiet	108
4.5.2.	Fremdwassereinfluss in den oberirdischen Fließgewässern	111
4.5.3.	Vergleich mit früheren Messreihen	112
5.	Entwicklung von Wasserbilanzmodellen	116

5.1.	Wasserbilanzmodell Warsteiner Karstgrundwasserleiter	116
5.1.1.	Datengrundlage und Datenaufbereitung.....	116
5.1.2.	Bestimmung des Bilanzgebietes	117
5.1.3.	Niederschlag	120
5.1.4.	Evapotranspiration	122
5.1.5.	Gesamtabfluss	124
5.1.6.	Grundwasserneubildung und Direktabfluss	126
5.1.7.	Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021	130
5.1.8.	Diskussion.....	132
5.2.	Wasserbilanzmodell Briloner Karstgrundwasserleiter	136
5.2.1.	Datengrundlage und Datenaufbereitung.....	136
5.2.2.	Bestimmung des Bilanzgebietes	136
5.2.3.	Niederschlag	137
5.2.4.	Evapotranspiration	139
5.2.5.	Gesamtabfluss	140
5.2.6.	Grundwasserneubildung und Direktabfluss	141
5.2.7.	Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021	143
5.2.8.	Diskussion.....	144
6.	Bewertung des Fremdwasserzustroms und dessen Bedeutung für die lokale Wasserversorgung	146
6.1.	Abschätzung des Fremdwasservolumens	146
6.2.	Mischungsberechnung	151
6.3.	Bewertung bisheriger Hypothesen zur Fremdwasserherkunft.....	153
6.4.	Hydrogeologisches Modell des Warsteiner Fremdwasserzustroms	157
6.5.	Bedeutung des Fremdwasserzustroms für die Warsteiner Wasserversorgung	164
7.	Zusammenfassung	166
8.	Literaturverzeichnis	173
Anhang		187
	Untersuchungsgebiet	187
	Methodische Grundlagen	190
	Messstellensteckbriefe.....	192
	Durchflussganglinienauswertung Briloner Karstgrundwasserleiter	221
	Wasserbilanzmodelle.....	223

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Autogene und allogene Form der Grundwasserneubildung in Karstgebieten (Abbildung in Anlehnung an FORD & WILLIAMS (2007) entwickelt)	2
Abbildung 2: Topographische Karte des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, LANUV NRW 2022; das in der Legende aufgeführte Geländehöhenintervall gilt für das gesamte Untersuchungsgebiet inkl. der angrenzenden Gebiete)	7
Abbildung 3: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes Warsteiner Sattel und der angrenzenden Gebiete und dessen Lage in NRW (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, 2022b, LANUV NRW 2022, BKG 2022b).....	8
Abbildung 4: Klimadiagramm für die Kommune Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2023).....	10
Abbildung 5: Landnutzung im Gebiet des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: BKG 2022a, LANUV NRW 2022)	11
Abbildung 6: Darstellung der geologischen Großeinheiten im rechtsrheinischen Schiefergebirge (Kartenausschnitt aus WALTER 2007; Be.S. = Belecker Sattel, Nu.M. = Nuttler Mulde)	12
Abbildung 7: Abgedeckte geologische Karte des Warsteiner Sattels, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022a, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022).....	13
Abbildung 8: Geologischer Schnitt G-H der Geologischen Karte von NRW 1 : 25.000, Blatt 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984); „?“ händisch ergänzt, Erläuterung diesbezüglich in den Kapiteln 2.6.2 und 6.3.....	16
Abbildung 9: Hydrogeologische Karte des Warsteiner Sattels mit Darstellung der Durchlässigkeit des oberen Grundwasserleiters, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)	20
Abbildung 10: Abgedeckte geologische Karte des Warsteiner Sattels und der angrenzenden Gebiete, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022a, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022).....	37
Abbildung 11: Lage der Pegelmessstellen und der zugehörigen Einzugsgebiete im Bereich des Warsteiner und Briloner Karstgrundwasserleiters (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022).....	48
Abbildung 12: Prinzip der Durchflussermittlung aus Wasserstandsdaten mithilfe einer W-Q-Beziehung (MORGENSCHWEIS 2018).....	53
Abbildung 13: Darstellung einer typischen W-Q-Beziehung (BOITEN 2005, Achsenbeschriftungen wurden ins Deutsche übersetzt).....	54
Abbildung 14: Beispiele für zeitlich begrenzte Beeinflussungen der W-Q-Beziehungen: (1) Verkräutung am Pegel Enkebach-Zustrom (Sep. 2021), (2)	

Laubaufstauungen am Pegel Schlagwasser-Abstrom (Okt. 2019), (3)	
Vereisungen am Pegel Wäschebach-Zustrom (Feb. 2021), (4) Bildung	
eines Treibgutdamms am Pegel Bilsteinbach-Zustrom (Jun. 2021)	57
Abbildung 15: Prinzip der Durchflussmessung mittels Lotrechtenverfahren	
(MORGENSCHWEIS 2018)	59
Abbildung 16: Prinzip der MID-Section-Methode (OTT 2008)	60
Abbildung 17: Prinzip des Tracerverfahrens mit Momentaninjektion (MORGENSCHWEIS	
& NUSCH 1991), mit t_1 = Zeit bis zum 1. Eintreffen des Tracers, t_2 = Zeit	
bis zum Maximum der Tracerkonzentration und t_3 = Zeit bis zum Median	
der Tracerkonzentration (mittlere Laufzeit)	62
Abbildung 18: Abflussganglinie nach einem Niederschlagsereignis (BAUMGARTNER &	
LIEBSCHER 1996)	67
Abbildung 19: Beispielhafte Darstellung des KILLE-Verfahrens für den Pegel Lörmecke-	
Zustrom	68
Abbildung 20: Konstruktion einer Trockenwetterfalllinie gemäß RICHTER & LILICH	
(1975)	70
Abbildung 21: Beispielhafte Darstellung zur Ermittlung des Rezessionskoeffizienten α	
für den Pegelstandort Lörmecke-Abstrom	71
Abbildung 22: Berechnung des Gradienten Niederschlagsmessstationshöhe zu	
Niederschlagshöhe auf Grundlage mittlerer jährlicher	
Niederschlagssummen für Messstationen im Untersuchungsgebiet im	
Referenzzeitraum 1991-2020 (Datengrundlage: DWD 2022-2023)	74
Abbildung 23: Abschätzung der mittleren potenziellen Evapotranspirationshöhe nach	
WENDLING (1995) für die Bilanzgebiete „Warstein“ und „Brilon“ anhand	
der mittleren topographischen Höhe der Bilanzgebiete (Warstein: ca.	
403 m ü. NHN, Brilon: ca. 437 m ü. NHN). Die Linien zwischen den	
Datenpunkten wurden durch Microsoft Excel interpoliert.	78
Abbildung 24: Hierarchische Zuweisung der BFI-Werte gemäß dem GROWA-Modell	
(BOGENA et al. 2003)	81
Abbildung 25: Wasserstandsganglinie (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstelle	
Lörmecke-Zustrom und Niederschlagstagesummen der Station	
Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	82
Abbildung 26: Wasserstandsganglinie (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstelle	
Bilsteinbach-Zustrom und Niederschlagstagesummen der Station	
Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	83
Abbildung 27: W-Q-Beziehung der Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom	84
Abbildung 28: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen	
Bilsteinbach-Zustrom und Bilsteinbach-Abstrom sowie	
Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage:	
LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	86
Abbildung 29: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-	
Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der	
Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und	
2021	87
Abbildung 30: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen	
Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom und des täglichen Überlaufs	
des Lörmecke-Quellstollens sowie Niederschlagstagesummen der	
Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und	
2021	88

Abbildung 31: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Schlagwasser-Zustrom und Schlagwasser-Abstrom sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	89
Abbildung 32: Wassertemperaturganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	93
Abbildung 33: Wassertemperaturganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	94
Abbildung 34: Ganglinien der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021. Die Datenlücke von Ende Juli bis Anfang Oktober 2020 in der Ganglinie des Abstrompegels ist auf einen fehlerhaften, da korrodierten Leitfähigkeitssensor zurückzuführen.	95
Abbildung 35: Ganglinien der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021	96
Abbildung 36: Trockenwetterfalllinien der Zustrompegel im Warsteiner Gebiet	103
Abbildung 37: Trockenwetterfalllinien der Abstrompegel im Warsteiner Gebiet	103
Abbildung 38: Komponenten des allogenen Zustroms aus dem südlichen Zustromgebiet.....	109
Abbildung 39: Schematische Darstellung der verschiedenen Zustromszenarien aus dem Bereich des südlichen Zustromgebietes.....	110
Abbildung 40: Mittlere TWL und zugehörige Gesamtabflussganglinie des Zeitraumes März 1991 bis März 1992 (KUNK & SCHÖTTLER 1994).....	115
Abbildung 41: Lage der Bilanzgebiete im Bereich des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022).....	118
Abbildung 42: Niederschlag in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	121
Abbildung 43: Tatsächliche Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	123
Abbildung 44: Gesamtabfluss in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	125
Abbildung 45: Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	127
Abbildung 46: Direktabfluss in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	128
Abbildung 47: Übersicht über die Wasserbilanzkomponenten im Bereich des Warsteiner Sattels	130

Abbildung 48: Lage des Bilanzgebietes des Briloner Karstgrundwasserleiters (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, LANUV NRW 2022).....	137
Abbildung 49: Niederschlag im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	138
Abbildung 50: Tatsächliche Evapotranspiration im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	139
Abbildung 51: Gesamtabfluss im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	140
Abbildung 52: Grundwasserneubildung im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	142
Abbildung 53: Direktabfluss im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022).....	142
Abbildung 54: Schematische Darstellung der hydrologischen Zyklen der Sommerhalbjahre der WWJ 2020 und 2021	150
Abbildung 55: Ausschnitt des geologischen Profilschnittes C-D im Bereich des Warsteiner Sattels und der südlich angrenzenden Gebiete. Der Profilschnitt wurde der Geologischen Karte 1 : 100.000 von NRW, Blatt C 4714 Arnsberg (VON KAMP 1998) entnommen. Die Lage des Profilschnittes ist in Abbildung 57 dargestellt (Beschreibung ausgewählter Kürzel: v-ak: Massenkalk, v-aF: Flinz-Schichten, Nuttlar-Schichten und Wallen-Schichten, cdt1: Bromberg-, Hillershausen-, Hardt-, Kahlenberg- und Obere Hangenberg-Formation, cnA: Arnsberg-Formation).	157
Abbildung 56: Überhöhter Ausschnitt des Profilschnittes der Hydrogeologischen Karte 1 : 50.000 durch den Warsteiner Massenkalk von KOCH et al. (1974). Die Lage des Profilschnittes ist in Abbildung 57 dargestellt (rote Markierung: Fließweg des tiefen Grundwassers über die im Süden des Karstgrundwasserleiters anschließenden Flinz-Schichten).	158
Abbildung 57: Lage der Thermalsole der Erlenbach 1-Bohrung und des Warsteiner Sattels (Ausschnitt der Geologischen Karte 1 : 100.000 von NRW, Blatt C 4714 Arnsberg (VON KAMP 1998))	160
Abbildung 58: Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge (schematisch, überhöht) (GD NRW 2017)	162
Abbildung 59: Schematische Darstellung der hydrogeologischen Modellvorstellung des Warsteiner Fremdwasserzustroms (Geologisches Profil in Anlehnung an Abbildung 55 erstellt; die Lage des Profilschnittes und die Ausstrichflächen der abgebildeten Einheiten werden in Abbildung 57 dargestellt).....	163
Abbildung 60: Zeitreihendarstellung der Grundwasserneubildung im Sauer- und Siegerland (HERRMANN et al. 2021a)	165

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Gegenüberstellung der Benennungen der lithostratigraphischen Einheiten gemäß alter Nomenklatur und gemäß der neuen, derzeit gültigen Nomenklatur (GD NRW 2017, LithoLex 2025).....	18
Tabelle 2:	Übersicht über die Durchlässigkeit der devonischen bis karbonischen Festgesteine im Untersuchungsgebiet Warsteiner Sattel.....	21
Tabelle 3:	Durchlässigkeitsklassen der Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone der Festgesteine gemäß der HK von NRW 1 : 50 000, Blatt L 4516 Büren (HELLWEG et al. 2008).....	22
Tabelle 4:	Übersicht über die bisher im Untersuchungsgebiet durchgeführten Wasserbilanzen	33
Tabelle 5:	Übersicht über die eingesetzten Drucksondensysteme und deren Eigenschaften (SOLINST 2018).....	45
Tabelle 6:	Koordinaten und Eigenschaften der Pegelmessstellen	49
Tabelle 7:	Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Zustrompegelmessstellen in Warstein	50
Tabelle 8:	Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen in Warstein	51
Tabelle 9:	Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen in Brilon	51
Tabelle 10:	Übersicht über die verwendeten Hauptwerte und Erklärung derselben gemäß DIN 4049-1 (1992) und LAWA (2018).....	66
Tabelle 11:	Regressionskonstanten zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe nach der Methode von RENGIER & WESSOLEK (1990).....	75
Tabelle 12:	Flächenanteile der RENGIER & WESSOLEK-Landnutzungsformen (1990) je CORINE-Landnutzungs-kategorie (BKG 2022) bei der Anwendung des GROWA-Modells. Verändert nach BOGENA et al. (2003): Bei Landnutzungs-kategorie 131 anstelle 25 % Grünland und 5 % Gewässer stattdessen 30 % Grünland und 0 % Gewässer festgelegt.....	76
Tabelle 13:	Versiegelungsgrade und Korrekturgrößen urbaner Landnutzungs-kategorien nach BOGENA et al. (2003).....	79
Tabelle 14:	Hydraulische Leitfähigkeitsklassen der Festgesteine in Nordrhein-Westfalen und zugehörige durch Kalibration ermittelte BFI-Werte nach BOGENA et al. (2005).....	81
Tabelle 15:	Parameter der W-Q-Beziehungen der Pegelmessstellen im Warsteiner und Briloner Gebiet.....	85
Tabelle 16:	Durchflusshauptwerte der Pegelmessstellen in Warstein für die WWJ 2020/2021	90
Tabelle 17:	Schüttungsquotienten der Pegelmessstellen in Warstein für die WWJ 2020/2021	91
Tabelle 18:	Durchflusshauptwerte der Pegelmessstellen in Brilon für die WWJ 2020/2021 (Datengrundlage Pegel Niederalme: LANUV NRW).....	92
Tabelle 19:	Mittlere Wassertemperaturen der Pegelmessstellen in Warstein und Brilon für die WWJ 2020/2021	94
Tabelle 20:	Mittlere spezifische elektrische Leitfähigkeit der Pegelmessstellen in Warstein und Brilon für die WWJ 2020/2021	97

Tabelle 21:	MQ-Werte und -Verhältnisse des WWJ 2021 an den Pegelmessstellen des Bilsteinbaches und der Schlagwasser.....	97
Tabelle 22:	Vergleich der ursprünglichen und der neuen Schlagwasserpegelmessstellen mit dem Schlagwasser-Abstrompegel.....	98
Tabelle 23:	Mittlerer Basisabfluss an den Warsteiner Zustrompegeln	99
Tabelle 24:	Mittlerer Basisabfluss an den Warsteiner Abstrompegeln	100
Tabelle 25:	BFI-Werte der Pegelmessstellen im Warsteiner Gebiet	101
Tabelle 26:	Rezessionskoeffizienten α der Warsteiner Pegelstandorte	104
Tabelle 27:	Abflussfähiges Grundwasservolumen V_{GW} nach 30 Tagen im Einzugsgebiet der Warsteiner Pegelmessstellen	105
Tabelle 28:	Hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$ an den Warsteiner Pegelmessstellen	105
Tabelle 29:	Überblick über die Messpunkte der Stichtagsmessungen an den Bachschwinden im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters und zugehörige Messergebnisse	106
Tabelle 30:	Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Warsteiner Pegelmessstellen im WWJ 2020.....	107
Tabelle 31:	Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Warsteiner Pegelmessstellen im WWJ 2021.....	108
Tabelle 32:	Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Briloner Pegelmessstellen in den WWJ 2020 und 2021 (Datengrundlage Pegel Niederalme: LANUV NRW).....	108
Tabelle 33:	Vergleichende Übersicht über die für den Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters vorliegenden Abflussdaten.....	113
Tabelle 34:	Überblick über die zur Berechnung der Grundwasserneubildung verwendeten Datengrundlage.....	116
Tabelle 35:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Niederschlags in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“	120
Tabelle 36:	Minimum, Maximum und Mittelwert der tatsächlichen Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“	122
Tabelle 37:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Gesamtabflusses in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“	124
Tabelle 38:	Minimum, Maximum und Mittelwert der Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“	126
Tabelle 39:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Direktabflusses in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“	126
Tabelle 40:	Übersicht über die mittleren Gesamtabfluss-, Grundwasserneubildungs- und Direktabflusswerte in den Warsteiner Bilanzgebieten in den WWJ 2020 und 2021.....	129
Tabelle 41:	Gesamtwasserbilanz des Warsteiner Karstgrundwasserleiters (ca. 23,9 km ²) in den WWJ 2020 und 2021.....	132
Tabelle 42:	Übersicht über die Gesamtabflüsse der verschiedenen Wasserbilanzierungen	133
Tabelle 43:	Beispielhafte Sensitivitätsanalyse der Eingangsfaktoren Winter- (N_{Wi}) und Sommerniederschlag (N_{So}), pflanzenverfügbarer	

	Bodenwassermenge (W_{pfi}) und der potenz. Evapotranspiration (ET_p) bei der Landbedeckung Nadelwald (CLC-Code = 312) im WWJ 2021. Ausgangsgrößen der Eingangsfaktoren bei 100 %: $N_{\text{Wi}} = 403,1 \text{ mm}$, $N_{\text{So}} = 488,6 \text{ mm}$, $\log(W_{\text{pfi}}) = 2,0$, $ET_p = 521 \text{ mm/a}$ (Niederschlagsdaten der Station „Warstein_SW“, LANUV NRW) 135
Tabelle 44:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Niederschlags in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ 138
Tabelle 45:	Minimum, Maximum und Mittelwert der tatsächlichen Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ 139
Tabelle 46:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Gesamtabflusses in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ 141
Tabelle 47:	Minimum, Maximum und Mittelwert der Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ 141
Tabelle 48:	Minimum, Maximum und Mittelwert des Direktabflusses in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ 141
Tabelle 49:	Übersicht über die mittleren Gesamtabfluss-, Grundwasserneubildungs- und Direktabflusswerte im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ in den WWJ 2020 und 2021 143
Tabelle 50:	Gesamtwasserbilanz des Briloner Karstgrundwasserleiters (ca. $92,9 \text{ km}^2$) in den WWJ 2020 und 2021 144
Tabelle 51:	Vergleich der Wasserbilanzen und Fremdwasservolumina/-anteile (rot hinterlegte Fremdwasservolumina/-anteile bleiben beim Vergleich/der Diskussion unberücksichtigt) 148
Tabelle 52:	Mischungsberechnung zur Abschätzung der Chloridenkonzentration des Fremdwassers (gelb hinterlegt) 151
Tabelle 53:	Berechnung der mittleren Chloridionenkonzentration des oberirdischen Gesamtzuflusses und -abflusses 152
Tabelle 54:	Zusammenfassende Übersicht und Bewertung der bisherigen Hypothesen zur Fremdwasserherkunft 156

1. Einleitung

1.1. Karstgrundwasserleiter mit allogener Grundwasserneubildung

Weltweit stellen Karstgrundwasserleiter einen wichtigen Baustein für die Wasserversorgung der Menschheit dar. So nutzen etwa 10 % der Weltbevölkerung Grundwasser aus Karstgrundwasserleitern zur Trinkwasserversorgung (STEVANOVIĆ 2018). FORD & WILLIAMS (2007) beziffern diesen Anteil sogar auf 20 bis 25 %. Auch in Deutschland spielen Karstgrundwasserleiter eine wesentliche Rolle bei der Wasserversorgung mit Grundwasser, da etwa 21 % der Landesfläche Deutschlands aus Kluft- und Karstgrundwasserleitern besteht (BGR 2023).

Karstgrundwasserleiter weisen im Vergleich zu Poren- und Kluftgrundwasserleitern besondere hydrogeologische Eigenarten auf, die wesentlich auf ihre Genese und die damit verbundenen Eigenschaften zurückzuführen sind und dazu führen, dass Karstgrundwasserleiter eine Sonderstellung in der Hydrogeologie einnehmen (GOLDSCHIEDER & DREW 2007).

Aus Karbonatgestein aufgebaute Karstgrundwasserleiter entstehen durch die Aufweitung anfänglich im Gestein vorhandener Trennflächen und Hohlräume zu Karströhren und Höhlensystemen infolge von Gesteinslösungsprozessen, die durch das im Grundwasser enthaltene CO₂ ausgelöst werden (FORD & WILLIAMS 2007, GOLDSCHIEDER & DREW 2007). Dementsprechend handelt es sich bei Karstgrundwasserleitern nicht um statische Systeme, sondern sie verändern und entwickeln sich fortwährend weiter. Hierdurch ist jedes Karstsystem in seiner Form und Ausprägung einzigartig und demnach individuell zu betrachten (FORD & WILLIAMS 2007, GOLDSCHIEDER & DREW 2007). Weitere Eigenarten von Karstgrundwasserleitern liegen u. a. in ihrer ausgeprägten räumlichen Heterogenität und Anisotropie, der zeitlichen Variabilität der Grundwasserstände und Quellschüttungen sowie der Dualität der Porosität (Gesteinsmatrix – Karströhren), des Grundwasserflusses (langsam in der Gesteinsmatrix – turbulent in den Karströhren) und der Grundwasserspeicherung (z. T. bedeutende Speicherung in der Matrix bzw. dem Epikarst – geringe Speicherung in den Karströhren) (GOLDSCHIEDER & DREW 2007).

Auch die Grundwasserneubildung in Karstgebieten erfolgt auf unterschiedliche Art und Weise: So kann Wasser einerseits diffus über Klüfte bzw. eine überlagernde Bodenbedeckung in den Grundwasserleiter infiltrieren. Andererseits kann eine punktuelle Ergänzung, z. B. über Bachschwinden, beobachtet werden (GOLDSCHIEDER & DREW 2007). Des Weiteren wird zwischen einer autogenen Grundwasserneubildungskomponente, die aus dem Ausstrichgebiet des Karstgrundwasserleiters selbst stammt, und einer allogenen Grundwasserneubildungskomponente, die dem Karstgrundwasserleiter aus angrenzenden, nicht verkarsteten Gebieten zuströmt, unterschieden (siehe Abbildung 1) (FORD & WILLIAMS 2007, GOLDSCHIEDER & DREW 2007). Meistens liegt bei Karstgrundwasserleitern jedoch eine gemischte Form mit autogenen und allogenen Grundwasserkomponenten vor (FORD & WILLIAMS 2007).

Im Hinblick auf das verfügbare Grundwasserdargebot eines Karstkörpers sind allogene Grundwasserkomponenten und ihr Verständnis von besonderer Wichtigkeit (STEVANOVIĆ 2015). Dies ist insbesondere der Fall, wenn der allogene Grundwasserzustrom in den Karstgrundwasserleiter mit der Zeit variiert oder sich in Abhängigkeit von den vorherrschenden Druckverhältnissen verändert (STEVANOVIĆ 2015).

Ein typisches Fallbeispiel für einen Karstgrundwasserleiter, der neben autogenen, lokal gebildeten Grundwasserkomponenten auch allogene Grundwasserzuströme erfährt, stellt der Warsteiner Karstgrundwasserleiter dar, der das Forschungsziel der vorliegenden Arbeit darstellt.

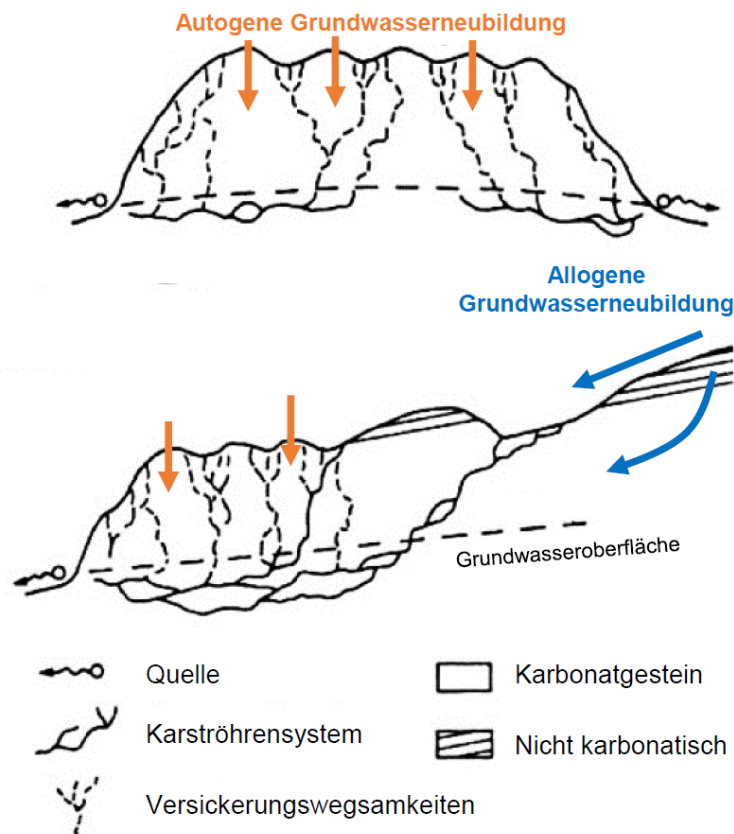


Abbildung 1: Autogene und allogene Form der Grundwasserneubildung in Karstgebieten (Abbildung in Anlehnung an FORD & WILLIAMS (2007) entwickelt)

1.2. Das Fremdwasser des Warsteiner Karstgrundwasserleiters

Der im Sauerland in Nordrhein-Westfalen gelegene Warsteiner Karstgrundwasserleiter stellt einen isolierten, von gering leitenden Gesteinseinheiten umgebenen Karstkörper aus devonischem Massenkalk dar und ist Teil des Warsteiner Sattels (KOCH & MICHEL 1979, KOCH 1984a). Seine lokale Besonderheit besteht wesentlich in einem oberirdischen Abflussüberschuss, der erstmals Anfang der 1970er Jahre im Zuge der hydrogeologischen Untersuchungen von KOCH et al. (1974) nachgewiesen und beschrieben wurde. Demnach verlässt mehr Wasser den Karstgrundwasserleiter über die oberirdischen Fließgewässer, die diesen durchströmen, als in dessen Ausstrichgebiet per autogener, lokaler Grundwasserneubildung infiltriert bzw. diesem oberirdisch aus den angrenzenden Gebieten, wie z. B. dem direkt südlich gelegenen Zustromgebiet, allogene zufließt. Folglich müssen zusätzliche unterirdisch zuströmende, laterale und/oder aus größerer Tiefe stammende allogene Grundwasserkomponenten im Warsteiner Gebiet vorhanden sein, die den zu beobachtenden Wasserbilanzüberschuss verursachen.

Die unterirdisch zuströmende allogene Grundwasserkomponente im Warsteiner Raum wird meist als „Fremdwasser“ betitelt (z. B. KOCH et al. 1974, VON KAMP 1984). Hierbei handelt es sich um ein höher mineralisiertes und temperiertes Grundwasser (bis ca. 16°C), welches sich insbesondere durch erhöhte Natrium- und Chloridionenkonzentrationen (Na^+ : bis ca. 100 mg/L, Cl^- : bis ca. 180 mg/L) auszeichnet und vor allem im Bereich der Warsteiner Karstquellen zu Tage tritt (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994). Die Lage des Herkunfts- bzw. Erneuerungsgebietes des Fremdwassers konnte bis zum jetzigen Zeitpunkt nicht abschließend geklärt werden.

Im Laufe der bisherigen Untersuchungen und Forschungsarbeiten zum Warsteiner Fremdwasser wurden unterschiedliche Hypothesen zu dessen Herkunftsgebiet formuliert und aufgestellt, denen zufolge das Fremdwasser oder Anteile davon beispielsweise aus dem nördlich vom Warsteiner Karstgrundwasserleiter gelegenen Münsterländer Kreidebecken bzw. dem Gebiet des Belecker Sattels stammen (z. B. KOCH et al. 1974, RÜDE & NAURATH 2012). Auch der südöstlich liegende Briloner Karstgrundwasserleiter bzw. das südlich angrenzende Schiefergebirge werden als potenzielle Herkunftsgebiete genannt (z. B. KOCH et al. 1974, BUSCH & EWALD 2000, RÜDE & NAURATH 2012).

Auch in Bezug auf die Größenordnung des Fremdwasservolumens und dessen Anteil an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten des Karstgrundwasserleiters bestehen voneinander abweichende Ansichten: So wird das Fremdwasservolumen z. B. von RÜDE & NAURATH (2012) mit 5,7 Mio. m^3/a und einem Anteil von 11 % angegeben, während KOCH et al. (1974) ursprünglich ein Fremdwasservolumen von 22,2 Mio. m^3/a bei einem Anteil von ca. 61 % ermittelten. Die z. T. deutlichen Unterschiede zwischen den Wasserbilanzen sind u. a. auf den jeweils gewählten Umfang des oberirdischen Einzugsgebietes des Karstgrundwasserleiters, die verwendete Datengrundlage sowie das Berechnungsverfahren zur Ermittlung der Verdunstung zurückzuführen (u. a. BUSCH et al. 2000, RÜDE & NAURATH 2012).

1.3. Motivation

Die bisherigen für das Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters aufgestellten Wasserbilanzberechnungen haben gemeinsam, dass die Datengrundlage des Eingangsparameters des oberirdischen Abflusses als unsicher bzw. unzureichend einzuordnen ist. Dies ist darauf zurückzuführen, dass das zeitliche Messintervall der Abflussdaten bzw. die räumliche Verteilung der Messpunkte ungeeignet ist, um den oberirdischen Abfluss im Bereich des Karstgrundwasserleiters angemessen abbilden zu können. So führten beispielsweise KOCH et al. (1974) lediglich fünf Stichtagsmessungen für ihre Wasserbilanzberechnung durch, während KAPPEN (2000) Abflussmessungen zwar im wöchentlichen Intervall, jedoch nur für den Zeitraum eines Monats umsetzte. SCHAUERTE (2012) wiederum realisierte kontinuierliche Abflussmessungen durch den Einsatz von Drucksonden, dies jedoch nur an einem einzelnen Fließgewässer, ohne dabei die übrigen Fließgewässer zu erfassen.

Die derzeit umfassendste Datengrundlage des oberirdischen Abflusses stellt die Diplomarbeit von KUNK & SCHÖTTLER (1994) dar. Diese führten Anfang der 1990er Jahre Abflussmessungen im 14-tägigen Messintervall über die Dauer eines Jahres (März 1991 bis März 1992) in den wesentlichen oberirdischen Fließgewässern des Warsteiner Gebietes durch. Aus diesem Grund wurden die von KUNK & SCHÖTTLER (1994) erhobenen Daten auch bei nachfolgenden

Arbeiten, wie denen von BUSCH & EWALD (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012), zur Berechnung des Fremdwasservolumens verwendet.

Da die Daten von KUNK & SCHÖTTLER (1994) jedoch inzwischen etwa 30 Jahre alt sind, besteht der dringende Bedarf und die Notwendigkeit aktuelle Messdaten des oberirdischen Abflusses zu erheben und eine dementsprechende Datenbasis zu schaffen, die es ermöglicht, dass derzeitige hydrogeologische System des Warsteiner Karstgrundwasserleiters sowie den Fremdwasserzustrom und seine Veränderung über die letzten Jahre angemessen darstellen und diskutieren zu können.

Neben der Aktualisierung der Datenbasis ist zusätzlich eine Verbesserung der zeitlichen Auflösung der Abflussmessdaten anzustreben: So merkte KAPPEN (2000) im Zuge seiner Diplomarbeit an, dass der oberirdische Abfluss im Bereich des Karstgrundwasserleiters in niederschlagsreichen Zeiträumen unmittelbar auf Niederschlagsereignisse reagiert und folglich ein wöchentliches Messintervall beim oberirdischen Abfluss unzureichend wäre, um die zeitliche Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluss adäquat abbilden zu können. Demzufolge ist bei der Realisierung zukünftiger Abflussmessreihen eine zeitlich hoch aufgelöste und kontinuierliche Erfassung des oberirdischen Abflusses anzuvisieren.

Zusammenfassend ist somit festzustellen, dass neben der bisher nicht abschließend geklärten Fremdwasserherkunft und der offenen Frage des Fremdwasservolumens, der Bedarf an aktuellen, zeitlich hochaufgelösten und kontinuierlichen Abflussmessdaten zur Ermittlung des Fremdwasserangebots eine wesentliche Motivation für die Durchführung dieser Arbeit darstellt.

Da es sich beim Warsteiner Karstgrundwasserleiter darüber hinaus um eine räumlich eng genutzte Ressource handelt, für die konkurrierende Nutzungsinteressen seitens der örtlichen Trinkwasserversorgung durch die Wasserversorgungsbetriebe einerseits und dem Kalksteinabbau durch die Stein- und Zementindustrie andererseits bestehen, ist die Untersuchung und Erforschung des Warsteiner Fremdwasservorkommens von lokaler und gesellschaftlicher Relevanz.

Zusätzlich ist eine Verbesserung des Verständnisses des lokalen hydrogeologischen Systems im Hinblick auf die Klimakrise und ggf. erforderliche Anpassungen der Grundwasserbewirtschaftung an deren Auswirkungen von grundlegender Bedeutung, um eine nachhaltige und langfristige Nutzung der Grundwasserressource gewährleisten zu können. Dies ist u. a. eines der Ziele der Nationalen Wasserstrategie, die nach Beginn der vorliegenden Arbeit im März 2023 durch die Bundesregierung Deutschlands als Reaktion auf die Klimakrise und den bereits heute spürbaren Auswirkungen für die Wasserversorgung in Deutschland, verabschiedet wurde (UBA 2023, BMUV 2023). Wesentliche Ziele der Nationalen Wasserstrategie stellen die Stärkung und Wiederherstellung des naturnahen Wasserhaushalts sowie die Anpassung der Wasserversorgungs-Infrastruktur und der Wassernutzung an die Folgen der Klimakrise dar (BMUV 2023). Hierzu wird u. a. der Aufbau einer soliden Wissensbasis, beispielsweise durch die Entwicklung von öffentlich zugänglichen Datenbanken, angestrebt (BMUV 2023). Da gemäß der Nationalen Wasserstrategie der Grundsatz der ortsnahe Wasserversorgung auch zukünftig gelten soll (BMUV 2023), kann hieraus die Notwendigkeit des Wissensaufbaus auch für lokale wasserwirtschaftliche Fragestellungen wie z. B. die des Warsteiner Fremdwassers abgeleitet werden. Folglich fügt sich die vorliegende Untersuchung gut in den später entstandenen Rahmen der Nationalen Wasserstrategie ein.

Im Bereich der Karstliteratur werden unterirdische allogene Grundwasserzuströme in einen Karstkörper, die aus angrenzenden Grundwasserleitern und Gebieten stammen, gemäß STEVANOVIĆ (2015) oftmals nicht diskutiert, da diese meist als kontinuierlich angenommen werden. In diesem Zusammenhang stellt der Warsteiner Karstgrundwasserleiter und das Fremdwasser ein geeignetes Fallbeispiel dar, um den allogenen Grundwasserzustrom in einen Karstkörper nähergehend zu untersuchen und die Auswirkungen auf den Wasserhaushalt und die Grundwassernutzung zu beleuchten. Hier soll die vorliegende Arbeit einen entsprechenden Beitrag zum Forschungsfeld leisten.

1.4. Aufbau der Arbeit

Aus dieser Ausgangssituation ergibt sich der folgende Aufbau für die vorliegende Arbeit:

In einem ersten Schritt wird der derzeitige Forschungs- und Wissenstand hinsichtlich des Untersuchungsgebietes des Warsteiner Sattels und der angrenzenden Gebiete beschrieben (siehe Kapitel 2). Ein Schwerpunkt liegt hierbei auf der Darstellung der Erforschungshistorie des Warsteiner Fremdwassers und der Erläuterung der bisherigen Hypothesen zu dessen Herkunft und Volumenanteil an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten des Karstgrundwasserleiters. Darauf folgend werden die methodischen Grundlagen dieser Untersuchung dargestellt (siehe Kapitel 3).

Ein integraler Bestandteil dieser Arbeit stellt die Errichtung eines Pegelmessstellennetzes und dessen Betrieb zur kontinuierlichen und zeitlich hoch aufgelösten Erfassung des Wasserstandes und des Abflusses in den oberirdischen Fließgewässern im Bereich des Warsteiner und Briloner Karstgrundwasserleiters über den Zeitraum der Wasserwirtschaftsjahre 2020 und 2021 dar (Hydrologisches Untersuchungsprogramm, siehe Kapitel 4). Auf der Grundlage der derartig gewonnenen Daten werden oberirdische Gesamtzuflüsse und -abflüsse im Bereich der Karstgrundwasserleiter berechnet sowie Aussagen in Bezug auf den Fremdwasserzustrom in die oberirdischen Fließgewässer im Verlauf eines hydrologischen Jahres getroffen. Darüber hinaus werden die grundlegenden hydrogeologischen Eigenschaften des Warsteiner Karstgrundwasserleiters auf der Basis von Durchflussganglinienauswertungen analysiert und eingeordnet sowie die aus dem südlich angrenzenden Zustromgebiet stammende allogene Zustromkomponente in den Warsteiner Karstgrundwasserleiter diskutiert.

Aufbauend auf den Ergebnissen des hydrologischen Untersuchungsprogrammes werden GIS-gestützt Wasserbilanzmodelle für die Gebiete des Warsteiner und des Briloner Karstgrundwasserleiters aufgestellt, um die autogene, lokale Grundwasserneubildung im jeweiligen Austrichgebiet flächendifferenziert berechnen zu können (siehe Kapitel 5). In Kombination mit den zuvor erhobenen oberirdischen Abflussdaten ermöglicht dies die Aufstellung von Gesamtwasserbilanzen zur Berechnung der Fremdwasservolumina in den Wasserwirtschaftsjahren 2020 und 2021.

In der abschließenden Diskussion wird der Fremdwasserzustrom im Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters vor dem Hintergrund der Ergebnisse dieser Untersuchung bewertet (siehe Kapitel 6). Hierzu findet eine Einschätzung des in dieser Untersuchung berechneten Fremdwasservolumens im Vergleich zu den in vorangegangenen Untersuchungen ermittelten Fremdwasservolumina statt. Mittels einer Mischungsberechnung wird zusätzlich die mindestens erforderliche Chloridionenkonzentration berechnet, die das Fremdwasser aufweisen

muss, um die in Warstein zu beobachtenden Konzentrationen erklären zu können. Darüber hinaus werden die bisherigen Hypothesen zum Fremdwasserzustrom auf Grundlage der neu gewonnen Erkenntnisse bewertet und ihre jeweilige Plausibilität diskutiert. Nachfolgend wird ein hydrogeologisches Modell entwickelt und beschrieben, welches das Fremdwasserphänomen im Warsteiner Gebiet erklären soll. Zuletzt wird die Bedeutung und die Auswirkungen des Fremdwasserzustroms für die Warsteiner Wasserversorgung erörtert.

2. Untersuchungsgebiet Warsteiner Sattel

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit befindet sich im Sauerland in Nordrhein-Westfalen und liegt am nordöstlichen Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Es umfasst den Bereich des Warsteiner Sattels, dessen Eigenschaften in diesem Kapitel erläutert werden (Kapitel 2.1 bis 2.5), sowie die angrenzenden Gebiete, die in Kapitel 2.6 beschrieben werden. Da die angrenzenden Gebiete Belecker Sattel und Briloner Massenkalk als potenzielle Herkunftsgebiete des Warsteiner Fremdwassers in der Literatur genannt werden (u. a. KOCH et al. 1974, KOCH & MICHEL 1979), werden diese Gebiete detaillierter dargestellt.

Die Topographie im Bereich des Warsteiner Sattels ist in Abbildung 2 dargestellt. Die Lage, der Umfang sowie die Topographie des gesamten Untersuchungsgebietes sind in Abbildung 3 zu sehen.

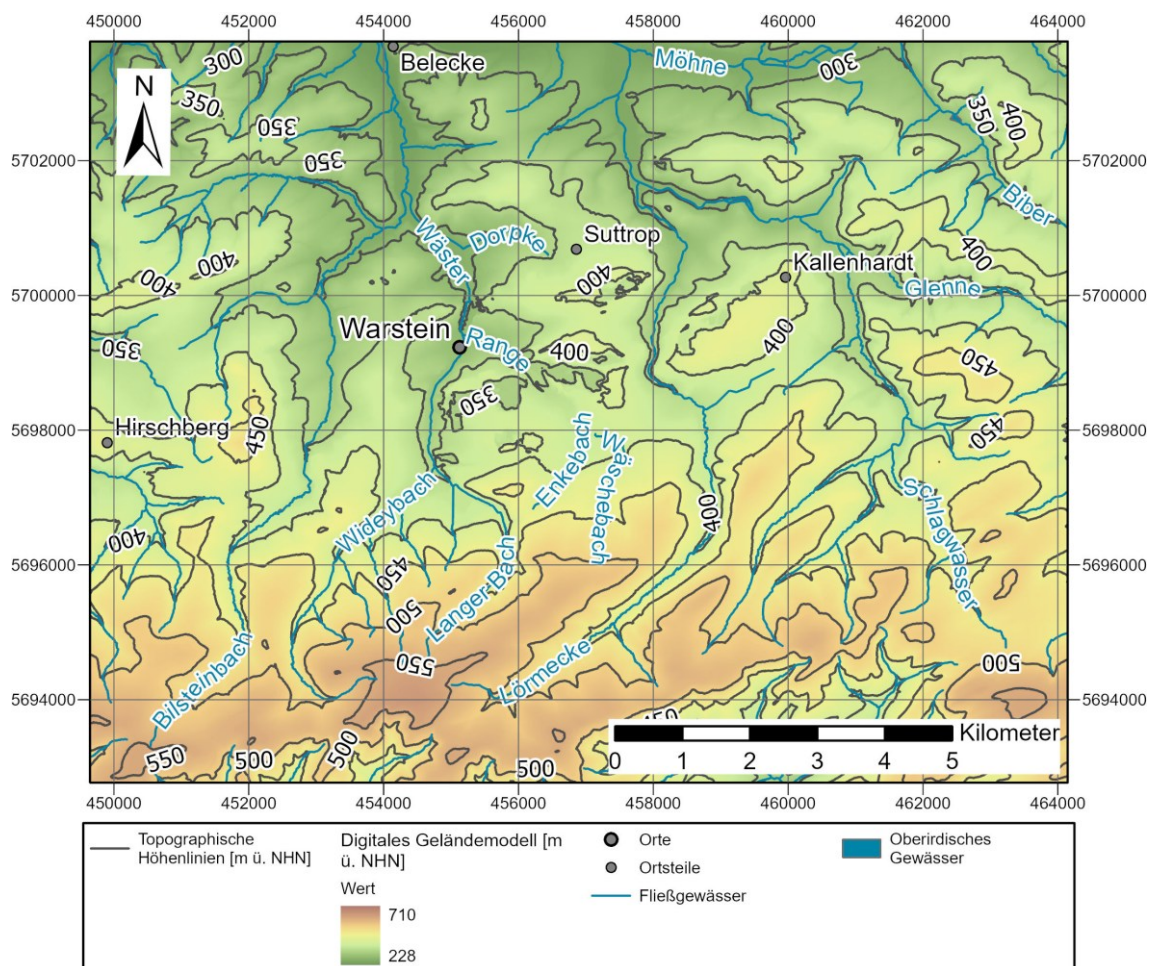


Abbildung 2: Topographische Karte des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, LANUV NRW 2022; das in der Legende aufgeführte Geländehöhenintervall gilt für das gesamte Untersuchungsgebiet inkl. der angrenzenden Gebiete)

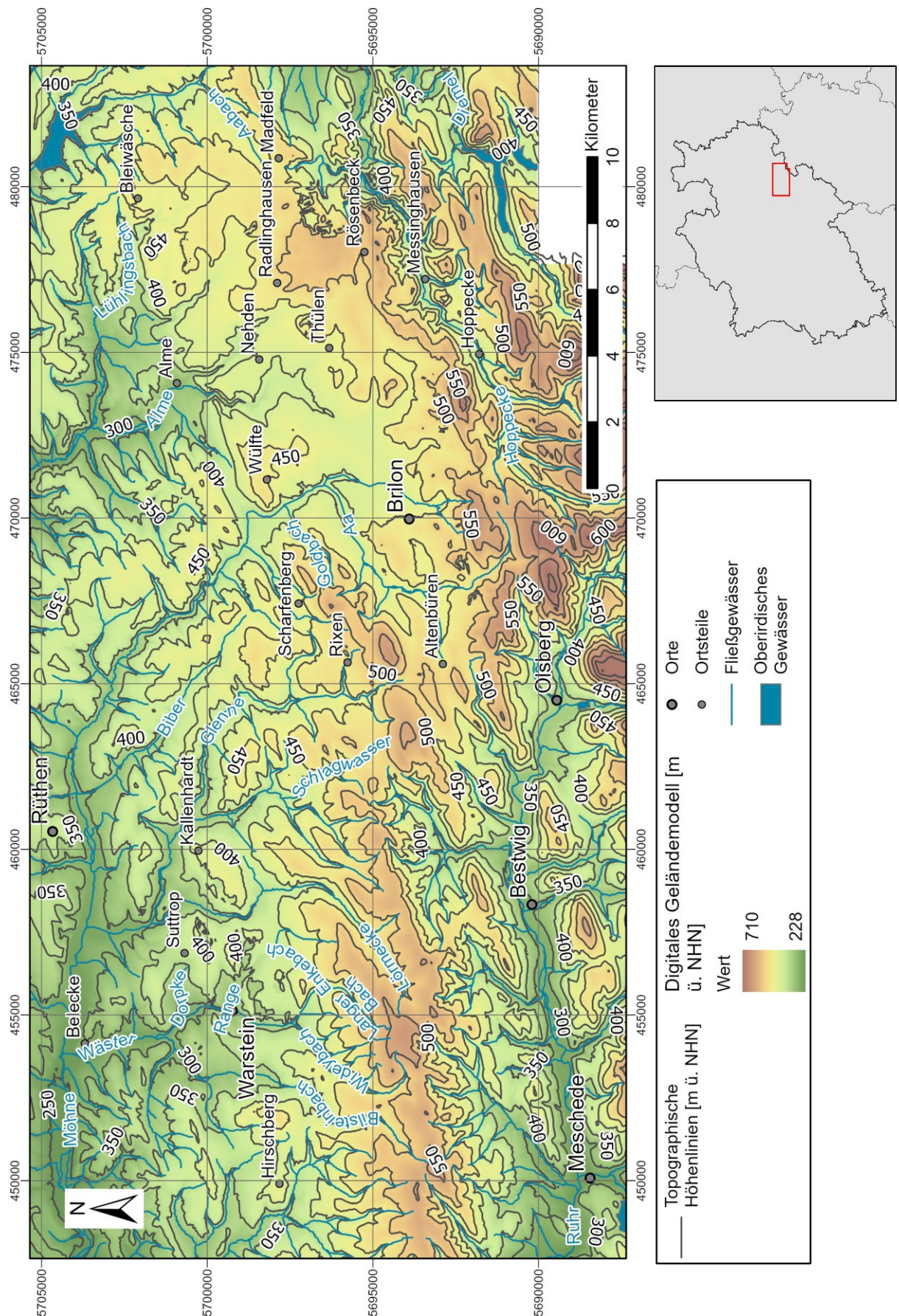


Abbildung 3: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes Warsteiner Sattel und der angrenzenden Gebiete und dessen Lage in NRW (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, 2022b, LANUV NRW 2022, BKG 2022b)

2.1. Geographie und Klima

Das Gebiet des Warsteiner Sattels gehört gemäß der naturräumlichen Gliederung nach BÜRGENER (1963, 1969) zur naturräumlichen Einheit des Nordsauerländer Oberlandes. Dieses ist durch flach nach Norden einfallende Verebnungsflächen charakterisiert, die durch Flusstäler wie zum Beispiel das der Möhne und der Ruhr eingeschnitten werden (ROTH 2014). Ausgedehnte, vorwiegend forstlich genutzte Waldflächen, innerhalb derer die kulturlandschaftlichen Massenkalkhochflächen von Warstein und Brilon liegen, prägen die Landschaft (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, ROTH 2014). Die Warsteiner Massenkalkhochfläche (Warsteiner Hügelland) wird durch den Arnsberger Wald im Norden und Westen, den Plackwald im Süden und den Obermöhne- und Almewald im Osten eingerahmt (BÜRGENER 1963, 1969).

Die Höhenlagen im Bereich des Warsteiner Sattels (siehe Abbildung 2) reichen bei Betrachtung von Süden nach Norden von maximal ca. 550 m ü. NHN am Südrand des Plackwaldes, über durchschnittlich ca. 360 m ü. NHN bis 380 m ü. NHN im Bereich des Warsteiner Hügellandes, bis zu ca. 280 m ü. NHN bis 300 m ü. NHN im südlichen Randbereich des Möhnetals (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Das Nordsauerländer Oberland grenzt nördlich der Möhne an die naturräumliche Einheit der Hellwegbörden und südlich des Plackwaldes an die Innersauerländer Senken an (BÜRGENER 1963, 1969). Der Übergang der ebenen bis flachwelligen Hellwegbörden zum Nordsauerländer Oberland wird durch eine von West nach Ost verlaufende spornartige Schichtstufe (300 m ü. NHN bis 380 m ü. NHN) in der Landschaft sichtbar, die steil zum Möhnetal abfällt (dieses liegt ca. 60 – 80 m tiefer) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Im Bereich der im Süden an das Nordsauerländer Oberland angrenzenden Innersauerländer Senken fällt das Gelände von der Hochlage des Plackwaldes (500 m ü. NHN bis 550 m ü. NHN) nach Süden zum Ruhrtal hin ab (250 m ü. NHN bis 350 m ü. NHN) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Das Untersuchungsgebiet ist Teil der feuchttemperierten subatlantischen Klimaregion, deren Wetter zumeist durch feuchte atlantische Luftmassen beeinflusst wird (ROTH 2014). Die jährlichen Niederschlagshöhen im Bereich des Nordsauerländer Oberlandes werden wesentlich durch die Geländehöhe geprägt: Sie nehmen von ca. 850 mm/a im Norden mit zunehmender Geländehöhe nach Süden hin zu. Dort liegen sie im Raum Brilon-Olsberg bei über 1.000 mm/a (GD NRW 2017). Gemäß dem Klimaatlas NRW beträgt die mittlere jährliche Niederschlagshöhe der Kommune Warstein in der Klimanormalperiode 1991-2020 1.005 mm/a, während die mittlere jährliche Lufttemperatur bei 8,7 °C liegt (LANUV NRW 2023). Das Klimadiagramm der Klimanormalperiode 1991-2020 der Kommune Warstein ist in Abbildung 4 dargestellt.

Der Hauptvorfluter im Bereich des Warsteiner Sattels ist die Möhne. Der Höhenkamm im Bereich des Plackwaldes im Süden des Warsteiner Sattels bildet die oberirdische Wasserscheide zwischen Möhne und Ruhr (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Nördlich der Wasserscheide befindet sich das Einzugsgebiet des Warsteiner Sattels. Aufgrund seiner Ausrichtung von näherungsweise Westen nach Osten wird dieser von mehreren oberirdischen Fließgewässern von Süden nach Norden zur Möhne hin durchflossen (KOCH et al. 1974) (siehe Abbildung 2). Zu nennen sind insbesondere die Wäster (auch: Wester) mit den Nebenzuflüssen Bilsteinbach, Dorpke und Range und den Quellflüssen Wideybach und Langer Bach sowie die Glenne mit den Nebenzuflüssen Lörmecke und Schlagwasser (KOCH et al. 1974, LANUV NRW 2022).

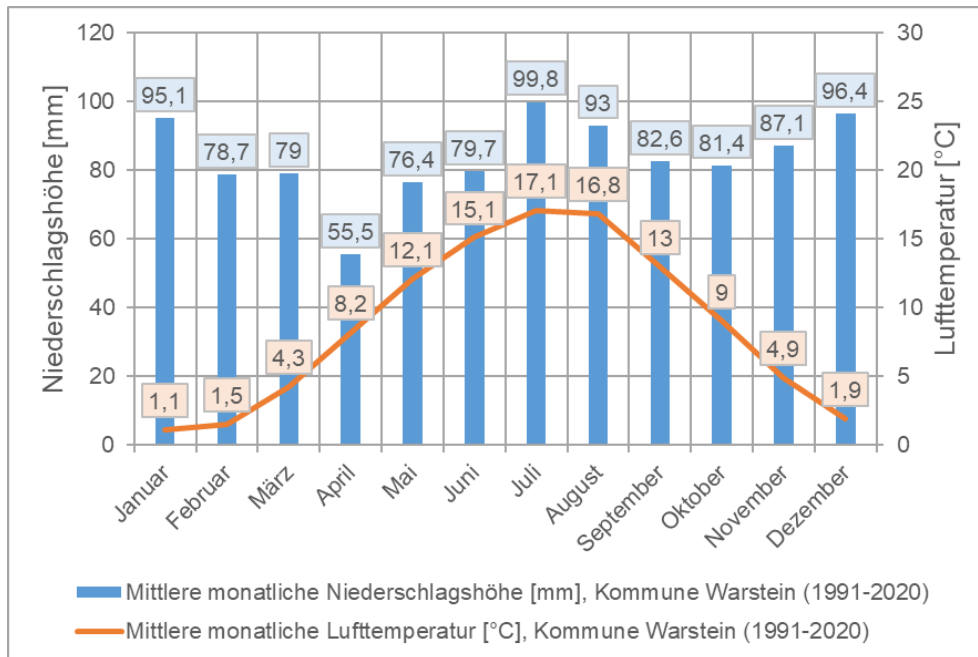


Abbildung 4: Klimadiagramm für die Kommune Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2023)

Die oberirdischen Fließgewässer verlieren beim Übertritt der südlichen Massenkalkgrenze sowie bei der Passage des Karstgrundwasserleiters stellen- und zeitweise Wasser über Wegsamkeiten und Bachschwinden partiell bis vollständig an den Untergrund (KOCH et al. 1974, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). In längeren Trockenphasen ohne Niederschlag fallen sie daher z. T. vollständig trocken. Das versickerte Wasser tritt teilweise in unterstromigen Bereichen der oberirdischen Fließgewässer bzw. über Quellen wieder an die Oberfläche: Beispielsweise versinken die oberirdischen Fließgewässer Enkebach (auch: Schwellenbach) und Wäschbach am Südrand des Massenkalks vollständig über Bachschwinden im Untergrund und treten an der Range-Quelle anteilig wieder an die Oberfläche (KOCH et al. 1974, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, LANUV NRW 2022) (siehe Kapitel 2.3).

Die Bodengesellschaft im Bereich des Warsteiner Sattels setzt sich vorwiegend aus Braunerden und Pseudogley-Braunerden sowie untergeordnet aus Pseudogleyen zusammen. In den Tälern der oberirdischen Fließgewässer sind Braune Auenböden und Gleye anzutreffen (ERKWOH 1984).

Im Gebiet des Warsteiner Sattels befinden sich die Ortsteile Warstein und Suttrop der Stadt Warstein mit knapp 12.000 Einwohner*innen (Stadt Warstein 2022a) sowie der Ortsteil Kallenhardt der Stadt Rüthen mit ca. 1.600 Einwohner*innen (Stadt Rüthen 2021). Der nördlich im Möhnetal gelegene Warsteiner Ortsteil Belecke zählt ca. 5.300 Einwohner*innen (Stadt Warstein 2022a). Weitere größere Siedlungen befinden sich im Bereich des Möhne- und Ruhrtales sowie der Briloner Massenkalkhochfläche (ROTH 2014). Die unbesiedelten und unbewaldeten Flächen im Bereich des Warsteiner Sattels werden primär landwirtschaftlich in Form von Acker- und Weideland genutzt (siehe Abbildung 5). Darüber hinaus besteht eine große Flächennutzung durch Steinbruchbetriebe, die den anstehenden Massenkalk abbauen (siehe Kapitel 2.5). Im Anhang „Untersuchungsgebiet“ ist ergänzend eine Karte enthalten, die die Landnutzung im gesamten Untersuchungsgebiet inklusive der angrenzenden Gebiete darstellt.

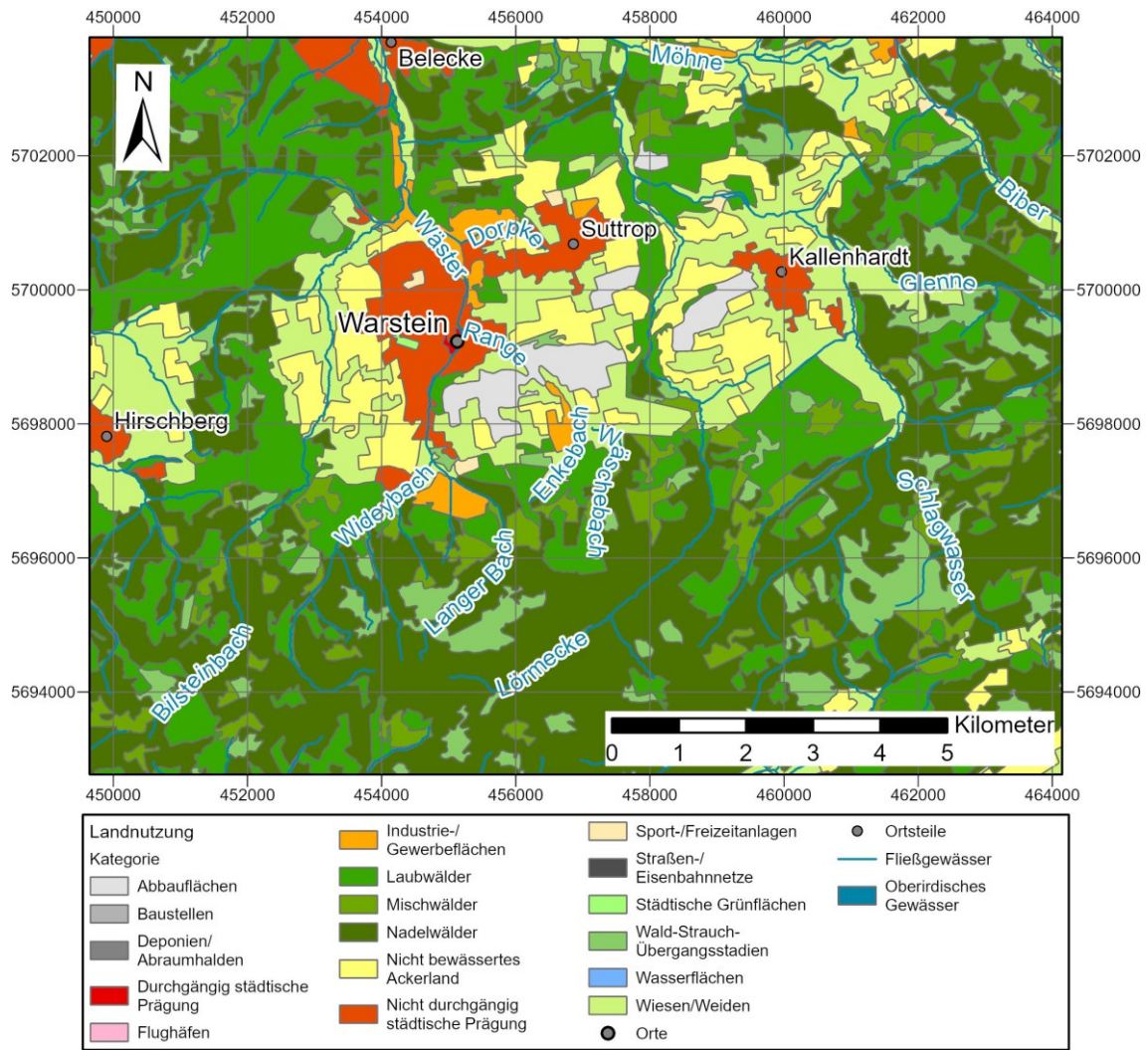


Abbildung 5: Landnutzung im Gebiet des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: BKG 2022a, LANUV NRW 2022)

2.2. Geologie und erdgeschichtliche Entwicklung

Geologischer Rahmen

Der Warsteiner Sattel liegt im nordöstlichen Randbereich des rechtsrheinischen Schiefergebirges, südlich des Münsterländer Kreidebeckens, und bildet eine der geologischen Großeinheiten des variszischen Schiefergebirges (GD NRW 2017) (siehe Abbildung 6). Er befindet sich in der östlichen Verlängerung des Remscheid-Altenaer Sattels, eine direkte Verbindung der beiden Strukturen ist jedoch nicht belegt. Im Norden des Warsteiner Sattels liegt der Belecker Sattel, im Süden die Nuttlarer Mulde. Weiter südlich schließt der Ostsauerländer Hauptsattel an. Im Südosten des Warsteiner Sattels befindet sich der Briloner Sattel. Zwischen Warsteiner und Briloner Sattel ist der Scharfenberger Sattel verortet (GD NRW 2017). Sowohl der Warsteiner Sattel als auch der Belecker, Scharfenberger und Briloner Sattel stellen ehemalige devonische Riffkörper dar (GD NRW 2017).

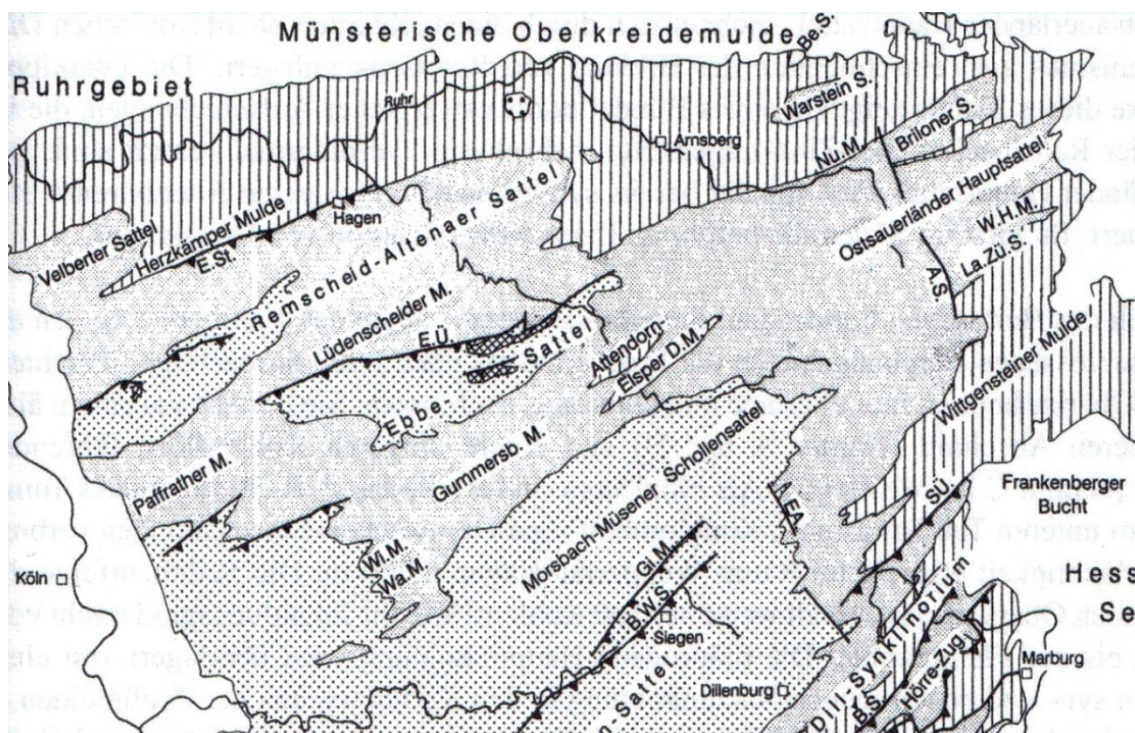


Abbildung 6: Darstellung der geologischen Großeinheiten im rechtsrheinischen Schiefergebirge (Kartenausschnitt aus WALTER 2007; Be.S. = Belecker Sattel, Nu.M. = Nuttlarer Mulde)

Der näherungsweise von Westen nach Osten ausgerichtete Warsteiner Sattel wird durch Sedimente des Mitteldevons bis Unterkarbons aufgebaut und ist allseitig von jüngeren Gesteinen des Oberkarbons umgeben (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, GD NRW 2022a) (siehe Abbildung 7). Im Zentrum und im Süden der Warsteiner Sattelstruktur ist der Massenkalk mit einer Ausstrichfläche von 11,3 km² anstehend (KOCH & MICHEL 1977), der als Riffsediment im Mittel- bis Oberdevon (Givet- bis Adorf-Stufe) abgelagert wurde und den Kern des Warsteiner Sattels bildet (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979). Die Liegendschichten des Massenkalks sind bis zum heutigen Zeitpunkt unbekannt (GD NRW 2017). In nördlicher Richtung wird er von den Flinz-Schichten überlagert, die ebenfalls in der Givet- bis Adorf-Stufe, z. T. als Faziesäquivalent des Massenkalks, abgelagert wurden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979). Hierbei handelt es sich um geschieferte Tonsteine in Wechsellagerung mit riffdetritischen Kalksteinbänken (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, 1984). Es folgen verschiedene Schichten des Oberdevons (u. a. Styliolinen-Schichten, Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe) sowie des Unterkarbons (Kulm-Fazies),

die den Massenkalk und die Flinz-Schichten im Westen, Norden und Osten einrahmen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Unterkarbonische Ablagerungen sind darüber hinaus südlich des Massenkalks anzutreffen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990). Im Südosten bei Kallenhardt ist die Schlagwasserbrekzie anstehend (spätes Mitteldevon bis frühes Unterkarbon) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989).

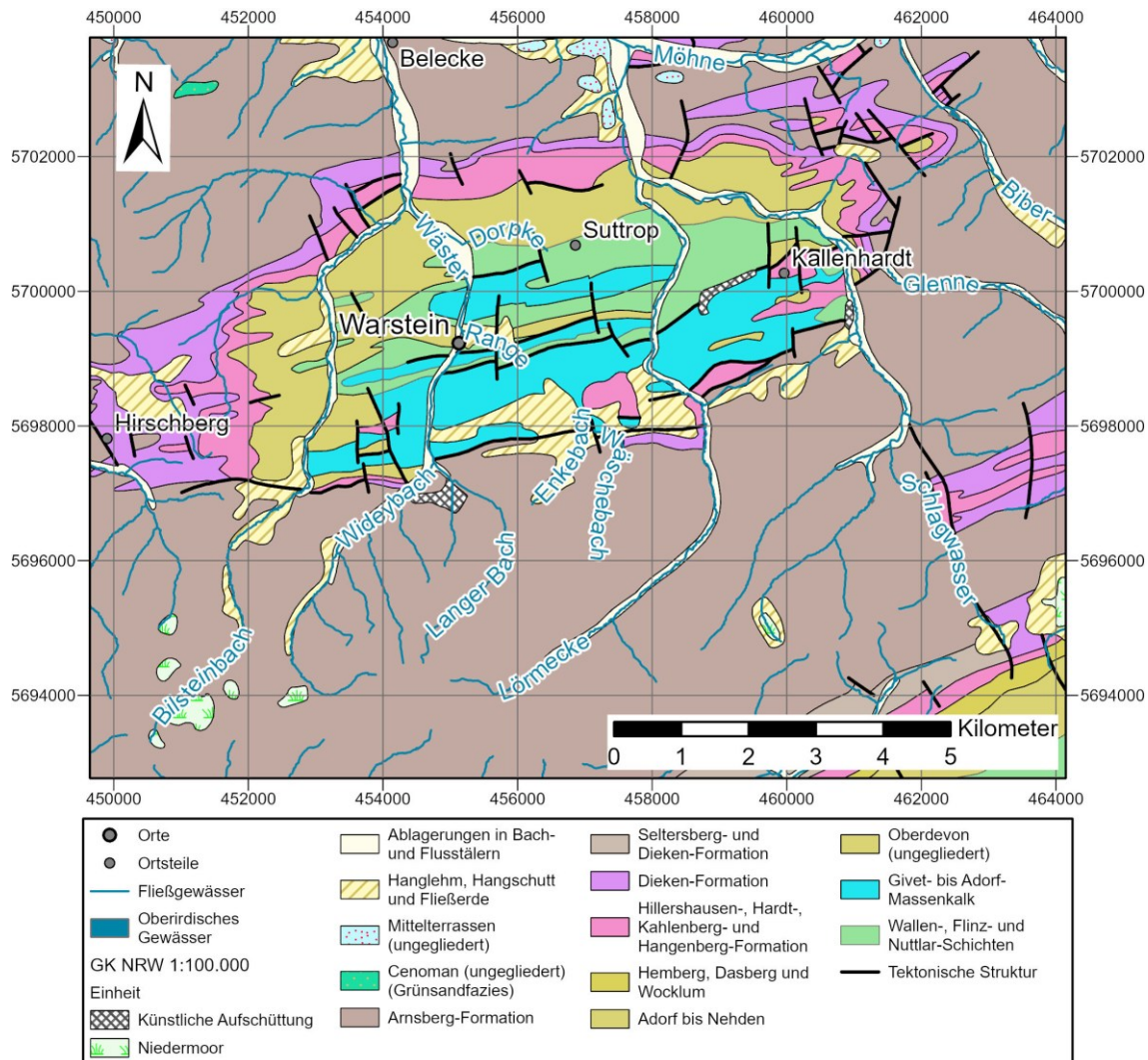


Abbildung 7: Abgedeckte geologische Karte des Warsteiner Sattels, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022a, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)

Erdgeschichtliche Entwicklung

Das Warsteiner Riff entstand ab dem späten Mitteldevon auf einer bereits existierenden Schwelle im flachmarinen Schelfgebiet, welches sich südlich des Old-Red-Kontinents befand (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, GD NRW 2017). Da die Hochlage zeitgleich zum Riffwachstum nahezu gleichförmig einsank, bildete sich eine mehrere hundert Meter mächtige, ausgedehnte biostromale Karbonatplattform aus (Schwelm-Fazies). Aufgrund der isolierten Lage des Riffes wurde dieses von den Schelfsanden umströmt, sodass terrestrische Einflüsse mit Ausnahme weniger Schwarzschieferlagen im Riffbereich weitestgehend fehlen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, 1984). Am Ende des Mitteldevons kam es infolge vororogener Dehnungstektonik zur

synsedimentären Zerlegung des Schelfgebietes und zur Ausbildung einzelner nach Nordwesten gekippter Schollen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Auch die von synsedimentären Brüchen eingerahmte Warsteiner Karbonatplattform kippte entlang einem an ihrem Südrand befindlichem mobilen Scharnier nach Nordwesten („Warsteiner Kippscholle“ nach KREBS & WACHENDORF 1979). In der Folge erlag das Riffwachstum im abgesenkten nördlichen Bereich und es kam zur Ablagerung der Flinz-Schichten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, CLAUSEN 1990). Im südlichen angehobenen Bereich der Plattform setzte sich das Riffwachstum hingegen bis ins frühe Oberdevon fort (Dorp-Fazies) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990).

Das Oberdevon im Bereich des Warsteiner Sattels kennzeichnet sich durch eine ausgeprägte Faziesvielfalt: Zusätzlich zur Verkippung der Plattform, sanken Teilbereiche der Plattform durch synsedimentäre Flexuren und Brüche verschieden stark ab, sodass es zur Ausbildung einer westlichen Tiefscholle (Westfazies) und einer östlichen Hochscholle kam (Ostfazies). Ausgehend von der östlichen Hochscholle, kam es zur Ablagerung von Schuttströmen, die die heutige Schlagwasserbrekzie darstellen (Südostfazies) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990). Weitere Informationen hinsichtlich der Faziesräume sind u. a. CLAUSEN & LEUTERITZ (1984, 1989) und CLAUSEN (1990) zu entnehmen.

Die unterschiedlichen Faziesräume verloren im Laufe des Unterkarbons ihre paläogeographische Bedeutung, da das Warsteiner Gebiet durch eine Absenkung des Sedimentationsraumes erst ein Teil des Kulm-Beckens und später des Namur-Beckens wurde und es so während des Unter- und Oberkarbons zur Ablagerung mehrerer tausend Meter mächtiger, klastischer mariner Sedimente kam (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990, VON KAMP 1998). Zum Ende des Oberkarbons wurde die Karbonatplattform von mindestens 2.500 m mächtigen Sedimenten überlagert (CLAUSEN 1990).

In der asturischen Phase der variszischen Orogenese kam es zur Hebung und Auffaltung der Schichten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, VON KAMP 1998). In der Folge bildeten sich die noch heute bestehenden tektonische Strukturen in Form nordwestvergenter Falten, Auf- und Abschiebungen, Seitenverschiebungen, Zerklüftung und Schieferung der Gesteine aus (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Ab dem Perm bis zur späten Unterkreide (Alb-Stufe) war das Untersuchungsgebiet Festland und es kam zur Verwitterung, Abtragung und Einebnung der Schichten bis auf das Rumpfgebirge (VON KAMP 1998).

In der Alb-Stufe kam es von Norden her zur Transgression des Alb-Meeres über das Rumpfgebirge bis an den Südrand der Warsteiner Karbonatplattform. Auch das Cenoman-Meer der frühen Oberkreide drang nach einer vorherigen Regressionsphase bis in den Warsteiner Raum und darüber hinaus vor (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Nach der Regression der Kreidemeere, kam es durch eine zunehmende Gebirgshebung ab der späten Oberkreide und im Tertiär zur Verkippung der Kreide-Schichten nach Norden. Infolgedessen kam es zu deren rückschreitenden Erosion. Der heutige Erosionsrand liegt nördlich der Möhne und ist als Schichtstufe in der Landschaft sichtbar (siehe Kapitel 2.1). Fehlende Ablagerungen der späten Oberkreide sowie des Paläogens in den Warsteiner Karstsedimenten deuten darauf hin, dass die Karbonatplattform bis ins Neogen von Kreideschichten bedeckt war (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Im Zuge mehrerer klimatischer Wechsel während des Pleistozäns entwickelte sich die heutige Landschaft des Untersuchungsgebietes. Infolge der andauernden Gebirgshebung schnitten sich die Fließgewässer durch linienhafte Tiefenerosion tief in die Landschaft ein und es ent-

standen steile Kerbtäler. Es kam zur Ablagerung verschiedener Lockergesteine, u. a. Terrassenablagerungen sowie Hang- und Hochflächenlehme (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, VON KAMP 1998). Im nachfolgenden Holozän entstanden primär Auenlehme und Mooregebiete (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Tektonik und Lagerungsverhältnisse

Der tektonische Aufbau des Warsteiner Sattels lässt sich in vier nordwestvergente Einheiten untergliedern: Den nördlichen Sattelrahmen, den nördlichen und den südlichen Massenkalkzug, bei denen es sich jeweils um Sattelstrukturen handelt, sowie die Suttroper Mulde, welche zwischen diesen beiden liegt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990) (siehe Abbildung 8). Im Bereich des nördlichen Sattelrahmens tauchen die oberdevonischen bis unterkarbonischen Sedimente nach Norden unter die Möhne-Mulde ab. Durch Spezialfaltungen in Form mehrerer Aufsattlungen sowie Faziesverzahnungen, Aufschiebungen und Querstörungen existiert in diesem Bereich ein komplexer geologischer Aufbau (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Der nördliche Massenkalksattel stellt den kleineren der beiden Massenkalkzüge dar. Er ist stellenweise spezialgefaltet sowie auf den nördlich gelegenen Sattelrahmen aufgeschoben. Er verschwindet in westlicher Richtung im Stadtgebiet Warsteins unter den Flinz-Schichten, in östlicher Richtung ist er durch eine Querstörung im Bereich der Lörmecke begrenzt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die Suttroper Mulde besteht aus Gesteinen der Flinz-Schichten, Styliolinen-Schichten und Schichten der höheren Adorf-Stufe. Sie erstreckt sich vom östlichen Ufer des Bilsteinbaches bis in die Nähe des Ortes Kallenhardt (CLAUSEN 1990). Der nördliche Teil des größeren südlichen Massenkalksattels ist nahezu in seiner gesamten Ausdehnung an zwei Aufschiebungen gegen die Suttroper Mulde verschoben. Der Massenkalkzug reicht von der Bilsteinhöhle im Westen des Warsteiner Sattels bis an das östliche Glenne-Ufer im Osten. Eine ausgeprägte Verschuppung durch Faltung und Schichten-Wiederholungen erklärt seine im Vergleich zum nördlichen Massenkalkzug große Ausstrichbreite (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Beide Massenkalkzüge streichen mit etwa 70° bis 80° nahezu West-Ost (CLAUSEN 1990).

Am Südrand des südlichen Massenkalkzuges liegt die Warsteiner Südrand-Störung. Hier werden Gesteine der Kulm-Fazies und der Arnsberg-Formation auf den Massenkalk aufgeschoben (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Gemäß KREBS & WACHENDORF (1979) nahm die Warsteiner-Südstörung als synsedimentäre Abschiebung gegen Ende des Mitteldevons ihren Ursprung und ermöglichte als Scharnier die Kippbewegung der Warsteiner Scholle nach Nordwesten. Im Oberkarbon kam es im Laufe der variszischen Orogenese zur Invertierung der Abschiebung in eine Überschiebung. Es entstanden mehrere Bewegungsbahnen und der Massenkalk wurde intensiv deformiert (KREBS & WACHENDORF 1979, CLAUSEN 1990). In diesem Zusammenhang ist der „Warsteiner Trümmerzug“ (nach SCHMIDT 1922) zu nennen: Hierbei handelt es sich um einen stark tektonisch beanspruchten, durch Verkieselung und Verkarstung geprägten Streifen mit wechselnder Breite am Südrand des südlichen Massenkalkzuges (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Nahezu alle paläozoischen Gesteine im Untersuchungsgebiet zeigen eine gut erkennbare Schichtung (z. B. Flinz-Schichten). Eine Ausnahme stellt hingegen der Massenkalk dar, bei dem die Schichtung schwieriger zu bestimmen ist, anhand von Fossilagen dennoch oftmals nachvollzogen werden kann (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Dem nordwestvergenten Faltenbau (Streichrichtung: etwa 70° bis 80°) im Bereich des Warsteiner Sattels entsprechend, fallen die Schichtflächen an den Südostschenkeln der Sättel mit 40° - 50° , z. T. auch flacher, ein. Die Nordwestschenkel hingegen fallen steil nach Nordwesten ein bzw. sind stellenweise überkippt und neigen sich nach Südosten. Die Faltenachsen tauchen nach Nordosten oder Südwesten ab (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die Gesteine im Untersuchungsgebiet sind beinahe alle geschiefert: Insbesondere der Massenkalk weist eine engständige Schieferung und intensive interne Deformation auf (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Stellenweise wird die ursprüngliche Schichtung hierdurch und infolge der Klüftung gänzlich überprägt (CLAUSEN 1990). Die Schieferung im Untersuchungsgebiet streicht im Bereich 60° bis 110° und fällt nach Süden bis Südosten ein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Der Warsteiner Massenkalk zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet einen einheitlichen Deformationsplan (EBHARDT & MEIBURG 1979): Am häufigsten treten die senkrecht zur Streichrichtung der Schichten verlaufenden Querklüfte (Q-Klüfte oder ac-Klüfte) auf. Ihre Streichrichtung liegt zwischen 160° und 180° und sie fallen steil mit 60° - 90° nach Westen oder Osten ein, z. T. stehen sie saiger (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, KAPPEN 1999). Es existieren auch gut ausgeprägte Längsklüfte (S-Klüfte oder bc-Klüfte), die annähernd parallel zu den Faltenachsen mit 80° bis 110° streichen und steil nach Norden oder Süden einfallen. Darüber hinaus gibt es Diagonalklüfte (D-Klüfte), die als Scherkluftpaar schiefwinklig zum Schichten-Streichen stehen und mit 20° bis 35° bzw. 130° bis 140° streichen. Stellenweise besteht auch eine halbdigonale Klufrichtung, die zwischen den Quer- und Diagonalklüften liegt und mit 60° bis 70° bzw. 120° streicht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Zahlreiche Störungen prägen den Warsteiner Sattel: Streichende Störungen, zumeist in Form von Aufschiebungen, stehen im direkten Zusammenhang mit dem Faltenbau. Als Beispiele können die bereits zuvor genannte Warsteiner Südrand-Störung und die die Massenkalkzüge begrenzenden Aufschiebungen angeführt werden. Die streichenden Störungen werden wiederholt durch Querstörungen durchtrennt und versetzt. Die Streichrichtung der Querstörungen stimmt mit der der Hauptkluftrichtung (ac-Klüfte) überein. An ihnen fanden sowohl vertikale als auch horizontale Verschiebungen statt (CLAUSEN 1990).

Stratigraphie

Da derzeit das Ziel verfolgt wird, die lithostratigraphische Nomenklatur international anzugleichen, wurden verschiedene Schichteneinheiten im Untersuchungsgebiet in der jüngeren Vergangenheit umbenannt bzw. neu definiert (GD NRW 2017). In der vorliegenden Arbeit werden die derzeit gültigen, der neuen Nomenklatur entsprechenden stratigraphischen Einheiten und Bezeichnungen verwendet, welche dem Lithostratigraphischen Lexikon Deutschland (LithoLex) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) entnommen werden können (LithoLex 2025).

Bei Wiedergabe von Inhalten aus Primärquellen in dieser Arbeit, z. B. in Form von Tabellen, Abbildungen, Karten und Profilschnitten, wurden die dort angegebenen Bezeichnungen gemäß alter Nomenklatur händisch durch die neuen Bezeichnungen ersetzt.

Eine Gegenüberstellung der ursprünglichen Bezeichnungen gemäß alter Nomenklatur und der in dieser Arbeit verwendeten Benennungen gemäß neuer Nomenklatur ist in Tabelle 1 enthalten. Zur Berücksichtigung regionsspezifischer Bezeichnungen wurden neben den im LithoLex (2025) enthaltenen Angaben darüber hinaus die in GD NRW (2017) dargestellten stratigraphischen Gliederungen zur Hilfe gezogen.

Tabelle 1: Gegenüberstellung der Benennungen der lithostratigraphischen Einheiten gemäß alter Nomenklatur und gemäß der neuen, derzeit gültigen Nomenklatur (GD NRW 2017, LithoLex 2025)

Alte Nomenklatur	Neue, derzeit gültige Nomenklatur
Lamarcki-Schichten	Oerlinghausen-Formation
Labiatus-Schichten	Büren-Formation
Cenoman-Pläner	Baddeckenstedt-Formation
Alb-Sandstein	Rüthen-Formation
Rüthener Grünsand	
(Obere bzw. Untere) Arnsberger-Schichten	Arnsberg-Formation
Hangende Alaunschiefer	Seltersberg-Formation
Kulm-Tonschiefer	Dieken-Formation (in der Region Balve/Warstein)
	Leibach-Formation (in der Region Alme/Madfeld)
Kieselige Übergangsschichten	Bromberg-Formation
Kulm-Kieselkalk	Hillershausen-Formation (in den Regionen Balve/Warstein und Alme/Madfeld)
	Hellefeld-Formation (in der Region Meschede)
Hellefeld-Kalk	Kattensiepen-Formation
Erdbach-Kalk	
Kulm-Lydit	Hardt-Formation
Kulm-Kieselschiefer	
Liegende Alaunschiefer	Kahlenberg-Formation
Hangenberg-Schichten	Hangenberg-Formation

Für eine ausführliche Beschreibung aller Gesteinseinheiten im Gebiet des Warsteiner Sattels sowie stratigraphische Tabellen wird u. a. auf die Veröffentlichungen von CLAUSEN & LEUTERITZ (1979, 1984) und CLAUSEN (1990) verwiesen.

Der Massenkalk ist das älteste Gestein, welches im Gebiet des Warsteiner Sattels ausstreicht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979). Der mitteldevonische Anteil des Warsteiner Massenkalks (Schwelm-Fazies) ist in den lokalen Steinbrüchen z. T. bis auf 100 m Teufe freigelegt. In den tieferen Bereichen handelt es sich um schwarze, grauschwarze bis blaugraue, dickbankige bis massige, bituminöse und dichte Kalksteine. Zwischenlagen aus Mergel fehlen nahezu vollständig. In den höheren Bereichen sind hingegen blaugraue bis hellgraue, dichte bis feinkristalline, z. T. grobbankige, z. T. massige, äußerlich weißlich verwitternde Kalksteine anstehend (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990). Wie bereits im vorherigen Kapitel 2.2 angeführt, ist die Schichtung des Massenkalks in den Bereichen mit massiger Ausprägung nur schwer zu erkennen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Er ist im Allgemeinen sehr faunenreich. Stellenweise wurden die Fossilien hingegen durch Rekristallisation, tektonische Zerschierung und Verkieselung überprägt bzw. zerstört (CLAUSEN 1990).

Großflächig dolomitisierte Bereiche sind im Warsteiner Massenkalk nicht vorhanden. Stattdessen können von tektonischen Trennflächen und Schichtflächen ausgehende Dolomitisierungen im Millimeter- bis Zentimeter-Stärke beobachtet werden (CLAUSEN 1990). Der Massenkalk

ist insgesamt stark tektonisch überprägt und verkarstet. Viele Kluftflächen sind mit Kalksinter-tapeten und Tropfsteinbildungen bedeckt. Darüber hinaus wird der Massenkalk von Millimeter-bis mehrere Meter-mächtigen Calcit-Gängen durchzogen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Da die Basis des Massenkalks bis zum heutigen Zeitpunkt nie erbohrt oder mit geoelektrischen Sondierungen ermittelt werden konnte, kann seine Mächtigkeit nur näherungsweise angegeben werden (CLAUSEN 1990, GD NRW 2017). Sie wird auf mindestens 200 m (KREBS & WACHENDORF 1979) bzw. 200 bis 300 m (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990, GD NRW 2017) geschätzt. RÜDE & NAURATH (2012) erläutern, dass in der Nähe von Überschiebungen, an denen Massenkalk auf Massenkalk verschoben wird, die Mächtigkeit über 500 m annehmen kann.

Die Flinz-Schichten im Bereich des Warsteiner Sattels bestehen aus einer Wechselfolge aus schwarzen bis blaugrauen, feinkörnig bis dichten, kalkhaltigen, bituminösen, geschieferten Tonsteinen mit schwarzen bis blaugrauen, dichten, feinkörnig bis spätigen, stellenweise feingebänderten Kalksteinen. Die Kalksteinbänke haben eine Mächtigkeit von 2 bis 40 cm und folgen zumeist in einem Abstand von etwa 10 bis 40 cm regelmäßig aufeinander (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, CLAUSEN 1990). Sowohl in den Tonsteinen als auch in den Kalksteinen kann Pyrit angetroffen werden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die Flinzkalksteine bestehen als Faziesäquivalent des Massenkalks zumeist aus Riffdetritus, der in Form von Schuttströmen vom Riff in den Sedimentationsraum gelangte (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979). Die Gesamtmächtigkeit der Flinz-Schichten variiert im Bereich des Warsteiner Sattels zwischen 20 und 110 m. Die Grenze zum unterlagernden Massenkalk ist stets scharf, in der Regel in Form einer Störung, wohingegen der Übergang zu den überlagernden Styliolinen-Schichten gleitend erfolgt, was eine klare Unterscheidung der Schichten erschwert (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

2.3. Hydrogeologie

Hydrogeologische Einheiten und hydraulische Durchlässigkeit

Mit Ausnahme weniger, räumlich begrenzter und geringmächtiger Lockergesteine und Porengrundwasserleiter im Bereich des Möhne- und Ruhrtals sowie den Bachtälern, prägen Festgesteine und Kluftgrundwasserleiter das hydrogeologische Bild des Untersuchungsgebietes (VON KAMP 1984) (siehe Abbildung 9 und Anhang „Untersuchungsgebiet“).

Eine Sonderstellung nimmt dabei der Warsteiner Karstgrundwasserleiter ein: Dieser setzt sich aus dem mittel- bis oberdevonischen Massenkalk sowie den faziesäquivalenten Flinz-Schichten zusammen. Die den Massenkalk stellenweise überlagernden Flinz-Schichten sind wiederholt mit diesem verzahnt und über tiefgreifende Störungen verbunden (VON KAMP 1984). Zum direkten oberirdischen Einzugsgebiet des Karstgrundwasserleiters zählen neben den Ausstrichflächen der beiden Gesteinseinheiten auch kleinere Bereiche der Styliolinen-Schichten bzw. Bereiche, in denen der Massenkalk durch jüngere Schichten geringmächtig überlagert wird. Das direkte Einzugsgebiet (insgesamt ca. 18,2 km²) wird darüber hinaus durch die oberirdischen Einzugsgebiete der südlichen Fließgewässer ergänzt (südliches Zustromgebiet, ca. 50,8 km²), welche den Karstgrundwasserleiter von Süden nach Norden durchfließen und dabei ihr Wasser z. T. vollständig bzw. anteilig an diesen abgeben (VON KAMP 1984).

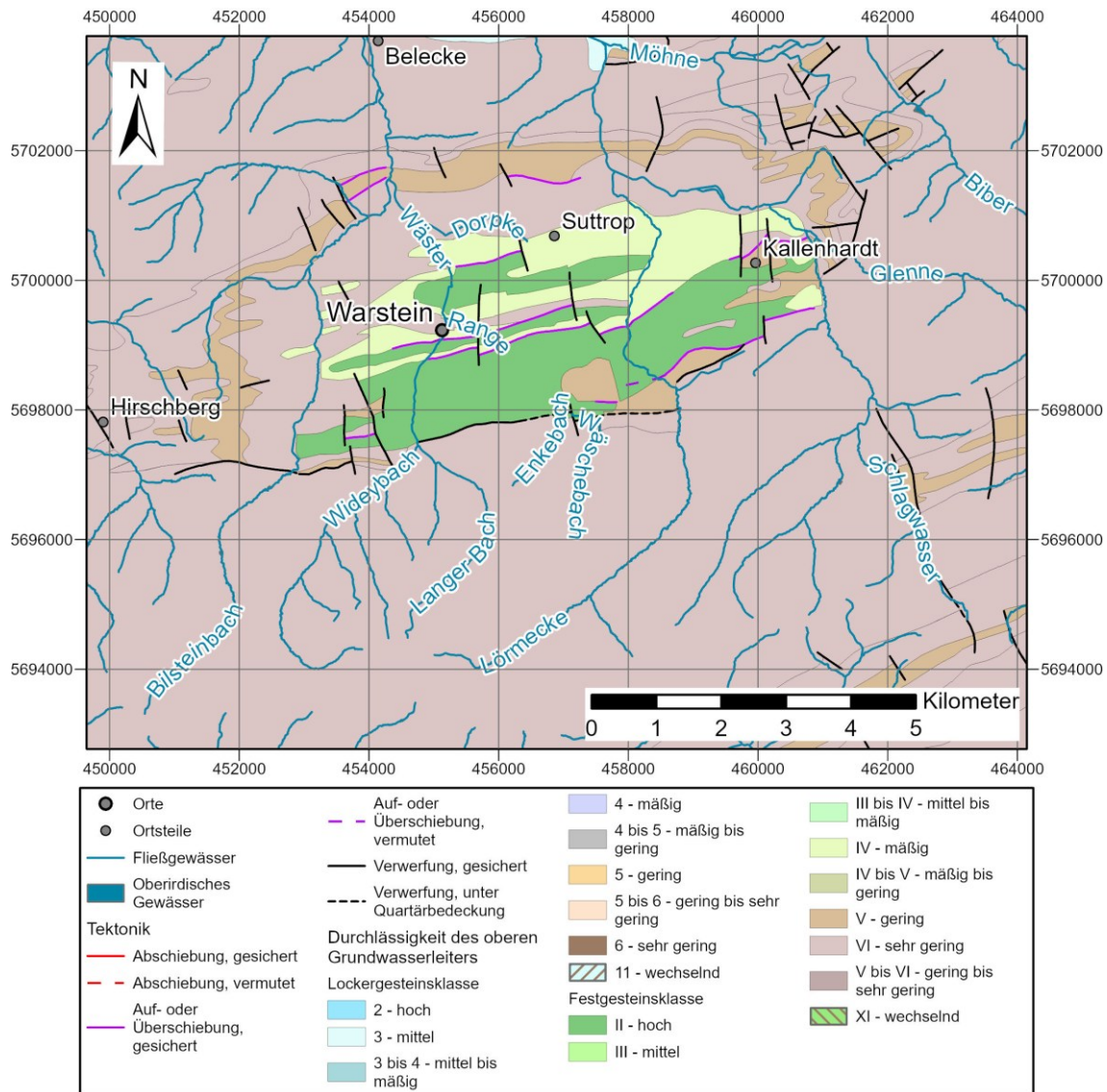


Abbildung 9: Hydrogeologische Karte des Warsteiner Sattels mit Darstellung der Durchlässigkeit des oberen Grundwasserleiters, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)

Infolge der Verkarstung besitzt der Massenkalk eine sehr gute bis gute, örtlich wechselnde Trennfugendurchlässigkeit bzw. hohe Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone (VON KAMP 1983, HELLWEG et al. 2008). Auch die Kalksteinbänke innerhalb der Flinz-Schichten sind verkarstet. Aufgrund der in Wechsellagerung auftretenden Tonsteine ist die Durchlässigkeit im Vergleich zum Massenkalk jedoch verringert (VON KAMP 1984): Sie zeigen eine gute bis mäßige, örtlich wechselnde Trennfugendurchlässigkeit bzw. mäßige Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone (VON KAMP 1983, HELLWEG et al. 2008).

Bei den, den Karstgrundwasserleiter umgebenden, oberdevonischen bis karbonischen Kluftgesteinen handelt es sich, mit Ausnahme der Kattensiepen- (Erdbach-Kalk), Hillershausen- (Kieselkalk), Hardt-Formation-Schichteinheit (Kieselschiefer, Lydit), um Grundwassergeringleiter mit geringer bis sehr geringer Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone (HELLWEG et al. 2008): Die Kattensiepen-, Hillershausen-, Hardt-Formation-Schichteinheit wird nach HELLWEG et al. (2008) hingegen als Grundwasserleiter mit mäßiger Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone eingestuft.

Tabelle 2: Übersicht über die Durchlässigkeit der devonischen bis karbonischen Festgesteine im Untersuchungsgebiet Warsteiner Sattel

Quelle	HK des Warsteiner Massenkalk-Gebietes 1 : 50 000 (KOCH et al. 1974)		HK 1 : 50 000, Blatt 4516 Warstein (VON KAMP 1983)	HK von NRW 1 : 50 000, Blatt L 4516 Büren (HELLWEG et al. 2008)	Informationssystem HK NRW 1 : 100 000 (GD NRW 2022b)		
Parameter / Geologische Einheit	Trennfugendurchlässigkeit		Trennfugendurchlässigkeit	Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone (Bandbreite)	Durchlässigkeit des oberen Grundwasserleiters		
	im oberflächennahen Auflockerungsbereich	im oberflächennahen Auflockerungsbereich und an Großklüften und Störungen					
Arnsberg-Formation	mäßig bis gering	mäßig	gering bis sehr gering	VI sehr gering (V-VI)	VI sehr gering		
Dieken-Formation	gering	gering		mäßig bis sehr gering	V gering (IV-VI)	V gering	
Bromberg-Formation					IV mäßig (IV-V)		
Kattensiepen-, Hillershausen-, Hardt-Formation	mäßig	gut	VI sehr gering (V-VI)				
Kahlenberg-Formation	gering	gering	V gering (IV-V)		VI sehr gering (V-VI)		
Devon/Karbon-Übergangsschichten	mäßig bis gering	mäßig				VI sehr gering (V-VI)	
Adorf-, Nehden-, Hemberg-, Dasberg-Schichten (Südfazies)							
Schlagwasserbrekzie (Südostfazies)	gut	sehr gut					VI sehr gering (V-VI)
Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (Ostfazies)	mäßig bis gering	mäßig					
Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe (Westfazies)							
Schichten der tieferen Nehden-Stufe und höheren Adorf-Stufe (Westfazies)							
Styliolinen-Schichten			V gering (IV-VI)				
Flinz-Schichten	mäßig bis gering	mäßig bis gut	gut bis mäßig, örtlich wechselnd	IV mäßig (III-IV)	IV mäßig		
Massenkalk	gut	sehr gut	sehr gut bis gut, örtlich wechselnd	II hoch (I-VI)	II hoch		

Tabelle 3: Durchlässigkeitsklassen der Gebirgsdurchlässigkeit in der Auflockerungszone der Festgesteine gemäß der HK von NRW 1 : 50 000, Blatt L 4516 Büren (HELLWEG et al. 2008)

Durchlässigkeitsklasse	kr-Wert (Grenzen) [m/s]	Hydraulische Funktion
I sehr hoch	$>1 \cdot 10^{-2}$	Grundwasserleiter
II hoch	$>1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$	
III mittel	$>1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	
IV mäßig	$>1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	
V gering	$>1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$	Grundwassergeringleiter
VI sehr gering	$>1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-7}$	
VII äußerst gering	$<1 \cdot 10^{-9}$	

Eine Übersicht über die Durchlässigkeiten der devonischen bis karbonischen Gesteinseinheiten im Bereich des Warsteiner Sattels gemäß verschiedener Literaturquellen sowie über die Durchlässigkeitsklassen gemäß Hydrogeologischer Karte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1 : 50.000 ist in Tabelle 2 bzw. Tabelle 3 enthalten.

Wesentliche Literaturquellen für die Durchlässigkeit der Gesteinseinheiten im Bereich des Warsteiner Sattels sind die Hydrogeologische Karte 1 : 50.000 für das Blatt Warstein (VON KAMP 1983), die Hydrogeologische Karte 1 : 50.000 für das Blatt Büren (HELLWEG et al. 2008) sowie das Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000 (GD NRW 2022b). Des Weiteren ist eine Klassifikation der Durchlässigkeit der Gesteinseinheiten in KOCH et al. (1974) enthalten. Sowohl BUSCH et al. (2000) als auch WEIDNER (2010) haben im Bereich des Steinbruchs Hohe Lieth (Kurz-)Pumpversuche im Massenkalk durchgeführt: BUSCH et al. (2000) ermittelten hierbei Transmissivitäten im Bereich $1 \cdot 10^{-7} - 6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. Durchlässigkeitsbeiwerte im Bereich $1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. WEIDNER (2010) stellte Transmissivitäten zwischen $1 \cdot 10^{-7}$ und $7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ fest.

Verkarstung

Der Warsteiner Massenkalk wird als insgesamt verkarstet und verkarstungsfähig angesehen (d. h. inklusive „Warsteiner Trümmerzug“, KOCH & MICHEL 1979). Die Verkarstung erstreckt sich bis tief unter das heutige Vorflutniveau (VON KAMP 1984). Gemäß KOCH & MICHEL (1979) existieren auf verschiedenen Niveaus in den tieferen Bereichen des Grundwasserleiters querverbindende Karstspalten, entlang derer das Grundwasser in wechselnde Richtungen fließen kann. Darüber hinaus vermuten KOCH & MICHEL (1979), dass die Karstspalten bis an die Ränder des Massenkalks reichen und dort hydraulische Verbindungen zu den angrenzenden, jüngeren Gesteinen bilden.

Der Warsteiner Karstgrundwasserleiter ist zumeist als bedeckter Karst einzustufen (KOCH & MICHEL 1979). Dennoch können auch an der Geländeoberfläche vereinzelte, charakteristische Karstformen wie beispielsweise Dolinen, Karrenbildung auf Felsklippen sowie eine unterirdische Entwässerung in Form von Schwinden, dem Range-Trockental und Karstquellen, beobachtet werden (KOCH & MICHEL 1979, EBHARDT & MEIBURG 1979, GD NRW 2017).

EBHARDT & MEIBURG (1979) unterscheiden drei Typen von unterirdischen Karsthohlformen im Warsteiner Gebiet: Erstens Karsttaschen und -trichter, zweitens Karstspalten sowie drittens Höhlen und rundliche Strömungskanäle. Diese Karstformen sind überall im Verbreitungsgebiet des Massenkalks vorhanden, häufen sich jedoch bei zunehmender Erstreckung im Bereich der Flusstäler sowie an den Rändern des Massenkalks, insbesondere am Südrand beim Übertritt der Fließgewässer in den Massenkalk (EBHARDT & MEIBURG 1979). Des Weiteren sind

Karsthöhlensysteme vor allem im Bereich großer tektonischer Querstörungen anzutreffen (KOCH & MICHEL 1979).

Die Ausrichtung und der Verlauf der Karsthohlformen (v. a. der Karstspalten und Vertikalhöhlen) hängt wesentlich mit den bestehenden tektonischen Trennflächen zusammen. Hierbei sind insbesondere die Quer- bzw. ac-Klüfte zu Hohlformen erweitert und stehen primär für das Grundwasserfließen zur Verfügung. Untergeordnet konnten stellenweise auch Karsthohlformen entlang von Schichtflächen sowie Längs- bzw. bc-Klüften beobachtet werden (EBHARDT & MEIBURG 1979). KAPPEN (1999) stuft alle im Massenkalk vorhandenen Trennflächen als grundsätzlich wasserwegsam ein, hebt jedoch die Bedeutung der stark verkarsteten Quer- und Diagonalklüfte hervor.

Weitere Informationen hinsichtlich der verschiedenen Karstformen sowie den Zusammenhängen zwischen den Verläufen der Fließgewässer, der lokalen Tektonik und der Verkarstung sind in EBHARDT & MEIBURG (1979) enthalten. Eine Übersicht und Beschreibung der Höhlen im Bereich des Warsteiner Massenkalks geben MEIBURG & STOFFELS (1979).

U. a. gemäß KOCH & MICHEL (1979), CLAUSEN & LEUTERITZ (1979) und CLAUSEN (1979) begann die „Verkarstung“ der Warsteiner Karbonatplattform bereits im Oberdevon. Belege hierfür seien Spaltenfüllungen, die aus oberdevonischen bis unterkarbonischen Sedimenten bestehen (CLAUSEN 1979). CLAUSEN et al. revidieren die Begrifflichkeit „Verkarstung“ jedoch bereits 1982 und sprechen stattdessen von „Spaltenfüllungen im marinen Bereich“ (CLAUSEN 1990). Diese submarinen, infolge vororogener Dehnungstektonik, differenzierter Vertikalbewegung, Erdbebenwellen, Rutschungen und Setzungen entstandenen, präorogenen Spalten seien nicht mit echtem, terrestrischem Karst und den resultierenden Karstformen und -sedimenten vergleichbar (CLAUSEN 1979, 1990).

Eine erste, terrestrische Verkarstungsphase setzte in der Unterkreide, möglicherweise noch früher, ein. Hierbei wurden terrestrische Sedimente der Apt- und frühen Alb-Stufe in die Hohlräume eingelagert (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Grundlage für die postorogene Verkarstung bildeten die tektonischen Trennflächen, die während der asturischen Phase der variszischen Orogenese im Oberkarbon entstanden waren (CLAUSEN 1979).

Hieran anschließend kam es zu einer zwischenzeitlichen Überflutung der Warsteiner Karbonatplattform durch die Kreide-Meere, bei der die bestehenden Grundwasserverhältnisse durch Einstau und stagnierenden Abfluss grundlegend umgestaltet und die Karsthohlräume letztendlich durch Sedimente plombiert wurden. Nach Rückzug der Meere, Gebirgshebung und der damit verbundenen Neigung der Ablagerungsflächen nach Norden sowie rückschreitenden Erosion der Kreide-Bedeckung, kam es im Tertiär zu einer tiefgründigen terrestrischen Zersetzung und Verkarstung der Gesteine. Fehlende Karstsedimente der Oberkreide und des Paläogens weisen darauf hin, dass die Verkarstung bis ins Miozän subterran, d. h. als bedeckter Karst erfolgte, da der Massenkalk bis zu diesem Zeitpunkt durch Kreidesedimente überdeckt war. Die Entwässerung erfolgte dabei über Spülmulden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Nach Ausbildung des heutigen Gewässernetzes während des Miozäns und Pliozäns, entwickelte sich im Pleistozän, die heute noch bestehende Karstlandschaft: Früher plombierte Hohlräume wurden freigelegt und es kam zur Ausbildung der oberirdischen Karstformen. Die Verkarstungsprozesse dauern bis heute an (KOCH & MICHEL 1979).

Oberirdische Fließgewässer, Schwinden und Quellen

Der Verlauf der Fließgewässer im Bereich des Warsteiner Sattels wird wesentlich durch die lokale Geologie geprägt: Beim Durchqueren des Sattelgebietes weichen sie dem Massenkalk möglichst aus bzw. folgen dem Verlauf von Störungen (beispielsweise das Enkebach-Wäschebach-Range-System). Eine Ausnahme stellt die Wäster dar, da diese den Massenkalk zentral und geradlinig durchströmt (EBHARDT & MEIBURG 1979). Wie bereits zuvor in Kapitel 2.1 erwähnt, verlieren die Fließgewässer beim Durchfließen des Ausstrichgebietes des Karstgrundwasserleiters Wasser über Schwinden und Spalten im Gerinnebett z. T. vollständig bzw. anteilig an den Untergrund, welches in der Folge teilweise in den Karstquellen wieder zu Tage tritt (VON KAMP 1984). Eine Karte, die die Lage der Quellen und Schwinden im Gebiet des Warsteiner Sattels veranschaulicht, ist im Anhang „Untersuchungsgebiet“ enthalten.

Sowohl der Enke- als auch der Wäschebach versinken ganzjährig vollständig über Schwinden im Massenkalk. Es besteht eine durch Markierungsversuche nachgewiesene unterirdische Verbindung zur Range-Quelle, an der das Wasser teilweise und intermittierend wieder austritt (KOCH et al. 1974, VON KAMP 1984, ZYGOWSKI 1987). Gemäß EBHARDT & MEIBURG (1979) gibt es darüber hinaus einen unterirdischen Abstrom in Richtung der Wäster.

Sowohl die Wäster als auch die Lörmecke verlieren beim Übertritt der südlichen Massenkalkgrenze einen Teil ihres Wassers über Spalten im Massenkalk bzw. randliche Hohlräume an den Untergrund. Sie versinken jedoch nur nach langer Trockenheit vollständig. Weiter nördlich treten entlang der beiden Fließgewässer mehrere, z. T. baulich gefasste, z. T. für die Wasserversorgung genutzte Karstquellen auf (z. B. Bullerteich-Quelle, Hillenberg-Quelle II, Lörmecke-Quellstollen), an denen Grundwasser zu Tage tritt und in die Fließgewässer übergeht (VON KAMP 1984). Im Fall der Lörmecke konnte eine Verbindung der Schwinden im Bachbett auf Höhe des Hohlen Steins zu den in etwa 700 m Entfernung liegenden Grundquellen mittels Markierungsversuche belegt werden (KOCH et al. 1974). Während die Lörmecke den östlichen Teil des Karstgrundwasserleiters entwässert, stellt die Wäster den Hauptvorfluter des Karstsystems dar (EBHARDT & MEIBURG 1979).

Der am Westende des südlichen Massenkalkzuges liegende Bilsteinbach verläuft im Bereich des Massenkalks teilweise oberirdisch, in einem künstlich angelegten Bachbett, und teilweise unterirdisch (MEIBURG & STOFFELS 1979): Er versinkt an der Bilsteinbach-Schwinde, fließt durch das Karsthöhlensystem der Bilsteinhöhle und tritt nach etwa 330 m an der Bilsteinbach-Quelle wieder an die Oberfläche (KOCH et al. 1974, MEIBURG & STOFFELS 1979). Hierbei verliert der Bilsteinbach einen Teil seines Wassers an den Untergrund (VON KAMP 1984).

Die Schlagwasser befindet sich am östlichen Ende des Warsteiner Sattels. Neben dem Massenkalk ist hier u. a. die Schlagwasserbrekzie anstehend. Die originär im Gerinnebett vorhandenen Schwinden und Quellen wurden im Rahmen umfassender Straßenbauarbeiten verbaut (VON KAMP 1984). Nach KOCH et al. (1974) fungierten die damals bestehenden Schwinden zeitweise auch als Karstquellen (Estavellen). Gemäß VON KAMP (1984) verliert die Schlagwasser einerseits zeitweise geringe Wassermengen an den Untergrund. Andererseits vermutet VON KAMP auf Grundlage von Abflussmessungen, dass ein zeitweiser Übertritt von Karstgrundwasser aus dem Massenkalk in die Schlagwasser stattfindet.

Für eine Übersicht über die wichtigsten Quellen und Schwinden im Gebiet des Warsteiner Sattels wird u. a. auf KOCH et al. (1974) und CLAUSEN & LEUTERITZ (1984) verwiesen. In KOCH & MICHEL (1979) sowie KUNK & SCHÖTTLER (1994) sind ausführliche Beschreibungen der verschiedenen Quellen enthalten.

Grundwasserströmung

BUSCH & EWALD (2000) stellen auf Grundlage der Auswertung langjähriger 14-tägiger Grundwasserstandsdaten (1978-2000) im Bereich des südlichen Massenkalkzuges ein generell nach Norden gerichtetes Potenzialgefälle im Grundwasserkörper fest. Dabei fungieren die oberirdischen Fließgewässer Wäster sowie Lörmecke als Vorfluter des oberflächennahen Karstgrundwassers. Bereits zuvor beschrieben KOCH et al. (1974) sowie KOCH & MICHEL (1979) eine grundsätzliche Grundwasserfließrichtung nach Norden, mit einem Gradienten von den Versinkungsstellen am Südrand des Karstgrundwasserleiters hin zu den tiefsten, entwässernden Quellen Bullerteich und Lörmecke-Quellstollen.

Im vergangenen Jahrhundert wurden mehrere Markierungsversuche durchgeführt, um die Grundwasserfließrichtung im Warsteiner Karstgrundwasserleiter zu untersuchen: Auf diese Weise konnte beispielsweise 1978 eine künstliche Absenkung der Karstgrundwasseroberfläche und der drainierende Effekt durch den Lörmecke-Quellstollen nachgewiesen werden (KOCH & MICHEL 1979, GÜNTHER et al. 1984). Der bisher umfassendste Markierungsversuch, mit insgesamt vier Eingabestellen und 29 Beobachtungsstellen, wurde 1982 durchgeführt (GÜNTHER et al. 1984). Auf Grundlage der Beobachtungen interpretieren KOCH & ADAMS (1983), dass der gesamte Massenkalk im Bereich der Wäster bis zu seinem östlichen Rand hydraulisch verbunden sei. Die damaligen Durchführenden (KOCH & ADAMS 1983, GÜNTHER et al. 1984) leiteten darüber hinaus komplexe Strömungsverhältnisse, in Form teilweiser rechtwinklig zur Hauptkluftrichtung und dem morphologischen Gefälle sowie parallel zum Schichtstreichen verlaufender Strömungsrichtungen, mit maximalen Abstandsgeschwindigkeiten von 389 bis 960 m/Tag her (GÜNTHER et al. 1984, ZYGOWSKI 1987). Aus heutiger Sicht ist u. a. die wiederholte Eingabe des gleichen Markierungsstoffes mit einwöchigem Abstand zur Erstein-gabe kritisch zu bewerten, da diese verschiedene Interpretationsmöglichkeiten zulassen. Eine umfängliche Beschreibung und Chronik der Markierungsversuche im Warsteiner Raum ist in ZYGOWSKI (1987) zu finden.

Wasserbilanz

Eine erste Wasserbilanz zur Untersuchung des Grundwasserdargebotes im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters wurde 1974 von KOCH et al. auf Grundlage von fünf Stichtagsmessungen des Oberflächenabflusses im Zeitraum November 1970 bis September 1971 aufgestellt. Hierbei stellten die Autoren einen Überschuss an Oberflächenabfluss an der nördlichen Massenkalkgrenze fest, der nicht durch die Versickerung von Niederschlägen im Austrichbereich des Massenkalks bzw. den oberirdischen Zufluss der Fließgewässer aus dem Süden zu erklären ist. Hieraus folgerten KOCH et al. (1974), dass es einen Zustrom allogenen Grundwassers in den Massenkalk gibt, welches sie als „Fremdwasser“ bezeichneten. Darüber hinaus entwickelten sie erste Hypothesen zur Herkunft und Zusammensetzung des Fremdwassers, auf die im nachfolgenden Kapitel 2.4 detaillierter eingegangen wird.

Hydrochemie

Untersuchungen hinsichtlich der Hydrochemie der Wässer im Bereich des Warsteiner Sattels wurden u. a. durch KOCH et al. (1974), KOCH & MICHEL (1979), VON KAMP (1984), GÜNTHER et al. (1984), KUNK & SCHÖTTLER (1994), KAPPEN (2000), BUSCH et al. (2000) sowie JÜRGENLIEMKE (2008) durchgeführt. Hierbei sind insbesondere die Arbeiten von KOCH et al. (1974), KUNK & SCHÖTTLER (1994) sowie BUSCH et al. (2000) hervorzuheben: KOCH et al. (1974) führten eine grundlegende Auswertung der Hydrochemie im Untersuchungsraum durch und entwickelten erstmals eine Unterteilung der Wässer in verschiedene hydrochemische Gruppen.

KUNK & SCHÖTTLER (1994) beprobten und analysierten die Oberflächengewässer im Zu- und Abstrom des Karstgrundwasserleiters sowie eine Auswahl an Quellen im 14-tägigem Intervall im Zeitraum März 1991 bis März 1992.

KOCH et al. (1974) sowie KUNK & SCHÖTTLER (1994) zufolge können die beprobten Wässer dabei in drei Gruppen unterteilt werden: Gruppe 1 entspricht Wässern mit sehr geringer Gesamtkonzentration (<100 mg/L). Hierzu zählen die Fließgewässer aus dem südlichen Zustromgebiet (mit Ausnahme des Wäster-Zustroms), die am Südrand des Massenkalks z. T. in Schwinden versinken (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994). KUNK & SCHÖTTLER (1994) schließen darüber hinaus den Bilsteinbach- und Schlagwasser-Abfluss in diese Gruppe mit ein. Eine Zuordnung zu einem hydrochemischen Typ ist aufgrund der geringen Konzentrationen nicht möglich (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994).

Wässer des Ca-HCO_3 -Typs bilden die Gruppe 2: KOCH et al. (1974) ordnen die Quellwässer im Süden, Südosten und Norden des Karstgrundwasserleiters dieser Gruppe zu. KUNK & SCHÖTTLER (1994) nennen des Weiteren den Lörmecke-Abstrom und eingeschränkt auch den Wäster-Zustrom. Die Gesamtkonzentration schwanken zwischen 70 – 270 mg/L (Quellen südlich und südöstlich des Massenkalkgebietes) bzw. 560 – 570 mg/L (Quellen nördlich des Massenkalkgebietes). Die Quellwässer im Norden sind infolge des Durchfließens des Massenkalks mit Ca- und HCO_3 -Ionen angereichert, die Chloridionenkonzentrationen sind hingegen nur geringfügig erhöht (bis 39 mg/L). Auffällig sind relativ hohe Sulfationenkonzentrationen, die auf oxidierte Sulfide zurückgeführt werden (79 – 110 mg/L) (KOCH et al. 1974).

Gruppe 3 gehören Wässer des $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typs bzw. Ca-Na-Cl-HCO_3 -Typs an. Hierbei handelt es sich um Quellwässer im Gebiet des Massenkalks bzw. dem Wäster-Abstrom. Die Gesamtkonzentration der Quellwässer beträgt etwa 530 bis 710 mg/L. Charakteristisch sind erhöhte Natrium- und Chloridionenkonzentrationen (Na^+ : 49 – 103 mg/L, Cl^- : 53 – 180 mg/L). Die Wassertemperatur ist ebenfalls erhöht und variiert im Bereich ca. 12 bis zu 16,4°C (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994). Das Wasser der Wäster im Abstrom des Karstgrundwasserleiters wird maßgeblich durch die Quellwässer geprägt. Entsprechend zeigen sich auch hier erhöhte Gesamt-, Natriumionen- und Chloridionenkonzentrationen (Gesamt: 310 – 1.141 mg/L, Na^+ : 34 – 242 mg/L, Cl^- : 36 – 232 mg/L), die infolge äußerer Einflüsse wie Niederschlägen jedoch starken Schwankungen unterliegen (KUNK & SCHÖTTLER 1994). Die Wässer der Gruppe 3 werden durch KOCH et al. (1974) sowie KUNK & SCHÖTTLER (1994) mit dem Fremdwasser, d. h. mit einem Grundwasser aus größerer Tiefe in Verbindung gebracht bzw. mit diesem gleichgesetzt.

BUSCH et al. (2000) führten im ersten Halbjahr 2000 eine flächendeckende Grundwasserbe-
probung im zentralen Bereich des südlichen Massenkalkzuges sowie von Quellen und Fließ-
gewässern durch. Die hierbei beprobten Grundwässer unterteilen sie anhand ihrer Eigenschaf-
ten in flache Karstgrundwässer ($\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Typ) und tiefe Karstgrundwässer bzw. Fremd-
wasser ($\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-Cl}$ -Typ), die im Wesentlichen den Gruppen 2 und 3 von KOCH et al.
(1974) bzw. KUNK & SCHÖTTLER (1994) entsprechen.

2.4. Fremdwasser

Nachfolgend wird der bisherige Kenntnisstand hinsichtlich des Fremdwassers und ein chronologischer Abriss über die Historie dessen Erforschung dargelegt.

Wie bereits in den vorherigen Kapiteln 1.2 und 2.3 erwähnt, beschrieben **KOCH et al. (1974)** erstmals den Zustrom eines allogenen Grundwassers in den Karstgrundwasserleiter, dem sogenannten „Fremdwasser“, dessen Bildungsgebiet außerhalb des direkten Einzugsgebietes des Karstgrundwasserleiters liegt und das den erhöhten Oberflächenabfluss an dessen nördlicher Grenze erklärt. Beeinflussungen der oberirdischen Fließgewässer durch das Fremdwasser sehen KOCH et al. (1974) z. T. in bestimmten Abschnitten des Bilsteinbaches und insbesondere im Bereich der Wäster und Lörmecke, die im Vergleich zum jeweiligen Zustrom dauerhaft erhöhte Abflüsse zeigen.

Die von KOCH et al. (1974) für die Ausstrichfläche des Massenkalks (ca. 10 km²) aufgestellte Wasserbilanz zur Berechnung des Fremdwasserdargebotes, ergab saisonal unterschiedliche Fremdwasserabflüsse aus dem Massenkalk (u. a. 1.090 L/s im November 1970 sowie 491 L/s im September 1971). Diesen Umstand deuteten die Autoren als Hinweis dafür, dass die Entstehung des Fremdwassers an Niederschläge im Herkunftsgebiet gebunden bzw. von diesen abhängig ist. In der Folge variiert der relative Anteil des Fremdwassers am Gesamtabfluss im Jahresverlauf: So wird der Fremdwasserabfluss im Winterhalbjahr durch den Abfluss lokal gebildeten Karstgrundwassers überlagert, dessen Anteil im Laufe des Sommerhalbjahres geringer wird, sodass die Trockenwetterabflüsse im Herbst dem Fremdwasserabfluss bei Trockenwetterbedingungen (ca. 500 L/s bzw. 15,8 Mio. m³/a für 1971) entsprechen. Unter Berücksichtigung der Grundwasserförderung im Bereich des Massenkalks, ergibt sich gemäß KOCH et al. (1974) für das Wasserwirtschaftsjahr (WWJ) 1971 ein mittlerer jährlicher Fremdwasserabstrom von ca. 22 Mio. m³/a. Dieser wird von KOCH et al. (1974) mit dem Mindestgrundwasserdargebot gleichgesetzt.

Nach KOCH et al. (1974) setzt sich das Fremdwasser anteilig aus einer tiefen Grundwasserkomponente zusammen. Diese wird durch erhöhte Natrium- und Chloridionenkonzentrationen (Na⁺: 80 mg/L, Cl⁻: 160 mg/L) sowie erhöhte Wassertemperaturen (nach niederschlagsarmen Zeiten bis 15,5°C) angezeigt. Als eine weitere Komponente benennen die Autoren Grundwasserzuflüsse aus dem den Massenkalk einrahmenden Schiefergebirge, insbesondere aus dem südlich gelegenen Zuflussgebiet, welche über Klüfte und Störungen in den Massenkalk übergehen. Auf Grundlage von ¹⁴C- und ³H-Isotopenuntersuchungen, welche an fünf Quellen im Bereich des Warsteiner Massenkalks durchgeführt wurden (GEYH 1983), leiten KOCH et al. (1974) eine Verweildauer des zu Tage tretenden Grundwassers im Untergrund von ca. 50 bis 100 Jahren ab. Folglich entstammt das Fremdwasser klar abgrenzbaren Niederschlagsgebieten und es findet eine andauernde Zirkulation von der Geländeoberfläche in größere Tiefen statt.

Gemäß KOCH et al. (1974) erlauben die zu beobachtenden Eigenschaften des Fremdwassers zwei Interpretationen bzgl. dessen Genese: Die erste Variante ist, dass das Fremdwasserherkunftsgebiet im Südosten im Bereich des Briloner Massenkalks liegen könnte. Indizien hierfür sind der ähnliche Chemismus des Briloner Karstgrundwassers, gleichfalls erhöhte Wassertemperaturen, ein geringeres Grundwasseralter (ca. 30 bis 50 Jahre) sowie eine vermutete hydraulische Verbindung der Gebiete über SE-NW-streichende Störungen. Alternativ bzw. ergänzend hierzu könnte das Fremdwasser aus dem nördlich gelegenen Hellweg-Gebiet stammen. Örtlich bestehende hydraulische Verbindungen zwischen den dortigen soleführenden

Cenoman-/Turon-Kalksteinen und dem unterlagernden Massenkalk, könnten laut KOCH et al. (1974) die Mineralisation des Warsteiner Fremdwassers erklären. Als zweite Variante der Fremdwassergenese benennen KOCH et al. (1974) das Versinken von Oberflächenwässern im Bereich des Warsteiner Massenkalks und deren Aufsalzung in tieferen Zonen des Massenkalks. Diese Variante bietet hingegen keine Erklärung für die erhöhten oberirdischen Abflüsse aus dem Massenkalk.

Die nachfolgende Arbeit von **KOCH & MICHEL (1979)** bestätigt bzw. aktualisiert die in KOCH et al. (1974) getätigten Aussagen bezüglich des Fremdwassers. Eine präzisierte Beschreibung findet hinsichtlich des hydrologischen Zyklus im Laufe eines WWJ statt: Das Fremdwasser wird hier als ein auch in Trockenzeiten nicht versiegender base-flow sowie als älteres Karstgrundwasser beschrieben, welches in Zeiten erhöhter Niederschläge durch ein im Warsteiner Raum gebildetes junges Karstgrundwasser mit geringer Verweildauer überlagert wird. Diese Überlagerung nimmt im Laufe des Frühjahrs und Sommers zunehmend ab, bis im Spätsommer und Herbst ein alleiniger Abfluss des älteren Karstgrundwassers, dem Fremdwasser, stattfindet. Im Winter erfolgt schließlich die Wiederauffüllung des leergelaufenen Karstkörpers durch junges Karstgrundwasser. Hinsichtlich der Fremdwasserherkunft wird die von KOCH et al. (1974) erstgenannte Hypothese dahingehend konkretisiert, dass das Einzugsgebiet der Süßwasserkomponente des Fremdwassers im Süden des Warsteiner Massenkalks liegt, welche in der Folge durch Salzwasserzuflüsse aus dem Norden aufgesalzen wird. KOCH & MICHEL (1979) vertreten somit die damalige Lehrmeinung, dass salzhaltige Wässer entlang von Störungen aus dem nördlich gelegenen Münsterländer Becken in das Schiefergebirge, z. B. nach Belecke und Warstein, eindringen (FRICKE 1961, 1967, CARLÉ 1975). Als potenzielle Wegsamkeiten des Fremdwassers aus Richtung des Briloner Massenkalks ergänzen KOCH & MICHEL (1979) die Tiefenverbreitung von grundwasserleitenden Karbonatgesteinen. Darüber hinaus geben die Autoren eine Grundwasserverweildauer im Warsteiner Raum von 50 bis 80 Jahren an (KOCH & MICHEL 1979).

Die Diplomarbeit von **KUNK & SCHÖTTLER (1994)** ist seit KOCH et al. (1974) die erste Forschungsarbeit, in deren Rahmen umfangreiche Oberflächenabflussmessungen durchgeführt wurden, und stellte bis zum Zeitpunkt der vorliegenden Untersuchung die umfassendste Datengrundlage des oberirdischen Abflusses für das Untersuchungsgebiet dar. Entsprechend wurde diese auch für nachfolgende Wasserbilanzuntersuchungen herangezogen (u. a. BUSCH et al. 2000, RÜDE & NAURATH 2012). Die Arbeit baut auf die Forschungsergebnisse von KOCH et al. (1974) mit dem Ziel auf, die damaligen Untersuchungen zu erweitern und zu präzisieren. Zu diesem Zweck wurden ausgewählte Quellen sowie die den Massenkalk durchquerenden oberirdischen Fließgewässer im Zu- und Abstrom im Laufe eines hydrologischen Abflussjahres (konkret: März 1991 bis März 1992) im 14-tägigen Intervall beprobt und analysiert. Die hydrochemischen Untersuchungen wurden mit zeitgleichen Messungen des oberirdischen Abflusses kombiniert, um eine Abflussbilanz aufstellen und den base-flow des Karstgrundwasserleiters quantifizieren zu können. Durch die Verbindung der beiden Ansätze sollte geprüft werden, ob die Ausbildung eines stationären Chemismus beobachtet werden kann, sofern Trockenwetterabflüsse vorliegen. Im Unterscheid zur Untersuchung von KOCH et al. (1974) wurde im Rahmen der Wasserbilanzrechnung zur Ermittlung des versickernden Niederschlagsvolumens die Fläche des gesamten Karstgrundwasserleiters (ca. 18,2 km², Abgrenzung gemäß VON KAMP 1984) angesetzt und nicht wie bei KOCH et al. (1974) ausschließlich die Massenkalkfläche (ca. 10 km²) (KUNK & SCHÖTTLER 1994).

Als Ergebnis der Untersuchung ermittelten KUNK & SCHÖTTLER (1994) einen Überschuss des oberirdischen Abflusses an der nördlichen, unterstromigen Karstgrundwasserleitergrenze von knapp 17 Mio. m³/a, den sie auf den unterirdischen Fremdwasserzustrom zurückführen. Auf Grundlage einer Trockenwetterfalllinie für den Gesamtabfluss leiteten die Autoren einen baseflow von ca. 425 L/s (ca. 13,4 Mio. m³/a) her, der nahezu ausschließlich dem Fremdwasser entspricht. Ergänzt durch die lokale Grundwasserförderung, ergibt sich hieraus ein Mindestgrundwasserdargebot von ca. 18,8 Mio. m³/a für den Karstgrundwasserleiter im Untersuchungszeitraum. Das ermittelte Mindestgrundwasserdargebot ist somit etwa 15 % geringer als der von KOCH et al. (1974) genannte Wert von ca. 22 Mio. m³/a.

Der von KOCH & MICHEL (1979) beschriebene hydrologische Zyklus im Laufe eines WWJ kann durch die Arbeit von KUNK & SCHÖTTLER (1994) bestätigt werden. Auch sie beobachteten, dass der oberirdische Abfluss aus dem Massenkalk im Spätsommer nahezu ausschließlich aus Fremdwasser besteht. Der Extremfall, dass der Abfluss vollständig dem Fremdwasser entspricht, konnte im Rahmen der Untersuchung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) nicht beobachtet werden, da ganzjährig oberirdische Zuflüsse aus dem südlichen Zustromgebiet im Massenkalk versanken.

Die im Zuge der hydrochemischen Untersuchung beprobten Wässer teilen KUNK & SCHÖTTLER (1994) mit geringfügigen Änderungen im Vergleich zu KOCH et al. (1974) in drei Gruppen ein (siehe vorheriges Kapitel 2.3). Darüber hinaus bestätigen die Autoren, dass erhöhte Natrium- und Chloridionenkonzentrationen sowie erhöhte Wassertemperaturen typische Eigenschaften des Fremdwassers darstellen. Die oberirdischen Abflüsse aus dem Karstgrundwasserleiter stellen hydrochemisch betrachtet ein vermittelndes Glied zwischen den hauptsächlich gering mineralisierten oberirdischen Zuflüssen aus dem südlichen Zustromgebiet und den Quellen dar, welche durch junges, lokal gebildetes Karstgrundwasser und älteres Fremdwasser gespeist werden. Beeinflussungen der oberirdischen Fließgewässer durch das Fremdwasser beobachten KUNK & SCHÖTTLER (1994) insbesondere im Bereich der Lörmecke und der Wäster, wohingegen die randlichen Gewässer Bilsteinbach und Schlagwasser lediglich geringfügig erhöhte Konzentrationen und unauffällige Natrium- und Chloridgehalte zeigen. Die hydrochemischen Eigenschaften des Wäster-Abflusses sind, als Hauptabfluss des Karstgrundwasserleiters, ganzjährig mit denen der Quellen vergleichbar. Die Quellen zeigen für Karstgrundwasserleiter untypisch hohe Natrium- und Chloridionenkonzentrationen, sodass KUNK & SCHÖTTLER (1994) hieraus eine deutliche Beeinflussung durch Fremdwasser ableiten, die saisonal und in Abhängigkeit von der topographischen Lage der Quelle variiert. Darüber hinaus weisen KUNK & SCHÖTTLER (1994) anhand der erhobenen hydrochemischen Daten eine Schichtung des Grundwassers im Massenkalk nach, bei der das jüngere, lokal aus Niederschlägen und Versinkungen oberirdischer Zuflüsse gebildete, gering mineralisierte Karstgrundwasser dem älteren, höher mineralisierten Fremdwasser-geprägten Karstgrundwasser aufliegt.

Hinsichtlich potenzieller Herkunftsgebiete des Fremdwassers äußern KUNK & SCHÖTTLER (1994) keine neuen Hypothesen. Sie weisen auf Grundlage der ganzjährig erhöhten Wassertemperaturen darauf hin, dass das Fremdwasser aus größerer Tiefe stammen muss.

Im Rahmen der Diplomarbeit von **KAPPEN (2000)** wurde u. a. eine Wasserbilanz für den Monat Februar 2000 für das Teilgebiet zwischen Wäster und Lörmecke auf Grundlage eigener Abflussmessungen aufgestellt (sieben Messstellen, jeweils fünf Messungen im wöchentlichen Intervall). Diese ergaben einen Abflussüberschuss von 0,58 Mio. m³. KAPPEN (2000) merkt in seiner Arbeit an, dass nachgewiesene Aufstiege von Fremdwasser im Karstgrundwasserleiter

stets im Bereich von Überschiebungen bzw. im Wäster-Tal liegen. Auf Grundlage einer Zeitreihenanalyse der am Lörmecke-Quellstollen gemessenen Parameter Chloridgehalt (als charakteristischer Parameter des Fremdwassers) und Gesamtschüttung sowie des Niederschlags an der Messstation Warstein für die Jahre 1970 bis 2000, vermutet KAPPEN (2000), dass es sich im Hinblick auf das Fremdwasser um ein druckgesteuertes System handelt. Da Anstiege des Niederschlags in der Zeitreihe mit parallelen bzw. zeitlich versetzten Anstiegen der Gesamtschüttung und Chloridgehalte einhergehen, folgert KAPPEN (2000) entsprechend, dass zunehmende Niederschläge den Druck auf das Fremdwasser erhöhen und dies wiederum in einem verstärkten Fremdwasseraufstieg und -ausfluss resultiert. Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtungen sieht KAPPEN (2000) in einer nicht nachgewiesenen Verbindung des Warsteiner Massenkalks mit dem höher gelegenen Briloner Massenkalk und in der Annahme eines Tiefenkarsts in diesen Bereichen. Ein weiteres Argument für diesen Ansatz bestünde darüber hinaus darin, dass im Briloner Bereich ein, u. a. durch PAHLEVAN (1994) und LEICHTLE (1994) beschriebenes, Oberflächenabflussdefizit besteht, sodass ein nennenswerter unterirdischer Grundwasserabstrom aus dem Briloner Massenkalk heraus stattfinden muss. Als Erklärung für die erhöhten Natrium- und Chloridionenkonzentrationen des Fremdwassers führt KAPPEN (2000) die Mischung mit eingeschlossenen marinen Wässern (z. B. aus der Kreidetransgression) oder die Diffusion salzhaltiger Wässer aus nördlicher Richtung (Münsterländer Becken) an.

Im Zuge eines unveröffentlichten Gutachtens für ein Warsteiner Steinbruchunternehmen führten **BUSCH et al. (2000)** im ersten Halbjahr 2000 umfangreiche Untersuchungen, u. a. zur lokalen Wasserbilanz, den hydrochemischen (siehe Kapitel 2.3) und hydraulischen Verhältnissen sowie zum Grundwasseralter, durch, deren Ergebnisse parallel in **BUSCH & EWALD (2000)** zusammengefasst und publiziert wurden. Im Rahmen des Gutachtens entwickelten die Autor*innen eine angepasste und Neubewertete Fassung der ursprünglichen Wasserbilanz von KUNK & SCHÖTTLER (1994) für den Zeitraum März 1991 bis März 1992. Unterschiede bestehen in der Methodik zur Berechnung der Verdunstung sowie insbesondere darin, dass BUSCH et al. (2000) den Oberflächenabfluss aus dem Karstgrundwasserleiter heraus um die Einleitung der Kläranlage Warstein korrigieren, die durch die Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) miterfasst, damals jedoch nicht korrigiert wurde. In der Konsequenz ergibt sich ein korrigiertes Fremdwasservolumen von ca. 13,1 Mio. m³/a (KUNK & SCHÖTTLER (1994): ca. 16,7 Mio. m³/a). Eine Sensibilitätsanalyse der einzelnen Wasserbilanzglieder zeigt, dass Unterschiede zwischen den zum damaligen Zeitpunkt durchgeführten Wasserbilanzen (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994, BUSCH et al. 2000) wesentlich auf unterschiedliche Herangehensweisen bei der Ermittlung der Verdunstung beruhen (BUSCH et al. 2000).

Wie bereits bei KAPPEN (2000) angeführt (der Projektmitarbeiter im Rahmen des Gutachtens von BUSCH et al. (2000) war), betonen die Autor*innen, dass alle Aufschlüsse und Quellbereiche, an denen Fremdwasser zu Tage tritt, an tektonische Elemente gebunden sind und demnach kein flächenhafter Fremdwasserzutritt in den Massenkalk stattfindet. Mithilfe von Tiefenlotungen der Parameter Temperatur und Leitfähigkeit in Grundwassermessstellen und Bohrungen konnte an einzelnen Standorten im Bereich des Wäster- und des Rangetals eine Unterscheidung von flachen und tiefen Karstgrundwasser mit zunehmender Tiefe vorgenommen werden. Somit wird die bereits von KUNK & SCHÖTTLER (1994) beschriebene Schichtung des Grundwassers im Massenkalk anhand der von BUSCH et al. (2000) durchgeführten Tiefenlotungen bestätigt.

Darüber hinaus führten BUSCH et al. (2000) Untersuchungen zur Isotopie (^3H , ^{18}O , ^2H) und ausgewählten FCKW an vier Probenstandorten entlang des Grundwasserfließsystems (Wäschebach, Range-Quelle, Bohrung im südlichen Massenkalkzug, Hillenberg-Quelle II) durch. Diese ergaben, dass es sich bei den beprobten Wässern um rezente, meteorische Wässer mit einer Verweilzeit von ca. 5 Jahren handelt. Eine alternative Deutungsmöglichkeit ist, dass es sich um die Mischung zweier verschieden alter Grundwässer handeln, bei der die ältere Tritium- und FCKW-freie Komponente eine Verweilzeit >40 bis 50 Jahre aufweisen würde. Hierbei ist anzumerken, dass die Probenahme im Mai erfolgte und im Vorfeld der Probenahme keine längere Trockenphase bestand. Des Weiteren ist in BUSCH et al. (2000) eine vertiefte Zeitreihenanalyse (inklusive Fourier-Analyse) der Lörmecke-Quelldaten analog zu KAPPEN (2000) enthalten, die eine hohe zeitliche Korrelation der Parameter Niederschlag, Quellschüttung und Chloridgehalt aufzeigt (BUSCH & EWALD 2000).

Auf diesen Untersuchungsergebnissen aufbauend, entwickelten BUSCH et al. (2000) ein Modell zur Fremdwasserherkunft, demzufolge das Fremdwasser aus dem Briloner Raum stammt und dem Warsteiner Massenkalk über tiefgreifende Verkarstungsstrukturen (Verkarstungsformen sind in Brilon bis 900 m Tiefe bekannt) und direkte, bislang unbekannte hydraulische Verbindungen (z. B. das Altenbürener Störungssystem) mit einer Versenkungstiefe von mind. 200 m zufließt, sodass eine „kaskadenartige Entwässerung“ des Briloner Massenkalks vorliegt (BUSCH et al. 2000, BUSCH & EWALD 2000). Als Argumente für das Modell führen BUSCH et al. (2000) insbesondere das für den dortigen Karstgrundwasserleiter bekannte Defizit des oberirdischen Abflusses sowie den vorhandenen hydraulischen Gradienten an.

Anhand einer Mischungsberechnung postulieren BUSCH et al. (2000), dass, bei bekannten Chloridionenkonzentrationen von ca. 160 mg/L für das Warsteiner Quellwasser und ca. 15 mg/L für das flache, lokal gebildete Karstgrundwasser, das Fremdwasser über eine Chloridionenkonzentration von etwa 180 mg/L verfügen muss, sofern dieses einen Anteil an der Quellschüttung von ca. 90-95 % besitzt (80-90 % gemäß BUSCH & EWALD 2000). Entsprechend sind diesem Modell zufolge keine hochkonzentrierten Solen an der Fremdwassergeneese beteiligt. Potenzielle Ursprünge für die Aufsalzung des Fremdwassers sehen BUSCH et al. (2000) in der Mischung mit im Karstkörper eingeschlossenen Meerwasserrückständen bzw. Austauschprozessen mit Solen des Münsterländer Beckens.

Als Konsequenz aus dieser Modellvorstellung beschreiben BUSCH et al. (2000) einen hydrologischen Zyklus im Verlauf eines WWJ, der dem zuvor durch KOCH & MICHEL (1979) sowie KUNK & SCHÖTTLER (1994) beschriebenen diametral entgegensteht: So kommt es aufgrund der angenommenen direkten hydraulischen Verbindung zwischen Warstein und Brilon in den Wintermonaten zu einem verstärkten Fremdwasserausfluss in den Quellbereichen (95 % Fremdwasser, 5 % flaches Karstgrundwasser), da durch die erhöhten Niederschläge der hydraulische Gradient zunimmt. Im Sommer und Spätsommer, bei verringerten Niederschlägen, verkleinert der hydraulische Gradient sich wieder und es kommt entsprechend zu geringeren Fremdwasseranteilen am Quellwasser bei größerer Zumischung flachen Karstgrundwassers (90 % Fremdwasser, 10 % flaches Karstgrundwasser).

Im Zusammenhang mit einem geplanten Geothermieprojekt im Gebiet der Stadt Warstein wurden ab 2007 mehrere Abschlussarbeiten hinsichtlich des hydrogeologischen Systems in Warstein durchgeführt. Im Hinblick auf die Fremdwasserthematik sind insbesondere die Diplomarbeiten von **BUCKERMANN (2007)** und **KÜPER (2007)** zu nennen. BUCKERMANN (2007) berechnete mithilfe eines GIS eine flächendifferenzierte Grundwasserneubildung für das Warsteiner

Gebiet von ca. 7,5 Mio. m³/a. Die Berechnung erfolgte hierbei hingegen für ein Betrachtungsgebiet, das neben der Ausstrichfläche des Karstgrundwasserleiters nach VON KAMP (1984) auch die oberdevonischen Schichten im Westen und Norden miteinschließt und folglich eine größere Fläche von ca. 31,3 km² umfasst. KÜPER (2007) übernahm den von BUCKERMANN (2007) für das größere Betrachtungsgebiet berechneten Wert der Grundwasserneubildung und errechnete mithilfe der Oberflächenabflussdaten von KUNK & SCHÖTTLER (1994) ein Fremdwasservolumen von ca. 17,5 Mio. m³/a. Im Gegensatz zu BUSCH et al. (2000), führte KÜPER (2007) jedoch keine Korrektur der Kläranlageneinleitungen vor.

Der Abschlussbericht zum F&E-Vorhaben „Mitteltiefe Hydrogeothermie für Warstein“ von RÜDE & NAURATH (2012) greift das von BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007) gewählte Betrachtungsgebiet zur Berechnung der Grundwasserneubildung erneut auf. Gemäß den Autor*innen kann das größere Betrachtungsgebiet von 31,3 km² aufgrund seiner wannenartigen Topographie mit dem oberirdischen Einzugsgebiet des Karstgrundwasserleiters gleichgesetzt werden, da Niederschläge, die in den zuvor unberücksichtigten Randbereichen auf gering leitende oberdevonische Gesteine (überwiegend Styliolinen-Schichten) fallen, diesem oberirdisch bzw. über Klüfte und Störungen zufließen würden. RÜDE & NAURATH (2012) kritisieren hingegen, dass die Wahl falscher Eingangsgrößen sowie die fehlerhafte Umsetzung der GIS-Berechnungen bei BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007) zu einer zu geringen Grundwasserneubildung geführt hätten. Daher wiederholten und korrigierten RÜDE & NAURATH (2012) im Zuge ihrer Arbeit die GIS-gestützte Berechnung der Grundwasserneubildung. Zur Ermittlung des Fremdwasservolumens wurden erneut die Daten des oberirdischen Abflusses von KUNK & SCHÖTTLER (1994), unter Berücksichtigung und Korrektur der Kläranlageneinleitungen, herangezogen.

In Folge der Neubewertung des oberirdischen Einzugsgebietes des Karstgrundwasserleiters ermittelten RÜDE & NAURATH (2012) mit 5,75 Mio. m³/a ein im Vergleich zu den bisherigen Wasserbilanzen wesentlich geringeres Fremdwasservolumen (12 % der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten des Karstgrundwasserleiters). Um eine Vergleichbarkeit zu den vorherigen Untersuchungen zu ermöglichen, wurde die Wasserbilanzierung ebenfalls für ein Einzugsgebiet von 18,5 km² durchgeführt: Dies ergab ein Fremdwasservolumen von ca. 12,2 Mio. m³/a. Die geringe Abweichung um knapp 1 Mio. m³/a im Vergleich zu BUSCH et al. (2000) ist erneut auf die gewählte Methode zur Ermittlung der Verdunstung zurückzuführen.

Im Hinblick auf die Genese und die Herkunft des Fremdwassers wird das von BUSCH et al. (2000) entwickelte Modell, dass das Fremdwasser aus dem Briloner Raum stammt, von RÜDE & NAURATH (2012) als nicht plausibel erachtet. Als Gründe hierfür führen die Autor*innen u. a. an, dass das Altenbürener Störungssystem, welches von BUSCH et al. (2000) als potenzielle hydraulische Wegsamkeit genannt wird, gemäß der tektonischen Übersichtkarte von VON KAMP (1998) bereits am Scharfenberger Sattel endet. In CLAUSEN (1990) beschriebene geoelektrische Sondierungen zeigen des Weiteren, dass keine Verbindung des Warsteiner Sattels mit dem Scharfenberger Sattel besteht. Zusätzlich halten RÜDE & NAURATH (2012) die Aussage von BUSCH et al. (2000), dass der Fremdwasseranteil an der Quellschüttung ca. 90 % beträgt, aufgrund dessen, dass bisherige Wasserbilanzen lediglich Fremdwasseranteile von maximal 30 % am Gesamtabfluss aus dem Karstgrundwasserleiter ergeben hätten, für unrealistisch.

Tabelle 4: Übersicht über die bisher im Untersuchungsgebiet durchgeführten Wasserbilanzen

	KOCH et al. (1974) ⁽¹⁾	KUNK & SCHÖTTLER (1994)	BUSCH et al. (2000) / BUSCH & E- WALD (2000)	BUCKERMANN (2007) / KÜ- PER (2007)	RÜDE & NAURATH (2012)	
Fläche des Bilanzgebie- tes [km²]	10	18,2	18,2	31,3	18,5	31,3
Zuflusskomponenten						
Oberird. Zufluss im Süden [Mio. m³/a]	10,4	29,4	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾
Oberird. Zufluss im Bilanzgebiet (Gesamtab- fluss = GWN + Direktab- fluss) [Mio. m³/a]	3,7	8,0	9,1	7,5	10,0	16,5
Summe Zuflusskom- ponenten [Mio. m³/a]	14,1	37,4	38,5	36,9	39,4	45,9
Abflusskomponenten						
Oberird. Abfluss im Norden [Mio. m³/a]	30,2	48,9	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾
Grundwas- serentnahme [Mio. m³/a]	6,1	5,4	5,5	5,5 ⁽³⁾	5,5 ⁽³⁾	5,5 ⁽³⁾
Einleitung der Kläranlage [Mio. m³/a]	-	-	-2,8	-	-2,8	-2,8
Summe Abflusskom- ponenten [Mio. m³/a]	36,3	54,3	51,6	54,4	51,6	51,6
Fremdwasser						
Differenz Abfluss- komp. – Zuflusskomp. = Fremdwas- ser [Mio. m³/a]	22,2	16,9	13,1	17,5	12,2	5,7
Anteil Fremdwas- ser an Summe Abflusskom- ponenten [%]	61,2	31,1	25,4	32,2	23,6	11,0

⁽¹⁾Mittelwerte aus 5 Datenpunkten (Nov. 1970, Jan. 1971, Mai 1971, Juli 1971, Sept. 1971)⁽²⁾Daten von KUNK & SCHÖTTLER (1994)⁽³⁾Daten aus BUSCH et al. (2000)

Gemäß RÜDE & NAURATH (2012) setzt sich das Fremdwasser im Warsteiner Raum aus zwei Komponenten zusammen: Eine hoch mineralisierte Komponente (etwa 33 % des Fremdwasservolumens, d. h. 1,9 Mio. m³/a) strömt dem Karstgrundwasserleiter aus nördlicher Richtung über eine von den Autor*innen angenommene Verbindung zwischen dem Belecker und dem Warsteiner Sattel zu. Da im Belecker Raum solehaltige Wässer bekannt und nachgewiesen sind (Kaiser-Heinrich-Brunnen mit ca. 3.240 mg/L Chlorid, Drewer Steinbruchsee mit ca. 1.790 mg/L Chlorid (FRICKE 1967)), kann hierin eine Erklärung der in Warstein beobachteten Chloridgehalte gesehen werden. Eine zweite Komponente (etwa 67 % des Fremdwasservolumens, d. h. 3,85 Mio. m³/a) stammt aus dem südlich gelegenen Rheinischen Schiefergebirge und strömt dem Massenkalk großflächig über die Gesteinsmatrix zu (bei einer angenommenen Gebirgsdurchlässigkeit des angrenzenden Schiefergebirges von ca. $7 \cdot 10^{-7}$ m/s). Die beiden Fremdwasserkomponenten treffen in unbekannter Tiefe auf das flache, lokal gebildete Karstgrundwasser und steigen entlang von Störungen auf, um als Mischwasser an den Warsteiner Quellen auszutreten. Eine Bilanzierung und Mischungsberechnung der einzelnen Komponenten ergab, dass die aus Süden zuströmende Fremdwasserkomponente unter der Annahme, dass die Chloridionenkonzentration der nördlichen Fremdwasserkomponente ca. 3.300 mg/L, die des flachen Karstgrundwassers ca. 15 mg/L und die des Quellwassers ca. 160 mg/L beträgt, eine Chloridionenkonzentration von etwa 180 mg/L haben muss. Zusammengenommen haben beide Fremdwasserkomponenten eine Chloridionenkonzentration von ca. 1.210 mg/L (RÜDE & NAURATH 2012).

Im Rahmen der Masterarbeit von **SCHAUERTE (2012)** wurden u. a. Untersuchungen hinsichtlich der Abflussdynamik der Lörmecke angestellt. Hierzu wurden kontinuierliche Abflussganglinien mithilfe von W-Q-Beziehungen für insgesamt zwei Pegelmessstellen, eine oberstromig und eine unterstromig des Massenkalks, für den Zeitraum Juli 2011 bis Juni 2012 aufgestellt und ausgewertet. Eine Kartierung des Lörmecketals und die Erstellung eines Leitfähigkeitsprofils entlang der Fließstrecke zwischen den beiden Pegelmessstellen (Anstieg der Leitfähigkeit im Fließgewässer von ca. 90 µS/cm auf ca. 560 µS/cm am Stichtag 17.04.2012), ermöglichte darüber hinaus die Identifizierung von Zonen mit Wasserversinkungen sowie von Quellzonen, in denen höher mineralisiertes Fremdwasser austritt. Eine Wasserbilanzierung unter Berücksichtigung der Grundwasserförderung am Lörmecke-Quellstollen ergab für den Untersuchungszeitraum einen auf das Fremdwasser zurückzuführenden Überschuss von ca. 4,36 Mio. m³/a.

In Tabelle 4 ist eine zusammenfassende Übersicht über die bisher für den Gesamtbereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters durchgeführten Wasserbilanzen zur Berechnung des Fremdwasservolumens dargestellt.

2.5. Ressourcennutzung und Trinkwassergewinnung

Die **Grundwasserentnahme zur öffentlichen Trinkwasserversorgung** im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters erfolgt an drei Standorten: An der Hillenberg-Quelle II (inkl. Hillenberg-Bohrung), dem Lörmecke-Quellstollen sowie der Bullerteich-Quelle (Stadt Warstein 2023).

Die Hillenberg-Quelle II liegt am östlichen Wästerufer und ist die höchste und am südlichsten gelegene Karstquelle im Bereich des Wästertals (KOCH & MICHEL 1979). Das dortige Wasserwerk erfasst den Quellwasseraustritt im Bereich einer Querkluft und staut diesen in einem Quellteich künstlich auf. Die Grundwasserförderung selbst erfolgt aus dem Quellteich (BUSCH

et al. 2000). Die mittlere Grundwasserförderung an der Hillenberg-Quelle II betrug in den Jahren 2017 bis 2022 ca. 1,3 Mio. m³/a (Datengrundlage: Stadtwerke Warstein, Stadt Warstein 2023).

Der Lörmecke-Quellstollen befindet sich am östlichen Lörmeckeufer und erfasst das an einer Kluft austretende Karstgrundwasser, welches ursprünglich an den heutzutage nicht mehr existierenden Lörmecke-Quellen ausgetreten ist (KOCH & MICHEL 1979). Der Wassergewinnungsstollen hat eine Länge von 80 m und liegt in einer Tiefe von etwa 8 m im Grenzbereich zwischen Flinz-Schichten und Massenkalk (KOCH & MICHEL 1979, BUSCH et al. 2000). Das Grundwasser wird direkt über einen Seiher aus dem Stollen entnommen bzw. in einem Quellschacht aufgestaut. Überschüssiges Wasser wird über einen Überlauf in die Lörmecke eingeleitet (KOCH & MICHEL 1979, SCHAUERTE 2012). Die mittlere Grundwasserentnahme der Jahre 2013 bis 2021 betrug ca. 3,1 Mio. m³/a (Datengrundlage: Lörmecke Wasserwerk).

Die Bullerteich-Quelle liegt im Wästertal am östlichen Ufer und bildet den tiefsten Punkt der natürlichen Karstentwässerung. Entsprechend stellt der Bullerteich die größte und bedeutendste Quelle des Warsteiner Massenkalks dar. Es handelt sich um einen Quellenteich, dessen Grundquellen z. T. durch horizontale Sickerleitungen und einen Sammelschacht zur Grundwasserentnahme gefasst wurden. Überschüssiges bzw. nicht genutztes Wasser fließt der Wäster über einen Überlauf zu (KOCH & MICHEL 1979). In der Vergangenheit fand eine ausgiebige Grundwasserentnahme aus dem Bullerteich von ca. 8.000 m³/d statt (VON KAMP 1984). Heutzutage dient die durch den Wasserbeschaffungsverband Bullerteich betriebene Bullerteich-Quelle hingegen lediglich als Reservewasserwerk, das im Notfall betrieben werden kann (Westfalenpost 2018).

Neben den genannten Grundwasserentnahmen zur öffentlichen Trinkwasserversorgung finden **weitere Grundwasserentnahmen im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters** durch die Warsteiner Brauerei, die lokalen Steinbruchbetriebe sowie private Nutzer (z.B. über Hausbrunnen) statt (KOCH & MICHEL 1979, GARTISER et al. 2024).

Die Warsteiner Brauerei deckt einen Teil ihres Wasserbedarfs über Grundwasserentnahmen an der Messingquelle, welche sich am Westufer der Wäster am südlichen Warsteiner Ortsrand befindet (KOCH & MICHEL 1979, Warsteiner Brauerei 2014, 2016). Nach Angaben der Brauerei betrug die mittlere Grundwasserentnahme im Zeitraum 2008 bis 2015 ca. 285.000 m³/a (Warsteiner Brauerei 2014, 2016).

Weitere Grundwasserentnahmen zur Brauchwassergewinnung finden in geringem Umfang an zwei Betriebsbrunnen des Steinbruchunternehmens Westkalk statt. Die Entnahmemengen liegen bei max. 175 m³/a (im Zeitraum 2004-2021) bzw. 3.450 m³/a (im Zeitraum 06/2003-12/2007) (GARTISER et al. 2024).

Die wasserrechtlich genehmigten bzw. beantragten Grundwasserentnahmen an privaten Hausbrunnen belaufen sich auf 475 m³/a (Schmidt und Partner 2021).

Neben der Grundwasserentnahme zur Trinkwasser- und Brauchwasserversorgung findet im Gebiet des Warsteiner Sattels ein umfangreicher **Abbau des Warsteiner Massenkalks** statt. Dieser wird aufgrund seiner hohen Reinheit von ca. 97 bis 98 % CaCO₃ in mehreren Steinbrüchen abgebaut und u. a. zur Zementherstellung eingesetzt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Da die Trinkwasserversorgung und die Stein- und Zementindustrie konkurrierende Nutzungsinteressen hinsichtlich des Warsteiner Massenkalks aufweisen, kam es in der Vergangenheit

wiederholt zu Konflikten und gerichtlichen Auseinandersetzungen. Elementare Streitpunkte stellen hierbei die Gefahr der Freilegung der Karstgrundwasseroberfläche durch den Kalksteinabbau und der damit einhergehende verminderte Schutz der Grundwasserressource dar (KOCH & MICHEL 1977, MICHEL 1988). In diesem Zusammenhang kam es 2015 zur Aufhebung des seit 1991 bestehenden Wasserschutzgebietes der zur Trinkwasserversorgung genutzten Hillenberg-Quelle II und des Lörmeckequellstollens durch das Oberverwaltungsgericht NRW (Oberverwaltungsgericht NRW 2018, GARTISER et al. 2024).

Vor diesem Hintergrund laufen derzeit verschiedene Arbeiten, die zum Ziel haben, eine für alle Parteien tragfähige und dauerhafte Lösung für den bestehenden Nutzungskonflikt zu finden. In diesem Kontext wurde im Dezember 2024 ein Basisgutachten zu den Trinkwasserfassungen im Warsteiner Massenkalk von GARTISER et al. fertiggestellt, welches als Grundlage für die angestrebte Neuausweisung eines Wasserschutzgebietes für die oben genannten, zur Trinkwasserversorgung genutzten Quellen dienen soll.

2.6. Eigenschaften der angrenzenden Gebiete

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften der an den Warsteiner Sattel angrenzenden Gebiete (siehe Abbildung 10) beschrieben und erläutert. Insbesondere der derzeitige Kenntnisstand zur Tiefenverbreitung des Warsteiner Massenkalks wird dargestellt.

2.6.1. Belecker Sattel

Der Belecker Sattel, im Norden des Warsteiner Sattels und direkt südlich des Münsterländer Kreidebeckens gelegen, setzt sich aus zwei Teilsätteln zusammen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), welche nach Nordosten unter die Überdeckung des Münsterländer Kreidebeckens abtauchen (GD NRW 2017). Ebenso wie der Warsteiner Sattel kann der Belecker Sattel auf einen devonischen Riffkörper zurückgeführt werden (GD NRW 2017). Dementsprechend bestehen beide Sattelkerne aus Massenkalk, welcher von oberdevonischen Knollenkalkstein überlagert wird. Die Sattelflanken setzen sich aus unterkarbonischen Ton-, Alaun- und Kieselschiefern sowie Kieselkalken (Dieken-, Bromberg-, Hillershausen-, Hardt-, Kahlenberg-Formation) zusammen. Der Aufstieg kieselsäurehaltiger Hydrothermen verursachte eine ausgeprägte Verkieselung des Sattelkerns (CLAUSEN & KOCH 1998).

Im westlichen Teilsattel befindet sich der Kaiser-Heinrich-Brunnen. Hierbei handelt es sich um eine seit mehreren Jahrhunderten bestehende Mineralquelle, an der Natriumchlorid-haltiges Wasser zu Tage tritt. Die Quelle ist seit 938 urkundlich belegt (CLAUSEN & KOCH 1998, GD NRW 2017). Der Aufstieg der Wässer ist an die tektonisch zerrüttete und durch Trennflächen durchtrennte Sattelachse gebunden (CLAUSEN & KOCH 1998).

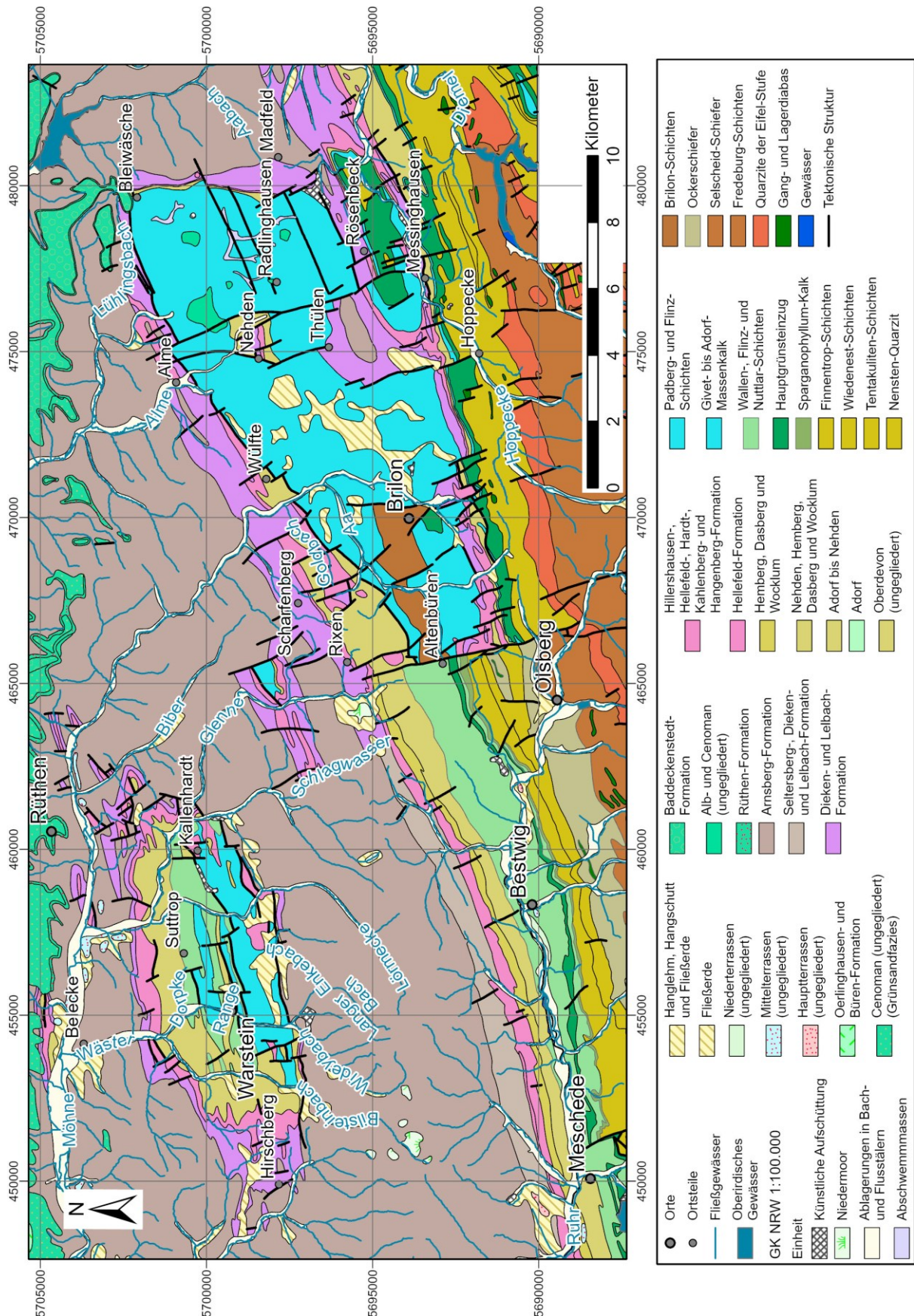


Abbildung 10: Abgedeckte geologische Karte des Warsteiner Sattels und der angrenzenden Gebiete, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022a, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)

Das artesisch austretende Wasser wird als Na-Cl-Wasser typisiert und hat eine Chloridionenkonzentration von etwa 2.800 bis 3.240 mg/L (FRICKE 1967, GROBE & MACHEL 2002) bzw. einen Kochsalzgehalt von 0,5 % (GD NRW 2017). Auffällig ist die vergleichsweise hohe Lithiumionenkonzentration, die im ursprünglichen Kaiser-Heinrich-Brunnen bei 1,7 mg/L lag und in einer 1963 abgeteuften Neubohrung seit Anfang der 2000er etwa 1,3 mg/L beträgt (FRICKE 1967, GROBE & MACHEL 2002, GD NRW 2017). Die Lithiumionenkonzentration im Verhältnis zum Natriumchloridgehalt ist laut dem GD NRW (2017) deutlich höher als bei den Solen des Münsterländer Kreidebeckens bzw. des Weserberglandes. Erhöhte Wassertemperaturen von etwa 13°C weisen auf einen Ursprung des Mineralwassers in größerer Tiefe hin (FRICKE 1967, GROBE & MACHEL 2002, GD NRW 2017).

Im östlichen Teilsattel des Belecker Sattels liegt der Drewer Steinbruch (CLAUSEN & KOCH 1998). Auch hier tritt Natriumchlorid-haltiges Wasser zu Tage, sodass das Wasser des Steinbruchsees eine Chloridionenkonzentration von ca. 1.500 bis 1.800 mg/L aufweist (MICHEL et al. 1998). Die im Vergleich zur Kaiser-Heinrich-Quelle geringere Konzentration kann auf die Verdünnung des Mineralwassers durch oberflächennahes Grundwasser und Niederschläge zurückgeführt werden (FRICKE 1967).

Bezüglich der Herkunft der salzhaltigen Wässer in Belecke bestehen unterschiedliche Ansichten: Während u. a. FRICKE (1961, 1967) sowie CARLÉ (1975) das Belecker Vorkommen in Verbindung mit den nördlich gelegenen Solequellen des Hellweges und des Münsterländer Kreidebeckens sehen („Solewanderung“), bringen MICHEL et al. (1998) die Überlegung auf, dass das Vorkommen an bisher unbekannte Solen in den altpaläozoischen Schichten des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges gebunden ist. Andere Quellorte wie beispielsweise die Sole von Werdohl oder Altena seien hierfür Indizien (MICHEL et al. 1998). Diese Ansicht wird auch vom GD NRW (2017) vertreten, da diese einen Solezustrom aus Norden aufgrund fehlender hydraulischer Gradienten (die Solequellen des Hellweges liegen bei ca. 70 bis 100 m ü. NHN, die Kaiser-Heinrich-Quelle bei 256 m ü. NHN) für nicht plausibel erachten.

2.6.2. Möhne Mulde

Die Möhne Mulde befindet sich zwischen dem Warsteiner und dem Belecker Sattel und setzt sich überwiegend aus der oberkarbonischen Arnberg-Formation zusammen. Die Gesteinseinheiten sind teilweise intensiv spezialgefaltet und überkippt gelagert (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Durch eine etwa Nord-Süd-verlaufende Deltaachsenkulmination kann die Möhne Mulde in zwei sich unterscheidende Abschnitte unterteilt werden: Der Abschnitt westlich der Kulmination zeichnet sich durch einen gleichmäßig nach Süden einfallenden Muldennordflügel und einen daran anschließenden stark spezialgefalteten Muldensüdflügel aus. Der östliche Abschnitt ist im Gegensatz dazu aufgrund eines, aus unterkarbonischen Schichten aufgebauten, Sattels zweigeteilt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Im Profilschnitt G-H der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25.000 (siehe Abbildung 8) werden die Flinz-Schichten, die im Bereich des Warsteiner Sattels gemeinsam mit dem Massenkalk den dortigen Karstgrundwasserleiter bilden (VON KAMP 1984), im Bereich der Möhne Mulde als bis zum Belecker Sattel durchgängig und mit dem dortigen Massenkalk in Verbindung stehend dargestellt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Geoelektrische Sondierungen bzw. Tiefensondierungen, die im Frühsommer und Herbst 1980 vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, zur Untersuchung der

Tiefenerstreckung der Warsteiner Karbonatplattform durchgeführt wurden, ergaben keine abschließende Klärung auf die Frage, ob der Belecker und der Warsteiner Massenkalk unterhalb der Möhne Mulde miteinander in Verbindung stehen. Hierzu waren die Aussagetiefen der Sondierungen in diesem Bereich mit maximal 800 m zu gering (CLAUSEN 1990). CLAUSEN (1990) erachtet eine Verbindung der beiden Massenkalkseinheiten jedoch aus paläogeographischen Gründen, die von ihm nicht näher ausgeführt werden, für unwahrscheinlich. Die Sondierungsauswertungen ergeben ein langsames Abtauchen des Warsteiner Massenkalks nach Norden unter die dortigen jüngeren Schichten sowie einen faziellen Übergang des Massenkalks in die Flinz-Schichten (CLAUSEN 1990).

Als Hinweis auf die unklare Tiefenerstreckung der beschriebenen Einheiten im Bereich der Möhne Mulde wurde daher in Abbildung 8 händisch ein „?“ ergänzt.

2.6.3. Westliche Randbereiche

Die westlichen Randbereiche des Warsteiner Sattels tauchen nach Westen zunehmend unter die jüngere Arnsberg-Formation ab (CLAUSEN 1984), sodass ein umlaufendes Streichen beobachtet werden kann, welches beispielhaft am von Nord nach Süd verlaufenden Querriegel der unterkarbonischen Kahlenbergsköpfe im Gelände sichtbar wird (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979). Dieser Bereich wird durch mehrere, an W-E- bzw. NW-SE-streichenden Störungen verschobenen Einzelfalten geprägt. Weiter westlich, im Bereich der Ortschaft Hirschberg, schließt eine spezialgefaltete Mulde an, die überwiegend aus der Arnsberg-Formation aufgebaut ist (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, CLAUSEN 1984).

Im Zuge der 1980 durchgeführten Untersuchung zur Tiefenerstreckung des Warsteiner Massenkalks, wurden an dessen Westrand, im Bereich des Bilsteinfelsens, keine Sondierungen durchgeführt. Daher ist unbekannt, wie weit der Massenkalk, welcher oberflächlich an der Bilsteinstörung endet, im Untergrund nach Westen reicht (CLAUSEN 1990).

2.6.4. Östliche Randbereiche

Gemäß CLAUSEN & LEUTERITZ (1984) wird der Ostrand des Warsteiner Sattels durch die im Tal der Schlagwasser verlaufende Kallenhardt-Esshoff-Störung begrenzt, welche jedoch auf Höhe der Ortschaft Kallenhardt ausläuft und dort nur noch geringe Verwurfsbeträge aufweist. Nordöstlich von Kallenhardt ist die Störung nicht mehr zu beobachten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Kartierungsarbeiten im Kallenhardter Raum zeigten dementsprechend, dass der Warsteiner Massenkalk auch am östlichen Schlagwasserufer anzutreffen ist (CLAUSEN 1990). Eine in der Nähe, am Zusammenfluss von Schlagwasser und Glenne, durchgeführte geoelektrische Sondierung ergab hingegen, dass dort bis zu einer Tiefe von 1.500 m kein Massenkalk nachgewiesen werden kann. Hieraus folgert CLAUSEN (1990), dass der Massenkalk am östlichen Rand des Warsteiner Sattels sehr schnell, an mehreren Parallelsprüngen, staffelartig absinkt.

Im Nordosten des Warsteiner Sattels, etwa 2 km vom oberirdischen Massenkalkausbiss entfernt und zwischen dem Biber- und dem Glennetal gelegen, befinden sich kleinere Sattelstrukturen (Kallenhardter Berg, Eulenspiegel, Kruhberg), die im Kern aus oberdevonischen Knollenkalkstein („Cephalopodenkalk“) bestehen. Da Unklarheit bestand, ob der Knollenkalkstein

von Massenkalk unterlagert wird, wurde am Kruhberg eine geoelektrische Sondierung durchgeführt, bei der in etwa 180 m Tiefe hochohmige Gesteine angetroffen wurden, die in der Folge als Massenkalk interpretiert wurden. Somit reicht der Massenkalk im Nordosten des Warsteiner Sattels im tieferen Untergrund bis zum Bibertal. Für das Gebiet östlich des Bibertals konnten mithilfe der geoelektrischen Sondierungen aufgrund der mächtigen Arnsberg-Formation keine Aussagen zur Tiefenverbreitung des Massenkalks getätigt werden (CLAUSEN 1990).

Hinsichtlich der linearen Erstreckung des Altenbürener Lineaments (auch: Altenbürener Störung), welches den Briloner Massenkalk an dessen Westrand begrenzt und dass von BUSCH et al. (2000) als potenzielle Wegsamkeit im Modell des Fremdwasserzustroms aus dem Briloner Raum angesehen wird, existieren unterschiedliche Ansichten: Während CLAUSEN & LEUTERITZ im Jahr 1979 ausführten, dass eine Störung am Ostrand des Warsteiner Sattels nach damaligen Stand nicht nachgewiesen werden konnte, gaben die Autoren bereits 1984 an, dass die zuvor genannte, im Schlagwassertal verlaufende Kallenhardt-Esshoff-Störung dem westlichen Teilstück der Altenbürener Störung entspricht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, 1984). Dies wird von CLAUSEN (1990) entsprechend wiederholt. Auch in der Geologischen Übersichtskarte der Brilon-Warsteiner Riffkarbonate von BRINCKMANN et al. (1989) wird die Altenbürener Störung und deren Westast dargestellt. Die Darstellung erfolgt jedoch zwischen dem Scharfenberger Sattel und dem Ostrand des Warsteiner Sattels nur andeutungsweise in gestrichelter Form. Offensichtlich wird dieser Verlauf von den Autoren vermutet, ist jedoch nicht ausreichend belegt. Gleiches gilt für die Hydrogeologische Karte 1 : 50.000, Blatt Büren, von HELLWEG et al. (2008). Wie von RÜDE & NAURATH (2012) angemerkt und in Kapitel 2.4 beschrieben, wird der Westast der Altenbürener Störung in der neueren Geologischen Karte 1 : 100.000, Blatt Arnsberg, und der zugehörigen tektonischen Übersichtskarte von VON KAMP (1998) hingegen nicht dargestellt. Hier verläuft die Störung lediglich zwischen dem Briloner und dem Scharfenberger Sattel. Ebenso wird in der Tektonischen Karte von OESTERREICH & WREDE (2017) keine Störung zwischen dem Scharfenberger und dem Warsteiner Sattel abgebildet. Stattdessen verläuft das Altenbürener Lineament hier weit östlich des Warsteiner Sattels.

2.6.5. Nuttларer Mulde

Südlich des Warsteiner Sattels schließt der vorwiegend nach Südosten einfallende Nordflügel der spezialgefalteten Nuttларer Mulde (auch: Nuttларer Hauptmulde) an. Diese besteht wesentlich aus der Arnsberg-Formation (siehe Abbildung 8) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, 1984). Der weiter südlich im Ruhrtal ausstreichende Südflügel der Nuttларer Mulde besteht darüber hinaus aus mittel- bis oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinseinheiten (u. a. Flinz-Schichten, Hellefeld-Formation (Hellefeld-Kalk), Hillershausen-Formation (Kulm-Kieselkalk)) (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984, VON KAMP 1998, STOPPEL et al. 2006). In östlicher Richtung wird die Nuttларer Mulde durch den Scharfenberger Sattel zweigeteilt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die gemäß CLAUSEN (1990) lange bestehende Annahme, dass sich der Massenkalk südlich der Warsteiner Südrand-Störung im Untergrund weiter fortsetzt, konnte durch die 1980 durchgeführten geoelektrischen Sondierung widerlegt werden. Bis etwa 1 km südlich der südlichen Massenkalkgrenze wurde bis zu einer Tiefe von mindestens 1.000 m kein Massenkalk angetroffen, in etwa 2,7 km Entfernung vom Massenkalkrand sogar bis zu einer Tiefe von 4.000 m nicht. Auch südöstlich von Kallenhardt konnte in etwa 1,5 km Entfernung zum Massenkalkrand kein Massenkalk in der Tiefe nachgewiesen werden (CLAUSEN 1990).

2.6.6. Scharfenberger Sattel

Der Scharfenberger Sattel, welcher zwischen dem Warsteiner und dem Briloner Sattel liegt, stellt einen ehemaligen devonischen Riffkörper dar (GD NRW 2017). Der Kern des Scharfenberger Sattels setzt sich aus Massenkalk zusammen, welcher gegen die nördliche, aus unterkarbonischen Gesteinseinheiten bestehende Sattelflanke aufgeschoben wird (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Der Sattel taucht langsam, verstärkt durch mehrere abschiebende Querstörungen, Richtung Südwesten ab (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). In nordöstliche Richtung wird der Massenkalk durch ein NW-SE streichende Störung begrenzt (HEINKE et al. 1979). Im zentralen Sattelpbereich sind zwei Aufwölbungen unterkarbonische Gesteine anstehend, während im westlichen Bereich Gesteine der Unteren Arnsberger Schichten (Arnsberg-Formation) ausstreichen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Eine detaillierte Beschreibung zur Geologie des Scharfenberger Sattels findet sich in HEINKE et al. (1979).

Auf Grundlage mehrerer geoelektrischer Sondierungen mit einer maximalen Aussagetiefe von etwa 1.500 m konnte 1980 nachgewiesen werden, dass keine Verbindung zwischen dem Warsteiner und dem Scharfenberger Massenkalk besteht und es sich folglich hinsichtlich des Scharfenberger Massenkalks um ein isoliertes Riff handelte (CLAUSEN 1990).

2.6.7. Briloner Massenkalk

Im Südosten des Warsteiner Sattels, südöstlich des Scharfenberger Sattels und der Nuttlarer Mulde gelegen, befindet sich der Briloner Massenkalk (GD NRW 2017). Hierbei handelt es sich um einen massiven Riffkalkkomplex, der im Mittel- bis Oberdevon (Eifel-Stufe bis Adorf-Stufe) im Schelfmeerbereich südöstlich des Old-Red-Kontinents sowohl in Schwelm- als auch in Dorp-Fazies abgelagert wurde und eine Mächtigkeit von über 1.000 m (maximal wahrscheinlich 1.200 m) besitzt (VON KAMP 1998, GD NRW 2017). Er wird überwiegend von karbonischen und oberdevonischen Sedimenten, welche mehrheitlich schiefbrig-sandig ausgeprägt sind, umgeben. Im Westen grenzt der Massenkalk an die faziesäquivalenten Flinz-Schichten, im Süden schließen u. a. mitteldevonische Diabase des Hauptgrünsteinzuges an (KOCH 1984b, VON KAMP 1998). In SW-NE-Richtung besitzt der Briloner Massenkalk eine maximale Länge von ca. 17 km. An seiner breitestenden Stelle ist er nahezu 6 km breit (GD NRW 2017).

Der Briloner Massenkalkkomplex bildet eine etwa SW-NE-streichende, nach Nordosten abtauchende Antiklinalstruktur, den sogenannten Briloner Sattel, welche aus mehreren Einzelsätteln und -mulden (u. a. Almer Sattel, Nehdener Mulde, Thülener Sattel) aufgebaut ist (BÄR 1966, WAHBA 1978, GD NRW 2017). Im Westen wird der Massenkalkkomplex durch das Altenbürener Lineament begrenzt. Im Norden ist er entlang einer Überschiebung auf die karbonischen Schichten aufgeschoben, während er im Osten unter unterkarbonische Gesteine abtaucht (RIBBERT et al. 2006, GD NRW 2017). Der Südrand des Briloner Massenkalks ist, aufgrund mehrerer spezialgefalteter und durch Überschiebungstektonik geprägten Mulden und Sättel (u. a. Rösenbecker Mulde, Messinghäuser Sattel, Grottenberg-Poppenberg-Mulde), tektonisch sehr komplex. Der Briloner Massenkalkkomplex wird intern durch mehrere senkrecht zur Faltenachse liegende Störungen (z. B. Immental-Störung) in einzelne Gebirgsschollen unterteilt. In der Folge konnten im Bereich der Nehdener Mulde inselartig oberdevonische und unterkarbonische Gesteine erhalten bleiben (GD NRW 2017).

Der Briloner Massenkalk ist analog zum Warsteiner Massenkalk intensiv und durchgehend verkarstet, sodass typische karstmorphologische Erscheinungsformen wie Erdfälle und Dolinen, Karstschlotten, Höhlen (u. a. „Malachitdom“), Bachschwinden bzw. Ponore, Kasten- und Trockentäler sowie Kalkkuppen vorzufinden sind (PFEFFER 1984a, RIBBERT et al. 2006, GD NRW 2017). Die bereits kurz nach der Ablagerung des Massenkalks einsetzenden Verkarsungsprozesse dauern mit Unterbrechungen bis heute an (PFEFFER 1984b, RIBBERT et al. 2006). Entsprechend stellt der Briloner Massenkalkkomplex einen regional bedeutsamen Karstgrundwasserleiter und Grundwasserspeicher dar, aus dem Grundwasser für die lokale öffentliche Wasserversorgung durch die Stadtwerke Brilon an drei Tiefbrunnen (Alme I, Alme II, Burhagen) und einer Quelfassung (Moosspringquelle) entnommen wird. Die mittlere jährliche Grundwasserentnahme an diesen Wassergewinnungsanlagen beträgt für die Jahre 2018 bis 2021 etwa 1,0 Mio. m³/a (Datengrundlage: Stadtwerke Brilon).

Der Massenkalk liegt quer zur nach Norden bzw. Nordwesten gerichteten oberirdischen Vorflut (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995). Infolge der Verkarstung findet die Entwässerung vorwiegend unterirdisch statt, sodass es kaum oberirdische Gewässer im Verbreitungsgebiet des Karstgrundwasserleiters gibt (KOCH 1984b, RIBBERT et al. 2006). Oberirdische Fließgewässer, die aus den umgebenden gering leitenden, schiefrigen Gesteinen in das Massenkalkgebiet hineinfließen, versinken nach Überschreiten der Massenkalkgrenze über Bachschwinden im Untergrund (KOCH & VOGEL 1995, GD NRW 2022b). Insbesondere im östlichen sowie im zentralen südlichen Randbereich des Massenkalks sind Bachschwinden gehäuft vorzufinden (KOCH & VOGEL 1995). Das Grundwasser fließt im Gebiet des Karstgrundwasserleiters dem topographischen Gefälle der Briloner Hochebene folgend generell Richtung Norden bis Nordwesten (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995). Hierbei konnten im Zuge von Markierungsversuchen hohe Fließgeschwindigkeiten im Karst von ca. 2.000 bis 2.400 m/d beobachtet werden (KOCH 1984b).

Die Grundwasserneubildung im Bereich des Karstgrundwasserleiters setzt sich primär aus versickernden Niederschlägen sowie den versinkenden oberirdischen Fließgewässern zusammen (KOCH 1984b). Der Karstgrundwasserleiter wird über die am Nordrand des Massenkalks befindlichen Alme- (Almequellenteich) und Moosspringquellen, die sich im Abfluss zur Alme vereinigen, den Möhne-Ursprung sowie untergeordnet über die Lühlingsbach-Quellen entwässert (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995). Die intermittierenden Lühlingsbach-Quellen sind lediglich bei hohen Karstwasserständen wasserführend (RIBBERT et al. 2006). Der künstlich aufgestaute Almequellenteich setzt sich aus 104 Einzelquellen zusammen und stellt das größte Quellengebiet der Region dar (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995).

Das oberirdische Einzugsgebiet des Briloner Massenkalks hat eine Gesamtfläche von ca. 95 km². Ca. 66,9 km² davon entsprechen dem Massenkalk, ca. 28,1 km² den umgebenden schiefrigen Gesteinen im Westen, Süden und Osten (KOCH 1984b). Knapp zwei Drittel des Briloner Gesamteinzugsgebietes, der mittlere und östliche Teil, entsprechen dem Einzugsgebiet der Alme- und Moosspringquellen. Das westliche Teil des Gesamteinzugsgebietes entwässert über die Möhne (KOCH & VOGEL 1995, KOCH 1998).

Bisherige Untersuchungen zur Wasserbilanz des Briloner Karstgrundwasserleiters (u. a. EISERLO & WEICHELT 1989, PAHLEVAN 1994, LEICHTLE 1994) ergaben übereinstimmend, dass ein signifikantes oberirdisches Abflussdefizit an der nördlichen Massenkalkgrenze beobachtet werden kann. Folglich findet ein größerer unterirdischer Grundwasserabstrom aus dem Briloner Massenkalk heraus statt. PAHLEVAN (1994) nimmt an, dass der Anteil des unterirdischen

Abflusses etwa 20 bis 30 % des Jahresniederschlages beträgt. Das ermittelte Grundwasserangebot des Briloner Karstgrundwasserleiters beläuft sich auf etwa 23,7 Mio. m³/a (auf Grundlage von Abflussanalysen ermittelter Mittelwert der WWJ 1988 bis 1992, LEICHTLE 1994).

Analog zum Warsteiner Karstgrundwasserleiter kann auch im Gebiet des Briloner Massenkalks eine Beimischung eines älteren, höher mineralisierten, Natriumchlorid-haltigen und wärmeren Karstgrundwassers aus größerer Tiefe zu dem lokal gebildeten, jüngeren Karstgrundwasser beobachtet werden. Bisherige Untersuchungen zur Hydrochemie der Briloner Karstgrundwässer (u. a. KOCH 1984b, EISERLO & WEICHELT 1989, LEICHTLE 1994) ergaben, dass diese im Allgemeinen nach FURTAK & LANGGUTH (1967) als überwiegend hydrogenkarbonatische, normal erdalkalische Wässer zu typisieren sind, sich jedoch Unterschiede aufgrund verschieden starker Beimischungen des älteren Karstgrundwasser ergeben.

Bereits 1984 entwickelte KOCH hierzu eine hydrogeologische Systemvorstellung, der zufolge ein älteres Karstgrundwasser aus den tieferen Bereichen des Karstaquifers von einem jüngeren, oberflächennahen Karstgrundwasser überlagert wird (KOCH 1984b). Der hieraus resultierende hydrologische Zyklus im Laufe eines WWJ entspricht dem, der von KOCH & MICHEL (1979) bereits für Warstein beschrieben wurde: Im niederschlagsreichen Winter erfolgt die Auffüllung des Karstgrundwasserleiters mit jungen Karstgrundwasser, das in der Folge im Frühjahr und Sommer gemeinsam mit dem älteren Karstgrundwassers ausfließt, wobei der Abflussanteil des jüngeren Karstgrundwassers zunehmend abnimmt (KOCH 1984b). Die Überlagerung der beiden Karstgrundwassertypen resultiert aus den unterschiedlichen Konzentrationen und Dichten der Wässer. Das jüngere Karstgrundwasser übt folglich einen hydrostatischen Druck auf das ältere Karstgrundwasser aus und ermöglicht die ständige Entwässerung desselben aus dem Karstgrundwasserleiter (KOCH 1984b). Dies sowie die Überschichtung und Mischung der verschiedenen Karstgrundwassertypen ist u. a. im Almequellenteich (Cl⁻: bis ca. 150 mg/L) (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995) und den Tiefbrunnen (Cl⁻: bis ca. 90 mg/L am Tiefbrunnen Alme I) (TEPNER 2019) zu beobachten. Erhöhte Chloridionenkonzentration bis ca. 130 mg/L können ebenfalls an der Moosspringquelle nachgewiesen werden (TEPNER 2019). ¹⁴C-Isotopenuntersuchungen ergaben für das ältere Karstgrundwasser eine mittlere Verweilzeit von etwa 30 bis 50 Jahren (GEYH 1983, KOCH 1984b). Dies deutet auf eine Entstehung des älteren Karstgrundwassers im Bereich des Briloner Massenkalks durch das Absinken von Niederschlagswässern in tiefere Karstabschnitte hin, wo es längere Zeit verweilt und eine Beimischung einer externen Sole bisher unbekannten Ursprungs erfährt (KOCH 1984b) bzw. welche über tiefreichende Trennfugen aus der Tiefe aufsteigt (KOCH 1998). Auch EISERLO & WEICHELT (1989) begründen die wechselhaften Natriumchloridkonzentrationen des älteren Karstgrundwassers durch den Zustrom und die Beimischung von externen, salzhaltigem Tiefengrundwasser, dessen Ursprung sie im nördlich gelegenen Münsterländerbecken sehen.

3. Methodische Grundlagen

In diesem Kapitel werden die Grundlagen der in dieser Untersuchung angewandten Methoden beschrieben und erläutert. Hierbei handelt es sich um den Aufbau und Betrieb des Pegelmessnetzes (Kapitel 3.1), die kontinuierliche und diskontinuierliche Messung des Durchflusses (Kapitel 3.2 und 3.3), die verwendeten Methoden der Durchflussganglinienauswertung (Kapitel 3.4) sowie die Entwicklung der Wasserbilanzmodelle zur Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung und des Fremdwasservolumens (Kapitel 3.5).

3.1. Aufbau und Betrieb des Pegelmessnetzes

Um bei der Wasserbilanzberechnung auf eine aktuelle und zeitlich hoch aufgelöste Datengrundlage für den Eingangsparameter des oberirdischen Abflusses zurückgreifen zu können, wurden im Jahr 2019 an den oberirdischen Fließgewässern des Untersuchungsgebietes elf Pegelmessstellen (zehn in Warstein, eine in Brilon) zur kontinuierlichen Messung des Wasserstandes, der Temperatur und z. T. der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit installiert und über den Zeitraum der Wasserwirtschaftsjahre (WWJ) 2020 und 2021 betrieben (gemäß DIN 4049-1 (1992) der Zeitraum vom 01.11. bis zum 31.10. des namensgebenden Folgejahres). Die praktische Umsetzung der kontinuierlichen Datenerhebung, die Konstruktion, Eigenschaften und Positionierung der Pegelmessstellen sowie die z. T. notwendigen Korrekturen der Daten werden in den nachfolgenden Kapiteln erläutert.

3.1.1. Kontinuierliche Wasserstandsmessung mittels Drucksonden

Die kontinuierliche Messung des Wasserstandes an den Pegelstandorten erfolgt durch den Einsatz von Absolutdrucksonden aus der Levelogger-Produktreihe des Herstellers Solinst Canada Ltd. Da diese den Gesamtdruck, bestehend aus hydrostatischem Druck und Luftdruck, aufzeichnen, ist eine Kompensation der Messdaten um den Luftdruck erforderlich, um Aussagen über den hydrostatischen Druck treffen zu können. Hierzu wurden zwei zusätzliche Drucksonden an geeigneten Standorten im Untersuchungsgebiet (eine in Warstein, eine in Brilon) oberhalb der Wasseroberfläche installiert, um den Luftdruck im selben Messintervall und zeitgleich zu den in den oberirdischen Fließgewässern verwendeten Drucksonden kontinuierlich zu messen (SOLINST 2018). Die manuelle Luftdruckkompensation wird nachfolgend durch die Subtraktion der gemessenen Luftdruckdruckdaten von den entsprechenden Gesamtdruckdaten umgesetzt (SOLINST 2018).

Eine Übersicht über die im Untersuchungsgebiet eingesetzten Drucksondensysteme und deren Eigenschaften ist in Tabelle 5 enthalten. Die kontinuierliche Drucksondenmessung erfolgt an allen Messpunkten im 15-minütigen Messintervall.

Der Einsatz eines Absolutdrucksondensystems gegenüber einem Relativdrucksondensystem bzw. anderen Methoden zur kontinuierlichen Erfassung des Wasserstandes bzw. des Durchflusses hat den Vorteil, dass es sich im Vergleich zu diesen um ein günstiges Messsystem handelt, welches ohne größere Eingriffe in das Gerinne der oberirdischen Fließgewässer eingebaut werden kann. Dies ist im konkreten Fall relevant, da die Messpunkte einerseits in öffentlich zugänglichen Bereichen liegen und daher die Gefahr von Vandalismus besteht, was

dem Einsatz teurerer Systeme entgegensteht. Andererseits befinden sich einige der Messpunkte in Naturschutzgebieten (Naturschutzgebiet „Liethöhle und Bachschwinden des Wäschebaches“ und „Lörmecketal“), sodass Systeme, die keinen bzw. nur geringe Eingriffe in die natürlichen Gegebenheiten erforderlich machen, zu bevorzugen sind. Zusätzlich handelt es sich um ein einfach zu handhabendes, klein dimensioniertes Messsystem, welches lange Mess- und Standzeiten ermöglicht. Nachteilig hingegen ist die zuvor beschriebene notwendige Luftdruckkompensation sowie, dass es sich um eine indirekte Methode handelt, d. h., dass weitere Arbeitsschritte erforderlich sind, um den Durchfluss zu ermitteln (siehe Kapitel 3.2).

Tabelle 5: Übersicht über die eingesetzten Drucksondensysteme und deren Eigenschaften (SOLINST 2018)

Drucksondentyp	Messbereich (max. Wassersäule oberhalb des Druck-sensors)	Messgröße	Messgenauigkeit			Messstandorte
			Druck (p)	Temperatur (T)	Leitfähigkeit (Lf)	
LT Levelogger Junior Edge	5 m	p, T	$\pm 0,6$ cm	$\pm 0,1^{\circ}\text{C}$	-	Zustrom: Enkebach, Wäschebach, Möhne, Schlagwasser (ab Sep. 2020)
	10 m	p, T	$\pm 1,0$ cm	$\pm 0,1^{\circ}\text{C}$	-	Zu-/ Abstrom: Bilsteinbach, Schlagwasser
LTC Levelogger Edge	5 m	p, T, Lf	$\pm 0,3$ cm	$\pm 0,05^{\circ}\text{C}$	im Bereich bis $< 5.000 \mu\text{S/cm}$: das Größere von $\pm 2\%$ des Messwertes oder $10 \mu\text{S/cm}$	Zu-/ Abstrom: Lörmecke, Wäster
LT Barologger Edge	nur Luftdruck	p, T	$\pm 0,05$ kPa	$\pm 0,05^{\circ}\text{C}$	-	Abstrom: Lörmecke, Möhne

3.1.2. Konstruktion der Pegelmessstellen

Um die Drucksonden vor äußeren Einwirkungen zu schützen und um Lageveränderungen der Drucksonden während der Messung zu verhindern, wurden diese jeweils innerhalb eines Filterrohres im Gerinnequerschnitt der oberirdischen Fließgewässer installiert. Die hierzu verwendeten Filterrohre bestehen aus verzinktem Stahl mit äußerem Filtergewebe und einem Messingschutzmantel und haben eine Länge von 1 m und eine Nennweite von DN 50. Die Wahl eines Filterrohres aus Stahl und nicht aus Kunststoff ist darin begründet, dass eine hohe Stabilität der Pegelkonstruktion angestrebt wurde, um lange Stand- und Betriebszeiten des Pegelmessnetzes zu ermöglichen und um darüber hinaus die Filterrohre in den z. T. steinigen Gerinneboden einrammen zu können, ohne dass diese dabei beschädigt werden. Zum Abschluss der Messstelle wurde jeweils am oberen Rohrende eine mit einem Vorhängeschloss abschließbare Kappe montiert, in der eine Halterung für die Drucksonde vorhanden ist. Die Drucksonde wurde an einem Datenkabel befestigt in das Filterrohr eingesetzt, sodass das Auslesen der Messdaten über die Schnittstelle des Datenkabels im laufenden Betrieb möglich ist, ohne dabei die Lage der Drucksonde zu verändern.

In Abhängigkeit von den Gerinneigenschaften im Bereich der geplanten Messstelle wurde der Einbau des Filterrohres in das Gerinne in zwei Varianten realisiert: Bei der ersten Variante, die in Bereichen mit einem natürlichen Gerinneboden angewendet wurde (z. B. Lörmecke-

Zustrom), wurde an das untere Ende des Filterrohres eine PE-Spitze geschraubt und das Rohr mithilfe eines Vorschlaghammers in den Gerinneboden getrieben. In einigen Fällen wurde anschließend das Filterrohr mit Montageband an Bäumen oder Wurzeln am Gerinneufer für zusätzliche Stabilität fixiert. Die zweite Variante wurde in Bereichen von Brückenbauwerken mit befestigtem, z. T. versiegeltem Gerinneboden angewendet (z. B. Lörmecke-Abstrom), in denen ein Eintreiben des Filterrohres in ebendiesen nicht möglich ist. Daher wurde anstelle der PE-Spitze ein engmaschiges Messing-Drahtgeflecht am unteren Filterrohrende angebracht, um das Eindringen von Treibgut und Bodenmaterial in das Filterrohr zu verhindern. Beim Einbau in das Gerinne wurde das Filterrohr flach auf dem Gerinneboden aufgesetzt und an der seitlichen Brückenwand mit Montageband befestigt. Bei beiden Varianten wurde eine Führung für die Drucksonde in der PE-Spitze bzw. am unteren Ende des Filterrohres oberhalb des Drahtgeflechts montiert, um die Lage der Drucksonde innerhalb des Filterrohres zu fixieren.

Drucksonden zur Messung des Wasserstandes und der Wassertemperatur wurden am unteren Ende des Filterrohres auf der PE-Spitze bzw. dem Drahtgeflecht aufliegend installiert. Bei der Einbauvariante mit PE-Spitze, bei der das Filterrohr in den Gerinneboden getrieben wird, führt dies dazu, dass die Drucksonde unterhalb der Gerinnebodenoberfläche liegt. Diese konstruktive Entscheidung wird in den Messreihen anhand gedämpfter Wassertemperaturganglinien sichtbar. Die Wasserstandsmessung wird hierdurch nicht beeinflusst.

Drucksonden, die neben Wasserstand und -temperatur zusätzlich die Leitfähigkeit des Fließgewässers messen, wurden hängend oberhalb der Gerinnebodenoberfläche im durchströmten Höhenbereich des Filterrohres befestigt, um einen möglichst hohen Wasseraustausch im Bereich der Messsensoren der Drucksonde zu erreichen. Bei der Optimierung der Anströmung der Drucksonde musste zugleich beachtet werden, dass die Höhenlage der Drucksonde derart gewählt wird, dass diese bei Niedrigwasser in Trockenphasen nicht trockenfällt.

Im laufenden Betrieb zeigten sich mit fortschreitender Standzeit der Filterrohre Nachteile der gewählten Konstruktionsweise: So war an einigen der Messstellen eine zunehmende Korrosion des Filterrohres feststellbar, die teilweise in der Zusetzung und Verschließung der Filterrohrlöcher resultierte. In der Folge ist der Austausch zwischen dem fließenden Wasser im Gerinne und dem im Filterrohr stehenden Wasser gestört und es kommt zu einer Leitfähigkeitszonierung innerhalb des Filterrohres. Dies beeinflusst die Messung der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit negativ, da die Messdaten der Drucksonde nicht den Zustand des Fließgewässers darstellen. Um dem entgegenzuwirken wurden die Filterrohrlöcher zum Teil mechanisch aufgeweitet und Korrosionsrückstände regelmäßig mit einer Drahtbürste entfernt, um den ungestörten Wasseraustausch zwischen dem Fließgewässer und dem Filterrohrinneren wiederherzustellen.

3.1.3. Auswahl der Messstandorte

Die Standorte der Pegelmessstellen wurden im Hinblick auf die Fragestellung definiert, ob es im Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters nennenswerte Grundwasserzuströme oder -abströme in die oder aus den oberirdischen Fließgewässern gibt. Dementsprechend wurden die Standorte so gewählt, dass diese kurz vor Eintritt der Fließgewässer in den Karstgrundwasserleiter bzw. kurz nach Verlassen desselben liegen. Neben diesem Kriterium fand eine Orientierung an den ehemaligen Messstellenstandorten aus den vorangegangenen Un-

tersuchungen zum oberirdischen Abfluss statt, namentlich die Arbeiten von KUNK & SCHÖTT-
LER (1994), KAPPEN (2000) und SCHAUERTE (2012), um eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse
zu ermöglichen.

Nach der Auswahl eines geeigneten Gerinneabschnittes zur Wasserstandsmessung nach den
zuvor genannten Kriterien, fand die finale Positionierung der Pegelmessstelle in Anlehnung an
die im Pegelhandbuch der LAWA (2018) genannten Anforderungen statt. Diese sind u. a. eine
gleichmäßige, nicht turbulente, uferparallele Strömung, ein möglichst stabiles Gerinnebett,
gleichförmige Querschnitte sowie ein stetiges Gefälle ohne größere Rückstaubereiche (LAWA
2018). Da es sich im Untersuchungsgebiet um natürliche Gerinne handelt und keine baulichen
Veränderungen der Gerinnestruktur zur Errichtung der Pegelmessstellen angestrebt wurden
bzw. möglich waren, konnte nicht in jedem Fall allen Anforderungen entsprochen werden. Sie
wurden jedoch bestmöglich erfüllt. Die Filterrohre der Messstellen Bilsteinbach-, Lörmecke-
und Schlagwasser-Abstrom wurden an den Seitenwänden von Brückenbauwerken befestigt,
die durch ihre Bauweise einen definierten, unveränderlichen Querschnitt vorgeben.

Die Positionierung der Pegelmessstellen wurden im Vorhinein mit den zuständigen behördli-
chen (Stadt Warstein, Stadt Rüthen) und privaten Vertretern (Bilsteintal e. V., Freiherr von
Fürstenberg) sowie den lokalen Trinkwasserversorgern (Stadtwerke Warstein, Lörmecke
Wasserwerk, Stadtwerke Brilon) abgestimmt und notwendige Befreiungen von den Verboten
der Naturschutzgebiets-Verordnung zur Anlage und zum Betrieb von Pegelmessstellen im Na-
turschutzgebiet beim Kreis Soest eingeholt. Darüber hinaus wurden Genehmigungen zur An-
bringung der Filterrohre an den Brückenbauwerken beim Landesbetrieb Straßenbau NRW,
beim Kreis Soest und der Stadt Rüthen eingeholt.

Insgesamt wurden im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters zehn Pegelmessstellen
in den oberirdischen Fließgewässern installiert, davon sechs Zustrompegel (Bilsteinbach,
Wäster, Enkebach, Wäschebach, Lörmecke und Schlagwasser) und vier Abstrompegel (Bil-
steinbach, Wäster, Lörmecke und Schlagwasser).

Um auch den Wasserhaushalt des Briloner Karstgrundwasserleiters bewerten zu können,
wurde in der den Briloner Karstgrundwasserleiter entwässernden Möhne eine Pegelmessstelle
in Verbindung mit einer Luftdruck-Messstelle installiert. Die Pegelmessstelle befindet sich am
früheren Standort eines ehemaligen Pegelbauwerkes des Ruhrverbandes, welches im Jahr
2013 vollständig rückgebaut wurde (Datengrundlage: Ruhrverband). Im Fließgewässer Alme
war die Errichtung einer Pegelmessstelle nicht erforderlich, da der dortige Abstrom bereits
durch den vom LANUV NRW betriebenen Pegel Niederalme erfasst wird. Für die weitere Aus-
wertung wurde daher auf die auf der Plattform Elwas-Web veröffentlichten Daten des LANUV
NRW zurückgegriffen (Land NRW 2022). Die in den Briloner Karstgrundwasserleiter versin-
kenden, zuströmenden Gerinne wurden nicht kontinuierlich messtechnisch erfasst. Stattdes-
sen wurden die zuströmenden oberirdischen Abflüsse ab März 2020 an vier Stichtagsmessun-
gen im halbjährlichen Rhythmus gemessen (siehe Kapitel 4.3).

Die Lage der Pegelmessstellen und der zugehörigen Einzugsgebiete wird in Abbildung 11 dar-
gestellt. Tabelle 6 enthält eine Auflistung der Koordinaten und Eigenschaften der Pegelmess-
stellen. Im Anhang „Messstellensteckbriefe“ befinden sich Messstellensteckbriefe zu jeder Pe-
gelmessstelle mit ergänzenden Informationen sowie einer Fotodokumentation.

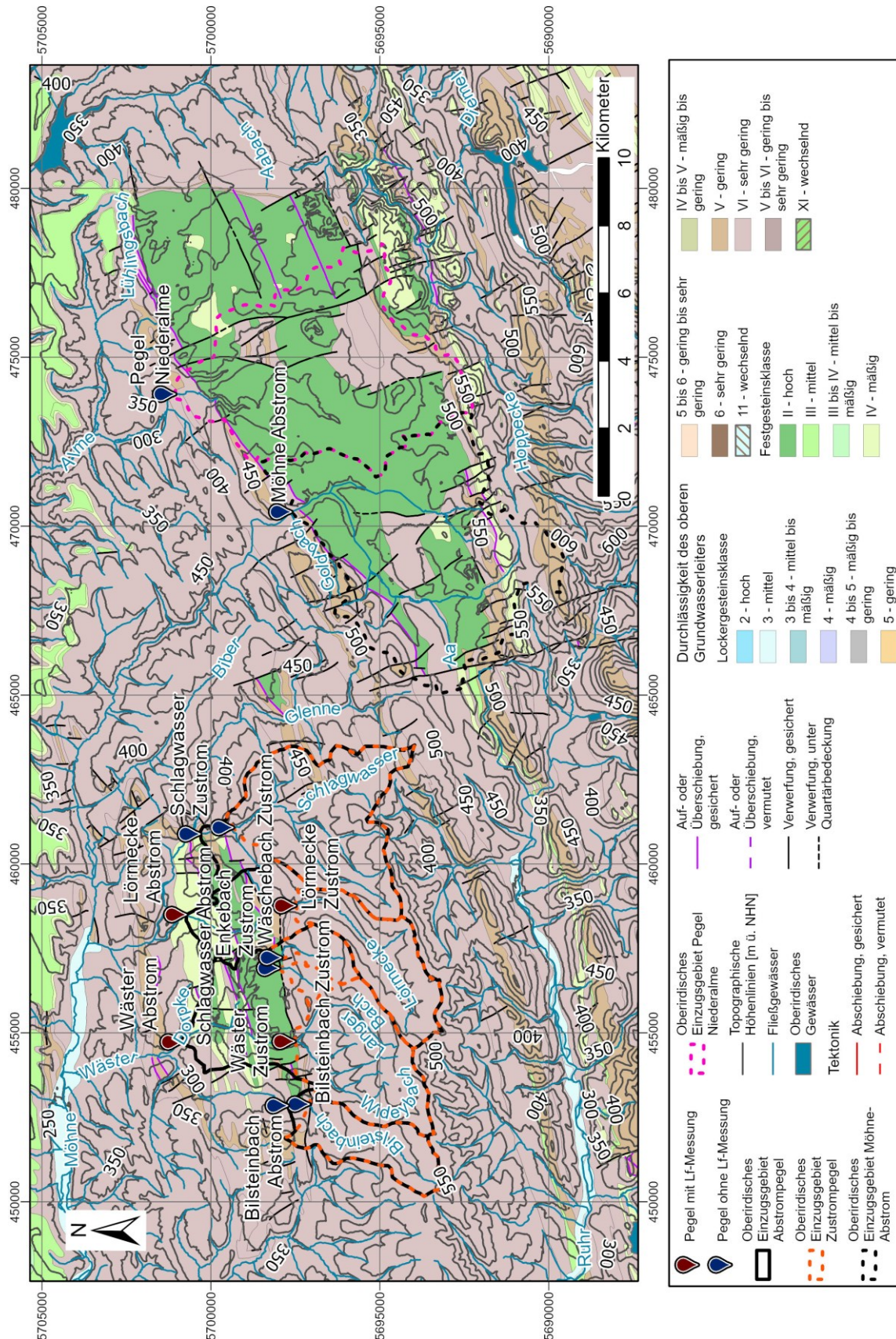


Abbildung 11: Lage der Pegelmessstellen und der zugehörigen Einzugsgebiete im Bereich des Warsteiner und Briloner Karstgrundwasserleiters (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)

Tabelle 6: Koordinaten und Eigenschaften der Pegelmessstellen

Lage bzgl. Karstgrundwasserleiter	Bezeichnung	Ostwert in UTM	Nordwert in UTM	Messgröße	Beginn der Messreihe
Zustrom (Warstein)	Bilsteinbach	452.890	5.697.078	p, T	Jul. 2019
	Wäster	454.747	5.697.515	p, T, Lf	Jul. 2019
	Enkebach	456.913	5.697.976	p, T	Jul. 2019
	Wäschebach	457.228	5.697.909	p, T	Jul. 2019
	Lörmecke	458.765	5.697.488	p, T, Lf	Jan. 2019
	Schlagwasser (bis Mai 2020)	461.054	5.699.389	p, T	Jul. 2019
	Schlagwasser (ab Sep. 2020)	461.078	5.699.336	p, T	Sep. 2020
Abstrom (Warstein)	Bilsteinbach	452.845	5.697.719	p, T	Jul. 2019
	Wäster	454.731	5.700.830	p, T, Lf	Jul. 2019
	Lörmecke	458.500	5.700.721	p, T, Lf	Jun. 2019
	Schlagwasser	460.888	5.700.314	p, T	Jul. 2019
Abstrom (Brilon)	Möhne	470.422	5.697.612	p, T	Jul. 2019
	Pegel Nieder- alme (LANUV NRW)	473.909	5.701.050	p, Q	Nov. 1971
-	Lörmecke- Barologger	458.496	5.700.730	Luftdruck, T	Jan. 2019
	Möhne- Barologger	470.421	5.697.610	Luftdruck, T	Jul. 2019

Bei den zentral im Warsteiner Untersuchungsgebiet liegenden Pegelmessstellen der Wäster und der Lörmecke wurden Leitfähigkeitsdrucksonden verwendet, um die Dynamik eines potenziellen Fremdwasserzustroms mit erhöhter spezifischer elektrischer Leitfähigkeit in die oberirdischen Fließgewässer messtechnisch erfassen zu können. Die Luftdrucksonde im Warsteiner Gebiet wurde in direkter Nähe zur Pegelmessstelle Lörmecke-Abstrom unterhalb des Brückenbauwerks über die Lörmecke der Straße K68 mit Kabelbindern an einer Rohrleitung angebracht (siehe Messstellensteckbrief „Lörmecke-Abstrom“). Die Luftdrucksonde im Briloner Gebiet wurde hängend innerhalb eines abschließbaren und belüfteten Gewinderohres auf der Höhe der Pegelmessstelle Möhne-Abstrom am Gerinneufer befestigt (siehe Messstellensteckbrief „Möhne-Abstrom“). Die Pegelmessstellen im Bereich der Lörmecke wurden bereits im Januar 2019 testweise installiert. Die übrigen Messstandorte wurden im Juli 2019 errichtet.

Die Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom befindet sich im Vergleich zu den Standorten der vorherigen Untersuchungen (z. B. KUNK & SCHÖTTLER 1994, SCHAUERTE 2012) ca. 800 m weiter südlich in oberstromiger Richtung. Ursächlich hierfür ist, dass bei Geländebegehungen im Oktober 2018 im Gerinneabschnitt unmittelbar oberstromig der ehemaligen Messstellenstandorte zwei mit feinen Sedimenten verfüllte Senkungsstrukturen festgestellt wurden, bei denen nicht ausgeschlossen werden konnte, dass es sich hierbei um alte, ggf. reaktivierbare Karststrukturen handelt. KOCH et al. (1974) beschrieben darüber hinaus, dass in ausgeprägten Trockenwetterphasen die drainierende Wirkung des Massenkalks bis ca. 1,5 km südlich der Warsteiner Südrand-Störung beobachtet werden kann. Um entsprechend sicherzustellen, dass die Zustrompegelmessstelle außerhalb des Karstgrundwasserleiters liegt, wurde diese wie beschrieben nach Süden verschoben.

Die Positionierung der Pegelmessstelle Lörmecke-Abstrom musste im Juni 2019 nach bereits fünf Monaten Messdauer (seit Januar 2019) um wenige Meter stromaufwärts verschoben werden, da das Filterrohr am ursprünglichen Standort ca. einen Meter unterstromig einer seitlichen Rohreinleitung lag. Der turbulente Zustrom aus der Rohreinleitung störte die Wasserstands-

und Abflussmessung und beeinflusste aufgrund einer im Vergleich zur Lörmecke höheren mittleren spezifischen elektrischen Leitfähigkeit von ca. 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ die Leitfähigkeitsmessung der Drucksonde.

Der Standort der Pegelmessstelle Wäster-Abstrom wurde entsprechend KAPPEN (2000) derart gewählt, dass dieser sich oberstromig der Einleitung durch die Kläranlage Warstein befindet.

Der ursprünglich gewählte Standort der Pegelmessstelle Schlagwasser-Zustrom musste im Verlauf der Messreihe gezwungenermaßen verändert werden, da das Filterrohr, welches im Bereich einer Fußgängerbrücke über die Schlagwasser lag, im Oktober 2019 von Vandalismus betroffen und im Mai 2020 gestohlen wurde. Die neue Schlagwasser-Zustrompegelmessstelle wurde im September 2020 ca. 50 m oberstromig des vorherigen Standortes installiert. Der neue Standort wurde bewusst so gewählt, dass dieser aufgrund starker Vegetation im Bereich der Messstelle und schlechter Einsehbarkeit seiner Lage besser gegen äußere Beeinflussung durch Passant*innen geschützt ist. Die veränderte Messstellenposition geht mit einem im Vergleich zum ursprünglichen Standort um ca. 7 % verkleinerten oberirdischen Einzugsgebiet einher. Darüber hinaus liegen durch die Lageveränderung zwei kleinere intermittierende seitliche Zuflüsse im Gerinneabschnitt zwischen Zustrom- und Abstrompegel, die nicht messtechnisch erfasst wurden.

3.1.4. Oberirdische Einzugsgebiete der Pegelmessstellen

In Tabelle 7 sind die Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Zustrompegelmessstellen und in Tabelle 8 die der Abstrompegelmessstellen aufgelistet. In Tabelle 9 werden die entsprechenden Daten für den Briloner Untersuchungsraum dargestellt. Die räumliche Lage der Einzugsgebiete im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 11 sichtbar. Die Abgrenzung der oberirdischen Einzugsgebiete wurde händisch auf Grundlage topographischer Höhenlinien mit der GIS-Software ArcGIS Pro Version 3.0.3 der Firma Esri Inc. durchgeführt.

Unter den Zustrompegelmessstellen hat die Messstelle Schlagwasser-Zustrom mit knapp 17 km^2 das größte oberirdische Einzugsgebiet, während die Messstelle Enkebach-Zustrom mit ca. 1 km^2 über das kleinste oberirdische Einzugsgebiet verfügt. Das gesamte südliche Zustromgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters, welches sich aus der Summe der oberirdischen Einzugsgebiete der Zustrompegelmessstellen zusammensetzt, hat eine Gesamtfläche von knapp 47 km^2 .

Tabelle 7: Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Zustrompegelmessstellen in Warstein

Bezeichnung Pegelmessstelle	Fläche oberirdisches Einzugsgebiet [km^2]	Flächenanteil am Gesamteinzugsgebiet [%]
Bilsteinbach-Zustrom	6,3	13,5
Wäster-Zustrom	11,6	24,8
Enkebach-Zustrom	1,0	2,1
Wäschebach-Zustrom	2,3	4,9
Lörmecke-Zustrom	8,7	18,6
Schlagwasser-Zustrom	16,9 (alter Standort: 18,2)	36,1
Summe	46,8	100

Die oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen umfassen neben dem Einzugsgebiet der jeweils zugehörigen Zustrompegelmessstelle das hinzukommende oberirdische Einzugsgebiet im Bereich des Karstgrundwasserleiters. Die Messstelle Wäster-Abstrom hat mit knapp 25 km² das größte oberirdische Einzugsgebiet, da es neben dem oberirdischen Einzugsgebiet der Messstelle Wäster-Zustrom u. a. auch die der Messstellen Enkebach-Zustrom und Wäschebach-Zustrom miteinschließt. Die Messstelle Bilsteinbach-Abstrom besitzt mit knapp 7 km² das kleinste oberirdische Einzugsgebiet der Abstrompegelmessstellen, da es aufgrund der geringen räumlichen Distanz zwischen Zustrom- und Abstrompegel im Bilsteinbach nur unwesentlich größer als das der Zustrompegelmessstelle ist.

Tabelle 8: Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen in Warstein

Bezeichnung Pegelmessstelle	Fläche oberirdisches Einzugsgebiet [km ²]	Flächenanteil am Gesamteinzugsgebiet [%]
Bilsteinbach-Abstrom	6,7	10,20
Wäster-Abstrom	24,6	37,44
Lörmecke-Abstrom	15,4	23,44
Schlagwasser-Abstrom	19,0	28,92
Summe	65,7	100

Die oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen im Bereich des Briloner Karstgrundwasserleiters fallen mit knapp 38 km² für die Messstelle Möhne-Abstrom und knapp 34 km² für den Pegel Niederalme des LANUV NRW ähnlich groß aus.

Tabelle 9: Flächen der oberirdischen Einzugsgebiete der Abstrompegelmessstellen in Brilon

Bezeichnung Pegelmessstelle	Fläche oberirdisches Einzugsgebiet [km ²]	Flächenanteil am Gesamteinzugsgebiet [%]
Möhne-Abstrom	37,8	52,7
Pegel Niederalme (LANUV NRW)	33,9	47,3
Summe	71,7	100

3.1.5. Korrektur der Wasserstandsdaten

Um die an den Pegelmessstellen erhobenen Wasserstandsdaten als Grundlage für weitere Auswertungen verwenden zu können, sind zuvor z. T. mehrere Korrekturschritte erforderlich. Faktoren die Korrekturen notwendig machen, sind beispielsweise Lageveränderungen des Drucksensors, die auftreten, wenn die Drucksonde zu Wartungszwecken aus dem Filterrohr aus- und wieder eingebaut wird, sonstige Drucksprünge im Verlauf der Messreihe, die Wasserstandsmessung überlagernde Trends (z. B. durch eine Nullpunktverschiebung der Drucksonde) sowie negative Wasserstandsdaten.

Die Korrekturschritte wurden nacheinander, aufeinander aufbauend in einer definierten Reihenfolge durchgeführt:

1. In einem ersten Schritt wurden die Daten zeitkorrigiert, d. h. alle Datenreihen wurden auf die Mitteleuropäische Zeit (Winterzeit, MEZ) normiert. Dies ist erforderlich, da ein Teil der Drucksondenmessungen in der Mitteleuropäischen Sommerzeit (MESZ) gestartet wurde, der andere Teil, wie z. B. die Luftdrucksonde im Warsteiner Gebiet, jedoch in der Winterzeit. Ohne die Normierung der Datenreihen auf eine einheitliche Zeitzone wäre u. a. der Vergleich der Daten untereinander oder die Luftdruckkompensation nicht möglich.

2. Als zweiter Korrekturschritt folgt die in Kapitel 3.1.1 beschriebene manuelle Luftdruckkompensation der Gesamtdruckdatenreihen, um den Wasserstand oberhalb des Drucksensors der Drucksonde berechnen zu können. Sowohl die Zeitkorrektur als auch die Luftdruckkompensation werden für jede Pegelmesssstelle durchgeführt.
3. Sind an einer Pegelmesssstelle im Rahmen der Messreihe wie zuvor beschrieben Wartungsarbeiten an der Drucksonde oder am Filterrohr durchgeführt worden, die in einer Lageveränderung des Drucksensors resultierten, oder sofern sonstige abrupte Drucksprünge auftreten, die nicht auf äußere Einflüsse oder tatsächliche Veränderungen des Wasserstandes zurückzuführen sind, wird eine Verschiebungskorrektur durchgeführt. Für die Korrektur werden jeweils Mittelwerte der Druckhöhe für den Zeitraum einer Stunde vor bzw. nach der zu korrigierenden Lageveränderung gebildet und der Versatz zwischen den beiden Mittelwerten durch Subtraktion berechnet. Der errechnete Versatz wird anschließend auf die Messdaten nach der zu korrigierenden Lageveränderung addiert, um eine Vergleichbarkeit mit den Daten vor der Lageveränderung zu erreichen. Für die Verschiebungskorrektur wird angenommen, dass in der Phase der Lageveränderung (z. B. der Zeitraum in der die Drucksonde zur Wartung ausgebaut war) keine Veränderung des Wasserstandes stattgefunden hat.
4. Im Laufe der Messreihe kann es durch Alterung des Drucksensors zu einer zunehmenden Nullpunktverschiebung desselben und somit zu einem die Messdaten überlagernden Trend kommen (SOLINST 2020). Um derartige Trends aus den Wasserstandsmessdaten herausrechnen zu können, wurden Druckhöhen miteinander verglichen, die in Zeiträumen aufgezeichnet wurden, in denen das Gerinne vollständig trocken war. Der Theorie nach sollte die Drucksonde im vollkommen trockenen Gerinne stets dieselbe Druckhöhe anzeigen. Durch das Vergleichen der tatsächlich gemessenen Druckhöhen und deren Veränderung mit der Zeit, kann auf diese Weise der überlagernde Trend näherungsweise bestimmt werden. In der Folge wird die Trendkorrektur dadurch durchgeführt, dass der Druckhöhenanteil, der allein auf die Nullpunktverschiebung zurückzuführen ist, von den Messdaten subtrahiert bzw. auf diese addiert wird, um den tatsächlichen trendkorrigierten Wasserstand zu erhalten.
5. Ein letzter Korrekturschritt ist für den Fall erforderlich, dass negative Wasserstandsdaten vorliegen. Negative Wasserstandsdaten treten auf, sobald der für die Luftdruckkompensation verwendete Luftdruck höher ist als der an der Pegelmesssstelle gemessene Gesamtdruck. Dies kann in der Regel auf eine von drei Ursachen zurückgeführt werden: Zum einen kann ein systematischer, weitestgehend gleichbleibender Versatz zwischen den Druckhöhen der Wasserstandsdrucksonde und der Luftdrucksonde bestehen. Zum anderen kann es auch, wie zuvor beschrieben, durch einen abnehmenden Trend durch Alterung des Drucksensors zu zunehmend negativen Wasserständen kommen. Darüber hinaus konnte in vereinzelt Messreihen (z. B. Wäschebach-Abstrom, Möhne-Abstrom) kurzfristig negative Wasserstandstände nach längeren Phasen mit fallenden Wasserständen beobachtet werden. Im Falle dieses letztgenannten Beispiels erfolgte die Korrektur, indem für diese kurzfristig negativen Zeiträume der Wasserstand händisch gleich null gesetzt wurde. Bei negativen Wasserstandsdaten aufgrund eines systematischen Versatzes oder eines Trends, wurde die Korrektur hingegen auf die Weise durchgeführt, dass die gesamte Datenreihe mit dem Zahlenwert des negativsten Messwertes der Messreihe addiert wurde. Entsprechend ist der minimale Wasserstandswert der korrigierten Datenreihe gleich null.

Auch die Ganglinien der Temperatur bzw. der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit mussten z. T. korrigiert werden. Temperaturkorrekturen waren beispielsweise bei den Luftdrucksonden für die Zeiträume erforderlich, in denen die Messgeräte zum Auslesen der Daten vom eigentlichen Messort entfernt wurden. Korrekturen der spezifischen elektrischen Leitfähigkeiten wurden notwendig, wenn die Leitfähigkeitsmessung der Drucksonde durch die Eingabe von Natriumchlorid im Rahmen der diskontinuierlichen Durchflussmessung mittels des Salztracerverfahrens beeinflusst wurde. Die Korrektur erfolgte in beiden Fällen dadurch, dass die betroffenen Messwerte der Einfachheit halber gelöscht wurden.

Eine Auflistung der individuell durchgeführten Korrekturschritte ist für jede Pegelmessstelle in den jeweiligen Messstellen-Steckbriefen im Anhang dieser Arbeit enthalten.

3.2. Kontinuierliche Durchflussmessung mittels W-Q-Beziehung

Auf Grundlage der an den Pegelmessstellen kontinuierlich gemessenen Wasserstandsdaten können mithilfe der Methode der Wasserstands-Durchfluss-Beziehung (W-Q-Beziehung), welche nachfolgend näher erläutert wird, kontinuierliche Durchflussdaten für jeden Pegelstandort berechnet werden.

Während der Wasserstand gemäß DIN 4049-3 (1994) als lotrechter Abstand eines Punktes des Wasserspiegels über oder unter einem Bezugshorizont definiert ist, entspricht der Durchfluss dem Wasservolumen, welches einen bestimmten Querschnitt innerhalb einer Zeiteinheit durchfließt. Der Abfluss ist ebenfalls als ein Wasservolumen, das einen bestimmten Querschnitt innerhalb einer Zeiteinheit durchfließt, definiert, ist darüber hinaus jedoch einem spezifischen Einzugsgebiet zugeordnet (DIN 4049-3 1994).

3.2.1. Prinzip

Bei der kontinuierlichen Durchflussmessung mittels W-Q-Beziehung handelt es sich um eine indirekte Methode, bei der kontinuierliche Messdaten des Wasserstandes mittels einer W-Q-Beziehung (auch Durchfluss- oder Abflusskurve) in kontinuierliche Durchflussdaten umgerechnet werden (MORGENSCHWEIS 2018). Das grundlegende Prinzip ist in Abbildung 12 dargestellt.

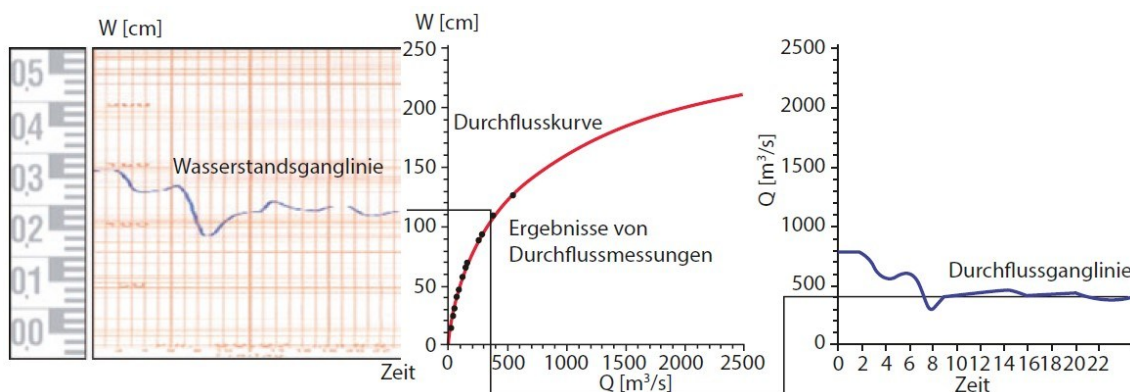


Abbildung 12: Prinzip der Durchflussermittlung aus Wasserstandsdaten mithilfe einer W-Q-Beziehung (MORGENSCHWEIS 2018)

Die W-Q-Beziehung wird empirisch auf der Grundlage von an der Pegelmesssstelle bei verschiedenen Wasserständen durchgeführten diskontinuierlichen Durchflussmessungen bestimmt (WMO 2010). Die grafische Darstellung der W-Q-Beziehung erfolgt durch Auftragen der Abflussdaten Q auf der Abszisse und der zugehörigen Wasserstände W auf der Ordinate (BOITEN 2005). Die Form der W-Q-Beziehung ist geprägt durch die geometrischen Eigenschaften des Gerinneabschnittes unterstromig der Pegelmesssstelle (BOITEN 2005). Abbildung 13 zeigt eine typische W-Q-Beziehung.

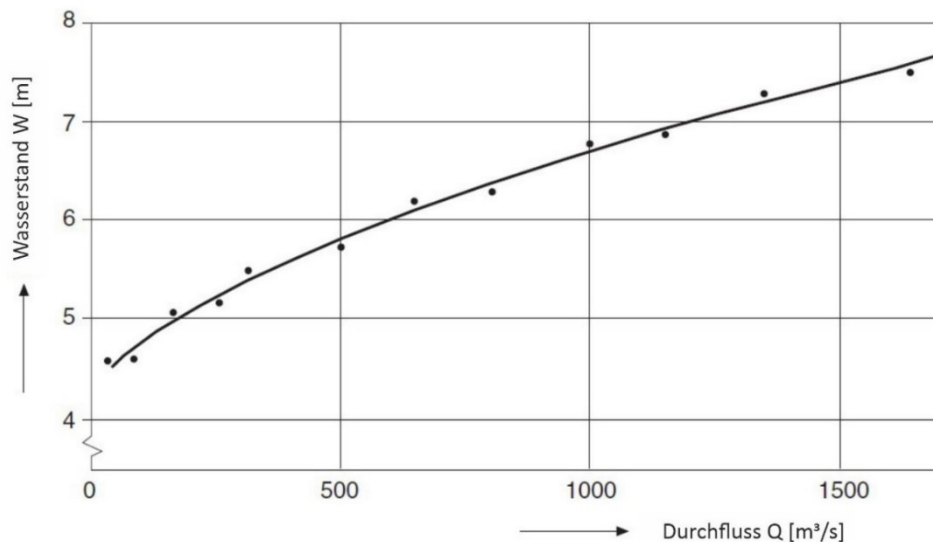


Abbildung 13: Darstellung einer typischen W-Q-Beziehung (BOITEN 2005, Achsenbeschriftungen wurden ins Deutsche übersetzt)

Um für eine neu errichtete Pegelmesssstelle eine W-Q-Beziehung aufstellen zu können, ist in der Anfangsphase die Durchführung vieler diskontinuierlicher Durchflussmessungen erforderlich. Diese sollten möglichst den gesamten zu beobachtenden Wasserstandsbereich, d. h. inklusive extremer Niedrigwasser- und Hochwasserbedingungen, abdecken (WMO 2010). Anschließend sind periodische Durchflussmessung (mind. zehn Messungen pro Jahr (BOITEN (2005)) zur Überprüfung der Gültigkeit der W-Q-Beziehung bzw. um Veränderungen derselben zu dokumentieren ausreichend (WMO 2010). Auch saisonale Effekte wie beispielsweise die Vereisung oder Verkrautung des Gerinnes, sollten durch unregelmäßige situative Durchflussmessungen erfasst werden (WMO 2010, MORGENSCHWEIS 2018). Im konkreten Fall dieser Untersuchung wurden im monatlichen Intervall Geländefahrten durchgeführt, bei denen an jeder Pegelmesssstelle, sofern möglich, diskontinuierliche Durchflussmessungen ausgeführt wurden. Ergänzend wurden situative Durchflussmessungen wie z. B. in der Hochwasserphase im Juli 2021 umgesetzt, um einen möglichst großen Wasserstandsbereich zu erfassen.

Die kontinuierliche Durchflussmessung mittels W-Q-Beziehung hat den Vorteil, dass es sich um eine einfach anzuwendende Methode handelt (MORGENSCHWEIS 2018). Nachteilig ist hingegen, dass im Gerinneabschnitt der Pegelmesssstelle unveränderliche hydraulische Bedingungen bestehen müssen, damit die W-Q-Beziehung eindeutig ist (MORGENSCHWEIS 2018). Da in natürlichen Gerinnen, wie im Falle dieser Untersuchung, Faktoren wie beispielsweise eine Veränderung der Profilgeometrie, Aufstauungen unterstromig der Pegelmesssstelle oder saisonale Effekte nicht verhindert werden können, verfügt die aufgestellte W-Q-Beziehung nur über eine zeitlich begrenzte Gültigkeit und muss fortlaufend überprüft bzw. aktualisiert werden (MORGENSCHWEIS 2018).

3.2.2. Berechnung der W-Q-Beziehung

Laut LAWA (2018) und MORGENSCHWEIS (2018) gibt es vier Möglichkeiten eine W-Q-Beziehung aufzustellen: grafisch, rechnerisch-statistisch, numerisch-hydraulisch oder mittels hydraulischer Modellversuche. Im Zuge dieser Arbeit wurde das rechnerisch-statistische Verfahren angewendet, welches an dieser Stelle näher beschrieben wird.

Die rechnerisch-statistische Aufstellung der W-Q-Beziehung ermöglicht es rechnergestützt Durchflusswerte aus den Wasserstandsdaten zu berechnen. Hierzu stehen verschiedene mathematische Ansätze wie u. a. Parabeln n-ten Grades, Polynome n-ten Grades bzw. Exponentialfunktionen zur Verfügung (MORGENSCHWEIS 2018). Im Rahmen dieser Untersuchung konnten die besten Ergebnisse zumeist mit Parabeln n-ten Grades, die mithilfe einer Potenzfunktion berechnet werden, erzielt werden. Entsprechend wurde dieser Ansatz auf alle Pegelstandorte angewendet. Auch MORGENSCHWEIS (2018) beschreibt die Parabel n-ten Grades als geeignetsten und am häufigsten in der Praxis eingesetzten Ansatz. Die zugehörige Gleichung lautet (siehe Gl. 1, zitiert aus MORGENSCHWEIS (2018)):

$$Q = a * (W - W_0)^n \quad \text{Gl. 1}$$

mit:

Q	Durchfluss [m³/s]
W	Gemessener Wasserstand [m]
W ₀	Wasserstand bei Q = 0 m³/s [m]
a	Durchfluss bei der Wasserstandsdifferenz (W – W ₀) = 1,0 m
n	Exponent (beschreibt die Neigung der Durchflusskurve)

Die Ermittlung der Potenzfunktion erfolgt in zwei aufeinander aufbauenden Schritten: Zuerst wird der Parameter W₀ bestimmt. W₀ beschreibt den Wasserstand, der besteht, wenn der Durchfluss Q gleich null ist (BOITEN 2005). Nachfolgend können die Parameter a und n entweder mittels Regressionsanalyse (BOITEN 2005, LAWA 2018) oder analytisch (MORGENSCHWEIS (2018) festgelegt werden.

Bei der Bestimmung von W₀ wird der Umstand genutzt, dass die W-Q-Beziehung bei korrekter Wahl von W₀ bei der Darstellung in einem doppel-logarithmischem Diagramm eine Gerade bildet (LAWA 2018, siehe Gl. 2):

$$\log Q = \log a + n * \log(W - W_0) \quad \text{Gl. 2}$$

Dementsprechend werden die Ergebnisse der diskontinuierlichen Durchflussmessungen mit dem Tabellenkalkulationsprogramm Microsoft Excel in einem doppel-logarithmischem Diagramm, mit den Durchflüssen Q auf der Abszisse und der Wasserstandsdifferenz W – W₀ auf der Ordinate, aufgetragen. Anschließend wird der Wert von W₀ analog zu WMO (2010) so lange variiert und optimiert, bis die W-Q-Beziehung näherungsweise linear ist und das Bestimmtheitsmaß R² der zugehörigen Trendlinie maximal wird. Nachfolgend wird die W-Q-Beziehung mit dem nun definierten W₀ in einem linearen Diagramm in Microsoft Excel dargestellt (Abzisse: Q, Ordinate: W – W₀) und eine Trendlinie basierend auf der Potenzfunktion durch die Daten aufgetragen. Diese lautet wie folgt (siehe Gl. 3):

$$(W - W_0) = A * Q^B \quad \text{Gl. 3}$$

mit:

A, B	Trendlinienparameter
------	----------------------

Die Trendlinienfunktion kann nun zur Berechnung der Durchflusswerte nach Q umgestellt und die Parameter a und n durch Umrechnen der in Microsoft Excel angezeigten und abgelesenen Trendlinienparameter A und B hergeleitet werden. Es gilt:

$$\left(\frac{W - W_0}{A}\right)^{\frac{1}{B}} = Q \quad \text{Gl. 4}$$

und:

$$\left(\frac{1}{A}\right)^{\frac{1}{B}} * (W - W_0)^{\frac{1}{B}} = Q \quad \text{Gl. 5}$$

mit:

$$a = \left(\frac{1}{A}\right)^{\frac{1}{B}} \quad \text{Gl. 6}$$

$$n = \frac{1}{B} \quad \text{Gl. 7}$$

Signifikante Veränderungen des Gerinneprofils im Bereich der Pegelmessstelle mit zunehmendem Wasserstand, wie beispielsweise beim Übergang vom Gerinnebett in den Ausuferungsbereich, können zu Knickpunkten der Durchflusskurve führen und diese in mehrere Abschnitte unterteilen (MORGENSCHWEIS 2018). Diese Knickpunkte werden insbesondere in der doppel-logarithmischen Darstellung sichtbar (BOITEN 2005). In einem solchen Fall ist die W-Q-Beziehung einzeln für jeden Abschnitt zu ermitteln. Der Parameter W_0 bleibt dabei für alle Abschnitte gleich (MORGENSCHWEIS 2018). Im Zuge dieser Arbeit konnte hingegen durch die Unterteilung in einzelne Abschnitte und die Erstellung individueller W-Q-Beziehungen für diese keine besseren Ergebnisse erzielt werden, sodass in der Folge für jeden Standort eine durchgängige W-Q-Beziehung aufgestellt wurde.

3.2.3. Korrekturen und Extrapolation

Bei der Durchflussermittlung mittels W-Q-Beziehungen sind verschiedene zeitlich begrenzte Beeinflussungen derselben zu berücksichtigen. Diese können einerseits kurzzeitig sein, wie z. B. der Hysterese-Effekt, welcher die Beobachtung beschreibt, dass Hochwasserwellen in der ansteigenden Phase höhere Durchflüsse aufweisen als in der absteigenden Phase (MORGENSCHWEIS 2018). Andererseits können auch länger andauernde, saisonale Effekte auftreten. Diese können beispielsweise eine Verkrautung oder Vereisung des Gerinnes sowie temporäre Gerinneaufstauungen durch Laub oder Treibgut (siehe Abbildung 14) sein (LAWA 2018, MORGENSCHWEIS 2018).

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden verschiedene saisonale Beeinflussungen an den Pegelmessstellen beobachtet. Da jedoch eine zu geringe Anzahl an Durchflussmessungen in den betroffenen Zeiträumen für die Anwendung gängiger Korrekturverfahren, wie z. B. das ETA- oder ΔW -Verfahren (LAWA 2018, MORGENSCHWEIS 2018), vorlagen, wurden keine Korrektur der Beeinflussungen durchgeführt. Stattdessen wurden diese einzelnen, beeinflussten Durchflussmessungen bewusst bei der Aufstellung der W-Q-Beziehung miteinbezogen, um diese Effekte bei der Durchflussberechnung mitdarstellen zu können. Im Gegensatz dazu wurden Durchflussmessungen, bei denen die nachfolgende Auswertung ergab, dass diese, bei-

spielsweise aufgrund eines Anwendungsfehlers während der Messung (z. B. eine zu kurz gewählte Mischungsstrecke beim Salztracerverfahren) bzw. ungeeigneter Rahmenbedingungen für die jeweilige Messmethode (z. B. zu turbulente Fließbedingungen beim Lotrechtenverfahren), einen zu großen Messfehler aufweisen, nicht für die W-Q-Beziehung verwendet.

Ein gängiges Problem bei der Aufstellung von W-Q-Beziehungen sind fehlende Durchflussmessungen im Niedrig- und insbesondere im Hochwasserbereich, sodass eine Extrapolation der W-Q-Beziehung oftmals notwendig wird (BOITEN 2005). Ein Extrapolationsverfahren, das auch im Zuge dieser Arbeit angewendet wird, ist die Extrapolation mittels doppel-logarithmischer Verlängerung (MORGENSCHWEIS 2018). Hierbei wird die nach Gl. 1 aufgestellte W-Q-Beziehung in einem doppellogarithmischen Diagramm aufgetragen und die entstehende Gerade entsprechend verlängert. Das Ausmaß der Verlängerung ist dabei abhängig von den Eigenschaften des Gerinneprofils im Bereich der Pegelmesssstelle (MORGENSCHWEIS 2018).

Eine an den Pegelmessstellen Bilsteinbach-Abstrom und Lörmecke-Abstrom auftretende Problematik ist die Beobachtung, dass in Phasen, in denen das Gerinne bei Geländebegehung vollkommen trocken war, z. T. dennoch geringe Durchflüsse durch die W-Q-Beziehung berechnet werden. Dies ist u. a. darauf zurückzuführen, dass Messwerte, bei denen Q gleich null ist, mathematisch nicht bei der Trendlinienbildung mit der Potenzfunktion einbezogen werden können. Um dies zu korrigieren, wurden für beide Messstellen händisch bestimmte Wasserstandsgrenzwerte eingeführt, unterhalb derer Q gleich null ist. Die Festlegung dieser Grenzwerte erfolgte auf der Grundlage der Beobachtungen bei den Geländebegehungen und Betrachtung der gemessenen Druckhöhen bei vollkommen trockenem Gerinnezustand.

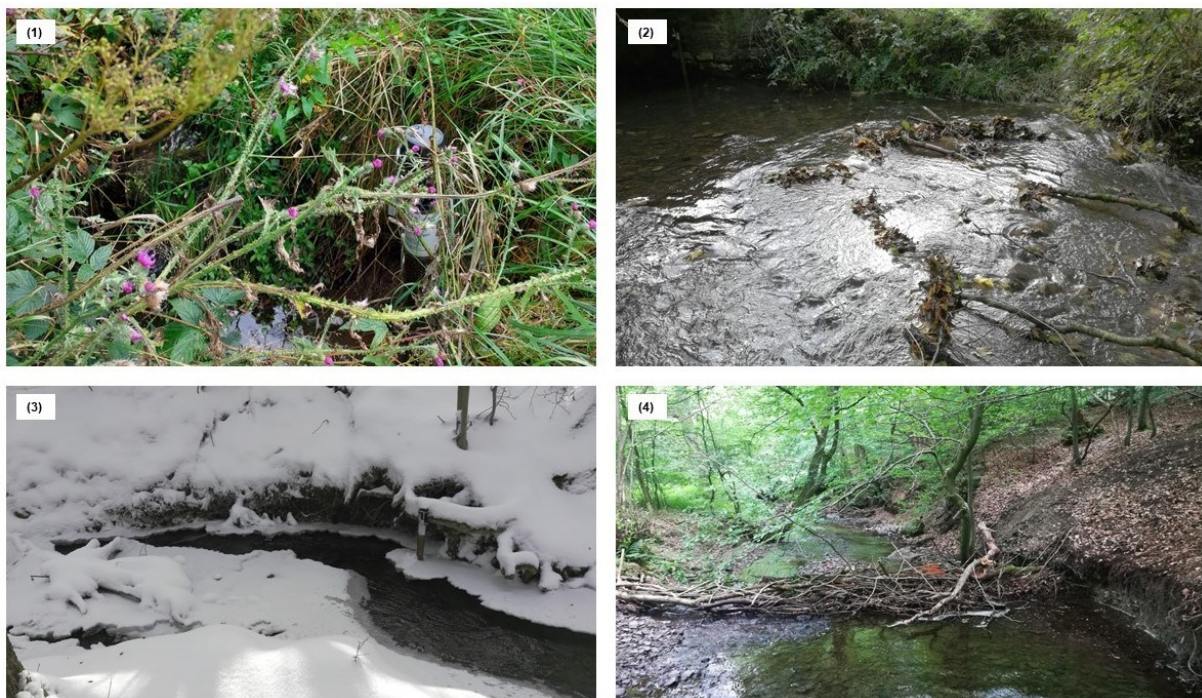


Abbildung 14: Beispiele für zeitlich begrenzte Beeinflussungen der W-Q-Beziehungen: (1) Verkrautung am Pegel Enkebach-Zustrom (Sep. 2021), (2) Laubaufstauungen am Pegel Schlagwasser-Abstrom (Okt. 2019), (3) Vereisungen am Pegel Wäschebach-Zustrom (Feb. 2021), (4) Bildung eines Treibgutdamms am Pegel Bilsteinbach-Zustrom (Jun. 2021)

3.3. Diskontinuierliche Durchflussmessung

Um eine W-Q-Beziehung aufstellen zu können, ist wie in Kapitel 3.2 beschrieben die Durchführung diskontinuierlicher Durchflussmessungen bei verschiedenen Wasserständen erforderlich. Hierzu wurden in dieser Untersuchung zwei Methoden angewendet, die nachfolgend beschrieben werden: Das Lotrechtenverfahren mit akustischem, digitalem Strömungsmesser und das Salztracerverfahren mit Momentaninjektion.

3.3.1. Lotrechtenverfahren mit akustischem, digitalem Strömungsmesser

Das Lotrechtenverfahren mit einem akustischen, digitalen Strömungsmesser, das auch Geschwindigkeits-Flächenmethode genannt wird (BOITEN 2005, LAWA 2018), ist ein diskontinuierliches Durchflussmessverfahren, das für die Durchflussmessung in geraden Gerinneabschnitten mit regelmäßigen Gerinnequerschnitt, stetigem Sohlgefälle und laminarer, uferparalleler Strömung geeignet ist (OTT 2008, LAWA 2018, DIN EN ISO 748 2022). Das Prinzip der Methode basiert auf der folgenden Grundgleichung der Durchflussmessung (MORGENSCHWEIS 2018, DIN EN ISO 748 2022):

$$Q = v_m * A \quad \text{Gl. 8}$$

mit:

Q	Durchfluss [m³/s]
v_m	mittlere Fließgeschwindigkeit im Messquerschnitt [m/s]
A	Fläche des durchströmten Messquerschnittes [m²]

Zu Beginn der Durchflussmessung wird in einem geeigneten Gerinneabschnitt ein Messquerschnitt definiert, der möglichst senkrecht zur Strömungsrichtung des Gerinnes liegt (LAWA 2018, DIN EN ISO 748 2022). An mehreren Lotrechten im Messquerschnitt wird in unterschiedlichen Wassertiefen die Fließgeschwindigkeit des Gerinnes als Punktgeschwindigkeiten erfasst (siehe Abbildung 15) (MORGENSCHWEIS 2018). Die Anzahl und die Verteilung der Lotrechten im Messquerschnitt richten sich nach der jeweiligen Geometrie des Gerinnes und dem beabsichtigten Auswertungsverfahren (OTT 2008). Im Rahmen dieser Untersuchung wurde diesbezüglich entsprechend den Vorgaben des Herstellers des Messgerätes vorgegangen.

Für die Punktmessung der Fließgeschwindigkeit wird ein akustischer, digitaler Strömungsmesser des Typs OTT ADC der Firma OTT eingesetzt. Hierbei handelt es sich um einen Messsensor, der über zwei Ultraschallwandler Ultraschallsignale aussendet, welche an Partikeln im Gerinne reflektiert werden und als Echosignale zu den Ultraschallwandlern zurückkehren. Die Echosignale werden aufgezeichnet und mit einem digitalen Signalprozessor als Echomustern digitalisiert. Durch Wiederholung des gesamten Vorgangs wird ein zweites Echomuster erzeugt, welches mit dem ersten verglichen wird, um den zeitlichen Versatz zwischen den Signalen und somit die Fließgeschwindigkeit am Messpunkt berechnen zu können (OTT 2008).

Neben den Ultraschallwandlern enthält der Messsensor eine Druckmesszelle zur Messung der Wassertiefe an jeder Lotrechte. Das Messgerät berechnet aus den Daten zur Wassertiefe in Kombinationen mit weiteren Daten zur Gerinnegeometrie (wie z. B. die Gerinnebreite, die Wassertiefe am Start- oder Stoppufer und ggf. die Rauigkeit der Seitenwände bei rechteckigen Messquerschnitten) die Fläche des Messquerschnittes und nachfolgend den Durchfluss (OTT 2008). Aufgrund der Bauweise des Messgerätes ist bei der Ermittlung der Wassertiefe stets

der vertikale Abstand zwischen dem Messsensor und der Grundplatte sowie der Grundplatte und dem Gerinneboden zu beachten und anzugeben. Der Abstand des Messsensors zur Grundplatte ist konstant, wohingegen der Abstand zwischen Grundplatte und Gerinneboden individuell für jeden Messstandort ermittelt werden muss (OTT 2008). Im Zuge dieser Untersuchung wurde für jeden Messstandort einmalig, ein mittlerer vertikaler Abstand zwischen Grundplatte und Gerinneboden abgeschätzt und für die weiteren Messungen beibehalten.

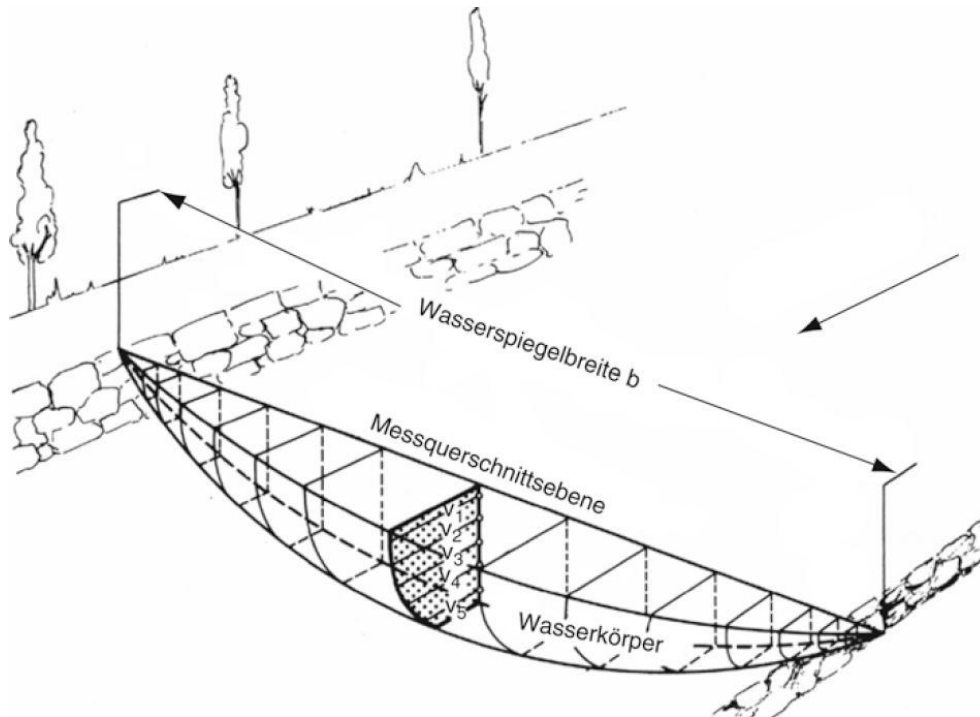


Abbildung 15: Prinzip der Durchflussmessung mittels Lotrechtenverfahren (MORGENSCHWEIS 2018)

Die Ermittlung des Durchflusses erfolgt in zwei Schritten: Im ersten Schritt wird die mittlere Fließgeschwindigkeit pro Lotrechte gemäß der Vielpunktmethode aus den gemessenen Punktgeschwindigkeiten berechnet. Bei Anwendung der Vielpunktmethode kann die Anzahl und die Lage der Messpunkte auf der Messlotrechte in Abhängigkeit von der Wassertiefe und den Fließverhältnissen frei gewählt werden. Der oberste Messpunkt ist dabei möglichst nah unterhalb der Wasseroberfläche und der unterste Messpunkt analog möglichst nah oberhalb der Gerinnesohle anzuordnen (OTT 2008). Darüber hinaus liegen Richtwerte bzgl. der Anzahl der Messpunkte in Abhängigkeit von der Wassertiefe seitens des Herstellers vor (OTT 2008).

In einem zweiten Schritt wird der Durchfluss durch Anwendung der MID-Section-Methode, auch Querschnittsmittenverfahren, arithmetisch ermittelt (siehe Abbildung 16) (OTT 2008, DIN EN ISO 748 2022). Im Zuge dieser Methode wird der Messquerschnitt in Teilsegmente unterteilt und der Durchfluss für jedes Teilsegment gemäß Gl. 9 (Gleichung aus OTT 2008, hier beispielhaft für Teilsegment 3) mit den zuvor für jede Lotrechte bestimmten mittleren Fließgeschwindigkeiten berechnet (OTT 2008). Ein Teilsegment ist definiert als der Bereich um eine Lotrechte herum, der limitiert ist durch den halben Abstand zu den jeweils angrenzenden Lotrechten (BOITEN 2005). Der Gesamtdurchfluss im Messquerschnitt entspricht der Summe der Durchflüsse aller Teilsegmente (BOITEN 2005).

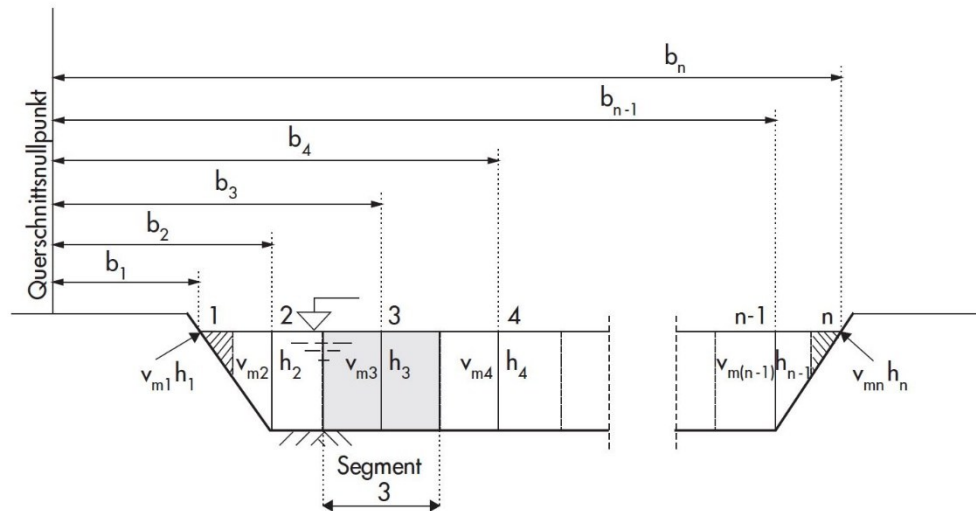


Abbildung 16: Prinzip der MID-Section-Methode (OTT 2008)

$$q_3 = v_{m3} * \left(\frac{(b_3 - b_2) + (b_4 - b_3)}{2} \right) * h_3 \quad \text{Gl. 9}$$

Der Vorteil des Lotrechtenverfahrens mit dem OTT ADC besteht u. a. darin, dass man bereits im Gelände unmittelbar nach Beendigung der Geschwindigkeitsmessungen ein Ergebnis für den Durchfluss erhält, ohne dass nachfolgende rechnergestützte Auswertungsschritte notwendig sind. Nachteilig zu bewerten ist hingegen, dass die Anforderungen an einen geeigneten Messstandort sehr hoch sind, da die Auswahl des Messquerschnittes und die dortigen Bedingungen die Qualität des Messergebnisses entscheidend beeinflussen (OTT 2008). Dies hat zur Konsequenz, dass das Verfahren nur in einem begrenzten Umfang im Untersuchungsgebiet, an den Pegelmessstellen der Schlagwasser, eingesetzt werden konnte.

Komplexe Gerinnegeometrien wie z. B. überhängende Gerinneufer sowie schlickige, unbefestigte Gerinneböden erschweren die Anwendung der Methode (DIN EN ISO 748 2022). Zu turbulente Strömungsbedingungen bzw. größere Hindernisse am Gerinneboden können darüber hinaus dazu führen, dass die Messung von Punktgeschwindigkeiten in Bodennähe nicht möglich ist. Folglich kann die vertikale Geschwindigkeitsverteilung an der Lotrechten nicht adäquat abgebildet werden, sodass es zur Überschätzung der jeweiligen mittleren Fließgeschwindigkeit an der Lotrechten kommt. Dies resultiert wiederum in zu hohen Durchflusswerten. Aus diesem Grund wurde beispielsweise am Pegelmessstellenstandort Wäster-Abstrom von der Anwendung des Lotrechtenverfahrens abgesehen.

3.3.2. Salztracerverfahren mit Momentaninjektion

Im Gegensatz zum Lotrechtenverfahren, eignet sich das Salztracerverfahren mit Momentaninjektion (auch Integrationsmethode genannt (LAWA 2018)) zur diskontinuierlichen Durchflussmessung in Gewässerabschnitten mit turbulentem Fließen, großem Gefälle bzw. unregelmäßigen Gerinnequerschnitten (MORGENSCHWEIS 2018).

Im Zuge dieses Verfahrens wird an einer geeigneten Eingabestelle handelsübliches Kochsalz, d. h. Natriumchlorid, als Markierungsstoff in das Fließgewässer eingegeben. Dieses verteilt sich in der Folge und im optimalen Falle vollständig und homogen in der fließenden Welle und nimmt dadurch die Eigenschaften und insbesondere die mittlere Fließgeschwindigkeit des Fließgewässers an (MORGENSCHWEIS 2018). Da zwischen dem Gehalt an gelöstem Salz und der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit ein linearer Zusammenhang besteht (MORGENSCHWEIS 2018), kann bei bekannter eingegebener Salzmasse und unter der Annahme, dass während der Messung gleichbleibende Durchflussbedingungen vorherrschen (BOITEN 2005), über deren Verdünnung auf den aktuellen Durchfluss geschlossen werden (ISO 9555-1 1994, MORGENSCHWEIS 2018). Dementsprechend wird an einem Messpunkt unterstromig der Eingabestelle, nach einer ausreichend langen Mischungsstrecke, die spezifische elektrische Leitfähigkeit mit einem Leitfähigkeitsmessgerät und somit der Durchgang des Markierungsstoffes aufgezeichnet (MORGENSCHWEIS 2018).

Grundsätzlich stehen für die Anwendung dieser Methode verschiedene Markierungsstoffe (z. B. chemische Tracer, radioaktive Tracer, Fluoreszenzfarbstoffe) mit unterschiedlichen Vor- und Nachteilen zur Verfügung (ISO 9555-1 1994, MORGENSCHWEIS 2018). Gewöhnlich wird in der Praxis, sowie auch im Rahmen dieser Untersuchung, handelsübliches Kochsalz als Markierungsstoff eingesetzt. Salz bietet den Vorteil preisgünstig und verfügbar sowie leicht löslich zu sein (ISO 9555-3 1992, MORGENSCHWEIS 2018). Darüber hinaus werden die Effekte der verwendeten Natriumchloridkonzentrationen auf Flora und Fauna in ISO 9555-3 (1992) als verhältnismäßig harmlos eingestuft. Auch die Adsorption des Salztracers an die Vegetation bzw. Materialien im Gerinnequerschnitt wird als gering bewertet (ISO 9555-3 1992). Nachteile ergeben sich daraus, dass bei größeren Durchflussvolumina des Fließgewässers sehr hohe Salzmassen erforderlich sind, um ein ausreichend großes Messsignal am Messpunkt erzeugen zu können (MORGENSCHWEIS 2018). Da das Salz vor der Eingabe in einem möglichst kleinen, aber ausreichend großem Lösungsvolumen (LAWA 2018), bestehend aus dem Wasser des Fließgewässers gelöst werden muss, erschwert sich bei größeren Salzmassen die Handhabung bei der Eingabe des Markierungsstoffes (MORGENSCHWEIS 2018).

Die Mischungsstrecke zwischen Tracereingabepunkt und Leitfähigkeitsmesspunkt muss ausreichend lang gewählt werden, damit eine vollständige Durchmischung des Tracers im Gerinnequerschnitt erzielt werden kann (MORGENSCHWEIS 2018). In MORGENSCHWEIS (2018) werden verschiedene empirische Formeln vorgestellt, die zur Berechnung der Mischungsstrecke verwendet werden können. Im Zuge dieser Arbeit wurde sich bei der Festlegung der Mischungsstrecke, sofern unter Geländebedingungen umsetzbar, an der Faustformel nach DAY (1977) orientiert (siehe Gl. 10):

$$L = 25 * b \quad \text{Gl. 10}$$

mit:

L	Länge der Mischungsstrecke [m]
b	Mittlere Breite des Fließgewässers [m]

Die Tracereingabe erfolgt Dirac-förmig, d. h. möglichst instantan und punktförmig, etwa in die Mitte des Gewässerquerschnittes, bestenfalls in eine Zone mit hoher Fließgeschwindigkeit (ISO 9555-1 1994, BOITEN 2005, LAWA 2018, MORGENSCHWEIS 2018). Am Messpunkt wird der Durchgang des Salztracers mithilfe eines Leitfähigkeitsmessgerätes (hier: WTW-Leitfähigkeits-Taschenmessgerät ProfiLine Cond 3310 mit Sonde TetraCon 325) im mindestens 5-se-

kündigen Messintervall kontinuierlich und automatisiert aufgezeichnet. Hierzu wird die Leitfähigkeitssonde an einer repräsentativen Stelle im Gerinnequerschnitt, möglichst in der Hauptströmungsbahn, positioniert und fixiert (ISO 9555-1 1994, MORGENSCHWEIS 2018). Am Standort Wäster-Abstrom wurden aufgrund der größeren Breite des Fließgewässers, sofern verfügbar, zwei Leitfähigkeitssonden eingesetzt.

Die Form und der Verlauf einer typischen Tracerdurchgangskurve sind in Abbildung 17 dargestellt.

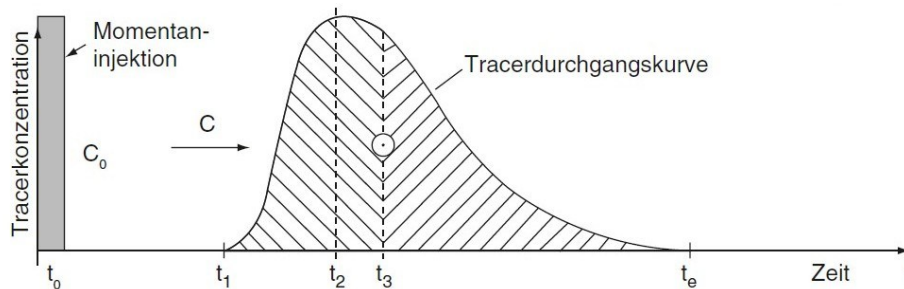


Abbildung 17: Prinzip des Tracerverfahrens mit Momentaninjektion (MORGENSCHWEIS & NUSCH 1991), mit t_1 = Zeit bis zum 1. Eintreffen des Tracers, t_2 = Zeit bis zum Maximum der Tracerkonzentration und t_3 = Zeit bis zum Median der Tracerkonzentration (mittlere Laufzeit)

Bei bekannter eingegebener Salzmasse und konstantem Durchfluss während der Messung kann gemäß Gl. 11 bzw. Gl. 12 der Durchfluss berechnet werden (ISO 9555-1 1994, MORGENSCHWEIS 2018). Der Durchfluss entspricht somit dem Integral unter der Chloridionenkonzentrationsdurchgangskurve (LAWA 2018).

$$m = \int_0^t Q * C_2 dt \quad \text{Gl. 11}$$

mit:

m	Eingabemasse des Tracers [g oder mg]
Q	Durchfluss [m³/s oder L/s]
C_2	Tracerkonzentrationsverlauf am Messpunkt [g/m³ oder mg/L]
t	Messintervall [s]

und:

$$Q = \frac{m}{\int_0^t C_2(t) dt} \quad \text{Gl. 12}$$

Da am Messpunkt nicht direkt die Chloridionenkonzentration, sondern die spezifische elektrische Leitfähigkeit gemessen wird, ist eine Konvertierung der Leitfähigkeitswerte in Konzentrationswerte erforderlich. Hierzu kann im Vorfeld der Messung eine Kalibration des Leitfähigkeitsmessgerätes mithilfe einer Verdünnungsreihe mit bekannten Chloridionenkonzentrationen und die Bestimmung eines entsprechenden Kalibrationsfaktors durchgeführt werden. Da bei den monatlichen Geländefahrten im Zuge dieser Untersuchung eine große Anzahl von Durchflussmessungen an verschiedenen Standorten durchgeführt werden musste und zugleich die zeitlichen Ressourcen begrenzt waren, wurde auf eine vorherige individuelle Kalibration an jedem Standort verzichtet. Daher wurde für die Umrechnung der Leitfähigkeitsdaten in Chloridionenkonzentrationen ein empirischer Kalibrationsfaktor von 0,333 verwendet. Der

Faktor beruht auf einer Vielzahl von Kalibrationsmessungen, welche von verschiedenen Beteiligten für verschiedene Wässer in verschiedenen Regionen der Welt unter Anwendung verschiedener Methoden zur Chloridionenkonzentrationsmessung durchgeführt wurden und die dem Lehr- und Forschungsgebiet Hydrogeologie der RWTH Aachen vorliegen.

Die Grenzen des Tracerverfahrens werden in Gerinneabschnitten mit Stillwasserbereichen bzw. bei Messungen unter Niedrigwasserbedingungen mit geringen Fließgeschwindigkeiten deutlich, da dann sehr lange Messzeiten erforderlich sind, um den gesamten Tracerdurchgang zu erfassen. Umgekehrt kann es bei Hochwasserbedingungen notwendig werden, die übliche Mischungsstrecke zu verlängern, da der Tracerdurchgang aufgrund der erhöhten Fließgeschwindigkeiten am Messpunkt ansonsten zu schnell erfolgt. Grundsätzlich muss darauf geachtet werden, dass im Gerinneabschnitt der Mischungsstrecke keine seitlichen Zuflüsse in das Fließgewässer vorhanden sind, um die Vorgabe, dass der Durchfluss während der Messung konstant ist, erfüllen zu können.

3.3.3. Bewertung der Messgenauigkeit und Reproduzierbarkeit

Um eine Aussage hinsichtlich der Reproduzierbarkeit der Messergebnisse der diskontinuierlichen Durchflussmessungen treffen zu können, wurden in der Anfangsphase der Geländearbeiten, sofern möglich, an jedem Pegelstandort mind. drei Messwiederholungen durchgeführt. Hierdurch konnte der arithmetische Mittelwert sowie die absolute und relative Standardabweichung für die jeweilige Durchfluss- und Messsituation berechnet werden. Diese Vorgehensweise wurde bei mehreren Geländefahrten wiederholt, um möglichst unterschiedliche Durchflusssituationen (z. B. Niedrigwasser, Hochwasser) abbilden zu können. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Anhang „Methodische Grundlagen“ aufgeführt. Diese zeigen, dass die mittlere relative Standardabweichung bei Anwendung des Salztracerverfahrens in der Regel im Bereich von etwa 2 bis 4 % liegt. Größere Abweichungen sind auf Fehler bei der Anwendung der Methode (z. B. eine zu kurz gewählte Mischungsstrecke) zurückzuführen. Bei Anwendung des Lotrechtenverfahrens mit der ADC-Sonde befindet sich die mittlere relative Standardabweichung mit 2,8 bzw. 3,6 % in einem vergleichbaren Bereich. Folglich zeigen beide Methoden bei richtiger Anwendung eine geringe Streuung der Messwerte bzw. eine gute Reproduzierbarkeit der Messergebnisse. Im späteren Verlauf der Geländearbeiten wurde auf Grundlage dieser Datenbasis auf die weitere Durchführung mehrerer Messwiederholungen verzichtet.

Einflussfaktoren auf die Größe der zu beobachtenden Standardabweichungen bei Anwendung des Salztracerverfahrens sind u. a. die Art der Tracereingabe, die Genauigkeit bei der Salzeinwaage und der Messwertaufzeichnung während des Tracerdurchgangs sowie die Eigenschaften des Messgerätes. Darüber hinaus kann eine während des Messdurchganges variierende Basisleitfähigkeit des Fließgewässers die Auswertung der Messung erschweren. Beim Lotrechtenverfahren mit der ADC-Sonde sind u. a. der Anströmwinkel zwischen Messsensor und der Fließrichtung des Gewässers, die Temperaturkompensation des Messgerätes sowie die Kalibration der Wassertiefenmessung als Einflussfaktoren zu nennen (OTT 2008).

Um neben der Reproduzierbarkeit der Messergebnisse der Durchflussmessungen auch die zufällig auftretende, statistische Messunsicherheit und die resultierende Streuung der Messwertverteilung bewerten und quantifizieren zu können, wurde beispielhaft eine Fehlerrechnung für das Salztracerverfahren umgesetzt. Hierzu wurde am 11.08.2021 eine Durchflussmessung

mit insgesamt zwölf Messwiederholungen am Pegelstandort Lörmecke-Zustrom durchgeführt. Der arithmetische Mittelwert dieser Messreihe entspricht dabei dem „typischen“ Wert der Messwertverteilung, d. h. dem besten „Schätzwert“ für den tatsächlichen Wert der Messgröße (MÖHRKE & RUNGE 2020). Um die Unsicherheit um diesen Bestwert zu ermitteln, wird in einem ersten Schritt gemäß Gl. 13 die Standardabweichung der Stichprobe σ_x berechnet. Nachfolgend kann mithilfe Gl. 14 die Standardabweichung des Mittelwertes $\sigma_{\bar{x}}$, welche der Standardunsicherheit u_x entspricht, ermittelt werden (MÖHRKE & RUNGE 2020) (Gleichungen zitiert aus ISO 5168 2005 und MÖHRKE & RUNGE 2020):

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{(n-1)} * \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{Gl. 13}$$

mit:

n	Anzahl der Messwerte
$\bar{x}$	Arithmetischer Mittelwert
x_i	Messwert der Messreihe

$$u_x = \sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \quad \text{Gl. 14}$$

Gl. 15 ergibt die relative Standardabweichung des Mittelwertes $r_{\bar{x}}$ (Gleichung zitiert aus SCHÖNWIESE 2013):

$$r_{\bar{x}} = \frac{\sigma_{\bar{x}}}{\bar{x}} * 100\% \quad \text{Gl. 15}$$

Im konkreten Fall beträgt der Mittelwert der Durchflussmessreihe am Pegelstandort Lörmecke-Zustrom 66,8 L/s. Die Standardunsicherheit beläuft sich auf $\pm 0,13$ L/s und die relative Standardabweichung des Mittelwertes auf $\pm 0,19$ %.

Bei alleiniger Angabe der Standardunsicherheit und unter der Annahme, dass der Messreihe eine Gauß- bzw. Normalverteilung zugrunde liegt, folgt, dass die Standardunsicherheit eine Überdeckungswahrscheinlichkeit der Verteilung (bzw. ein Konfidenzintervall) von etwa 68 % aufweist (MÖHRKE & RUNGE 2020). Dies bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeit, dass der tatsächliche Wert der Messgröße innerhalb des durch die Standardunsicherheit angegebenen Wertebereiches liegt, etwa zwei Drittel beträgt (ISO 5168 2005). Um eine größere Überdeckungswahrscheinlichkeit zu erzielen, kann mithilfe eines Erweiterungsfaktors eine erweiterte Unsicherheit berechnet werden. Da bei kleinen Messreihen mit einer geringen Anzahl von Messwerten ($n < 100$) die Annahme einer Gaußverteilung nicht gerechtfertigt ist, erfolgt die Berechnung der erweiterten Unsicherheit auf Grundlage der Student'schen t-Verteilung. Die Erweiterungsfaktoren t sind dabei abhängig von der angestrebten Überdeckungswahrscheinlichkeit und der Anzahl von Freiheitsgraden, die $n - 1$ entspricht, und können Tabellenwerken wie z. B. in MÖHRKE & RUNGE (2020) entnommen werden (MÖHRKE & RUNGE 2020). Die Berechnung der erweiterten Unsicherheit U erfolgt gemäß Gl. 16 (zitiert aus MÖHRKE & RUNGE 2020). Für das Beispiel der Messreihe am Lörmecke-Zustrompegel beträgt die erweiterte Unsicherheit bei einer Überdeckungswahrscheinlichkeit bzw. einem Konfidenzintervall von 95 % $\pm 0,28$ L/s bzw. relativ, bezogen auf den Mittelwert, $\pm 0,43$ %.

$$U = t * \sigma_{\bar{x}}$$

Gl. 16

Um zu überprüfen, ob die im Zuge des Salztracerverfahrens gewählte Mischungsstrecke unter den gegebenen Durchflussbedingungen eine ausreichende Länge aufweist, wurde, mit Ausnahme des Enkebaches (da dort eine zu schmale Gerinnebreite vorliegt), an jedem Pegelstandort mindestens einmalig eine Kontrollmessung durch den zeitgleichen Einsatz zweier Leitfähigkeitsmessgeräte an unterschiedlichen Positionen im Gerinnequerschnitt des Messpunktes durchgeführt. Durch die parallele Messung des Tracerdurchgangs und den Vergleich der nachfolgend berechneten Durchflüsse, konnte nachvollzogen werden, ob eine homogene und vollständige Durchmischung des Tracers im Gerinne erreicht werden konnte. Weichen die ermittelten Durchflüsse um mehr als 10 % voneinander ab, wurde die Mischungsstrecke entsprechend verlängert. Die Kontrollmessungen wurden z. T. bei unterschiedlichen Durchflussbedingungen und veränderten Messkonfigurationen wiederholt.

Durch den wiederholten, vergleichenden Einsatz der beiden Durchflussmessfahren am Pegelstandort Schlagwasser-Abstrom wurde ersichtlich, dass die Durchflussmessung per Lotrechtenverfahren im Mittel etwa 31,5 % größere Durchflüsse im Vergleich zum Salztracerverfahren ergibt (Berechnung auf Grundlage von sechs Vergleichsmessungen). Da am oberstromig gelegenen Pegelstandort Schlagwasser-Zustrom der Durchfluss seit Oktober 2020 per Salztracerverfahren gemessen wurde, wurden für die Aufstellung der W-Q-Beziehung des Pegels Schlagwasser-Abstrom, sofern Messergebnisse beider Methoden vorlagen, entsprechend die des Salztracerverfahrens verwendet, um eine bessere Vergleichbarkeit der Messdaten zu gewährleisten.

3.4. Durchflussganglinienauswertung

Im Folgenden werden die Verfahren, die im Zuge dieser Untersuchung zur Analyse der Durchflussganglinien verwendet wurden, vorgestellt und erläutert.

3.4.1. Hydrologische Hauptwerte

Für eine erste Charakterisierung der erhobenen Durchflussganglinien werden jeweils die hydrologischen Hauptwerte ermittelt. Hierbei handelt es sich gemäß DIN 4049-1 (1992) um einen Sammelbegriff der gebräuchlichsten statistischen Werte im Bereich der Hydrologie. Eine Übersicht der Hauptwerte, welche im Rahmen dieser Arbeit ermittelt wurden, und eine kurze Erläuterung derselben ist in Tabelle 10 enthalten.

Tabelle 10: Übersicht über die verwendeten Hauptwerte und Erklärung derselben gemäß DIN 4049-1 (1992) und LAWA (2018)

Hauptwert	Erklärung
NQ	Niedrigster Tagesmittelwert in der angegebenen Zeitspanne (Niedrigwasserdurchfluss)
MNQ	Arithmetischer Mittelwert der NQ-Werte der einzelnen Monate oder Jahre in der angegebenen Jahresreihe (Mittlerer Niedrigwasserdurchfluss)
MQ	Arithmetischer Mittelwert der Tagesmittelwerte in der angegebenen Zeitspanne. MQ-Werte einer Jahresreihe werden als arithmetischer Mittelwert der jeweiligen Jahresmittel berechnet. (Mittlerer Durchfluss)
MHQ	Arithmetischer Mittelwert der HQ-Werte der einzelnen Monate oder Jahre in der angegebenen Jahresreihe (Mittlerer Hochwasserdurchfluss)
HQ	Höchster Momentanwert in der angegebenen Zeitspanne (Hochwasserdurchfluss)

Während die NQ-, MNQ- und MQ-Werte auf der Grundlage von Tagesmittelwerten des Durchflusses berechnet werden, beruhen die HQ- sowie MHQ-Werte auf Momentanwerten (LAWA 2018), d. h. im konkreten Fall auf den im 15-minütigen Intervall gemessenen Durchflussdaten. Bei den in dieser Arbeit angegebenen Jahresreihen handelt es sich stets um WWJ.

Neben den hydrologischen Hauptwerten wurden auch Schüttungsquotienten, welche üblicherweise zur Beschreibung von Quellen sowie der hydrogeologischen Eigenschaften in den zugehörigen Einzugsgebieten eingesetzt werden (HÖLTING & COLDEWEY 2013), auf Grundlage der Durchflussganglinien gemäß Gl. 17 ermittelt:

$$\frac{MNQ}{MHQ} \quad \text{bzw.} \quad \frac{NQ}{HQ} \quad \text{Gl. 17}$$

3.4.2. Hydrographenseparierung

Der an den Pegelstandorten gemessene Durchfluss setzt sich aus verschiedenen Durchfluss- bzw. Abflusskomponenten zusammen: So kann der Abfluss in einem offenen Gerinne in eine Direktabfluss- und eine Basisabflusskomponente unterteilt werden (siehe Abbildung 18) (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Der Direktabfluss besteht wiederum aus einer Oberflächenabfluss- und einer Zwischenabflusskomponente (DIN 4049-3 1994) und umfasst gemäß LANUV NRW (2020) alle Abflussanteile, die nicht zur Grundwasserneubildung beitragen. Der Basisabfluss ist als der Abflussanteil definiert, welcher nicht Direktabfluss ist, und enthält die grundwasserbürtige Abflusskomponente bzw. den Grundwasserabfluss (DIN 4049-3 1994, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Unter der Annahme, dass kein Grundwasser den aufzeichnenden Abflusspegel umströmt und dass keine anthropogenen Beeinflussungen vorliegen, kann der Mittelwert des Basisabflusses einer längeren Zeitspanne mit der Grundwasserneubildung gleichgesetzt werden (AK Grundwasserneubildung FH-DGG 1977, HERGESELL & BERTHOLD 2005). Entsprechend stellt die Hydrographenseparierung, d. h. die Aufteilung des Abflusses in die verschiedenen Abflusskomponenten, ein wesentliches Werkzeug zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und zur Charakterisierung der hydrogeologischen Eigenschaften im Einzugsgebiet des Pegels dar.

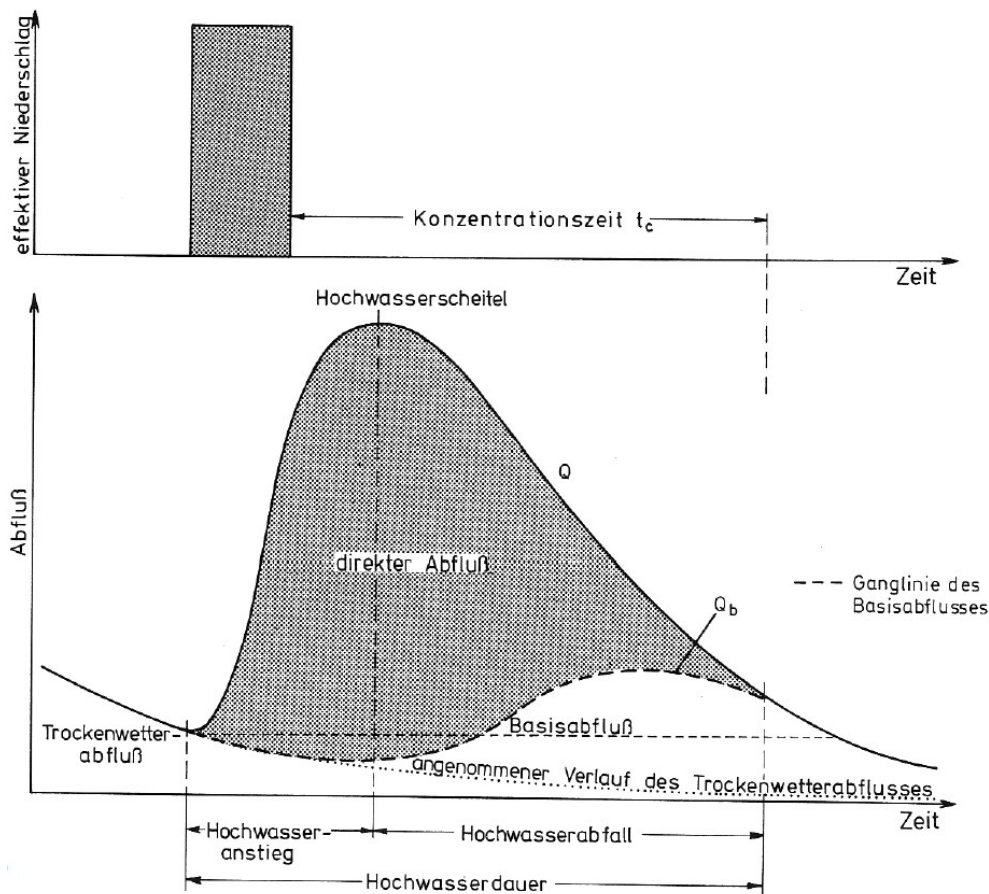


Abbildung 18: Abflussganglinie nach einem Niederschlagsereignis (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996)

Hierzu stehen verschiedene Herangehensweisen wie z. B. graphische Verfahren, statistische Verfahren, digitale Filterfunktionen, Rezessionsanalysen sowie Tracer-basierte Verfahren zur Verfügung (AK Grundwasserneubildung FH-DGG 1977, KISSEL & SCHMALZ 2020).

Im Zuge dieser Untersuchung wurde in Anlehnung an das zur Wasserbilanzierung verwendete GROWA-Modell (BOGENA et al. 2003, 2005) (siehe Kapitel 3.5) das MoM_{NQ}-Verfahren nach KILLE (1970) verwendet, um den mittleren Basisabfluss an den Pegelstandorten quantifizieren zu können. Hierbei handelt es sich um eine Modifizierung des MoM_{NQ}-Verfahrens nach WUNDT (1958). Sowohl das WUNDT- als auch das KILLE-Verfahren beruhen darauf, das arithmetische Mittel der mittleren monatlichen Niedrigwasserabflüsse (MoM_{NQ}) auf Grundlage langjähriger Zeitreihen zu ermitteln. Dieses entspricht dem mittleren Basisabfluss und wird in der Folge der mittleren Grundwasserneubildung gleichgesetzt (AK Grundwasserneubildung FH-DGG 1977).

In Mittelgebirgsregionen sind gemäß KILLE (1970) bei einem Teil der MoM_{NQ}-Werte, insbesondere in den Wintermonaten, noch Oberflächenabfluss- und Zwischenabflussanteile enthalten (AK Grundwasserneubildung FH-DGG 1977). Dies wird im Rahmen des KILLE-Verfahrens dadurch korrigiert, dass MoM_{NQ}-Werte, welche oberhalb eines kritischen Q-Wertes liegen, reduziert werden. Hierzu werden die MoM_{NQ}-Werte ihrer Größe nach angeordnet und eine Ausgleichgerade durch den linearen Abschnitt der Datenpunkte angeordnet (siehe Abbildung 19). MoM_{NQ}-Werte, die oberhalb dieser Ausgleichgerade liegen, werden auf den Wert der Ausgleichgerade reduziert. Der Mittelwert der reduzierten MoM_{NQ}-Werte (MoM_{NQ,r}) entspricht in der Folge dem Basisabfluss (AK Grundwasserneubildung FH-DGG 1977).

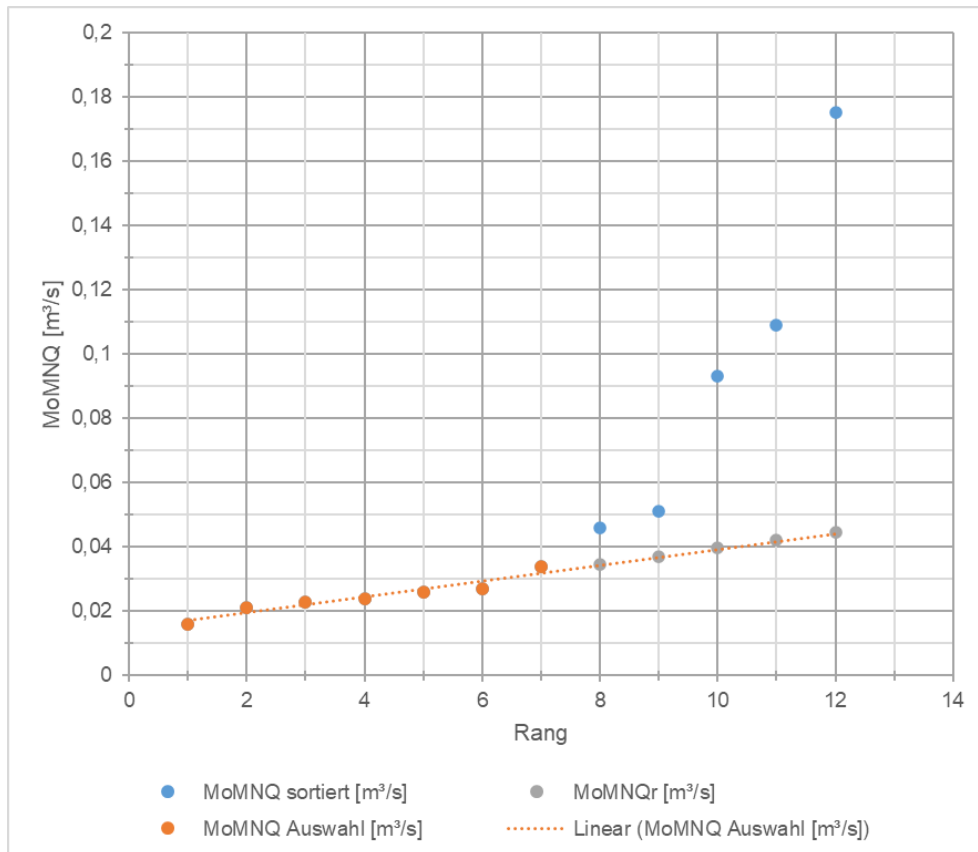


Abbildung 19: Beispielhafte Darstellung des KILLE-Verfahrens für den Pegel Lörmecke-Zustrom

Trotz neuerer Verfahren, bei denen der Basisabfluss beispielsweise mithilfe digitaler Filterfunktionen bestimmt werden kann (z. B. LYNE & HOLICK 1979, CHAPMAN & MAXWELL 1996, ECKHARDT 2005), findet das Verfahren nach KILLE auch in jüngeren Arbeiten (z. B. beim GROWA-Modell von BOGENA et al. 2005, KISSEL & SCHMALZ 2020) noch Anwendung und wird dort, z. T. als Vergleichsgröße zu anderen Methoden, zur Hydrographenseparierung eingesetzt. So wird das KILLE-Verfahren von KISSEL & SCHMALZ (2020) als eine schnelle und einfach anzuwendende Methode, um den mittleren Basisabfluss abzuschätzen, bewertet.

Eine Einschränkung hinsichtlich der Ergebnisse des KILLE-Verfahrens im Kontext der vorliegenden Arbeit ergibt sich daraus, dass durch den Beginn der Datenerhebung im Sommer 2019 und deren Ende im Sommer 2022 vollständige Daten lediglich für zwei WWJ vorliegen. Folglich wurden die Daten des gesamten Beobachtungszeitraumes (WWJ 2020/2021 ergänzt um einzelne Monate der WWJ 2019 und 2022) zur Berechnung der MoMNQ-Werte verwendet, um zu erreichen, dass diese sich bis auf wenige Ausnahmen auf drei Monatswerte stützen. Dennoch wäre eine langjährigere Datenbasis wünschenswert gewesen. Diese konnte jedoch aufgrund der zeitlichen Begrenzung der Untersuchung nicht erreicht werden.

3.4.3. Ermittlung von BFI-Werten aus Durchflussganglinien

Baseflow-Indizes (BFI) werden in der Hydrogeologie verwendet, um den Basisabfluss als relativen Anteil des Gesamtabflusses zu beschreiben (siehe Gl. 18) (HERGESELL & BERTHOLD 2005):

$$BFI = \frac{A_B}{A_G} \quad \text{Gl. 18}$$

mit:

A_B Basisabfluss
 A_G Gesamtabfluss

Da der Basisabfluss im langjährigen Mittel mit der Grundwasserneubildung gleichgesetzt werden kann (HERGESELL & BERTHOLD 2005), können BFI folglich zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Gesamtabflussdaten genutzt werden (siehe Kapitel 3.5 und 3.5.3) (BOGENA et al. 2005, HERGESELL & BERTHOLD 2005). BFI-Werte sind jeweils abhängig von den hydrogeologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet und werden im langjährigen Mittel als näherungsweise konstant erachtet (BOGENA et al. 2005).

Die Ermittlung des BFI aus den Durchflussganglinien einer Pegelmessstelle erfolgt mithilfe der Methode nach KILLE (1970). Da der im Zuge des KILLE-Verfahrens berechnete MoMNQ_r-Wert mit dem mittleren Basisabfluss gleichgesetzt werden kann (siehe Kapitel 3.4.2) und der mittlere Durchfluss MQ dem Gesamtabfluss entspricht (BOGENA et al. 2005, HERGESELL & BERTHOLD 2005), kann der BFI gemäß Gl. 19 berechnet werden (Gleichung zitiert aus HERGESELL & BERTHOLD 2005):

$$BFI = \frac{MoMNQ_r}{MQ} \quad \text{Gl. 19}$$

3.4.4. Trockenwetterfalllinie und Rezessionskoeffizient

Die Trockenwetterfalllinie (TWL) ist eine Darstellung des mittleren Trockenwetterabflusses an einem Pegelstandort (oder einem Quellstandort) und spiegelt die hydrogeologischen Eigenschaften, insbesondere das Rezessionsverhalten sowie das Speichervermögen, des zugehörigen Grundwasserleiters im Einzugsgebiet wider (RICHTER & LILLICH 1975). Der Trockenwetterabfluss wird definiert als der Abfluss, der nach einer längeren Zeitspanne ohne Niederschläge auftritt und dem grundwasserbürtigen Abfluss entspricht (LFULG Sachsen 2016). Gemäß RICHTER & LILLICH (1975) wird dieser Zustand nach mindestens zwei bis drei niederschlagsfreien Tagen erreicht.

Die Konstruktion der TWL kann u. a. graphisch (z. B. RICHTER & LILLICH 1975, siehe Abbildung 20) als auch mithilfe von Algorithmen (z. B. GREGOR & MALÍK 2012) erfolgen. Verschiedene Ansätze zur Konstruktion einer TWL werden z. B. in AKSOY et al. (2014) beschrieben. Im konkreten Fall wurden TWL für jeden Pegelstandort mithilfe des Tabellenkalkulationsprogramm Microsoft Excel erstellt. Hierzu wurden die Durchflussdaten bzw. -ganglinien in Form von Tagesmittelwerten mit den vorhandenen Tagessummen der Niederschläge der Niederschlagsmessstation „Warstein_SW“ (Datengrundlage: LANUV NRW) kombiniert, um Zeiträume mit Trockenwetterabfluss identifizieren zu können. Hierfür wurde festgelegt, dass diese Zeiträume nach drei niederschlagsfreien Tagen beginnen und enden, sobald erneuter Niederschlag auftritt. Die derartig ausgewählten Abschnitte wurden in einem gemeinsamen Diagramm graphisch aufgetragen (Abszisse: Zeit in Tagen, Ordinate: Durchfluss in m³/s) und analog zu RICHTER & LILLICH (1975) so lange gegeneinander verschoben, bis sich eine einheitliche, zusammengesetzte TWL ergab.

Anhand des Verlaufs und der Form einer TWL ist es möglich Rückschlüsse auf die Eigenschaften des Untergrundes im Einzugsgebiet zu ziehen: Ein steiler Verlauf der TWL deutet auf

schnelle Abflusskomponenten und entsprechend auf eine schnelle Entleerung des Grundwasserleiters aufgrund hoher Gesteinsdurchlässigkeiten, z. B. durch starke Zerklüftung oder Verkarstung, hin (RICHTER & LILLICH 1975, LFULG Sachsen 2016). Damit einhergehend kann auf ein geringes Rückhalte- bzw. Retentionsvermögen sowie eine geringe Speicherkapazität des Grundwasserleiters geschlossen werden (LFULG Sachsen 2016). Ein flacher Verlauf der TWL zeigt wiederum ein höheres Speicher- und Retentionsvermögen des Grundwasserleiters an (LFULG Sachsen 2016), wie dies beispielsweise in Porengrundwasserleitern der Fall ist (RICHTER & LILLICH 1975).

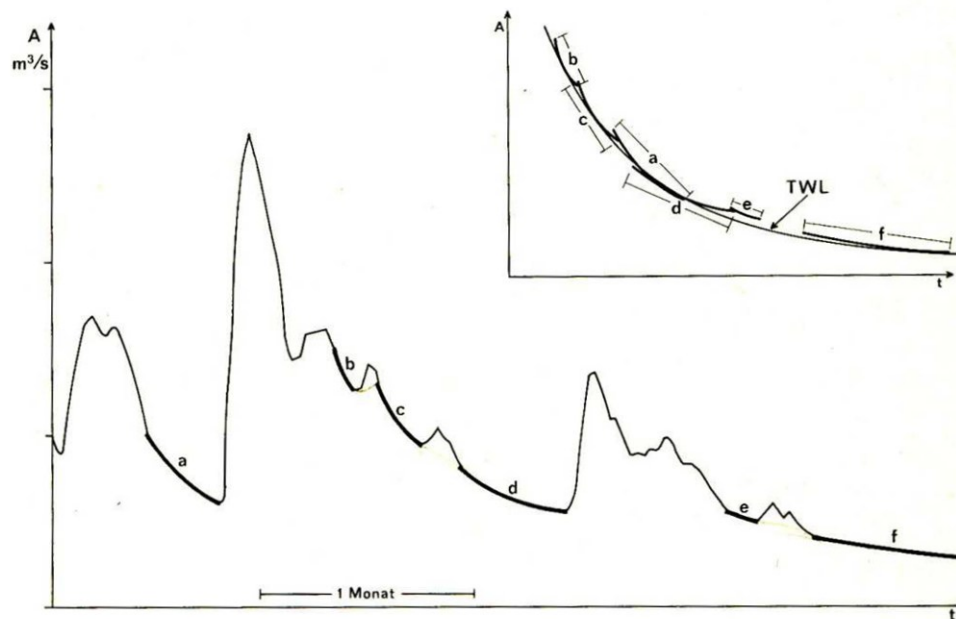


Abbildung 20: Konstruktion einer Trockenwetterfalllinie gemäß RICHTER & LILLICH (1975)

Zumeist zeigen TWL einen näherungsweise exponentiellen Verlauf (RICHTER & LILLICH 1975), der nach MAILLET (1905) als Funktion des im Grundwasserleiter gespeicherten Wassers gemäß Gl. 20 beschrieben werden kann (FORD & WILLIAMS 2007, SINGHAL & GUPTA 2010):

$$Q_t = Q_0 * e^{-\alpha * t} \quad \text{Gl. 20}$$

mit:

Q_t	Abfluss zum Zeitpunkt t [m^3/s]
Q_0	Abfluss zum Zeitpunkt $t = 0$ [m^3/s]
t	verstrichene Zeit zwischen Q_0 und Q_t [d]
α	Rezessionskoeffizient [$1/\text{d}$]

Der Rezessionskoeffizient α , der auch als quellspezifischer Leerlauf- bzw. Auslaufkoeffizient bezeichnet wird (LFULG Sachsen 2016), ist gemäß SINGHAL & GUPTA (2010) abhängig von der Transmissivität, dem Speicherkoeffizienten und dem effektiven Hohlraumanteil des Grundwasserleiters sowie der Geometrie des Einzugsgebietes. Größere Werte für α zeigen dabei eine größere Durchlässigkeit des Gesteins an. Entsprechend ist α auch ein Maß für die Klüftigkeit des Gesteins (SINGHAL & GUPTA 2010). Der Kehrwert von α entspricht der sogenannten Rückgangskonstanten K ($K = 1 / \alpha$ [d]) (LFULG Sachsen 2016).

Bei Auftragung der TWL in einem halblogarithmischen Diagramm verläuft diese zumeist in Form einer Geraden, deren Steigung mit $-\alpha$ übereinstimmt (siehe Gl. 21) (FORD & WILLIAMS 2007, SINGHAL & GUPTA 2010):

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0,4343 * t * \alpha \quad \text{Gl. 21}$$

Dementsprechend kann der Rezessionskoeffizient α gemäß Gl. 22 berechnet werden (SINGHAL & GUPTA 2010, LFULG Sachsen 2016):

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0,4343 * t} \quad \text{Gl. 22}$$

Im Zuge dieser Arbeit wurde zur Ermittlung des Rezessionskoeffizienten α Abflussdaten der jeweiligen TWL mit einem zeitlichen Abstand von einer Woche in einem halblogarithmischen Diagramm in Microsoft Excel aufgetragen und eine lineare Trendgerade durch diese Punkte gelegt (siehe Abbildung 21). Mithilfe der Trendlinie kann Q_0 sowie Werte für Q_t und t abgelesen werden und in der Folge α gemäß Gl. 22 berechnet werden.

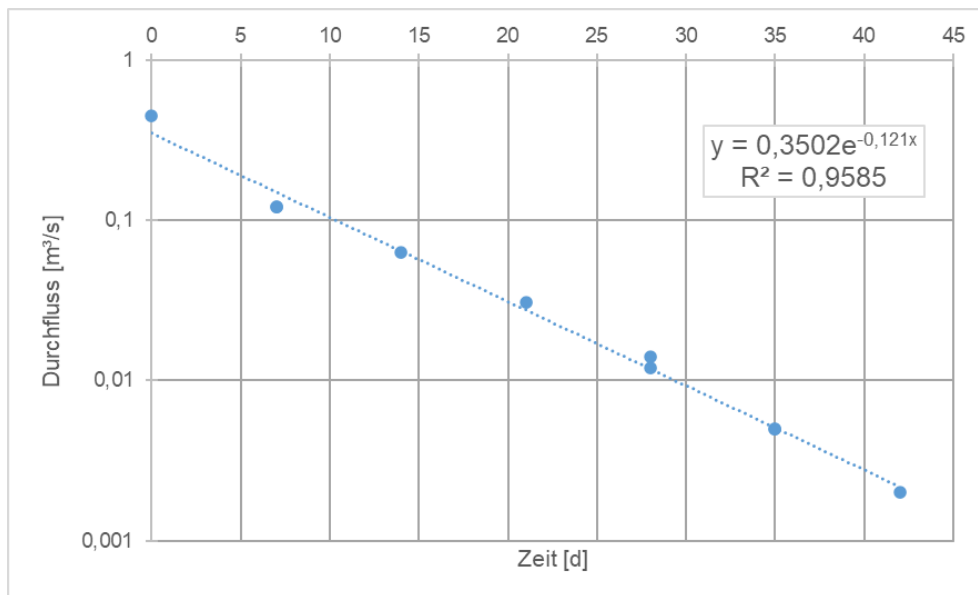


Abbildung 21: Beispielhafte Darstellung zur Ermittlung des Rezessionskoeffizienten α für den Pegelstandort Lörmecke-Abstrom

Sofern der Rezessionskoeffizient α bekannt ist, kann das im Einzugsgebiet zu einem bestimmten Zeitpunkt t gespeicherte und abflussfähige Grundwasservolumen gemäß Gl. 23 näherungsweise ermittelt werden (HÖLTING & COLDEWEY 2013):

$$V_{Gw} = \frac{Q_t}{\alpha} \quad \text{Gl. 23}$$

mit:

V_{Gw} Gespeichertes, abflussfähiges Grundwasservolumen zum Zeitpunkt der Abflussmessung [m^3]
 Q_t Abfluss zum Zeitpunkt t , für den der Grundwasservorrat abgeschätzt werden soll [m^3/d]

Des Weiteren entspricht die hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$ (siehe Gl. 24) dem Zeitraum, nach dem sich der ursprüngliche Basisabfluss bzw. die Ausgangsspeicherfüllung halbiert hat (HÖLTING & COLDEWEY 2013, LFULG Sachsen 2016):

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\alpha} \quad \text{Gl. 24}$$

3.5. Wasserbilanzierung

Um den Wasserhaushalt des Warsteiner und des Briloner Karstgrundwasserleiters beschreiben und das jeweilige Grundwasserdargebot sowie die Anteile der lokalen Grundwasserneubildung und der allogenen Komponenten quantifizieren zu können, ist die Erstellung einer Wasserbilanz erforderlich. Das Grundwasserdargebot ist gemäß LANUV NRW (2020) definiert als die Summe aller positiven Bilanzglieder wie beispielsweise die Grundwasserneubildung durch Niederschläge im Einzugsgebiet, Versickerung aus oberirdischen Fließgewässern und laterale, allogene Grundwasserzuströme in das Bilanzgebiet. Die Grundwasserneubildung entspricht dabei dem Gesamtabfluss nach Abzug des Direktabflusses (siehe Gl. 25) (LANUV NRW 2020). Der Gesamtabfluss ist wiederum als die Wassermenge definiert, welche verbleibt, wenn von den Niederschlägen die tatsächliche Evapotranspiration abgezogen wird (siehe Gl. 26) (LANUV NRW 2020).

$$GWN = A_G - A_D \quad \text{Gl. 25}$$

mit:

GWN	Grundwasserneubildung
A_G	Gesamtabfluss
A_D	Direktabfluss

$$A_G = N - ET_a \quad \text{Gl. 26}$$

mit:

N	Niederschlag
ET_a	Tatsächliche Evapotranspiration

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung werden die Grundwasserneubildung sowie die Parameter tatsächliche Evapotranspiration, Gesamtabfluss und Direktabfluss auf Grundlage des Wasserhaushaltsmodells GROWA (KUNKEL & WENDLAND 1998, 2002, BOGENA et al. 2003) flächendifferenziert mithilfe der Geoinformationssystem-Software ArcGIS Pro Version 3.0.3 der Firma Esri Inc. ermittelt.

Die Berechnung der Grundwasserneubildung erfolgt im GROWA-Modell in zwei Schritten: Im ersten Schritt wird die Gesamtabflusshöhe bestimmt, indem die tatsächliche Evapotranspirationshöhe mit dem empirischen Ansatz nach RENGIER & WESSOLEK (1990) errechnet und von der Niederschlagshöhe subtrahiert wird (BOGENA et al. 2003). In einem zweiten Schritt wird die Gesamtabflusshöhe durch die Anwendung ortsspezifischer BFI-Werte (siehe Kapitel 3.4.3) in die Komponenten Grundwasserneubildungshöhe und Direktabflusshöhe aufgeteilt (BOGENA et al. 2003). Alle Berechnungen erfolgen rasterbasiert in ArcGIS Pro.

Das ursprüngliche GROWA-Modell (KUNKEL & WENDLAND 1998, 2002) wurde seit seiner Einführung vielfach angewendet (z. B. BOGENA et al. 2003, 2005, HERRMANN et al. 2009). 2013 entwickelten HERRMANN et al. das mGROWA-Modell, welches eine Weiterentwicklung des GROWA-Modells darstellt (HERRMANN et al. 2013). Anstelle des empirischen RENGIER & WESSOLEK-Ansatzes (1990) zur Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration basiert das mGROWA-Modell auf einem physikalischen Ansatz: Hierbei wird die Grasreferenzverdunstung verwendet und das Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAB (ENGEL et al. 2012) eingebunden, um die tatsächliche Evapotranspiration zu ermitteln (HERRMANN et al. 2013, HERRMANN et al. 2014).

Die Einbindung eines Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodells ist im Rahmen dieser Untersuchung nicht möglich, da dieses aufgrund fehlender Eingangsdaten zur Landnutzung wie Fruchtart, Aussaat- und Erntetermine sowie Zwischenfruchtanbau für das Untersuchungsgebiet nicht umsetzbar ist. Folglich wird anstelle des mGROWA-Modells das bisherige GROWA-Modell verwendet, um die Wasserbilanzberechnungen durchzuführen.

3.5.1. Niederschlag

Ein wesentlicher Eingangsparameter der Wasserbilanzierung ist die Niederschlagshöhe und ihre räumliche Verteilung. Bei den im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Niederschlagsdaten handelt es sich um Tages- bzw. Monatssummen der Niederschlagshöhe, die als Punktdaten an Messstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD 2022-2023) und des LANUV NRW (die Daten wurden auf Anfrage bereitgestellt) im Untersuchungsgebiet gemessen wurden. Diese Ausgangsdaten wurden in einem ersten Arbeitsschritt zu Jahressummen bzw. Winter- und Sommerhalbjahressummen der WWJ 2020 und 2021 aufsummiert.

In einem zweiten Arbeitsschritt wurden die Niederschlagssummen der Messstationen, an denen der Niederschlag mittels eines Hellmann-Niederschlagsmessgerätes gemessen wurde, um den systematischen Messfehler korrigiert, der durch Windeinfluss sowie Benetzungs- und Verdunstungsverluste des Messgerätes entsteht (ATV-DVWK 2002). Hierzu wurde die Korrektur nach RICHTER (1995) verwendet. Informationen darüber, welches Messgerät verwendet wurde, standen lediglich für die Messstationen des DWD zur Verfügung. Neben dem Hellmann-Niederschlagsmessgerät, das an ca. 40 % der DWD-Messstationen im Untersuchungsgebiet eingesetzt wurde, wurde das Messgerät rain[e]H3 mit Wägetechnologie verwendet. Der Hersteller gibt an, dass die Niederschlagsmessung des Messgerätes nahezu unbeeinflusst von Wind sei und Verdunstungsverluste bereits während der Messung kompensiert werden (LAMBRECHT meteo GmbH 2022). Folglich wurde keine Korrektur der zugehörigen Niederschlagssummen durchgeführt. Da für die Messstationen des LANUV NRW keine Informationen hinsichtlich der eingesetzten Niederschlagsmessgeräte vorliegen, wurde auch in diesen Fällen von einer systematischen Korrektur der Messwerte abgesehen.

Die Korrektur nach RICHTER (1995) erfolgt durch Addition eines mittleren jährlichen prozentualen Niederschlagsmessfehlers auf die gemessene unkorrigierte Niederschlagssumme. Der entsprechende Wert des Messfehlers kann hierzu einer Tabelle in RICHTER (1995) entnommen werden. Die Definition des Messfehlers erfolgt auf Grundlage der Windexposition sowie der Lage der jeweiligen Messstation: RICHTER (1995) unterteilt die Niederschlagsmessstationen hinsichtlich ihrer Windexposition in die Kategorien frei, leicht geschützt, mäßig geschützt und stark geschützt. Gemäß RICHTER (1995) ist die mäßig geschützte Stationslage die am wahrscheinlichsten anzutreffende Messsituation. Da keine Informationen bezüglich der Windexposition der DWD-Messstationen im Untersuchungsgebiet vorhanden sind, wurde in der Folge eine mäßig geschützte Stationsanlage angenommen. Darüber hinaus unterscheidet RICHTER (1995) insgesamt zwölf Gebiete innerhalb Deutschlands, die einen einheitlichen prozentualen Niederschlagsmessfehler aufweisen. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit befindet sich im Übergangsbereich der Gebiete I und IV nach RICHTER (1995). Deshalb wurde ein Mittelwert aus den mittleren jährlichen prozentualen Niederschlagsmessfehlern des Gebietes I (10,4 %) und des Gebietes IV (11,1 %) berechnet (= 10,75 %) und zur Korrektur der Niederschlagshöhen angewendet.

In einem dritten Arbeitsschritt wurde eine räumliche Interpolation der Niederschlagsdaten für die WWJ 2020 und 2021 sowie der jeweiligen Winter- und Sommerhalbjahre durchgeführt. Da der Niederschlag eine Messgröße ist, die nicht nur in der Fläche und mit der Zeit, sondern auch mit der vertikalen Höhenlage der Messstation variiert (MAIER et al. 2003), wurde hierzu die Methode nach TVEITO et al. (2005) angewendet. Hierbei handelt es sich um einen einfachen Triangulationsansatz, bei dem eine Korrektur des Höheneffektes infolge der lokalen Topographie im Untersuchungsgebiet miteinbegriffen ist (DOBESCH et al. 2007).

Um den lokalen Höheneffekt im Untersuchungsgebiet quantifizieren zu können, wurden zuerst lineare Gradienten des Zusammenhanges Niederschlagsmessstationshöhe zu Niederschlagshöhe für den Zeitraum eines WWJ (siehe Abbildung 22) sowie eines Winter- und Sommerhalbjahres eines WWJ berechnet (siehe Anhang „Methodische Grundlagen“). Die Berechnung erfolgte auf Grundlage mittlerer Niederschlagshöhen, die in der Referenzperiode 1991 bis 2020 an 30 Messstationen des DWD im Untersuchungsgebiet gemessen wurden. Auf diese Weise konnte ein Gradient von $0,8126 \text{ mm a}^{-1} / \text{m ü. NHN}$ bezogen auf ein WWJ ermittelt werden (Winterhalbjahr: $0,5518 \text{ mm} / \text{m ü. NHN}$, Sommerhalbjahr: $0,2615 \text{ mm} / \text{m ü. NHN}$).

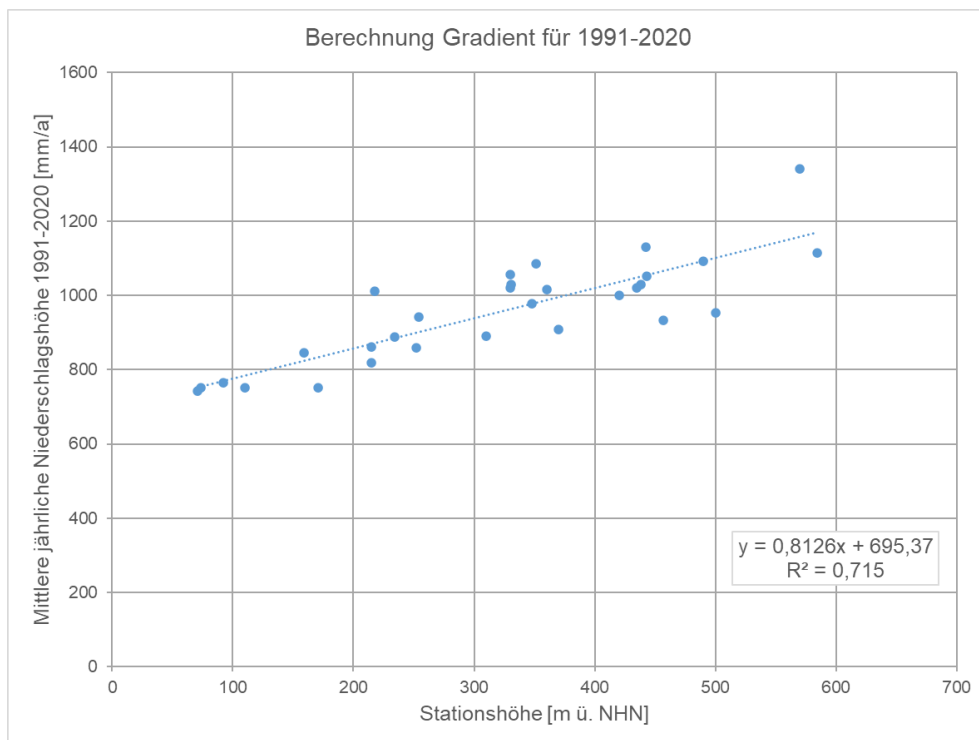


Abbildung 22: Berechnung des Gradienten Niederschlagsmessstationshöhe zu Niederschlagshöhe auf Grundlage mittlerer jährlicher Niederschlagssummen für Messstationen im Untersuchungsgebiet im Referenzzeitraum 1991-2020 (Datengrundlage: DWD 2022-2023)

Gemäß TVEITO et al. (2005) erfolgt die Ermittlung der räumlichen Niederschlagsverteilung, durch das Aufstellen zweier triangulierter irregulärer Netzwerke (TIN): Eines für die korrigierten Niederschlagshöhen im jeweiligen Zeitabschnitt und ein zweites für die Stationshöhen der zugehörigen Niederschlagsmessstationen. Das Stationshöhen-TIN wird nachfolgend mit dem digitalen Geländemodell (DGM), d. h. der tatsächlichen Topographie im Untersuchungsgebiet, verglichen. Die ermittelte Differenz zwischen dem Stationshöhen-TIN und dem DGM wird mit den zuvor berechneten Gradienten multipliziert und zur Korrektur des Höheneffektes auf das Niederschlagshöhen-TIN addiert. Die beschriebenen Arbeitsschritte wurden mithilfe der Geoinformationssystem-Software ArcGIS Pro durchgeführt. Das verwendete DGM-Raster

wurde im Vorfeld auf eine Zellengröße von 500 m x 500 m vergrößert (ursprüngliche Zellengröße = 10 m x 10 m), um zu verhindern, dass auch kleinste Lokaleffekte der Topographie mitabgebildet werden.

Bei der für das WWJ 2021 für die räumliche Interpolation genutzten Datengrundlage zeigt die Messstation „Arnsberg-Lattenberg“ des LANUV NRW für das Sommerhalbjahr (01.05.2021-31.10.2021) mit 1.217 mm eine um ca. Faktor 2,1 bis 2,5 höhere Niederschlagshöhe im Vergleich zu den Messstationen im näheren Umfeld (bis ca. 13 km Entfernung). Dieser Messwert wird folglich als Ausreißer klassifiziert und bei der räumlichen Interpolation der Niederschlagshöhe des Sommerhalbjahres sowie des gesamten WWJ 2021 nicht berücksichtigt.

3.5.2. Evapotranspiration

Die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe (auch aktuelle Evapotranspiration genannt) erfolgt gemäß dem GROWA-Modell mit der Methode von RENGIER & WESSOLEK (1990) (BOGENA et al. 2003). Es handelt sich hierbei um einen empirischen Ansatz, bei dem die tatsächliche Evapotranspirationshöhe für einzelne Jahre mithilfe von Regressionsgleichungen für verschiedene Landnutzungsformen ermittelt werden kann (siehe Gl. 27) (RENGIER & WESSOLEK 1990, DVWK 1996). Eingangsgrößen sind die Niederschlagshöhe des Winter- und Sommerhalbjahres, die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge sowie die potenzielle Evapotranspirationshöhe nach HAUDE (1955) (RENGIER & WESSOLEK 1990). Tabelle 11 zeigt die Regressionskonstanten für die jeweiligen Landnutzungsformen.

$$ET_{a,RW} = a * N_{Wi} + b * N_{So} + c * \log(W_{pfl}) + d * ET_p + e \quad \text{Gl. 27}$$

mit:

$ET_{a,RW}$	Tatsächliche Evapotranspirationshöhe nach RENGIER & WESSOLEK (1990) [mm/a]
N_{Wi}	Niederschlagshöhe im Winterhalbjahr (01.11.-30.04.) [mm]
N_{So}	Niederschlagshöhe im Sommerhalbjahr (01.05.-31.10.) [mm]
W_{pfl}	Pflanzenverfügbare Bodenwassermenge [mm]
ET_p	Potenzielle Evapotranspirationshöhe nach HAUDE (1955) (01.11.-31.10.) [mm]
a, b, c, d, e	Regressionskonstanten

Tabelle 11: Regressionskonstanten zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe nach der Methode von RENGIER & WESSOLEK (1990)

Landnutzungsform	a	b	c	d	e	Literaturquelle
Ackerland	0,08	0,39	153	0,12	-109	RENGIER & WESSOLEK (1990), DVWK (1996)
Grünland	0,10	0,48	286	0,10	-330	RENGIER & WESSOLEK (1990), DVWK (1996)
Nadelwald	0,29	0,33	166	0,19	-127	RENGIER & WESSOLEK (1990), DVWK (1996)
Laubwald	0,047	0,047	0	0,02	430,1	RENGIER & STREBEL (1980)
Vegetationslose Fläche	0,148	0,148	0	0	59,2	PROKSCH (1990)

Die Art und Verteilung der Landbedeckung und -nutzung im Untersuchungsgebiet wird dem Datensatz CORINE Land Cover 5 ha mit Stand 2018 (CLC5 2018) (BKG 2022a) entnommen. Da der CORINE-Datensatz eine detailliertere Unterteilung der Landnutzungsklassen enthält,

als dies bei RINGER & WESSOLEK (1990) der Fall ist, ist eine Zusammenfassung bzw. anteilige Aufteilung der CORINE-Landnutzungsklassen in die RINGER & WESSOLEK-Landnutzungsformen erforderlich. Dies erfolgt nach den von BOGENA et al. (2003) für das GROWA-Modell festgelegten Flächenanteilen, die in Tabelle 12 aufgeführt sind. Entsprechend dieser Flächenanteile werden die Regressionskonstanten der Tabelle 11 bei der Berechnung der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe gewichtet.

Tabelle 12: Flächenanteile der RINGER & WESSOLEK-Landnutzungsformen (1990) je CORINE-Landnutzungsklasse (BKG 2022) bei der Anwendung des GROWA-Modells. Verändert nach BOGENA et al. (2003): Bei Landnutzungsklasse 131 anstelle 25 % Grünland und 5 % Gewässer stattdessen 30 % Grünland und 0 % Gewässer festgelegt.

CO- RINE- Code	CORINE-Landnutzungsklasse	versie- gelte Fläche [%]	vegeta- tions- lose Fläche [%]	Grün- land [%]	Acker- land [%]	Laub- wald [%]	Nadel- wald [%]
111	Durchgängig städtische Prägung	80		10		10	
112	Nicht durchgängig städtische Prägung	35		20	20	25	
121	Industrie- und Gewerbeflächen, öffentliche Einrichtungen	85		10		5	
122	Straßen-, Eisenbahnnetze und funktionell zugeordnete Flächen	50	20	20		10	
124	Flughäfen	30		70			
131	Abbauflächen		70	30			
132	Deponien und Abraumhalden		80	20			
133	Baustellen	20	80				
141	Städtische Grünfläche			50		50	
142	Sport- und Freizeitanlagen	15		60	5	20	
211	Nicht bewässertes Ackerland				100		
231	Wiesen und Weiden			100			
311	Laubwälder					100	
312	Nadelwälder						100
313	Mischwälder					50	50
324	Wald-Strauch-Übergangsstadien					50	50
512	Wasserflächen						

In der Literatur gibt unterschiedliche Angaben hinsichtlich der Beobachtungs- bzw. Berechnungszeiträume des Niederschlags und der potenziellen Evapotranspiration: RINGER & WESSOLEK (1990) geben als Zeitraum für das Winterhalbjahr den 01.10.-31.03. und für das Sommerhalbjahr den 01.04.-30.09. an. Laut DVWK (1996) wird die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration für den Zeitraum April bis März des Folgejahres durchgeführt. HERRMANN et al. (2009) hingegen geben November bis April als Zeitraum des Winterhalbjahres und Mai bis Oktober als Zeitraum des Sommerhalbjahres an. Da im Rahmen dieser Arbeit die Wasserbilanzierung für den Zeitraum eines WWJ (01.11.-31.10.) durchgeführt werden soll, werden die Zeiträume entsprechend HERRMANN et al. (2009) gewählt.

Die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge W_{pfl} entspricht der Summe aus nutzbarer Feldkapazität im effektivem Wurzelraum nFK_{We} und dem kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser KR_v . In Bereichen ohne Grundwasserbeeinflussung stimmt die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge mit der nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum überein (DVWK 1996). Da das Untersuchungsgebiet laut der Bodenkarte 1 : 50.000 für Nordrhein-Westfalen (GD NRW 2022c) mit Ausnahme der Talniederungen der oberirdischen Fließgewässer frei von Grundwasserbeeinflussung ist und somit kein nennenswerter kapillarer Aufstieg stattfindet

(siehe Anhang „Untersuchungsgebiet“), wird im Rahmen dieser Untersuchung $W_{pfl} = nFK_{We}$ angenommen.

Zur Berechnung der potenziellen Evapotranspirationshöhe wird im GROWA-Modell nicht wie von RENGGER & WESSOLEK (1990) vorgegeben die Methode von HAUDE (1955) angewendet, sondern die Methode von WENDLING (1995) (siehe Gl. 28, zitiert aus ATV-DVWK 2002). Diese stellt eine vereinfachte Variante der von der FAO (Food and Agriculture Organization) als internationaler Standard empfohlenen und auf der Penman-Monteith-Beziehung basierenden Gras-Referenzverdunstung nach ALLEN et al. (1994) dar (ATV-DVWK 2002, BOGENA et al. 2003). Die der TURC-Beziehung (1954) ähnelnde WENDLING-Methode ermöglicht die Berechnung monatlicher potenzieller Evapotranspirationshöhen auf der Grundlage von Klimadaten (ATV-DVWK 2002).

$$ET_{p,Wendling} = \frac{(R_G + 93 * k) * (T + 22)}{165 * (T + 123)} * \frac{n_M}{1 + 0,00019 * h} \quad \text{Gl. 28}$$

mit:

$ET_{p,Wendling}$	Potenzielle Evapotranspirationshöhe nach WENDLING (1995)
R_G	mittlere monatliche Globalstrahlung [J/cm^2]
k	Küstenfaktor ($k = 1$, wenn Entfernung zur Küste > 50 km)
T	mittlere Monatstemperatur [$^{\circ}C$]
n_M	Anzahl der Tage des Monats
h	Stationshöhe [m ü. NHN]

Die Globalstrahlung R_G kann als Tageswert mithilfe von Daten zur relativen Sonnenscheindauer S_r und zur extraterrestrischen Strahlung R_0 berechnet werden (siehe Gl. 29 bis Gl. 33) (Gleichungen aus ATV-DVWK 2002).

$$R_G = R_0 * (0,19 + 0,55 * S_r) \quad \text{Gl. 29}$$

$$S_r = \frac{S}{S_0} \quad \text{Gl. 30}$$

mit:

S	gemessene Sonnenscheindauer eines Tages [h]
S_0	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer eines Tages [h]

$$S_0 = 12,3 + \sin \zeta * (4,3 + \frac{\varphi - 51,0}{6}) \quad \text{Gl. 31}$$

$$R_0 = 2425 + 1735 * \sin \zeta + 44 * (\varphi - 51,0) * (\sin \zeta - 1) \quad \text{Gl. 32}$$

mit:

ζ	Datumsfunktion
φ	geographische Breite

$$\zeta = 0,0172 * JT - 1,39 \quad \text{Gl. 33}$$

mit:

JT	Tag des Jahres (1 ... 365)
------	----------------------------

Zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet stehen Klimadaten von insgesamt fünf Messstationen des DWD als Monatswerte zur Verfügung. Da die Messreihen der Messstationen für den Eingangsparameter Sonnenscheindauer S zum Teil Datenlücken im Untersuchungszeitraum (WWJ 2020-2021) aufweisen, wurde dieser als Monatsmittelwerte auf Grundlage des Beobachtungszeitraumes 2006 bis 2021 (Zeitraum, in dem an allen fünf Messstationen gemessen wurde) der jeweiligen Messstation ermittelt. Folglich handelt es sich bei der mittleren monatlichen Globalstrahlung R_G , die bei der Berechnung nach Gl. 28 eingeht, ebenfalls um Monatsmittelwerte für den Beobachtungszeitraum 2006 bis 2021 der jeweiligen Messstation (z. T. sind Datenlücken im Beobachtungszeitraum enthalten).

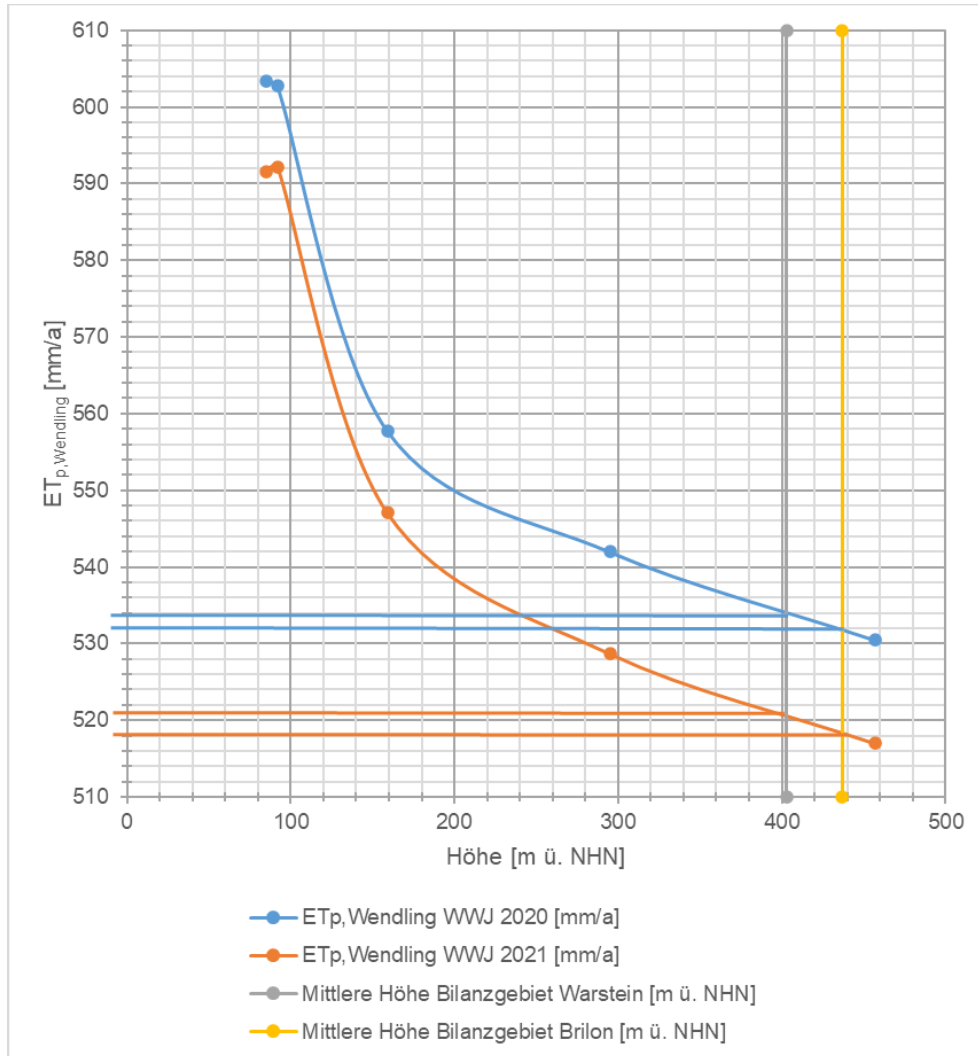


Abbildung 23: Abschätzung der mittleren potenziellen Evapotranspirationshöhe nach WENDLING (1995) für die Bilanzgebiete „Warstein“ und „Brilon“ anhand der mittleren topographischen Höhe der Bilanzgebiete (Warstein: ca. 403 m ü. NHN, Brilon: ca. 437 m ü. NHN). Die Linien zwischen den Datenpunkten wurden durch Microsoft Excel interpoliert.

Da die Anzahl der zur Verfügung stehenden Klimamessstationen des DWD zu gering ist, um eine räumliche Interpolation der potenziellen Evapotranspirationshöhe im Untersuchungsgebiet durchzuführen, wurde eine mittlere potenzielle Evapotranspiration für die Bilanzgebiete „Warstein“ und „Brilon“ (Lage und Ausdehnung gemäß Anhang „Wasserbilanzmodelle“) mithilfe der mittleren topographischen Höhe des jeweiligen Bilanzgebietes abgeschätzt. Dies ist möglich, da die potenzielle Evapotranspiration nach WENDLING (1995) aufgrund höhenabhängiger Eingangsparameter wie z. B. der Temperatur gleichermaßen höhenabhängig ist bzw.

durch die Morphologie des Untersuchungsgebietes beeinflusst wird (WENDLING 1995, BOGENA et al. 2003). Die Herleitung der mittleren potenziellen Evapotranspiration für das Bilanzgebiet Warstein und Brilon ist in Abbildung 23 dargestellt. Die mittlere topographische Höhe der Bilanzgebiete wurde in ArcGIS Pro auf der Grundlage des digitalen Geländemodells berechnet (Warstein: ca. 403 m ü. NHN, Brilon: ca. 437 m ü. NHN).

Um dem Umstand zu berücksichtigen, dass mit der WENDLING-Methode (1995) eine andere Methode als ursprünglich von RENGGER & WESSOLEK (1990) festgelegt im GROWA-Modell zur Berechnung der potenziellen Evapotranspirationshöhe genutzt wird, ist eine entsprechende Korrektur der Regressionskonstanten d erforderlich. Die Korrektur beruht darauf, dass die potenzielle Evapotranspiration nach WENDLING (1995) im Mittel um ca. 8 % geringere Werte ergibt als die potenzielle Evapotranspiration nach HAUDE (1955) (KUNKEL & WENDLAND 1998). Entsprechend gilt Gl. 34 (BOGENA et al. 2005).

$$d_{Wendling} = 0,926 * d_{Haude} \quad \text{Gl. 34}$$

Der erhöhte Versiegelungsgrad in urbanen Gebieten hat zur Konsequenz, dass der Oberflächenabfluss zunimmt und die Infiltration sowie die Evapotranspiration abnimmt (WESSOLEK & FACKLAM 1997). Um diese Beobachtung im GROWA-Modell darstellen zu können, entwickelten KUNKEL & WENDLAND (1998) auf Grundlage der Veröffentlichung von WESSOLEK & FACKLAM (1997) den in Gl. 35 aufgeführten Korrekturterm. Demzufolge nimmt die tatsächliche Evapotranspiration mit zunehmenden Versiegelungsgrad linear ab.

$$ET_{a,urban} = ET_{a,RW} - f_v * G \quad \text{Gl. 35}$$

mit:

$ET_{a,urban}$	Tatsächliche Evaporationshöhe in urbanen Gebieten [mm/a]
$ET_{a,RW}$	Hypothetische ET_a nach RENGGER & WESSOLEK (1990) bei $G = 0$ [mm/a]
f_v	Korrekturfaktor = 3,44 [-]
G	Versiegelungsgrad [%]

Tabelle 13 zeigt für die im Untersuchungsgebiet vorkommenden versiegelten urbanen Landnutzungsklassen des CORINE-Datensatzes (BKG 2022), die von BOGENA et al. (2003) zugewiesenen Versiegelungsgrade und entsprechenden Korrekturgrößen.

Tabelle 13: Versiegelungsgrade und Korrekturgrößen urbaner Landnutzungsklassen nach BOGENA et al. (2003)

CORINE-Code	CORINE-Landnutzungsklasse	Versiegelungsgrad G [%]	$f_v * G$ [mm/a]
111	Durchgängig städtische Prägung	80	275,2
112	Nicht durchgängig städtische Prägung	35	120,4
121	Industrie- und Gewerbeflächen	85	292,4
122	Straßen- und Eisenbahnnetze	50	172,0
124	Flughäfen	30	103,2
133	Baustellen	20	68,8
142	Sport- und Freizeitanlagen	15	51,6

Die Methode nach RENGGER & WESSOLEK (1990) wurde für ebene Standorte entwickelt. Um eine Anwendung der Methode in reliefierten Gebieten mit erhöhter Hangneigung zu ermöglichen, wenden KUNKEL & WENDLAND (1998) einen durch GOLF (1981) auf Grundlage der Hangexposition gegenüber Norden ζ und der mittleren Hangneigung u für Mittelgebirgsregionen

entwickelten Korrekturfaktor f_h auf die tatsächliche Evapotranspiration nach RENGGER & WES-
SOLEK (1990) an (siehe Gl. 36 und Gl. 37). Sowohl ζ als auch u können in ArcGIS Pro auf
Grundlage des digitalen Geländemodells berechnet werden.

$$ET_{a,Relief} = f_h(\zeta, u) * ET_{a,RW} \quad \text{Gl. 36}$$

$$f_h(\zeta, u) = u * (1,605 * 10^{-2} * \sin(\zeta - 90) - 2,5 * 10^{-4}) + 1 \quad \text{Gl. 37}$$

mit:

ζ Hangexposition gegenüber Norden [°]
 u mittlere Hangneigung [°]

Bei Kombination der Korrekturfaktoren für Versiegelung und reliefiertes Gelände ergibt sich
nach HERRMANN et al. (2009) die Gl. 38 als Gesamtformel zur Berechnung der tatsächlichen
Evapotranspirationshöhe gemäß dem GROWA-Modell.

$$ET_a = f_h(\zeta, u) * (ET_{a,RW} - f_v * G) \quad \text{Gl. 38}$$

3.5.3. Grundwasserneubildung und Direktabfluss

Um die Grundwasserneubildungshöhe berechnen zu können, ist die Differenzierung der Ge-
samtabflusshöhe in den Grundwasserneubildungs- und Direktabflussanteil notwendig. Wie zu
Beginn des Kapitels beschrieben (siehe Kapitel 3.5), wird dies im GROWA-Modell durch die
Anwendung ortspezifischer BFI-Werte gemäß Gl. 39 erreicht (BOGENA et al. 2003, 2005):

$$GWN = BFI * A_G \quad \text{Gl. 39}$$

Die räumliche Zuweisung der BFI-Werte im Bilanzgebiet erfolgt nach einem hierarchischen
Ansatz (siehe Abbildung 24): Es wird dabei angenommen, dass die Grundwasserneubildung
in versiegelten Bereichen zu vernachlässigen ist. In urbanen Bereichen wird daher ein nach
Versiegelungsgrad gewichteter BFI-Wert berechnet, der die zugehörigen Versiegelungsgrade
gemäß Tabelle 12 und Tabelle 13 berücksichtigt. Für den versiegelten Anteil wird ein Direk-
tabflussanteil von 100 % (d. h. BFI = 0) angesetzt. Der Direktabfluss des unversiegelten Anteils
wird entsprechend der geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten berechnet. Folg-
lich ergibt sich ein nach Versiegelungsgrad gewichteter BFI-Wert (siehe Gl. 40):

$$BFI_{Vers} = (100 - G[\%]) * BFI_{geol} \quad \text{Gl. 40}$$

mit:

BFI_{Vers} BFI-Wert, gewichtet nach Versiegelungsgrad G
 BFI_{geol} BFI-Wert entsprechend den hydro-/geologischen Gegebenheiten

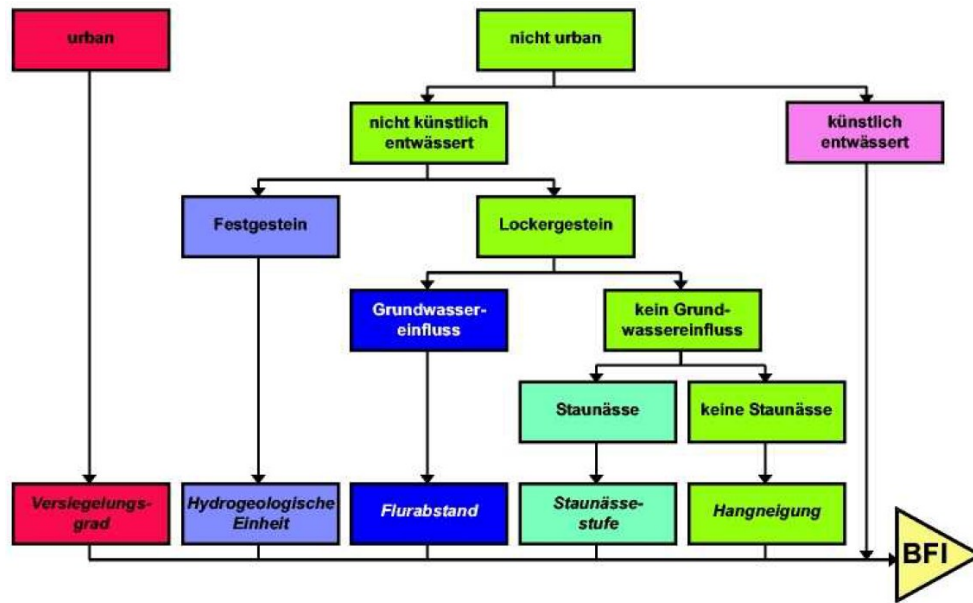


Abbildung 24: Hierarchische Zuweisung der BFI-Werte gemäß dem GROWA-Modell (BOGENA et al. 2003)

Da in den Bilanzgebieten mit Ausnahme der quartären Niederterrassen im Bilanzgebiet Warstein ausschließlich Festgesteine anstehen, erfolgt die Zuweisung der BFI-Werte (BFI_{geol}) gemäß BOGENA et al. (2005) auf Grundlage der hydraulischen Durchlässigkeit der Gesteinseinheiten, welche dem Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000 (GD NRW 2022b) entnommen werden. Dies ist möglich, da laut KUNKEL & WENDLAND (1998) die geologischen Eigenschaften des Untergrundes den wesentlichen Parameter zur Bestimmung der Abflusskomponenten in Festgesteinsgebieten darstellen, während die Eigenschaften der Bodenzone hierbei von untergeordneter Rolle sind. Tabelle 14 zeigt die von BOGENA et al. (2005) für die verschiedenen hydraulischen Leitfähigkeitsklassen der Festgesteine in Nordrhein-Westfalen durch Kalibration ermittelten BFI-Werte.

Tabelle 14: Hydraulische Leitfähigkeitsklassen der Festgesteine in Nordrhein-Westfalen und zugehörige durch Kalibration ermittelte BFI-Werte nach BOGENA et al. (2005)

Leitfähigkeitsklasse	Durchlässigkeit	k_r -Wert [m/s]	BFI-Wert
I	sehr hoch	$> 10^{-2}$	0,9
II	hoch	$> 10^{-3} - 10^{-2}$	0,6
III	mittel	$> 10^{-4} - 10^{-3}$	0,57
IV	mäßig	$> 10^{-5} - 10^{-4}$	0,3
V	gering	$> 10^{-7} - 10^{-5}$	0,29
VI	sehr gering	$> 10^{-9} - 10^{-7}$	0,18
VII	äußerst gering	$< 10^{-9}$	0,12

Eine zusätzliche Anpassung der BFI-Werte erfolgt im Bereich der Steinbruchflächen im Massenkalk. Für diese Bereiche wird aufgrund der wannenartigen Form analog zu RÜDE & NAURATH (2012) angenommen, dass kein Direktabfluss stattfindet, sondern dass der Gesamtabfluss vollständig infiltrieren kann (d. h. $BFI = 1$).

Nach Ermittlung der Grundwasserneubildungshöhe auf Grundlage der BFI-Werte gemäß Gl. 39, kann die Direktabflusshöhe durch Subtraktion der Grundwasserneubildungshöhe von der Gesamtabflusshöhe berechnet werden.

4. Hydrologisches Untersuchungsprogramm

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des hydrologischen Untersuchungsprogramms beschrieben und diskutiert. Das Untersuchungsprogramm umfasst neben der Auswertung der Messdaten des Pegelmessnetzes und der Berechnung der oberirdischen Abflüsse mithilfe von W-Q-Beziehungen (Kapitel 4.1) insbesondere die Ganglinienauswertung der Durchflussdaten (Kapitel 4.2). Darüber hinaus wird der Beitrag der allogenen Grundwasserneubildungskomponente aus dem südlichen Zustromgebiet sowie der Fremdwassereinfluss in den oberirdischen Fließgewässern erörtert (Kapitel 4.5). Zusätzlich werden die Ergebnisse der Stichtagsmessungen im Briloner Gebiet dargestellt (Kapitel 4.3).

4.1. Ergebnisse der kontinuierlichen Messreihen

Nachfolgend werden die kontinuierlichen Wasserstands-, Wassertemperatur- und Leitfähigkeitsmessdaten der Pegelmessstellen beschrieben und erläutert sowie die jeweils aufgestellten W-Q-Beziehungen der Pegel und die berechneten Durchflussganglinien dargestellt.

4.1.1. Wasserstand

Abbildung 25 zeigt beispielhaft die Wasserstandsganglinie der Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom für die WWJ 2020 und 2021. Die Abbildung zeigt Tagesmittelwerte der gemäß den Erläuterungen in Kapitel 3.1.5 korrigierten Wasserstandsdaten. Die Wasserstandsganglinien der übrigen Pegelmessstellen sind im Anhang „Messstellensteckbriefe“ enthalten.

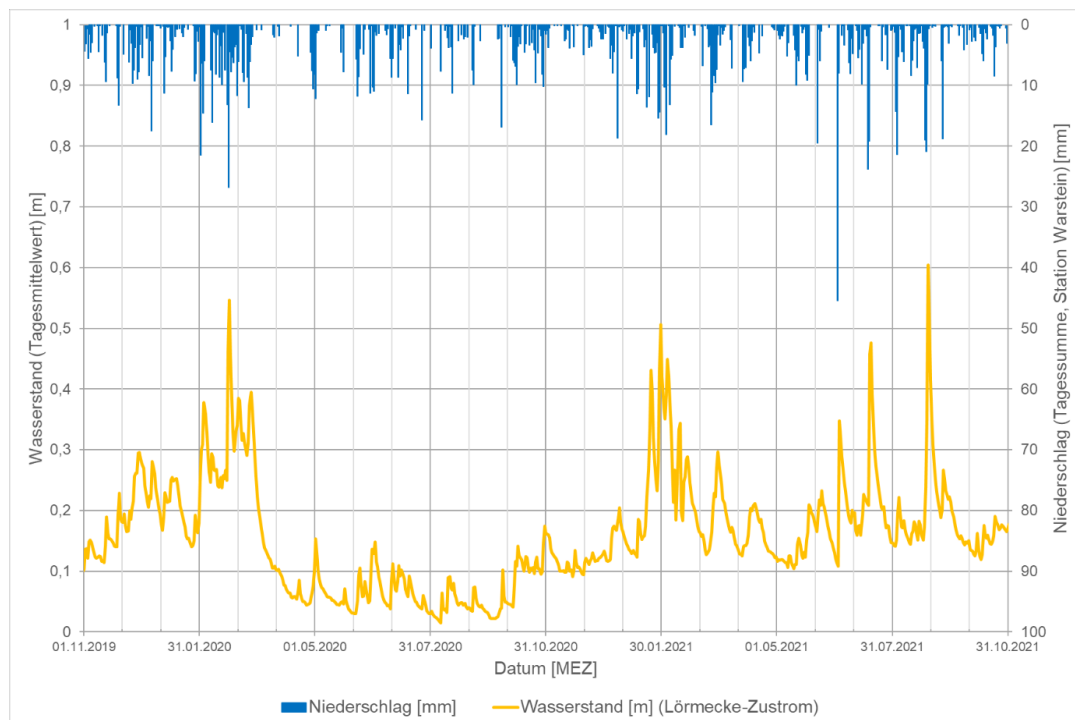


Abbildung 25: Wasserstandsganglinie (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom und Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Veränderungen des Wasserstandes mit der Zeit sind primär auf Niederschlagsereignisse im Einzugsgebiet der Pegelmessstelle zurückzuführen. Typischerweise steigt der Wasserstand nach einem Niederschlagsereignis steil an, um nachfolgend in Phasen ohne Niederschlag langsam abzusinken.

Die gemessenen Wasserstände sind neben äußeren Einflüssen, wie zum Beispiel Niederschlagsereignissen oder Einleitungen in das Gerinne, maßgeblich beeinflusst durch die äußere Form des Gerinnes im Abschnitt der Pegelmessstelle. So führt die Erhöhung des Durchflusses um einen bestimmten Betrag in einem schmalen Gerinnequerschnitt (z. B. Pegel Lörmecke-Zustrom, siehe Abbildung 25) zu einem höheren Anstieg des Wasserstandes als dies bei einem breiten Gerinnequerschnitt (z. B. Pegel Bilsteinbach-Zustrom, siehe Abbildung 26) der Fall ist. Dort führt die Erhöhung des Durchflusses um denselben Betrag zu einer im Vergleich wesentlich geringeren Erhöhung des Wasserstandes. Demzufolge ist ein direkter Vergleich der Wasserstände von Zustrom- und Abstrompegel nicht geeignet, um Rückschlüsse auf etwaige Fremdwassereinflüsse zu ziehen. Daher wird ein solcher Vergleich in den nachfolgenden Kapiteln nur für die Durchfluss-, Wassertemperatur- und Leitfähigkeitsganglinien durchgeführt.

Eine Abbildung des Gerinnequerschnittes senkrecht zur Strömungsrichtung auf Höhe der Pegelmessstelle ist für jeden Pegel im Anhang „Messstellensteckbriefe“ enthalten. Die Erhebung des Gerinnequerschnittes im Bereich der Pegelmessstelle wurde zu Beginn und am Ende der Messkampagne durchgeführt, um Veränderungen der Gerinneform im Verlauf der Messreihe dokumentieren zu können.

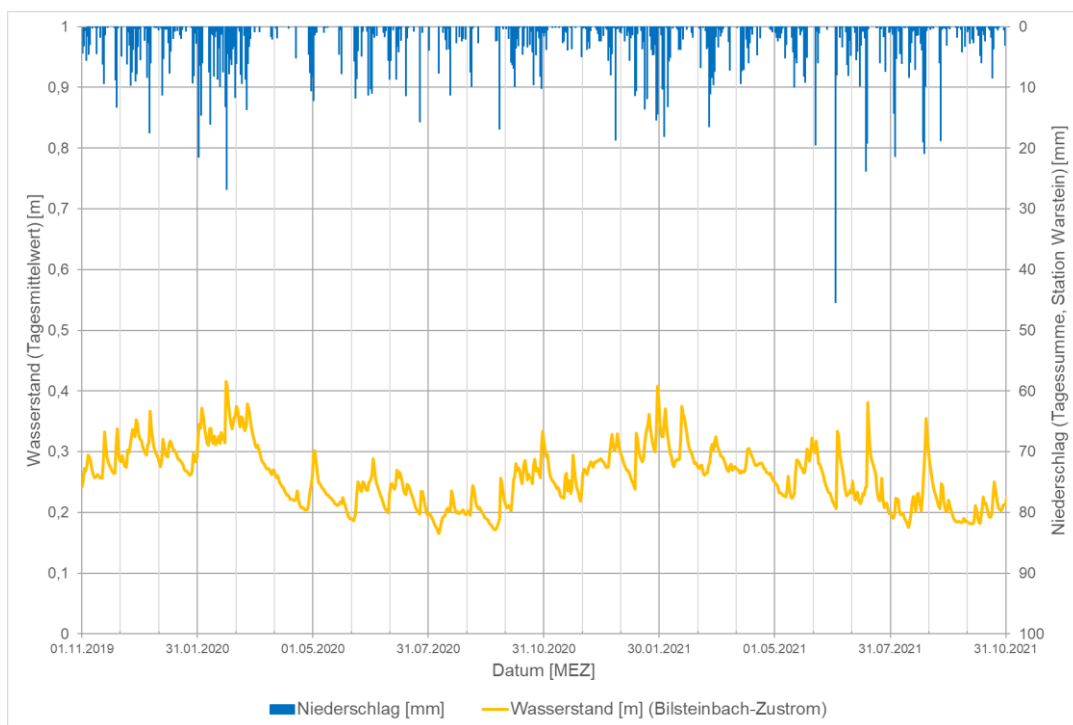


Abbildung 26: Wasserstandsganglinie (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstelle Bilsteinbach-Zustrom und Niederschlagstagessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

4.1.2. W-Q-Beziehungen

Abbildung 27 zeigt exemplarisch die auf Grundlage diskontinuierlicher Durchflussmessungen aufgestellte W-Q-Beziehung der Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom. Abbildungen der W-Q-Beziehungen der übrigen Pegelmessstellen sind im Anhang „Messstellensteckbriefe“ vorhanden. In Tabelle 15 sind die die W-Q-Beziehungen beschreibenden Parameter aufgeführt.

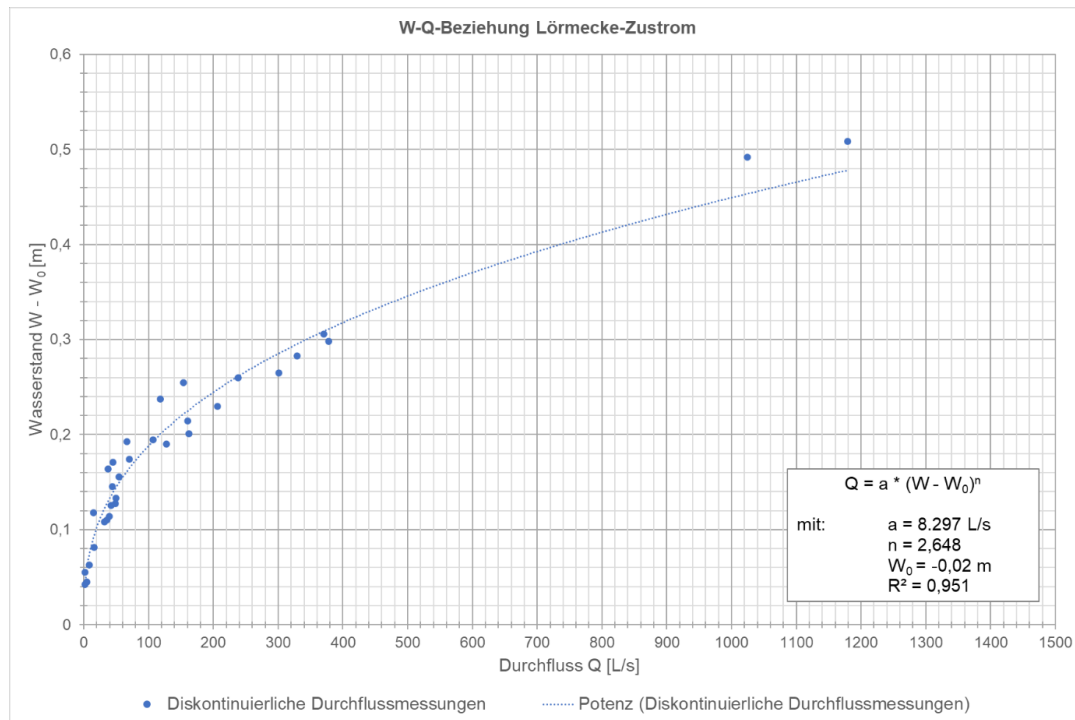


Abbildung 27: W-Q-Beziehung der Pegelmessstelle Lörmecke-Zustrom

Aufgrund verschiedener Vorkommnisse im Verlauf der Messreihe war für die Standorte Bilsteinbach-Zustrom (Veränderung des Gerinneprofils unterstromig der Pegelmessstelle infolge eines Hochwasserereignisses), Schlagwasser-Zustrom (Diebstahl der Messeinrichtung und nachfolgende Verlagerung des Pegelstandortes) und Möhne-Abstrom (Umkippen der Messeinrichtung während eines Hochwasserereignisses) die Aufstellung zweier W-Q-Beziehungen mit unterschiedlichen zeitlichen Gültigkeitsbereichen erforderlich.

Der Verlauf der W-Q-Beziehung ist abhängig von der Form des Gerinnequerschnittes im Gerinneabschnitt der Pegelmessstelle. Dies wird anhand der Parameter a und n deutlich. Der Parameter n beschreibt die Neigung der Durchflusskurve und entspricht dem Verhältnis aus horizontaler und vertikaler Ausdehnung des Gerinnequerschnittes, wohingegen der Parameter a den Durchfluss darstellt, der auftritt, wenn $W - W_0 = 1$ m gilt (siehe Gl. 1 und Kapitel 3.2.2). Gemäß WMO (2010) liegt der Wert von n bei natürlichen Gerinnen typischerweise in einem Intervall von 1 bis 4. Dieser Wertebereich kann, mit Ausnahme der Pegelmessstellen Bilsteinbach-Zustrom, Enkebach-Zustrom, Wäschebach-Zustrom und Möhne-Abstrom, auch bei den Pegelmessstellen im Untersuchungsgebiet festgestellt werden. Während der n -Wert der Pegelmessstellen Enkebach-Zustrom und Möhne-Abstrom den genannten Wertebereich nur geringfügig überschreitet, liegen die n -Werte der Pegelstandorte Bilsteinbach-Zustrom und Wäschebach-Zustrom mit ca. 5 bis 8 deutlich höher. Dies ist wesentlich auf breite und flache Gerinnequerschnitte an diesen Standorten zurückzuführen, was auch an den vergleichsweise hohen Werten für a ersichtlich wird. In der Folge verursachen hier bereits geringe Veränderungen des Wasserstandes große Veränderungen des Durchflusses.

Tabelle 15: Parameter der W-Q-Beziehungen der Pegelmessstellen im Warsteiner und Briloner Gebiet

Pegel		a [L/s]	n	W_0 [m]	R^2	N	W_{Min} [m]	W_{Max} [m]	Q_{Min} [L/s]	Q_{Max} [L/s]
Zustrompegel im Warsteiner Gebiet	Bilsteinbach (10/19-01/21)	1.793.675	8,110	0	0,943	16	0,186	0,339	3,3	225
	Bilsteinbach (02/21-07/22)	253.725	5,938	0	0,929	13	0,148	0,316	3,1	475
	Wäster (08/19-10/21)	19.227	2,917	0,03	0,940	28	0,099	0,429	7,5	1.169
	Enkebach (11/19-03/22)	47.076	4,367	0,18	0,891	21	0,253	0,454	0,6	87,6
	Wäschebach (10/19-03/22)	131.821	5,071	0,19	0,896	27	0,281	0,473	0,8	158
	Lörmecke (02/19-07/22)	8.297	2,648	-0,02	0,951	32	0,022	0,488	1,9	1.179
	Schlagwasser (08/19-05/20)	5.237	1,317	0,13	0,922	8	0,138	0,335	8,8	799
	Schlagwasser (10/20-07/22)	10.469	2,490	0,41	0,929	17	0,467	0,833	9,3	1.155
Abstrompegel im Warsteiner Gebiet	Bilsteinbach (10/19-12/21)	67.711	3,289	0,02	0,934	22	0,059	0,227	0,7	451
	Wäster (08/19-10/21)	13.275	2,786	-0,08	0,966	20	0,184	0,361	362	1.383
	Lörmecke (08/19-10/21)	15.797	2,161	0	0,943	22	0,01	0,368	1,6	1.197
	Schlagwasser (08/19-10/21)	18.816	1,814	0,09	0,907	26	0,095	0,317	1,1	1.153
Abstrompegel im Briloner Gebiet	Möhne (12/19-06/21)	3.162	1,527	0,31	0,993	13	0,326	0,555	6,1	380
	Möhne (08/21-07/22)	3.474	4,829	0	0,921	6	0,286	0,496	12,0	151

mit:

(MM/JJ-MM/JJ) Zeitraum der Durchflussmessungen zur Bestimmung der W-Q-Beziehung

a Durchfluss bei der Wasserstandsdifferenz ($W - W_0$) = 1,0 m

n Exponent (beschreibt die Neigung der Durchflusskurve)

 W_0 Wasserstand bei $Q = 0 \text{ m}^3/\text{s}$ [m], iterativ ermittelt (siehe Kapitel 3.2.2) R^2 Bestimmtheitsmaß der W-Q-Beziehung

N Anzahl der Durchflussmessungen, die zur Berechnung der W-Q-Beziehung verwendet wurden

 W_{Min} Minimaler Wasserstand, bei dem eine Durchflussmessung durchgeführt wurde W_{Max} Maximaler Wasserstand, bei dem eine Durchflussmessung durchgeführt wurde Q_{Min} Minimaler Durchfluss, der zur Berechnung der W-Q-Beziehung verwendet wurde Q_{Max} Maximaler Durchfluss, der zur Berechnung der W-Q-Beziehung verwendet wurde

Laut WMO (2010) gilt, dass W_0 in natürlichen Gerinnen mit wenigen Ausnahmen größer ist als der tiefste Punkt des Gerinnequerschnittes. Die im Zuge dieser Untersuchung iterativ ermittelten Werte für W_0 liegen hingegen an den Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Wäster-Abstrom im negativen Wertebereich. Dies ist darauf zurückzuführen, dass an diesen Standorten der Einbau des Drucksonden hängend erfolgt ist (siehe Kapitel 3.1.2) und diese somit oberhalb der Gerinnebodenoberfläche liegen. Auch am Standort Bilsteinbach-Zustrom ergab die Optimierung von W_0 Werte im negativen Bereich. Da die Drucksonde an dieser Messstelle jedoch in der Spitze des Filterrohres und somit unterhalb der Gerinneoberfläche verbaut wurde, sind negative W_0 -Werte hier nicht plausibel. Entsprechend wurde angenommen, dass W_0 gleich 0 gilt. Die iterative Ermittlung von W_0 am Standort Möhne-Abstrom für den Zeitraum ab dem 21.07.2021 war nicht sinnvoll möglich, da das zur Optimierung von W_0 betrachtete

Bestimmtheitsmaß R^2 (siehe Kapitel 3.2.2) mit zunehmend negativen, jedoch nicht plausiblen Werten im negativen Meter-Bereich zunehmend größer wurde. Dies ist wohlmöglich auf die geringe Anzahl an Stützpunkten der Durchflusskurve ($N = 6$) zurückzuführen. Entsprechend wurde auch hier W_0 gleich 0 angenommen.

Das Bestimmtheitsmaß R^2 der aufgestellten W-Q-Beziehungen liegt im Bereich 0,891 (Enkebach-Zustrom) bis 0,993 (Möhne-Abstrom, Zeitraum bis einschließlich 15.07.2021) und beträgt im Mittel 0,933. Demnach können im Mittel knapp $\pm 7\%$ der Durchflüsse nicht von den W-Q-Beziehungen erklärt bzw. beschrieben werden.

4.1.3. Durchfluss

Die mithilfe der W-Q-Beziehungen berechneten Durchflussganglinien der Bilsteinbach-, Wäster-, Lörmecke- und Schlagwasser-Pegelmessstellen im Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters sind nachfolgend in Abbildung 28 bis Abbildung 31 als Tagesmittelwerte für die WWJ 2020 und 2021 dargestellt. Hierbei werden die Durchflüsse der Abstrompegel mit denen der Zustrompegel vergleichend in einer Abbildung abgebildet, um Rückschlüsse auf eine potenzielle Beeinflussung der oberirdischen Fließgewässer durch Fremdwasser zu ermöglichen. Die Durchflussganglinien der übrigen Pegelmessstellen Enkebach-Zustrom, Wäschebach-Zustrom und Möhne-Abstrom sind im Anhang „Messstellensteckbriefe“ enthalten. Tabelle 16 und Tabelle 18 geben einen Überblick über die hydrologischen Hauptwerte der Pegelmessstellen in Warstein bzw. Brilon für die WWJ 2020/2021.

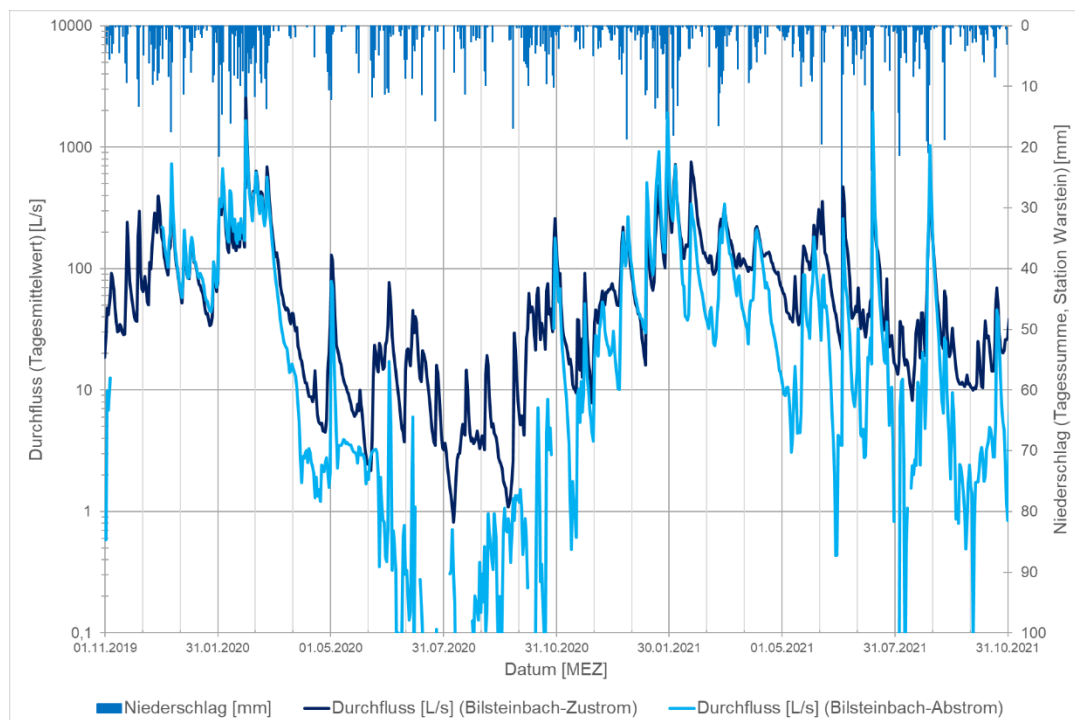


Abbildung 28: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Bilsteinbach-Zustrom und Bilsteinbach-Abstrom sowie Niederschlagstagessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Abbildung 28 zeigt die Durchflüsse am Zustrom- und Abstrompegel des Bilsteinbaches, welcher am westlichen Rand des Karstgrundwasserleiters liegt. Es ist zu beobachten, dass die

Durchflüsse am Abstrompegel (MQ 2020/2021 = 79 L/s), d. h. unterstromig des Karstgrundwasserleiters, in der Regel geringer sind als die Durchflüsse, die oberstromig, am Zustrompegel (MQ 2020/2021 = 100 L/s) erfasst werden. Dies ist insbesondere in den Sommerhalbjahren der Fall und deckt sich mit den Beobachtungen, die bei den Geländebegehungen gemacht wurden: So konnte wiederholt festgestellt werden, dass am Zustrompegel Wasser oberirdisch floss, wohingegen das Gerinne am Abstrompegel vollkommen trocken war. Die Ergebnisse dieser Untersuchung bestätigen somit die vorangegangenen Arbeiten von KOCH et al. (1974) und KUNK & SCHÖTTLER (1994) darin, dass der Bilsteinbach bei der Passage des Karstgrundwasserleiters Wasser an den Untergrund verliert. Dies erfolgt insbesondere im Bereich der Bilsteinbach-Schwinde, die zwischen Zustrom- und Abstrompegel gelegen ist, sowie im Bereich der unterirdischen Fließstrecke im Karsthöhlensystem der Bilsteinhöhle hin zur Bilsteinbach-Quelle (ebenfalls oberstromig des Abstrompegels gelegen) (MEIBURG & STOFFELS 1979). In niederschlagsreichen Phasen in den Winterhalbjahren und bei ausgeprägten Hochwasserereignissen entsprechen bzw. übersteigen die Durchflüsse des Abstrompegels die des Zustrompegels. Dies deutet darauf hin, dass in diesen Zeiträumen der Karstgrundwasserleiter gesättigt ist und keine weiteren Versinkungen aufnehmen kann. Insgesamt zeigt der Bilsteinbach keine Hinweise auf eine Fremdwasserbeeinflussung. Im Zeitraum November bis Dezember 2019 liegt aufgrund eines defekten Messgerätes eine Datenlücke (insgesamt 44 Tage) am Pegelstandort Bilsteinbach-Abstrom vor, deren Imputation in Kapitel 4.1.6 beschrieben wird.

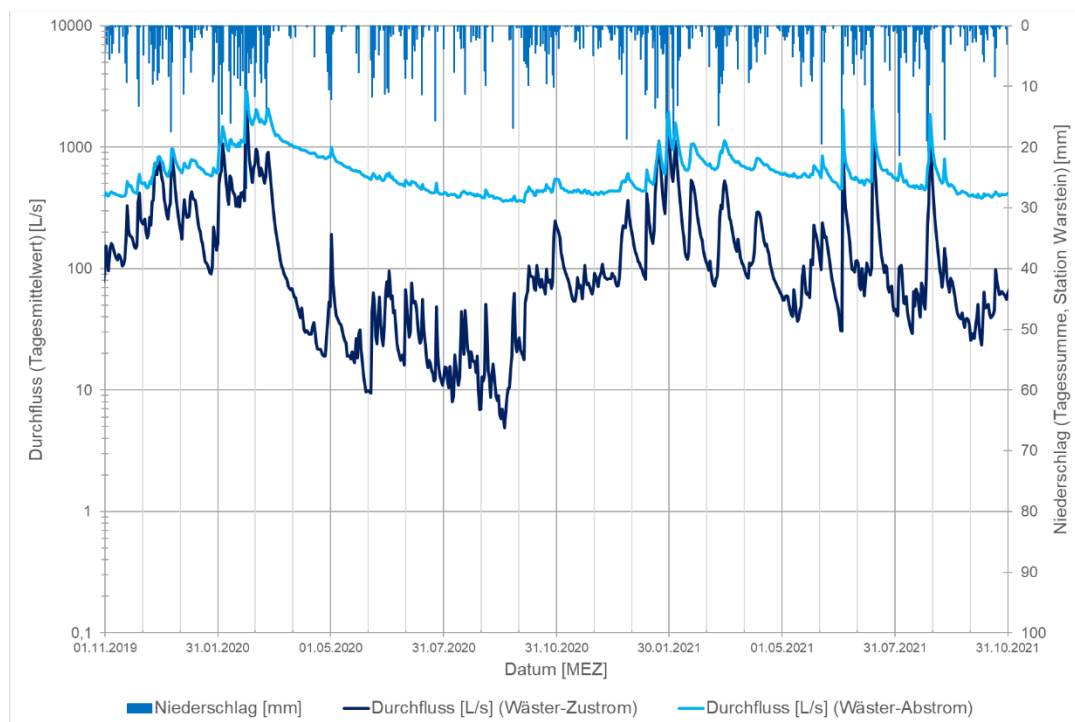


Abbildung 29: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Die an Zustrom- und Abstrompegel ermittelten Durchflüsse der den Karstgrundwasserleiter zentral durchfließenden Wäster sind in Abbildung 29 dargestellt. Die Durchflüsse am Abstrompegel (MQ 2020/2021 = 658 L/s) sind kontinuierlich und insbesondere im Sommerhalbjahr deutlich höher als die am Zustrompegel (MQ 2020/2021 = 175 L/s). Dies kann u. a. damit begründet werden, dass im Wästertal mehrere den Karstgrundwasserleiter entwässernde Karstquellen liegen (u. a. Bullerteich-Quelle, Hillenberg-Quelle II) (siehe Kapitel 2.3 und 2.5), deren Quellwasser, sofern es nicht für die Trinkwasserversorgung genutzt wird, der Wäster

zuströmt. Darüber hinaus befindet sich im Gerinneabschnitt zwischen den beiden Pegelmessstellen der seitliche Zufluss der Range, für deren intermittierende Quelle eine Verbindung zu den Bachschwinden des Enkebaches und des Wästerbaches mittels Markierungsversuche nachgewiesen werden konnte (KOCH et al. 1974, EBHARDT & MEIBURG 1979, VON KAMP 1984, ZYGOWSKI 1987). Die mittleren Durchflüsse des Enkebaches (MQ 2020/2021 = 12 L/s) und des Wäschebaches (MQ 2020/2021 = 38 L/s) machen jedoch, unter der vereinfachenden Annahme, dass diese vollständig an der Range-Quelle zu Tage treten und der Wäster zufließen, nur einen Bruchteil der Durchflussdifferenz zwischen Wäster-Zustrom- und Abstrompegel aus. Vollständige Daten hinsichtlich der Quellschüttungen im Wästertal und der zugehörigen Überlaufmengen in die Wäster liegen nicht vor bzw. werden, wie z. B. am Bullerteich (mündliche Mitteilung, Lörmecke Wasserwerk, Feb. 2022), nicht erhoben. Dennoch kann auf der Grundlage der erheblichen Abflussdifferenzen zwischen Wäster-Zustrom- und Wäster-Abstrompegel ein signifikanter Zustrom an Fremdwasser im Bereich des Wästertals abgeleitet werden.

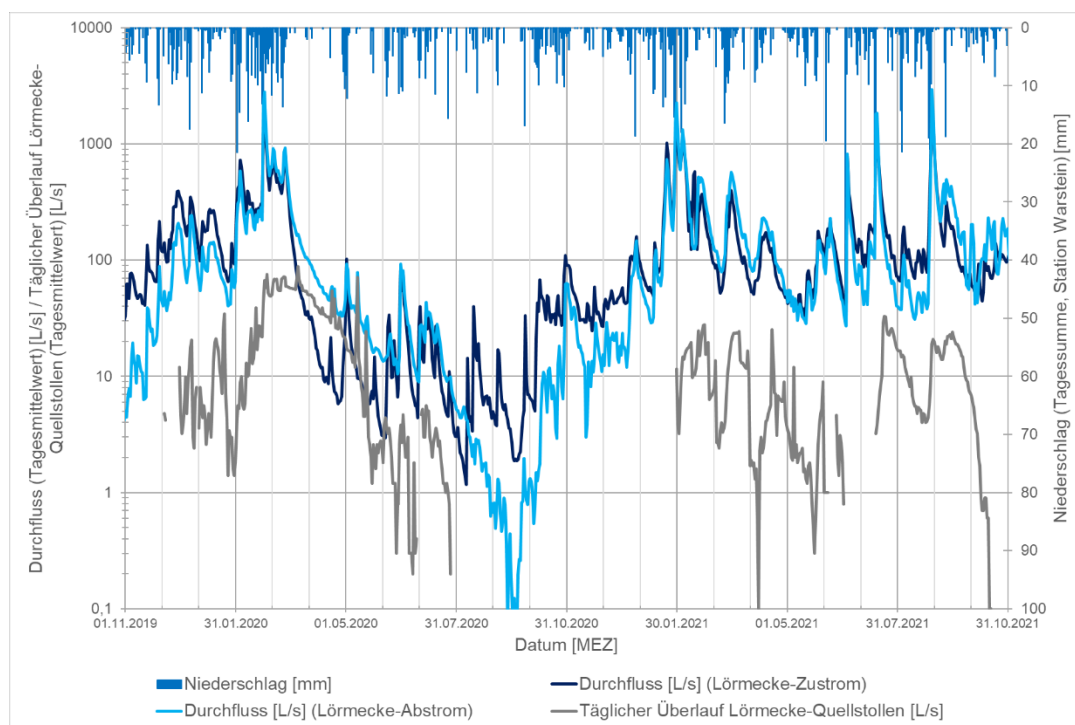


Abbildung 30: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom und des täglichen Überlaufs des Lörmecke-Quellstollens sowie Niederschlagstageessummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

In Abbildung 30 werden die Durchflussganglinien der Pegelstandorte Lörmecke-Zustrom und -Abstrom sowie des Überlaufs des Lörmecke-Quellstollens, welcher zwischen den beiden Pegelmessstellen liegt und in die Lörmecke einleitet, abgebildet. Im Gegensatz zur Wäster und auch zum Bilsteinbach zeigt sich für die Lörmecke ein komplexeres, uneinheitliches Bild hinsichtlich des Durchflussgeschehens: So sind die Durchflüsse am Abstrompegel während und nach längeren Trockenphasen (z. B. 2. Hälfte des Sommerhalbjahres und 1. Hälfte des Winterhalbjahres eines WWJ) in der Regel geringer als die des Zustrompegels. Auch hier konnte ähnlich wie am Bilsteinbach die Situation beobachtet werden, dass der Abstrompegel im Spätsommer bzw. Herbst vollkommen trockengefallen ist, während zeitgleich am Zustrompegel ein oberirdischer Abfluss gemessen werden konnte. Andererseits sind die Durchflüsse am Abstrompegel während und nach Hochwasserereignissen bzw. niederschlagsreichen Zeiträumen in der Regel höher als die des Zustrompegels (z. B. 2. Hälfte des Winterhalbjahres eines

WWJ). In diesen Phasen macht die Einleitung des Lörmecke-Quellstollens in die Lörmecke z. T. einen wesentlichen Anteil des am Abstrompegel gemessenen Durchflusses aus (bis >90 %, siehe Abbildung 35). Die Einleitungen liegen im Beobachtungszeitraum im Bereich 0 bis maximal etwa 90 L/s und finden primär im Winterhalbjahr und zu Beginn des Sommerhalbjahres des WWJ statt (Datengrundlage: Lörmecke Wasserwerk). Sie können aber auch in niederschlagsreichen Sommermonaten (z. B. WWJ 2021) beobachtet werden. Insgesamt ist der mittlere Durchfluss (MQ) der WWJ 2020 und 2021 am Pegel Lörmecke-Abstrom mit 146 L/s geringfügig höher als der des Lörmecke-Zustrompegels mit 143 L/s. Auf alleiniger Grundlage der Durchflussdaten der Lörmecke kann nicht eindeutig auf eine Beeinflussung durch Fremdwasser geschlossen werden. Hier ist die unterstützende Betrachtung der Parameter Wassertemperatur und spezifische elektrische Leitfähigkeit (siehe Kapitel 4.1.4 und 4.1.5) erforderlich.

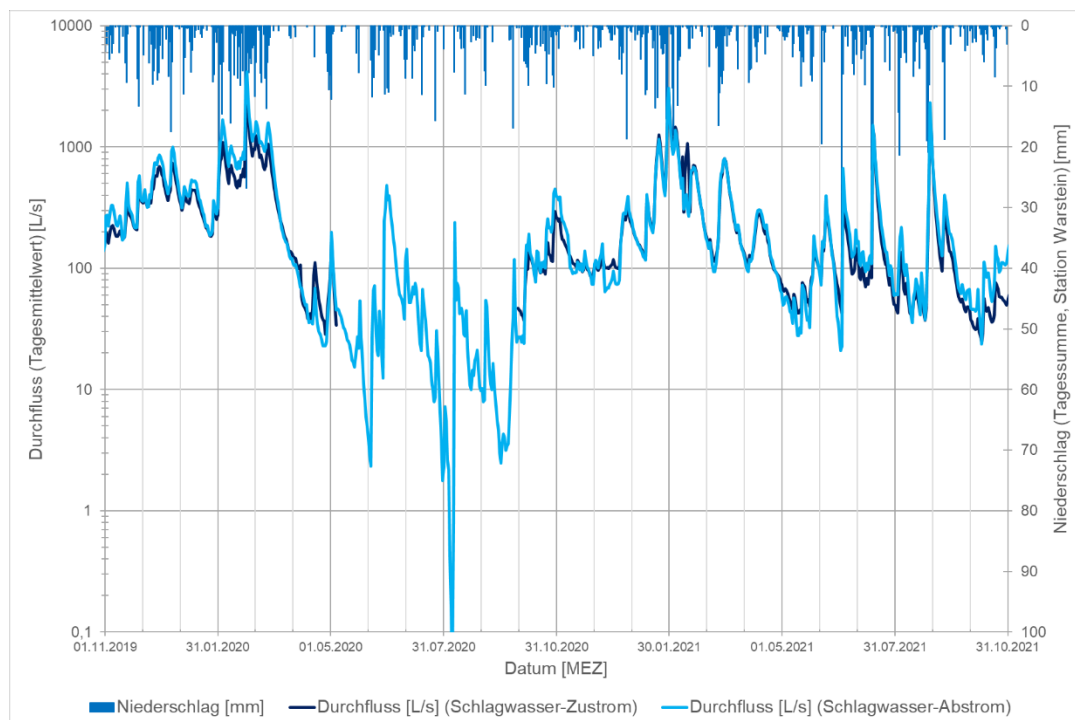


Abbildung 31: Durchflussganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Schlagwasser-Zustrom und Schlagwasser-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Die Durchflussganglinien der Pegelstandorte Schlagwasser-Zustrom und -Abstrom im Osten des Karstgrundwasserleiters sind in Abbildung 31 dargestellt. Die Durchflüsse am Abstrompegel (MQ 2021 = 242 L/s) sind im Vergleich zu denen am Zustrompegel (MQ 2021 = 234 L/s) meist geringfügig erhöht bzw. entsprechen diesen näherungsweise. Die Durchflusserhöhung kann durch Direktabflüsse im Einzugsgebiet des Abstrompegels erklärt werden, sodass es keine Anzeichen für eine Beeinflussung durch Fremdwasser im Gebiet der Schlagwasser gibt. Da die Messvorrichtung am Standort Schlagwasser-Zustrom im Laufe der Messreihe entwendet wurde, liegt für diesen von Mitte Mai bis Ende September 2020 eine längere Datenlücke (insgesamt 146 Tage) vor. Folglich wurden die hydrologischen Hauptwerte nur für das WWJ 2021 berechnet, da hier vollständige Daten vorliegen. Um die Berechnung einer Wasserbilanz für das WWJ 2020 zu ermöglichen, wurde analog zur Messstelle Bilsteinbach-Abstrom eine Imputation und Korrektur der Durchflussdaten durchgeführt (siehe Kapitel 4.1.6).

Tabelle 16: Durchflusshauptwerte der Pegelmessstellen in Warstein für die WWJ 2020/2021

Durchflusshauptwerte der Zustrompegel für die WWJ 2020/2021 [m³/s]							
Hauptwert	Datengrundlage	Bilsteinbach	Wäster	Enkebach	Wäschebach	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
NQ	Tagesmittelwerte	0,001	0,005	0	0	0,001	0,025
MNQ		0,005	0,015	0,001	0,002	0,013	0,079
MQ		0,100	0,175	0,012	0,038	0,143	0,234
MHQ	Momentanwerte	6,149	4,448	1,294	3,064	3,074	1,336
HQ		7,219 (23.02.2020, 19:30 [MEZ])	4,846 (20.06.2021, 03:45 [MEZ])	1,454 (20.06.2021, 03:30 [MEZ])	4,259 (23.02.2020, 15:15 [MEZ])	3,459 (20.06.2021, 05:00 [MEZ])	3,534 (29.01.2021, 23:45 [MEZ])
Durchflusshauptwerte der Abstrompegel für die WWJ 2020/2021 [m³/s]							
Hauptwert	Datengrundlage	Bilsteinbach	Wäster	-	-	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
NQ	Tagesmittelwerte	0	0,353	-	-	0	0,021
MNQ		0	0,366	-	-	0,002	0,070
MQ		0,079	0,658	-	-	0,146	0,242
MHQ	Momentanwerte	5,364	7,705	-	-	4,126	1,566
HQ		7,202 (14.07.2021, 16:45 [MEZ])	10,301 (20.06.2021, 02:30 [MEZ])	-	-	4,456 (23.02.2020, 19:45 [MEZ])	3,965 (29.01.2021, 23:00 [MEZ])
Differenz zwischen den Hauptwerten der Abstrom- und Zustrompegel für die WWJ 2020/2021 [m³/s]							
Hauptwert	Datengrundlage	Bilsteinbach	Wäster	-	-	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
NQ	Tagesmittelwerte	-0,001	+0,348	-	-	-0,001	-0,004
MNQ		-0,005	+0,351	-	-	-0,011	-0,009
MQ		-0,021	+0,483	-	-	+0,003	+0,008
MHQ	Momentanwerte	-0,785	+3,257	-	-	+1,052	+0,230
HQ		-0,017	+5,455	-	-	+0,997	+0,431

Bei abschließender Betrachtung der Differenzen der Durchflusshauptwerte der Abstrom- und Zustrompegel (siehe Tabelle 16), kann hinsichtlich der MQ-Werte festgehalten werden, dass signifikante Zunahmen lediglich im Bereich der Wäster mit +483 L/s vorliegen. Während Lörmecke (+3 L/s) und Schlagwasser (+8 L/s) im Mittel nur geringfügige, unauffällige Durchflussszunahmen zeigen, kommt es im Bereich des Bilsteinbaches (-21 L/s) zu einer Abnahme des Durchflusses beim Durchströmen des Ausstrichgebietes des Karstgrundwasserleiters.

In Tabelle 17 sind die Schüttungsquotienten der Warsteiner Pegelmessstellen im Zustrom und Abstrom des Karstgrundwasserleiter sowie deren Differenz aufgeführt. Obwohl es sich im konkreten Fall um Daten des oberirdischen Abflusses und nicht um Quellschüttungen handelt,

können Schüttungsquotienten dennoch zur Charakterisierung der hydrogeologischen Eigenschaften im Einzugsgebiet verwendet werden. Es ist jedoch zu beachten, dass summarische Effekte auftreten können, die den Einfluss einzelner Quellen im Einzugsgebiet überlagern.

Tabelle 17: Schüttungsquotienten der Pegelmessstellen in Warstein für die WWJ 2020/2021

Schüttungsquotienten der Zustrompegel für die WWJ 2020/2021 [$\cdot 10^{-4}$]						
Schüttungsquotient	Bilsteinbach	Wäster	Enkebach	Wäschebach	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
MNQ / MHQ	8,1	33,7	7,7	6,5	42,3	591,3
NQ / HQ	1,4	10,3	0	0	2,9	70,7
Schüttungsquotienten der Abstrompegel für die WWJ 2020/2021 [$\cdot 10^{-4}$]						
Schüttungsquotient	Bilsteinbach	Wäster	-	-	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
MNQ / MHQ	0	475,0	-	-	4,8	447,0
NQ / HQ	0	342,7	-	-	0	53,0
Differenz zwischen den Schüttungsquotienten der Abstrom- und Zustrompegel für die WWJ 2020/2021 [$\cdot 10^{-4}$]						
Schüttungsquotient	Bilsteinbach	Wäster	-	-	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)
MNQ / MHQ	-8,1	+441,3	-	-	-37,5	-144,3
NQ / HQ	-1,4	+332,4	-	-	-2,9	-17,7

Laut RICHTER & LILICH (1975) sind die Schüttungsquotienten von Karstquellen, aufgrund eines geringen Speichervermögens des verkarsteten Gesteins sowie großer Wegsamkeiten, deutlich kleiner als die von Quellen im Bereich von nicht verkarsteten Festgesteinen bzw. Lockergesteinen. Bei Betrachtung der Schüttungsquotienten der Pegelmessstellen des Bilsteinbaches, der Lörmecke sowie der Schlagwasser kann diese Aussage bestätigt werden, da die Schüttungsquotienten der Abstrompegel hier jeweils kleiner sind als die der Zustrompegel. Es kann dementsprechend angenommen werden, dass dies auf die Eigenschaften des Karstgrundwasserleiters im Einzugsgebiet der Abstrompegel zurückzuführen ist. Eine Ausnahme hiervon stellen hingegen die Schüttungsquotienten der Wäster dar. Hier ist eine deutliche Zunahme dieser zwischen Zustrom- und Abstrompegel zu beobachten, welche auf die auch in niederschlagsarmen Zeiträumen deutlich erhöhten Abflüsse im Bereich des Wäster-Abstrompegels zurückzuführen ist. Unter der Annahme, dass sich die Gesteinseigenschaften des Karstgrundwasserleiters im Hinblick auf Speichervermögen und Wegsamkeiten im Bereich des Wästertals nicht grundlegend von denen des übrigen Karstgrundwasserleiters unterscheiden, kann diese Beobachtung nur als Effekt des deutlichen Fremdwassereinflusses in diesem Gebiet gedeutet werden.

Weiterhin ist auffällig, dass die Schüttungsquotienten der Schlagwasser im Vergleich zu den übrigen Fließgewässern deutlich höher sind. Diese Beobachtung kann durch das große Einzugsgebiet der Schlagwasser begründet werden. So ist das Einzugsgebiet des Schlagwasser-Zustrompegels in etwa doppelt so groß wie das des Lörmecke-Zustrompegels (siehe Tabelle

7 in Kapitel 3.1.4). Entsprechend können hier größere NQ-Werte und in der Folge größere Schüttungsquotienten als an den anderen Fließgewässern festgestellt werden.

Die Pegelmessstelle Möhne-Abstrom im Gebiet des Briloner Massenkalks weist im Beobachtungszeitraum lange Phasen, zumeist im Sommerhalbjahr eines WWJ, auf, in denen das Gerinne vollkommen trocken ist (siehe Anhang „Messstellensteckbriefe“). Die Wasserführung beginnt in der 1. Hälfte des Winterhalbjahres und dauert bis ins Frühjahr an, bevor das Gerinne erneut trockenfällt. Infolge ergiebiger Niederschläge führte die Möhne auch im Sommerhalbjahr des WWJ 2021 Wasser. Der mittlere Durchfluss (MQ) der WWJ 2020 und 2021 beträgt 71 L/s. Die oberirdische Hauptentwässerung des Briloner Karstgrundwasserleiters erfolgt über die Alme. Am Pegel Niederalme des LANUV NRW wurde dementsprechend ein mittlerer Durchfluss (MQ) von 622 L/s für die WWJ 2020 und 2021 festgestellt (siehe Tabelle 18).

Tabelle 18: Durchflusshauptwerte der Pegelmessstellen in Brilon für die WWJ 2020/2021 (Datengrundlage Pegel Niederalme: LANUV NRW)

Durchflusshauptwerte der Abstrompegel für die WWJ 2020/2021 [m³/s]			
Hauptwert	Daten- grund- lage	Möhne	Pegel Niederalme (Datengrundlage sind nur Tagesmittel- werte)
NQ	Tages- mittel- werte	0	0,299
MNQ		0	0,321
MQ		0,071	0,622
MHQ	Mo- ment- an- werte	2,775	0,974
HQ		3,246 (14.06.2020, 17:00 [MEZ])	1,18 (14.03.2020)

4.1.4. Wassertemperatur

In Abbildung 32 und Abbildung 33 sind die Wassertemperaturganglinien der Zustrom- und Abstrompegel der Wäster und der Lörmecke als Tagesmittelwerte dargestellt. Die Ganglinien der Pegelmessstellen des Bilstein-, Enke- und Wäschebaches, der Schlagwasser und der Möhne sind im Anhang „Messstellensteckbriefe“ aufgeführt. Tabelle 19 gibt einen Überblick über die mittleren Wassertemperaturen (MT) der WWJ 2020 und 2021 für jeden Pegelstandort.

Die vergleichende Betrachtung der an den Pegelstandorten der Wäster gemessenen Wassertemperaturen zeigt (siehe Abbildung 32), dass die Wassertemperatur am Abstrompegel (MT 2020/2021 = ca. 12,6°C) bis auf wenige, kurze Zeiträume im Vergleich zum Zustrompegel (MT 2020/2021 = ca. 9,1°C) kontinuierlich um mehrere °C erhöht ist. Die Temperaturabweichung ist insbesondere in den Winterhalbjahren eines WWJ zu beobachten. Sie beträgt im Mittel über den gesamten Beobachtungszeitraum etwa +3,4°C und maximal etwa +9,3°C. Darüber hinaus hat die Wassertemperaturganglinie des Abstrompegels einen vergleichsweise gedämpften Verlauf, während die Wassertemperatur des Zustrompegels stärker die Schwankungen der umgebenden Lufttemperatur nachbildet. Anhand der Wassertemperaturen der Wäster kann folglich der kontinuierliche Zustrom des höher temperierten Fremdwassers im Bereich der Fließstrecke zwischen Zustrom- und Abstrompegel nachgewiesen werden. Die in den Sommerhalbjahren beobachteten Wassertemperaturen am Abstrompegel stimmen dabei in etwa mit dem für das Fremdwasser genannten Temperaturbereich von ca. 12 bis zu 16,4°C (KOCH

et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994) überein. In den niederschlagsreichen Monaten des Winterhalbjahres findet offensichtlich eine Abkühlung durch eine verstärkte Beimischung von kühleren Direktabflusswässern und Karstgrundwässern aus lokaler Grundwasserneubildung statt.

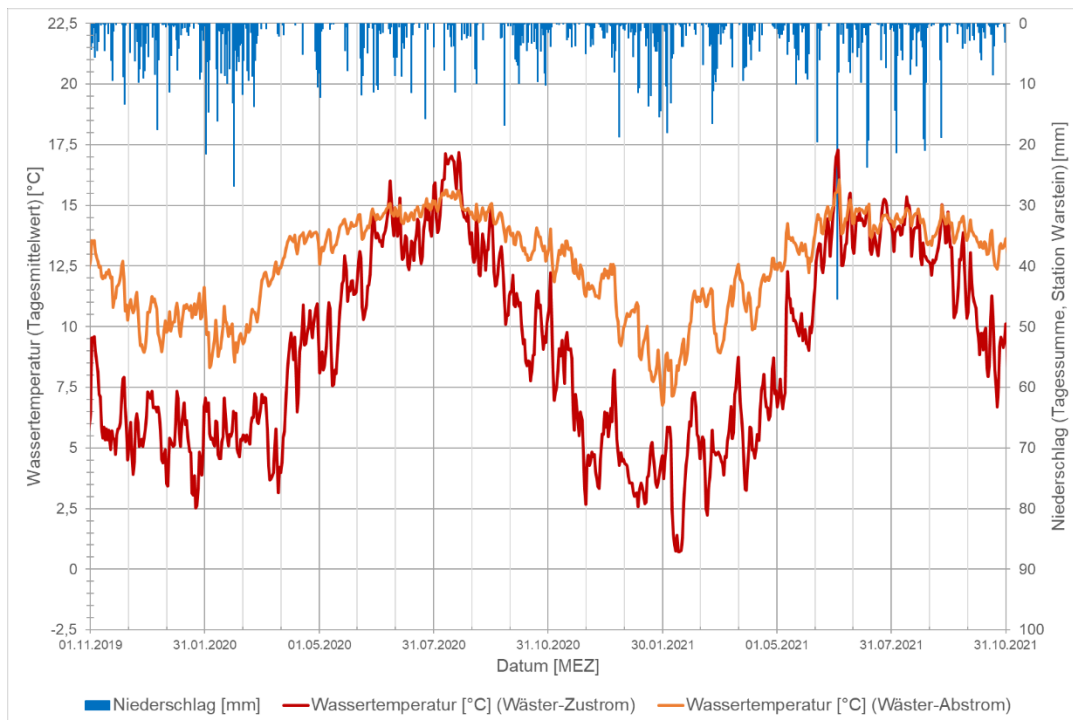


Abbildung 32: Wassertemperaturganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagsstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

In Abbildung 33 werden die Wassertemperaturganglinien der Lörmecke-Pegelmessstellen vergleichend dargestellt. Es zeigt sich ein ähnliches Bild wie an den Pegelmessstellen der Wäster: So kann auch hier festgestellt werden, dass die am Abstrompegel gemessenen Wassertemperaturen im Winterhalbjahr eines WWJ höher sind als die am Zustrompegel gemessenen Werte. In den Sommerhalbjahren liegen die Temperaturverläufe näher beieinander und bilden ungefähr den Verlauf der Lufttemperatur ab. Insgesamt liegt die mittlere Wassertemperatur der WWJ 2020 und 2021 am Abstrompegel mit ca. 9,1°C um etwa +1,6°C höher als die des Zustrompegels mit ca. 7,5°C. Demnach kann auch im Bereich der Lörmecke der Zustrom des höher temperierten Fremdwassers beobachtet werden. Dieser fällt im Vergleich zum Wästertal jedoch geringer aus.

Bei der Bewertung der Wassertemperaturverläufe der Lörmecke müssen darüber hinaus weitere Aspekte berücksichtigt werden: In der 2. Hälfte des Winterhalbjahres eines WWJ nehmen die Einleitungen des Lörmecke-Quellstollens in die Lörmecke über den zugehörigen Überlauf einen größeren Anteil des Gesamtabflusses am Abstrompegel an (bis >90 %, siehe Abbildung 30 und Abbildung 35). Laut Daten des Landes NRW (2023), die auf der Plattform Elwas-Web veröffentlicht werden, beträgt die mittlere Wassertemperatur der Lörmecke-Quelle im Zeitraum 1979 bis 2022 etwa 14,8°C (Land NRW 2023). Folglich führen die Einleitungen des Lörmecke-Quellstollens zu einer Erhöhung der Wassertemperatur in der Lörmecke. Ferner konnte in der 2. Hälfte des Sommerhalbjahres des WWJ 2020 beobachtet werden, dass die Abstrompegelmessstelle phasenweise nahezu trockengefallen ist bzw. von der Lörmecke umflossen wurde. In diesen Zeiträumen kann die Erhöhung der Wassertemperatur dementsprechend auf einen verstärkten Einfluss der umgebenden Lufttemperatur zurückgeführt werden.

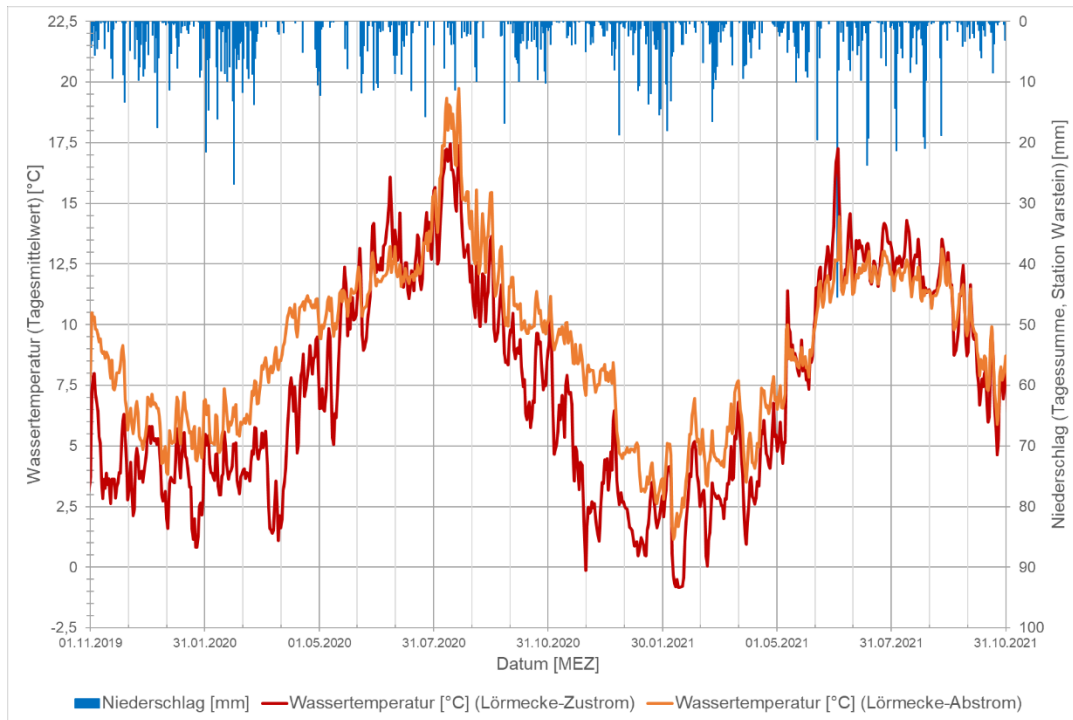


Abbildung 33: Wassertemperaturganglinien (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Tabelle 19: Mittlere Wassertemperaturen der Pegelmessstellen in Warstein und Brilon für die WWJ 2020/2021

Mittlere Wassertemperatur (MT) der WWJ 2020/2021 [°C]	Bilsteinbach	Wäster	Enkebach	Wäschebach	Lörmecke	Schlagwasser (nur WWJ 2021)	Möhne
Zustrompegel	7,8	9,1	8,1	7,5	7,5	7,5	-
Abstrompegel	7,6 ⁽¹⁾	12,6	-	-	9,1	8,2	8,3 ⁽¹⁾
Differenz zwischen Abstrom- und Zustrompegel	-0,2	+3,5	-	-	+1,6	+0,7	-

⁽¹⁾korrigiert, ohne Lufttemperaturdaten

Wie in Tabelle 19 ersichtlich, liegen die mittleren Wassertemperaturen der Pegelmessstellen Bilsteinbach, Enkebach, Wäschebach und Schlagwasser im Zustrom zum Karstgrundwasserleiter in einem Wertebereich von etwa 7,5 bis 8,1°C. Während die mittlere Wassertemperatur des Bilsteinbaches mit 7,6°C am Abstrompegel nahezu unverändert im Vergleich zum Zustrompegel bleibt und beide Messstellen einen nahezu deckungsgleichen Wassertemperaturverlauf zeigen, kann im Bereich der Schlagwasser eine Temperaturzunahme von ca. +0,7°C zwischen Zustrom- und Abstrompegel für das WWJ 2021 festgestellt werden. Hierbei handelt es sich um einen Effekt der unterschiedlichen Bauweisen der beiden Pegelmessstellen: So wurde die Drucksonde am neu errichteten Schlagwasser-Zustrompegel (ab September 2020) in der Spitze des Filterrohres unterhalb der Gerinnebodenoberfläche verbaut und wird dementsprechend von einer größeren Wassersäule überlagert. In der Folge dauert es im Sommerhalbjahr trotz wärmerer Lufttemperaturen länger bis sich das Wasser im Bereich der Drucksonde erwärmt. Im Gegensatz dazu liegt die Drucksonde des Schlagwasser-Abstrompegels im Filterrohr auf dem Gerinneboden auf und befindet sich direkt im wasserdurchströmten Bereich. Hierdurch spiegeln sich die Entwicklung der Lufttemperatur deutlicher in den gemessenen

nen Wassertemperaturen des Abstrompegels wider. Dementsprechend ist im Bereich des Bilsteinbaches und der Schlagwasser keine Fremdwasserbeeinflussung auf Grundlage der Wassertemperatur erkennbar.

4.1.5. Spezifische elektrische Leitfähigkeit

An den Pegelstandorten der Wäster und der Lörmecke wurde die spezifische elektrische Leitfähigkeit als ergänzender Parameter zur Bewertung eines potenziellen Fremdwasserzustroms kontinuierlich gemessen. In Abbildung 34 und Abbildung 35 werden die zugehörigen Ganglinien als Tagesmittelwerte dargestellt. An den übrigen Pegelstandorten wurden diskontinuierliche Punktmessungen der Leitfähigkeit im monatlichen Intervall durchgeführt. Die zugehörigen mittleren Leitfähigkeitswerte (MLf) der WWJ 2020 und 2021 sind in Tabelle 20 aufgeführt.

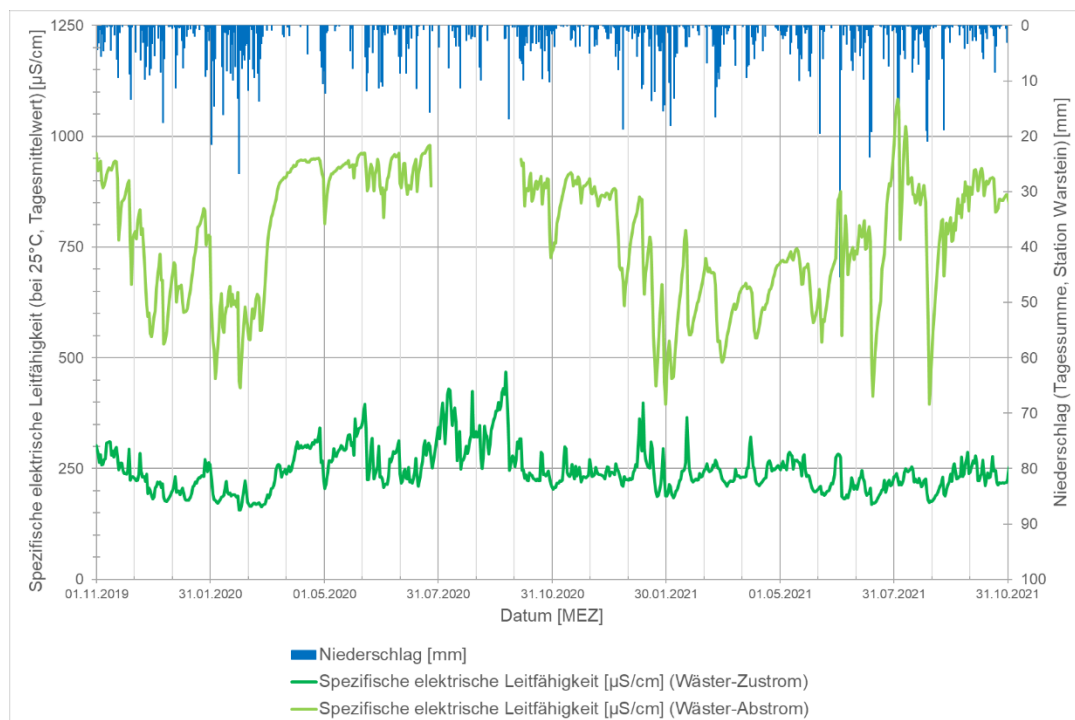


Abbildung 34: Ganglinien der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Wäster-Zustrom und Wäster-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021. Die Datenlücke von Ende Juli bis Anfang Oktober 2020 in der Ganglinie des Abstrompegels ist auf einen fehlerhaften, da korrodierten Leitfähigkeitssensor zurückzuführen.

Die am Wäster-Abstrompegel gemessenen Werte der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (MLf 2020/2021 = ca. 772 $\mu\text{S}/\text{cm}$) sind im Vergleich zum Zustrompegel (MLf 2020/2021 = ca. 246 $\mu\text{S}/\text{cm}$) ganzjährig erhöht (siehe Abbildung 34). Während die Leitfähigkeitsganglinie des Zustrompegels einen eher gleichbleibenden Verlauf zeigt, sind am Abstrompegel im Verlauf eines WWJ verschiedene Phasen zu erkennen: In niederschlagsreichen Zeiträumen, wie z. B. den Winterhalbjahren der WWJ bzw. dem Sommerhalbjahr 2021, treten Verdünnungseffekte infolge der stärkeren Beimischung gering mineralisierter Direktabflüsse und lokal gebildeten Karstgrundwassers auf. In niederschlagsarmen Phasen, wie z. B. dem Sommerhalbjahr 2020, gehen die gering mineralisierten Anteile zurück und der Fremdwasseranteil überwiegt. Entsprechend bildet sich ein erhöhtes Leitfähigkeitsplateau von ca. 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aus.

Demnach belegen auch die Leitfähigkeitsdaten den kontinuierlichen Zustrom des höher mineralisierten Fremdwassers im Bereich des Wästertals und bestätigen somit die bereits hinsichtlich Durchflussmenge und Wassertemperatur gemachten Beobachtungen.

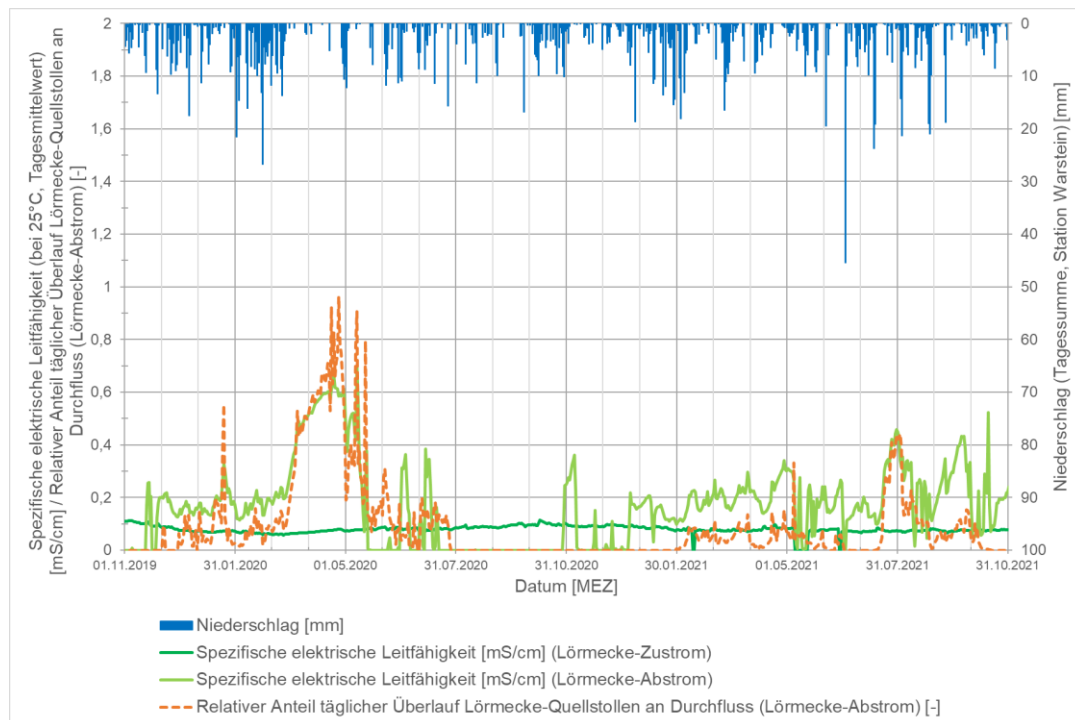


Abbildung 35: Ganglinien der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (Tagesmittelwerte) der Pegelmessstellen Lörmecke-Zustrom und Lörmecke-Abstrom sowie Niederschlagstagesummen der Station Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW) für die WWJ 2020 und 2021

Abbildung 35 stellt die Ganglinien der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit an den Pegelstandorten Lörmecke-Zustrom und -Abstrom sowie den relativen Anteil des mittleren täglichen Überlaufs des Lörmecke-Quellstollens am Gesamtdurchfluss des Abstrompegels dar. Der Überlauf weist in den WWJ 2020 und 2021 eine mittlere Leitfähigkeit von etwa $955 \mu\text{S/cm}$ auf (Datengrundlage: Lörmecke Wasserwerk). Ähnlich wie im Bereich der Wäster zeigt auch der Lörmecke-Zustrompegel einen nahezu gleichbleibenden Leitfähigkeitsverlauf mit nur geringen Schwankungen ($\text{MLf } 2020/2021 = \text{ca. } 80,3 \mu\text{S/cm}$). Die am Abstrompegel gemessene Leitfähigkeit ($\text{MLf } 2020/2021 = \text{ca. } 166,8 \mu\text{S/cm}$) ist in der Regel höher als die des Zustrompegels. Dies kann z. T. auf einen erhöhten Anteil des Überlaufs des Lörmecke-Quellstollens am Gesamtabfluss zurückgeführt werden (z. B. 2. Hälfte des Winterhalbjahres des WWJ 2020). Es wird jedoch auch eine im Vergleich erhöhte Leitfähigkeit am Abstrompegel beobachtet, sofern keine Einleitungen durch den Lörmecke-Quellstollen stattfinden. Folglich gibt es auch unabhängig von diesem einen Zustrom höher mineralisierten Fremdwassers im Bereich des Lörmecketals. Entsprechende Quellzonen wurden u. a. in KOCH et al. (1974) und SCHAUERTE (2012) kartiert.

Da das Filterrohr des Lörmecke-Abstrompegels in besonders niederschlagsarmen Zeiträumen (z. B. in der 2. Hälfte des Sommerhalbjahres des WWJ 2020) phasenweise von der Lörmecke umflossen wurde bzw. der Leitfähigkeitssensor aufgrund eines zu geringen Wasserstandes nicht vollständig im Wasser eingetaucht war, liegen hier keine kontinuierlichen Leitfähigkeitsdaten vor. Auf Grundlage der Ergebnisse der diskontinuierlichen Leitfähigkeitsmessung (siehe Tabelle 20), welche sowohl an den Pegelmessstellen der Wäster als auch der Lörmecke als

ergänzende Kontrollmessungen durchgeführt wurden, kann dokumentiert werden, dass auch in diesen Zeiträumen am Abstrompegel der Lörmecke eine im Vergleich zum Zustrompegel erhöhte Leitfähigkeit vorlag.

Die mittleren Leitfähigkeiten an den übrigen Pegelmessstellen (siehe Tabelle 20) bestätigen die auf Grundlage der Durchfluss- und Wassertemperaturganglinien geäußerte Position, dass sowohl Bilsteinbach als auch Schlagwasser keine nennenswerte Beeinflussung durch Fremdwasser erfahren, da der geringe Zuwachs der mittleren Leitfähigkeit am Abstrompegel (+17,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Bilsteintal, +12,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Schlagwassertal) jeweils durch den Zustrom lokal gebildeten Karstgrundwassers begründet werden kann.

Tabelle 20: Mittlere spezifische elektrische Leitfähigkeit der Pegelmessstellen in Warstein und Brilon für die WWJ 2020/2021

Mittlere spez. el. Leitfähigkeit (MLf) der WWJ 2020/2021 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Bilsteinbach ⁽¹⁾	Wäster	Enkebach ⁽¹⁾	Wäschebach ⁽¹⁾	Lörmecke	Schlagwasser ⁽¹⁾	Möhne ⁽¹⁾
Zustrompegel	103,6	246 (230 ⁽¹⁾)	288	110,1	80,3 (84,4 ⁽¹⁾)	126,3	-
Abstrompegel	121,5	772 (797 ⁽¹⁾)	-	-	166,8 (331 ⁽¹⁾)	138,6	519
Differenz zwischen Abstrom- und Zustrompegel	+17,9	+526 (+567 ⁽¹⁾)	-	-	+86,5 (+246,6 ⁽¹⁾)	+12,3	-

⁽¹⁾Mittelwerte basieren auf diskontinuierlichen Messungen im monatlichen Intervall

4.1.6. Imputation und Korrektur von Durchflussdaten

Um trotz der in den Durchflussganglinien der Pegelmessstellen Bilsteinbach-Abstrom und Schlagwasser-Zustrom vorhandenen Datenlücken eine vollständige Wasserbilanz für das WWJ 2020 berechnen zu können, wurden die Datenlücken auf Grundlage der am betroffenen Pegelstandort vorhandenen Messdaten und in Relation zur benachbarten Pegelmessstelle im selben Fließgewässer (d. h. Bilsteinbach-Zustrom bzw. Schlagwasser-Abstrom) vervollständigt, d. h. eine Imputation der fehlenden Daten durchgeführt.

Tabelle 21: MQ-Werte und -Verhältnisse des WWJ 2021 an den Pegelmessstellen des Bilsteinbaches und der Schlagwasser

MQ WWJ 2021	Bilsteinbach				Schlagwasser			
	Zustrom [m^3/s]	Abstrom [m^3/s]	Relativer Anteil Zustrom/Abstrom [%]	Relativer Anteil Abstrom/Zustrom [%]	Zustrom [m^3/s]	Abstrom [m^3/s]	Relativer Anteil Zustrom/Abstrom [%]	Relativer Anteil Abstrom/Zustrom [%]
	0,111	0,084	132,1	75,7	0,234	0,242	96,7	103,4

Hierzu wurden jeweils die MQ-Werte (siehe Kapitel 3.4.1) des Zustrom- und Abstrompegels für das WWJ, für welches an beiden Standorten vollständige Daten vorhanden sind (jeweils das WWJ 2021), berechnet und ein Verhältnis der beiden Werte zueinander gebildet (siehe Tabelle 21). Um die Datenlücke zu vervollständigen, wurde in der Folge das berechnete MQ-Verhältnis mit den vorhandenen Tagesmittelwerten des Durchflusses der benachbarten Pegelmessstelle multipliziert und der so berechnete Wert als Tagesmittelwert der Pegelmessstelle ohne Daten angenommen. Der Berechnung liegt demnach die vereinfachende Annahme

zugrunde, dass das Durchflussverhältnis zwischen Zustrom- und Abstrompegel im Zeitraum der Datenlücke dem mittleren Verhältnis des WWJ 2021 entspricht. Da der Fokus an dieser Stelle nicht darauf liegt, hochaufgelöste Durchflussdaten zu rekonstruieren, sondern darauf, ein plausibles mittleres Abflussvolumen für die Wasserbilanzierung zu ermitteln, wird diese Annahme als akzeptabel erachtet.

Neben der Imputation der Datenlücke ist am Pegelstandort Schlagwasser-Zustrom ein weiterer Korrekturschritt erforderlich: Ein Vergleich der Durchflussganglinie des ursprünglichen Schlagwasser-Zustrompegels mit der Durchflussganglinie des Schlagwasser-Abstrompegels im selben Zeitraum (Vergleichszeitraum: 09.07.2019 bis 06.05.2020) zeigt, dass sowohl MQ als auch HQ deutlicher voneinander abweichen, als dies bei einem Vergleich der Durchflussganglinien der neuen Schlagwasser-Zustrompegelmessstelle mit der der Schlagwasser-Abstrompegelmessstelle im WWJ 2021 der Fall ist (siehe Tabelle 22). So nimmt beispielsweise der mittlere Durchfluss, der am ursprünglichen Zustrompegel gemessen wurde auf der Fließstrecke zum Abstrompegel um knapp 30 % zu. Im WWJ 2021 beträgt die relative Zunahme des mittleren Durchflusses auf der Fließstrecke vom neuen Schlagwasser-Zustrompegel zum Abstrompegel hingegen nur ca. 3,4 %.

Tabelle 22: Vergleich der ursprünglichen und der neuen Schlagwasserpegelmessstellen mit dem Schlagwasser-Abstrompegel

	Vergleich des ursprünglichen Schlagwasser-Zustrompegels mit dem Schlagwasser-Abstrompegel				Vergleich des neuen Schlagwasser-Zustrompegels mit dem Schlagwasser-Abstrompegel			
	Zustrom [m³/s]	Abstrom [m³/s]	absolute Differenz [m³/s]	relative Differenz [%]	Zustrom [m³/s]	Abstrom [m³/s]	absolute Differenz [m³/s]	relative Differenz [%]
Zeitraum	09.07.2019 bis 06.05.2020				WWJ 2021			
MQ	0,273	0,352	+0,079	+28,9	0,234	0,242	+0,008	+3,4
HQ	3,197	6,022	+2,825	+88,4	3,534	3,965	+0,431	+12,2

Da angenommen wird, dass im Zeitraum der Datenlücke von Mai 2019 bis September 2019 keine grundlegenden Veränderungen der Gerinneigenschaften im Bereich der Fließstrecke zwischen Zustrom- und Abstrompegel aufgetreten sind, die eine derartige Veränderung des mittleren Durchflussverhaltens erklären könnten, deutet dies darauf hin, dass die per W-Q-Beziehung berechneten Durchflusswerte des ursprünglichen Zustrompegels zu gering ausfallen. Dies ist auch bei der vergleichenden Betrachtung der Durchflussganglinien der Schlagwasser in Abbildung 31 ersichtlich: Im Winterhalbjahr des WWJ 2021 zeigen beide Ganglinien einen ähnlichen, sich fast überlagernden Verlauf, während im Winterhalbjahr des WWJ 2020, im Zeitraum erhöhter Durchflüsse, größere Unterschiede zu erkennen sind. Hier werden deutlich niedrigere Zustromdurchflüsse im Vergleich zu den Abstromdurchflüssen augenfällig. Eine Begründung hierfür liegt darin, dass mit insgesamt acht diskontinuierlichen Durchflussmessungen (siehe Tabelle 15) lediglich eine geringe Datengrundlage zur Verfügung steht, um die W-Q-Beziehung für den ursprünglichen Schlagwasser-Zustrompegel aufzustellen. Darüber hinaus fanden die Messungen in der Anfangsphase der Geländemesskampagne statt, in der die Erfahrungswerte hinsichtlich der bestmöglichen Umsetzung der Messmethode noch nicht entwickelt waren. Dementsprechend weisen die acht Durchflussmessungen eine schwankende Qualität auf.

Um die zu gering ausfallenden Durchflüsse der ursprünglichen Schlagwasser-Zustrompegelmessstelle zu korrigieren, wird für den vor der Datenlücke liegenden Zeitraum (09.07.2019 bis 06.05.2020) dasselbe Korrekturverfahren angewendet, wie bei der Imputation der Datenlücke: D. h. auch hier wird das MQ-Verhältnis des WWJ 2021 genutzt, um auf Grundlage der Tagesmittelwerte des Abstrompegels korrigierte Durchflusstagesmittelwerte für den Zustrompegel zu berechnen.

Im Anhang „Messstellensteckbriefe“ sind Abbildungen der korrigierten Durchflussganglinien der Pegelstandorte Bilsteinbach-Abstrom und Schlagwasser-Zustrom enthalten.

4.2. Ergebnisse der Durchflussganglinienauswertung

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Durchflussganglinienauswertung für den Warsteiner Karstgrundwasserleiter präsentiert und erläutert. Ein Schwerpunkt liegt dabei auf der Ermittlung des lokalen Basisabflusses sowie auf der Untersuchung des Retentionsverhaltens des Karstgrundwasserleiters. Die Ergebnisse für den Briloner Karstgrundwasserleiter sind im Anhang „Durchflussganglinienauswertung Briloner Karstgrundwasserleiter“ aufgeführt.

4.2.1. Bestimmung des Basisabflusses

Die mithilfe des MoMNQ_r-Verfahrens nach KILLE (1970) (siehe Kapitel 3.4.2) berechneten mittleren Basisabflusswerte der Zustrom- und Abstrompegel im Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters sind in Tabelle 23 und Tabelle 24 aufgeführt. Die Berechnung der MoMNQ_r-Werte erfolgte hierbei jeweils auf Grundlage der Daten des gesamten verfügbaren Beobachtungszeitraumes.

Die mittleren Basisabflüsse der Zustrompegel variieren im Bereich 0,002 m³/s am Standort Enkebach-Zustrom und 0,048 m³/s am Standort Schlagwasser-Zustrom. Bezogen auf die Fläche des Pegelinzugsgebietes können die größten Basisabflussspenden mit 3,1 bzw. 3,6 L/(s*km²) im Bereich der Wäster bzw. der Lörmecke beobachtet werden. Der mittlere jährliche Basisabfluss des gesamten oberirdischen Zustromgebietes (ca. 46,8 km²) im Süden des Karstgrundwasserleiters beläuft sich auf etwa 4,3 Mio m³/a (0,136 m³/s) bzw. 16,2 L/(s*km²).

Tabelle 23: Mittlerer Basisabfluss an den Warsteiner Zustrompegeln

Zustrompegel	Beobachtungszeitraum	Fläche des oberirdischen EZG [km²]	Basisabfluss (MoMNQ _r)		
			[m³/s]	[L/(s*km²)]	[mm/a]
Bilsteinbach	Aug. 2019 – Jun. 2022	6,3	0,013	2,1	66,3
Wäster	Aug. 2019 – Jun. 2022	11,6	0,036	3,1	97,8
Enkebach	Aug. 2019 – Jun. 2022	1,0	0,002	2,0	63,1
Wäschebach	Aug. 2019 – Jun. 2022	2,3	0,006	2,6	82,0
Lörmecke	Feb. 2019 – Jun. 2022	8,7	0,031	3,6	113,6
Schlagwasser	Aug. 2019 – Jun. 2022	16,9	0,048	2,8	88,4
Summe		46,8	0,136 (4,3 Mio. m³/a)	16,2	511,2

Die mittleren Basisabflüsse der Abstrompegel Bilsteinbach, Lörmecke und Schlagwasser bewegen sich in einem Bereich von 0,011 m³/s bis 0,049 m³/s. Am Standort Wäster-Abstrom konnte mit 0,444 m³/s ein im Vergleich zu den anderen Abstrompegeln deutlich höherer mittlerer Basisabfluss festgestellt werden. Auch bezogen auf die Fläche des jeweiligen Pegeleinzugsgebietes zeigt der Wäster-Abstrompegel mit 18,0 L/(s*km²) die mit Abstand größte Basisabflussspende. In Summe kann ein mittlerer jährlicher Basisabfluss von etwa 16,7 Mio. m³/a (0,528 m³/s) bzw. 23,8 L/(s*km²) im gesamten oberirdischen Einzugsgebiet der Abstrompegel (ca. 65,7 km²), d. h. dem Gebiet des Karstgrundwasserleiters und dem südlichen Zustromgebiet, beobachtet werden.

Tabelle 24: Mittlerer Basisabfluss an den Warsteiner Abstrompegeln

Abstrompegel	Beobachtungszeitraum	Fläche des oberirdischen EZG [km²]	Basisabfluss (MoMNQ _r)		
			[m³/s]	[L/(s*km²)]	[mm/a]
Bilsteinbach	Aug. 2019 – Jun. 2022	6,7	0,011	1,6	50,5
Wäster	Aug. 2019 – Jun. 2022	24,6	0,444	18,0	568,0
Lörmecke	Jul. 2019 – Mär. 2022	15,4	0,024	1,6	50,5
Schlagwasser	Aug. 2019 – Jun. 2022	19,0	0,049	2,6	82,0
Summe		65,7	0,528 (16,7 Mio. m³/a)	23,8	751,0

Ein Vergleich der mittleren Basisabflüsse zwischen Zustrom- und zugehörigem Abstrompegel zeigt, dass diese im Falle des Bilsteinbaches und der Schlagwasser nur geringe Abnahmen bzw. Zuwächse zeigen. Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass die Einzugsgebiete der Abstrompegel nur unwesentlich größer sind als die der Zustrompegel (ca. 6 % im Fall des Bilsteinbaches bzw. 12 % im Fall der Schlagwasser) und dementsprechend der Einfluss des Karstgrundwasserleiters auf den mittleren Basisabfluss gering ausfällt. Die geringe Abnahme der mittleren Basisabflussspende am Pegel Bilsteinbach-Abstrom deckt sich mit der Beobachtung, dass der Bilsteinbach bei der Passage des Karstgrundwasserleiters Wasser an diesen verliert. Im Bereich der Lörmecke kann trotz eines im Vergleich zum Zustrompegel deutlich vergrößerten Einzugsgebietes des Abstrompegels eine Verringerung der mittleren Basisabflussspende um etwa die Hälfte beobachtet werden. Dies passt mit dem in Kapitel 4.1.3 beschriebenen Umstand überein, dass die Durchflüsse am Abstrompegel während und nach längeren Trockenphasen in der Regel geringer sind als die des Zustrompegels und demnach in diesen Zeiträumen größere Versinkungen im Bereich der Fließstrecke zwischen den Pegel auftreten. Im Gegensatz dazu ist im Bereich der Wäster eine signifikante Vergrößerung der mittleren Basisabflussspende um etwa den Faktor sechs zwischen Zustrom- und Abstrompegel festzustellen.

Insgesamt beläuft sich der mittlere jährliche Basisabfluss, der im Ausstrichbereich des Karstgrundwasserleiters entsteht (Differenz der Basisabflüsse der Abstrom- und Zustrompegel) und auf die Summe aus lokaler Grundwasserneubildung und unterirdisch zuströmender, allogener Fremdwasserkomponente zurückzuführen ist, auf ca. 12,4 Mio. m³/a (0,392 m³/s). Bezogen auf die Bilanzfläche des Warsteiner Karstgrundwasserleiters von etwa 23,9 km² (siehe Kapitel 5.1.2) ergibt sich eine mittlere Basisabflussspende von ca. 16,4 L/(s*km²). Der wesentliche Anteil des Fremdwasserzustroms erfolgt gemäß der Basisabflussdaten im Bereich des Wästertals.

4.2.2. BFI-Werte

In Tabelle 25 werden die BFI-Werte der Pegelmessstellen im Warsteiner Gebiet dargestellt, welche auf Grundlage der mittleren Basisabflüsse (siehe vorheriges Kapitel 4.2.1) und den mittleren Durchflüssen MQ im selben Beobachtungszeitraum gemäß Kapitel 3.4.3 berechnet wurden.

Die BFI-Werte der Zustrompegel liegen in einem engem Wertebereich von 0,17 (Enkebach-Zustrom) bis 0,24 (Wäster-Zustrom). Der Mittelwert beträgt 0,20 und stimmt in etwa mit dem für die Durchlässigkeitsklasse der Arnberg-Formation im Einzugsgebiet der Zustrompegel in BOGENA et al. (2005) angegebenen BFI-Wert von 0,18 (siehe Tabelle 14 in Kapitel 3.5.3) überein. Dementsprechend setzt sich der an den Zustrompegeln gemessene oberirdische Abfluss im Mittel zu ca. 80 % aus Direktabfluss und ca. 20 % aus Basisabfluss zusammen.

Tabelle 25: BFI-Werte der Pegelmessstellen im Warsteiner Gebiet

Fließgewässer	BFI des Zustrompegels [-]	BFI des Abstrompegels [-]
Bilsteinbach	0,18	0,15
Wäster	0,24	0,73
Enkebach	0,17	-
Wäschebach	0,18	-
Lörmecke	0,20	0,11
Schlagwasser	0,20	0,20
Mittelwert	0,20	0,30
Median	0,19	0,18
Mittelwert gewichtet nach Flächenanteilen der Einzelpegel	0,21	0,37
Mittelwert ohne Wäster-Pegel	0,19	0,15

Die BFI-Werte der Abstrompegelmessstellen Bilsteinbach, Lörmecke und Schlagwasser variieren im Bereich 0,11 bis 0,20 und weisen im Vergleich zu den jeweiligen Zustrompegeln einen im Mittel leicht verringerten BFI-Wert von 0,15 (Mittelwert ohne Wäster-Pegel) auf. Dies widerspricht den in BOGENA et al. (2005) für die Durchlässigkeitsklasse des Massenkalks bzw. der Flinz-Schichten angegebenen BFI-Werte von 0,6 bzw. 0,3 und ist wesentlich auf verringerte Basisabflussanteile im Bereich des Bilsteinbaches und der Lörmecke (dort halbiert sich der BFI-Wert im Vergleich zum Zustrompegel) zurückzuführen. Der BFI-Wert im Bereich der Schlagwasserpegel zeigt hingegen keine Veränderung.

Im Falle des Bilsteinbaches kann die Verringerung des Basisabflussanteils dadurch begründet werden, dass dem Zustrompegel entsprechende bzw. diese übersteigende Durchflüsse, infolge der Versinkungen im Bereich der Fließstrecke zwischen den Pegelmessstellen, primär in den niederschlagsreichen Phasen in den Winterhalbjahren und bei ausgeprägten Hochwasserereignissen, d. h. in Zeiträumen mit großen Direktabflussanteilen, am Abstrompegel zu beobachten sind (siehe Kapitel 4.1.3). In der Folge werden die Durchflüsse des Abstrompegels im Gegensatz zum Zustrompegel stärker durch Direktabflüsse geprägt.

Ähnliches gilt für den Bereich der Lörmecke. Auch hier können Versinkungen des oberirdischen Abflusses im Bereich des Karstgrundwasserleiters beobachtet werden, wodurch in niederschlagsarmen Zeiträumen am Abstrompegel geringere Niedrigwasserdurchflüsse und dementsprechend geringere MoMNQ-Werte im Vergleich zum Zustrompegel erfasst werden. Zugleich werden in niederschlagsreichen Zeiträumen, verstärkt durch eine zusätzliche Ergänzung durch Fremdwasser, höhere Durchflüsse am Abstrompegel gemessen (siehe Kapitel

4.1.3). Dieser Umstand führt bei Betrachtung des gesamten Beobachtungszeitraumes im Vergleich zum Zustrompegel zu einer Erhöhung des mittleren Durchflusses MQ des Abstrompegels. Aus der Kombination dieser beiden Effekte folgt, dass der BFI-Wert des Lörmecke-Abstrompegels geringer ist als der des Zustrompegels.

Für den Wäster-Abstrompegel wurde ein im Vergleich zum Zustrompegel verdreifachter BFI-Wert von 0,73 ermittelt. Demnach entsprechen etwa drei Viertel des am Wäster-Abstrompegel erfassten oberirdischen Abflusses dem Basisabfluss und lediglich ein Viertel dem Direktabfluss. Der im Vergleich zum Zustrompegel deutlich dominierende Basisabflussanteil kann wesentlich auf den Fremdwasserzustrom im Bereich des Wästertals zurückgeführt werden.

4.2.3. Retentionsvermögen

In Abbildung 36 und Abbildung 37 werden die Trockenwetterfalllinien (TWL) der Warsteiner Zustrom- bzw. Abstrompegel vergleichend abgebildet. Die TWL sind jeweils auf den maximal gemessenen Trockenwetterabfluss ($Q_{\max}$) normiert, um eine direkte Vergleichbarkeit der TWL zu ermöglichen.

Die TWL der Warsteiner Zustrompegel zeigen insgesamt vergleichbare, nahezu exponentielle Verläufe: So findet etwa in den ersten zehn bis zwanzig Tagen ein steiles Abfallen der Trockenwetterabflüsse statt, welches danach in ein zunehmend langsames Abfallen übergeht. Nach etwa 40 bis 50 Tagen entspricht der Trockenwetterabfluss nahezu null.

Im Vergleich dazu ergibt sich bei den TWL der Warsteiner Abstrompegelmessstellen ein differenzierteres Bild: Die TWL der Pegel Bilsteinbach-, Lörmecke- und Schlagwasser-Abstrom haben im Vergleich zu den TWL der jeweiligen Zustrompegel einen meist etwas steileren Verlauf, sodass früher ein Trockenwetterabfluss erreicht wird, der nahezu null entspricht. Dies wird insbesondere am Pegel Bilsteinbach-Abstrom ersichtlich, da hier der genannte Zustand bereits nach etwa 15 Tagen erreicht wird. Das steilere Abfallen der TWL kann auf den im Einzugsgebiet der Abflusspegelmessstellen liegenden Karstgrundwasserleiter zurückgeführt werden. Aufgrund der durch die Verkarstung vorhandenen Wegsamkeiten und die insgesamt erhöhte Gesteinsdurchlässigkeit, findet in diesen Bereichen eine schnelle Entleerung des Grundwasserleiters statt, welcher dementsprechend in diesen Bereichen nur ein geringes Retentionsvermögen aufweist.

Eine gegensätzliche Situation kann im Bereich der Wäster beobachtet werden: So weist die TWL des Wäster-Abstrompegels einen sehr flachen, fast linearen Verlauf auf. Trotz der vorhandenen Verkarstung findet hier nur ein langsames Leerlaufen des Grundwasserleiters statt. Dieser abweichende Verlauf kann nur durch die Präsenz und den kontinuierlichen Zustrom des Fremdwassers im Wästertal erklärt werden. Es scheint eine hohe Speicherkapazität vorzuliegen, da auch nach 70 Tagen noch etwa 30 % des maximal gemessenen Trockenwetterabflusses beobachtet werden können.

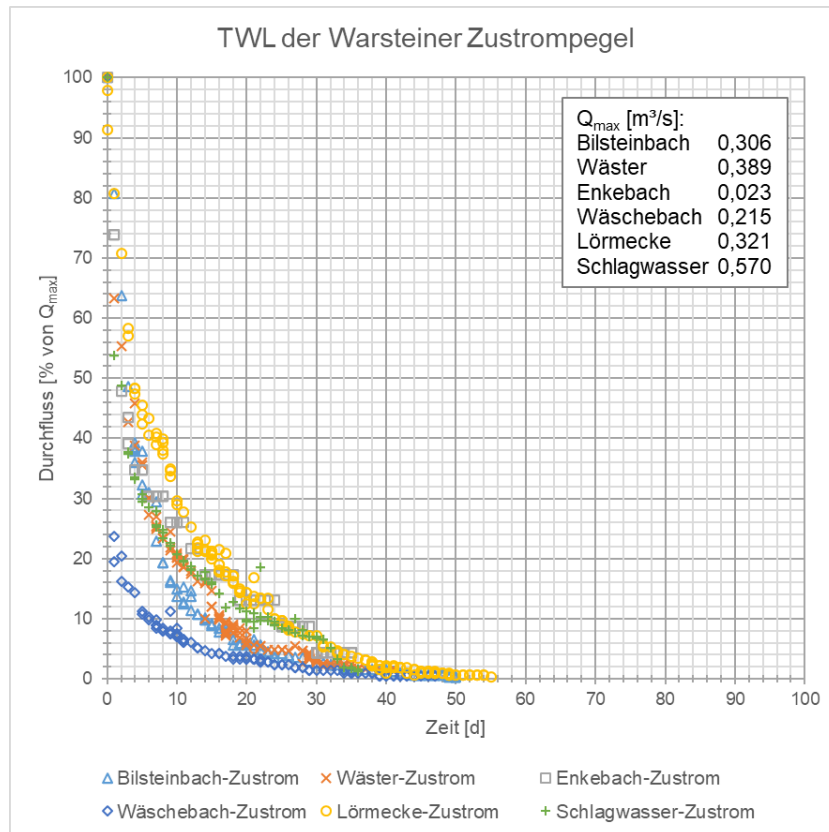


Abbildung 36: Trockenwetterfalllinien der Zustrompegel im Warsteiner Gebiet

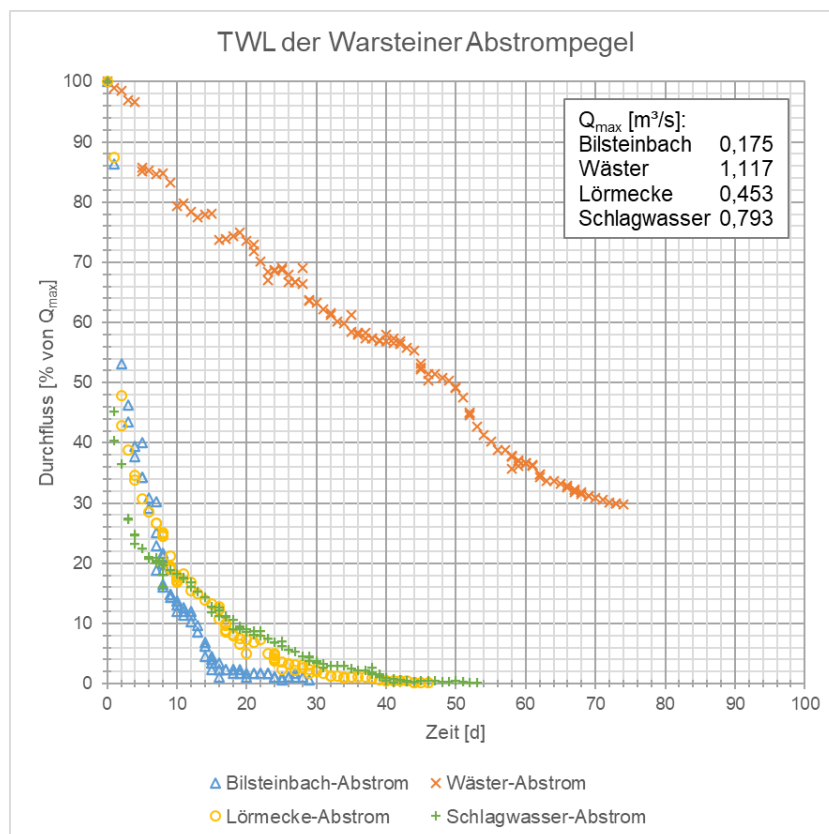


Abbildung 37: Trockenwetterfalllinien der Abstrompegel im Warsteiner Gebiet

Gemäß der in Kapitel 3.4.4 beschriebenen Vorgehensweise wurden Rezessionskoeffizienten α für jeden Pegelstandort berechnet. Die ermittelten Werte sind zusammen mit dem zugehörigen Bestimmtheitsmaß der exponentiellen Trendlinie in Tabelle 26 aufgeführt.

Tabelle 26: Rezessionskoeffizienten α der Warsteiner Pegelstandorte

Fließgewässer	Zustrompegel		Abstrompegel	
	α [d ⁻¹]	R ² [-]	α [d ⁻¹]	R ² [-]
Bilsteinbach	0,089	0,943	0,193	0,991
Wäster	0,089	0,969	0,016	0,969
Enkebach	0,067	0,990	-	-
Wäschebach	0,083	0,988	-	-
Lörmecke	0,091	0,983	0,121	0,959
Schlagwasser	0,064	0,978	0,071	0,989
Mittelwert	0,081	0,975	0,100	0,977

Die Rezessionskoeffizienten α der Zustrompegel liegen in einem Wertebereich von etwa 0,064 (Schlagwasser-Zustrom) bis 0,091 d⁻¹ (Lörmecke-Zustrom) und betragen im Mittel 0,081 d⁻¹. An den zugehörigen Abstrompegeln liegt eine größere Wertespannweite für α vor: Während die Rezessionskoeffizienten der Pegel Bilsteinbach-, Lörmecke- und Schlagwasser-Abstrom im Bereich 0,071 bis 0,193 d⁻¹ variieren und größer im Vergleich zu dem Wert des jeweiligen Zustrompegels sind, kann am Pegel Wäster-Abstrom mit 0,016 d⁻¹ ein im Vergleich zum Zustrompegel mehr als fünfmal so kleiner Wert festgestellt werden.

Da der Rezessionskoeffizient u. a. abhängig von der Durchlässigkeit des Gesteins ist und größere Werte für α eine höhere Gesteinsdurchlässigkeit anzeigen (SINGHAL & GUPTA 2010), kann die Zunahme der Rezessionskoeffizienten der Abstrompegel Bilsteinbach, Lörmecke und Schlagwasser im Vergleich zum jeweiligen Wert des Zustrompegels als Effekt des Karstgrundwasserleiters und seiner Eigenschaften interpretiert werden. Der im Vergleich kleinere Wert für α am Pegelstandort Wäster-Abstrom zeigt wiederum analog zum Verlauf der TWL ein größeres Retentions- und Speichervermögen des Karstgrundwasserleiters in diesem Bereich infolge des zuströmenden Fremdwassers an.

Eine Gegenüberstellung der in dieser Untersuchung ermittelten Rezessionskoeffizienten mit Vergleichswerten aus der Literatur ergibt, dass diese in einem ähnlichen Wertebereich liegen. So berechneten z. B. MALÍK et al. (2021) auf Grundlage von TWL von insgesamt 117 Karstquellen im Bereich verkarsteter triassischer Kalksteine in der Slowakei α -Werte mit einer Spannweite von 0,0004 bis 0,18 d⁻¹.

4.2.4. Abflussfähiges Grundwasservolumen

In Tabelle 27 ist das im Einzugsgebiet der Warsteiner Pegelmessstellen nach 30 Tagen gespeicherte und abflussfähige Grundwasservolumen aufgeführt. Die Berechnung erfolgt auf Grundlage der für die Abstrompegel berechneten Rezessionskoeffizienten α gemäß Gl. 23 in Kapitel 3.4.4. Der erforderliche Wert für Q_t wird hierzu an der zur Ermittlung von α verwendeten exponentiellen Trendlinie abgelesen.

Tabelle 27: Abflussfähiges Grundwasservolumen V_{GW} nach 30 Tagen im Einzugsgebiet der Warsteiner Pegelmessstellen

Fließgewässer	Zustrompegel	Abstrompegel
	V_{GW} nach $t = 30$ d [m^3]	V_{GW} nach $t = 30$ d [m^3]
Bilsteinbach	8.058	224
Wäster	11.844	3.829.140
Enkebach	1.934	-
Wäschebach	3.123	-
Lörmecke	16.900	6.641
Schlagwasser	45.900	40.036
Summe	87.759	3.876.041

Es zeigt sich, dass nach 30 Tagen ohne Niederschlag noch etwa 3,9 Mio. m^3 Grundwasser im Einzugsgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters gespeichert und abflussfähig sind. Die Speicherung findet dabei nahezu vollständig im Bereich des Wästertals statt. Die zugehörige hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$, d. h. der Zeitraum, nach dem sich der ursprüngliche Basisabfluss bzw. die Ausgangsspeicherfüllung halbiert hat, ist in Tabelle 28 dargestellt.

Tabelle 28: Hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$ an den Warsteiner Pegelmessstellen

Fließgewässer	Zustrompegel	Abstrompegel
	$t_{1/2}$ [d]	$t_{1/2}$ [d]
Bilsteinbach	7,8	3,6
Wäster	7,8	43,3
Enkebach	10,3	-
Wäschebach	8,4	-
Lörmecke	7,6	5,7
Schlagwasser	10,8	9,8
Mittelwert	8,8	15,6

4.3. Stichtagsmessungen im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters

Nachfolgend werden die Ergebnisse der diskontinuierlichen Durchflussmessungen, die an vier Stichtagen im Zeitraum März 2020 bis September 2021 im halbjährlichen Intervall an einem Großteil der Bachschwinden im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters durchgeführt wurden, beschrieben und erläutert. Das Ziel der Stichtagsmessungen war es, einen Überblick über das Abflussvolumen zu gewinnen, welches dem Briloner Karstgrundwasserleiter über die Bachschwinden als allogene Grundwasserneubildungskomponente aus den umgebenden Gesteinseinheiten oberirdisch zuströmt (siehe Kapitel 2.6.7), und dieses näherungsweise zu quantifizieren. Der ermittelte Wert wird in der Folge bei der Berechnung der Gesamtwasserbilanz des Briloner Karstgrundwasserleiters als oberirdisches Zustromvolumen verwendet (siehe Kapitel 5.2.7). Die Durchflussmessungen wurden mit dem Salztracerverfahren durchgeführt.

In Tabelle 29 sind die Koordinaten der Messpunkte, die Fläche des jeweiligen oberirdischen Einzugsgebietes sowie die Ergebnisse der Durchflussmessungen aufgeführt.

Basierend auf den vier Stichtagsmessungen konnte insgesamt ein mittlerer Zufluss aller untersuchten Bachschwinden von knapp 100 L/s ermittelt werden. Dies entspricht einem Zuflussvolumen von ca. 3,1 Mio. m³/a bzw. bezogen auf das Einzugsgebiet der Messpunkte einer Abflussspende von 5,6 L/(s*km²).

In der vorangegangenen Untersuchung von KOCH & VOGEL (1995) wurde auf Grundlage eigener Abflussmessungen der Autoren im Zeitraum Januar bis Dezember 1980 eine mittlere Abflussspende von 11,6 L/(s*km²) für alle oberirdischen Fließgewässer berechnet, die dem Briloner Massenkalk aus den umgebenden Gebieten zuströmen und in diesem versinken. Der im Vergleich zu dieser Untersuchung in etwa doppelt so große Wert der Abflussspende kann mutmaßlich durch die höheren Niederschläge des Kalenderjahres 1980 erklärt werden: Die damalige Jahressumme der Niederschlagshöhe betrug ca. 1.252 mm (Messstation: Brilon, Datengrundlage: DWD), wohingegen im WWJ 2020 und WWJ 2021 lediglich ca. 969 mm bzw. 809 mm Niederschlag gemessen wurden (Messstation: Brilon_SW, Datengrundlage: LANUV NRW). PAHLEVAN (1994) bzw. LEICHTLE (1994) führten im April und Juli 1994 zwei Stichtagsmessungen an insgesamt acht Briloner Bachschwinden im südöstlichen und östlichen Randbereich des Briloner Karstgrundwasserleiters durch und ermittelten hierbei Abflusssummen von ca. 64 L/s bzw. ca. 30 L/s.

Tabelle 29: Überblick über die Messpunkte der Stichtagsmessungen an den Bachschwinden im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters und zugehörige Messergebnisse

Bezeichnung	Ostwert in UTM	Hochwert in UTM	Fläche oberird. Einzugsgebiet [km ²]	Durchfluss [L/s]				
				Stichtag 17.03./18.03. 2020	Stichtag 08.09. 2020	Stichtag 18.03. 2021	Stichtag 14.09. 2021	Mittelwert
Tettler	427.537	5.692.698	0,4	9,4	0	6,3	-	5,2
Untreue	474.229	5.693.863	4,3	51,6	0	60,3	3,9	29,0
Keffelker Kapelle	473.795	5.694.987	0,5	8,1	0	9,6	0,6	4,6
Königswiese	474.098	5.695.866	0,8	11,7	0	11,5	0,9	6,0
nordwestlich Thülen	474.782	5.696.804	2,1	6,9	0	6,9	0	3,5
östlich Thülen	475.797	5.696.139	0,2	3,3	0	3,5	0,5	1,8
Hollenloch	477.104	5.695.397	1,1	4,4	0	6,1	0,9	2,9
nördlich Madfeld (westlicher Zufluss)	480.123	5.700.011	1,4	16,4	0	17,2	2,5	9,0
nördlich Madfeld (südlicher Zufluss)	480.192	5.700.030		2,5	0	3,5	0,3	1,6
Wolfsknapp	479.862	5.700.344	1,5	13,1	0	16,1	2,1	7,8
südlich Bleiwäsche (östlicher Zufluss)	479.950	5.701.336	0,4	7,9	0	10,5	0,6	4,8
südlich Bleiwäsche (westlicher Zufluss)	479.912	5.701.354		-	0	1,6	0	0,5
Bleiwäsche	479.603	5.701.834	0,3	0	0	0	0	0
Bachlauf südwestlich Brilon	467.279	5.692.198	0,7	8,4	0,3	4,0	1,5	3,6
Bach Einsel (Hilbringse/Gimmental)	468.368	5.691.467	4,0	-	1,0	58,3	21,5	26,9
Summe			17,7	143,7	1,3	215,4	35,3	98,9

4.4. Oberirdische Gesamtzuflüsse/-abflüsse im Bereich der Karstgrundwasserleiter

In Tabelle 30 sind die mithilfe der kontinuierlichen Durchflussmessung ermittelten oberirdischen Abflusssummen für jeden Pegelstandort für das WWJ 2020 angegeben. In Tabelle 31 werden die entsprechenden Werte des WWJ 2021 aufgeführt. Hierbei werden die oberirdischen Abflüsse im Zustrom des Karstgrundwasserleiters denen im Abstrom gegenübergestellt und die jeweilige absolute und relative Differenz ermittelt.

Im WWJ 2020 beläuft sich das an den Zustrompegeln gemessene oberirdische Gesamtzuflussvolumen auf insgesamt ca. 22,6 Mio. m³/a, während an den Abstrompegeln ein oberirdisches Gesamtabflussvolumen von insgesamt ca. 37,2 Mio. m³/a erfasst wurde. Dementsprechend hat etwa 14,6 Mio. m³/a mehr Wasser den Warsteiner Karstgrundwasserleiter oberirdisch nach Norden verlassen, als diesem aus dem südlichen Zustromgebiet zugeströmt ist. Dieser Abflussüberschuss ist primär im Tal der Wäster zu beobachten. Im Vergleich hierzu geringe Überschüsse können im Bereich der Schlagwasser beobachtet werden, wohingegen im Bereich des Bilsteinbaches und der Lörmecke weniger Wasser den Karstgrundwasserleiter oberirdisch verlässt, als diesem ursprünglich zugeströmt ist.

Tabelle 30: Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Warsteiner Pegelmessstellen im WWJ 2020

WWJ 2020	Zustrom [Mio. m ³ /a]	Abstrom [Mio. m ³ /a]	absolute Differenz [Mio. m ³ /a]	relative Differenz [%]
Bilsteinbach	2,78	2,35 ⁽¹⁾	-0,43	-15
Wäster	5,52	22,01	+14,89	+209
Enkebach	0,31			
Wäschebach	1,29			
Lörmecke	3,57	3,35	-0,22	-6
Schlagwasser	9,08 ⁽²⁾	9,48	+0,40	+4
Summe	22,55 ⁽³⁾	37,19 ⁽⁴⁾	+14,64	+65

⁽¹⁾Korrigierter Wert (siehe Kapitel 4.1.6), ohne Korrektur = 2,04 Mio. m³/a

⁽²⁾Korrigierter Wert (siehe Kapitel 4.1.6), ohne Korrektur = 6,87 Mio. m³/a

⁽³⁾Enthält korrigierten Wert, ohne Korrektur = 20,34 Mio. m³/a

⁽⁴⁾Enthält korrigierten Wert, ohne Korrektur = 36,88 Mio. m³/a

Im WWJ 2021 zeigt sich ein ähnliches, das WWJ 2020 bestätigendes Bild: Auch hier kann insgesamt ein oberirdischer Abflussüberschuss an der Nordgrenze des Karstgrundwasserleiters festgestellt werden. Dieser fällt mit ca. 12,3 Mio. m³/a um etwa 15 % geringer im Vergleich zum WWJ 2020 aus. Das im Süden oberirdisch zuströmende Gesamtzuflussvolumen fällt mit ca. 23,4 Mio. m³/a etwas größer aus als im WWJ 2020, das an den Abstrompegel erfasste oberirdische Gesamtabflussvolumen mit ca. 35,7 Mio. m³/a etwas geringer. Im Bereich des Bilsteintals konnten auch im WWJ 2021 Versinkungen beobachtet werden, während an den übrigen Fließgewässern Überschüsse im Vergleich zu den Zustrompegeln auftraten. Erneut findet der wesentliche Abflussüberschuss im Bereich des Wästertals statt.

Tabelle 31: Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Warsteiner Pegelmessstellen im WWJ 2021

WWJ 2021	Zustrom [Mio. m³/a]	Abstrom [Mio. m³/a]	absolute Differenz [Mio. m³/a]	relative Differenz [%]
Bilsteinbach	3,49	2,66	-0,83	-24
Wäster	5,51	19,52	+12,46	+176
Enkebach	0,45			
Wäschebach	1,10			
Lörmecke	5,42	5,86	+0,44	+8
Schlagwasser	7,39	7,63	+0,24	+3
Summe	23,36	35,67	+12,31	+53

Der mittlere oberirdische Abflussüberschuss an der nördlichen Warsteiner Karstgrundwasserleitergrenze der WWJ 2020 und 2021 passt mit ca. 13,5 Mio. m³/a gut mit dem mittleren jährlichen Basisabfluss von ca. 12,4 Mio. m³/a überein, der in Kapitel 4.2.1 beschrieben wird und im Bereich des Karstgrundwasserleiters als Summe aus lokaler Grundwasserneubildung und unterirdisch zuströmender, allogener Fremdwasserkomponente entsteht.

In Tabelle 32 werden die an den Briloner Pegeln Möhne-Abstrom und Niederalme gemessenen oberirdischen Abflusssummen der WWJ 2020 und 2021 aufgeführt.

Tabelle 32: Übersicht über die oberirdischen Abflüsse an den Briloner Pegelmessstellen in den WWJ 2020 und 2021 (Datengrundlage Pegel Niederalme: LANUV NRW)

Abstrom [Mio. m³/a]	WWJ 2020	WWJ 2021
Möhne-Abstrom	2,05	2,39
Pegel Niederalme	21,60	17,67
Summe	23,65	20,06

4.5. Diskussion

In diesem Kapitel werden die zuvor dargestellten Ergebnisse des hydrologischen Untersuchungsprogrammes diskutiert. Hierbei wird insbesondere die allogene Grundwasserneubildung aus dem südlichen Zustromgebiet charakterisiert und der Fremdwassereinfluss in den oberirdischen Fließgewässern zusammenfassend bewertet. Darüber hinaus findet ein Vergleich der Ergebnisse dieser Untersuchung mit denen aus vorangegangenen Arbeiten statt.

4.5.1. Allogene Grundwasserneubildung aus dem südlichen Zustromgebiet

Die allogene Ergänzung des Warsteiner Karstgrundwasserleiters aus dem südlichen Zustromgebiet und die zugehörigen Komponenten können entsprechend Abbildung 38 sowie Gl. 41 und Gl. 42 beschrieben werden.

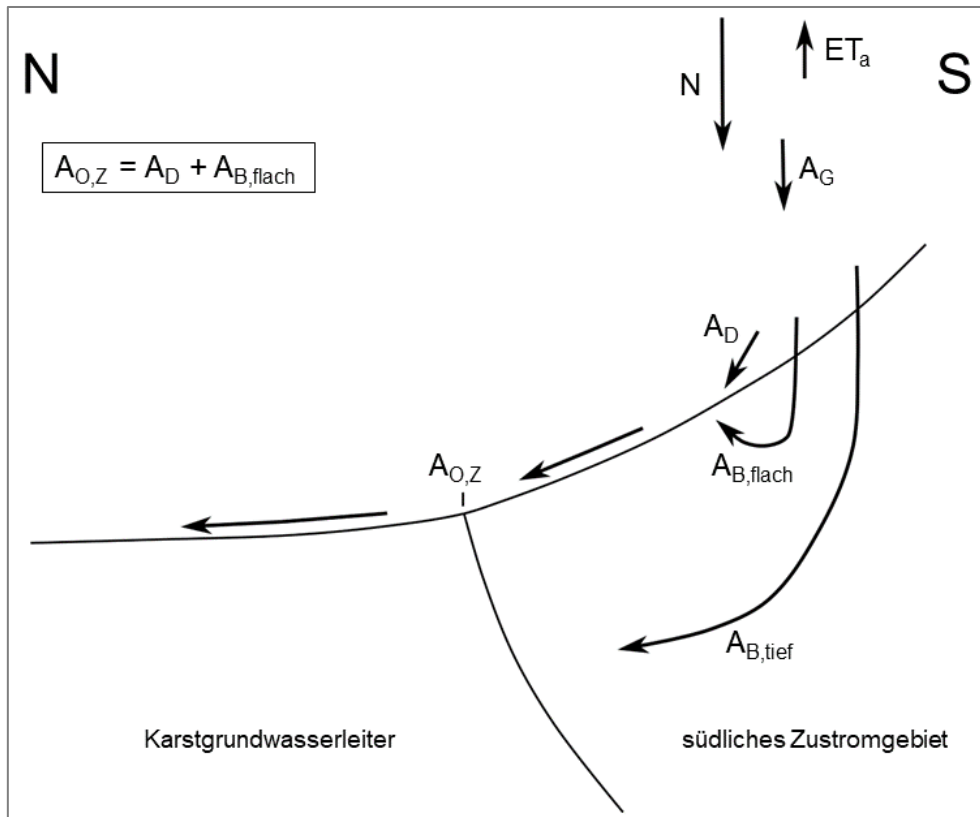


Abbildung 38: Komponenten des allogenen Zustroms aus dem südlichen Zustromgebiet

$$N - ET_a = A_G = A_D + A_{B,flach} + A_{B,tief} \quad \text{Gl. 41}$$

$$A_{O,Z} = A_D + A_{B,flach} \quad \text{Gl. 42}$$

Der an der südlichen Karstgrundwasserleitergrenze an den Zustrompegeln erfasste oberirdische Abfluss $A_{O,Z}$ besteht aus einer Direktabflusskomponente A_D sowie einer flachen Basisabflusskomponente $A_{B,flach}$. Die flache Basisabflusskomponente liegt zwingend vor, da die oberirdischen Fließgewässer im südlichen Zustromgebiet im Zeitraum dieser Untersuchung perennierend sind. Die Anteile der beiden Abflusskomponenten können mit der in Kapitel 3.4.2 beschriebenen und in Kapitel 4.2.1 durchgeführten Hydrographenseparierung quantifiziert werden: Bei einem mittleren oberirdischen Gesamtzuflussvolumen der WWJ 2020/2021 von etwa 23,0 Mio. m³/a (siehe Kapitel 4.4) und einem mittleren Basisabflussvolumen von ca. 4,3 Mio. m³/a (siehe Kapitel 4.2.1) ergibt sich ein mittleres Direktabflussvolumen von ca. 18,7 Mio. m³/a.

Darüber hinaus wird angenommen, dass eine tiefe Basisabflusskomponente $A_{B, \text{tief}}$ vorliegt, die der Morphologie des südlichen Zustromgebiets folgend dem Massenkalk über die Kontaktfläche zu den südlich angrenzenden Gesteinseinheiten unterirdisch zuströmt.

Ein Teil des an den Zustrompegeln erfassten oberirdisch zufließenden Abflusses $A_{0,z}$ versinkt beim Übergang der südlichen Massenkalk- bzw. Karstgrundwasserleitergrenze im Untergrund und trägt folglich als allogene Grundwasserneubildungskomponente (GWN) zum Grundwasserangebot des Karstgrundwasserleiters bei. Da der verbleibende Teil des oberirdischen Abflusses das Gebiet des Karstgrundwasserleiters oberirdisch durchströmt, kann nicht das gesamte oberirdische Zuflussvolumen mit der allogenen Grundwasserneubildung gleichgesetzt

werden. Vereinfachend können drei Szenarien unterschieden werden, die in Abbildung 39 skizziert werden.

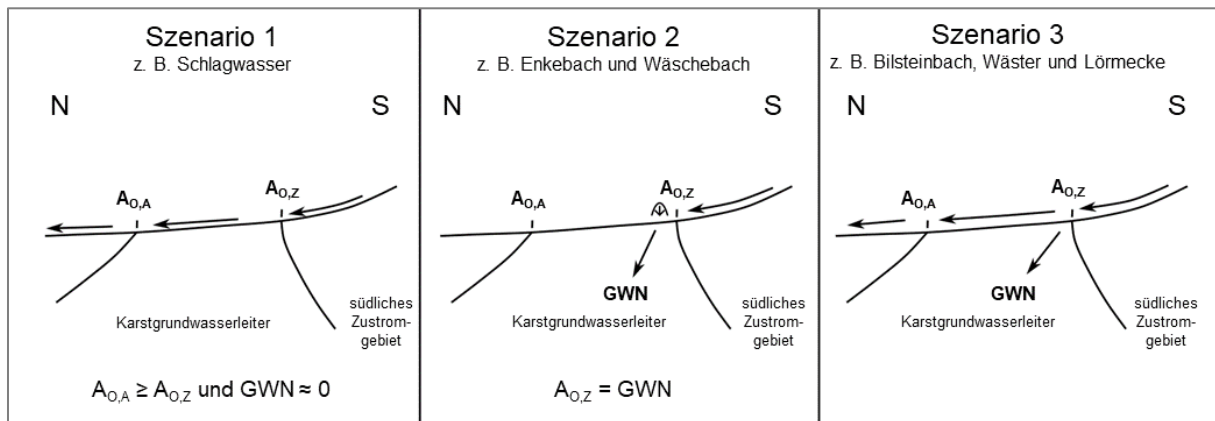


Abbildung 39: Schematische Darstellung der verschiedenen Zustromszenarien aus dem Bereich des südlichen Zustromgebietes

In Szenario 1 durchfließt der oberirdische Abfluss das Gebiet des Karstgrundwasserleiters vollständig, ohne dabei Wasser an den Untergrund zu verlieren. Der Anteil der allogenen Grundwasserneubildung beträgt in diesem Fall 0 %. Dieses Szenario kann im Bereich der Schlagwasser beobachtet werden. Ehemals im Gerinnebett bestehende Bachschwinden wurden gemäß VON KAMP (1984) im Zuge umfassender Straßenbauarbeiten verbaut, sodass im Rahmen dieser Untersuchung keine Versinkungen beobachtet werden konnten.

Szenario 2 beschreibt die Situation, dass der oberirdische Abfluss an der südlichen Karstgrundwasserleitergrenze vollständig im Untergrund versinkt und der Anteil der allogenen Grundwasserneubildung dementsprechend 100 % beträgt. Dieses Szenario besteht im Falle der Fließgewässer Enkebach und Wäschebach, welche ganzjährig an Bachschwinden im Untergrund versinken. Die für beide Gewässer ermittelten oberirdischen Zustromvolumina können demnach vollständig als allogene Grundwasserneubildung angesehen werden.

Das Szenario 3 besteht, wenn das oberirdische Fließgewässer Wasser anteilig an den Untergrund abgibt und somit zur allogenen Grundwasserneubildung beiträgt und zugleich anteilig das Gebiet des Karstgrundwasserleiters oberirdisch durchströmt. Die versinkenden und durchströmenden Anteile können dabei saisonal variieren. Dieses Szenario liegt sowohl im Falle des Bilsteinbaches als auch bei der Wäster und der Lörmecke vor.

Im Bereich des Bilsteinbaches und der Lörmecke konnte phasenweise beobachtet werden, dass obwohl oberirdischer Abfluss an den Zustrompegeln gemessen wurde, kein oberirdischer Abfluss an den Abstrompegeln vorhanden war. Dementsprechend beträgt der Anteil der allogenen Grundwasserneubildung in diesen Zeiträumen 100 %. Im Fall der Wäster werden in der Literatur (u. a. VON KAMP 1984) Versinkungen südlich der Massenkalkgrenze beschrieben. Im Zeitraum dieser Untersuchung konnte jedoch keine vollständige Versinkung der Wäster beobachtet werden.

Da die Fließgewässer im Gebiet des Karstgrundwasserleiters verschiedene Ergänzungen aus Direktabfluss und Basisabfluss, bestehend aus der lokalen Grundwasserneubildung und dem unterirdischen Fremdwasserzustrom, erfahren, ist eine präzise Quantifizierung der allogenen Grundwasserneubildungsanteile des Szenario 3 im übrigen Verlauf der Messreihe nicht möglich. Hierzu wären zusätzliche Abflussdaten im Bereich der Fließstrecke zwischen Zustrom-

und Abstrompegelmessstelle erforderlich. Grundsätzlich kann jedoch festgehalten werden, dass im Bereich des Bilsteinbaches mit Ausnahme weniger und kurzer Zeiträume eine kontinuierliche anteilige allogene Grundwasserneubildung infolge der Versinkungen im Bereich der Fließstrecke zwischen den Pegelmessstellen vorliegt (siehe Abbildung 28).

4.5.2. Fremdwassereinfluss in den oberirdischen Fließgewässern

Die Kombination der im Rahmen des hydrologischen Untersuchungsprogrammes erhobenen Durchfluss-, Wassertemperatur- und Leitfähigkeitsdaten ermöglicht es den Fremdwassereinfluss in den oberirdischen Fließgewässern im Warsteiner Gebiet zu bewerten.

Das am stärksten durch das unterirdisch zuströmende Fremdwasser beeinflusste oberirdische Fließgewässer stellt die Wäster dar. Hier ist der Fremdwassereinfluss ganzjährig vorhanden und prägt den am Abstrompegel erfassten Abfluss. Dies wird neben dem signifikanten oberirdischen Abflussüberschuss insbesondere an den kontinuierlich erhöhten Wassertemperaturen und Leitfähigkeitswerten am Abstrompegel ersichtlich. Das Erreichen eines Leitfähigkeitsplateaus bei ca. 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in Trockenphasen deutet darauf hin, dass der Abfluss am Abstrompegel in diesen Zeiträumen nahezu vollständig dem unterirdisch zuströmenden Fremdwasser entspricht, da ansonsten ein weiterer Anstieg der Leitfähigkeitswerte zu erwarten wäre. Dies deckt sich mit der Beschreibung des hydrologischen Zyklus nach KOCH et al. (1974), KOCH & MICHEL (1979) bzw. KUNK & SCHÖTTLER (1994) (siehe Kapitel 2.4): Gemäß den Autoren wird das Fremdwasser in niederschlagsreichen Zeiten wie dem Winterhalbjahr von jungem Karstgrundwasser aus lokaler Grundwasserneubildung überlagert. Die Überlagerung verringert sich im Laufe des WWJ, während der Anteil des Fremdwasser zunehmend ansteigt, bis im Spätsommer und Herbst fast ausschließlich Fremdwasser ausströmt. Die Überlagerung des Fremdwassers im Winterhalbjahr wird im Rahmen dieser Untersuchung durch die beobachteten Verdünnungseffekte im Verlauf der Leitfähigkeitsganglinie am Pegel Wäster-Abstrom sichtbar, der dominierende Fremdwasserabfluss im Sommerhalbjahr durch die beschriebenen Leitfähigkeitsplateaus (siehe Abbildung 34). Dementsprechend kann der in vorangegangenen Arbeiten beschriebene hydrologische Zyklus auf Grundlage der erhobenen Daten im Bereich der Wäster bestätigt werden.

Darüber hinaus zeigen die Ergebnisse der Durchflussganglinienauswertung die Sonderstellung, welche die Wäster in Bezug auf das Fremdwasser im Vergleich zu den anderen Fließgewässern einnimmt. Sowohl beim mittleren Basisabfluss, dem BFI-Wert, dem Retentions- und Speichervermögen sowie dem abflussfähigen Grundwasservolumen, weichen die erhobenen Werte der Wäster signifikant von denen der anderen Fließgewässer ab. Dies kann durch die Rolle der Wäster als Hauptvorfluter des Karstgrundwasserleiters erklärt werden. So durchströmt die Wäster den Massenkalkkomplex gemäß EBHARDT & MEIBURG (1979) geradlinig und zentral, während die übrigen Fließgewässer diesem weitestgehend ausweichen.

Auch der in vorangegangenen Studien (u. a. KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994) beschriebene Fremdwassereinfluss im Bereich der Lörmecke kann im Zuge dieser Arbeit bestätigt werden. Hier zeigt sich im Vergleich zur Wäster jedoch ein komplexeres Bild: So kann der Fremdwassereinfluss einerseits anhand erhöhter Wassertemperaturen und Leitfähigkeitswerte am Pegel Lörmecke-Abstrom nachgewiesen werden. Andererseits wird dieser im Hinblick auf das gemessene oberirdische Abflussvolumen nicht derartig sichtbar, wie dies am Wäster-Abstrompegel der Fall ist, wo dauerhaft ein Abflussüberschuss beobachtet werden

kann. Im Fall der Lörmecke konnten im Gegensatz dazu längere Zeiträume dokumentiert werden, in denen der Abfluss des Abstrompegels den des Zustrompegels unterschreitet.

Eine Erklärung hierfür könnte sein, dass in längeren Trockenphasen die Oberfläche des Karstgrundwassers absinkt und der unterirdische Fremdwasserzustrom in der Folge den Kontakt zum Gerinnebett der Lörmecke verliert, sodass in diesen Zeiträumen keine Fremdwasserergänzung über die Quellenzone der Lörmecke oder den Überlauf des Lörmecke-Quellstollens stattfinden kann. In niederschlagsreichen Phasen steigt die Karstgrundwasseroberfläche erneut an und die Lörmecke wird in der Folge auch im Hinblick auf das oberirdische Abflussvolumen durch das Fremdwasser ergänzt. Da das Wästertal und die zugehörigen Quellen morphologisch z. T. tiefer liegen als das Lörmecketal (z. B. Bullerteich-Quelle im Wästertal bei ca. 297 m ü. NHN, Lörmecke-Quellstollen im Lörmecketal bei ca. 326,6 m ü. NHN (Datengrundlage jeweils Elwas-Web, Land NRW 2023), Quellenzone der Lörmecke bei ca. 331 m ü. NHN (SCHAUERTE 2012)), findet dort im Gegensatz zur Lörmecke auch in niederschlagsarmen Zeiträumen ein kontinuierlicher Fremdwasserzustrom statt.

Im Rahmen dieser Untersuchung konnte im Bereich der am Rande des Karstgrundwasserleiters gelegenen Fließgewässer Bilsteinbach und Schlagwasser auf Basis der Durchfluss-, Wassertemperatur- und diskontinuierlichen Leitfähigkeitsdaten keine Beeinflussung durch Fremdwasser festgestellt werden. Dies deckt sich mit den Untersuchungsergebnissen von KUNK & SCHÖTTLER (1994), die bei beiden Fließgewässern lediglich gering erhöhte Konzentrationen bei zugleich unauffälligen Natriumchloridgehalten festgestellt haben. Dies kann durch die Ergebnisse der diskontinuierlichen Leitfähigkeitsmessungen dieser Arbeit (siehe Tabelle 20) bestätigt werden.

4.5.3. Vergleich mit früheren Messreihen

Nachfolgend werden die aus vorangegangenen Untersuchungen vorliegenden Daten zum oberirdischen Abfluss im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters mit den im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Abflussdaten verglichen. Hierzu werden in Tabelle 33 die Niedrigwasser- (NQ) und Hochwasserdurchflüsse (HQ) sowie mittleren Durchflüsse (MQ) der Abflussreihen von KOCH et al. (1974) und KUNK & SCHÖTTLER (1994) denen dieser Untersuchung gegenübergestellt.

Die geringsten mittleren Durchflüsse wurden durch KOCH et al. (1974) erhoben, die höchsten von KUNK & SCHÖTTLER (1994). Die mittleren Durchflüsse dieser Untersuchung liegen dazwischen. Diese Beobachtung kann zum Teil auf die Niederschlagssummen zurückgeführt werden, die im Zeitraum der jeweiligen Messreihen im Bereich Warstein gemessen wurden: So fielen im WWJ 1971 mit ca. 671,3 mm/a die im Vergleich niedrigsten Niederschläge, während im Zeitraum der Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) (18.03.1991-17.03.1992) mit ca. 899,2 mm/a die höchsten Niederschläge auftraten (Messstation: Warstein, Datengrundlage: DWD). In den WWJ 2020 und 2021 wurden ca. 887 mm/a und ca. 892 mm/a an der Messstation „Warstein_SW“ gemessen (Datengrundlage: LANUV NRW).

Tabelle 33: Vergleichende Übersicht über die für den Bereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters vorliegenden Abflussdaten

Fließgewässer		KOCH et al. (1974): 5 Stichtagsmessungen (Nov. 1970 – Sep. 1971)			KUNK & SCHÖTTLER (1994): Messungen im 14-tägigen Intervall (März 1991 – März 1992)			Diese Untersuchung: kontinuierliche Messungen, 15-minütiges Intervall (WWJ 2020/2021)		
		NQ	MQ	HQ	NQ	MQ	HQ	NQ	MQ	HQ
Zustrom [m³/s]	Bilsteinbach	0,002	0,037	0,100	0	0,131	1,267	0,001	0,100	7,219
	Wäster	0,007	0,066	0,131	0,002	0,182	1,156	0,005	0,175	4,846
	Unreine Birke	0	0,002	0,005	n. u.	n. u.	n. u.	n. u.	n. u.	n. u.
	Enkebach	0	0,008	0,022	0	0,017	0,124	0	0,012	1,454
	Wäschebach	0,002	0,017	0,037	0	0,041	0,233	0	0,038	4,259
	Lörmecke	0,009	0,084	0,208	0,001	0,230	2,009	0,001	0,143	3,459
	Schlagwasser	0,010	0,116	0,279	0,006	0,330	2,768	0,025 ⁽¹⁾	0,234⁽¹⁾	3,534 ⁽¹⁾
	Summe	0,030	0,330	0,782	0,009	0,931	7,557	0,032	0,702	24,771
Abstrom [m³/s]	Bilsteinbach	0,002	0,037	0,090	0	0,108	0,939	0	0,079	7,202
	Wäster	0,348	0,699	1,180	0,438	0,856	2,783	0,353	0,658	10,301
	Lörmecke	0,009	0,104	0,246	0,001	0,266	1,855	0	0,146	4,456
	Schlagwasser	0,010	0,125	0,308	0,002	0,322	2,867	0,021 ⁽¹⁾	0,242⁽¹⁾	3,965 ⁽¹⁾
	Summe	0,369	0,965	1,824	0,441	1,552	8,444	0,374	1,125	25,924
Differenz Abstrom - Zustrom [m³/s]	Bilsteinbach	0	0	-0,010	0	-0,023	-0,328	-0,001	-0,021	-0,017
	Wäster-System ⁽²⁾	+0,339	+0,606	+0,985	+0,436	+0,616	+1,270	+0,348	+0,433	-0,258
	Lörmecke	0	+0,020	+0,038	0	+0,036	-0,154	-0,001	+0,003	+0,997
	Schlagwasser	0	+0,009	+0,029	-0,004	-0,008	+0,099	-0,004	+0,008	+0,431
	Summe	+0,339	+0,635	+1,042	+0,432	+0,621	+0,887	+0,342	+0,423	+1,153
Anteil der Differenzsumme an der Abstromsumme		91,9 %	65,8 %	57,1 %	98,0 %	40,0 %	10,5 %	91,4 %	37,6 %	4,4 %

⁽¹⁾Daten nur aus dem WWJ 2021⁽²⁾Wäster-System: Wäster, Unreine Birke, Enkebach und Wäschebach

n. u. = nicht untersucht

Es ist jedoch auffällig, dass die von KUNK & SCHÖTTLER (1994) gemessenen mittleren oberirdischen Abflüsse um mehr als 30 % größer sind als die mittleren Werte dieser Untersuchung, obwohl der Jahresniederschlag der damaligen Untersuchung lediglich um ca. 1 % größer ist als die der WWJ 2020 und 2021. Eine potenzielle Erklärung hierfür könnte die Wahl der jeweiligen Messmethode zur Durchflussmessung darstellen: Während KUNK & SCHÖTTLER (1994) an allen Standorten durchgängig mit einem hydraulischen Messflügel arbeiteten, wurde im Rahmen dieser Untersuchung überwiegend das Salztracerverfahren eingesetzt. Ein Vergleich der Ergebnisse des Salztracerverfahrens mit denen des Lotrechtenverfahrens per ADC-

Sonde, welches in Bezug auf das Messprinzip dem hydraulischen Messflügel gleicht, am Standort Schlagwasser-Abstrom ergab, dass das Lotrechtenverfahren bei gleichen Messbedingungen um ca. 31,5 % größere Durchflüsse erzielt als das Salztracerverfahren (siehe Kapitel 3.3.3). Diese Abweichung weist eine ähnliche Größenordnung wie die zuvor genannte Abweichung zwischen den mittleren Durchflüssen der Untersuchung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) und dieser Untersuchung auf, sodass angenommen werden kann, dass die Wahl der Messmethode bei einem Vergleich der Untersuchungen berücksichtigt werden muss.

Grundsätzlich zeigen die drei Messreihen ähnliche Ergebnisse: Beispielsweise konnte jeweils der höchste mittlere Durchfluss sowie der höchste Abflussüberschuss im Bereich des Wäster-Abstroms beobachtet werden. Darüber hinaus wurden bei allen Messreihen Versinkungen des oberirdischen Abflusses im Bereich des Bilsteinbaches gemessen. Im Rahmen der Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) konnte wie auch bei der vorliegenden Untersuchung zeitlich begrenzte Versinkungen im Bereich der Lörmecke festgestellt werden. Bei KOCH et al. (1974) konnten diese lediglich bei einer einzigen Stichtagsmessung beobachtet werden. Im Bereich der Schlagwasser ergaben die Vergleichsmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) nahezu kontinuierliche Versinkungen im Bereich der Fließstrecke. Diese konnten sowohl bei KOCH et al. (1974) als auch bei dieser Untersuchung nicht beobachtet werden.

Insgesamt belegen alle Messreihen einen Abflussüberschuss an der nördlichen Grenze des Karstgrundwasserleiters. Dieser fällt bei KOCH et al. (1974), trotz der im Vergleich niedrigsten mittleren Durchflusswerte, mit im Mittel ca. 635 L/s am größten aus. Der Anteil des Abflussüberschusses am mittleren Gesamtabstrom liegt hierbei bei etwa 66 %. Die bei KUNK & SCHÖTTLER (1994) und bei dieser Untersuchung gemessenen mittleren Abflussüberschüsse weichen mit ca. 621 L/s und ca. 423 L/s zwar deutlich voneinander ab, zeigen jedoch mit ca. 40 % und ca. 37,6 % ähnliche Verhältnisse zum mittleren Gesamtabstrom. Die Abweichung des bei KOCH et al. (1974) vorliegenden Verhältnisses zu den beiden anderen Untersuchungen ist mutmaßlich auf die geringe Anzahl an Messungen (nur 5 Stichtagsmessungen) zurückzuführen.

Der Einfluss des gewählten Messintervalls wird insbesondere bei Betrachtung der gemessenen Hochwasserdurchflüsse ersichtlich: Hier gilt, je kleiner das zeitliche Messintervall, desto höher die beobachteten HQ-Werte. Dies ist plausibel, da die kontinuierliche Durchflusserfassung im Rahmen dieser Untersuchung eine lückenlose Dokumentation der Hochwasserereignisse im Beobachtungszeitraum erlaubt, während dies bei einem zweiwöchigen Messintervall oder gar Stichtagsmessungen nicht möglich ist.

Sowohl KOCH et al. (1974) als auch KUNK & SCHÖTTLER (1994) haben in ihren Untersuchungen Angaben hinsichtlich des Trockenwetterabflusses gemacht: KOCH et al. (1974) nennen ein Trockenwetterabfluss von etwa 500 L/s (ca. 15,8 Mio. m³/a), der dem Fremdwasserabfluss unter Trockenwetterbedingungen entspreche. KUNK & SCHÖTTLER (1994) stellten zur Ermittlung des Trockenwetterabflusses bzw. des Basisabflusses eine mittlere TWL auf, die auf der Ganglinie des oberirdischen Gesamtabflusses aus dem Karstgrundwasserleiter beruht (siehe Abbildung 40). Auf dieser Grundlage leiteten die Autoren einen Basisabfluss von ca. 425 L/s (ca. 13,4 Mio. m³/a) ab. Im Kontext dieser Untersuchung konnte mithilfe des KILLE-Verfahrens ein mittlerer Basisabfluss von ca. 528 L/s (ca. 16,7 Mio. m³/a) an den Abstrompegeln ermittelt (siehe Kapitel 4.2.1) werden.

Die von KUNK & SCHÖTTLER (1994) aufgestellte mittlere TWL des Gesamtabflusses am Nordrand des Karstgrundwasserleiters (siehe Abbildung 40) weist einen Verlauf auf, der denen

der Abstrompegel Bilsteinbach, Lörmecke und Schlagwasser (siehe Abbildung 37) grundsätzlich ähnelt. Auch hier zeigt sich ein zuerst steiler Verlauf, den KUNK & SCHÖTTLER (1994) auf das geringe Speichervermögen und die damit einhergehende schnelle Entleerung des Karstkörpers zurückführen. Da es sich jedoch um eine mittlere TWL handelt, es nicht ersichtlich, ob der im Zuge dieser Arbeit beobachtete abweichende Verlauf der TWL des Wäster-Abstrompegels auch im damaligen Beobachtungszeitraum vorhanden war.

Auch SCHAUERTE (2012) stellte im Zuge ihrer Abschlussarbeit zur Abflussdynamik der Lörmecke TWL für die beiden damaligen Pegelmessstellen im Zustrom- und Abstrom des Karstgrundwasserleiters auf und berechnete darüber hinaus die zugehörigen Rezessionskoeffizienten α . Hierbei konnte sie, analog zu dieser Untersuchung, einen Anstieg des Rezessionskoeffizienten α zwischen der Zufluss- und Abflusspegelmessstelle beobachten: So betrug dieser am Standort Lörmecke-Zufluss $0,052 \text{ d}^{-1}$ und am Standort Lörmecke-Abfluss $0,1 \text{ d}^{-1}$ (α -Werte dieser Untersuchung: Zustrom: $0,091 \text{ d}^{-1}$, Abstrom: $0,121 \text{ d}^{-1}$).

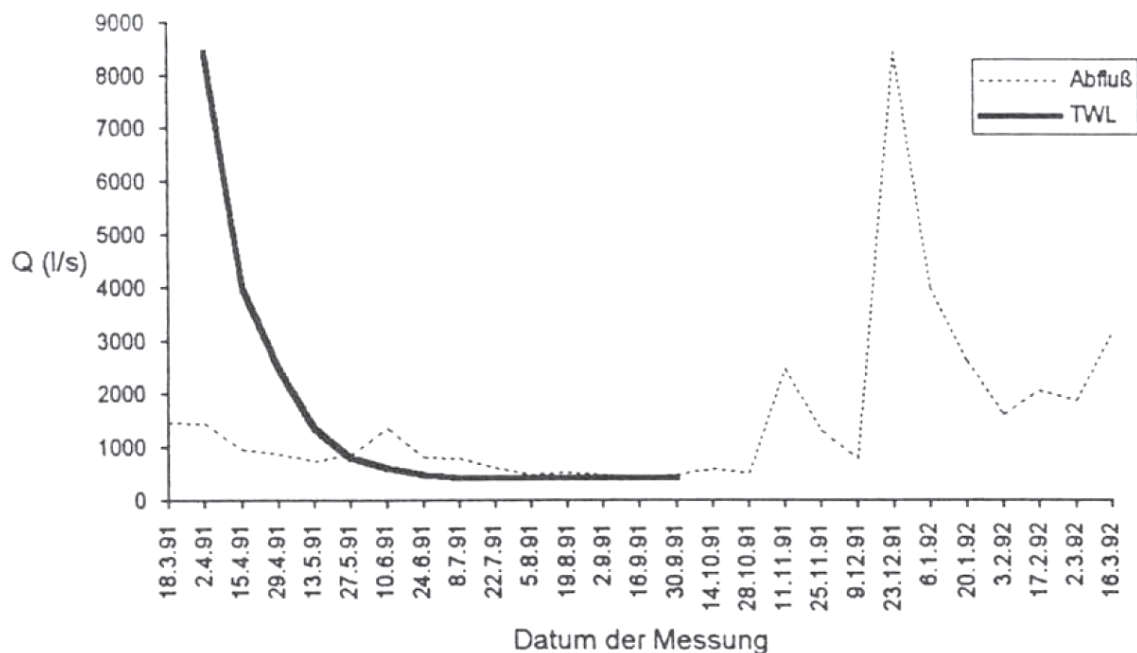


Abbildung 40: Mittlere TWL und zugehörige Gesamtabflussganglinie des Zeitraumes März 1991 bis März 1992 (KUNK & SCHÖTTLER 1994)

5. Entwicklung von Wasserbilanzmodellen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Wasserbilanzierung für das Gebiet des Warsteiner (Kapitel 5.1) und des Briloner Karstgrundwasserleiters (Kapitel 5.2) dargestellt. Ein Schwerpunkt liegt hierbei auf der GIS-gestützten, flächendifferenzierten Ermittlung der lokalen Grundwasserneubildung gemäß dem GROWA-Wasserhaushaltsmodell und der Beschreibung der hierfür erforderlichen Eingangsparameter. Zuletzt wird jeweils eine Gesamtwasserbilanz zur Berechnung des Grundwasserdargebotes der Karstgrundwasserleiter sowie der allogenen Anteile aufgestellt. Im Falle des Warsteiner Karstgrundwasserleiters wird auf diese Weise das Fremdwasservolumen der WWJ 2020 und 2021 ermittelt.

5.1. Wasserbilanzmodell Warsteiner Karstgrundwasserleiter

Im Folgenden wird die Entwicklung des Warsteiner Wasserbilanzmodells beschrieben und die ermittelten Ergebnisse präsentiert und diskutiert. Kapitel 5.1.1 bis 5.1.6 setzen sich dabei mit der flächendifferenzierten Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung auseinander. In Kapitel 5.1.7 wird hierauf aufbauend die Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021 aufgestellt und das Grundwasserdargebot sowie das anteilige Fremdwasservolumen berechnet.

5.1.1. Datengrundlage und Datenaufbereitung

In Tabelle 34 wird die für die GIS-gestützte Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung erforderliche Datengrundlage und die jeweilige Datenquelle dargestellt.

Tabelle 34: Überblick über die zur Berechnung der Grundwasserneubildung verwendeten Datengrundlage

Zielparameter	Datenbeschreibung	Datenformat	Datenquelle
Niederschlag	Tages-/Monatssummen der Niederschlagshöhe	Textdatei (.txt / .csv)	DWD (2022-2023), LANUV NRW (Datenlieferung nach Anfrage)
	Digitales Geländemodell NW Gitterweite 1m	Raster (.xyz)	Geobasis NRW (2022a)
Evapotranspiration	CORINE Land Cover 5 ha, Stand 2018 (CLC5-2018) (z. B. Landnutzung, Versiegelungsgrad)	Shapefile (.shp)	BKG (2022a)
	Informationssystem Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50.000 (z. B. nutzbare Feldkapazität)	Shapefile (.shp)	GD NRW (2022c)
	Klimadaten (z. B. Sonnenscheindauer)	Textdatei (.txt)	DWD (2022-2023)
Grundwasserneubildung / Direktabfluss	BFI-Werte	Schriftband	BOGENA et al. (2005)
	Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000 (z. B. Durchlässigkeit der Gesteinseinheiten)	Shapefile (.shp)	GD NRW (2022b)

Zum Teil mussten die Daten vor ihrer Verwendung aufbereitet bzw. angepasst werden: So war u. a. eine händische Anpassung der Steinbruchgrenzen im Shapefile der Bodenkarte an die Steinbruchgrenzen der CORINE Land Cover-Shapefiles erforderlich, da eine Abweichung bzw. Überlappung der Steinbruchgrenzen der beiden Datenquellen bei der Berechnung der Evapotranspiration teilweise zu nicht plausiblen, negativen Werten führte.

Darüber hinaus lagen vereinzelte Teilflächen innerhalb des Shapefiles der Bodenkarte vor, für die keine Daten zur nutzbaren Feldkapazität im effektiven Wurzelraum kartiert wurden. In diesen Fällen wurde für die betroffene Teilfläche ein Mittelwert der nutzbaren Feldkapazität berechnet, der auf den nutzbaren Feldkapazitätswerten in den angrenzenden Teilflächen beruht. Zusätzlich wurde vereinfachend angenommen, dass die nutzbare Feldkapazität im Bereich der Steinbruch- bzw. Abbaufächen eins beträgt (laut Bodenkarte gilt in diesen Bereichen $nFK_{We} = 0$), um eine Berechnung des Logarithmus gemäß Gl. 27 (siehe Kapitel 3.5.2) zu ermöglichen und die Entstehung von Löchern im Ergebnis-Raster zu verhindern.

Die zur Berechnung der Grundwasserneubildung erforderliche räumliche Verteilung der BFI-Werte basiert neben dem Versiegelungsgrad auf der hydraulischen Durchlässigkeit der Festgesteinseinheiten (siehe Kapitel 3.5.3): Diese wurde dem Shapefile des Informationssystems Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000 entnommen. Da in diesem die Massenkalkverbreitung des nördlichen Massenkalkszuges westlich der Wäster nicht mitabgebildet wird, wurde das entsprechenden Polygon auf Grundlage der Hydrogeologischen Karte 1 : 50 000 für das Blatt Büren (HELLWEG et al. 2008), in welcher die lokale Massenkalkausdehnung präziser dargestellt wird, händisch angepasst.

Die Bereiche im Warsteiner Bilanzgebiet, in denen quartäre Niederterrassen und somit Lockergesteine anstehen, wurden bei der Zuordnung der BFI-Werte vereinfachend wie Festgesteine behandelt und dementsprechend anhand ihrer Durchlässigkeit eingestuft. Diese Vereinfachung wurde vorgenommen, da die Lockergesteinseinheiten im Norden des Warsteiner Bilanzraumes, d. h. außerhalb des Einzugsgebietes des Warsteiner Karstgrundwasserleiters und des südlichen Zustromgebietes, liegen und somit keine Beeinflussung des dortigen Ergebnisses zu erwarten ist.

5.1.2. Bestimmung des Bilanzgebietes

Grundsätzlich wird im Zuge dieser Untersuchung zwischen dem übergeordneten Bilanzgebiet „Warstein“ sowie den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“ im engeren Sinne unterschieden (siehe Abbildung 41). Die Bilanzgebiete des Warsteiner Karstgrundwasserleiters und des südlichen Zustromgebietes liegen dabei innerhalb des Bilanzgebietes Warstein, welches darüber hinaus die an den Warsteiner Sattel angrenzenden Gebiete miteinschließt und das Gesamtgebiet beschreibt, für welches das Warsteiner Wasserbilanzmodell erstellt wurde (siehe Anhang „Wasserbilanzmodelle“).

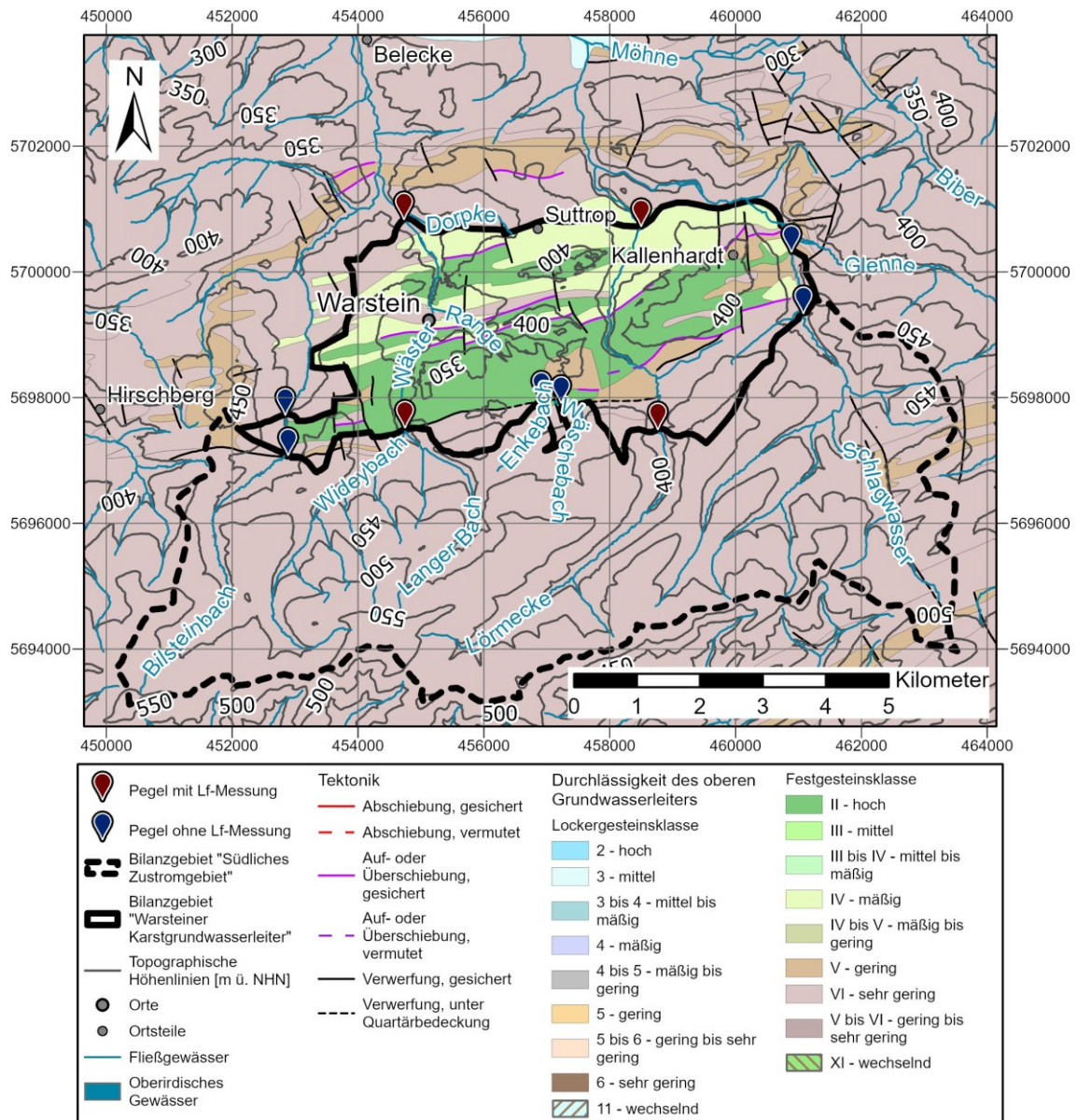


Abbildung 41: Lage der Bilanzgebiete im Bereich des Warsteiner Sattels (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022)

Das Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters entspricht dem oberirdischen Einzugsgebiet des Massenkalks und der Flinz-Schichten, welches an die Lage der Pegelmessstellen angepasst wurde, sodass z. T. auch oberdevonische und karbonische Gesteine im Bereich des Bilanzgebietes liegen. Es hat insgesamt eine Fläche von ca. 23,9 km². Das Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters ähnelt dem von VON KAMP (1984) genannten Einzugsgebiet des Warsteiner Massenkalks (ca. 18,2 km²), welches bei der Wasserbilanz von KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH & EWALD (2000) angewendet wurde. KOCH et al. (1974) bezogen ihre Wasserbilanzberechnung lediglich auf den Ausstrichbereich des Massenkalks (ca. 10 km²). Die Unterschiede zwischen dem Bilanzgebiet Warsteiner Karstgrundwasserleiter und dem VON KAMP-Einzugsgebiet sind wesentlich auf die Anpassung an die Lage der Pegelmessstellen zurückzuführen.

Bereiche im Westen und Norden des Bilanzgebietes, in denen oberdevonische Gesteine ausstreichen und die in den Arbeiten von BUCKERMANN (2007), KÜPER (2007) und RÜDE & NAURATH (2012) bei der Bilanzierung mit einbezogen wurden (siehe Kapitel 2.4), bleiben in dieser Untersuchung unberücksichtigt. Zwar gibt die lokale Topographie des Warsteiner Sattels, wie von RÜDE & NAURATH (2012) ausgeführt, eine Wannenstruktur vor, in der die oberdevonischen Gesteine im Randbereich liegen, jedoch führt die Lage der oberirdischen Fließgewässer dazu, dass diese Randbereiche oberflächlich entwässert werden, bevor sie zum Wasserhaushalt des Karstgrundwasserleiters beitragen können. Darüber hinaus wäre die Verwendung des Einzugsgebietes nach RÜDE & NAURATH (2012) (Fläche 31,3 km²) nicht mit der Lage der Pegelmessstellen vereinbar, da diese teilweise innerhalb desselben liegen und die Randbereiche somit nicht durch die Pegel erfasst werden.

Das im Süden des Warsteiner Karstgrundwasserleiters liegende Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes entspricht nahezu dem oberirdischen Einzugsgebiet der Zustrompegelmessstellen und hat eine Fläche von insgesamt ca. 46,6 km².

5.1.3. Niederschlag

In Abbildung 42 werden die gemäß Kapitel 3.5.1 korrigierten und räumlich interpolierten Niederschläge der WWJ 2020 und 2021 vergleichend dargestellt. Entsprechende Abbildungen und Tabellen der Niederschlagsverteilungen der jeweiligen Winter- und Sommerhalbjahre sind im Anhang „Wasserbilanzmodell Warstein“ enthalten. In Tabelle 35 werden das Minimum und Maximum sowie der Mittelwert des Niederschlags in den Bilanzgebieten Warsteiner Karstgrundwasserleiter und südliches Zustromgebiet aufgeführt.

Tabelle 35: Minimum, Maximum und Mittelwert des Niederschlags in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag WWJ 2020						Niederschlag WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gw.	23,9	819	25,9	903	28,6	999	31,6	808	25,6	888	28,1	974	30,9
Südl. Zustr.	46,6	885	28,0	1000	31,7	1117	35,4	834	26,4	980	31,0	1110	35,2

Mit im Mittel ca. 903 und ca. 888 mm/a können im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters in den WWJ 2020 und 2021 ähnliche Jahresniederschlagssummen beobachtet werden. Beide Werte fallen jedoch etwa 10 % geringer als die mittlere jährliche Niederschlags-höhe der Kommune Warstein in der Klimanormalperiode 1991-2020 von 1.005 mm/a (LANUV NRW 2023) aus.

Bei Betrachtung der Niederschlagssummen der Winter- bzw. Sommerhalbjahre der WWJ im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters ist auffällig, dass diese voneinander abweichende zeitliche Verteilungen aufweisen: So beträgt der Niederschlag des Winterhalbjahres im WWJ 2020 ca. 519 mm und liegt somit etwas höher als der mittlere Winterhalbjahresniederschlag in der Klimanormalperiode 1991-2020 von 492 mm (LANUV NRW 2023). Das anschließende Sommerhalbjahr fällt hingegen mit im Mittel ca. 383 mm um 25 % trockener aus als der mittlere Sommerhalbjahresniederschlag in der Klimanormalperiode 1991-2020 von 513 mm (LANUV NRW 2023). Im WWJ 2021 zeigt sich ein gegenläufiges Bild: Während der Niederschlag des Sommerhalbjahres mit im Mittel ca. 479 mm lediglich etwas geringer im Vergleich zur Klimanormalperiode 1991-2020 ist (ca. 7 %), fiel das Winterhalbjahr mit im Mittel ca. 396 mm deutlich trockener aus (ca. 20 % weniger Niederschlag im Vergleich zur Klimanormalperiode 1991-2020).

Auch im Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes liegen die Jahresniederschläge der WWJ 2020 und 2021 mit im Mittel ca. 1.000 mm/a bzw. 980 mm/a in einem ähnlichen Wertebereich. Dass die mittleren Jahresniederschläge im Zustromgebiet etwa 100 mm höher sind als im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters, ist auf den Höhenzug des Plackwaldes im südlichen Zustromgebiet und den damit einhergehenden Höheneffekt des Niederschlages (siehe Kapitel 3.5.1) zurückzuführen. Auch im südlichen Zustromgebiet zeigt sich eine dem Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters entsprechende zeitliche Verteilung der Niederschläge in den Winter- und Sommerhalbjahren der WWJ.

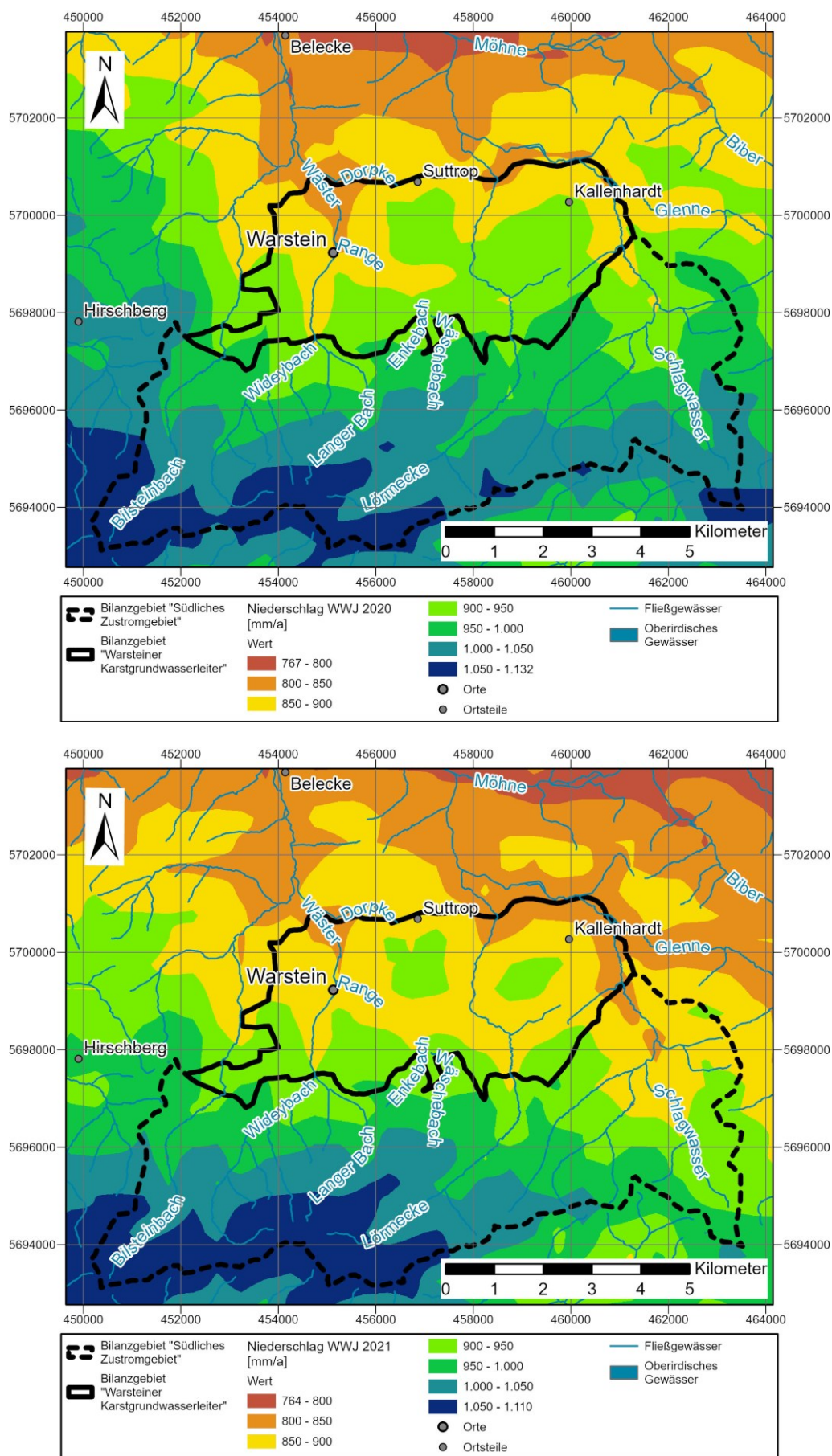


Abbildung 42: Niederschlag in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Bei Betrachtung der Abbildung 42 kann grundsätzlich ein Anstieg der Niederschlagshöhen von Norden nach Süden beobachtet werden. Darüber hinaus fällt auf, dass die Niederschläge im östlichen Bereich des südlichen Zustromgebietes im WWJ 2021 geringer sind im Vergleich zum WWJ 2020. Diese Feststellung deckt sich mit den an der Schlagwasser gemessenen oberirdischen Abflusssummen: Auch hier fielen die oberirdischen Abflüsse des WWJ 2021 geringer aus als die des WWJ 2020 (siehe Tabelle 30 und Tabelle 31 in Kapitel 4.4). Umgekehrt dazu können an den übrigen Warsteiner Fließgewässern im WWJ 2021 gleichbleibende bzw. erhöhte oberirdische Zuströme im Vergleich zum WWJ 2020 beobachtet werden, die wiederum auf erhöhte Niederschläge in den entsprechenden Quellgebieten der Fließgewässer zurückzuführen sind. Insgesamt kann folglich festgehalten werden, dass die erhobenen Abflussdaten eine gute Übereinstimmung mit der räumlichen Niederschlagsverteilung im Warsteiner Gebiet zeigen.

5.1.4. Evapotranspiration

Wie in Kapitel 3.5.2 beschrieben konnte für die mittlere topographische Höhe des Bilanzraumes Warstein von 403 m ü. NHN eine mittlere potenzielle Evapotranspiration von ca. 534 mm/a für das WWJ 2020 und ca. 521 mm/a für das WWJ 2021 abgeschätzt werden. Auf dieser Grundlage wurde die tatsächliche Evapotranspiration im Bilanzgebiet Warstein berechnet. Die entsprechenden minimalen, mittleren und maximalen Werte der tatsächlichen Evapotranspiration in den Bilanzgebieten Warsteiner Karstgrundwasserleiter und südliches Zustromgebiet sind in Tabelle 36 für beide WWJ festgehalten, eine Darstellung der jeweiligen räumlichen Verteilung findet sich in Abbildung 43.

Tabelle 36: Minimum, Maximum und Mittelwert der tatsächlichen Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Tatsächliche Evapotranspiration WWJ 2020						Tatsächliche Evapotranspiration WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gw.	23,9	115	3,6	444	14,1	635	20,1	123	3,9	463	14,7	656	20,8
Südl. Zustr.	46,6	202	6,4	566	17,9	682	21,6	227	7,2	565	17,9	682	21,6

Mit im Mittel etwa 444 mm/a und ca. 463 mm/a konnten im WWJ 2020 und 2021 ähnliche Werte der tatsächlichen Evapotranspiration im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters ermittelt werden. Der trotz niedrigerer Jahresniederschläge im Vergleich zum WWJ 2020 geringfügig höhere Evapotranspirationswert des WWJ 2021 kann durch die höheren Niederschläge im Sommerhalbjahr des WWJ 2021 begründet werden, da gemäß der Regressionskonstanten von Renger & Wessolek (1990) eine höhere Verdunstung im Sommerhalbjahr auftritt (siehe Kapitel 3.5.2). Im Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes können mit im Mittel ca. 566 mm/a im WWJ 2020 und ca. 565 mm/a im WWJ 2021 nahezu identische Werte festgestellt werden.

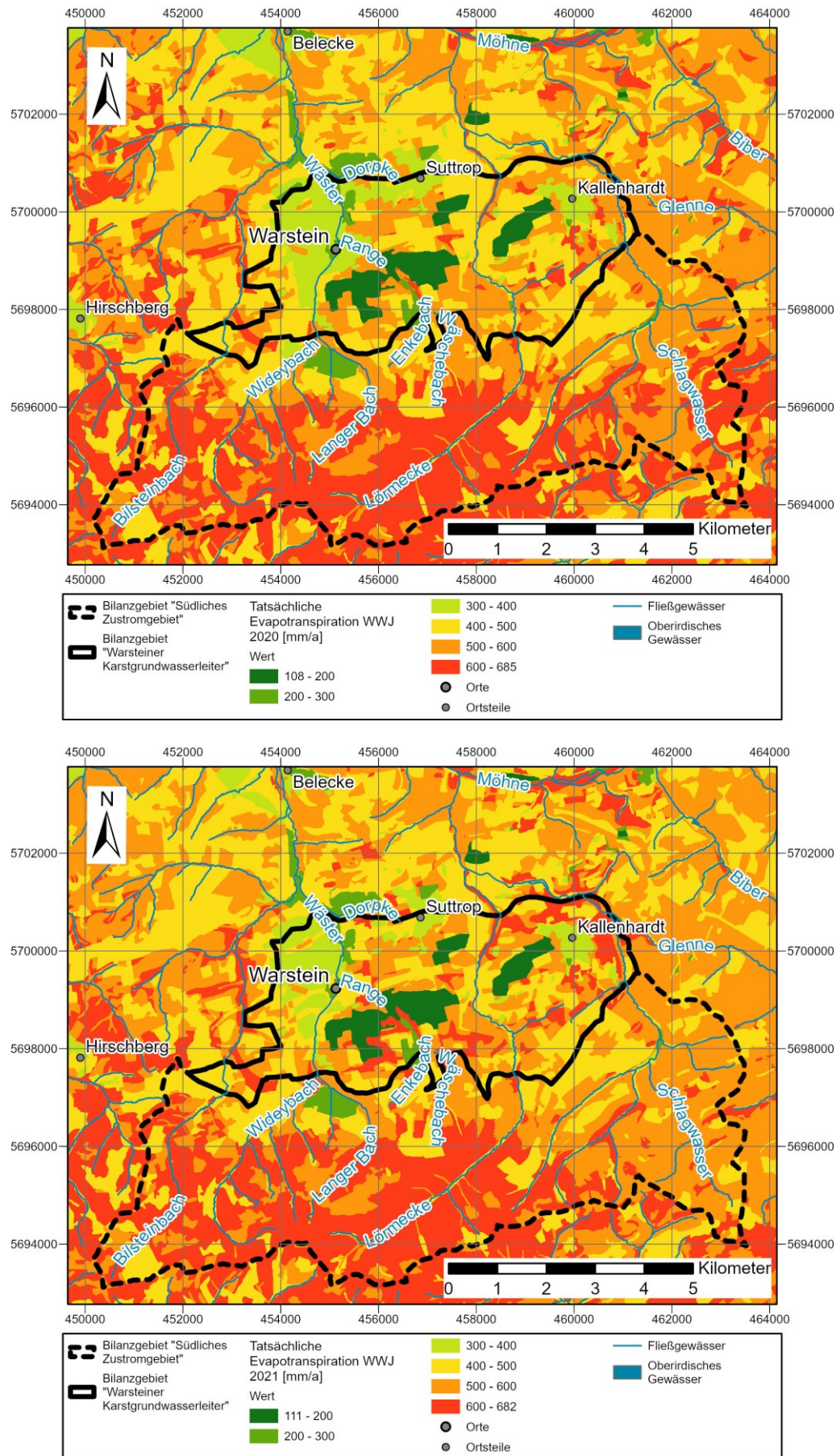


Abbildung 43: Tatsächliche Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Die im Vergleich zum Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters höheren Evapotranspirationswerte im Bereich des südlichen Zustromgebietes können sowohl auf die höheren Niederschläge in diesem Bereich als auch auf die dort überwiegende Laub- und insbesondere Nadelwaldbedeckung zurückgeführt werden. Im Gegensatz dazu können geringe Evapotranspirationshöhen vor allem in den urbanen, größtenteils versiegelten Bereichen der Ortschaften sowie den vorwiegend vegetationslosen Steinbrüchen beobachtet werden (siehe Abbildung 43).

5.1.5. Gesamtabfluss

Abbildung 44 zeigt die räumliche Verteilung des Gesamtabflusses in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein, welcher sich aus der Differenz der Niederschlagshöhe und der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe ergibt. Tabelle 37 gibt die entsprechenden Extrem- und Mittelwertwerte beider WWJ im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters und des südlichen Zustromgebietes wieder.

Im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters können mittlere Gesamtabflüsse von etwa 458 mm/a im WWJ 2020 bzw. 425 mm/a im WWJ 2021 beobachtet werden (ca. 51 % bzw. 48 % der Jahresniederschlagssumme). Die entsprechenden Gesamtabflusswerte im südlichen Zustromgebiet fallen mit im Mittel ca. 434 mm/a (WWJ 2020) bzw. 415 mm/a (WWJ 2021) geringfügig kleiner aus (ca. 43 % bzw. 42 % der Jahresniederschlagssumme), was auf die im Vergleich zum Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters höheren Verdunstungshöhen zurückzuführen ist.

Tabelle 37: Minimum, Maximum und Mittelwert des Gesamtabflusses in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Gesamtabfluss WWJ 2020						Gesamtabfluss WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gwL.	23,9	234	7,4	458	14,5	810	25,7	195	6,2	425	13,5	787	24,9
Südl. Zustr.	46,6	273	8,6	434	13,7	718	22,7	226	7,2	415	13,1	693	22,0

Die räumliche Verteilung des Gesamtabflusses verhält sich invers zur Verteilung der tatsächlichen Evapotranspiration: So weisen Bereiche mit ursprünglich geringen Verdunstungswerten, wie z. B. die Steinbrüche oder urbane Bereiche mit hohen Versiegelungsanteilen, nun die höchsten Gesamtabflusswerte auf.

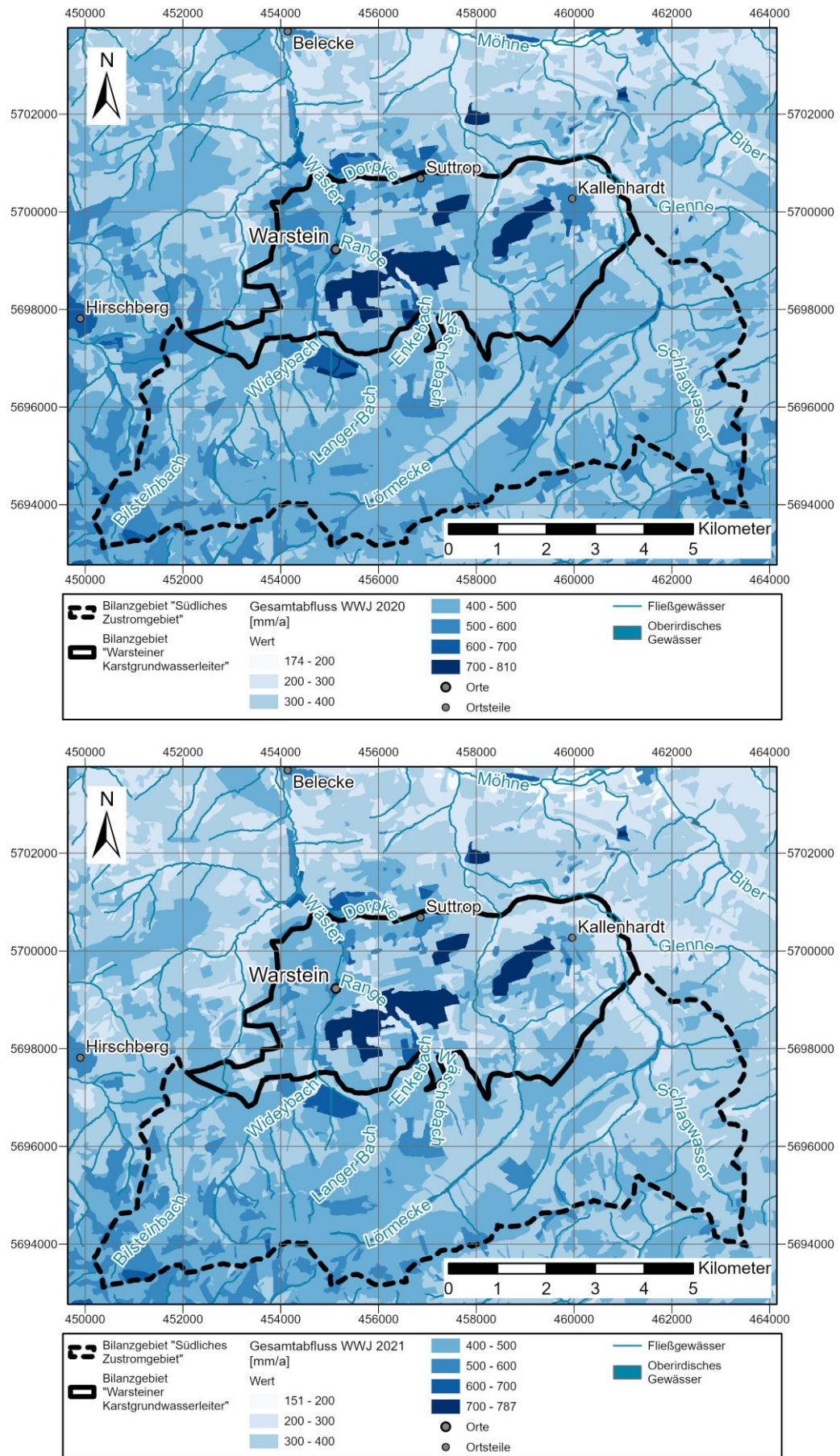


Abbildung 44: Gesamtabfluss in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

5.1.6. Grundwasserneubildung und Direktabfluss

Die Aufteilung des verfügbaren Gesamtabflusses in den Grundwasserneubildungs- und Direktabflussanteil erfolgt gemäß dem GROWA-Modell anhand von BFI-Werten, die BOGENA et al. (2005) entnommen werden (siehe Kapitel 3.5.3). Eine Abbildung, die die räumliche Verteilung der BFI-Werte im Warsteiner Bilanzgebiet zeigt, ist im Anhang „Wasserbilanzmodell Warstein“ enthalten. Abbildung 45 und Abbildung 46 stellen die resultierende räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung und des Direktabflusses in den WWJ 2020 und 2021 dar. Die entsprechenden Extrem- und Mittelwerte in den jeweiligen Bilanzgebieten sind in Tabelle 38 und Tabelle 39 enthalten.

Tabelle 38: Minimum, Maximum und Mittelwert der Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Grundwasserneubildung WWJ 2020						Grundwasserneubildung WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gwL.	23,9	16	0,5	202	6,4	810	25,7	15	0,5	189	6,0	787	24,9
Südl. Zustr.	46,6	17	0,5	78	2,5	209	6,6	17	0,5	74	2,3	176	5,6

Tabelle 39: Minimum, Maximum und Mittelwert des Direktabflusses in den WWJ 2020 und 2021 in den Bilanzgebieten „Warsteiner Karstgrundwasserleiter“ und „Südliches Zustromgebiet“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Direktabfluss WWJ 2020						Direktabfluss WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gwL.	23,9	0	0	256	8,1	703	22,3	0	0	236	7,5	665	21,1
Südl. Zustr.	46,6	139	4,4	356	11,3	699	22,1	117	3,7	341	10,8	674	21,4

Im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters kann im WWJ 2020 eine mittlere Grundwasserneubildung von ca. 202 mm/a, bei einem mittleren Direktabfluss von ca. 256 mm/a, festgestellt werden. Im WWJ 2021 fällt die mittlere Grundwasserneubildung infolge niedrigerer Niederschläge, bei zugleich höherer Verdunstung, mit ca. 189 mm/a etwas geringer als im Vorjahr aus. Der zugehörige Direktabfluss beläuft sich im Mittel auf ca. 236 mm/a. Der Anteil der mittleren Grundwasserneubildung am mittleren Gesamtabfluss und somit der resultierende BFI-Wert des Bilanzgebietes des Warsteiner Karstgrundwasserleiters beträgt in beiden WWJ etwa 0,44 bzw. 44 %. Dieser Wert liegt in derselben Größenordnung wie der flächengewichtete mittlere BFI-Wert von 0,37 bzw. 37 %, der mithilfe der Durchflussganglinien der Abstrompegel ermittelt wurde (siehe Tabelle 25 in Kapitel 4.2.2). Dementsprechend besteht eine gute Übereinstimmung der Grundwasserneubildungsanteile des Wasserbilanzmodells mit den Ergebnissen der oberirdischen Abflussmessreihen.

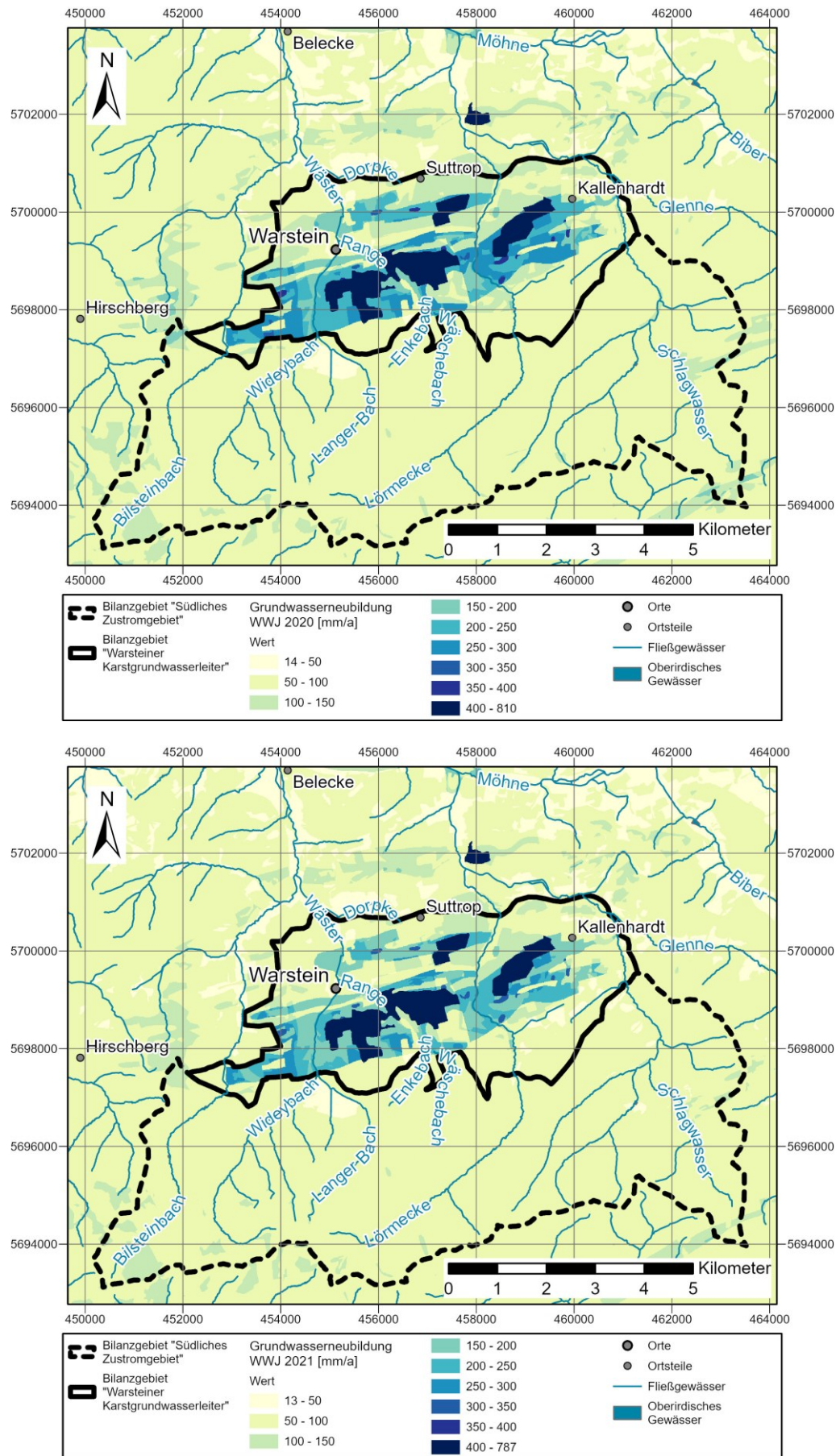


Abbildung 45: Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Daten-grundlage: LANUV NRW 2022)

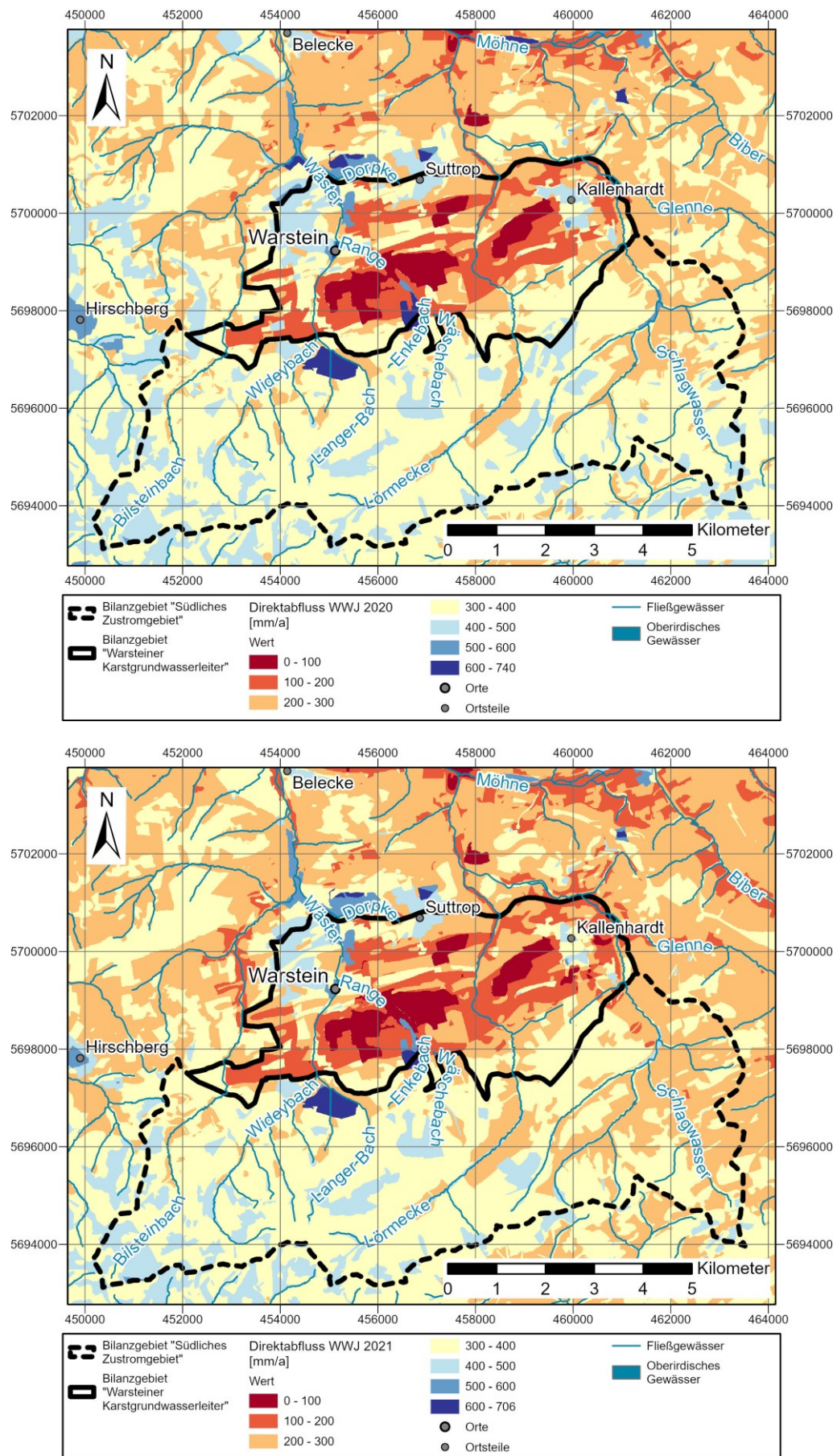


Abbildung 46: Direktabfluss in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet Warstein (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Mit im Mittel ca. 78 mm/a im WWJ 2020 und ca. 74 mm/a im WWJ 2021 können im Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes deutlich niedrigere Grundwasserneubildungshöhen im Vergleich zum Warsteiner Karstgrundwasserleiter beobachtet werden. Die mittleren Direktabflusswerte liegen mit im Mittel ca. 356 mm/a im WWJ 2020 und ca. 341 mm/a im WWJ 2021 entsprechend höher. Der Anteil der mittleren Grundwasserneubildung am mittleren Gesamtabfluss im südlichen Zustromgebiet macht in beiden WWJ etwa 18 % aus und zeigt somit ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit dem mittleren flächengewichteten BFI-Wert der Zustrompegel von ca. 21 % (siehe Tabelle 25 in Kapitel 4.2.2).

Da die räumliche Verteilung der BFI-Werte von Festgesteinen neben dem Versiegelungsgrad von der jeweiligen Gesteinsdurchlässigkeit abhängt, können bei Betrachtung der räumlichen Verteilung der Grundwasserneubildungshöhen in Abbildung 45 höhere Werte vor allem im Bereich des Warsteiner Massenkalks und der umgebenden Flinz-Schichten beobachtet werden. Aufgrund der bestehenden Verkarstung in diesen Gesteinseinheiten wird diese Beobachtung als plausibel bewertet. Dementsprechend können in Abbildung 46 in diesen Bereichen die geringsten Direktabflusshöhen festgestellt werden.

Da aufgrund der wannenförmigen Struktur der Steinbruchbetriebe angenommen wird, dass dort kein Direktabfluss auftritt (siehe Kapitel 3.5.3), liegen die maximalen Grundwasserneubildungshöhen im Bereich der Steinbruchflächen. Gebiete mit hohen Direktabflusswerten stellen erwartungsgemäß die versiegelten Flächen im Bereich der Ortschaften sowie der Industrie Flächen dar. Darüber hinaus weist das südliche Zustromgebiet infolge der geringeren Gesteinsdurchlässigkeit der dort anstehenden Arnsberg-Formation höhere Direktabflüsse im Vergleich zum Karstgrundwasserleiter auf.

In Tabelle 40 werden die mittleren Gesamtabfluss-, Grundwasserneubildungs- und Direktabflusshöhen und die resultierenden Volumina in den Bilanzgebieten Warsteiner Karstgrundwasserleiter und südliches Zustromgebiet für die WWJ 2020 und 2021 zusammenfassend dargestellt. Demnach beträgt die GIS-gestützte, flächendifferenziert ermittelte mittlere lokale Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters ca. 4,8 Mio. m³/a im WWJ 2020 und 4,5 Mio. m³/a im WWJ 2021. Der Gesamtabfluss beläuft sich auf ca. 11,0 Mio. m³/a im WWJ 2020 bzw. ca. 10,2 Mio. m³/a im WWJ 2021. Folglich können trotz der unterschiedlichen zeitlichen Verteilungen der Niederschläge im Jahresverlauf in den beiden WWJ ähnliche Grundwasserneubildungswerte beobachtet werden.

Tabelle 40: Übersicht über die mittleren Gesamtabfluss-, Grundwasserneubildungs- und Direktabflusswerte in den Warsteiner Bilanzgebieten in den WWJ 2020 und 2021

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Mittelwerte WWJ 2020						Mittelwerte WWJ 2021					
		Gesamtab- fluss		Grundwas- serneubil- dung		Direktabfluss		Gesamtab- fluss		Grundwas- serneubil- dung		Direktabfluss	
		[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]
War. Karst- gw.	23,9	458	11,0	202	4,8	256	6,1	425	10,2	189	4,5	236	5,6
Südl. Zustr.	46,6	434	20,3	78	3,6	356	16,6	415	19,3	74	3,4	341	15,9

5.1.7. Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021

In Abbildung 47 werden die verschiedenen Komponenten der Warsteiner Gesamtwasserbilanz und ihre Position im hydrogeologischen System des Warsteiner Sattels veranschaulicht. Die Komponenten werden in einer einzelnen Wasserbilanzgleichung zusammengefasst (siehe Gl. 43), auf deren Grundlage nachfolgend der Überschuss des oberirdischen Abflusses an der Nordgrenze des Warsteiner Karstgrundwasserleiters für die WWJ 2020 und 2021 berechnet wird, welcher dem jeweiligen Fremdwasservolumen entspricht (siehe Tabelle 41).

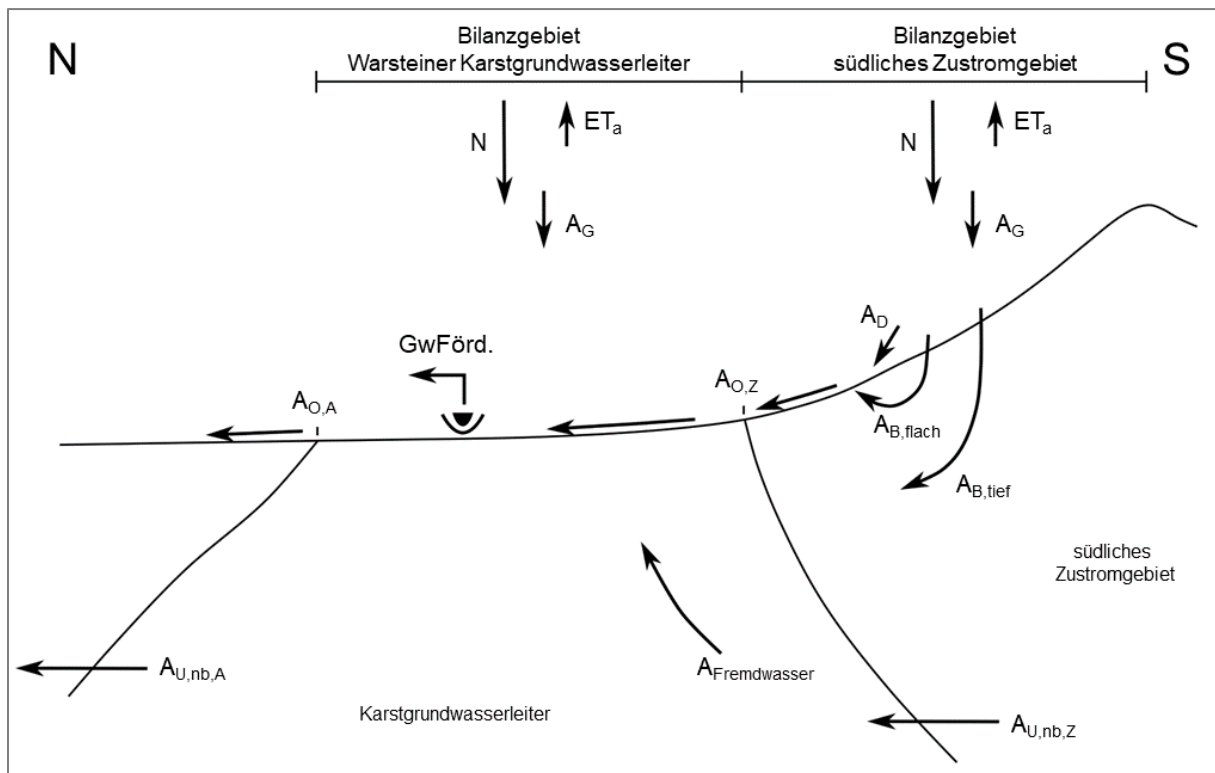


Abbildung 47: Übersicht über die Wasserbilanzkomponenten im Bereich des Warsteiner Sattels

$$A_{O,Z} + A_G + A_{B,tief} + A_{U,nb,Z} - A_{O,A} - GwFörd. - A_{U,nb,A} = A_{Fremdw.} \quad \text{Gl. 43}$$

mit:

$A_{O,Z}$	Zuströmender oberirdischer Abfluss
A_G	Gesamtabfluss im Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters
$A_{B,tief}$	Zuströmende tiefe Basisabflusskomponente
$A_{U,nb,Z}$	Unterirdischer, nicht bilanzwirksamer Grundwasserzustrom
$A_{O,A}$	Abströmender oberirdischer Abfluss
$GwFörd.$	Grundwasserförderung im Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters
$A_{U,nb,A}$	Unterirdischer, nicht bilanzwirksamer Grundwasserabstrom
$A_{Fremdw.}$	Fremdwasserabfluss

Die Komponenten des oberirdischen Abflusses im Zustrom $A_{O,Z}$ und Abstrom $A_{O,A}$ des Karstgrundwasserleiters entsprechen den oberirdischen Gesamtzu- und -abflüssen, die auf der Basis der kontinuierlichen Durchflussmessungen an den Pegelmessstellen in den Warsteiner Fließgewässern gemessen wurden (siehe Tabelle 30 und Tabelle 31 in Kapitel 4.4). Der Gesamtabfluss A_G im Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters setzt sich aus der Summe der

lokalen Grundwasserneubildung und dem Direktabfluss zusammen und stimmt mit den in Kapitel 5.1.5 mithilfe von GIS berechneten mittleren Werten überein.

Wie bereits in Kapitel 4.5.1 beschrieben, wird angenommen, dass neben dem oberirdischen Zustrom aus dem südlichen Zustromgebiet darüber hinaus eine tiefe Basisabflusskomponente $A_{B,\text{tief}}$ vorhanden ist, die einem Teil des dortigen Gesamtabflusses entspricht und dem Karstgrundwasserleiter über die Kontaktfläche zu den südlich angrenzenden Gesteinseinheiten unterirdisch zuströmt. Im konkreten Fall kann die tiefe Basisabflusskomponente jedoch nicht auf Grundlage der in Kapitel 4.5.1 beschriebenen Gl. 41 quantifiziert werden, da der an den Zustrompegeln gemessene oberirdisch zuströmende Abfluss (Mittelwert der WWJ2020/2021 = ca. 23,0 Mio. m³/a) den per GIS-Bilanzierung ermittelten Gesamtabfluss im südlichen Zustromgebiet (Mittelwert der WWJ 2020/2021 = ca. 19,8) überschreitet und somit mehr Wasser das südliche Zustromgebiet oberirdisch verlässt, als in diesem gemäß der GIS-Bilanzierung nach Abzug der Verdunstung überhaupt verbleiben sollte. Diese Problematik wird im nachfolgenden Kapitel 5.1.8 diskutiert und erläutert. Daraus, dass die tiefe Basisabflusskomponente nicht direkt ermittelt werden kann, folgt, dass diese einen Teil des mithilfe der Gl. 43 berechneten Fremdwasservolumens $A_{\text{Fremdw.}}$ darstellt.

Des Weiteren wird auf Grundlage der grundsätzlich nach Norden gerichteten Grundwasserströmung (z. B. KOCH et al. 1974, KOCH & MICHEL 1979) angenommen, dass dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter Grundwasser aus den angrenzenden Gesteinseinheiten an dessen Südgrenze unterirdisch zuströmt ($A_{U,\text{nb,Z}}$), während zugleich Grundwasser an dessen Nordgrenze unterirdisch aus diesem herausströmt ($A_{U,\text{nb,A}}$). Da diese Komponenten nicht quantifiziert werden können, wird analog zu KUNK & SCHÖTTLER (1994) angenommen, dass beide Komponenten in Bezug auf ihr Volumen näherungsweise gleichgesetzt und demnach als nicht bilanzwirksam („nb“) angesehen werden können. Die nicht quantifizierbaren Wasserbilanzkomponenten $A_{B,\text{tief}}$, $A_{U,\text{nb,Z}}$ und $A_{U,\text{nb,A}}$ werden bei der nachfolgenden Berechnung des Fremdwasservolumens nicht berücksichtigt.

Zur Berechnung der Gesamtwasserbilanz erforderliche Daten zur Grundwasserförderung (GwFörd.) zum Zweck der öffentlichen Trinkwasserversorgung im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters wurden seitens der Stadtwerke Warstein und des Lörmecke Wasserwerks für die Standorte Hillenberg-Quelle II und Lörmecke-Quelle für die WWJ 2020 und 2021 zur Verfügung gestellt. Um die Grundwasserentnahme der Warsteiner Brauerei an der Mes-singquelle bei der Gesamtwasserbilanz ebenfalls berücksichtigen zu können, wurde angenommen, dass die mittlere Grundwasserentnahme durch die Brauerei im Zeitraum 2008 bis 2015 von ca. 0,3 Mio. m³/a (siehe Kapitel 2.5) auch in den WWJ 2020 und 2021 gilt. Die in Kapitel 2.5 genannten Grundwasserentnahmen an den Steinbruchbetriebsbrunnen sowie an den privaten Hausbrunnen werden, aufgrund der im Vergleich zu den zuvor genannten Grundwasserentnahmen zu vernachlässigenden Entnahmeverolumina, bei der Gesamtbilanzberechnung nicht berücksichtigt.

In Tabelle 41 ist die Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters dargestellt. Die angegebene Unsicherheit der oberirdischen Zuflüsse bzw. Abflüsse an den Pegelmessstellen beruht auf dem mittleren Bestimmtheitsmaß R^2 der aufgestellten W-Q-Beziehungen (siehe Kapitel 4.1.2) und entspricht etwa $\pm 7\%$. Die Unsicherheit des Gesamtabflusses folgt aus dem Vermerk des DVWK (1996), dass die Genauigkeit der Berechnung der Evapotranspiration nach RINGER & WESSOLEK (1990) im Bereich ± 20 bis 35 mm/a liegt und der Anwendung dieser Genauigkeitsspanne auf die Fläche des Bilanzgebietes von 23,9 km².

Gemäß der Gesamtwasserbilanz des Warsteiner Karstgrundwasserleiters kann in den WWJ 2020 und 2021 an der nördlichen Karstgrundwasserleitergrenze ein mittlerer oberirdischer Abflussüberschuss und somit ein mittleres Fremdwasservolumen von ca. 7,6 Mio. m³/a beobachtet werden. Dieses entspricht ca. 18 % der mittleren Gesamtsumme aller Abflusskomponenten des Karstgrundwasserleiters. Das Grundwasserdargebot, bestehend aus Grundwasserneubildung (siehe Tabelle 40), Fremdwasservolumen und dem im Bereich des Bilanzgebietes geförderten Grundwasservolumen, beläuft sich in den WWJ 2020/2021 im Mittel auf ca. 16,9 Mio. m³/a (WWJ 2020: 18,0 Mio. m³/a, WWJ 2021: 15,8 Mio. m³/a). Anteilige Versinkungen aus den oberirdischen Fließgewässern (A_{0,z}) und demnach allogene Grundwasserneubildungskomponenten sind trotz dessen, dass diese Anteile nicht singular quantifiziert werden können (siehe Kapitel 4.5.1), im errechneten Fremdwasservolumen mit enthalten.

Tabelle 41: Gesamtwasserbilanz des Warsteiner Karstgrundwasserleiters (ca. 23,9 km²) in den WWJ 2020 und 2021

[Mio. m ³ /a]	WWJ 2020	WWJ 2021	Mittelwert
Zuflusskomponenten			
Oberirdischer Zufluss aus dem südlichen Zustromgebiet A _{0,z}	22,6 ± 1,6	23,4 ± 1,6	23,0 ± 1,6
Gesamtabfluss im Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters A _G	11,0 ± 1	10,2 ± 1	10,6 ± 1
Summe Zuflusskomponenten	33,6 ± 2,6	33,6 ± 2,6	33,6 ± 2,6
Abflusskomponenten			
Oberirdischer Abfluss aus dem Karstgrundwasserleiter A _{0,A}	37,2 ± 2,6	35,7 ± 2,5	36,5 ± 2,6
Grundwasserförderung im Gebiet des Karstgrundwasserleiters	4,8	4,6	4,7
Summe Abflusskomponenten	42,0 ± 2,6	40,3 ± 2,5	41,2 ± 2,6
Differenz Abflusskomponenten – Zuflusskomponenten = Fremdwasser			
	8,4 ± 5,2	6,7 ± 5,1	7,6 ± 5,2
Anteil Fremdwasser an Summe Abflusskomponenten	20,0 ± 12,4 [%]	16,6 ± 12,7 [%]	18,4 ± 12,6 [%]

5.1.8. Diskussion

Ein Vergleich der in dieser Untersuchung berechneten Gesamtabflüsse der WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters mit den entsprechenden Werten aus vorangegangenen Untersuchungen, in denen Wasserbilanzen aufgestellt wurden, zeigt, dass diese mit Ausnahme der Wasserbilanzierung von BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007), welche von RÜDE & NAURATH (2012) als fehlerhaft bewertet wurde und nachfolgend ausgeklammert wird, ähnliche Ergebnisse aufweisen (siehe Tabelle 42). So variiert der jewei-

lige Anteil des Gesamtabflusses am Jahresniederschlag zwischen ca. 48 – 56 %. Die Unterschiede sind hierbei, wie bereits von BUSCH et al. (2000) angemerkt, wesentlich auf die Methode zur Bestimmung der Evapotranspiration zurückzuführen. Während KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH et al. (2000) das Verfahren nach TURC (1954) anwenden, dessen Ergebnisse von BUSCH et al. (2000) in einem zweiten Arbeitsschritt händisch korrigiert werden, beruht die Berechnung der Evapotranspiration bei RÜDE & NAURATH (2012) sowie in dieser Untersuchung auf der GIS-gestützten Anwendung des RENGIER & WESSOLEK-Ansatzes. Entsprechend werden in beiden Arbeiten vergleichbare Gesamtabflussanteile am Jahresniederschlag ermittelt. KOCH et al. (1974) machen keine näheren Angaben hinsichtlich der von ihnen gewählten Methode zur Berechnung der Evapotranspiration.

Tabelle 42: Übersicht über die Gesamtabflüsse der verschiedenen Wasserbilanzierungen

		KOCH et al. (1974)	KUNK & SCHÖTTLER (1994)	BUSCH et al. (2000) / BUSCH & EWALD (2000)	BUCKER-MANN (2007) / KÜPER (2007)	RÜDE & NAURATH (2012)		Diese Untersuchung	
								WWJ 2020	WWJ 2021
Fläche des Bilanzgebietes	[km ²]	10	18,2	18,2	31,3	18,5	31,3	23,9	
Niederschlag	[mm/a]	671 ⁽¹⁾	903	899	959	1.022	1.022	903	888
Gesamtabfluss (GWN + Direktabfluss)	[Mio. m ³ /a]	3,7	8,0	9,1	7,5	10,0	16,5	11,0	10,2
	[L/(s*km ²)]	11,7	13,9	15,9	7,6	17,1	16,7	14,5	13,5
	[mm/a]	369	439	502	240	540	527	458	425
Verhältnis Gesamtabfluss zu Niederschlag	[%]	55,0	48,6	55,8	25,0	52,3	51,6	50,7	47,8

⁽¹⁾Daten der Station Warstein für das WWJ 1971 (Datengrundlage: DWD 2022-2023), KOCH et al. (1974) nennen keine konkreten Werte

Der Anteil der lokalen Grundwasserneubildung im Gebiet des Karstgrundwasserleiters am Gesamtabfluss wird in den Arbeiten von KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH et al. (2000) nicht nähergehend quantifiziert. RÜDE & NAURATH (2012) verwenden in ihrer Untersuchung den Ansatz nach SCHROEDER & WYRWICH (1990), um den Direktabflussanteil und folglich den Grundwasserneubildungsanteil zu ermitteln. Hierbei berechnen die Autor*innen eine Grundwasserneubildung von 4,9 Mio. m³/a bei einem Bilanzgebiet von 18,5 km² und 7,4 Mio. m³/a bei einem Bilanzgebiet von 31,3 km². Dies entspricht etwa 49 % bzw. 45 % des Gesamtabflusses. Im Zuge dieser Untersuchung konnte auf Grundlage des BFI-Ansatzes ein mittlerer Grundwasserneubildungsanteil von ca. 44 % ermittelt werden (siehe Kapitel 5.1.6). Obwohl demnach, trotz der unterschiedlichen methodischen Ansätze, vergleichbare Grundwasserneubildungsanteile berechnet wurden, wird der BFI-Ansatz im Rahmen dieser Untersuchung als geeigneter erachtet, um die räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet zu bestimmen. Dies ist darin begründet, dass die Berechnung des Direktabflusses gemäß SCHROEDER & WYRWICH (1990) lediglich in Abhängigkeit von der Bodengruppe, der Reliefenergie und dem jeweiligen Bewuchs bzw. der Landnutzung erfolgt und hydrogeologische Faktoren wie die Durchlässigkeit des Gesteins unbeachtet bleiben. In der Folge ist eine Unterscheidung des Karstgrundwasserleiters und der umgebenden geringleitenden Gesteinseinheiten anhand der

Ergebnisse nach SCHROEDER & WYRWICH (1990) nicht möglich. Dies wird als nicht plausibel bewertet.

Wie im vorangegangenen Kapitel 5.1.7 beschrieben, zeigt sich bei Betrachtung der Gesamtwasserbilanz eine Diskrepanz zwischen den im GIS flächendifferenziert berechneten Gesamtabflusswerten im Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes (Mittelwert der WWJ 2020/2021 = ca. $19,8 \pm 1,6$) und den an den Zustrompegeln gemessenen oberirdischen Abflusssummen (Mittelwert der WWJ 2020/2021 = ca. $23,0 \text{ Mio. m}^3/\text{a} \pm 1,6$). Eine vergleichbare Beobachtung wurde bereits durch BUSCH et al. (2000) gemacht: Die Autor*innen stellten im Zuge ihrer Untersuchung fest, dass die berechnete Verdunstung nach TURC (1954) zu groß und folglich der Gesamtabfluss zu gering ist, um die aus dem südlichen Zustromgebiet oberirdisch zufließenden Abflussmengen erklären zu können. Dementsprechend folgerten BUSCH et al. (2000), dass die Verdunstung geringer ausfallen müsste und merkten darüber hinaus an, dass aufgrund der Topographie im südlichen Zustromgebiet Steigungsniederschläge in der Größenordnung +50 bis +75 mm hinzuzurechnen seien. Auf dieser Grundlage bestimmen BUSCH et al. (2000) eine korrigierte Verdunstungsrate.

Unter der Annahme, dass die im Rahmen dieser Untersuchung ermittelten oberirdischen Abflüsse an den Zustrompegelmessstellen korrekt sind, sind zwei Faktoren im Bereich der GIS-gestützten Wasserbilanz vorhanden, die einen höheren Gesamtabfluss erklären könnten: Entweder ist der bei der Wasserbilanzierung des südlichen Zustromgebietes angewendete Niederschlag zu gering oder die berechnete Evapotranspiration fällt zu hoch aus.

Ein zu gering angesetzter Niederschlag könnte u. a. dadurch entstehen, dass der Effekt der Topographie auf die Niederschlagsverteilung nicht ausreichend abgebildet wird und die von BUSCH et al. (2000) beschriebenen Steigungsniederschläge unterschätzt werden. Da jedoch, wie in Kapitel 3.5.1 beschrieben, eine Interpolationsmethode gewählt wurde, bei der die Höheneffekte auf den Niederschlag berücksichtigt werden, wird an dieser Stelle kein Korrekturpotenzial gesehen.

Da für die Niederschlagsmessstationen des LANUV NRW keine Informationen hinsichtlich des verwendeten Niederschlagsmessgerätes zur Verfügung stehen, wurde in diesen Fällen dementsprechend keine Korrektur der Niederschlagswerte nach RICHTER (1995) (siehe Kapitel 3.5.1) durchgeführt. Da nicht ausgeschlossen werden kann, dass an manchen der LANUV-Messstationen ein Hellmann-Niederschlagsmessgerät verwendet wurde und somit eine Korrektur der Daten erforderlich gewesen wäre, fallen ggf. manche der Niederschlagssummen, die zur räumlichen Interpolation verwendet wurden, zu gering aus. Folglich könnte es sich hierbei um einen weiteren Aspekt handeln, der zu niedrige Niederschlagswerte im südlichen Zustromgebiet erklären könnte. Dies kann auf Grundlage der vorliegenden Informationen jedoch nicht nachvollzogen und demnach auch nicht korrigiert werden.

Wie eingangs beschrieben, stellt ein weiterer den Gesamtabfluss beeinflussender Faktor die Größe der Evapotranspiration dar. Fällt diese zu groß aus, ist der resultierende Gesamtabfluss dementsprechend zu klein. Eine Sensitivitätsanalyse der zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration verwendeten Formel nach RENGGER & WESSOLEK (1990) (siehe Tabelle 43) zeigt, dass neben dem Niederschlag insbesondere die pflanzenverfügbare Bodenwassermenge und demnach die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum die Größe der Verdunstung maßgeblich beeinflusst. Den geringsten Einfluss besitzt wiederum die potenzielle Evapotranspiration.

Die für die Wasserbilanzierung verwendeten Daten zur nutzbaren Feldkapazität entstammen der Bodenkarte 1 : 50.000 von Nordrhein-Westfalen (GD NRW 2022c). Gemäß dem GD NRW (2022c) werden die Werte zur nutzbaren Feldkapazität auf Grundlage der quantifizierten Angaben der Bodenartenschichtung sowie der bodenartenspezifischen Kennwerte der Bodenkundlichen Kartieranleitung berechnet. Da es sich bei diesen Kennwerten um statistisch ermittelte mittlere Werte auf Grundlage repräsentativer Bodenproben handelt (Ad-hoc-AG Boden 2004), die Wasserbilanz dieser Untersuchung jedoch lediglich den kurzen Zeitraum zweier Jahre abbildet, kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine Abweichung zwischen den tatsächlich zur Zeit der Untersuchung im Untersuchungsgebiet vorliegenden Werten der nutzbaren Feldkapazität und den statistisch ermittelten mittleren Werten der Bodenkundlichen Kartieranleitung bzw. der Bodenkarte besteht. Dementsprechend könnte die im Zuge der Wasserbilanz berechnete Evapotranspiration aufgrund der unterschiedlichen Beobachtungszeiträume dieser Untersuchung und der Bodenkarte zu groß ausfallen.

Tabelle 43: Beispielhafte Sensitivitätsanalyse der Eingangsfaktoren Winter- (N_{wi}) und Sommerniederschlag (N_{so}), pflanzenverfügbarer Bodenwassermenge (W_{pfl}) und der potenz. Evapotranspiration (ET_p) bei der Landbedeckung Nadelwald (CLC-Code = 312) im WWJ 2021. Ausgangsgrößen der Eingangsfaktoren bei 100 %: N_{wi} = 403,1 mm, N_{so} = 488,6 mm, $\log(W_{pfl})$ = 2,0, ET_p = 521 mm/a (Niederschlagsdaten der Station „Warstein_SW“, LANUV NRW)

Veränderungsfaktor der jeweiligen Eingangsparemeters [%]	Relative Anteil der berechneten tatsächlichen Evapotranspiration bei individueller Veränderung der Eingangsparameter an der Referenzverdunstung (= alle Eingangsparameter unverändert bei 100 %) [%]			
	N_{wi}	N_{so}	$\log(W_{pfl})$	ET_p
50	89,8	86,0	71,1	92,0
80	95,9	94,4	88,4	96,8
90	98,0	97,2	94,2	98,4
100	100	100	100	100
110	102,0	102,8	105,8	101,6
120	104,1	105,6	111,6	103,2
150	110,2	114,0	128,9	108,0

Insgesamt kann die im Vergleich zu den oberirdischen Abflusssummen der Zustrompegel zu geringe Gesamtabflusshöhe im Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes mutmaßlich auf eine Kombination der zuvor genannten Faktoren zurückgeführt werden. Bei Berücksichtigung der Unsicherheiten, die sich aus dem Renger & Wessolek-Ansatz in Bezug auf die Bilanzfläche des südlichen Zustromgebietes von 46,6 km² und dem mittleren Bestimmtheitsmaß der W-Q-Beziehungen (jeweils $\pm 1,6$ Mio. m³/a) ergeben (siehe Kapitel 5.1.7), liegt der Gesamtabfluss in einem Wertebereich von 18,2 bis 21,4 Mio. m³/a und der oberirdische Zufluss in einem Wertebereich von 21,4 bis 24,6 Mio. m³/a. Dementsprechend gibt es trotz alledem eine geringe Überschneidung der Werte am jeweiligen oberen bzw. unteren Unsicherheitsbereich, sodass in der Folge keine weiteren Korrekturschritte durchgeführt wurden.

Ein Vergleich des auf Grundlage der Gesamtwasserbilanz berechneten mittleren Grundwasserdargebotes der WWJ 2020/2021 von ca. 16,9 Mio. m³/a (siehe Kapitel 5.1.7) mit dem um die mittlere Grundwasserförderung ergänzten (ca. 4,7 Mio. m³/a) jährlichen Basisabfluss im Bereich des Karstgrundwasserleiters (ca. 12,4 Mio. m³/a, siehe Kapitel 4.2.1) von ca. 17,1 Mio. m³/a zeigt eine gute Übereinstimmung der beiden Werte. Folglich können mit den unterschiedlichen methodischen Ansätzen Wasserbilanzmodell und Durchflusssganglinienauswertung ähnliche Ergebnisse für das Grundwasserdargebot des Warsteiner Karstgrundwasserleiters erzielt werden.

Für eine ausführliche Diskussion des für die WWJ 2020 und 2021 berechneten Fremdwasservolumens wird auf das Kapitel 6.1 verwiesen.

5.2. Wasserbilanzmodell Briloner Karstgrundwasserleiter

In diesem Kapitel wird die analog zum Warsteiner Karstgrundwasserleiter durchgeführte Entwicklung des Wasserbilanzmodells des Briloner Karstgrundwasserleiters erläutert. Nach der Beschreibung der Ergebnisse der flächendifferenzierten Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung in den Kapiteln 5.2.1 bis 5.2.6, wird in Kapitel 5.2.7 die Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021 dargestellt und anschließend diskutiert.

Da das Wasserbilanzmodell des Briloner Karstgrundwasserleiters entwickelt wurde, um das in Literatur (u. a. EISERLO & WEICHELT 1989, PAHLEVAN 1994, LEICHTLE 1994, siehe Kapitel 2.6.7) beschriebene Abflussdefizit zu bestätigen, werden in diesem Kapitel nur die Abbildungen der Wasserbilanzparameter des WWJ 2020 beispielhaft wiedergegeben. Entsprechende Abbildungen des WWJ 2021 finden sich im Anhang „Wasserbilanzmodell Brilon“.

5.2.1. Datengrundlage und Datenaufbereitung

Da für die Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung des Briloner Karstgrundwasserleiters dieselbe Datengrundlage verwendet und zugleich dieselben Datenaufbereitungsschritte durchgeführt wurden wie im Fall des Warsteiner Karstgrundwasserleiters, wird an dieser Stelle auf das entsprechende Kapitel 5.1.1 verwiesen.

5.2.2. Bestimmung des Bilanzgebietes

Bei der Erstellung des Briloner Wasserbilanzmodells wird zwischen den Bilanzgebieten „Brilon“ und „Briloner Karstgrundwasserleiter“ unterschieden, deren Lage und Ausdehnung im Anhang „Wasserbilanzmodelle“ sowie in Abbildung 48 veranschaulicht wird.

Das Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ entspricht dabei dem oberirdischen Einzugsgebiet des Briloner Massenkalks, welcher über die Möhne bzw. die Alme oberirdisch entwässert wird und welches an die Standorte der Pegelmessstellen angepasst wurde. Es hat eine Fläche von ca. 92,9 km² und stimmt näherungsweise mit dem ursprünglich von KOCH (1984) beschriebenen und später u. a. von EISERLO & WEICHELT (1989), LEICHTLE (1994) und KOCH & VOGEL (1995) verwendeten hydrogeologisch-orographischen Einzugsgebiet des Briloner Massenkalks von 95 km² überein. Es umfasst neben der Ausstrichfläche des Massenkalks, welche etwas mehr als zwei Drittel der Gesamtfläche des Bilanzgebietes ausmacht, Bereiche der angrenzenden, geringer durchlässigen Gesteinseinheiten im Westen, Süden und Osten des Massenkalks, aus denen Wasser dem Karstgrundwasserleiter oberirdisch zuströmt und über Bachschwinden in diesem versinkt.

Das Bilanzgebiet „Brilon“ beschreibt das gesamte Gebiet, für das das Briloner Wasserbilanzmodell entwickelt und durchgeführt wurde. Es beinhaltet das Bilanzgebiet Briloner Karstgrundwasserleiter und schließt zusätzlich die angrenzenden Bereiche, wie z. B. den Scharfenberger Sattel im Nordwesten sowie den Messinghäuser Sattel im Südosten mit ein (siehe Anhang „Wasserbilanzmodelle“).

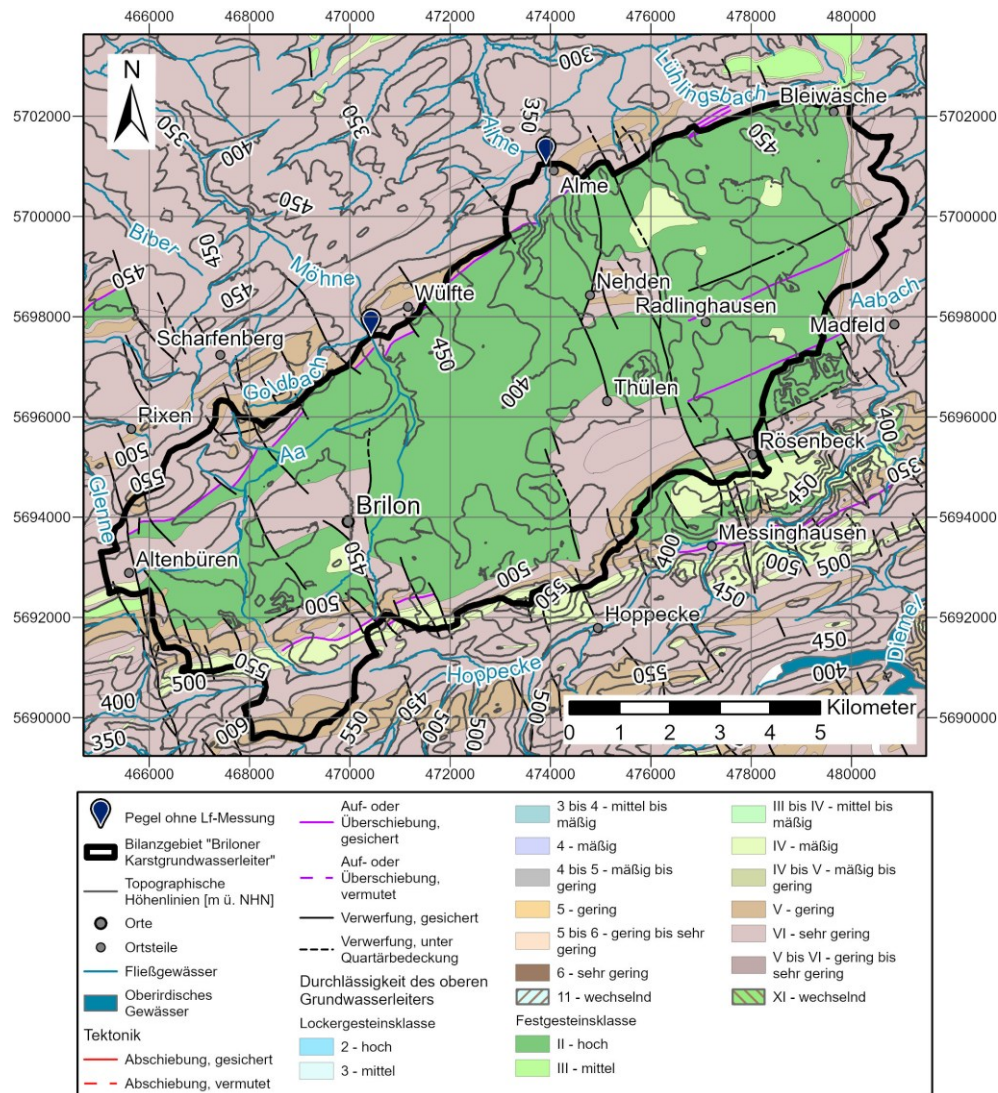


Abbildung 48: Lage des Bilanzgebietes des Briloner Karstgrundwasserleiters (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, LANUV NRW 2022)

5.2.3. Niederschlag

In Abbildung 49 wird beispielhaft die räumliche Niederschlagsverteilung im WWJ 2020 im Bereich des Bilanzgebietes Brilon dargestellt. Eine entsprechende Abbildung der Niederschläge des WWJ 2021 sowie der Winter- und Sommerhalbjahre beider WWJ findet sich im Anhang „Wasserbilanzmodell Brilon“. Tabelle 44 gibt die minimalen, mittleren und maximalen Niederschlagshöhen im Bereich des Bilanzgebietes Briloner Karstgrundwasserleiter wieder.

Die mittleren Jahresniederschläge im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters fallen mit im Mittel ca. 923 mm/a im WWJ 2020 und ca. 841 mm/a im WWJ 2021, um etwa 8 % bzw. 16 % trockener im Vergleich zur mittleren jährlichen Niederschlagshöhe der Kommune Brilon in der Klimanormalperiode 1991-2020 von 1.007 mm/a (LANUV NRW 2023) aus. Wie bereits im Warsteiner Gebiet beobachtet (siehe Kapitel 5.1.3), weist das WWJ 2020 mit 513 mm Niederschlag im Winterhalbjahr und 412 mm im Sommerhalbjahr einen im Vergleich zur Klimanormalperiode 1991-2020 um ca. 18 % geringeren Sommerniederschlag auf (mittlerer Sommerhalbjahresniederschlag in der Klimanormalperiode 1991-2020: 502 mm (LANUV NRW

2023)). Im Gegensatz dazu war das Winterhalbjahr des WWJ 2021 mit ca. 363 mm um ca. 28 % trockener im Vergleich zum mittleren Winterhalbjahresniederschlag in der Klimanormalperiode 1991-2020 von etwa 505 mm (LANUV NRW 2023). Der Niederschlag des Sommerhalbjahres des WWJ 2021 beträgt etwa 450 mm/a und weicht somit um etwa -10 % vom Vergleichswert der Klimanormalperiode ab.

Tabelle 44: Minimum, Maximum und Mittelwert des Niederschlags in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag WWJ 2020						Niederschlag WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	745	23,6	923	29,2	1168	37,0	741	23,5	841	26,6	1072	34,0

In beiden WWJ können die höchsten Niederschläge im Südwesten bzw. im südlichen Randbereich des Briloner Karstgrundwasserleiters beobachtet werden, während die Niederschläge Richtung Norden und Nordosten der Topographie folgend geringer werden. Im WWJ 2021 fallen die Niederschläge insbesondere im östlichen Teil des Bilanzgebietes des Briloner Karstgrundwasserleiters und somit im Einzugsgebiet des Pegels Niederalme geringer im Vergleich zum WWJ 2020 aus. In Übereinstimmung hierzu werden am Pegelstandort Niederalme im WWJ 2021 mit 17,7 Mio. m³/a deutlich geringe oberirdische Abflusssummen im Vergleich zum Vorjahr mit 21,6 Mio. m³/a gemessen (siehe Tabelle 32 in Kapitel 4.4).

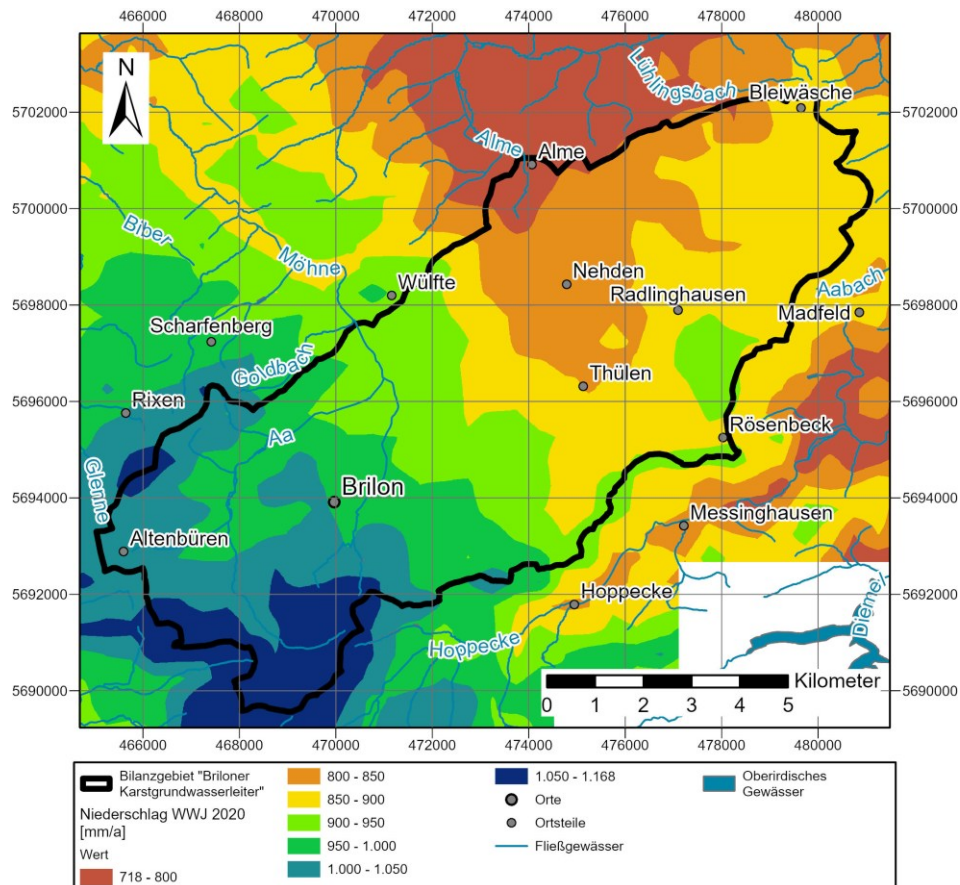


Abbildung 49: Niederschlag im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

5.2.4. Evapotranspiration

Für die mittlere topographische Höhe des Bilanzgebietes Brilon von 437 m ü. NHN wurde eine potenzielle Evapotranspiration von ca. 532 mm/a für das WWJ 2020 und ca. 518 mm/a für das WWJ 2021 hergeleitet (siehe Abbildung 23 in Kapitel 3.5.2). Die in der Folge berechnete räumliche Verteilung der tatsächlichen Evapotranspiration des WWJ 2020 ist in Abbildung 50 dargestellt. Die Abbildung des WWJ 2021 befindet sich im Anhang „Wasserbilanzmodell Brilon“. Tabelle 45 gibt die Minimal-, Mittel- und Maximalwerte der tatsächlichen Evapotranspiration beider WWJ im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters wieder.

Tabelle 45: Minimum, Maximum und Mittelwert der tatsächlichen Evapotranspiration in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Tatsächliche Evapotranspiration WWJ 2020						Tatsächliche Evapotranspiration WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	75	2,4	497	15,7	691	21,9	76	2,4	493	15,6	676	21,4

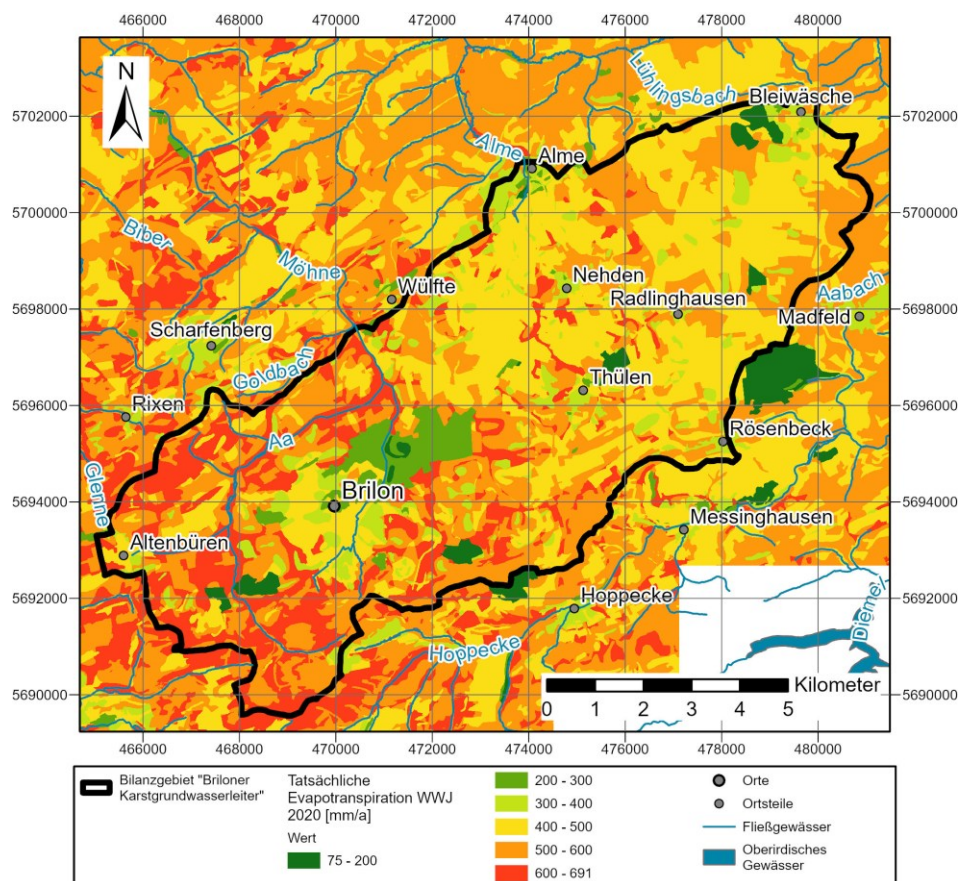


Abbildung 50: Tatsächliche Evapotranspiration im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Die mittlere tatsächliche Evapotranspiration im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters beträgt im WWJ 2020 ca. 497 mm/a. Im WWJ 2021 liegt der Mittelwert bei ca. 493 mm/a und ist damit trotz ca. 80 mm weniger Jahresniederschlag nahezu gleich groß. Dies kann analog

zum Bilanzgebiet Warstein vermutlich auf die höheren Niederschläge im Sommerhalbjahr des WWJ 2021 zurückgeführt werden.

Anhand Abbildung 50 ist der Einfluss der Niederschlagshöhe und der Landnutzung auf die Höhe der tatsächlichen Evapotranspiration gut zu erkennen: So liegen die höchsten Werte, ähnlich dem Warsteiner Gebiet, im Bereich der höchsten Niederschläge im Südwesten des Briloner Karstgrundwasserleiters, während die Evapotranspirationshöhen Richtung Nordosten und Norden tendenziell geringer werden. Dies wird anhand der räumlichen Verteilung der Evapotranspirationshöhen des WWJ 2021 besonders deutlich. Darüber hinaus können die urbanen, versiegelten Bereiche sowie die Lage der Steinbrüche erneut anhand der im Vergleich niedrigen Verdunstungswerte eindeutig abgegrenzt werden.

5.2.5. Gesamtabfluss

Der Gesamtabfluss im WWJ 2020 im Bereich des Briloner Bilanzgebietes wird in Abbildung 51 wiedergegeben. Eine entsprechende Abbildung des WWJ 2021 ist im Anhang „Wasserbilanzmodell Brilon“ enthalten. Der Gesamtabfluss beträgt im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters im Mittel etwa 426 mm/a (ca. 46 % der Jahresniederschlagssumme), im WWJ 2021 ist dieser infolge geringerer Niederschläge bei vergleichbarer Evapotranspiration mit im Mittel ca. 348 mm/a deutlich kleiner (ca. 41 % der Jahresniederschlagssumme) (siehe Tabelle 46).

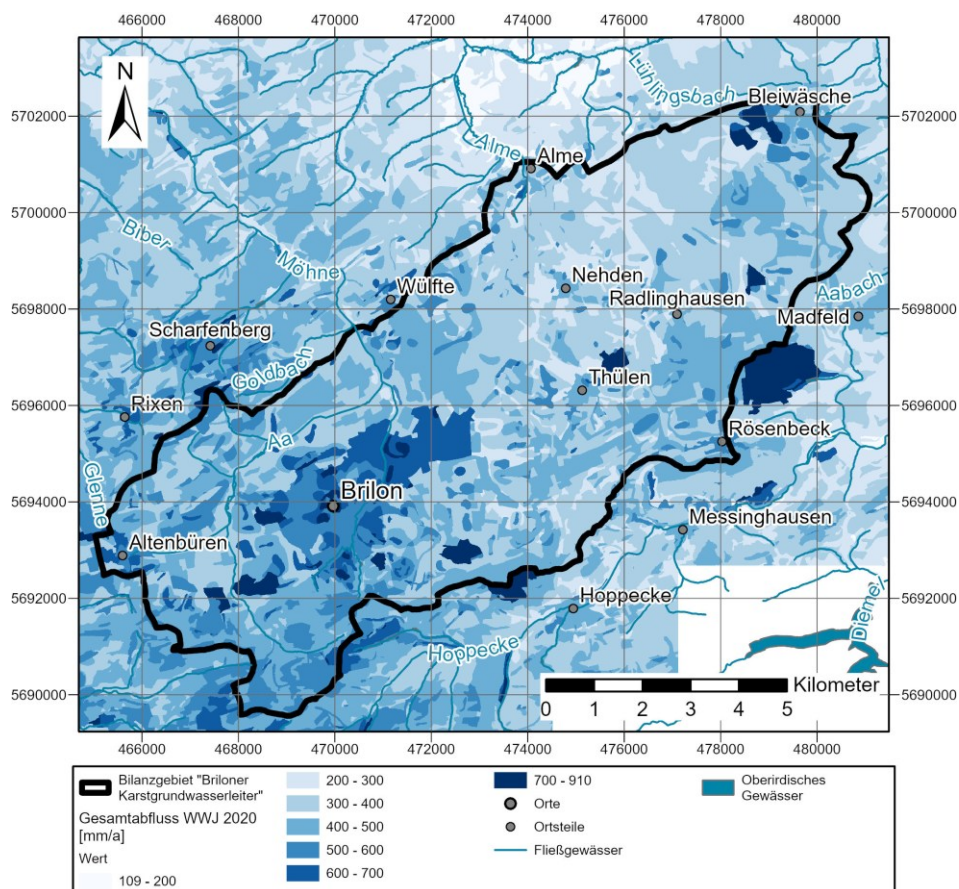


Abbildung 51: Gesamtabfluss im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Wie bereits bei den Gesamtabflüssen im Warsteiner Gebiet beobachtet, befinden sich die höchsten Gesamtabflüsse invers zur räumlichen Verteilung der tatsächlichen Evapotranspiration in den Bereichen mit hohen Versiegelungsanteilen sowie den Steinbruchflächen.

Tabelle 46: Minimum, Maximum und Mittelwert des Gesamtabflusses in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Gesamtabfluss WWJ 2020						Gesamtabfluss WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	170	5,4	426	13,5	910	28,8	152	4,8	348	11,0	830	26,3

5.2.6. Grundwasserneubildung und Direktabfluss

Die aus dem Gesamtabfluss resultierenden Grundwasserneubildungs- und Direktabflussanteile im WWJ 2020 im Bereich des Bilanzgebietes Brilon werden in Abbildung 52 und Abbildung 53 veranschaulicht. Entsprechende Abbildungen des WWJ 2021 und der räumlichen Verteilung der angewendeten BFI-Werte befinden sich im Anhang „Wasserbilanzmodell Brilon“. Tabelle 47 und Tabelle 48 geben einen Überblick über die entsprechenden Minimal-, Mittel- und Maximalwerte.

Tabelle 47: Minimum, Maximum und Mittelwert der Grundwasserneubildung in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Grundwasserneubildung WWJ 2020						Grundwasserneubildung WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	13	0,4	187	5,9	910	28,8	13	0,4	153	4,8	830	26,3

Tabelle 48: Minimum, Maximum und Mittelwert des Direktabflusses in den WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Direktabfluss WWJ 2020						Direktabfluss WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	0	0	240	7,6	884	28,0	0	0	195	6,2	792	25,1

Die mittlere Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasser beträgt im WWJ 2020 ca. 187 mm/a, bei einem Direktabfluss von im Mittel ca. 240 mm/a. Infolge der geringeren Niederschläge bei zugleich äquivalenter Evapotranspiration, fällt die mittlere Grundwasserneubildung im WWJ 2021 mit ca. 153 mm/a um etwa 18 % geringer im Vergleich zum Vorjahr aus. Der Direktabfluss liegt im Mittel bei ca. 195 mm/a.

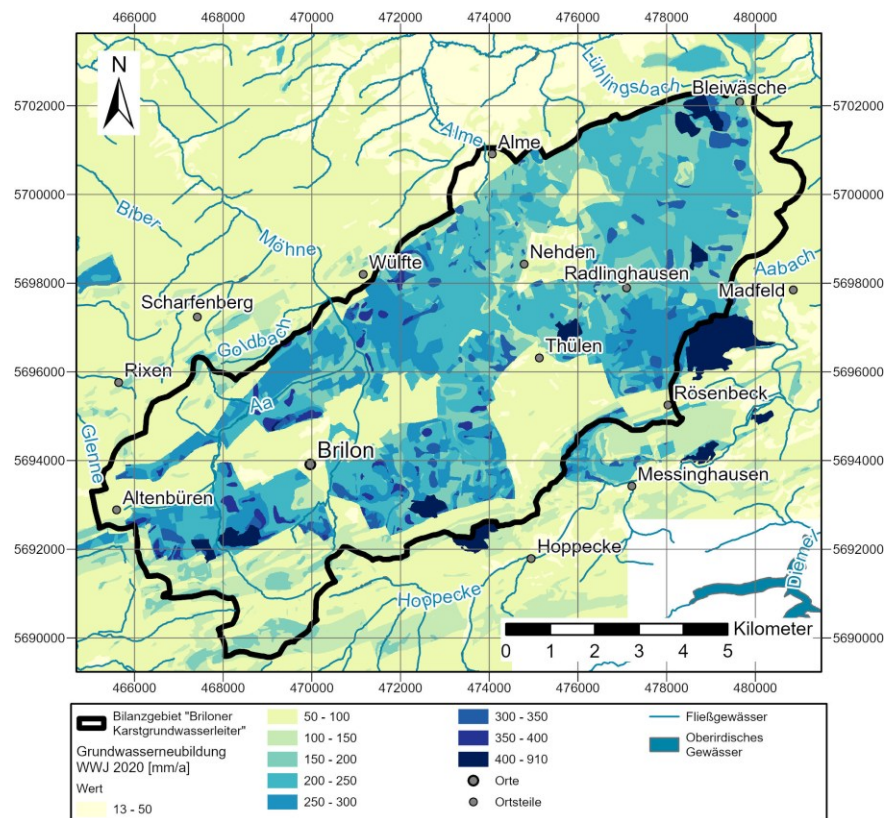


Abbildung 52: Grundwasserneubildung im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

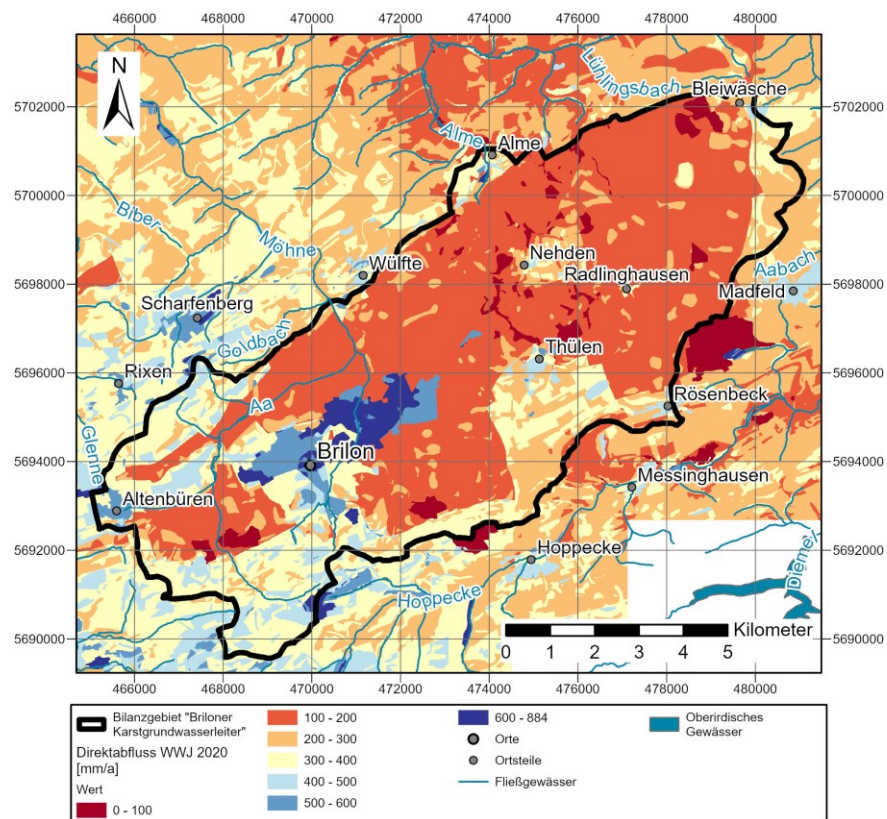


Abbildung 53: Direktabfluss im WWJ 2020 im Bilanzgebiet Brilon (Datengrundlage: LANUV NRW 2022)

Wie bereits in Warstein beobachtet, beläuft sich das Verhältnis aus mittlerer Grundwasserneubildung zum mittleren Gesamtabfluss auch im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters in beiden WWJ auf etwa 0,44 bzw. 44 %.

Anhand der räumlichen Verteilung der Grundwasserneubildungs- und Direktabflusshöhen in Abbildung 52 und Abbildung 53 kann die Ausdehnung des Briloner Karstgrundwasserleiters klar abgegrenzt werden, da dort höhere Grundwasserneubildungshöhen und dementsprechend geringe Direktabflusshöhen infolge der Verkarstung und erhöhten Gesteinsdurchlässigkeit beobachtet werden können. Darüber hinaus ist sowohl die Lage des Scharfenberger Sattels nordwestlich der Ortschaft Scharfenberg als auch des Messinghäuser Sattels im Südosten des Karstgrundwasserleiters aufgrund der dortigen Massenkalkverbreitung gut zu erkennen. Wie auch im Warsteiner Gebiet festgestellt, befinden sich die höchsten Grundwasserneubildungshöhen im Bereich der Steinbruchflächen. Die Stadt Brilon sowie die nordöstlich von dieser gelegenen Industrie- und Gewerbeflächen stellen aufgrund des hohen Versiegelungsgrades Bereiche mit hohen Direktabflüssen dar (siehe Abbildung 53).

In Tabelle 49 werden die Mittelwerte des Gesamt- und Direktabflusses sowie der Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters zusammenfassend dargestellt. Demnach beläuft sich die mittlere lokale Grundwasserneubildung gemäß der GIS-Bilanzierung auf ca. 17,4 Mio. m³/a im WWJ 2020 und ca. 14,2 Mio. m³/a im WWJ 2021 und ist folglich mehr als dreimal so groß wie der entsprechende Wert im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters. Der mittlere Gesamtabfluss der WWJ 2020 und 2021 beträgt ca. 39,7 Mio. m³/a bzw. 32,3 Mio. m³/a.

Tabelle 49: Übersicht über die mittleren Gesamtabfluss-, Grundwasserneubildungs- und Direktabflusswerte im Bilanzgebiet „Briloner Karstgrundwasserleiter“ in den WWJ 2020 und 2021

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Mittelwerte WWJ 2020						Mittelwerte WWJ 2021					
		Gesamtab- fluss		Grundwas- serneubil- dung		Direktabfluss		Gesamtab- fluss		Grundwas- serneubil- dung		Direktabfluss	
		[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]	[mm/ a]	[Mio. m ³ /a]
Bril. Karst- gw.	92,9	426	39,7	187	17,4	240	22,3	348	32,3	153	14,2	195	18,1

5.2.7. Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021

In Tabelle 50 wird die Gesamtwasserbilanz im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiter dargestellt. Um das oberirdische Abflussdefizit an der nördlichen Grenze des Karstgrundwasserleiters zu berechnen, wird hierzu analog zum Warsteiner Karstgrundwasserleiter gemäß Gl. 43 und Tabelle 41 vorgegangen.

Die oberirdischen Zuflüsse aus den angrenzenden Gebieten entsprechen dem Zufluss im Bereich der Briloner Bachschwinden, der durch vier Stichtagsmessungen im Zeitraum März 2020 bis September 2021 näherungsweise ermittelt wurde (siehe Kapitel 4.3). Der oberirdische Abfluss aus dem Karstgrundwasserleiter ist gleich der Summe der Abflüsse am Möhne-Abstrompegel und am Pegel Niederalme in den jeweiligen WWJ (siehe Tabelle 32). Der mittlere Gesamtabfluss im Bereich des Karstgrundwasserleiter beruht auf der GIS-gestützten Wasserbilanzierung und wird Tabelle 49 entnommen. Daten zur Grundwasserförderung zur öffentlichen

Trinkwasserversorgung im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters wurden seitens der Stadtwerke Brilon zur Verfügung gestellt. Weitere Grundwasserentnahmen werden im Rahmen dieser Gesamtwasserbilanz nicht berücksichtigt.

Tabelle 50: Gesamtwasserbilanz des Briloner Karstgrundwasserleiters (ca. 92,9 km²) in den WWJ 2020 und 2021

[Mio. m ³ /a]	WWJ 2020	WWJ 2021	Mittelwert
Zuflusskomponenten			
Oberirdischer Zufluss aus den angrenzenden Gebieten A _{O,Z}	3,1 ± 0,1 ⁽¹⁾	3,1 ± 0,1 ⁽¹⁾	3,1 ± 0,1
Gesamtabfluss im Bilanzgebiet des Karstgrundwasserleiters A _G	39,7 ± 3,3 ⁽²⁾	32,3 ± 3,3 ⁽²⁾	36,0 ± 3,3
Summe Zuflusskomponenten	42,8 ± 3,4	35,4 ± 3,4	39,1 ± 3,4
Abflusskomponenten			
Oberirdischer Abfluss aus dem Karstgrundwasserleiter A _{O,A}	23,7 ± 1,7 ⁽³⁾	20,1 ± 1,4 ⁽³⁾	21,9 ± 1,5
Grundwasserförderung im Gebiet des Karstgrundwasserleiters	1,1	0,9	1,0
Summe Abflusskomponenten	24,8 ± 1,7	21,0 ± 1,4	22,9 ± 1,5
Differenz Abflusskomponenten – Zuflusskomponenten	-18,0 ± 5,1	-14,4 ± 4,8	-16,2 ± 4,9

⁽¹⁾Unsicherheit entspricht der mittleren relativen Standardabweichung von ca. 4 % bei Anwendung des Salztracerverfahrens (siehe Kapitel 3.3.3)

⁽²⁾Unsicherheit entspricht der Genauigkeit der Evapotranspirations-Berechnung nach Renger & Wessolek (1990) von ±20 bis 35 mm/a (gemäß DVWK (1996), siehe Kapitel 5.1.7) und der Anwendung dieser Genauigkeitsspanne auf die Fläche des Bilanzgebietes

⁽³⁾Unsicherheit entspricht dem mittleren Bestimmtheitsmaß R² der aufgestellten W-Q-Beziehungen von etwa ±7 % (siehe Kapitel 4.1.2)

Die Gesamtwasserbilanz des Briloner Karstgrundwasserleiters ergibt demzufolge, dass in beiden WWJ ein signifikantes Abflussdefizit von im Mittel ca. 16,2 Mio. m³/a festgestellt werden kann. Des Weiteren beträgt das mittlere Grundwasserdargebot, welches sich aus der Grundwasserneubildung, der Grundwasserförderung im Bilanzgebiet sowie den allogenen Beiträgen aus den Versinkungen der Bachschwinden zusammensetzt, für die WWJ 2020/2021 ca. 19,9 Mio. m³/a (WWJ 2020: 21,6 Mio. m³/a, WWJ 2021: 18,2 Mio. m³/a).

5.2.8. Diskussion

Die im Rahmen dieser Untersuchung aufgestellte Gesamtwasserbilanz der WWJ 2020 und 2021 bestätigt das bereits in vorangegangenen Untersuchungen (u. a. Eiserlo & Weichelt 1989, Pahlevan 1994, Leichtle 1994) beschriebene oberirdische Abflussdefizit an der nördlichen Grenze des Briloner Karstgrundwasserleiters. Demnach muss ein erheblicher unterirdischer Grundwasserabstrom aus dem Karstgrundwasserleiter heraus stattfinden.

Der Anteil des Abflussdefizits am Jahresniederschlag liegt im WWJ 2020 bei ca. 21 % und bei ca. 18 % im WWJ 2021. Die Anteile belegen somit die Annahme von PAHLEVAN (1994), dass der Anteil des unterirdischen Abflusses etwa 20 bis 30 % des Jahresniederschlages ausmacht.

Ein Vergleich des mittleren Grundwasserdargebotes der WWJ 2020 und 2021 von ca. 19,9 Mio. m³/a mit dem von LEICHTLE (1994) auf der Grundlage von Abflussanalysen ermittelten Mittelwert des Grundwasserdargebotes der WWJ 1988 bis 1992 von 23,7 Mio. m³/a zeigt, dass der in dieser Untersuchung berechnete Wert um ca. 16 % kleiner ausfällt. Dies kann wesentlich durch die höheren Niederschläge im Zeitraum der WWJ 1988 bis 1992 von im Mittel 982 mm/a erklärt werden (WWJ 2020: 923 mm/a, WWJ 2021 841 mm/a). Folglich wird eine hohe Abhängigkeit des Grundwasserdargebotes von den verfügbaren Jahresniederschlägen sichtbar.

Das mittlere Grundwasserdargebot der WWJ 2020/2021 im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiter ist trotz der größeren Einzugsgebietsfläche nur um ca. 18 % größer als der entsprechende Wert im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters. Dies belegt die große Bedeutung des Fremdwasserzustroms für das in Warstein verfügbare Grundwasserdargebot.

Bei einer Bewertung der unterschiedlichen Eingangsgrößen der Gesamtwasserbilanz ist festzuhalten, dass die größte Unsicherheit hinsichtlich der Wassermenge besteht, welche dem Karstgrundwasserleiter über oberirdische Fließgewässer zuströmt und an Bachschwinden in diesem versinkt. Aufgrund der Vielzahl an Bachschwinden konnte diese nur auf Basis von vier Stichtagsmessungen abgeschätzt werden. Hier wären weitere Messungen mit einem engeren zeitlichen Messintervall sinnvoll.

6. Bewertung des Fremdwasserzustroms und dessen Bedeutung für die lokale Wasserversorgung

In diesem Kapitel wird der Fremdwasserzustrom in den Warsteiner Karstgrundwasserleiter auf der Grundlage der in dieser Untersuchung erhobenen Daten und Ergebnisse abschließend erläutert und bewertet. Hierzu wird das für die WWJ 2020/2021 berechnete Fremdwasservolumen diskutiert (Kapitel 6.1) und darauf aufbauend eine Mischungsberechnung durchgeführt (Kapitel 6.2), um die hydrochemischen Eigenschaften des Fremdwassers eingrenzen zu können. In Kapitel 6.3 werden die bestehenden Hypothesen zur Fremdwasserherkunft aus den vorherigen Untersuchungen erörtert und ihre jeweilige Plausibilität vor dem Hintergrund der Ergebnisse dieser Untersuchung und dem aktuellen Stand der Wissenschaft beurteilt. Hierauf folgt die Beschreibung eines hydrogeologischen Modells des Warsteiner Karstgrundwasserleiters (Kapitel 6.4), welches die Erkenntnisse hinsichtlich des Fremdwasserzustroms veranschaulicht und diesen erklären soll. Abschließend wird in Kapitel 6.5 die Bedeutung des Fremdwasserzustroms für die Warsteiner Wasserversorgung diskutiert und Schlussfolgerungen für die zukünftige Nutzung der Ressource abgeleitet.

6.1. Abschätzung des Fremdwasservolumens

Das im Rahmen dieser Untersuchung ermittelte Fremdwasservolumen beträgt ca. 8,4 Mio. m³/a im WWJ 2020 und ca. 6,7 Mio. m³/a im WWJ 2021, sodass zusammengefasst ein mittleres Fremdwasservolumen von ca. 7,6 Mio. m³/a in den WWJ 2020/2021 beobachtet werden kann. Dies entspricht einem Anteil von ca. 18,4 % an der Summe aller Abflusskomponenten aus dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter. Sowohl das mittlere Fremdwasservolumen als auch der genannte Anteil des Fremdwassers an der Gesamtsumme der Abflusskomponenten stellt jeweils den geringsten Wert im Vergleich zu den Ergebnissen der vorangegangenen Untersuchungen zum Fremdwasservolumen dar (siehe Tabelle 51).

So konnten KUNK & SCHÖTTLER (1994) einen Fremdwasseranteil von ca. 31,1 % ermitteln, während BUSCH et al. (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012) ähnliche Anteile von ca. 25,4 % bzw. 23,6 % (bezogen auf ein Bilanzgebiet von 18,2 bzw. 18,5 km²) errechneten. Im Hinblick auf die Untersuchung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) ist wie in Kapitel 2.4 beschrieben zu berücksichtigen, dass im Zuge der damaligen Durchflussmessungen die Einleitung der Kläranlage Warstein in die Wäster miterfasst wurde. Dementsprechend haben BUSCH et al. (2000) eine korrigierte Version der ursprünglichen Wasserbilanzierung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) berechnet, bei der neben einer angepassten Verdunstungsrate auch die Kläranlageneinleitung beachtet und korrigiert wurde. Bei einer nachfolgenden Berücksichtigung der Kläranlageneinleitung bei der Wasserbilanz von KUNK & SCHÖTTLER (1994), ohne dabei die übrigen Eingangsgrößen anzupassen, ergibt sich ein Fremdwasservolumen von ca. 14,1 Mio. m³/a sowie ein Fremdwasseranteil von ca. 27,4 %.

Die Ergebnisse von KOCH et al. (1974) sowie BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007) bleiben an dieser Stelle und in der nachfolgenden Diskussion aufgrund der geringen Datengrundlage (fünf Stichtagsmessungen des oberirdischen Abflusses) bei KOCH et al. (1974) bzw. der fehlerhaften Umsetzung der Bilanzierung bei BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007) (siehe Kapitel 2.4) unberücksichtigt (die jeweiligen Ergebnisse sind in Tabelle 51 rot hinterlegt). Auch

die Wasserbilanz von RÜDE & NAURATH (2012), die für ein Bilanzgebiet von 31,3 km² durchgeführt wurde, wird hier ausgeklammert und stattdessen das Wasserbilanzergebnis für ein Bilanzgebiet von 18,5 km² für eine bessere Vergleichbarkeit herangezogen.

Bei einem Vergleich des Fremdwasservolumens sowie des Fremdwasseranteils an der Summe der Abflusskomponenten dieser Untersuchung mit den Werten der vorangegangenen Arbeiten von KUNK & SCHÖTTLER (1994), BUSCH et al. (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012) sind verschiedene Faktoren zu beachten: Zum einen wurde in der Untersuchung von RÜDE & NAURATH (2012) (wie bereits bei BUCKERMANN (2007) und KÜPER (2007)) mittlere Niederschlagssummen, die auf einem Zeitraum von mehreren Jahre basieren (im Fall von RÜDE & NAURATH (2012) die Klimanormalperiode 1961-1990), verwendet, um den Gesamtabfluss (Summe aus Grundwasserneubildung und Direktabfluss) im Bilanzgebiet zu berechnen. Im Gegensatz dazu verwendeten sowohl KUNK & SCHÖTTLER (1994) als auch BUSCH et al. (2000) die Niederschlagssumme, die im tatsächlichen Messzeitraum der oberirdischen Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) gemessen wurde. KUNK & SCHÖTTLER (1994) selbst nennen hierbei einen Jahresniederschlagswert von 903 mm/a, der den Autoren durch das StAWA Lippstadt zur Verfügung gestellt wurde, während BUSCH et al. (2000) den geringfügig abweichenden Wert der Messstation Warstein im Zeitraum der Abflussmessungen von 899 mm/a (Datengrundlage: DWD) zur Ermittlung des Gesamtabflusses verwenden. Neben der Wahl der Methode zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration (siehe Kapitel 5.1.8) hat somit auch die verwendete Niederschlagssumme einen wichtigen Einfluss auf die Größe des ermittelten Gesamtabflusses im Bilanzgebiet und demnach auf das letztendlich berechnete Fremdwasservolumen. Im Zuge dieser Untersuchung wurde analog zu KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH et al. (2000) der Niederschlag im Zeitraum der kontinuierlichen Durchflussmessungen genutzt, um die Wasserbilanzierung durchzuführen.

Neben dem Niederschlag kann, wie bereits in Kapitel 3.3.3 und 4.5.3 beobachtet und beschrieben, auch die Wahl der Durchflussmessmethode die Größe der ermittelten Durchflüsse und der daraus resultierenden oberirdischen Abflusssummen und somit auch des Fremdwasservolumens beeinflussen. So fallen, obwohl in den beiden WWJ dieser Untersuchung vergleichbare Jahresniederschläge wie im Messzeitraum von KUNK & SCHÖTTLER (1994) beobachtet wurden, die mittleren oberirdischen Abflüsse an den Zustrom- und Abstrompegeln bei KUNK & SCHÖTTLER (1994) um mehr als 30 % größer im Vergleich zu den mittleren Durchflüssen dieser Untersuchung aus (siehe Tabelle 33 in Kapitel 4.5.3). Auch die oberirdischen Abflusssummen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) (siehe Tabelle 51) sind um ca. 30 % größer als die entsprechenden Mittelwerte der WWJ 2020/2021. Während KUNK & SCHÖTTLER (1994) mit einem hydraulischen Messflügel arbeiteten, wurde in dieser Untersuchung überwiegend das Salztracerverfahren angewendet. Unter der vereinfachenden Annahme, dass der beschriebene Unterschied ausschließlich auf die verschiedenen Durchflussmethoden zurückzuführen sei, würde eine Anpassung der Abflusswerte um den Unterschied zwischen den Messverfahren eine Angleichung der jeweiligen Fremdwasservolumina und -anteile aneinander bewirken. Da weitere Faktoren, die die oberirdischen Abflüsse beeinflussen könnten, wie z. B. die zeitliche und räumliche Niederschlagsverteilung oder die Niederschlagsintensität, nicht ausgeschlossen bzw. nachvollzogen und quantifiziert werden können, wird von einer Korrektur der Abflusswerte abgesehen. Dennoch ist dieser Aspekt bei der Bewertung und dem Vergleich der Fremdwasservolumina untereinander zu beachten.

Tabelle 51: Vergleich der Wasserbilanzen und Fremdwasservolumina/-anteile (rot hinterlegte Fremdwasservolumina/-anteile bleiben beim Vergleich/der Diskussion unberücksichtigt)

	KOCH et al. (1974) ⁽¹⁾	KUNK & SCHÖTT- LER (1994)	BUSCH et al. (2000) / BUSCH & EWALD (2000)	BUCKER- MANN (2007) / KÜPER (2007)	RÜDE & NAURATH (2012)		Diese Untersuchung	
Fläche des Bi- lanzgebie- tes [km²]	10	18,2	18,2	31,3	18,5	31,3	23,9	
Nieder- schlag [mm/a]	671 ⁽⁵⁾	903	899	959	1.022		903	888
Zeitraum Nieder- schlags- daten	WWJ 1971	März 1991 – März 1992		1996- 2006	1961-1990		WWJ 2020	WWJ 2021
Zeitraum oberird. Abflussda- ten	WWJ 1971	März 1991 – März 1992					WWJ 2020	WWJ 2021
Zuflusskomponenten [Mio. m³/a]								
Oberird. Zufluss im Süden	10,4	29,4	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾	29,4 ⁽²⁾	22,6	23,4
Oberird. Zufluss im Bilanzge- biet (Ge- samtab- fluss)	3,7	8,0	9,1	7,5	10,0	16,5	11,0	10,2
Summe Zufluss- komp.	14,1	37,4	38,5	36,9	39,4	45,9	33,6	33,6
Abflusskomponenten [Mio. m³/a]								
Oberird. Abfluss im Norden	30,2	48,9	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾	48,9 ⁽²⁾	37,2	35,7
GwEnt- nahme	6,1	5,4	5,5	5,5 ⁽³⁾	5,5 ⁽³⁾	5,5 ⁽³⁾	4,8	4,6
Einleitung der Klär- anlage	-	-	-2,8	-	-2,8	-2,8	-	-
Summe Abfluss- komp.	36,3	54,3 <i>(51,5⁽⁴⁾)</i>	51,6	54,4	51,6	51,6	42,0	40,3
Fremdwasser [Mio. m³/a]								
Differenz Abfluss- komp. – Zufluss- komp. = Fremdw.	22,2	16,9 <i>(14,1⁽⁴⁾)</i>	13,1	17,5	12,2	5,7	8,4	6,7
Anteil Fremd- wasser an Summe Abfluss- komp. [%]	61,2	31,1 <i>(27,4⁽⁴⁾)</i>	25,4	32,2	23,6	11,0	20,0	16,6

⁽¹⁾Mittelwerte aus 5 Datenpunkten (Nov. 1970, Jan. 1971, Mai 1971, Juli 1971, Sept. 1971)

⁽²⁾Daten von KUNK & SCHÖTTLER (1994)

⁽³⁾Daten aus BUSCH et al. (2000)

⁽⁴⁾Wert bei Berücksichtigung der Kläranlagenleitung

⁽⁵⁾Daten der Station Warstein für das WWJ 1971 (Datengrundlage: DWD), KOCH et al. (1974) nennen keine konkreten Werte

Dementsprechend ist eine Bewertung, ob seit dem Zeitpunkt der oberirdischen Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) zu Beginn der 1990er Jahre im Vergleich zu heute (ca. 30 a) eine Abnahme des Fremdwasserdargebotes stattgefunden hat, nicht mit Sicherheit möglich. Zwar liegt das ermittelte mittlere Fremdwasservolumen und der dementsprechende Fremdwasseranteil der WWJ 2020/2021 mit ca. 7,6 Mio. m³/a bzw. 18,4 % unterhalb der Werte, die von KUNK & SCHÖTTLER (1994), BUSCH et al. (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012) ermittelt wurden (12,2 – 14,1 Mio. m³/a, 23,6 – 27,4 %). Dieser Unterschied könnte jedoch auch auf die zuvor beschriebenen Einflussfaktoren wie die Wahl der Durchflussmessmethode, der Methode zur Berechnung der Verdunstung sowie die eingehenden Niederschläge zurückzuführen sein. Aufgrund der vergleichsweise stabilen Fremdwasseranteile wird angenommen, dass das Fremdwasserdargebot, welches dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter unterirdisch zuströmt, weitgehend stabil und konstant ist. Diesbezüglich sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich, um eine fundierte Aussage treffen zu können.

Der Unterschied zwischen dem in dieser Untersuchung für das WWJ 2020 ermittelten Fremdwasservolumen (8,4 Mio. m³/a) und dem des WWJ 2021 (6,7 Mio. m³/a) von ca. 1,7 Mio. m³/a ist mutmaßlich nicht auf einen grundsätzlichen Rückgang des verfügbaren Fremdwasserdargebotes zurückzuführen, sondern wird wesentlich durch die unterschiedliche zeitliche Niederschlagsverteilungen in den beiden WWJ begründet. So konnte im WWJ 2020 ein typisches niederschlagsreiches Winterhalbjahr und ein vergleichsweise trockenes Sommerhalbjahr beobachtet werden (Verhältnis mittlerer Sommerniederschlag zu mittlerem Winterniederschlag im Bilanzgebiet Warsteiner Karstgrundwasserleiter = 0,74), während im WWJ 2021 ein im Vergleich zum Winterhalbjahr deutlich nasser Sommerhalbjahr dokumentiert wurde (Verhältnis Sommerniederschlag zu Winterniederschlag = 1,21) (siehe Kapitel 5.1.3).

Niederschlagsverhältnisse wie sie im WWJ 2020 vorherrschten, galten in ähnlicher Weise auch in den Zeiträumen, in denen die oberirdischen Abflussmessungen von KOCH et al. (1974) und KUNK & SCHÖTTLER (1994) durchgeführt wurden: Gemäß den Niederschlagsdaten der Station Warstein (Datengrundlage: DWD 2022-2023) fielen im Winterhalbjahr des WWJ 1971 352,3 mm Niederschlag, im Sommerhalbjahr 319 mm (Verhältnis Sommerniederschlag zu Winterniederschlag = 0,91). Ohne konkrete Niederschlagshöhen zu benennen, beschreiben KOCH et al. (1974) normale Nasswetterverhältnisse im Winter, auf die ein sehr trockener Sommer und Herbst folgte. Im Winterhalbjahr des WWJ 1991, welches zeitlich vor und zu Beginn der durchgeführten oberirdischen Abflussmessungen von KUNK & SCHÖTTLER (1994) liegt (Messzeitraum: 18.03.1991 – 16.03.1992), wurden 450 mm Niederschlag an der Station Warstein (Datengrundlage: DWD 2022-2023) gemessen. Im folgenden Sommerhalbjahr des WWJ 1991 fielen 356,4 mm Niederschlag (Verhältnis Sommerniederschlag zu Winterniederschlag = 0,79). Aufgrund dieser vergleichbaren Niederschlagsverhältnisse kann der ursprünglich von KOCH et al. (1974) beschriebene und von KOCH & MICHEL (1979) präzierte hydrologische Zyklus eines WWJ, sowohl bei der Untersuchung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) als auch im WWJ 2020 beobachtet und bestätigt werden. Diesem zufolge wird das Fremdwasser im niederschlagsreichen Winterhalbjahr von jungem Karstgrundwasser, welches aus lokaler Grundwasserneubildung gebildet wird, überlagert. Mit abnehmenden Niederschlägen verringert sich die Überlagerung im Laufe des Frühjahrs und Sommers. In der Folge steigt der Anteil des Fremdwasser zunehmend an, bis im Spätsommer und Herbst fast ausschließlich Fremdwasser ausströmt.

Im WWJ 2021 kann hingegen ein hiervon abweichender hydrologischer Zyklus beobachtet werden: Durch das vergleichsweise nasse Sommerhalbjahr liegt auch in diesem eine das Fremdwasser überlagernde Schicht jungen, lokal gebildeten Karstgrundwassers vor. Dies wird

beispielsweise in Abbildung 34 (siehe Kapitel 4.1.5) an der fehlenden Ausbildung eines stabilen Leitfähigkeitsplateaus im Sommerhalbjahr des WWJ 2021 sichtbar, wie dies im Sommerhalbjahr des WWJ 2020 noch der Fall war. Durch die weiterhin bestehende Überschichtung des Fremdwassers im Sommerhalbjahr wird der Ausstrom des Fremdwassers im Wästertal unterdrückt bzw. vermindert und es kann sich in der Folge kein dominierender Fremdwasseranteil in der Wäster ausbilden. Dementsprechend ist das im Vergleich zum WWJ 2020 um ca. 1,7 Mio. m³/a geringere Fremdwasservolumens des WWJ 2021 auf die bestehende Präsenz lokal gebildeten Karstgrundwassers im Sommerhalbjahr aufgrund erhöhter Niederschläge und den demnach abweichenden hydrologischen Zyklus zurückzuführen. Folglich belegt das Ergebnis der Wasserbilanzierung des WWJ 2021 die ursprünglich von KUNK & SCHÖTTLER (1994) anhand hydrochemischer Daten nachgewiesene sowie von BUSCH et al. (2000) mittels Tiefenlotungen bestätigte Grundwasserschichtung im Bereich des Warsteiner Massenkalks (siehe Kapitel 2.4).

In Abbildung 54 werden die zuvor beschriebenen Varianten des hydrologischen Zyklus vergleichend skizziert.

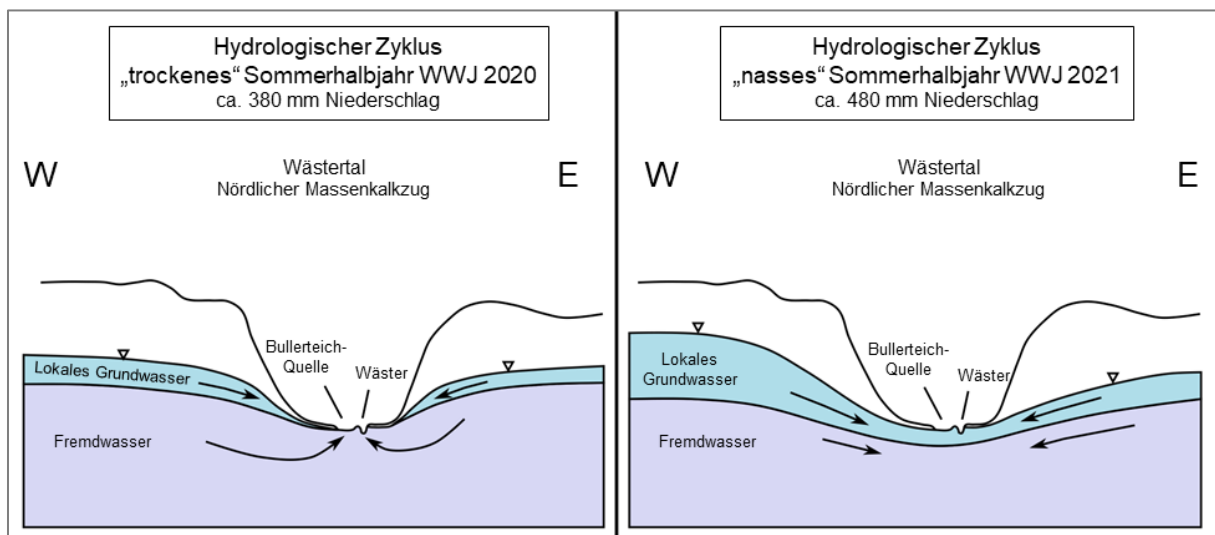


Abbildung 54: Schematische Darstellung der hydrologischen Zyklen der Sommerhalbjahre der WWJ 2020 und 2021

Hinsichtlich der Repräsentativität der Ergebnisse ist anzumerken, dass sowohl die oberirdischen Abflussmessungen von KOCH et al. (1974), KUNK & SCHÖTTLER (1994) als auch die dieser Untersuchungen bei einem Vergleich mit den mittleren Jahresniederschlägen der Klimanormalperiode in der Kommune Warstein (1971-2000: 1.005,8 mm/a, 1991-2020: 1.005,1 mm/a, LANUV NRW 2023) in verhältnismäßig trockenen Jahren durchgeführt wurden.

6.2. Mischungsberechnung

Anhand des in Kapitel 5.1.7 ermittelten und in Kapitel 6.1 diskutierten mittleren Fremdwasservolumens der WWJ 2020/2021 von ca. 7,6 Mio. m³/a ist es möglich die hydrochemischen Eigenschaften des Fremdwassers einzugrenzen. Da Chlorid konservative hydrochemische Eigenschaften aufweist (WISOTZKY et al. 2018), kann auf Grundlage der bekannten Chloridionenkonzentrationen der einzelnen Wasserbilanzkomponenten gemäß Tabelle 41 mithilfe einer Mischungsberechnung die Chloridionenkonzentration des Fremdwassers näherungsweise bestimmt werden. Die entsprechende Mischungsberechnung wird in Tabelle 52 dargestellt. Die der Mischungsberechnung zugrunde liegende Fragestellung ist hierbei, welche Chloridionenkonzentration das Fremdwasser mindestens aufweisen muss, damit es die in Warstein an den Quellen und in den oberirdischen Fließgewässern im Abstrom des Karstgrundwasserleiters beobachteten Chloridionenkonzentrationen erklären kann.

Tabelle 52: Mischungsberechnung zur Abschätzung der Chloridionenkonzentration des Fremdwassers (gelb hinterlegt)

	Mittelwert WWJ 2020/2021 [Mio. m ³ /a]	Anteil an Gesamtzufluss bzw. -abfluss [%]	Mittlere Cl ⁻ -Konzentration [mg/L]
Zuflusskomponenten			
Oberirdischer Zufluss aus dem südlichen Zustromgebiet A _{0,z}	23,0	56	10 ⁽¹⁾
Gesamtabfluss im Bilanz- gebiet des Karstgrund- wasserleiters A _G	10,6	26	0,3 ⁽²⁾
Fremdwasser	7,6	18	405
Summe Zuflusskomponenten	41,2	100	80
Abflusskomponenten			
Oberirdischer Abfluss aus dem Karstgrundwas- serleiter A _{0,A}	36,5	89	70 ⁽³⁾
Grundwasserförderung im Gebiet des Karst- grundwasserleiters	4,7	11	160 ⁽⁴⁾
Summe Abflusskomponenten	41,2	100	80

⁽¹⁾Schätzwert auf Grundlage eigener Leitfähigkeitsmessungen und hydrochemischen Daten aus KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH et al. (2000)

⁽²⁾Mittelwert aus drei Niederschlagswasserproben im nordwestlichen Sauerland, aus EICKERS (2022)

⁽³⁾Schätzwert auf Grundlage eigener Leitfähigkeitsmessungen und hydrochemischen Daten aus KUNK & SCHÖTTLER (1994) und BUSCH et al. (2000)

⁽⁴⁾Mittelwert der Chloridionenkonzentration der Lörmeckequelle im Zeitraum Jan. 1964 – Jan. 2023 (Land NRW 2023)

Da keine eigenen Daten hinsichtlich der Chloridionenkonzentration der oberirdischen Fließgewässer vorliegen, werden mittlere Chloridionenkonzentrationen für die oberirdischen Zuflüsse und Abflüsse auf Grundlage der durchgeführten Leitfähigkeitsmessungen im WWJ 2020/2021 (siehe Tabelle 20 in Kapitel 4.1.5) und den jeweiligen Abflussanteilen am Gesamtzufluss bzw. -abfluss näherungsweise in Tabelle 53 ermittelt. Dies ist möglich, da die spezifische elektrische Leitfähigkeit bei 25°C dividiert durch 100 ungefähr der Äquivalentkonzentration der Anionen

oder Kationen entspricht (WISOTZKY et al. 2018). Der Anteil der Chloridionen an der Anionensumme wird auf Grundlage der Untersuchungen und Analyseergebnisse von KUNK & SCHÖTTLER (1994) sowie BUSCH et al. (2000) abgeschätzt. Für die dem Karstgrundwasserleiter zufließenden oberirdischen Fließgewässer sowie die Standorte Bilsteinbach-Abstrom und Schlagwasser-Abstrom entspricht dieser ca. 20 %. Im Bereich des Lörmecke-Abstroms beträgt der Anteil knapp 30 % und beim Wäster-Abstrom ca. 40 %. Die derartig berechneten Chloridäquivalentkonzentrationen können über die molare Masse des Chlorids in entsprechende Stoffmassenkonzentrationen umgewandelt werden. Über die Multiplikation der Einzelwerte mit dem jeweiligen Abflussanteil ergibt sich abschließend eine mittlere Chloridionenkonzentration des oberirdischen Gesamtzuflusses von ca. 10 mg/L und des Gesamtabflusses von etwa 70 mg/L.

Tabelle 53: Berechnung der mittleren Chloridionenkonzentration des oberirdischen Gesamtzuflusses und -abflusses

Fließgewässer	Zustrompegel			Abstrompegel		
	Mittlerer Abflussanteil am Gesamtzufluss [%]	Mittlere spez. el. Leitfähigkeit der WWJ 2020/2021 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Mittlere Cl-Konzentration [mg/L]	Mittlerer Abflussanteil am Gesamtabfluss [%]	Mittlere spez. el. Leitfähigkeit der WWJ 2020/2021 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Mittlere Cl-Konzentration [mg/L]
Bilsteinbach	13,6	103,6	7,3	6,8	121,5	8,6
Wäster	24,0	246	17,4	57,0	772	109,5
Enkebach	1,7	288	20,4	-	-	-
Wäschebach	5,2	110,1	7,8	-	-	-
Lörmecke	19,6	80,3	5,7	12,6	331	35,2
Schlagwasser	35,9	126,3	9,0	23,6	138,6	9,8
Mittelwert gewichtet nach Abflussanteilen	-	144,8	10,3	-	522,7	69,7

Der Wert der mittleren Chloridionenkonzentration im Niederschlag, welcher für den Gesamtabfluss in Tabelle 52 angesetzt wird, wurde EICKERS (2022) entnommen, welche diesen Wert im Zuge einer Untersuchung im nordwestlichen Sauerland auf Grundlage dreier Niederschlagswasserproben ermittelte. Hierzu wurden die Niederschlagsproben um den Faktor 10 eingedampft, um in den kalibrierten Konzentrations- und Arbeitsbereich, der von der Autorin verwendeten photometrischen Chloridbestimmungsmethode zu gelangen. Nach der Konzentrationsbestimmung in der eingedampften Probe, wurde die ermittelte Chloridionenkonzentration über den Eindampfungsfaktor auf die unverdünnte Probe zurückgerechnet.

Als mittlere Chloridionenkonzentration der Wasserbilanzkomponente der Grundwasserförderung im Gebiet des Karstgrundwasserleiters wird ein Wert von ca. 160 mg/L angenommen. Dieser Wert entspricht näherungsweise dem Mittelwert der Chloridionenkonzentration am Standort des Lörmecke-Quellstollens im Zeitraum Jan. 1964 bis Jan. 2023 (ca. 158,9 mg/L) bzw. dem am Standort der Bullerteich-Quelle im Zeitraum Okt. 1984 bis Feb. 2023 (ca. 156,3 mg/L) (Land NRW 2023). Gemäß JÜRGENLIEMKE (2007) kann dieser Wert darüber hinaus als repräsentativ für die ebenfalls zur Grundwasserförderung genutzte Hillenberg-Quelle II angesehen werden.

Unter der Vorgabe, dass die mittlere Chloridionenkonzentration aller Zuflusskomponenten gleich dem entsprechenden Wert aller Abflusskomponenten sein muss, ergibt sich unter Berücksichtigung der jeweiligen Anteile der Wasserbilanzkomponenten am Gesamtzufluss bzw.

-abfluss eine Chloridionenkonzentration des Fremdwassers von schätzungsweise 405 mg/L im Zeitraum der WWJ 2020/2021.

Der im Rahmen dieser Untersuchung berechnete Wert liegt demnach zwischen den Chloridionenkonzentrationen, die in den vorangegangenen Untersuchungen von BUSCH et al. (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012) für das Fremdwasser mithilfe von Mischungsrechnungen ermittelt wurden: So gaben BUSCH et al. (2000) für das gemäß den Autor*innen aus dem Briloner Raum stammende Fremdwasser eine Chloridionenkonzentration ca. 180 mg/L an, während RÜDE & NAURATH (2012) einen Wert von 1.210 mg/L beschrieben, der sich zu einem Drittel aus einer nördlichen Fremdwasserkomponente aus dem Belecker Raum mit 3.300 mg/L Chlorid und zu zwei Dritteln aus einer aus dem Süden zuströmenden Fremdwasserkomponente mit 180 mg/L Chlorid zusammensetzt (siehe Kapitel 2.4).

6.3. Bewertung bisheriger Hypothesen zur Fremdwasserherkunft

Nachfolgend werden die verschiedenen Hypothesen, die bislang zur Herkunft des Fremdwassers in den vorangegangenen Untersuchungen entwickelt und beschrieben wurden (siehe Kapitel 2.4), vor dem Hintergrund der Ergebnisse dieser Arbeit und dem heutigen Wissenstand eingeordnet und ihre jeweilige Plausibilität geprüft. In Tabelle 54 werden die verschiedenen Hypothesen zusammengefasst dargestellt und bewertet.

Insgesamt wurden bisher vier potenzielle Herkunftsgebiete benannt und diskutiert: Hierbei handelt es sich erstens um das nördlich gelegene Münsterländer Kreidebecken (Hellweg-Gebiet), zweitens das zwischen dem Münsterländer Kreidebecken und dem Warsteiner Sattel gelegene Gebiet des Belecker Sattels, drittens den Briloner Karstgrundwasserleiter im Südosten sowie viertens das im Süden angrenzende Schiefergebirge. Darüber hinaus nennen KOCH et al. (1974) und KOCH & MICHEL (1979) die Option, dass das Fremdwasser durch lokal gebildetes Karstgrundwasser, welches in tiefere Bereiche des Karstgrundwasserleiters versinkt und dort schwach aufgesalzen wird, gebildet wird. Die Autoren führen jedoch an, dass diese Hypothese keine Erklärung für den Abflussüberschuss an der nördlichen Karstgrundwasserleitergrenze bietet, und schließen diese dementsprechend aus.

1. Ein Aspekt, welcher das wesentliche Argument für eine mögliche Herkunft des Warsteiner Fremdwassers im Bereich des **Münsterländer Kreidebeckens** darstellt, sind die dort vorhandenen Solequellen, z. B. entlang des Hellwegs. Wie vom GD NRW (2017) ausgeführt, ist das Münsterländer Kreidebecken aufgrund seiner topographischen Höhenlage und demnach aus hydraulischen Gründen als Ursprungsort für salinare Wässer im Bereich des rechtsrheinischen Schiefergebirges (z. B. Sole von Werdohl) jedoch eher unwahrscheinlich. So liegen die Solequellen des Hellwegs bei ca. 70 bis 100 m ü. NHN, während sich z. B. die Kaiser-Heinrich-Quelle in Belecke auf 256 m ü. NHN und die Bullerteich-Quelle in Warstein auf ca. 297 m ü. NHN befinden (GD NRW 2017, Land NRW 2023). Die Solequellen liegen somit deutlich niedriger als der Warsteiner Karstgrundwasserleiter. Auch unter Einbezug der randlichen Höhenlagen des Münsterländer Kreidebeckens, z. B. im Bereich des Teutoburger Waldes, ist kein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden, um die Fließbewegung nach Warstein erklären zu können: OTTENJANN et al. (2022) entwickelten beispielsweise ein Druckpotenzialmodell des unteren Grundwasserleiters im Bereich des Münsterländer Kreidebeckens, bei dem auch der höchst gelegene Druckpunkt der Fosbergquelle bei

Bielefeld mit 216 m ü. NHN unterhalb der Höhe des Warsteiner Raumes liegt. Dementsprechend ist das Münsterländer Kreidebecken als potenzielles Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers als nicht plausibel einzustufen.

2. Obwohl RÜDE & NAURATH (2012) anhand einer Mischungsberechnung im Rahmen ihrer Untersuchung zeigen konnten, dass die am Kaiser-Heinrich-Brunnen gemessenen Chloridionenkonzentrationen der dortigen salinaren Wässer ungeklärter Herkunft (siehe Kapitel 2.6.1) theoretisch ausreichen würden, um die in Warstein an den Quellen und in den oberirdischen Fließgewässern beobachteten Konzentrationswerte erklären zu können (siehe Kapitel 2.4), kann das Gebiet des **Belecker Sattels** aus denselben, zuvor beschriebenen hydraulischen Gründen als potenzielles Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers ausgeschlossen werden.

Darüber hinaus ist unklar, ob eine Verbindung zwischen dem Belecker und Warsteiner Massenkalk besteht. Geoelektrische Tiefensondierungen, die im Bereich der Möhne Mulde durchgeführt wurden, hatten mit maximal 800 m eine zu geringe Aussagetiefe, um diese Frage abschließend klären zu können (CLAUSEN 1990). CLAUSEN (1990) erachtet eine Verbindung aus paläogeographischen Gründen jedoch für unwahrscheinlich (siehe Kapitel 2.6.2). Aus diesem Grund wurde im geologischen Profilschnitt in Abbildung 8 in Kapitel 2.2 im Bereich der Möhne Mulde händisch ein „?“ als Hinweis auf die ungeklärte Situation ergänzt. Insgesamt wird der Belecker Sattel daher als nicht plausibles Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers eingestuft.

3. Bereits bei der ersten Beschreibung des Warsteiner Fremdwassers durch KOCH et al. (1974) wurde der südöstlich gelegene **Briloner Massenkalk** und der zugehörige Karstgrundwasserleiter als potenzielles Herkunftsgebiet des Fremdwassers benannt. Ein Argument, welches für diese Hypothese spricht, ist das oberirdische Abflussdefizit an der Nordgrenze des Briloner Karstgrundwasserleiters, welches u. a. durch EISERLO & WEICHELT (1989), PAHLEVAN (1994) und LEICHTLE (1994) beschrieben wurde, und welches im Rahmen der vorliegenden Untersuchung auf im Mittel ca. 16,2 Mio. m³/a für den Zeitraum der WWJ 2020/2021 bilanziert wurde (siehe Kapitel 5.2.7). Auch die höhere topographische Lage des Briloner Gebietes (z. B. Moosspringquelle bei ca. 322 m. ü. NHN (Land NRW 2023)) ist ein Aspekt, der für den Briloner Massenkalk als potenzielles Herkunftsgebiet spricht. So ist im Gegensatz zum Münsterländer Kreidebecken und dem Belecker Sattel hier ein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden, der die Fließbewegung nach Warstein ermöglichen könnte.

Im Briloner Raum kann eine ähnliche hydrochemische Situation wie in Warstein, mit einem jüngeren Karstgrundwasser, welches ein älteres, höher mineralisiertes Karstgrundwasser überlagert, beobachtet werden (siehe Kapitel 2.6.7). Die dokumentierten Chloridionenkonzentrationen von beispielsweise bis ca. 130 mg/L an der Briloner Moosspringquelle (TEPNER 2019) oder ca. 150 mg/L am Almequellenteich (KOCH 1984b, KOCH & VOGEL 1995) fallen jedoch deutlich geringer aus als die näherungsweise für die WWJ 2020/2021 per Mischungsberechnung ermittelte Chloridionenkonzentration des Fremdwassers von ca. 405 mg/L (siehe Kapitel 6.2). Dementsprechend müsste das Briloner Karstgrundwasser auf dem Fließweg nach Warstein eine Aufkonzentrierung oder Aufsalzung durch eine unbekannte salinare Komponente erfahren, um der genannten Fremdwasserkonzentration entsprechen zu können.

Der Fließweg in Richtung des Warsteiner Karstgrundwasserleiters ist aus verschiedenen Gründen unklar: So ist die Erstreckung des Altenbürener Lineaments, welches den Briloner Massenkalk an seinem Westrand begrenzt (GD NRW 2017) und welches von BUSCH et al. (2000) als potenzielle Wegsamkeit genannt wird, insbesondere im Bereich zwischen dem Warsteiner Sattel und dem Scharfenberger Sattel strittig (siehe Kapitel 2.6.4). Darüber hinaus konnte eine Verbindung des Massenkalks des Scharfenberger Sattels, welcher zwischen Warstein und Brilon liegt, mit dem Warsteiner Massenkalk mithilfe von geoelektrischen Sondierungen ausgeschlossen werden (CLAUSEN 1990) (siehe Kapitel 2.6.6). Ergänzend dazu ist unklar, weshalb das unterirdisch aus dem Briloner Karstgrundwasserleiter herausströmende Grundwasser präferenziell Richtung Warstein fließen sollte, sofern keine z. B. tektonisch vorgegebenen Wegsamkeiten existieren.

Zusammenfassend wird der Briloner Massenkalk aufgrund der vielen ungeklärten Aspekte als unwahrscheinliches bis nicht plausibles Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers bewertet.

4. Für einen Fremdwasserzustrom aus dem **südlich** an den Warsteiner Karstgrundwasserleiter **angrenzenden Schiefergebirge** spricht u. a., dass aufgrund der Höhenlinie des Plackwaldes mit ca. 500 m ü. NHN bis 550 m ü. NHN (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) ein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden wäre, um diesen anzutreiben. Auch das im Süden an die Plackwaldhöhe anschließende Ruhrtal liegt mit ca. 250 bis 350 m ü. NHN (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) zum Teil höher als beispielsweise die Warsteiner Bullerteich-Quelle mit ca. 297 m ü. NHN (Land NRW 2023). Der Fremdwasserzustrom wäre hierbei über die Klüfte und Störungen in den gering leitenden karbonischen Gesteinsschichten möglich (KOCH et al. 1974) und auch erforderlich, da eine Tieferenerstreckung des Warsteiner Massenkalks nach Süden über die Warsteiner Südrand-Störung hinaus mithilfe von geoelektrischen Sondierungen ausgeschlossen werden konnte (CLAUSEN 1990) (siehe Kapitel 2.6.5). KOCH & MICHEL (1979) vermuten, dass die Karstspalten des Warsteiner Massenkalks bis an die umgebenden Gesteinsschichten heranreichen und mit diesen hydraulisch in Verbindung stehen, was einen potenziellen Fremdwasserzustrom aus südlicher Richtung begünstigen würde.

Dem Fremdwasserzustrom aus dem südlichen Schiefergebirge steht entgegen, dass die Grundwässer, die in diesem Bereich vorliegen, nur gering mineralisiert sind und dementsprechende geringe Chloridionenkonzentrationen (ca. 25 mg/L Cl⁻ (KOCH et al. 1974)) aufweisen. Analog zum zuvor beschriebenen Beispiel des Briloner Massenkalks müsste demnach eine Aufsalzung des von Süden zuströmende Fremdwassers über eine bisher unbekannte, ergänzende salinare Komponente erfolgen.

Abgesehen von der fraglichen Salzherkunft, kann das südlich gelegene Schiefergebirge als potenzielles mögliches Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers angesehen werden.

Tabelle 54: Zusammenfassende Übersicht und Bewertung der bisherigen Hypothesen zur Fremdwasserherkunft

Potenzielles Herkunftsgebiet	Literaturquelle	Hydrochemische Aspekte	Hydraulische/volumetrische Aspekte	Bewertung
Münsterlander Kreidebecken	KOCH et al. (1974), KOCH & MICHEL (1979)	+ Solevorkommen	- potenzielles Herkunftsgebiet liegt niedriger als das Warsteiner Gebiet → kein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden, um die Fließbewegung nach Warstein zu begründen	Nicht plausibel: Das Herkunftsgebiet kann aufgrund der nicht begründbaren Fließbewegung nach Warstein ausgeschlossen werden.
Belecker Sattel	RÜDE & NAURATH (2012)	+ ausreichende Cl ⁻ -Konzentration vorhanden (Kaiser-Heinrich-Brunnen mit ca. 3 g/L Cl ⁻), um Warsteiner Werte erklären zu können	- potenzielles Herkunftsgebiet liegt niedriger als das Warsteiner Gebiet → kein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden, um die Fließbewegung nach Warstein zu begründen	Nicht plausibel: Das Herkunftsgebiet kann aufgrund der nicht begründbaren Fließbewegung nach Warstein ausgeschlossen werden.
Briloner Massenkalk	KOCH et al. (1974), KOCH & MICHEL (1979), BUSCH et al. (2000), BUSCH & EWALD (2000)	- Cl ⁻ -Konzentration zu gering, um Warsteiner Werte erklären zu können - daher zusätzliche, bisher unbekannte Salzkomponente bzw. Aufkonzentrierung auf dem Fließweg erforderlich	+ Abflussdefizit in der Größenordnung des Warsteiner Fremdwassers vorhanden + Herkunftsgebiet liegt höher als Warstein → hydraulischer Gradient vorhanden, um Fließbewegung nach Warstein zu begründen - Fließweg unklar - Ursache für präferenzielles Fließen in Richtung Warstein unklar	Aufgrund unklarer Salzherkunft und Fließweg unwahrscheinlich bis nicht plausibel.
Südlich gelegenes Schiefergebirge	KOCH et al. (1974), RÜDE & NAURATH (2012)	- unbekannte Salzkomponente bzw. Aufkonzentrierung auf dem Fließweg	+ Herkunftsgebiet liegt höher als Warstein → hydraulischer Gradient vorhanden, um Fließbewegung nach Warstein zu begründen + Zustrom über Klüfte und Störungen	Potenziell möglich, jedoch unklare Salzherkunft
Versinkung lokal gebildeten Grundwassers und Aufsalzung in tieferen Bereichen des Karstgrundwasserleiters	KOCH et al. (1974), KOCH & MICHEL (1979)		- keine Erklärung für den Abflussüberschuss an der nördlichen Karstgrundwasserleitergrenze	Nicht plausibel

6.4. Hydrogeologisches Modell des Warsteiner Fremdwasserzustroms

Aufbauend auf den Ergebnissen dieser Untersuchung sowie den bisherigen Hypothesen zur Fremdwasserherkunft wurde ein hydrogeologisches Modell des Warsteiner Sattels entwickelt, welches nachfolgend beschrieben wird und dass den beobachteten Fremdwasserzustrom und die damit zusammenhängenden Beobachtungen im Warsteiner Gebiet erklären soll. Das hydrogeologische Modell wird anhand des geologischen Profilschnittes in Abbildung 55, der geologischen Karte in Abbildung 57 sowie der schematischen Darstellung in Abbildung 59 visualisiert und dargestellt.

Diesem hydrogeologischen Modell zufolge setzt sich der unterirdische Fremdwasserzustrom in den Warsteiner Karstgrundwasserleiter aus zwei Komponenten zusammen: Eine Komponente stellt der gering mineralisierte Grundwasserzustrom aus dem südlich an den Karstgrundwasserleiter angrenzenden Schiefergebirge dar. Die zweite Komponente wird durch den Zustrom eines salinaren Grundwassers aus größerer Tiefe entlang tiefgreifender Störungsbahnen gebildet.

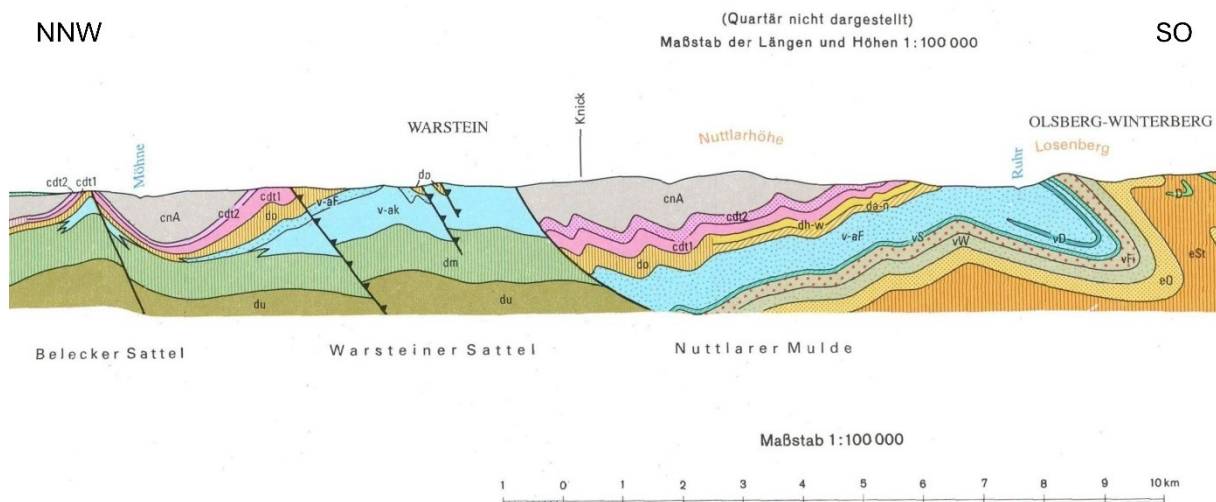


Abbildung 55: Ausschnitt des geologischen Profilschnittes C-D im Bereich des Warsteiner Sattels und der südlich angrenzenden Gebiete. Der Profilschnitt wurde der Geologischen Karte 1 : 100.000 von NRW, Blatt C 4714 Arnsberg (VON KAMP 1998) entnommen. Die Lage des Profilschnittes ist in Abbildung 57 dargestellt (Beschreibung ausgewählter Kürzel: v-ak: Massenkalk, v-aF: Flinz-Schichten, Nuttlar-Schichten und Wallen-Schichten, cdt1: Bromberg-, Hillershausen-, Hardt-, Kahlenberg- und Obere Hangenberg-Formation, cnA: Arnsberg-Formation).

Der Fremdwasserzustrom aus dem südlichen angrenzenden Schiefergebirge entstammt hierbei aus dem Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes sowie Teilen des südlich angrenzenden Ruhrtals (vor allem dem Bereich nördlich der Ruhr) und wird durch die höhere topographische Lage der Plackwaldhöhe („Nuttlarhöhe“ in Abbildung 55) und von Teilen des Ruhrtals („nördliche Höhen des Ruhrtals“ in Abbildung 59) im Vergleich zum Warsteiner Gebiet hydraulisch ermöglicht. Demnach verfügt der Warsteiner Karstgrundwasserleiter über ein nach Süden bis ins Gebiet des Ruhrtals und somit über die Grenze des oberirdischen Einzugsgebietes hinaus erweitertes unterirdisches Einzugsgebiet.

Neben den Klüften und den Störungen (KOCH et al. 1974) im Bereich der sehr gering leitenden oberkarbonischen Arnsberg-Formation (HELLWEG et al. 2008), stellen insbesondere die unterkarbonische Hillershausen-Formation (Kulm-Kieselkalke) sowie die mittel- bis oberdevonischen Flinz-Schichten potenziell geeignete Wegsamkeiten der südlichen Fremdwasserzustromkomponente dar. So wird die Hillershausen-Formation sowie die westlich auf Höhe der Stadt Meschede an diese anschließende Hellefeld-Formation (Hellefeld-Kalke) (siehe Abbildung 57) durch den GD NRW (2017) als örtlich bedeutsame Grundwasserleiter beschrieben. Des Weiteren wird die Hillershausen-Formation in der Hydrogeologischen Karte 1 : 50.000 von NRW, Blatt Büren, als mäßig durchlässiger ($>1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) Grundwasserleiter eingestuft (HELLWEG et al. 2008).

Die gering mineralisierte, südliche Fremdwasserzustromkomponente wird durch die lokale Grundwasserneubildung im Bereich des nach Süden erweiterten unterirdischen Einzugsgebietes des Warsteiner Karstgrundwasserleiters gebildet und fließt dem Schichteinfallen des südlichen Flügels der Nuttlarer Mulde folgend nach Norden in Richtung Warstein. Dort steigt es entlang der Warsteiner Südrand-Störung nach oben und tritt in der Folge in den hydraulisch in Verbindung stehenden Karstgrundwasserleiter (KOCH & MICHEL 1979) über. Ein derartiger Fließweg über die im Süden des Warsteiner Karstgrundwasserleiters anschließenden Flinz-Schichten wurde bereits von KOCH et al. (1974) im Profilschnitt ihrer hydrogeologischen Karte angedeutet (siehe rote Markierung in Abbildung 56).

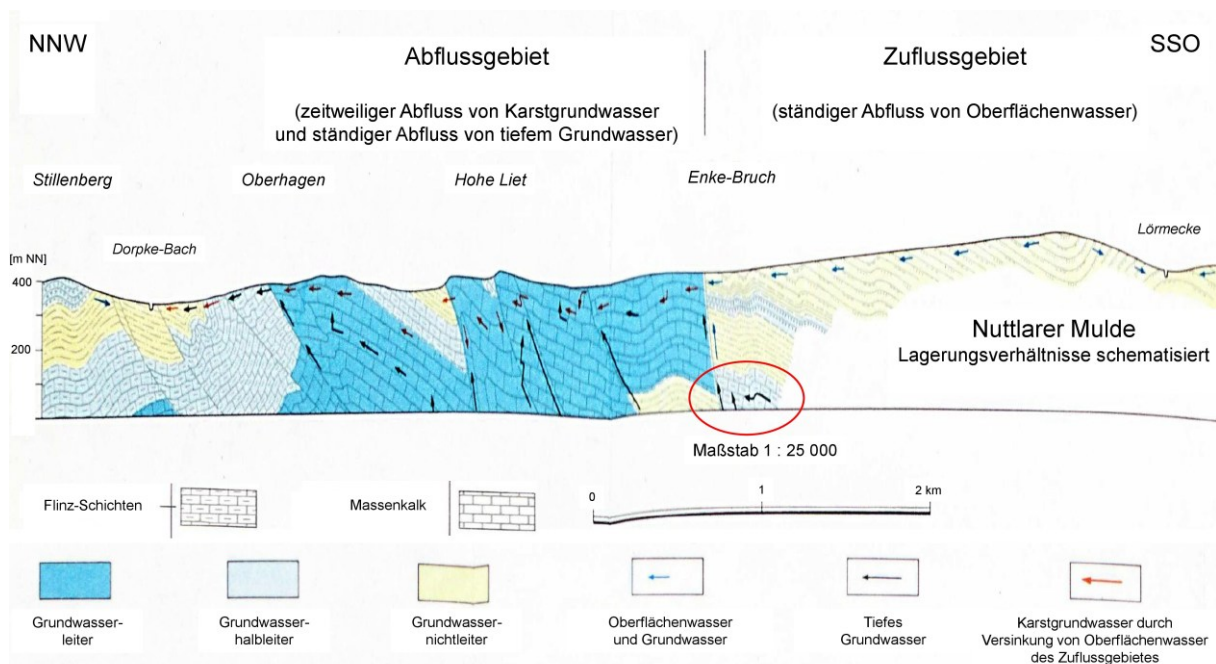


Abbildung 56: Überhöhter Ausschnitt des Profilschnittes der Hydrogeologischen Karte 1 : 50.000 durch den Warsteiner Massenkalk von KOCH et al. (1974). Die Lage des Profilschnitts ist in Abbildung 57 dargestellt (rote Markierung: Fließweg des tiefen Grundwassers über die im Süden des Karstgrundwasserleiters anschließenden Flinz-Schichten).

Um zu überprüfen, ob ein Fremdwasserzustrom aus dem südlich gelegenen Schiefergebirge in der Größenordnung des mittleren Fremdwasservolumens der WWJ 2020/2021 von ca. 7,6 Mio. m^3/a plausibel ist, wird eine Abschätzung des hierfür erforderlichen k_f -Wertes gemäß der DARCY-Gleichung (1856) (siehe Gl. 44) durchgeführt.

$$Q = k_f * A * i \quad \text{Gl. 44}$$

mit:

Q	Fremdwasservolumen [m³/s]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
A	Südliche Kontaktfläche zw. Massenkalk und den angrenzenden Gesteinen [m²]
i	hydraulischer Gradient = Höhendifferenz / Entfernung der Messpunkte [-]

Die Berechnung der Kontaktfläche A zwischen Massenkalk und den südlich angrenzenden Gesteinseinheiten erfolgt über die Länge der südlichen Karstgrundwasserleitergrenze von ca. 8.700 m (Wert im GIS näherungsweise bestimmt) und unter Annahme einer Massenkalkmächtigkeit von ca. 200 m (KREBS & WACHENDORF (1979) nennen für diesen eine Mächtigkeit von mindestens 200 m, siehe Kapitel 2.2). Da keine Grundwassermessstellen im Bereich des südlichen Zustromgebietes vorhanden sind, die die Erstellung eines Grundwassergleichensplans ermöglichen, wird der hydraulische Gradient i mithilfe der topographischen Höhenlagen der Quellen im südlichen Zustromgebiet im Vergleich zur Höhenlage der Karstgrundwasserleitersüdgrenze näherungsweise im GIS ermittelt, sodass ein mittlerer Wert von ca. 0,062 für i abgeschätzt werden konnte. Dementsprechend müssten die südlich an den Karstgrundwasserleiter angrenzenden Gesteinseinheiten einen Durchlässigkeitsbeiwert k_f von ca. $2,2 * 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ aufweisen, um das in den WWJ 2020/2021 in Warstein beobachtete Fremdwasser erklären zu können. Dieser Wert entspricht gemäß der Hydrogeologischen Karte 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) der gering durchlässigen Durchlässigkeitsklasse V, welche im Intervall der Durchlässigkeitsbandbreite der südlich angrenzenden Gesteinseinheiten (z. B. Arnsberg-Formation, Hillershausen-Formation) laut HELLWEG et al. (2008) liegt (siehe Tabelle 2 in Kapitel 2.3). Folglich kann eine südliche Fremdwasserzustromkomponente in der Größenordnung des mittleren Gesamtfremdwasserzustroms der WWJ 2020/2021 als plausibel erachtet werden.

Um die Größenordnung der Fließgeschwindigkeit der südlichen Fremdwasserzustromkomponente und die hieraus resultierende Fließdauer von den Neubildungsgebieten im nördlichen Ruhrtal bis zum Karstgrundwasserleiter näherungsweise abzuschätzen, wird die folgende Gleichung angewendet (siehe Gl. 45, zitiert aus HÖLTING & COLDEWEY 2013):

$$v_a = \frac{k_f * i}{n_e} \quad \text{Gl. 45}$$

mit:

v_a	Abstandsgeschwindigkeit [m/s]
n_e	effektiver Hohlraumanteil [-]

Für die näherungsweise Berechnung der Abstandsgeschwindigkeit wird für den Durchlässigkeitsbeiwert k_f der zuvor abgeschätzte Wert von $2,2 * 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ und für den hydraulischen Gradienten i erneut 0,062 angesetzt. In Anlehnung an KUHR et al. (2014) wird der effektive Hohlraumanteil auf ca. 1 % abgeschätzt. Hierbei handelt es sich um den Mittelwert aus den von KUHR et al. (2014) genannten Werten für den mittleren nutzbaren Hohlraumanteil von paläozoischen Sedimentgesteinen von 0,3 % und paläozoischen Kalksteinen von 1,75 %.

Unter Annahme der genannten Werte ergibt sich hieraus eine Fließgeschwindigkeit in der Größenordnung von ca. 400 m/a. Bei einem Fließweg von ca. 10 km folgt eine Fließdauer von ca. 25 a. Demnach handelt es sich bei der südlichen Fremdwasserzustromkomponente nicht um ein fossiles Wasser, sondern um eine Grundwasserkomponente, die regelmäßig erneuert wird und über den Zeitraum von Dekaden am Wasserkreislauf teilnimmt.

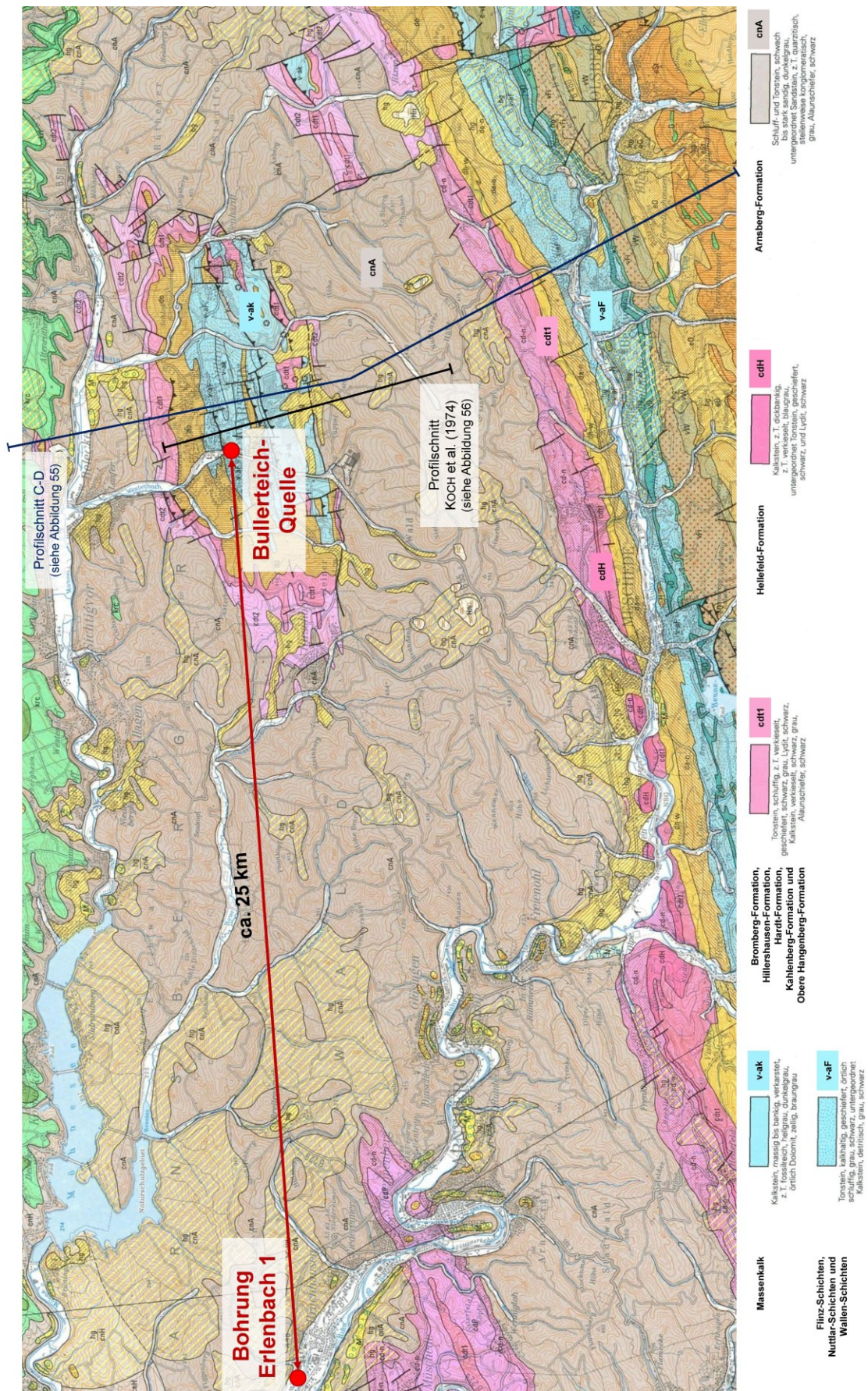


Abbildung 57: Lage der Thermalsole der Erlenbach 1-Bohrung und des Warsteiner Sattels (Ausschnitt der Geologischen Karte 1 : 100.000 von NRW, Blatt C 4714 Arnsberg (VON KAMP 1998))

Aufgrund der geringen Chloridionenkonzentrationen der Grundwässer im südlich angrenzenden unterirdischen Einzugsgebiet (z. B. 7 bis 18 mg/L Cl⁻ im Bereich der unterkarbonischen Kalksteine (THOME 1968), 18 bis 25 mg/L Cl⁻ im Bereich der oberkarbonischen Arnsberg-Formation (KOCH et al. 1974)), reicht die südliche Fremdwasserkomponente nicht aus, um das Warsteiner Fremdwasservorkommen alleinig erklären zu können. Daher wird angenommen, dass die südliche Fremdwasserkomponente den Zustrom eines salinaren Grundwassers aus größerer Tiefe erfährt, welches entlang tiefgreifender Störungsbahnen wie z. B. der Warsteiner Südrand-Störung aufsteigt.

Die Existenz derartiger salinarer Wässer und Solen im Gebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges kann anhand einzelner Beispiele belegt werden: So existierte bei Werdohl an der Lenne im 17. und 18. Jahrhundert eine Saline, in der Salz aus einer 4- bis 6-%ige Sole, die über Brunnen gefördert wurde, gewonnen wurde. Die Salzproduktion wurde jedoch Ende des 18. Jahrhunderts infolge mangelnder Rentabilität eingestellt (MICHEL et al. 1998, GD NRW 2017). Weitere Salzwasser- und Solevorkommen konnten u. a. in Altena und Iserlohn beobachtet werden (CARLÉ 1975, MICHEL et al. 1998, GD NRW 2017).

Im Hinblick auf das Warsteiner Fremdwasser besonders interessant ist die Thermalsole, die im Jahr 2006 westlich von Arnsberg in der Bohrung Erlenbach 1 in einer Kluft im Bereich einer Störungszone in 583 m Tiefe in unterkarbonischen Kalksteinen erbohrt wurde (GD NRW 2017, UBA 2020). Die Thermalsole weist eine Salzkonzentration von ca. 4 % (ca. 40 g/L NaCl) und eine Wassertemperatur von ca. 25°C auf, tritt artesisch an der Geländeoberfläche aus (Erlenbach 1 bei 166 m ü. NHN (GD NRW 2017)) und wird zur Befüllung mehrerer Solebecken des dortigen Freizeitbades und zur Belieferung eines Gradierwerkes verwendet (GD NRW 2017, UBA 2020, Stadtwerke Arnsberg 2023). Da die Salzkonzentration seit der Erschließung weitestgehend konstant ist, geht der GD NRW (2017) von einem ergiebigen Solevorkommen aus. Die Bohrung Erlenbach 1 befindet sich in knapp 25 km Luftlinie westlich der Warsteiner Bullerteich-Quelle, am östlichen Rand des Remscheid-Altenaer Sattels und liegt somit in direkter südwestlich-westlicher Verlängerung des Belecker und Warsteiner Sattels (siehe Abbildung 57). Eine direkte Verbindung des Remscheid-Altenaer Sattels mit dem Warsteiner Sattel ist laut dem GD NRW (2017) jedoch nicht nachweisbar. Dennoch kann das Arnsberger Thermalsolevorkommen als Nachweis für salinare Wässer in der Nähe des Warsteiner Sattels herangezogen werden.

Während die beschriebenen Salzwasser- und Solekommen im rechtsrheinischen Schiefergebirge in der Vergangenheit, der damaligen Lehrmeinung entsprechend, mit den Solequellen des Münsterländer Kreidebeckens in Verbindung gebracht wurden (FRICKE 1961, 1967, CARLÉ 1975), wird dies aus den in Kapitel 2.6.1 und 6.3 dargestellten hydraulischen Gründen inzwischen als nicht plausibel erachtet (Solequellen des Hellweges: 70-100 m ü. NHN, Erlenbach 1: 166 m ü. NHN Werdohl: 180 m ü. NHN (GD NRW 2017)), sodass nach aktuellem Forschungsstand davon ausgegangen wird, dass die Solevorkommen aus altpaläozoischen Schichten in größerer Tiefe stammen (MAY et al. 1996, MICHEL et al. 1998, GD NRW 2017).

Gemäß dem GD NRW (2017) haben nicht näher genannte Untersuchungen gezeigt, dass der hydraulische Gradient zwischen den Grundwasserpotenzialen in höheren Lagen und denen in tiefer liegenden Talbereichen ausreiche, um den Soleaufstieg anzutreiben. Eine Voraussetzung für den Austritt dieser Wässer an der Geländeoberfläche ist jedoch die Existenz von Aufstiegsbahnen, z. B. in Form von Störungen oder Karströhren (siehe Abbildung 58) (GD NRW 2017). Auch MAY et al. (1996) zeigten mithilfe numerischer Modellierungen, dass unter

Überdruck stehende Solen aus einigen Kilometern Tiefe entlang und fokussiert auf durchlässige Störungsbahnen an die Geländeoberfläche steigen und das dortige lokale Grundwasser beeinflussen können. Im Falle des Warsteiner Karstgrundwasserleiters könnte u. a. die Warsteiner Südrand-Störung, welche bereits seit dem Mitteldevon in verschiedenen Formen besteht (KREBS & WACHENDORF 1979) (siehe Kapitel 2.2), eine derartige Aufstiegsbahn darstellen. Darüber hinaus passt die von BUSCH et al. (2000) beschriebene Bindung des Fremdwassers an tektonische Elemente (siehe Kapitel 2.4) zu dieser Modellvorstellung. Topographische Hochlagen, die den Soleaufstieg im Warsteiner Gebiet hydraulisch antreiben könnten, könnten die eingangs beschriebene südlich gelegene Plackwaldhöhe bzw. die nördlichen Höhen des Ruhrtales darstellen, die auch den Zustrom der südlichen Fremdwasserzustromkomponente nach Warstein hydraulisch ermöglichen. Diesbezüglich sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich.

Anhand einer Mischungsberechnung ist es möglich, den Anteil der salinaren Fremdwasserkomponente am gesamten Fremdwasservolumen zu bestimmen, der erforderlich ist, um die Chloridionenkonzentration des Fremdwasser von schätzungsweise 405 mg/L im Zeitraum der WWJ 2020/2021 abbilden zu können. Hierzu wird angenommen, dass die Natriumchloridkonzentration der aufsteigenden Sole, der der Bohrung Erlenbach 1 in Arnsberg entspricht (40 g/L NaCl, d. h. ca. 24,4 g/L Cl⁻). Für die südliche Fremdwasserzustromkomponente wird in Anlehnung an die Chloridionenkonzentrationen in den karbonischen Gesteinseinheiten (THOME 1968, KOCH et al. 1974) eine Konzentration von 20 mg/L angesetzt. Die Mischungsberechnung zeigt, dass die für die WWJ 2020/2021 ermittelte Chloridionenkonzentration des Fremdwasser von etwa 405 mg/L bereits durch einen Anteil der aufsteigenden Sole von 2 %, bei einem 98 %igen Anteil der südlichen Fremdwasserkomponente, erreicht werden kann.

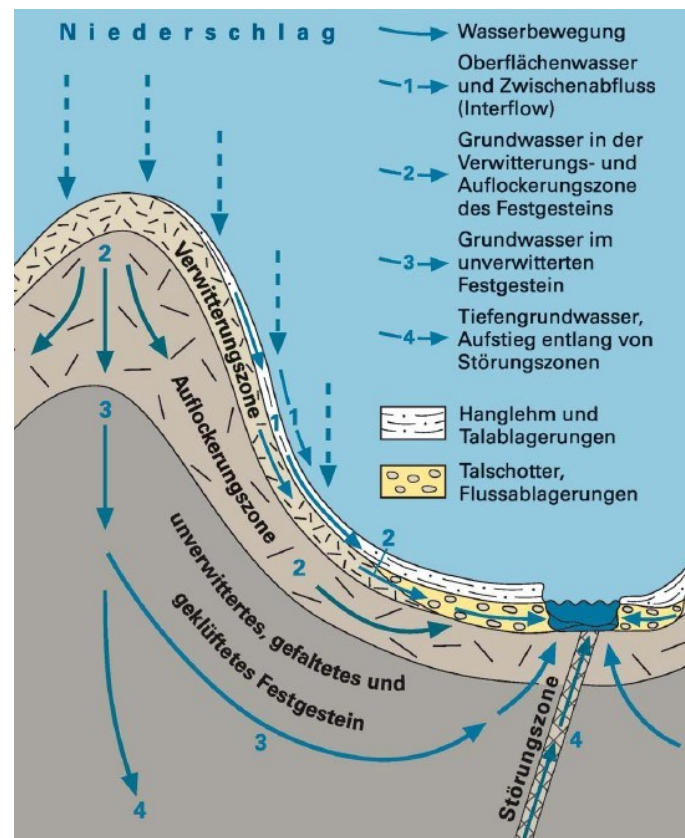


Abbildung 58: Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge (schematisch, überhöht) (GD NRW 2017)

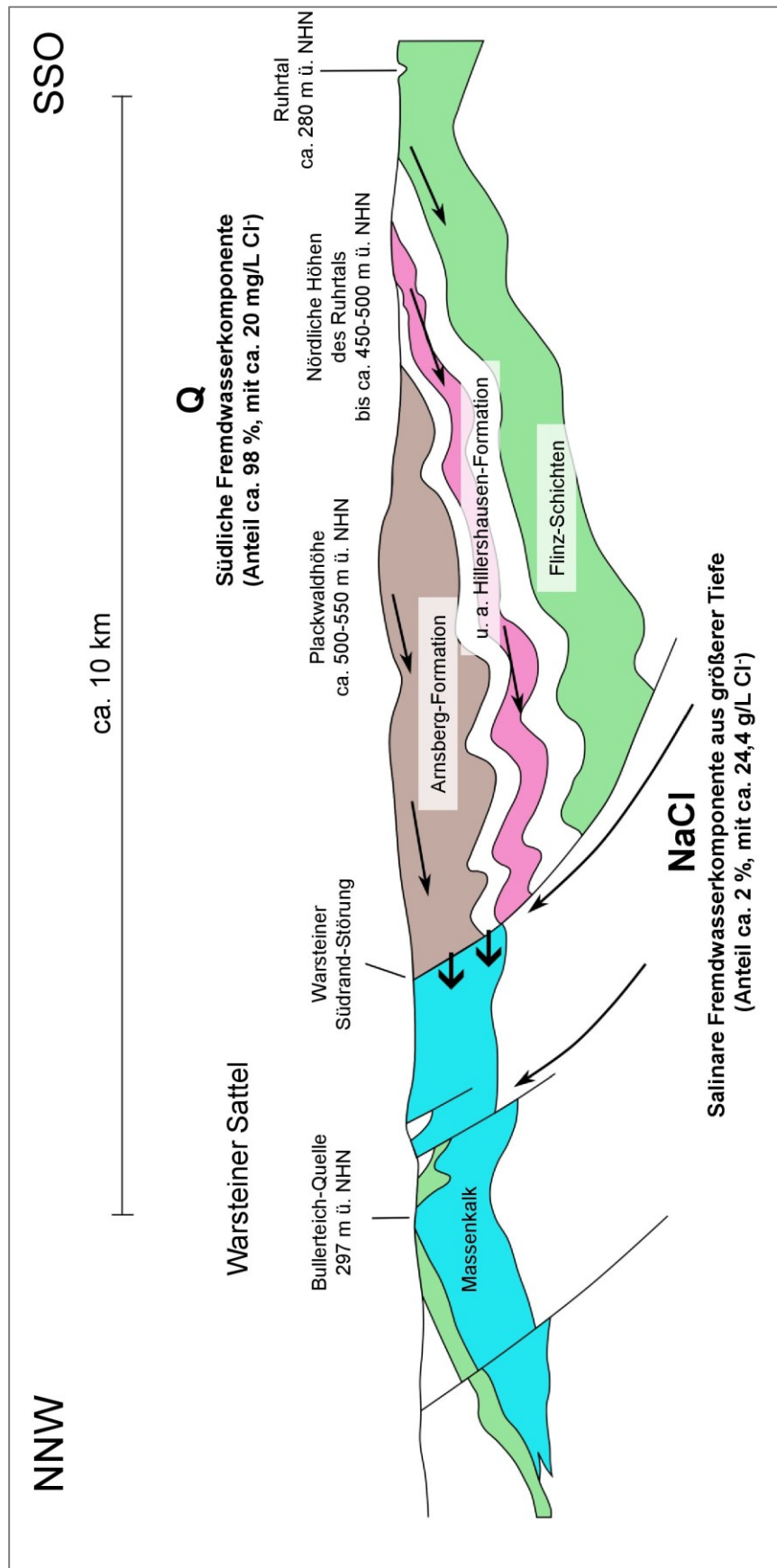


Abbildung 59: Schematische Darstellung der hydrogeologischen Modellvorstellung des Warsteiner Fremdwasserzustroms (Geologisches Profil in Anlehnung an Abbildung 55 erstellt; die Lage des Profilschnittes und die Ausstrichflächen der abgebildeten Einheiten werden in Abbildung 57 dargestellt)

6.5. Bedeutung des Fremdwasserzustroms für die Warsteiner Wasserversorgung

Der allogene Fremdwasseranteil am mittleren geförderten Grundwasservolumen der WWJ 2020/2021 (ca. 4,7 Mio. m³/a) kann unter Annahme einer mittleren Chloridionenkonzentration des geförderten Grundwassers von ca. 160 mg/L (siehe Tabelle 52), der flachen, lokalen Karstgrundwasserkomponente von ca. 15 mg/L (BUSCH & EWALD 2000) und der Fremdwasserkomponente von ca. 405 mg/L mithilfe einer Mischungsberechnung auf etwa 37 % geschätzt werden. Knapp zwei Drittel des geförderten Volumens entstammen somit lokalen Komponenten. Dies belegt einerseits, dass das Fremdwasser eine wesentliche Bedeutung für die lokale Grundwasserressource und folglich für die Warsteiner Wasserversorgung besitzt. Andererseits betont die Mischungsberechnung die hohe Wichtigkeit des lokalen Grundwasserschutzes im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters.

Da es sich im Warsteiner Karstgrundwasserleiter um ein geschichtetes Grundwassersystem handelt, bei dem das lokal im Bereich des Karstgrundwasserleiters entstehende Karstgrundwasser das höher mineralisierte Fremdwasser überlagert, ist eine kontrollierte Grundwasserentnahme erforderlich, um zu verhindern, dass der Fremdwasseranteil am geförderten Grundwasser (und somit die Chloridionenkonzentration) zunimmt. Die langfristig nahezu stabilen Chloridionenkonzentration z. B. an der Lörmecke-Quelle bzw. der Bullerteich-Quelle (Land NRW 2023) deuten jedoch darauf hin, dass die derzeitige Grundwasserentnahme dieser Anforderung weitestgehend genügt.

Wie in Kapitel 6.1 erläutert, ist eine rückwirkende Bewertung der langfristigen Entwicklung des Fremdwasserdargebotes aufgrund verschiedenster Einflussfaktoren bei dessen Ermittlung nur schwer durchzuführen. Da die Fremdwasseranteile am jeweiligen Gesamtabfluss vergleichsweise stabil sind, wird vermutet, dass das Fremdwasserdargebot seit Beginn der 1990er Jahre weitestgehend stabil ist bzw. heutzutage nur geringfügig kleiner ausfällt. Diesbezüglich werden jedoch weitere Untersuchungen empfohlen, die u. a. auch „nassere“ WWJ miteinbeziehen, da die bisherigen Untersuchungen zum Fremdwasservolumen stets in im Vergleich zum Jahresniederschlagsmittel der Klimanormalperiode trockeneren WWJ durchgeführt wurden.

Neben der Entwicklung des Fremdwasserdargebotes ist für die wasserwirtschaftliche Planung insbesondere die Entwicklung der jährlichen Grundwasserneubildung in den Blick zu nehmen. In der hydrogeologischen Großlandschaft des Sauer- und Siegerlandes sowie in ganz Nordrhein-Westfalen zeigt sich seit etwa 20 Jahren ein signifikant fallender Trend bei der Grundwasserneubildung (siehe Abbildung 60) (HERRMANN et al. 2021a, BERGMANN & HERRMANN 2024). Primäre Ursache hierfür ist der Anstieg der jährlichen mittleren tatsächlichen Evapotranspiration, welcher wiederum aus den ansteigenden Temperaturen resultiert (BERGMANN & HERRMANN 2024).

Umfassende Prognoserechnungen zur zukünftigen Entwicklung der Grundwasserneubildung unter dem Einfluss des Klimawandels in Nordrhein-Westfalen im Rahmen einer LANUV-Studie (HERRMANN et al. 2021a, b) ergaben, dass auch in Zukunft mehrere Jahre in Folge auftreten können, in denen die jährliche Grundwasserneubildung unterhalb des 30-Jahres-Mittelwertes der Referenzperiode liegt. Ob sich darüber hinaus der derzeit zu beobachtende fallende Trend bei der Grundwasserneubildung in den kommenden Jahren fortsetzen wird, kann gemäß den Autoren noch nicht prognostiziert werden (HERRMANN et al. 2021a).

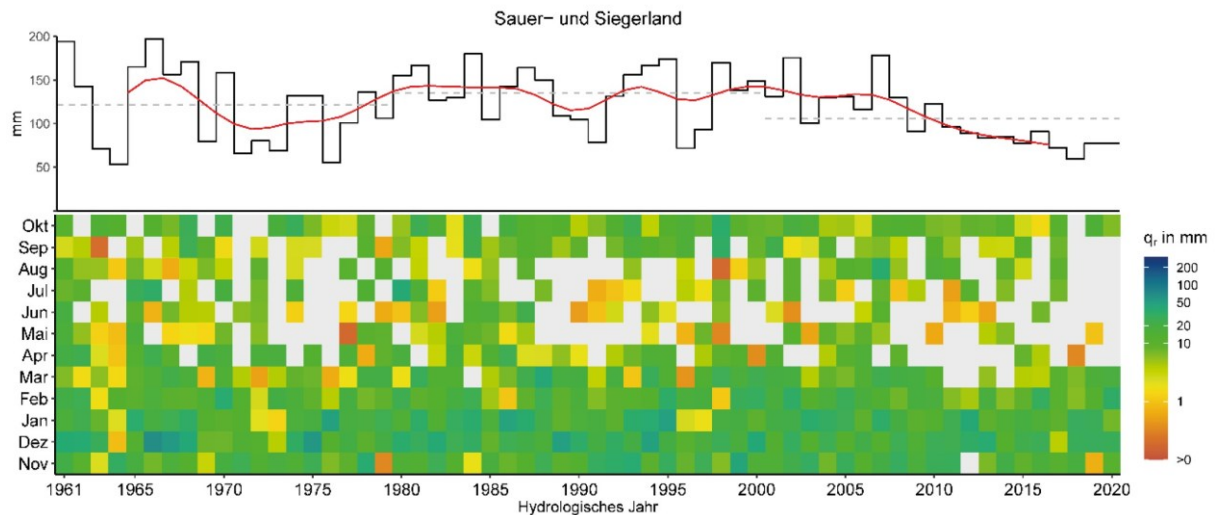


Abbildung 60: Zeitreihendarstellung der Grundwasserneubildung im Sauer- und Siegerland (HERRMANN et al. 2021a)

Da die südliche Fremdwasserzustromkomponente, wie anhand der überschlägigen Berechnung der Fließdauer in Kapitel 6.4 ersichtlich, eine regelmäßig erneuerte und über Dekaden am Wasserkreislauf teilnehmende Grundwasserkomponente darstellt, ist anzunehmen, dass auch diese auf einer langfristigen Zeitskala Effekte und Signale des Klimawandels zeigen wird. Da diese darüber hinaus gemäß der hydrogeologischen Modellvorstellung mit ca. 98 % den Großteil der beiden Fremdwasserkomponenten ausmacht, folgt hieraus, dass das verfügbare Grundwasserdargebot aus lokaler Grundwasserneubildung und Fremdwasserzustrom auch in Zukunft regelmäßig untersucht und evaluiert werden sollte, um eine langfristige und resiliente Wasserversorgung sicherstellen zu können.

7. Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde der im Sauerland (Nordrhein-Westfalen) am nord-östlichen Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges gelegene Warsteiner Karstgrundwasserleiter hinsichtlich des dort auftretenden Fremdwasserzustroms untersucht. Der Karstgrundwasserleiter ist Teil der geologischen GroÙeinheit des Warsteiner Sattels und setzt sich aus mittel- bis oberdevonischen Massenkalk sowie Flinz-Schichten zusammen.

Bei dem sogenannten „Fremdwasser“ handelt es sich um eine höher mineralisierte (Na^+ : bis ca. 100 mg/L, Cl^- : bis ca. 180 mg/L) sowie höher temperierte (bis ca. 16°C) (KOCH et al. 1974, KUNK & SCHÖTTLER 1994) allogene Grundwasserkomponente, die dem von gering leitenden Gesteinseinheiten umgebenen Karstgrundwasserleiter unterirdisch zuströmt und in der Folge einen oberirdischen Abflussüberschuss im Gebiet verursacht. Dementsprechend verlässt mehr Wasser den Karstgrundwasserleiter über die oberirdischen Fließgewässer, als in dessen Einzugsgebiet per lokaler Grundwasserneubildung entsteht bzw. diesem aus den angrenzenden Gebieten (v. a. dem südlichen Zustromgebiet) oberirdisch zufließt. Das Herkunftsgebiet des Fremdwassers konnte seit seiner erstmaligen Beschreibung durch KOCH et al. (1974) trotz mehrerer Untersuchungen bis heute nicht abschließend geklärt werden. Als potenzielle Herkunftsgebiete werden in der Literatur u. a. das Münsterländer Kreidebecken bzw. der Belecker Sattel im Norden, der Briloner Karstgrundwasserleiter im Südosten sowie das unmittelbar südlich angrenzende Schiefergebirge benannt. Auch hinsichtlich des Fremdwasservolumens und dessen Anteil an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten des Karstgrundwasserleiters bestehen z. T. deutlich voneinander abweichende Werte, die u. a. auf eine unsichere Datengrundlage beim Wasserbilanzparameter des oberirdischen Abflusses zurückzuführen sind.

Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit war daher die Entwicklung einer aktuellen, zeitlich hochaufgelösten und kontinuierlichen Datenbasis des oberirdischen Abflusses, um hierauf aufbauend in einem zweiten Schritt GIS-gestützt Wasserbilanzmodelle für das Gebiet des Warsteiner und des Briloner Karstgrundwasserleiters zur flächendifferenzierten Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung zu entwickeln. Abschließend wurde eine Gesamtwasserbilanz zur Berechnung des Warsteiner Fremdwasserdargebots aufgestellt und dieses nachfolgend bewertet.

Hydrologisches Untersuchungsprogramm

Im Gebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters wurden insgesamt zehn Pegelmessstellen in den oberirdischen Fließgewässern Bilsteinbach, Wäster, Enkebach, Wäschebach, Lörmecke und Schlagwasser (Aufzählung der Fließgewässer von Westen nach Osten) zur kontinuierlichen Erfassung des Wasserstandes, der Wassertemperatur und z. T. der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit (nur Wäster und Lörmecke) mithilfe von Drucksonden (Messintervall: 15 Minuten) installiert. Mit Ausnahme des Enke- und des Wäschebaches, welche in Bachschwinden am Südrand des Karstgrundwasserleiters im Untergrund versinken, wurden die Pegelmessstellen in den Fließgewässern sowohl im Zustrom als auch im Abstrom des Karstgrundwasserleiters positioniert, um etwaige Fremdwasserbeeinflussungen im Bereich der dazwischenliegenden Fließstrecke erfassen zu können.

Um eine Wasserbilanz für den Briloner Karstgrundwasserleiter zur Verifizierung des für diesen in der Literatur beschriebenen oberirdischen Abflussdefizits aufstellen zu können, wurden die Fließgewässer, die diesen oberirdisch entwässern, ebenfalls messtechnisch erfasst. Hierzu wurde eine Pegelmessstelle im Fließgewässer Möhne errichtet. Der Betrieb eines weiteren

Pegels in der Alme war aufgrund des bereits vorhanden und durch das LANUV NRW betriebenen Pegels Niederalme nicht erforderlich.

Die Pegelmessstellen wurden im Jahr 2019 aufgestellt und über die Dauer der WWJ 2020 und 2021 betrieben. Die Berechnung kontinuierlicher Durchflussdaten auf Basis der gemessenen Wasserstandsdaten erfolgte über die Aufstellung individueller W-Q-Beziehungen für jeden Pegel. Hierzu wurden im Rahmen monatlicher Geländefahrten diskontinuierliche Durchflussmessungen an den Pegelstandorten durchgeführt (Salztracerverfahren, z. T. Lotrechtenverfahren).

Sowohl im WWJ 2020 als auch im WWJ 2021 konnte ein oberirdischer Abflussüberschuss an der Nordgrenze des Warsteiner Karstgrundwasserleiters festgestellt werden: Dieser beträgt im WWJ 2020 ca. 14,6 Mio. m³/a (Gesamtzufluss: ca. 22,6 Mio. m³/a, Gesamtabfluss: ca. 37,2 Mio. m³/a) und ca. 12,3 Mio. m³/a im WWJ 2021 (Gesamtzufluss: ca. 23,4 Mio. m³/a, Gesamtabfluss: ca. 35,7 Mio. m³/a) und ist primär auf den ausgeprägten und ganzjährig vorhandenen Fremdwasserzustrom im Bereich des Wästertals zurückzuführen.

Der Fremdwassereinfluss auf die zentral im Karstgrundwasserleiter gelegene Wäster ist neben dem deutlichen oberirdischen Abflussüberschuss insbesondere an den kontinuierlich erhöhten Wassertemperaturen und Leitfähigkeitswerten am Abstrompegel zu erkennen. Darüber hinaus kann in Abhängigkeit vom jeweils vorherrschenden Fremdwasseranteil die Ausbildung von Leitfähigkeitsplateaus bzw. das Auftreten von Verdünnungseffekten nach Niederschlagsereignissen in der Wäster beobachtet werden. Auch die Auswertung der Durchflussganglinien belegt die besondere Rolle, welche die Wäster als Hauptvorfluter des Karstgrundwasserleiters in Bezug auf das Fremdwasser im Vergleich zu den anderen Fließgewässern einnimmt. So weichen die erhobenen Werte der Wäster sowohl beim mittleren Basisabfluss, dem BFI-Wert, dem Retentions- und Speichervermögen als auch dem abflussfähigen Grundwasservolumen signifikant von denen der anderen Fließgewässer ab.

Auch im Bereich der Lörmecke ist ein Fremdwassereinfluss anhand erhöhter Wassertemperaturen und Leitfähigkeitswerte nachweisbar. In Bezug auf das gemessene oberirdische Abflussvolumen zeigt sich jedoch ein komplexeres Bild: Statt eines dauerhaft erhöhten oberirdischen Abflusses am Abstrompegel wie im Falle der Wäster, konnten hier vor allem in Trockenphasen längere Zeiträume dokumentiert werden, in denen der Abfluss des Abstrompegels den des Zustrompegels unterschreitet. Dies ist mutmaßlich auf die höhere topographische Lage der Lörmecke im Vergleich zur Wäster und das Absinken der Grundwasseroberfläche in Trockenphasen zurückzuführen.

Sowohl im Falle des Bilsteinbaches als auch der Schlagwasser konnte auf Grundlage der erhobenen Messdaten keine Beeinflussung durch Fremdwasser festgestellt werden. Im Bereich des Bilsteinbaches versinkt ein Teil des oberirdischen Abflusses bei der Passage der Karstgrundwasserleiter im Untergrund, sodass hier in den WWJ 2020/2021 weniger Wasser den Karstgrundwasserleiter oberirdisch verlässt als diesem ursprünglich zugeströmt ist.

Der mittlere oberirdische Abflussüberschuss an der nördlichen Karstgrundwasserleitergrenze der WWJ 2020/2021 von ca. 13,5 Mio. m³/a stimmt in etwa mit dem mittleren jährlichen Basisabfluss von ca. 12,4 Mio. m³/a überein, der im Ausstrichbereich des Warsteiner Karstgrundwasserleiters entsteht (Differenz der Basisabflüsse der Abstrom- (ca. 16,7 Mio. m³/a) und Zustrompegel (ca. 4,3 Mio. m³/a)) und auf die Summe aus lokaler Grundwasserneubildung und unterirdisch zuströmender, allogener Fremdwasserkomponente zurückzuführen ist.

Im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters konnte im WWJ 2020 ein oberirdisches Gesamtabflussvolumen von ca. 23,7 Mio. m³/a und im WWJ 2021 von ca. 20,1 Mio. m³/a festgestellt werden. Vier Stichtagsmessungen im halbjährlichen Rhythmus zur Erfassung des dem Briloner Karstgrundwasserleiter über Bachschwinden oberirdisch zufließenden Wassers ergaben ein Zustromvolumen von näherungsweise 3,1 Mio. m³/a.

Entwicklung von Wasserbilanzmodellen

Durch den Einsatz der GIS-Software ArcGIS Pro und unter Verwendung des GROWA-Wasserhaushaltsmodell wurden Wasserbilanzen zur flächendifferenzierten Berechnung der lokalen Grundwasserneubildung für die Gebiete des Warsteiner und Briloner Karstgrundwasserleiters für die WWJ 2020 und 2021 umgesetzt. Für die Wasserbilanzberechnung wurde im Falle des Warsteiner Karstgrundwasserleiters zwischen den Bilanzgebieten des Karstgrundwasserleiters im engeren Sinne sowie dem angrenzenden südlichen Zustromgebiet unterschieden. Das Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters entspricht dem an die Lage der Pegel angepassten oberirdischen Einzugsgebiet des Massenkalks und der Flinzschichten mit einer Fläche von ca. 23,9 km². Das Bilanzgebiet des südlichen Zustromgebietes stimmt nahezu mit dem oberirdischen Einzugsgebiet der Zustrompegelmessstellen überein (ca. 46,6 km²). Im Falle des Briloner Karstgrundwasserleiters entspricht das verwendete Bilanzgebiet dem oberirdischen Einzugsgebiet des Briloner Massenkalks, welches ebenfalls an die Standorte der Pegelmessstellen angepasst wurde (ca. 92,9 km²).

Sowohl im Warsteiner als auch im Briloner Gebiet weisen die WWJ 2020 und 2021 unterschiedliche Niederschlagsverteilungen im Jahresverlauf auf: Während im WWJ 2020 auf ein niederschlagsreiches Winterhalbjahr ein trockeneres Sommerhalbjahr folgte, konnte im WWJ 2021 ein im Vergleich zum Winterhalbjahr deutlich nasser Sommerhalbjahr beobachtet werden. Insgesamt fallen die Jahresniederschläge des Untersuchungszeitraumes geringer im Vergleich zum Jahresniederschlagsmittel der Klimanormalperiode 1991-2020 aus. So weichen beispielsweise die mittleren Jahresniederschläge der WWJ 2020 und 2021 im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters jeweils um etwa -10 % vom Jahresniederschlagsmittel der Klimanormalperiode 1991-2020 von ca. 1.005 mm/a (LANUV NRW 2023) ab.

Für das Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters konnte im Zuge der Wasserbilanzberechnung ein mittlerer Gesamtabfluss (Differenz der Niederschlagshöhe und der tatsächlichen Evapotranspirationshöhe) von ca. 11,0 Mio. m³/a für das WWJ 2020 und ca. 10,2 Mio. m³/a für das WWJ 2021 ermittelt werden. Für die nachfolgende Differenzierung des Gesamtabflusses in die Bestandteile Grundwasserneubildung und Direktabfluss wurden BFI-Werte gemäß BOGENA et al. (2005) unter Berücksichtigung des örtlichen Versiegelungsgrades verwendet. Dementsprechend beträgt die mittlere lokale Grundwasserneubildung im Bilanzgebiet des Warsteiner Karstgrundwasserleiters ca. 4,8 Mio. m³/a im WWJ 2020 und ca. 4,5 Mio. m³/a im WWJ 2021, was wiederum einem Grundwasserneubildungsanteil am Gesamtabfluss von jeweils etwa 44 % entspricht. Da im Rahmen der Durchflussganglinienauswertung ein flächengewichteter, mittlerer BFI-Wert (Anteil des Basisabflusses bzw. der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss) von ca. 37 % berechnet wurde, liegt eine gute Übereinstimmung der Grundwasserneubildungsanteile des Wasserbilanzmodells mit den Ergebnissen der oberirdischen Abflussmessreihen vor.

Im Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters beträgt der errechnete mittlere Gesamtabfluss ca. 39,7 Mio. m³/a im WWJ 2020 bzw. 32,3 Mio. m³/a im WWJ 2021. Die mittlere lokale Grundwasserneubildung liegt bei ca. 17,4 Mio. m³/a im WWJ 2020 und ca. 14,2 Mio. m³/a im

WWJ 2021. Der Anteil der mittleren Grundwasserneubildung am mittleren Gesamtabfluss beläuft sich ebenfalls auf jeweils ca. 44 %.

Unter Einbezug der im Rahmen des hydrologischen Untersuchungsprogramms erhobenen Daten zum oberirdischen Abfluss sowie Daten zur lokalen Grundwasserförderung, welche u. a. durch die lokalen Wasserversorger bereitgestellt wurden (Mittelwert der WWJ 2020/2021: ca. 4,7 Mio. m³/a in Warstein, ca. 1,0 Mio. m³/a in Brilon), konnten nachfolgend Gesamtwasserbilanzen der beiden Karstgrundwasserleiter zur Berechnung des jeweiligen Grundwasserdargebotes sowie zur Ermittlung des Warsteiner Fremdwasservolumens bzw. -anteils aufgestellt werden. Hierbei konnte für den Warsteiner Karstgrundwasserleiter ein Fremdwasservolumen von ca. 8,4 Mio. m³/a für das WWJ 2020 und ca. 6,7 Mio. m³/a für das WWJ 2021 ermittelt werden (Mittelwert: 7,6 Mio. m³/a). Dies entspricht einem Fremdwasseranteil an der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten aus dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter von ca. 20,0 % bzw. 16,6 % (Mittelwert: 18,4 %). Das resultierende Grundwasserdargebot des Warsteiner Karstgrundwasserleiter, welches sich aus Grundwasserneubildung, Fremdwasservolumen und dem im Bereich des Bilanzgebietes geförderten Grundwasservolumen zusammensetzt, beläuft sich im WWJ 2020 auf ca. 18,0 Mio. m³/a und ca. 15,8 Mio. m³/a im WWJ 2021 (Mittelwert: ca. 16,9 Mio. m³/a).

Im Bereich des Briloner Karstgrundwasserleiters konnte das in der Literatur beschriebene oberirdische Abflussdefizit an der nördlichen Karstgrundwasserleitergrenze bestätigt werden: Dieses liegt im Mittel der WWJ 2020/2021 bei ca. -16,2 Mio. m³/a (WWJ 2020: -18,0 Mio. m³/a, WWJ 2021: -14,4 Mio. m³/a). Demzufolge findet im Briloner Raum ein erheblicher unterirdischer Grundwasserabstrom aus dem Karstgrundwasserleiter heraus statt (in den WWJ 2020/2021 im Mittel ca. 20 % des Jahresniederschlags). Das mittlere Grundwasserdargebot des Briloner Karstgrundwasserleiters beträgt in den WWJ 2020/2021 im Mittel ca. 19,9 Mio. m³/a (WWJ 2020: 21,6 Mio. m³/a, WWJ 2021: 18,2 Mio. m³/a) und setzt sich aus der Grundwasserneubildung, der Grundwasserförderung im Bilanzgebiet sowie den allogenen Beiträgen aus den Versinkungen der Bachschwinden zusammen.

Bewertung des Fremdwasserzustroms

Ein Vergleich des im Rahmen dieser Untersuchung für die WWJ 2020/2021 ermittelten mittleren Fremdwasservolumens von ca. 7,6 Mio. m³/a und des zugehörigen Fremdwasseranteils an der Gesamtsumme der Abflusskomponenten von ca. 18,4 % mit den entsprechenden Ergebnissen aus vorangegangenen Untersuchungen (z. B. KUNK & SCHÖTTLER (1994), BUSCH et al. (2000) sowie RÜDE & NAURATH (2012), dort Fremdwasservolumina/-anteile von 12,2 – 14,1 Mio. m³/a bzw. 23,6 – 27,4 %) zeigt, dass es sich hierbei jeweils um die geringsten Werte handelt. Ob seit der Untersuchung von KUNK & SCHÖTTLER (1994) im Vergleich zu heute (zeitlicher Abstand ca. 30 a) tatsächlich eine Abnahme des Fremdwasserdargebotes stattgefunden hat, ist aufgrund verschiedener Einflussfaktoren bei der Ermittlung dieser Werte wie z. B. die Wahl der Durchflussmessmethode, die Methode zur Berechnung der Verdunstung sowie die verwendete Niederschlagsdatengrundlage, nicht mit Sicherheit nachvollziehbar.

Der Unterschied zwischen den Fremdwasservolumina der WWJ 2020 und 2021 von ca. 1,7 Mio. m³/a kann wahrscheinlich auf die unterschiedliche zeitliche Niederschlagsverteilung in den beiden Jahren zurückgeführt werden. In Jahren mit einem niederschlagsreichen Winterhalbjahr und einem trockeneren Sommerhalbjahr, wie z. B. dem WWJ 2020, kann, wie bereits von KOCH et al (1974) sowie KOCH & MICHEL (1979) beschrieben, ein hydrologischer Zyklus beobachtet werden, bei dem der Fremdwasseranteil am oberirdischen Abfluss im Laufe

des Jahres aufgrund der geringeren Niederschläge im Sommer zunimmt. Dies ist durch die abnehmende Überlagerung des Fremdwassers durch lokal gebildetes Karstgrundwasser begründet und kann im Zuge dieser Untersuchung anhand der Ausbildung von Leitfähigkeitsplateaus im Bereich der Wäster im WWJ 2020 belegt werden. Im WWJ 2021 konnte hingegen ein hiervon abweichender hydrologischer Zyklus beobachtet werden: Durch das vergleichsweise nasse Sommerhalbjahr 2021 bleibt die Überlagerung des Fremdwassers durch lokal gebildetes Karstgrundwassers auch in diesem Zeitraum bestehen. Hierdurch wird der Ausstrom des Fremdwassers unterdrückt bzw. vermindert, sodass sich einerseits kein dominierender Fremdwasseranteil (z. B. in der Wäster) ausbilden kann und es andererseits zu einem geringeren Fremdwasservolumen in der Wasserbilanz kommt.

Mithilfe einer Mischungsberechnung konnte auf Grundlage der Chloridionenkonzentrationen der einzelnen Wasserbilanzkomponenten die Chloridionenkonzentration des Fremdwassers näherungsweise bestimmt und somit die hydrochemischen Eigenschaften des Fremdwassers eingrenzt werden. Dieser zufolge hat das Fremdwasser im Zeitraum der WWJ 2020/2021 eine Chloridionenkonzentration von schätzungsweise 405 mg/L.

Basierend auf den Ergebnissen dieser Untersuchung und dem heutigen Wissenstand wurden die bisherigen Hypothesen zur Herkunft des Fremdwassers eingeordnet und hinsichtlich ihrer jeweiligen Plausibilität geprüft. Die Hypothese, dass das Fremdwasser aus dem nördlichen gelegenen Münsterländer Kreidebecken bzw. dem Gebiet des Belecker Sattels stammt, wurde trotz der dort vorhandenen salinaren Wässer aufgrund des fehlenden hydraulischen Gradienten, der die Fließbewegung nach Warstein begründen könnte (die Gebiete liegen topographisch niedriger als der Warsteiner Karstgrundwasserleiter), als nicht plausibel bewertet. Das Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters ist hinsichtlich der Eignung als potenzielles Herkunftsgebiet differenziert zu bewerten: Einerseits liegt hier ein ausreichend großes oberirdisches Abflussdefizit vor, welches das Warsteiner Fremdwasservolumen erklären könnte, und durch die höhere topographische Lage Brilons ist ein hydraulischer Gradient vorhanden, um eine Fließbewegung nach Warstein anzutreiben. Andererseits reichen die in Brilon gemessenen Chloridionenkonzentrationen nicht aus, um die entsprechenden Werte des Warsteiner Fremdwassers begründen zu können, sodass hierfür eine Ergänzung durch eine weitere salinare Komponente bzw. eine Aufsatzung auf dem Fließweg nach Warstein erforderlich wäre. Darüber hinaus ist bislang unklar, auf welchen Wegsamkeiten das Grundwasser präferenziell aus Brilon nach Warstein gelangen soll. Daher stellt der Briloner Karstgrundwasserleiter ein unwahrscheinliches bis nicht plausibles Fremdwasserherkunftsgebiet dar. Im Falle des unmittelbar südlich an den Warsteiner Karstgrundwasserleiter angrenzenden Schiefergebirges wäre durch den Höhenzug der Plackwaldhöhe ein ausreichender hydraulischer Gradient vorhanden, um eine Fließbewegung nach Warstein antreiben zu können. Jedoch sind die dortigen Grundwässer ebenfalls zu gering mineralisiert, um die Chloridgehalte des Warsteiner Fremdwassers erklären zu können. Dementsprechend ist auch hier die Ergänzung durch eine weitere salinare Komponente bzw. die Aufsatzung auf dem Fließweg erforderlich. Unter dieser Voraussetzung kann das südliche Schiefergebirge als potenziell mögliches Herkunftsgebiet des Warsteiner Fremdwassers bewertet werden.

Hydrogeologisches Modell des Warsteiner Fremdwasserzustroms

Auf der Basis der in dieser Untersuchung erzielten Ergebnisse wurde abschließend eine hydrogeologische Modellvorstellung entwickelt, welche das Warsteiner Fremdwasserphänomen und die damit zusammenhängenden Beobachtungen erklären und abbilden soll. Dieser hydrogeologischen Modellvorstellung zufolge besteht das Fremdwasser aus zwei Komponenten:

Einer gering mineralisierten Grundwasserkomponente, die dem Warsteiner Karstgrundwasserleiter aus dem südlich angrenzenden Schiefergebirge zuströmt, sowie einer salinaren Grundwasserkomponente, die aus größerer Tiefe entlang tiefgreifender Störungsbahnen wie z. B. der Warsteiner Südrand-Störung aufsteigt.

Der Zustrom der südlichen Fremdwasserkomponente wird durch die höhere topographische Lage der Plackwaldhöhe sowie von Teilen des nördlichen Ruhrtals hydraulisch ermöglicht. Potenzielle Wegsamkeiten für den südlichen Grundwasserzustrom stellen neben den Klüften und Störungen in der Arnsberg-Formation insbesondere die unterkarbonische Hillershausen-Formation (Kulm-Kieselkalke) sowie die mittel- bis oberdevonischen Flinz-Schichten dar, welche im nördlichen Ruhrtal ausstreichen. Das dortige Grundwasser folgt dem Schichteinfallen des südlichen Flügels der Nuttlarer Mulde nach Norden in Richtung Warstein und steigt dort entlang der Warsteiner Südrand-Störung nach oben, wo es gemeinsam mit der salinaren Komponente aus größerer Tiefe in den hydraulisch in Verbindung stehenden Karstgrundwasserleiter übertritt. Eine Abschätzung des k_f -Wertes, welcher im Bereich des südlich angrenzenden Schiefergebirges erforderlich wäre, um das mittlere Fremdwasservolumens der WWJ 2020/2021 von ca. 7,6 Mio. m³/a zu ermöglichen, ergab einen Wert von $2,2 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Dieser liegt gemäß der Hydrogeologischen Karte 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) im Bereich der k_f -Wert-Bandbreite der südlich angrenzenden Gesteinseinheiten (z. B. Arnsberg-, Hillershausen-Formation). Eine hierauf aufbauende näherungsweise Bestimmung der Fließgeschwindigkeit der südlichen Fremdwasserzustromkomponente ergab eine Größenordnung von ca. 400 m/a, sodass die Fließdauer für die Fließstrecke von den Neubildungsgebieten im nördlichen Ruhrtal bis zum Karstgrundwasserleiter schätzungsweise 25 a beträgt.

Die Existenz salinärer Wässer und Solen im Gebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges ist durch verschiedene Beispiele (z. B. Thermalsole von Arnsberg, Solevorkommen von Werdohl, Altena, Iserlohn) belegt. Gemäß dem GD NRW (2017) konnte darüber hinaus bei Untersuchungen gezeigt werden, dass der hydraulische Gradient zwischen topographischen Hochlagen und tiefer liegenden Tälern ausreiche, um den Soleaufstieg anzutreiben, sofern eine Aufstiegsbahn z. B. in Form einer Störung (wie die Warsteiner Südrand-Störung) vorhanden sei. Im konkreten Fall könnten die Plackwaldhöhe bzw. Teile des Ruhrtales die hierfür erforderlichen Hochlagen darstellen. Unter der Annahme, dass die Natriumchloridkonzentration der aufsteigenden salinaren Fremdwasserkomponente näherungsweise der der Arnsberger Thermalsole entspricht (40 g/L NaCl, d. h. ca. 24,4 g/L Cl⁻), ergibt eine Mischungsberechnung, dass bereits durch einen Anteil der aufsteigenden Sole von ca. 2 % die für die WWJ 2020/2021 ermittelte Chloridionenkonzentration des Fremdwasser von etwa 405 mg/L erreicht werden kann.

Bedeutung des Fremdwasserzustroms für die Warsteiner Wasserversorgung

Eine durchgeführte Mischungsberechnung deutet darauf hin, dass etwa 37 % des mittleren geförderten Grundwasservolumens der WWJ 2020/2021 (ca. 4,7 Mio. m³/a) der allogenen Fremdwasserkomponente entspricht, während knapp zwei Drittel des geförderten Grundwassers lokalen Komponenten entstammen. Folglich spielt das Fremdwasser eine wesentliche Rolle für die Warsteiner Wasserversorgung. Zugleich wird die Bedeutung des Schutzes der lokalen Grundwasserressource durch die Mischungsberechnung betont.

Vor dem Hintergrund des Klimawandels und des im Zeitraum der letzten 20 Jahre signifikant fallenden Trends bei der Grundwasserneubildung, wird auch in Zukunft eine regelmäßige Untersuchung und Evaluierung des hydrogeologischen Systems und des verfügbaren Grundwasserdargebotes zur langfristigen Sicherstellung der Wasserversorgung empfohlen.

8. Literaturverzeichnis

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2004): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.: 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen; Hannover.
- AKSOY, H., WITTENBERG, H. & ERIS, E. (2014): Hydrograph Analysis and Baseflow Separation. – In: ES-LAMIAN, S. (Ed.) (2014): Handbook of Engineering Hydrology – Fundamentals and Applications. – CRC Press. - <https://www.routledgehandbooks.com/doi/10.1201/b15625-16>.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 19**: 3-98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- ALLEN, R. G., SMITH, M., PERRIER, A., PEREIRA, L. S. (1994): An Update for the Definition of Reference Evapotranspiration. – ICID Bulletin, **43**, 2: 1-34.
- ATV-DVWK (Hrsg.) (2002): Merkblatt ATV-DVWK-M 504 – Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – 150 S.; Hennef (ATV-DVWK Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V.).
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Inaugural-Dissertation: 33 S.; Gießen (Justus Liebig-Universität Gießen).
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. – 2. Aufl.: 347 Abb., 126 Tab.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- BERGMANN, S. & HERRMANN, F. (2024): Veränderungen der Grundwasserneubildung und der Grundwasserstände unter dem Einfluss des Klimawandels in Nordrhein-Westfalen. – 17 S. – In: WINTGENS, T. (Hrsg.) (2024): 57. Essener Tagung für Wasserwirtschaft – "Wege zur nachhaltigen Wasserwirtschaft und Gesellschaft". – Gewässerschutz-Wasser-Abwasser, **257**; Aachen (Institut für Siedlungswasserwirtschaft der RWTH Aachen University).
- BGR (Hrsg.) 2023: Die Grundwasservorkommen von Deutschland. – Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). – URL: https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Wasser/grundwasser_deutschland.html?nn=1548666, Abrufdatum: 05.08.2023.
- BKG (Hrsg.) (2022a): CORINE Land Cover 5 ha, Stand 2018 (CLC5-2018). – Frankfurt am Main (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0 – URL: <https://gdz.bkg.bund.de/index.php/default/open-data/corine-land-cover-5-ha-stand-2018-clc5-2018.html>, Abrufdatum: 12.01.2022. © GeoBasis-DE / BKG (2022).
- BKG (Hrsg.) (2022b): Verwaltungsgebiete 1 : 5 000 000, Stand 01.01.2021 (VG5000 01.01.). – Frankfurt am Main (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0 – URL: <https://gdz.bkg.bund.de/index.php/default/digitale-geodaten/verwaltungsgebiete/verwaltungsgebiete-1-5-000-000-ebenen-stand-01-01-vg5000-ebenen-01-01.html>, Abrufdatum: 06.03.2022, © GeoBasis DE / BKG (2022).
- BMUV (Hrsg.) (2023): Nationale Wasserstrategie – Kurzfassung – März 2023. – Berlin (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, nukleare Sicherheit und Verbraucherschutz). – URL: <https://www.bmuv.de/download/nationale-wasserstrategie-2023>, Abrufdatum: 04.08.2023.
- BOGENA, H., KUNKEL, R., SCHÖBEL, T., SCHREY, H. P. & WENDLAND, F. (2003): Die Grundwasserneubildung in Nordrhein-Westfalen. – Umwelt/Environment, **37**: 148 S.; Jülich (Forschungszentrum Jülich).

- BOGENA, H., HERBST, M., HAKE, J.-F., KUNKEL, R., MONTZKA, C., PÜTZ, T., VEREECKEN, H. & WENDLAND, F. (2005): MOSYRUR – Water balance analysis in the Rur basin. – Umwelt/Environment, **52**: 155 S.; Jülich (Forschungszentrum Jülich).
- BOITEN, W. (2005): Hydrometry. – Revised Edition, IHE Delft Lecture Note Series; Taylor & Francis e-Library.
- BR Arnsberg (Hrsg.) (2018): Amtsblatt für den Regierungsbezirk Arnsberg mit Öffentlichem Anzeiger, 28. April 2018. – Amtsblatt, Nr. 17/2018: 145-152; Arnsberg (Bezirksregierung Arnsberg).
- BR Arnsberg (Hrsg.) (2022): Amtsblatt für den Regierungsbezirk Arnsberg mit Öffentlichem Anzeiger, 9. April 2022. – Amtsblatt, Nr. 14/2022: 149-156; Arnsberg (Bezirksregierung Arnsberg).
- BRINCKMANN, J., CLAUSEN, C.-D., MÜLLER, H. & STOPPEL, D. (1989): Geologische Übersichtskarte der Brilon-Warsteiner Riffkarbonate und ihrer Umrahmung. – Tafel 1 im Geol. Jb., **D 95**; Hannover.
- BUCKERMANN, M. (2007): GIS basierte Dokumentation der flächenbezogenen Grundwasserneubildung im Raum Warstein. – Diplomarbeit (unveröffentlicht): 59 S.; Bochum (Fachhochschule Bochum).
- BÜRGENER, M. (1963): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumliche Gliederung, Bl. 111 Arolsen. – Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung). – URL: <http://geographie.giersbeck.de/karten/>, Abrufdatum: 27.07.2022.
- BÜRGENER, M. (1969): Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000, Naturräumliche Gliederung, Bl. 110 Arnsberg. – Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung). – URL: <http://geographie.giersbeck.de/karten/>, Abrufdatum: 27.07.2022.
- BUSCH, G. & EWALD, S. (2000): Flache und tiefe Grundwässer im Warsteiner Massenkalk. – Mitt. Ing.-u. Hydrogeol., **76**: 73-87, 7 Abb., 4 Tab.; Aachen.
- BUSCH, G., EWALD, S. & KAPPEN, V. (2000): Hydrogeologische Untersuchungen im Raum des Warsteiner Massenkalkes. – Gutachten für Steinwerke F.-J. Risse GmbH & Co. KG Warstein (unveröffentlicht); Aachen (Dr. Neumann & Busch Consulting).
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa – Geologie, Chemismus, Genese. – 643 S., 14 Abb., 1402 Tab., 15 Kt.; Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft mbH).
- CHAPMAN, T. G. & MAXWELL, A. I. (1996): Baseflow separation – comparison of numerical methods with tracer experiments. – In: Hydrol. and Water Resour. Symp.: 539-545; Hobart, Australia (Institution of Engineers Australia). – Zitiert aus: CHAPMAN, T. (1999): A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. – Hydrol. Process., **13**: 701-714.
- CLAUSEN, C.-D. (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein): 113-124, 4 Abb.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg. – 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- CLAUSEN, C.-D. (1990): Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Geol. Jb., **D 95**: 211-251, 9 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

- CLAUSEN, C.-D. (1998): Warstein. – In: VON KAMP, H. (1998): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. – 2., überarbeitete Auflage: 79 S., 19 Abb., 3 Tab.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1979): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein): 1-32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K., UFFENORDE, K. & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241-319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld. – Zitiert aus: CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1989): Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasserbreccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Rheinld. u. Westf., **35**: 261-308, 8 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. & KOCH, M. (1998): Der Kaiser-Heinrich-Brunnen. – In: VON KAMP, H. (1998): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. – 2., überarbeitete Auflage: 79 S., 19 Abb., 3 Tab.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- DARCY, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville Dijon. – 674 S.; Paris (Dalmont). – Zitiert aus: HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2013): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 8. Aufl.: 438 S.; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- DAY, T. J. (1977): Observed mixing lengths in mountain streams. – Journal of Hydrology, **35**: 125-136.
- DIN 4049-1 (1992): Hydrologie, Teil 1: Grundbegriffe. – 12 S.; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. – 80 S.; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DIN EN ISO 748 (2022): Hydrometrie – Durchflussmessungen in offenen Gerinnen mittels Fließgeschwindigkeitsmessgeräten (ISO 748:2021); Deutsche Fassung EN ISO 748:2021. – 57 S.; Berlin (Beuth Verlag GmbH).
- DOBESCH, H., DUMOLARD, P. & DYRAS, I. (Ed.) (2007): Spatial Interpolation for Climate Data – The Use of GIS in Climatology and Meteorology. – London, UK, Newport Beach, USA (ISTE Ltd).
- DVWK – Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V. (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – Merkblätter zur Wasserwirtschaft, **238**; Bonn (Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser).
- DWD (2022-2023): Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes. – URL: <https://cdc.dwd.de/portal/>, URL: https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/, mehrere Datenabrufe im Zeitraum 2022 bis 2023.

- EBHARDT, G. & MEIBURG, P. (1979): Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein): 93-111, 12 Abb.; Heidelberg.
- ECKHARDT, K. (2005): How to construct recursive digital filters for baseflow separation. – Hydrol. Process., **19**: 507-515.
- EICKERS, C. L. (2022): Hydrologische und hydrochemische Untersuchung der Zusammenhänge von Sickerwasser und Niederschlag auf der Deponie Lüdenscheid-Kleinleifringhausen (nordwestliches Sauerland). – Masterarbeit (unveröffentlicht): 101 S.; Aachen (RWTH Aachen).
- EISERLO, U. & WEICHEL, P. (1989): Hydrogeologisch/hydrochemische Untersuchungen im Briloner Massenkalk. – Diplomarbeit (unveröffentlicht): 124 S.; Bochum (Ruhr-Universität Bochum).
- ENGEL, N., MÜLLER, U. & SCHÄFER, W. (2012): BOWAB – Ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. – GeoBerichte, **20**: 85-98; Hannover (LBEG).
- ERKWOH, F.-D. (1984): Böden. – In: CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. – 2nd rev. ed.; Chichester (Wiley & Sons Ltd).
- FRICKE, K. (1961): Tiefenwasser, Solquellen und Solewanderung im Bereich des Münsterschen Beckens. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **113**, 1: 37-41, 4 Abb.; Krefeld.
- FRICKE, K. (1967): Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – Geol. Jb., **84**: 735-754, 5 Abb.; Hannover.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H. R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – Mémoires I.A.H.-Kongress 1965, **VII**: 89-96; Hannover.
- GARTISER, A., BETZ, N., SOUKUP, O. & KOCH, R. (2024): Trinkwasserversorgung Stadtwerke Warstein, Hillenbergquelle II und Hillenbergbohrung – Trinkwasserversorgung Lörmecke-Wasserwerk GmbH, Lörmecke-Quelle – Hydrogeologisches Basisgutachten zu den Trinkwasserfassungen im Warsteiner Massenkalk. – Gutachten für Stadtwerke Warstein und Lörmecke-Wasserwerk GmbH (unveröffentlicht); Bamberg (Gartiser, Germann & Piewak – Ingenieurbüro für Geotechnik und Umwelt GmbH).
- GD NRW (Hrsg.) (2017): Geologie im Rheinischen Schiefergebirge – Teil 3: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen).
- GD NRW (Hrsg.) (2022a): Informationssystem Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000. – Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0 – URL: <https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/geologie/geologie/GK/ISGK100/ISGK100vektor/>, Abrufdatum: 05.01.2022.
- GD NRW (Hrsg.) (2022b): Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000. – Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0 – URL: <https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/geologie/geologie/HK/ISHK100/>, Abrufdatum: 05.01.2022.

- GD NRW (Hrsg.) (2022c): Informationssystem Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50.000. – Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0 – URL: <https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/geologie/boden/BK/ISBK50/>, Abrufdatum: 11.01.2022.
- Geobasis NRW (Hrsg.) (2022a): Digitales Geländemodell NW Gitterweite 1m. – Bonn (Geobasis NRW). Datenlizenz Deutschland – Zero – Version 2.0 – URL: https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/geobasis/hm/dgm1_xyz/dgm1_xyz/, Abrufdatum: Jan. 2022.
- Geobasis NRW (Hrsg.) (2022b): Digitale Verwaltungsgrenzen - niedrige Stützpunktdichte - Paketierung: gesamt NRW. – Bonn (Geobasis NRW). Datenlizenz Deutschland – Zero – Version 2.0 – URL: <https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/geobasis/vkg/dvg/dvg2/>, Abrufdatum: 06.03.2022.
- GEYH, M. A. (1983): Projekt Isotopenhydrogeologische Studie Warstein. – Auftraggeber Dr. G. Michel, GLA NRW, Krefeld: 4 S.; Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- GOLDSCHIEDER, N. & DREW, D. (eds) (2017): Methods in Karst Hydrogeology. – International Contributions to Hydrogeology, International Association of Hydrogeologists Book Series, **26**: 246 pp.; London, UK (Taylor & Francis Group).
- GOLF, W. (1981): Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. – Wasserwirtschaft, Wassertechnik, **31**: 93-95.
- GREGOR, M. & MALÍK, P. (2012): Construction of master recession curve using genetic algorithms. – J. Hydrol. Hydromech., **60**, 1: 3-15. - DOI: 10.2478/v10098-012-0001-8.
- GROBE, M. & MACHEL, H. G. (2002): Saline groundwater in the Münsterland Cretaceous Basin, Germany: clues to its origin and evolution. – Marine and Petroleum Geology, **19**: 307-322.
- GÜNTHER, K., KOCH, M., MICHEL, G. & VOGEL, K. (1984): Der Markierungsversuch Warstein 1982. – bbr, **35**, 5: 153-160; Köln.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes, **2**, 11: 24 S., 11 Abb., 4 Tab.; Bad Kissingen.
- HEINKE, H.-J., LEUTERITZ, K. & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein): 69-84, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab.; Heidelberg.
- HELLWEG, F., HEVELKE, T., EWALD, S. & SCHMIDTKE, T. (2008): Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, L 4516 Büren. – Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- HERGESELL, M. & BERTHOLD, G. (2005): Entwicklung eines Regressionsmodells zur Ermittlung flächendifferenzierter Abflusskomponenten in Hessen durch die Regionalisierung des Baseflow-Index (BFI). – Jahresbericht 2004: 47-66; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie). – URL: https://www.hlnug.de/fileadmin/dokumente/nachhaltigkeit/Baseflow-Index-Verfahren_HLUG_2004.pdf, Abrufdatum: 04.05.2023.
- HERRMANN, F., JAHNKE, C., JENN, F., KUNKEL, R., VOIGT, H.-J., VOIGT, J. & WENDLAND, F. (2009): Groundwater recharge rates for regional groundwater modelling: a case study using GROWA in the Lower Rhine lignite mining area, Germany. – Hydrogeology Journal, **17**: 2049-2060.

- HERRMANN, F., CHEN, S., HEIDT, L., ELBRACHT, J., ENGEL, N., KUNKEL, R., MÜLLER, U., RÖHM, H., VERE-
ECKEN, H. & WENDLAND, F. (2013): Zeitlich und räumlich hochaufgelöste flächendifferen-
zierte Simulation des Landschaftswasserhaushalts in Niedersachsen mit dem Modell
mGROWA. – Hydrologie Wasserbewirtschaftung, **57**, 5: 206-224; Koblenz (BfG).
- HERRMANN, F., CHEN, S., KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (2014): Auswirkungen von Klimaveränderungen
auf das nachhaltig bewirtschaftbare Grundwasserdargebot und den Bodenwasserhaus-
halt in Nordrhein-Westfalen. – 99 S.; Jülich (Forschungszentrum Jülich).
- HERRMANN, F., WOLTERS, T. & WENDLAND, F. (2021a): Kooperationsprojekt GROWA+ NRW 2021 Teil
IX – Projektionen der Grundwasserneubildung unter dem Einfluss des Klimawandels in
Nordrhein-Westfalen mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA und dem Regionalen
Klimaprojektionen Ensemble (ReKliEs) für Deutschland. – LANUV-Fachbericht 110: 65
S.; Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-
Westfalen).
- HERRMANN, F., WOLTERS, T. & WENDLAND, F. (2021b): Kooperationsprojekt GROWA+ NRW 2021 Teil
IX – Begleitdokument zu den Steckbriefen im LANUV-Fachbericht 110 Teil IX - Projektio-
nen der Grundwasserneubildung regional und landesweit in NRW. – LANUV-Fachbericht
110: 12 S., 37 Steckbriefe; Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbrau-
cherschutz Nordrhein-Westfalen).
- HERRMANN, F., KEULER, K., WOLTERS, T., BERGMANN, S., EISELE, M. & WENDLAND, F. (2021c): Mit der
Modellkette RCP-GCM-RCM-mGROWA projizierte Grundwasserneubildung als Datenba-
sis für zukünftiges Grundwassermanagement in Nordrhein-Westfalen. – Grundwasser,
26: 17-31; Springer. – URL: <https://doi.org/10.1007/s00767-020-00471-x>.
- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2013): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Ange-
wandte Hydrogeologie. – 8. Aufl.: 438 S.; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- ISO 5168 (2005): Measurement of fluid flow – Procedures for the evaluation of uncertainties. 2nd Ed.,
Reference number ISO 5168:2005(E): 65 pp.; Genève, Switzerland (International Organi-
zation for Standardization).
- ISO 9555-1 (1994): Measurement of liquid flow in open channels – Tracer dilution methods for the
measurement of steady flow – Part 1: General. – 1st Ed., Reference number ISO 9555-
1:1994(E): 44 pp.; Genève, Switzerland (International Organization for Standardization).
- ISO 9555-3 (1992): Measurement of liquid flow in open channels – Tracer dilution methods for the
measurement of steady flow – Part 3: Chemical tracers. – 1st Ed., Reference number ISO
9555-3:1992(E): 11 pp.; Genève, Switzerland (International Organization for Standardiza-
tion).
- JÜRGENLIEMKE, H. (2008): Chemismus des Warsteiner Tiefengrundwassers und dessen Auswirkung
auf eine hydrothermale Nutzung. – Diplomarbeit (unveröffentlicht); Fachhochschule Lippe
und Höxter.
- KAPPEN, V. (1999): Ingenieurgeologische Steinbruchkartierung im Warsteiner Massenkalk zur Erfas-
sung des Trennflächengefüges unter Berücksichtigung der Wasserwirksamkeit. – Diplom-
kartierung (unveröffentlicht); Aachen (RWTH Aachen).
- KAPPEN, V. (2000): Betrachtungen zum Grundwasserfließsystem im Warsteiner Massenkalk (Nordöst-
liches Sauerland). – Diplomarbeit (unveröffentlicht); Aachen (RWTH Aachen).
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen
Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. deutsch.
geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.: 89-95, 6 Abb.; Hannover. – Zitiert aus:

- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2013): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 8. Aufl.: 438 S.; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- KISSEL, M. & SCHMALZ, B. (2020): Comparison of Baseflow Separation Methods in the German Low Mountain Range. – *Water*, **12**, 1740: 22 pp. – doi:10.3390/w12061740.
- KOCH, M. (1984a): Zur Hydrologie des Warsteiner Massenkalkes. – *Kölner Geogr. Arb.*, **45**: 441-448, 1 Abb., 2 Tab.; Köln.
- KOCH, M. (1984b): Die Hydrologie des Briloner Massenkalkes. – *Kölner Geogr. Arb.*, **45**: 429-440, 2 Abb., 2 Tab.; Köln.
- KOCH, M. (1998): Die Almequellen. – In: VON KAMP, H. (1998): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. – 2., überarbeitete Auflage: 79 S., 19 Abb., 3 Tab.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- KOCH, M. & ADAMS, U. (1983): Markierungsversuch Warstein 1982. – Ergebnisbericht: 25 S., 24 Anl.; Krefeld (Geologisches Landesamt NRW).
- KOCH, M., MICHEL, G. & SCHRÖTER, H. (1974): Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebietes (Nordöstliches Sauerland). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **20**: 195-214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M. & MICHEL, G. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung durch Kalksteinabbau im Raum Warstein. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 441-449, 3 Abb.; Hannover.
- KOCH, M. & MICHEL, G. (1979): Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft. – *Aufschluss, Sonderband 29* (Warstein): 125-142, 9 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- KOCH, M. & VOGEL, K., mit einem Beitr. von JUNG, K. D. (1995): Der Alme-Teich bei Brilon/Alme (Hochsauerlandkreis) – ein Beitrag zur Hydrogeologie des Briloner Massenkalkes. – 28 S.; Brilon (Stadt Brilon/Wasserwerk).
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. – *Aufschluss, Sonderband 29* (Warstein): 33-45, 10 Abb.; Heidelberg.
- KUHR, P., KUNKEL, R., TETZLAFF, B. & WENDLAND, F. (2014): Räumlich differenzierte Quantifizierung der Nährstoffeinträge in Grundwasser und Oberflächengewässer in Sachsen-Anhalt unter Anwendung der Modellkombination GROWA-WEKU-MEPHos. – Endbericht eines Forschungsvorhabens im Auftrag des Landesbetriebs für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt, Laufzeit 01.11.2010 – 31.03.2014: 218 S. – Zitiert aus: WENDLAND, F., BERGMANN, S., EISELE, M., HERRMANN, F., KUNKEL, R., LINDER, B., SCHÖBEL, T. & SCHUSTER, H. (2021): Kooperationsprojekt GROWA+ NRW 2021 Teil III – Modellierung der Verweilzeiten des Sickerwassers in der ungesättigten Zone und der Fließzeiten des Grundwassers in Nordrhein-Westfalen. – LANUV-Fachbericht 110: 101 S.; Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW).
- KUNK, S. & SCHÖTTLER, C. (1994): Hydrogeologische Untersuchungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge, Nordrhein-Westfalen) – Abflußzyklus und hydrochemischer Zyklus. – Diplomarbeit (unveröffentlicht); Münster (WWU Münster).
- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (1998): Der Landschaftswasserhaushalt im Flusseinzugsgebiet der Elbe – Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen. – *Umwelt/Environment*, **12**: 110 S.; Jülich (Forschungszentrum Jülich).

- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. (2002): The GROWA98 model for water balance analysis in large river basins – the river Elbe case study. – Journal of Hydrology, **259**: 152-162.
- KÜPER, K. (2007): Untersuchungen zur Grundwasserbilanzierung der Warsteiner Massenkalk im Hinblick auf die geothermische Energieversorgung kommunaler Infrastruktur in Warstein. – Diplomarbeit (unveröffentlicht); Höxter (Fachhochschule Lippe und Höxter).
- LAMBRECHT meteo GmbH (2022): Funktionsschema rain[e] Serie – Niederschlagssensor. – Firmenbroschüre – URL: <https://www.lambrecht.net/produkte/niederschlag/wiegender-niederschlagssensor-rain-e-h3>, Abrufdatum: 06.12.2022.
- Land NRW (2022): ELWAS-WEB, Daten zum Pegel Niederalme (2782190000100). – © Land NRW, dl-de/by-2-0 (www.govdata.de/dl-de/by-2-0) – URL: <https://www.elwasweb.nrw.de>, Abrufdatum: 10.10.2022.
- Land NRW (2023): ELWAS-WEB, Daten zur Lörmecke-Quelle (094160090), Bullerteichquelle (094160107) und Moosspringquelle (094170095). – © Land NRW, dl-de/by-2-0 (www.govdata.de/dl-de/by-2-0) – URL: <https://www.elwasweb.nrw.de>, Abrufdatum: 08.05.2023/16.05.2023.
- LANUV NRW (Hrsg.) (2020): Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in NRW im Kontext wasserrechtlicher Verfahren – Synthesebericht zum Workshop vom 11. und 27. März 2020 im LANUV. – LANUV-Fachbericht 106; Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW).
- LANUV NRW (Hrsg.) (2021-2023): HYGON (Hydrologische Rohdaten Online). – URL: <https://luadb.lids.nrw.de/LUA/hygon/pegel.php?rohdaten=ja>, mehrere Datenabrufe im Zeitraum 2021 bis 2023.
- LANUV NRW (Hrsg.) (2022): Gewässerstationierungskarte 3E NRW (Auflage 30.10.2019). – Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW). Datenlizenz Deutschland – Zero – Version 2.0 – URL: https://www.opengeodata.nrw.de/produkte/umwelt_klima/wasser/oberflaechengewaesser/gsk3e/, Abrufdatum: 28.07.2022.
- LANUV NRW (Hrsg.) (2023): Klimaatlas NRW, Herausgeber: Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW unter Verwendung von Daten des Deutschen Wetterdienstes. – URL: <https://www.klimaatlas.nrw.de/klima-nrw-pluskarte>, Abrufdatum: 13.03.2023.
- LAWA – Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (2018): Leitfaden zur Hydrometrie des Bundes und der Länder – Pegelhandbuch. – 5. Auflage; Stuttgart (LAWA).
- LEICHTLE, T. (1994): Wasserwirtschaftliche Gesamtdarstellung des „Briloner Massenkalkgebietes“. – Gutachten für das Landesumweltamt NRW (unveröffentlicht); Aachen (Büro für Hydrogeologie, Wasserwirtschaft und Umweltplanung, Dr. Thomas Leichtle).
- LFULG Sachsen (Hrsg.) (2016): Trinkwasserschutz in Quellgebieten – Handlungsanleitung zur Erstellung von Fachgutachten. – 90 S.; Dresden (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).
- LithoLex (2025): LithoLex – Lithostratigraphisches Lexikon. – Online-Datenbank, Stand: 12.05.25; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). – URL: <https://lithoLex.bgr.de/>, Abrufdatum: 30.05.2025.
- Lörmecke Wasserwerk (2021): Wasserentnahme aus Lörmecke-Quelle bis 2044 rechtlich gesichert. – Meldung vom 18.06.2021 – URL: <https://loermecke.de/wasserentnahme-aus-loermecke-quelle-bis-2044-rechtlich-gesichert/>, Abrufdatum: 20.04.2023.

- Lörmecke Wasserwerk (2023): Wassergewinnung/-bezug. – URL: <https://loermecke.de/wassergewinnung/>, Abrufdatum: 20.04.2023.
- LYNE, V. & HOLLICK, M. (1979): Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modelling. – In: Hydrol. and Water Resour. Symp.: 89-92.; Perth, Australia (Institution of Engineers Australia).
- MAIER, U., KUDLINSKI, J. & MÜLLER-WESTERMEIER, G. (2003): Klimatologische Auswertung von Zeitreihen des Monatsmittels der Lufttemperatur und der monatlichen Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes, **223**: 80 S.; Offenbach am Main (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes).
- MAIER, U. & MÜLLER-WESTERMEIER, G. (2010): Verifikation klimatologischer Rasterfelder. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes, **235**: 91 S.; Offenbach am Main (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes).
- MAILLET, E. (1905): Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale. – Paris (Hermann). – Zitiert aus: FORD, D. & WILLIAMS, P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. – 2nd rev. ed.; Chichester (Wiley & Sons Ltd).
- MALÍK, P., ŠVASTA, J., BAJTOŠ, P. & GREGOR, M. (2021): Discharge recession patterns of karstic springs as observed in Triassic carbonate aquifers of Slovakia. – Hydrogeol. J., 29: 397-427. – DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02276-x>.
- MAY, F., HOERNES, S. & NEUGEBAUER, H. J. (1996): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: The Renish Massif, Central Europe. – Geol. Rundsch., **85**: 782-799; Springer-Verlag.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein): 143-178, 24 Abb., 1 Titelb.; Heidelberg.
- MEYER, T. & TESMER, M. (2000): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems. – Inauguraldissertation: 201 S.; Berlin.
- MICHEL, G. (1980): Die Isotopenmethode aus der Sicht eines Hydrogeologen – Erfahrungen, Erfolge, Enttäuschungen. – bbr, **31**: 486-487; Köln.
- MICHEL, G. (1988): Conflict between groundwater exploitation and limestone quarrying in the karst region of Warstein (Federal Republic of Germany). – IAH 21st Congress, Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection, 10-15 October 1988, Guilin, China: 178-182.
- MICHEL, G., ADAMS, U. & SCHOLLMAYER, G. (1998): Mineral- und Heilwässervorkommen in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 80 S., 16 Abb., 11 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- MÖHRKE, P. & RUNGE, B.-U. (2020): Arbeiten mit Messdaten – Eine praktische Kurzeinführung nach GUM. – 131 S.; Berlin (Springer-Verlag). – <https://doi.org/10.1007/978-3-662-60660-5>.
- MORGENSCHWEIS, G. (2018): Hydrometrie – Theorie und Praxis der Durchflussmessung in offenen Gerinnen. – 2. Auflage: 637 S.; Berlin (Springer-Verlag).
- MORGENSCHWEIS, G. & NUSCH, E. (1991): Fliesszeitmessung in der Ruhr bei Niedrigwasserabfluss. – Ruhrwassermenge 1990: 38-55; Essen (Ruhrverband). – Zitiert aus: MORGENSCHWEIS, G. (2018): Hydrometrie – Theorie und Praxis der Durchflussmessung in offenen Gerinnen. – 2. Auflage: 637 S.; Berlin (Springer-Verlag).

- Oberverwaltungsgericht NRW (2018): Urteil zum Aktenzeichen 11 A 3048/11 vom 18.11.2015. – URL: https://nrwe.justiz.nrw.de/ovgs/ovg_nrw/j2015/11_A_3048_11_Urteil_20151118.html, Ab-rufdatum: 08.06.2025.
- OESTERREICH, B. & WREDE, V. (2017): Tektonische Karte und Schnitt. – In: GD NRW (Hrsg.) (2017): Geologie im Rheinischen Schiefergebirge – Teil 3: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen).
- OTT (2008): Bedienungsanleitung – Akustischer, digitaler Strömungsmesser OTT ADC. – Doku-mentnr.: 10.500.001.B.D 05-0213, 72 S.; Kempten (OTT Hydromet GmbH).
- OTTENJANN, M.-B., KONS, S., MEßER, J., WERNER, F., GETTA, M. & GÖBEL, P. (2022): Rekonstruktion des Druckpotenzials für den unteren Grundwasserleiter im Münsterländer Kreidebecken im Falle eines ungehinderten Grubenwasseranstiegs im Grundgebirge. – Grundwasser, **27**: 15-28; Springer. – URL: <https://doi.org/10.1007/s00767-021-00506-x>.
- PAHLEVAN, L. (1994): Hydrogeologische Untersuchungen zum Abflußgeschehen des Briloner Massen-kalkes. – Diplomarbeit (unveröffentlicht); Aachen (RWTH Aachen).
- PFEFFER, K.-H. (1884a): Zur Geomorphologie der Karstgebiete im Rheinischen Schiefergebirge. – Köl-ner Geogr. Arb., **45**: 247-291, 4 Abb., 1 Tab., 12 Fotos; Köln.
- PFEFFER, K.-H. (1984b): Einführung in die Hydrologie der verkarsteten Regionen des Rheinischen Schiefergebirges. – Kölner Geogr. Arb., **45**: 399-414, 4 Abb., 2 Tab.; Köln.
- PROKSCH, W. (1990): Lysimeterauswertungen zur flächendifferenzierten Ermittlung mittlerer Grund-wasserneubildungsraten. – Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, **55**; Koblenz (Bundesanstalt für Gewässerkunde).
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennut-zung und Bodeneigenschaften. – Wasser u. Boden, **32**: 362-366.
- RENGER, M. & WESSOLEK, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsände-rungen auf die Grundwasserneubildung. – Mitt. Inst. für Wasserwesen, **386**: 295-307; München (Universität der Bundeswehr München).
- RIBBERT, K.-H., SKUPIN, K. & OESTERREICH, B. (2006): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4518 Madfeld. – 2., völlig neu bearbeitete Auflage: 191 S., 14 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen).
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. – Berichte des Deutschen Wetter-dienstes, **194**: 93 S.; Offenbach am Main (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienst).
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. – 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart (E. Schwei-zerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- ROTH, R. (2014): Böden im Sauer- und Siegerland. – 419 S., 301 Abb., 37 Tab., 30 Kt.; Krefeld (Geo-logischer Dienst NRW).
- RÜDE, T. R. & NAURATH, L. (2012): F&E-Vorhaben „Mitteltiefe Hydrogeothermie für Warstein“ – AP 2: Hydrogeologische und hydrologische Standorterkundung. – Abschlussbericht (unveröff-entlicht): 62 S., 21 Anh., 1 Anl.; Aachen (RWTH Aachen).
- SCHAUERTE, R. (2012): Hydrographenseparierung an einer Karstquelle im devonischen Massenkalk von Warstein mit Hilfe statistischer Auswertungen hydrogeologischer Kenndaten. – Mas-terarbeit (unveröffentlicht); Aachen (RWTH Aachen).

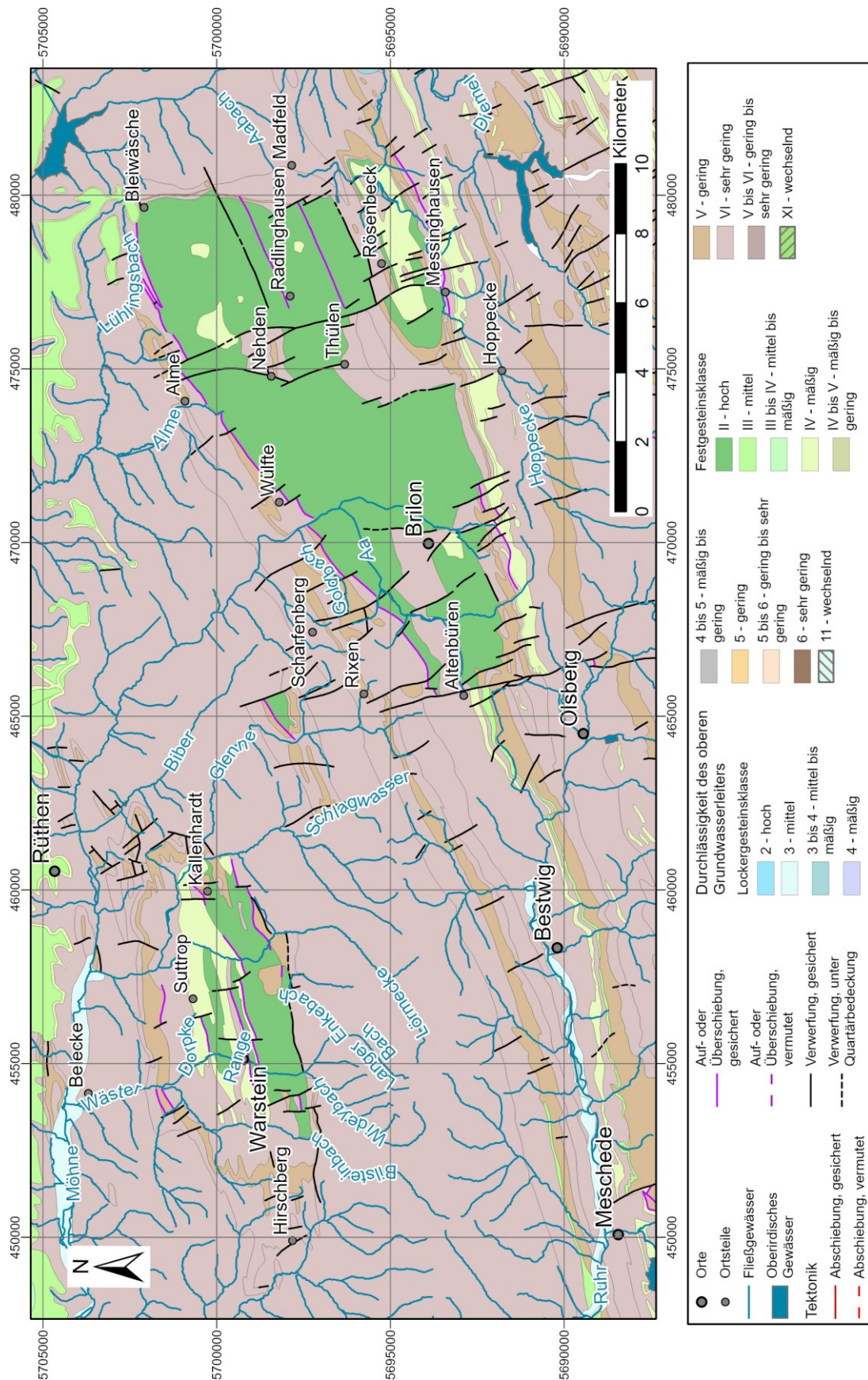
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**: 254-339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin. – Zitiert aus: CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- Schmidt und Partner (2021): Stadtwerke Warstein, Antrag und Erläuterungsbericht zur Erteilung einer wasserrechtlichen Bewilligung gem. §§ 8 bis 10 WHG zur Entnahme von Grundwasser aus der Hillenbergquelle II und der Hillenbergbohrung (...) sowie zur Einleitung von Grundwasser in den Vorfluter Wester. – Gutachtenentwurf Dez. 2021 (unveröffentlicht); Bielefeld (Schmidt und Partner GmbH). – Zitiert aus: GARTISER, A., BETZ, N., SOUKUP, O. & KOCH, R. (2024): Trinkwasserversorgung Stadtwerke Warstein, Hillenbergquelle II und Hillenbergbohrung – Trinkwasserversorgung Lörmecke-Wasserwerk GmbH, Lörmecke-Quelle – Hydrogeologisches Basisgutachten zu den Trinkwasserfassungen im Warsteiner Massenkalk. – Gutachten für Stadtwerke Warstein und Lörmecke-Wasserwerk GmbH (unveröffentlicht); Bamberg (Gartiser, Germann & Piewak – Ingenieurbüro für Geotechnik und Umwelt GmbH).
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2013): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. – 5. vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage: 319 S., 80 Abb., 66 Tab., 11 Tab. im Anhang; Stuttgart (Borntraeger).
- SCHROEDER, M. & WYRWICH, D. (1990): Eine in Nordrhein-Westfalen angewendete Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildung. – Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, **34**, H. 1/2: 12-16.
- SINGHAL, B. B. S. & GUPTA, R. P. (2010): Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. – 2nd Edition: 408 pp.; Dordrecht, Heidelberg, Berlin, New York (Springer).
- Soester Anzeiger (2018): Wasserentnahme aus Hillenberg-Quelle erlaubt – bis zu diesem Stichtag. – soester-anzeiger.de, Artikel vom 24.09.2018 – URL: <https://www.soester-anzeiger.de/lokales/warstein/wasserentnahme-hillenberg-quelle-31122021-erlaubt-10269179.html>, Abrufdatum: 20.04.2023.
- SOLINST (2018): User Guide – Levellogger Series – Software Version 4.4.0. – 78 S.; Georgetown, Kanada (Solinst Canada Ltd.).
- SOLINST (2020): Understanding Pressure Sensor Accuracy, Precision, Resolution & Drift. – Solinst Technical Bulletin; Georgetown, Kanada (Solinst Canada Ltd.). – URL: <https://www.solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/3001-levellogger-series/technical-bulletins/understanding-pressure-sensor-drift.pdf>, Abrufdatum: 17.11.2022.
- Stadt Rüthen (2021): Bevölkerungsstatistik – Wohnbevölkerung, Einwohner Rüthen (Haupt- u. Nebenwohnsitz), Stand 31.12.2021. – URL: <https://www.ruethen.de/wirtschaft/infrastruktur/zahlen-fakten.html>, Abrufdatum: 27.07.2022.
- Stadt Warstein (2022a): Einwohnerzahlen für die Stadt Warstein, Stand 01.07.2022. – URL: <https://warstein.de/stadt-buerger/die-stadtverwaltung/info-service/zahlen-daten-fakten>, Abrufdatum: 27.07.2022.
- Stadt Warstein (2022b): „Grundwasser ist unverzichtbare Ressource“ – Zum Weltwassertag rufen Stadtwerke Warstein zum Schutz des Grundwassers auf. – Presse-Info vom 21.03.2022 – URL: https://warstein.de/fileadmin/user_upload/Dokumente/Nachrichten/Pressemitteilungen/2022_1HJ/2022-03-21_PM_Tag_des_Wassers.pdf, Abrufdatum: 20.04.2023.

- Stadt Warstein (2023): Trinkwasser. – URL: <https://warstein.de/stadt-buerger/stadtwerke/trinkwasser>, Abrufdatum: 20.04.2023.
- Stadtwerke Arnsberg (2023): Die Arnsberger Thermalsole. – URL: <https://www.stadtwerke-arnsberg.de/wasser/thermalsole/>, Abrufdatum: 21.05.2023.
- STEVANOVIĆ, Z. (2015): Characterization of Karst Aquifer. – In: STEVANOVIĆ, Z. (eds) (2015): Karst Aquifers – Characterization and Engineering. – Professional Practice in Earth Sciences: 47-125; Cham, Switzerland (Springer). – https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4_3.
- STEVANOVIĆ, Z. (2018): Global distribution and use of water from karst aquifers. – In: PARISE, M., GABROVSEK, F., KAUFMANN, G. & RAVBAR, N. (eds) (2018): Advances in Karst Research: Theory, Fieldwork and Applications. – Special Publications, **466**: 217-236; London (Geological Society).
- STOPPEL, D., KORN, D. & AMLER, M. R. W. (2006): Der Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges und das zentrale Sauerland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **41**: 330–357; Hannover.
- TEPNER, E. (2019): Analyse langzeitlicher Trends der Grundwasserbeschaffenheit und ihre Bedeutung für die Verbreitung von Grundwassertypen im Karstaquifer von Brilon (nordöstliches Sauerland). – Masterarbeit (unveröffentlicht): 114 S.; Aachen (RWTH Aachen).
- THOME, K. N. (1968): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. – 148 S., 15 Abb., 7 Tab., 6 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- TURC, L. (1954): Calcul du bilan d'évaluation de l'eau en fonction des précipitations et des températures. – Publ. No. 37 de l'Association Internationale d'Hydrologie, Assemblée Générale de Rome, Tome III, 188-202. – Zitiert aus: ATV-DVWK (Hrsg.) (2002): Merkblatt ATV-DVWK-M 504 – Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – 150 S.; Hennef (ATV-DVWK Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V.).
- TVEITO, O. E., BJØRDAL, I., SKJELVÅG, A. O. & AUNE, B. (2005): A GIS-based agro-ecological decision system based on gridded climatology. – Meteorol. Appl., **12**: 57-68. – doi:10.1017/S1350482705001490.
- UBA (Hrsg.) (2020): Kommunaler Klimaschutz durch Verbesserung der Effizienz in der Fernwärmeversorgung mittels Nutzung von Niedertemperaturwärmequellen am Beispiel tiefeingeothermischer Ressourcen – Anhang. – Climate Change 31/2020: 60 S.; Dessau-Roßlau (Umweltbundesamt).
- UBA (Hrsg.) (2023): Nationale Wasserstrategie. – Dessau-Roßlau (Umweltbundesamt). – URL: <https://www.umweltbundesamt.de/themen/wasser/wasser-bewirtschaften/nationale-wasserstrategie>, Abrufdatum: 04.08.2023.
- VON KAMP, H. (1983): Hydrogeologische Karte, Tafel 3, Maßstab 1 : 50 000. – In: CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- VON KAMP, H. (1984): Hydrogeologie. – In: CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – 155 S., 20

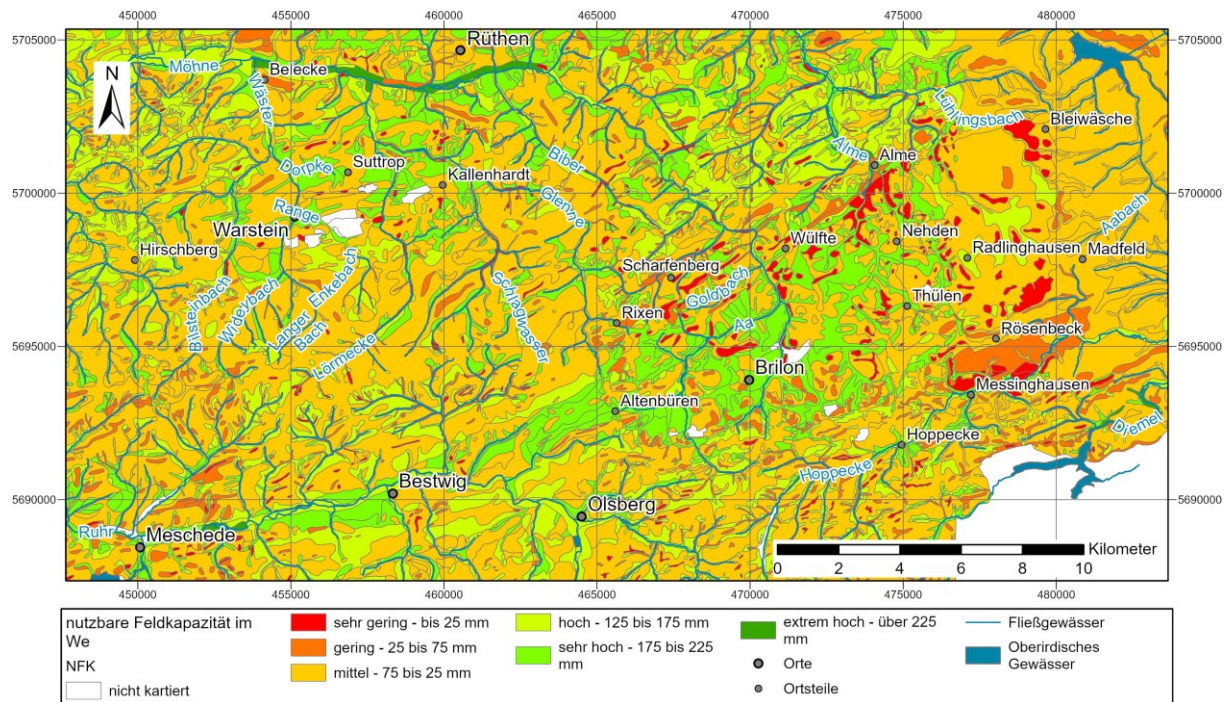
- Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen). Datenlizenz Deutschland – Namensnennung – Version 2.0.
- VON KAMP, H. (1998): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. – 2., überarbeitete Auflage: 79 S., 19 Abb., 3 Tab.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Dissertation: 217 S.; Clausthal (Technische Universität Clausthal).
- WALTER, R. (2007): Geologie von Mitteleuropa. – 7. Auflage: 511 S., 184 Abb.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- Warsteiner Brauerei Haus Cramer KG (2014): Nachhaltigkeitsbericht der Warsteiner Brauerei 2012. – URL: https://www.warsteiner-gruppe.de/wp-content/uploads/2016/05/Nachhaltigkeitsbericht_Download.pdf, Abrufdatum: 08.06.2025.
- Warsteiner Brauerei Haus Cramer KG (2016): Update 2015 zum Nachhaltigkeitsbericht der Warsteiner Brauerei. – URL: https://www.warsteiner-gruppe.de/wp-content/uploads/2016/04/Nachhaltigkeitsbericht_Download_2015.pdf, Abrufdatum: 08.06.2025.
- WEIDNER, C. (2010): Erkundung von Klüften mittels Geoelektrik und Eigenpotenzialmethode im Warsteiner Massenkalk und deren grundwasserhydraulische Bewertung. – Masterarbeit (unveröffentlicht); Aachen (RWTH Aachen).
- WENDLAND, F., BERGMANN, S., EISELE, M., HERRMANN, F., KUNKEL, R., LINDER, B., SCHÖBEL, T. & SCHUSTER, H. (2021): Kooperationsprojekt GROWA+ NRW 2021 Teil III – Modellierung der Verweilzeiten des Sickerwassers in der ungesättigten Zone und der Fließzeiten des Grundwassers in Nordrhein-Westfalen. – LANUV-Fachbericht 110: 101 S.; Recklinghausen (Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW).
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. – *Wasserwirtschaft*, **85**, 12: 602-604.
- WESSOLEK, G. & FACKLAM, M. (1997): Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, **160**: 41-46; Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft mbH).
- Westfalenpost (2018): Wasser aus Hillenberg-Quelle fließt jetzt auch nach Suttrop. – Westfalenpost, Artikel vom 17.10.2018 von STREBER, T. – URL: <https://www.wp.de/staedte/warstein-und-umland/wasser-aus-hillenberg-quelle-fliesst-jetzt-auch-nach-suttrop-id215589445.html>, Abrufdatum: 20.04.2023.
- WISOTZKY, F., CREMER, N. & LENK, S. (2018): Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrogeochemische Modellierung – Grundlagen, Anwendungen und Problemlösungen. – 2. Auflage: 677 S.; Berlin (Springer Spektrum).
- WMO (2010): Manual on Stream Gauging – Volume II – Computation of Discharge. – WMO-No. **1044**; Genf (World Meteorological Organization).
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – *Forsch. Dtsch. Landeskunde.*, **104**: 47-54, 2 Abb.; Remagen. – Zitiert aus: HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2013): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 8. Aufl.: 438 S.; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).

ZYGOWSKI, D. W. (1987): Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen – Ein historischer Überblick. – Geol. Paläont. Westf., **9**: 39-65, 1 Abb., 5 Tab.; Münster.

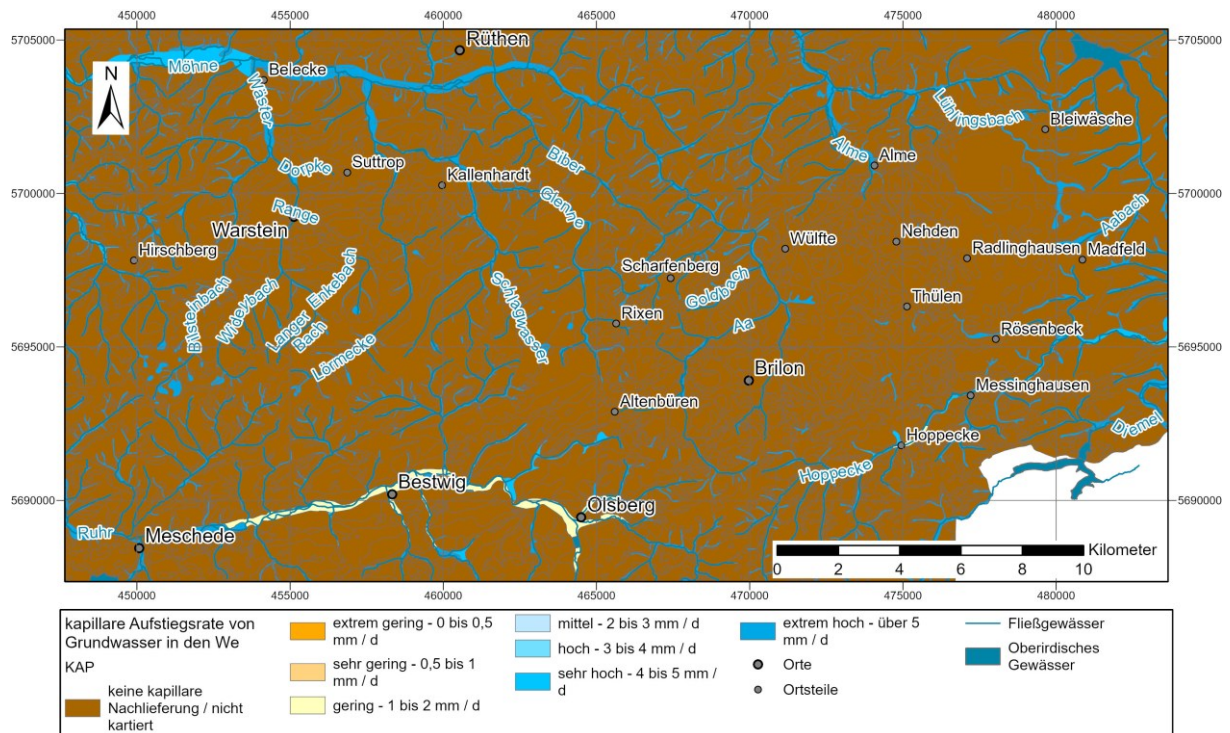
Hydrogeologische Karte des Warsteiner Sattels und der angrenzenden Gebiete mit Darstellung der Durchlässigkeit des oberen Grundwasserleiters, Maßstab 1 : 100.000 (Datengrundlage: GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022):



Nutzbarer Feldkapazität im effektivem Wurzelraum nFK_{We} im Bereich des Warsteiner Sattels und den angrenzenden Gebieten (Datengrundlage: GD NRW 2022c, LANUV NRW 2022):



Kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser KR_v im Bereich des Warsteiner Sattels und den angrenzenden Gebieten (Datengrundlage: GD NRW 2022c, LANUV NRW 2022):



Methodische Grundlagen

Übersicht über die absoluten und relativen Standardabweichungen der Durchflussmessungen:

Pegelstandort (Messmethode ⁽¹⁾)	Anzahl Messungen mit mind. 3 Messwdh.	Untersucher Durchflussbereich [L/s]	Absolute Standardabweichung [L/s]				Relative Standardabweichung [%]			
			Min.	Median	Mittelwert	Max.	Min.	Median	Mittelwert	Max.
Bilsteinb.-Zu. (CI)	8	33 bis 270	0,4	5,6	5,8	11,4	1,3	3,4	3,1	5,2
Bilsteinb.-Ab. (CI)	8	7,1 bis 238	0,3	2,5	2,4	4,8	0,8	2,0	2,5	6,4
Wäster-Zu. (CI)	12	7,5 bis 504	0,5	2,5	5,1	17,6	0,9	3,1	3,3	7,9
Wäster-Ab. (CI)	11	335 bis 1.135	3,2	7,3	17,6	58,4	0,6	1,9	3,0	7,6
Enkeb.-Zu. (CI)	6	2,8 bis 88	0,1	0,4	0,5	1,2	0,2	1,5	8,6 ⁽²⁾	43,8 ⁽²⁾
Wäscheb.-Zu. (CI)	7	7,8 bis 107	0,2	0,6	2,1	7,1	0,9	2,9	3,5	6,6
Lörmecke-Zu. (CI)	14	1,9 bis 378	0,04	1,9	7,4	35,5	0,1	1,4	2,9	9,6
Lörmecke-Ab. (CI)	13	13 bis 757	0,3	1,7	13,1	54,6	0,2	3,9	4,8 ⁽³⁾	12,0 ⁽³⁾
Schlagwasser-Zu. (bis 05/20, ADC) ⁽⁴⁾	7	66 bis 799	1,4	7,0	8,4	15,8	1,9	2,2	3,6	8,5
Schlagwasser-Zu. (ab 09/20, CI)	5	49 bis 685	0,7	3,0	5,5	13,4	1,0	2,0	2,2	4,4
Schlagwasser-Ab. (ADC)	10	33 bis 509	0,6	3,7	8,1	32,1	0,5	3,4	2,8	5,1
Schlagwasser-Ab. (CI)	3	4,9 bis 18	0,16	0,18	0,17	0,19	1,1	1,4	2,1	3,7

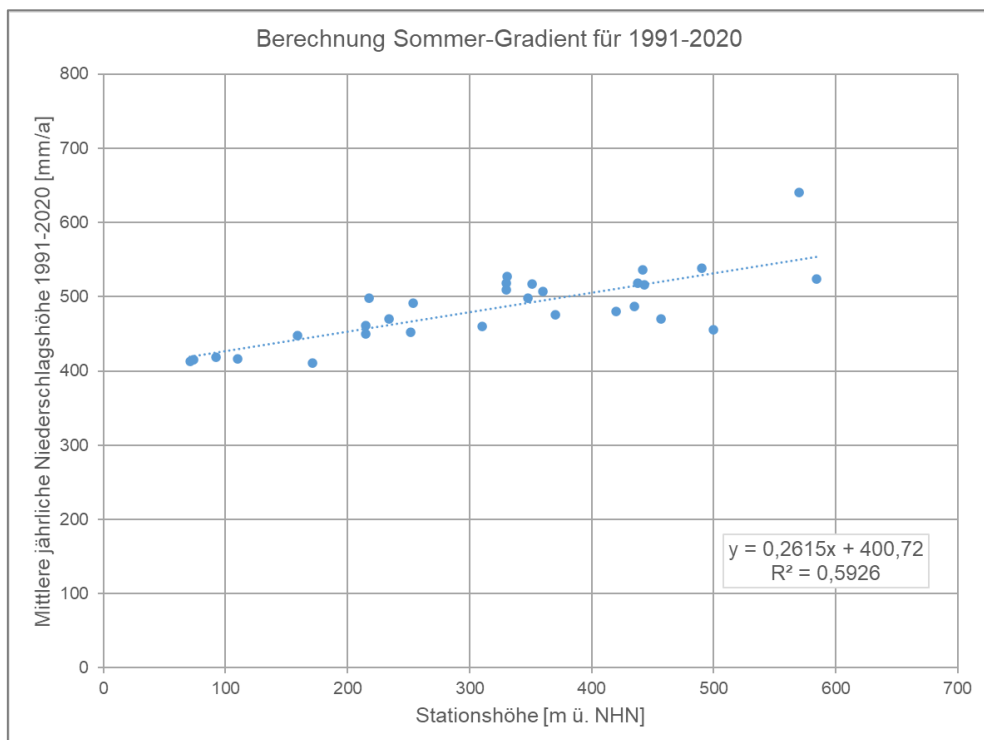
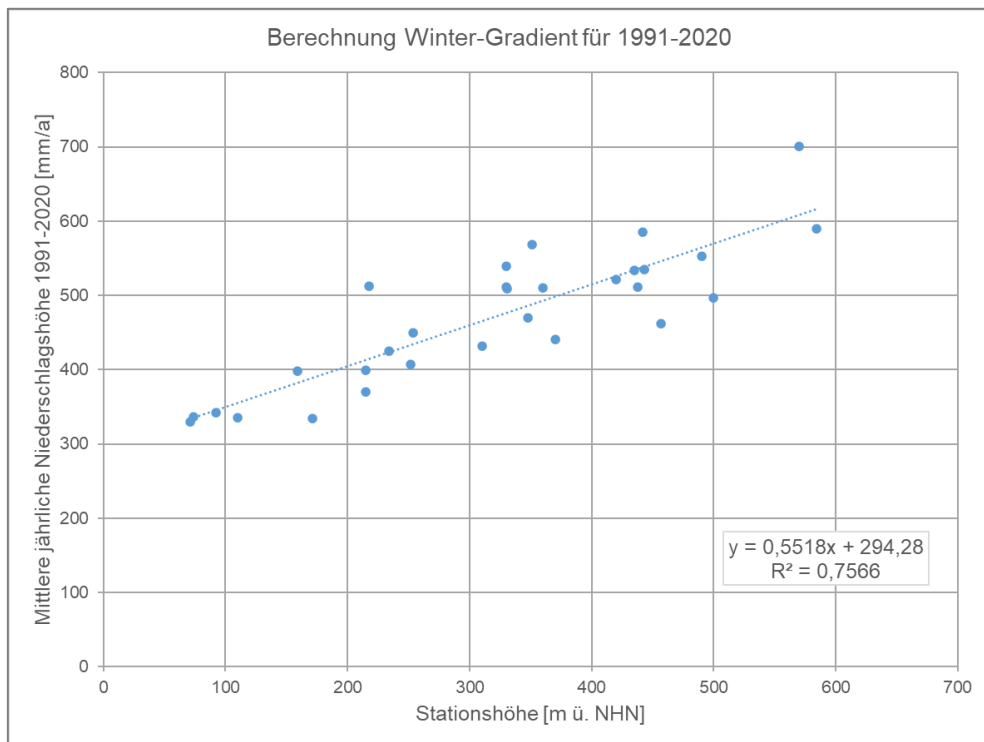
⁽¹⁾Anmerkung Messmethode: CI = Salztracerverfahren, ADC = Lotrechtenverfahren

⁽²⁾Die vergleichsweise hohe relative Standardabweichung ist auf eine einzelne Messwiederholung mit einer ggf. fehlerhaft dokumentierten Salzmasse zurückzuführen. Dies ist im Nachhinein jedoch nicht mehr nachvollziehbar.

⁽³⁾Die vergleichsweise hohe relative Standardabweichung ist auf drei Durchflussmessungen zurückzuführen, bei denen die Mischungsstrecke zu kurz gewählt wurde und die entsprechend nicht bei der Aufstellung der W-Q-Beziehung berücksichtigt wurden.

⁽⁴⁾Eine einzelne per Salzverfahren durchgeführte Durchflussmessung mit drei Messwiederholungen ergab deutlich variierende Durchflusswerte mit einer relativen Standardabweichung von 24,3 %.

Berechnung der Gradienten Niederschlagsmessstationshöhe zu Niederschlagshöhe für das Winter- und Sommerhalbjahr eines WWJ auf Grundlage mittlerer jährlicher Niederschlagssummen für Messstationen im Untersuchungsgebiet im Referenzzeitraum 1991-2020 (Datengrundlage: DWD 2022-2023):



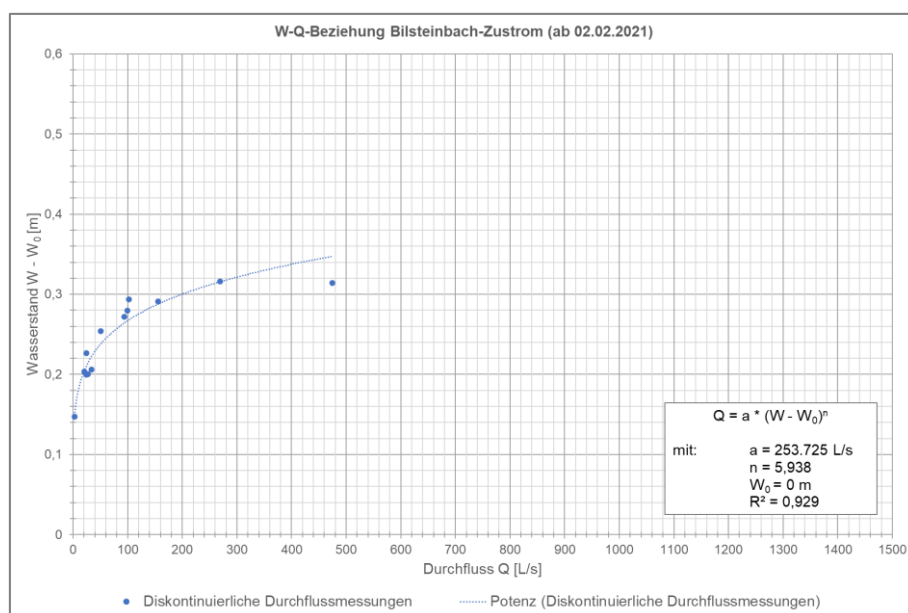
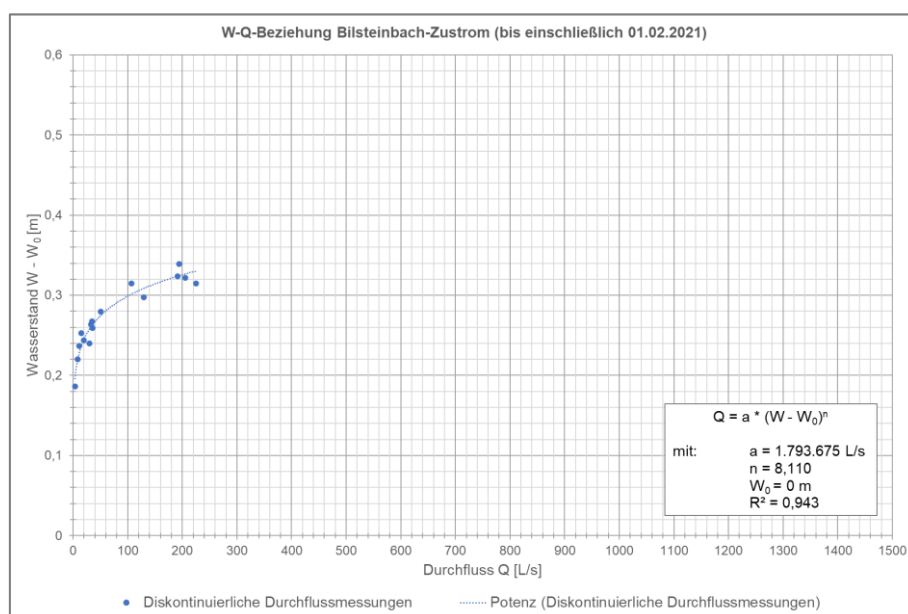
Messstellensteckbriefe

Bilsteinbach-Zustrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

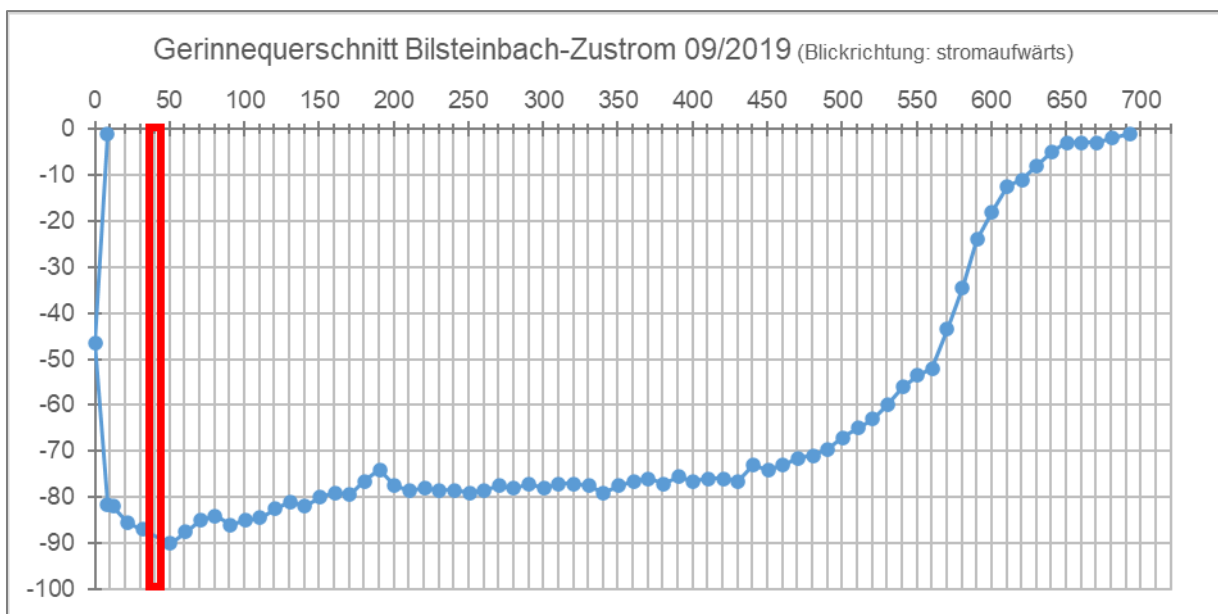
Name	Bilsteinbach-Zustrom
Ostwert in UTM	452.890
Nordwert in UTM	5.697.078
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	6,3
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehungen Bilsteinbach-Zustrom:

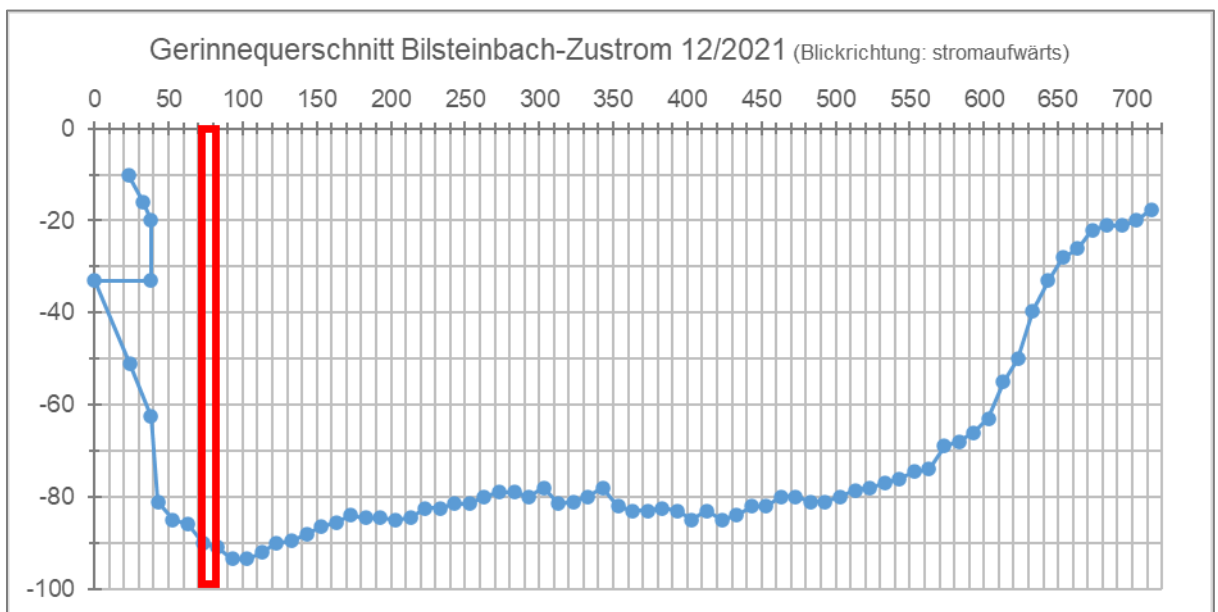




Gerinnequerschnitt 09/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):

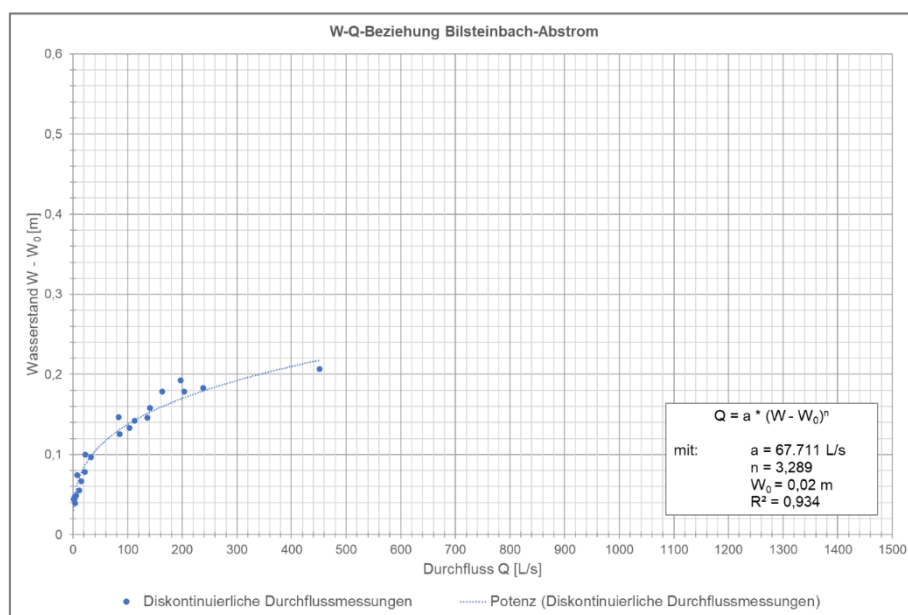


Bilsteinbach-Abstrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

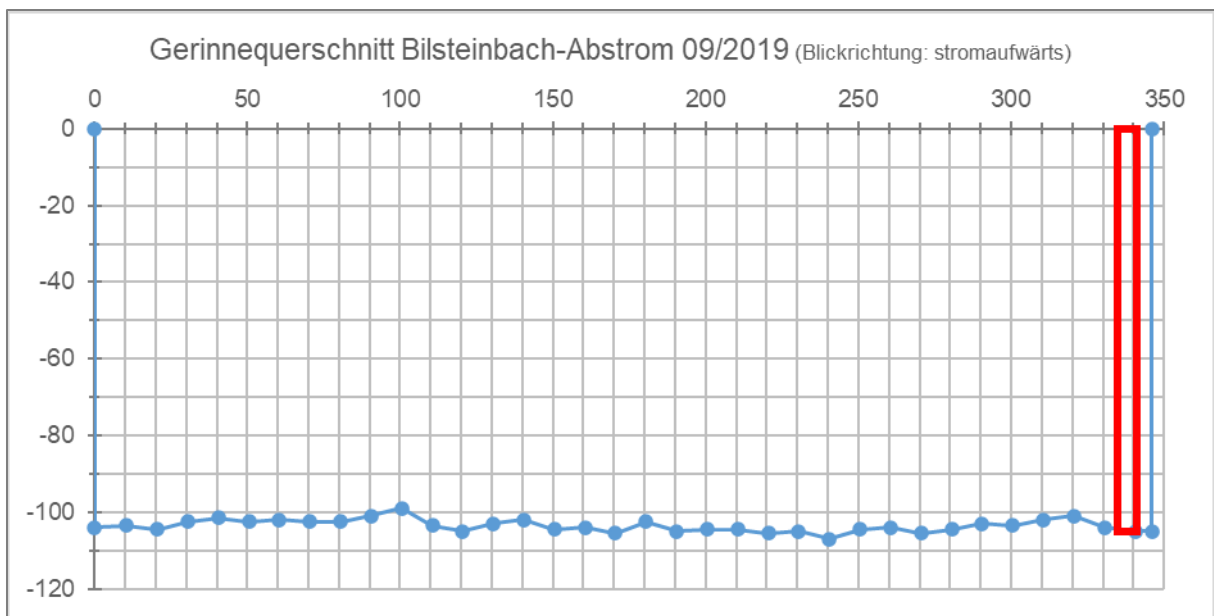
Name	Bilsteinbach-Abstrom
Ostwert in UTM	452.845
Nordwert in UTM	5.697.719
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	6,7
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	ja
Trendkorrektur	ja
Negativdatenkorrektur	ja
Wassertemperaturkorrektur	ja
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Bilsteinbach-Abstrom:

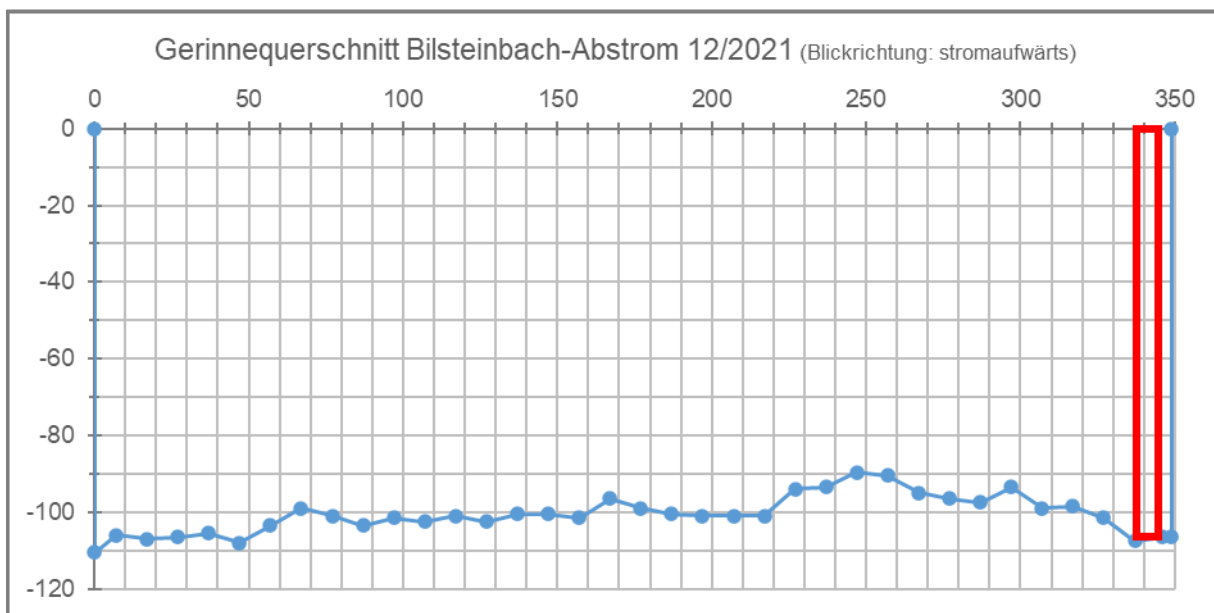




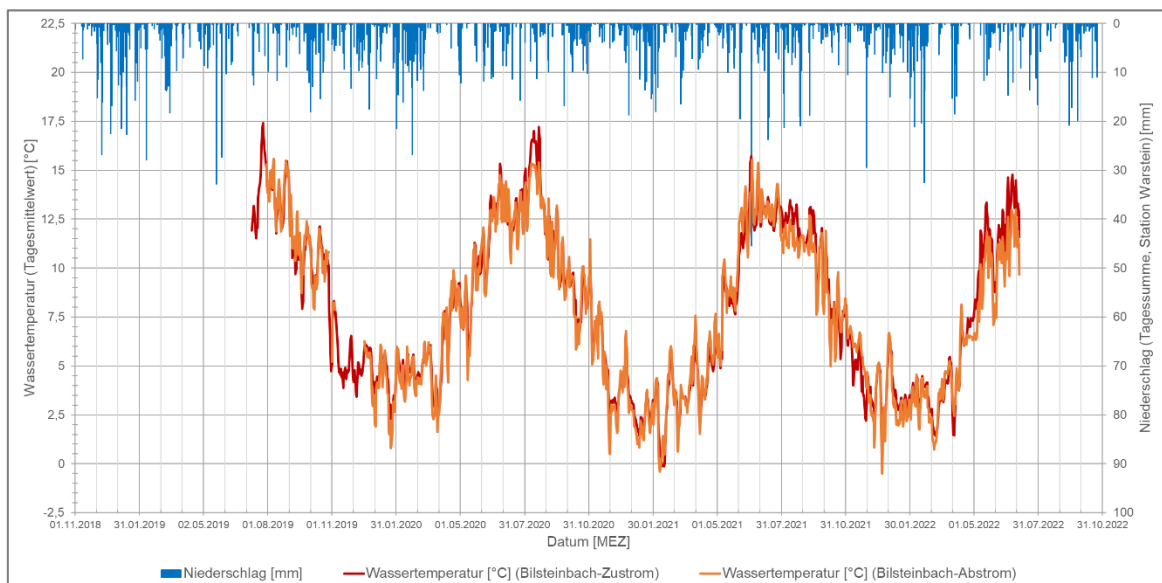
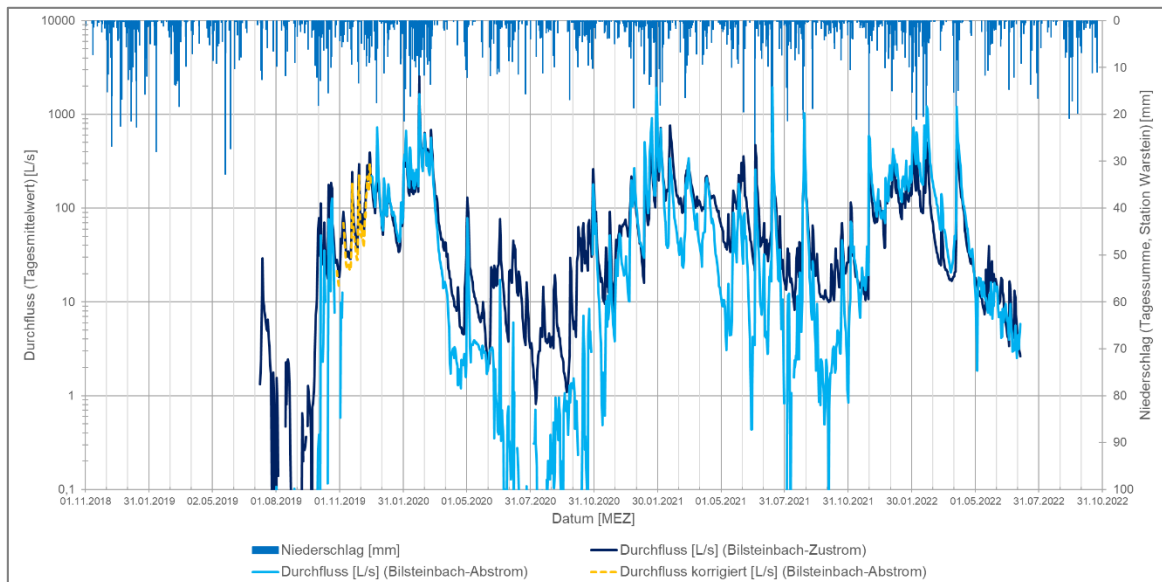
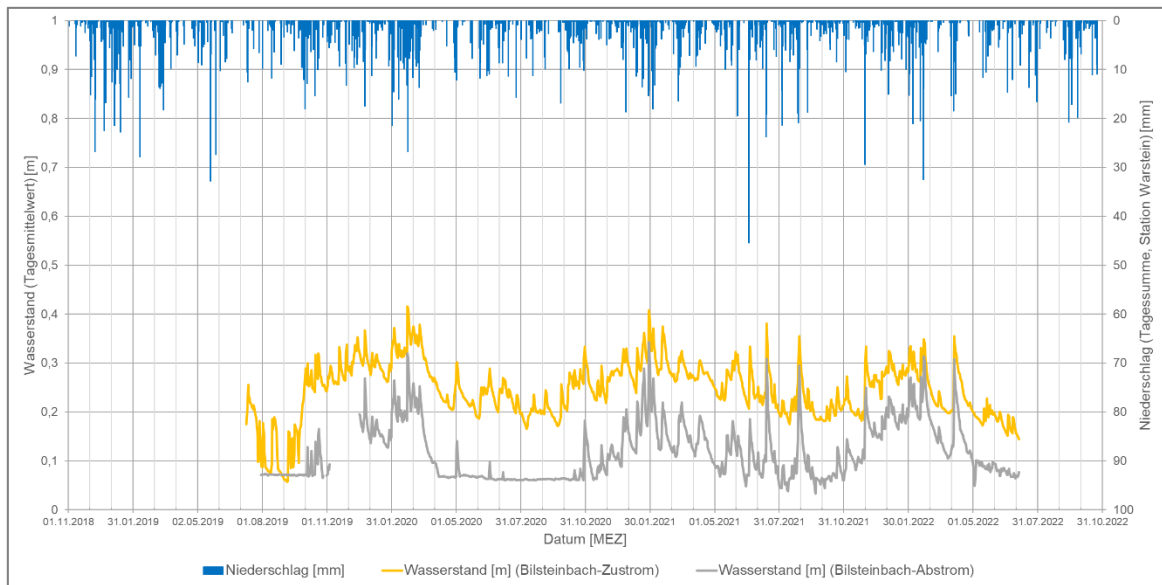
Gerinnequerschnitt 09/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



Vergleich Bilsteinbach-Zustrom und -Abstrom

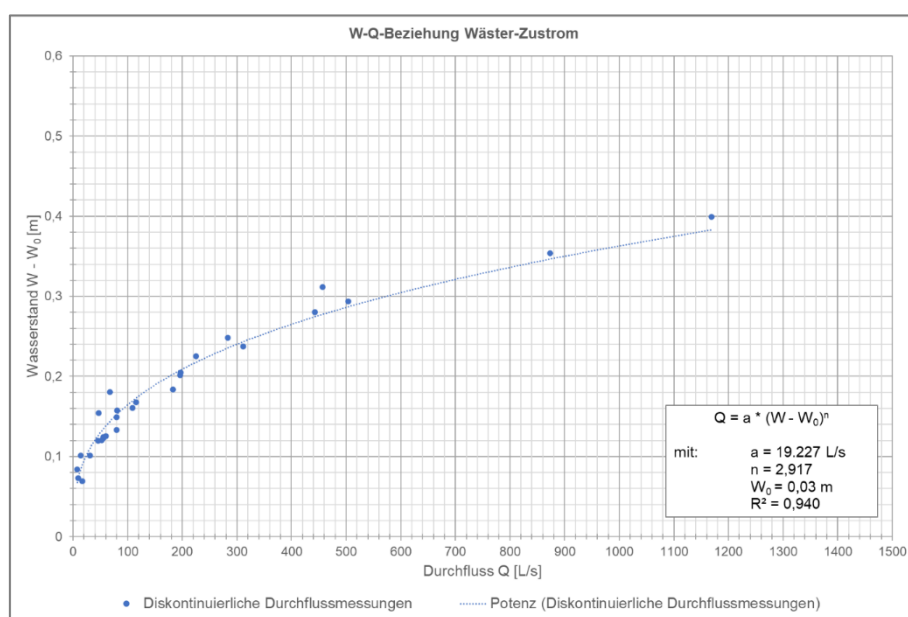


Wäster-Zustrom

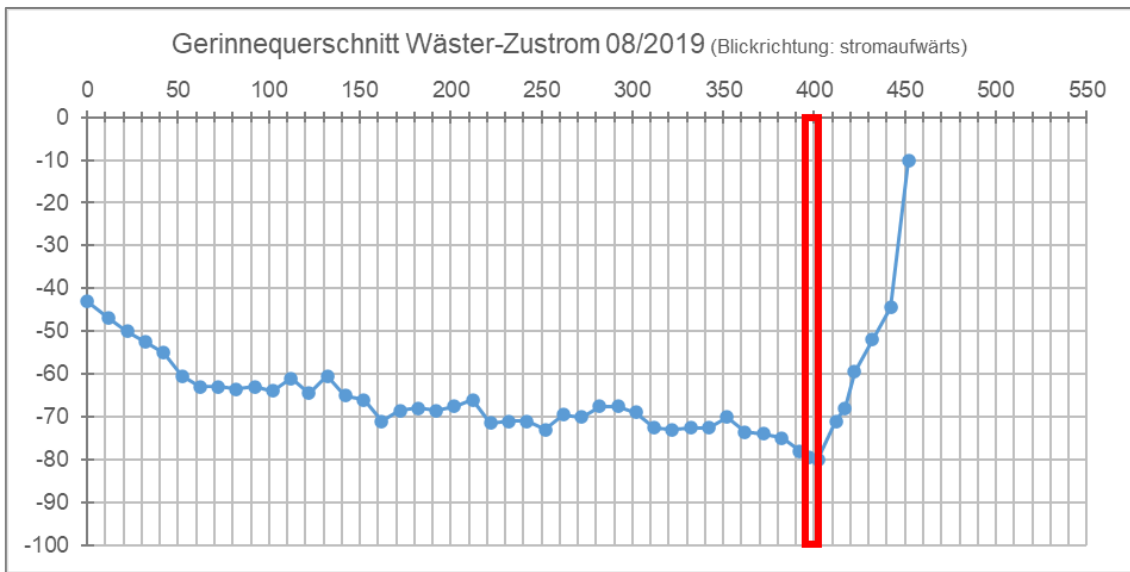
Informationen zur Pegelmessstelle:

Name	Wäster-Zustrom
Ostwert in UTM	454.747
Nordwert in UTM	5.697.515
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	11,6
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	ja

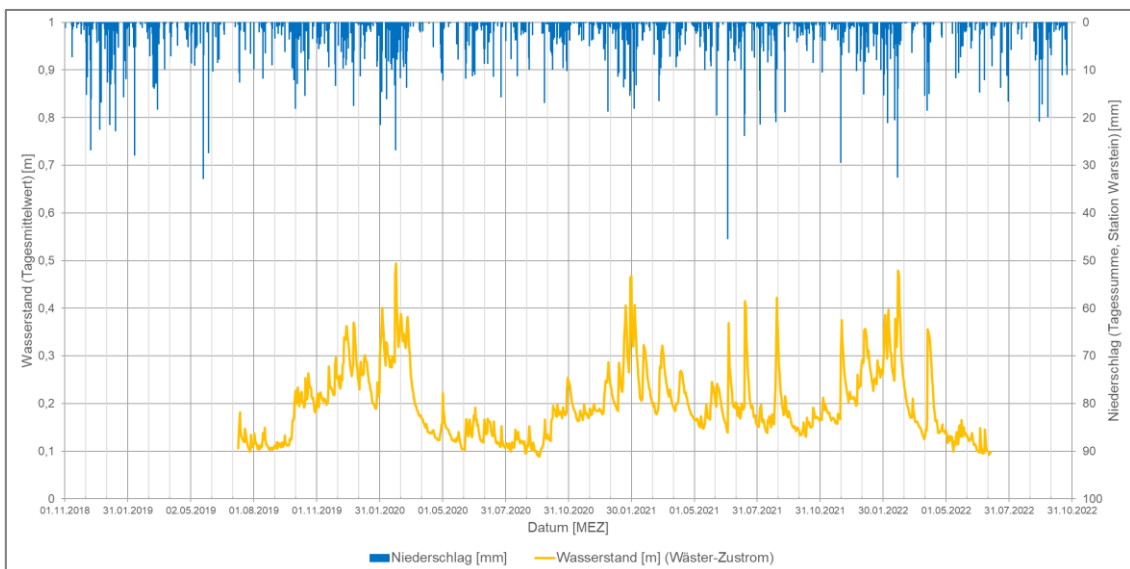
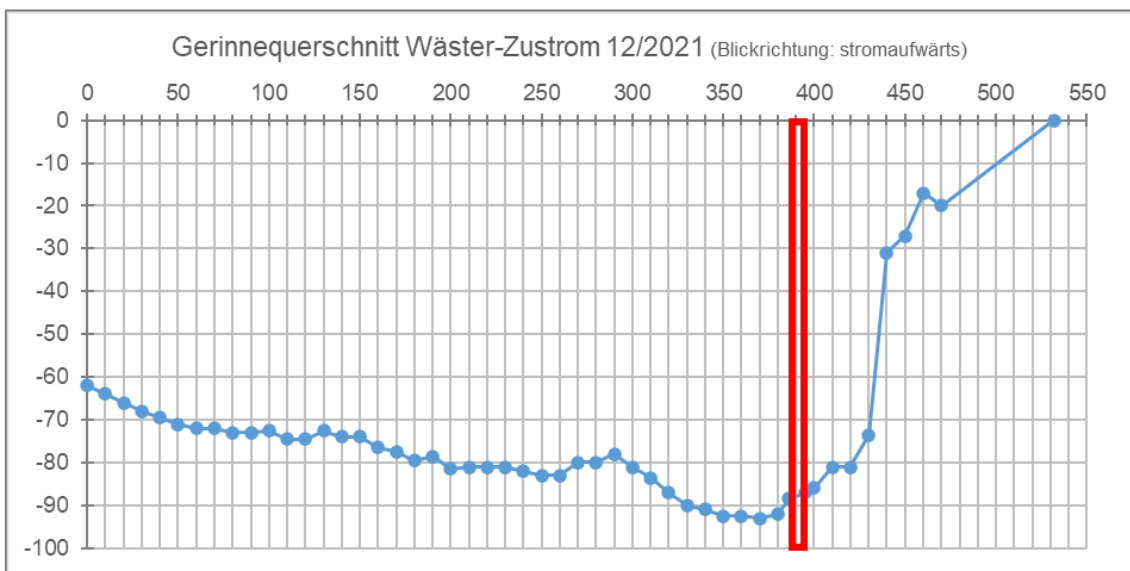
W-Q-Beziehung Wäster-Zustrom:



Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



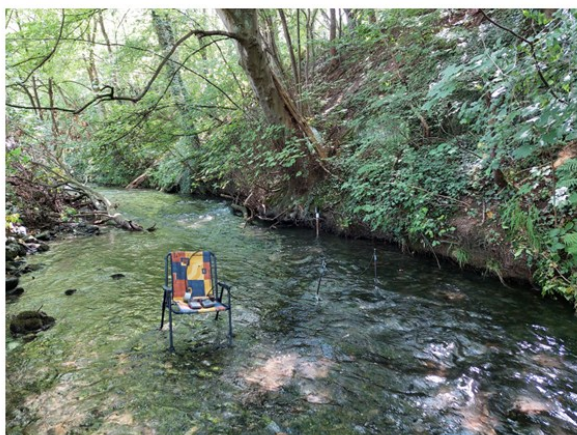
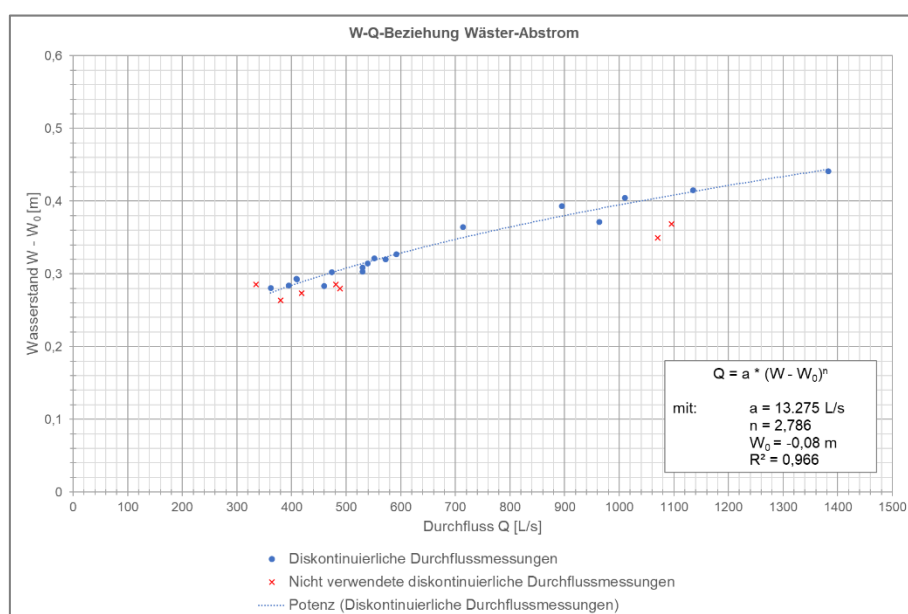
Wäster-Abstrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

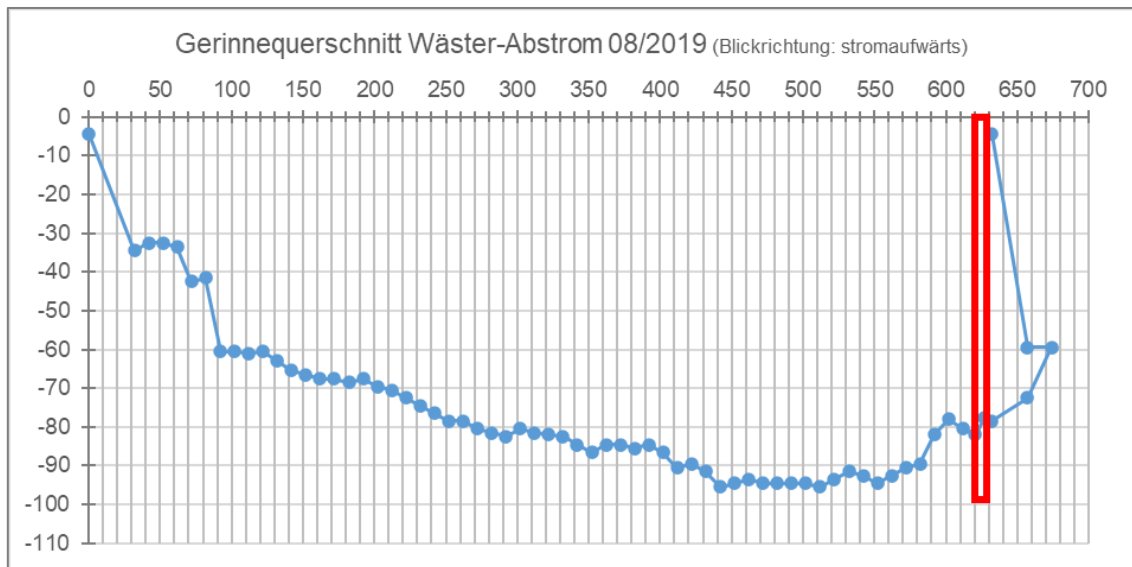
Name	Wäster-Abstrom
Ostwert in UTM	454.731
Nordwert in UTM	5.700.830
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	24,6
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	ja
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	ja
Leitfähigkeitskorrektur	ja

Die gering aus der Lotrechten abweichende Lage des Filterrohres führte dazu, dass die am Filterinnenrohr anliegende Drucksonde an selbigen festkorrodierte. Die Drucksonde musste daher mechanisch vom Filterrohr gelöst und aufwendig gereinigt werden. Durch das Anbringen von Abstandshaltern an der Drucksonde vor deren Wiedereinbau, konnte eine Wiederholung der Problematik erfolgreich verhindert werden.

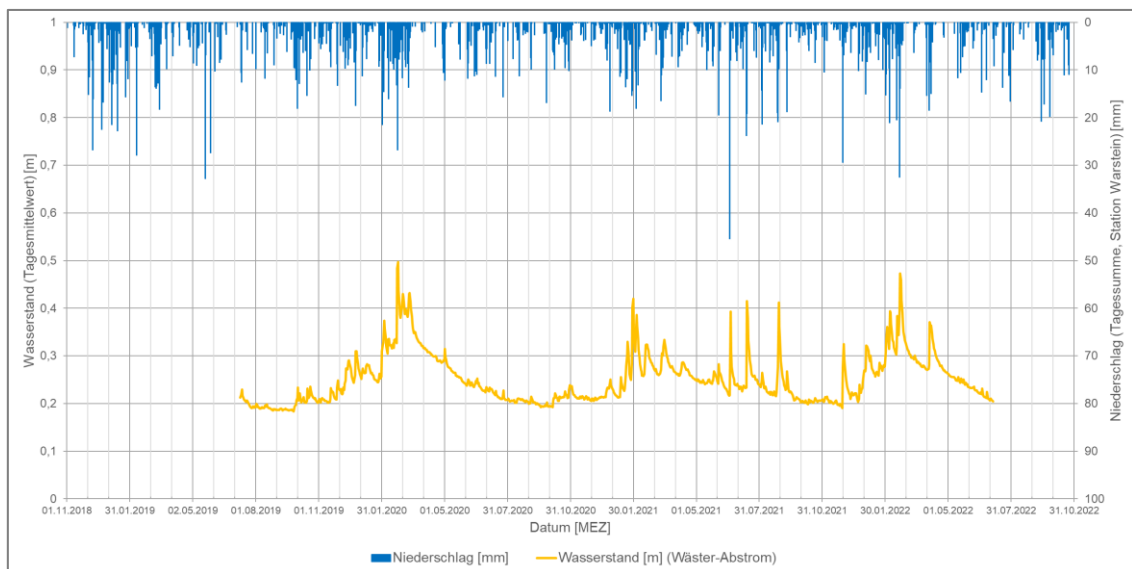
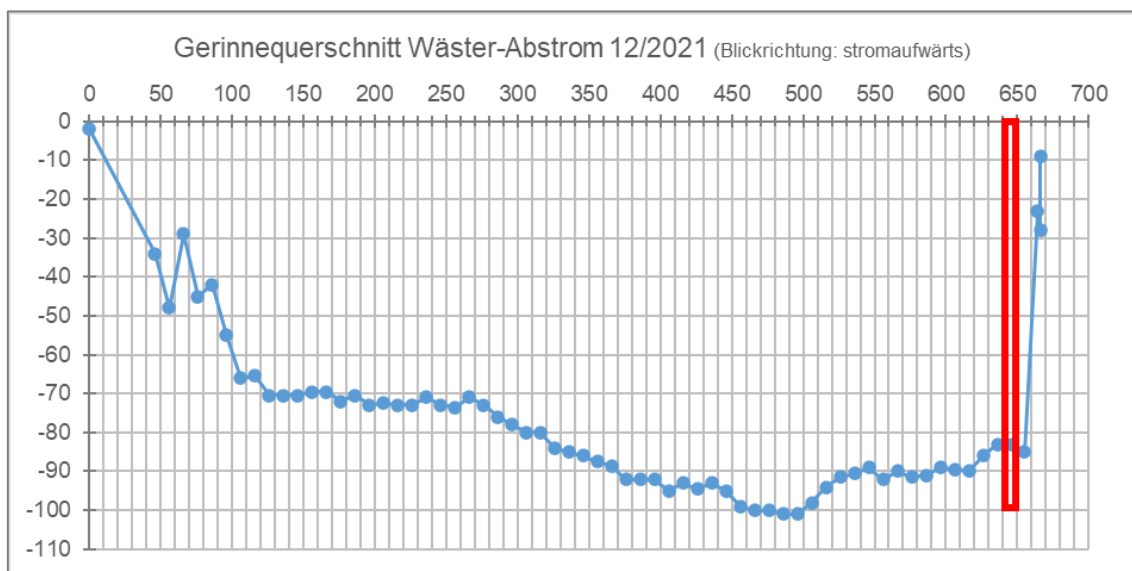
W-Q-Beziehung Wäster-Abstrom:



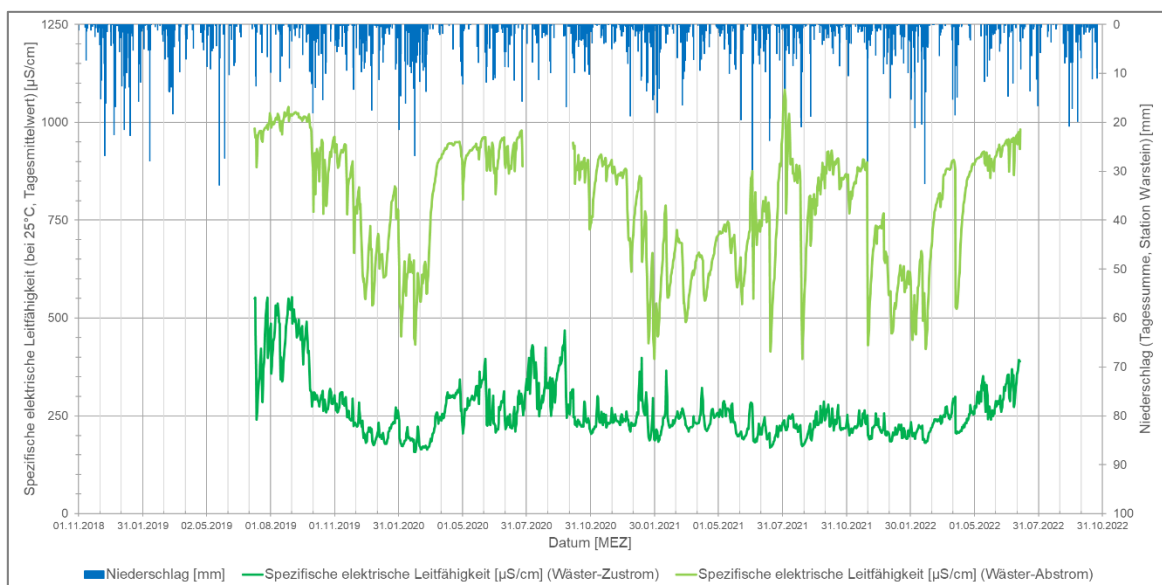
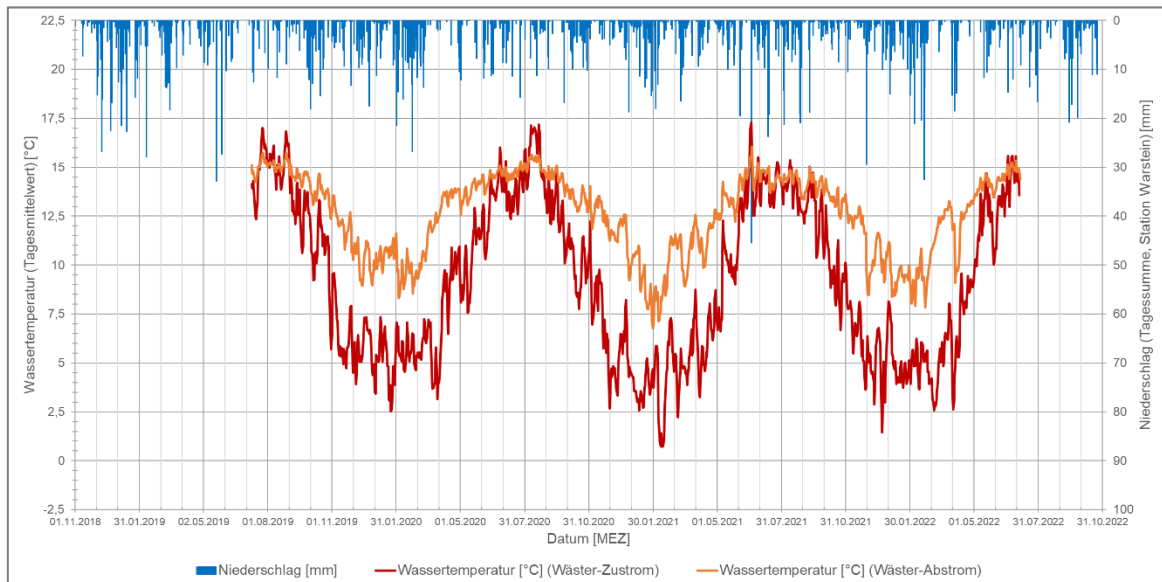
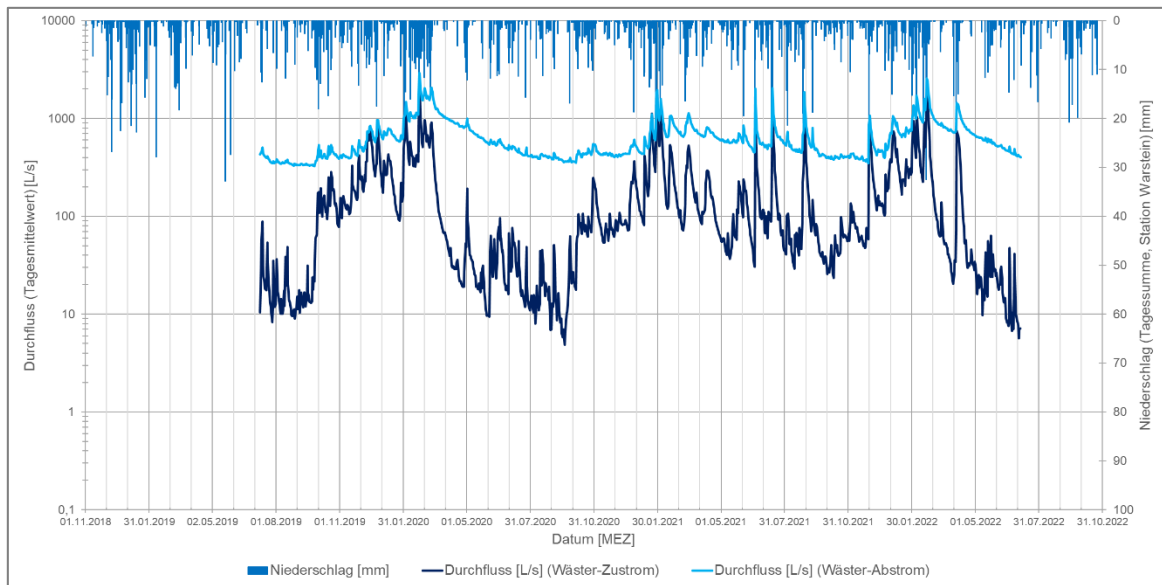
Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



Vergleich Wäster-Zustrom und -Abstrom

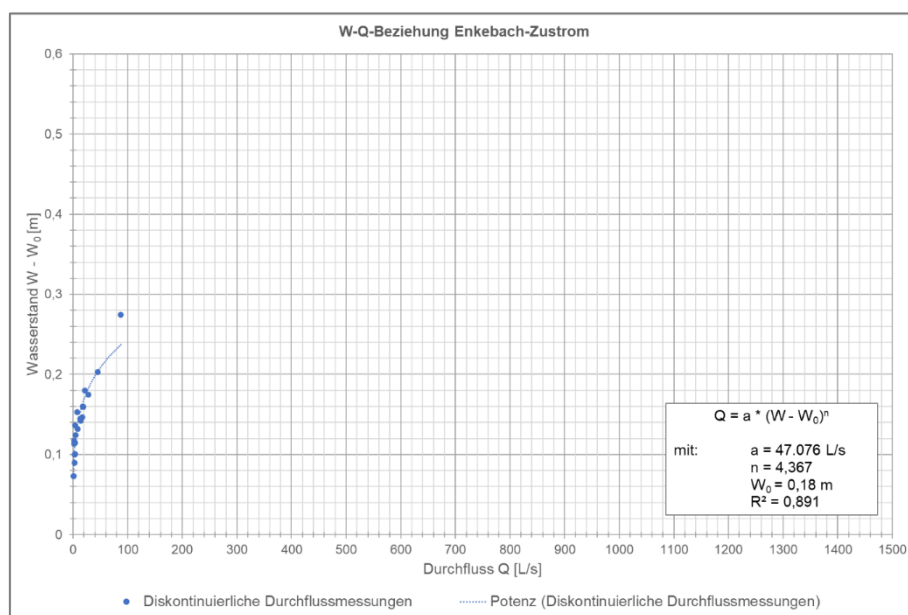


Enkebach-Zustrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

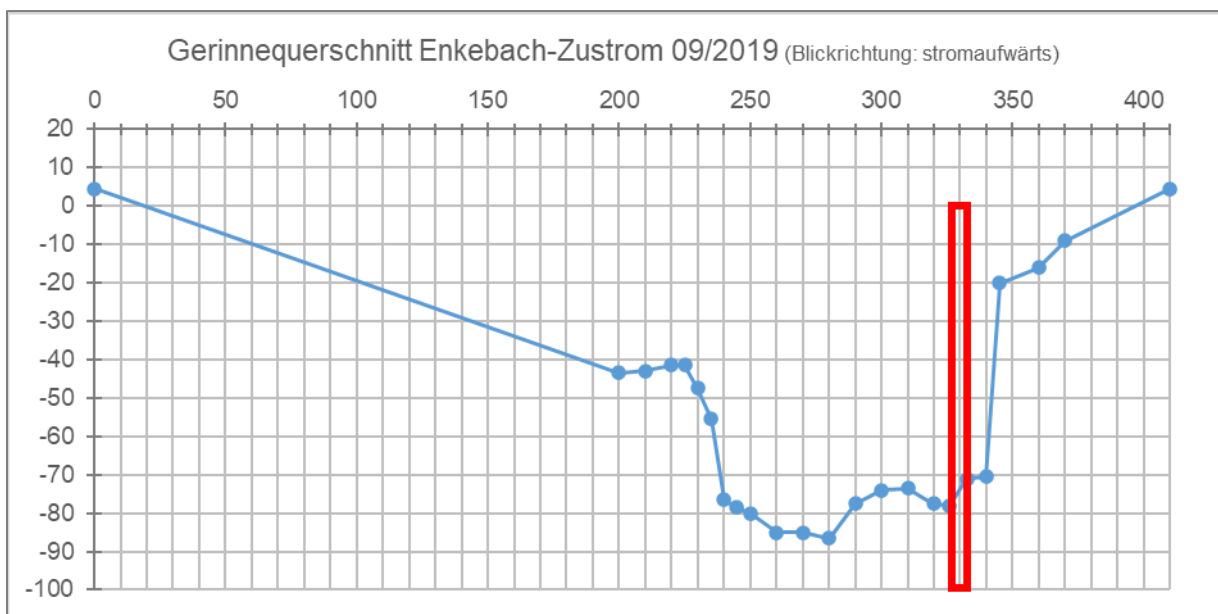
Name	Enkebach-Zustrom
Ostwert in UTM	456.913
Nordwert in UTM	5.697.976
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	1,0
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Enkebach-Zustrom:

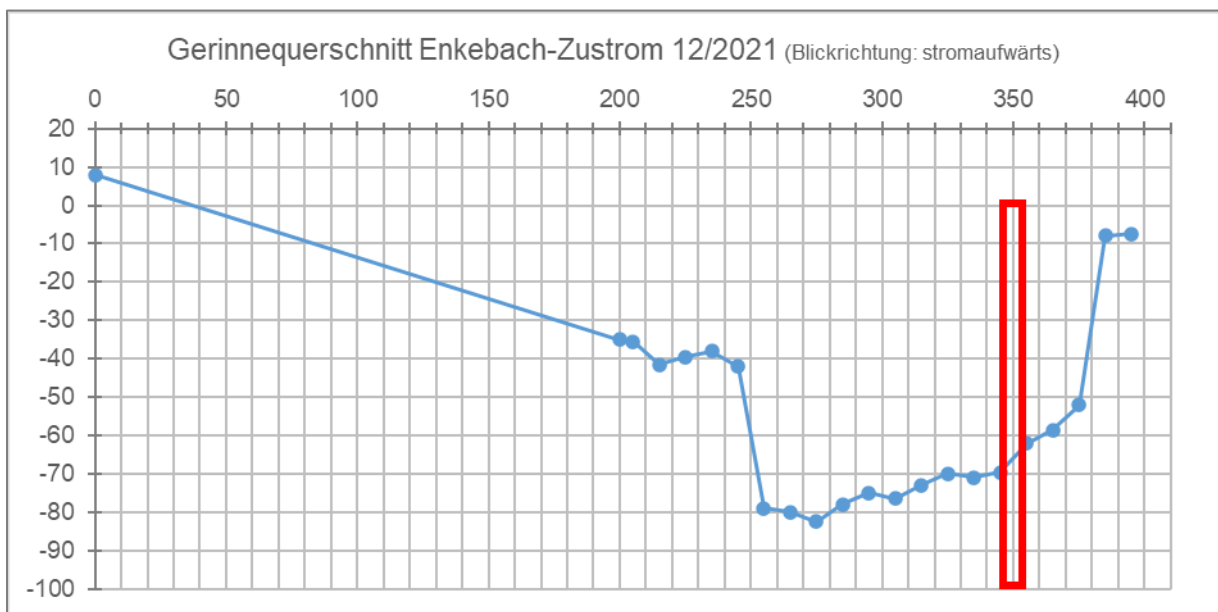


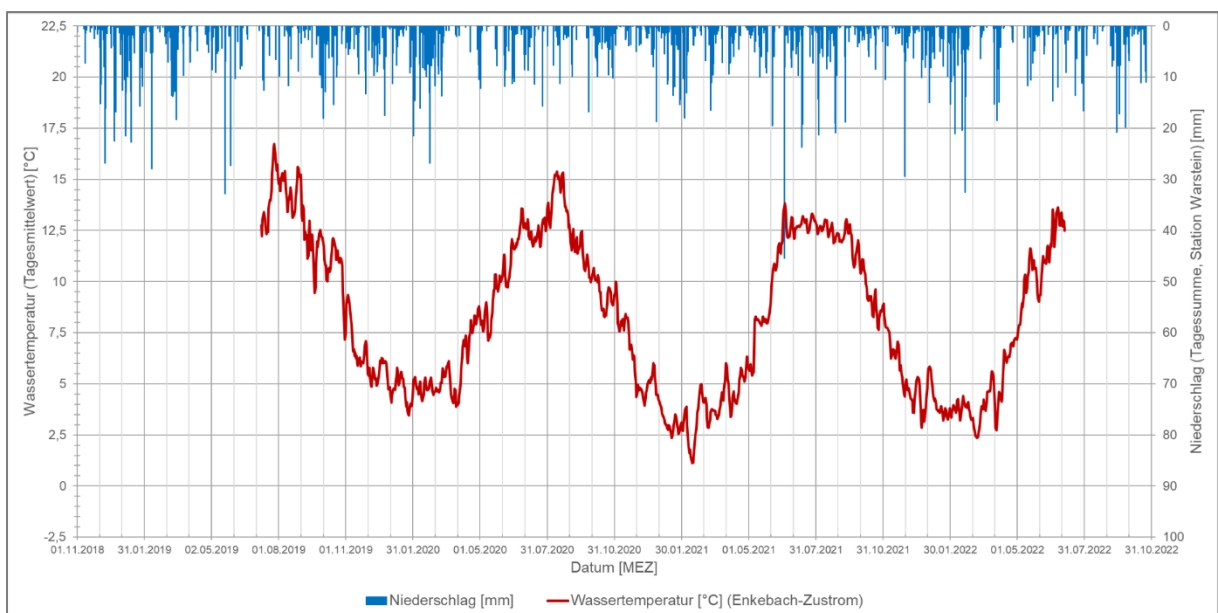
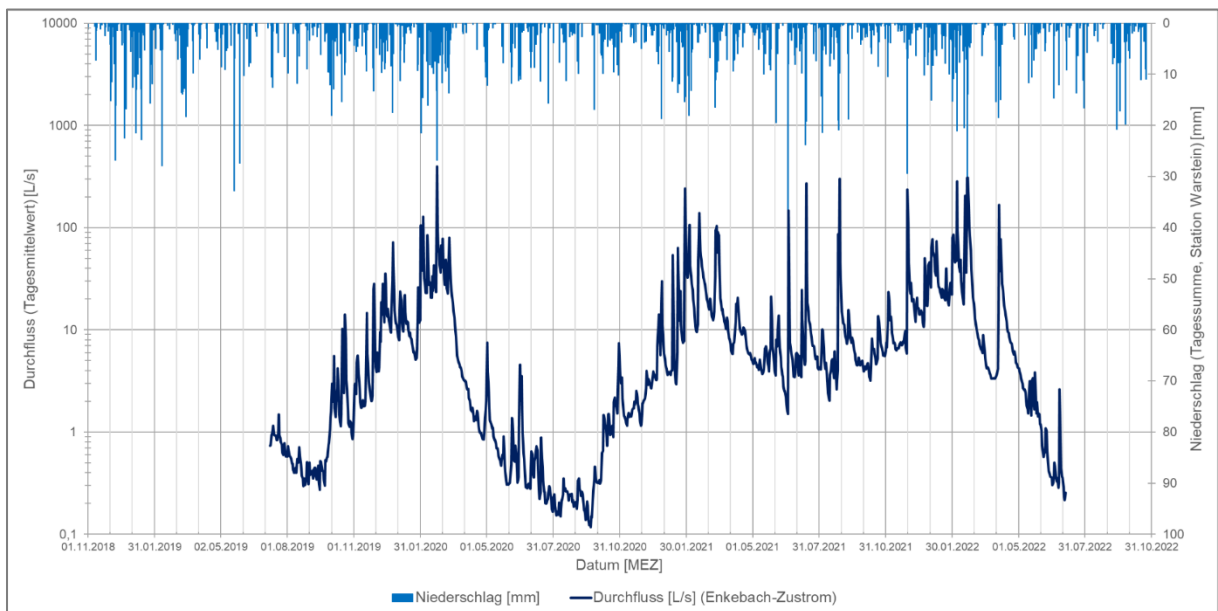
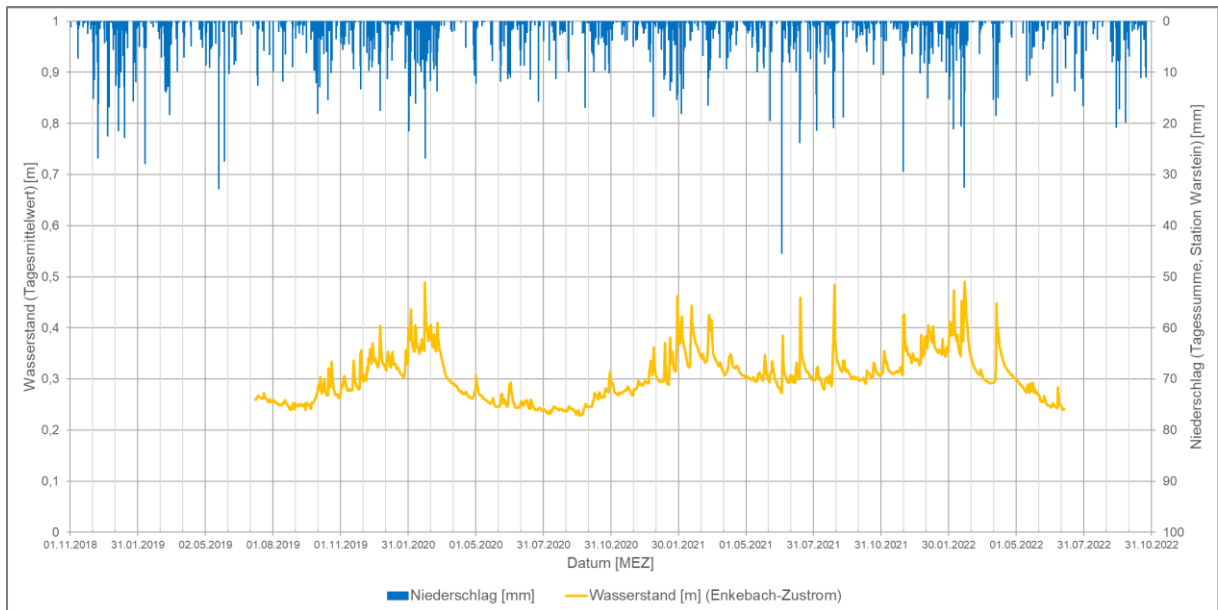


Gerinnequerschnitt 09/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



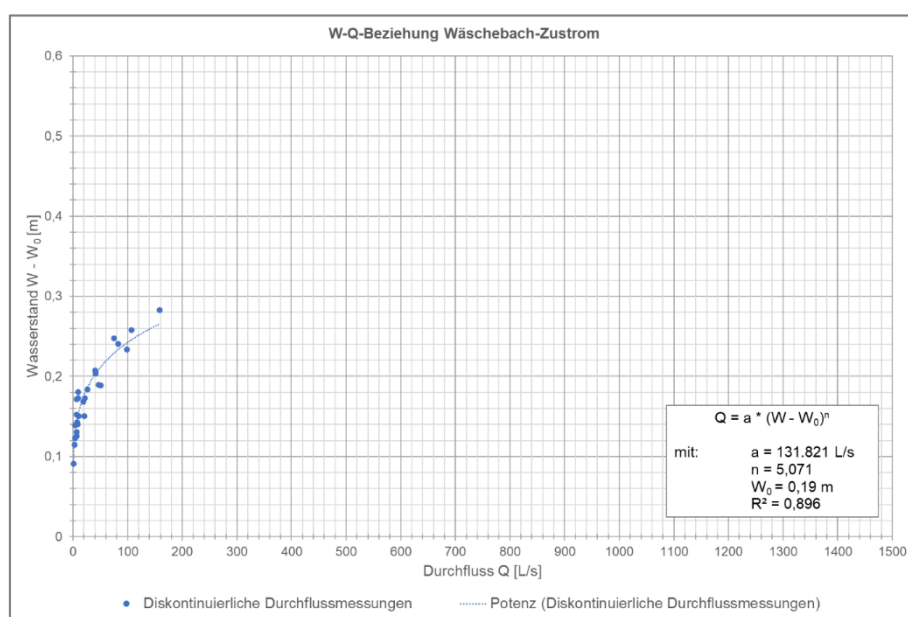


Wäschebach-Zustrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

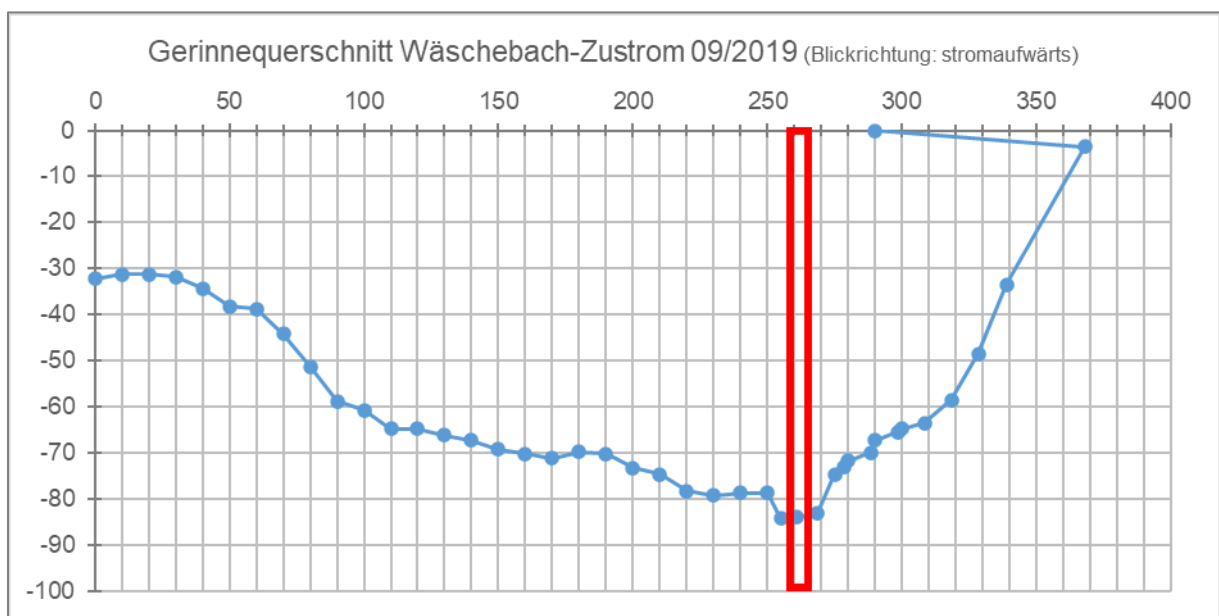
Name	Wäschebach-Zustrom
Ostwert in UTM	457.228
Nordwert in UTM	5.697.909
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	2,3
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	ja
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Wäschebach-Zustrom:

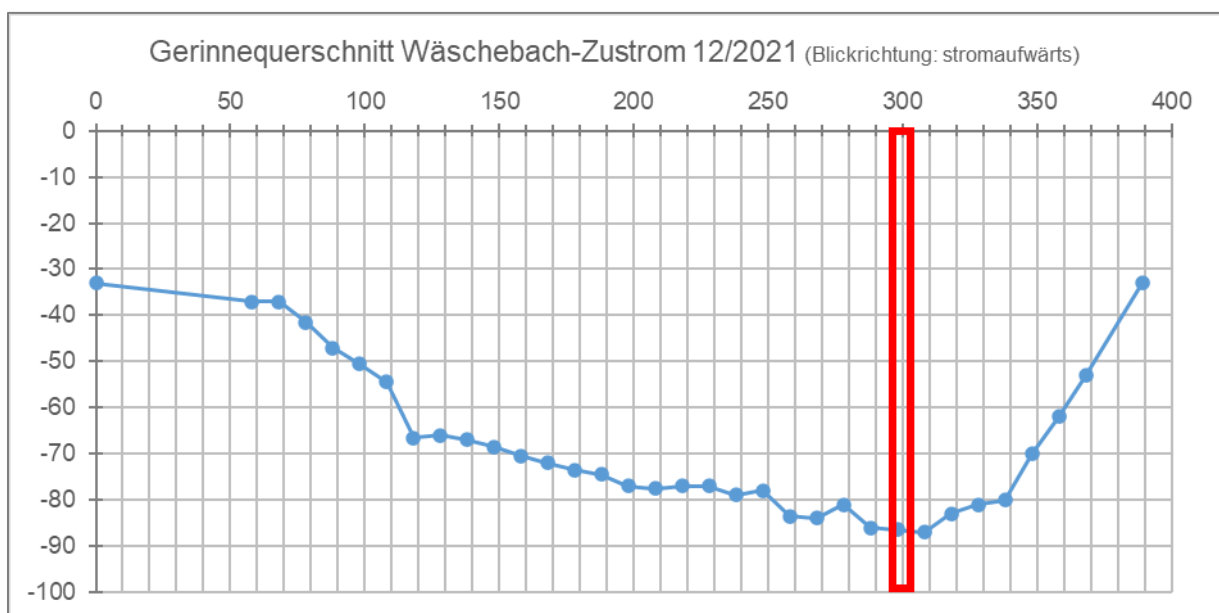


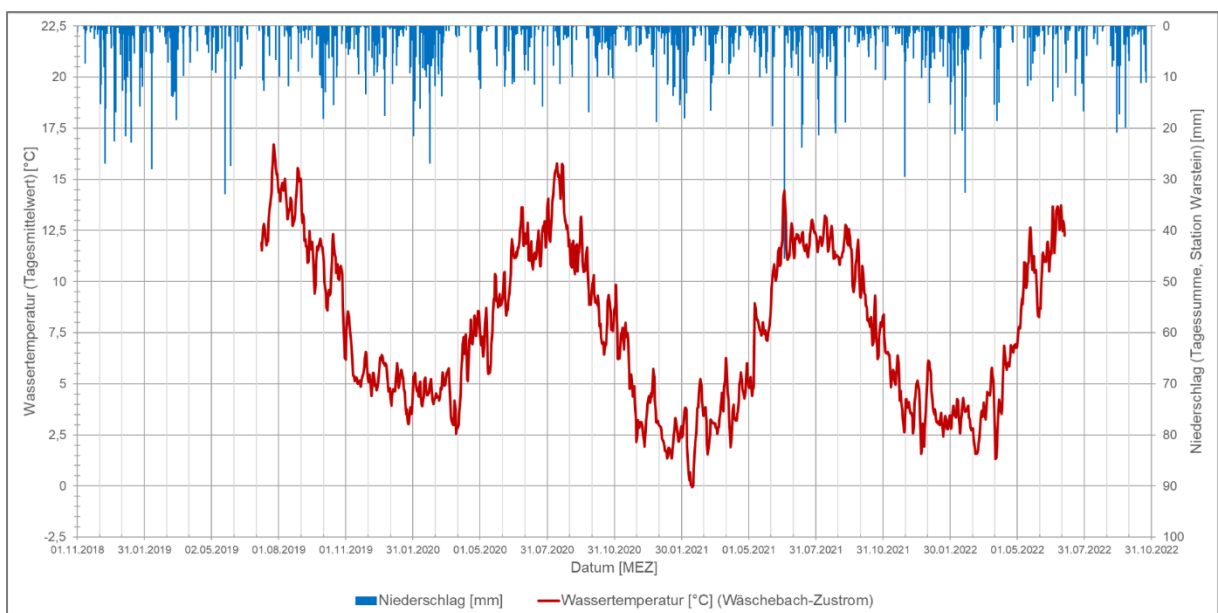
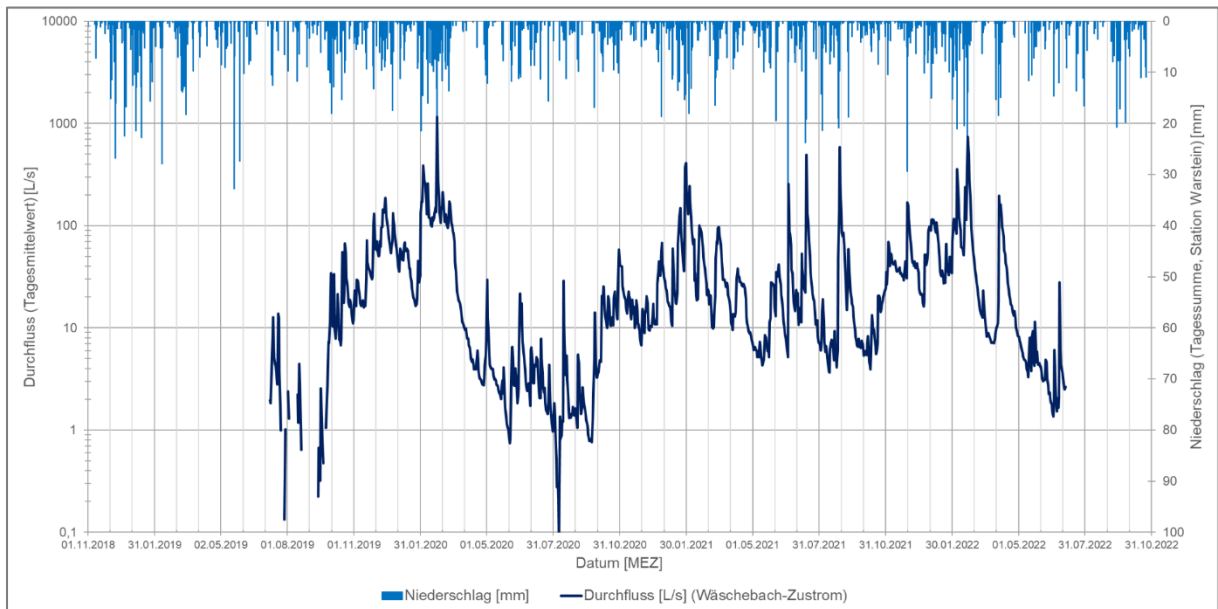
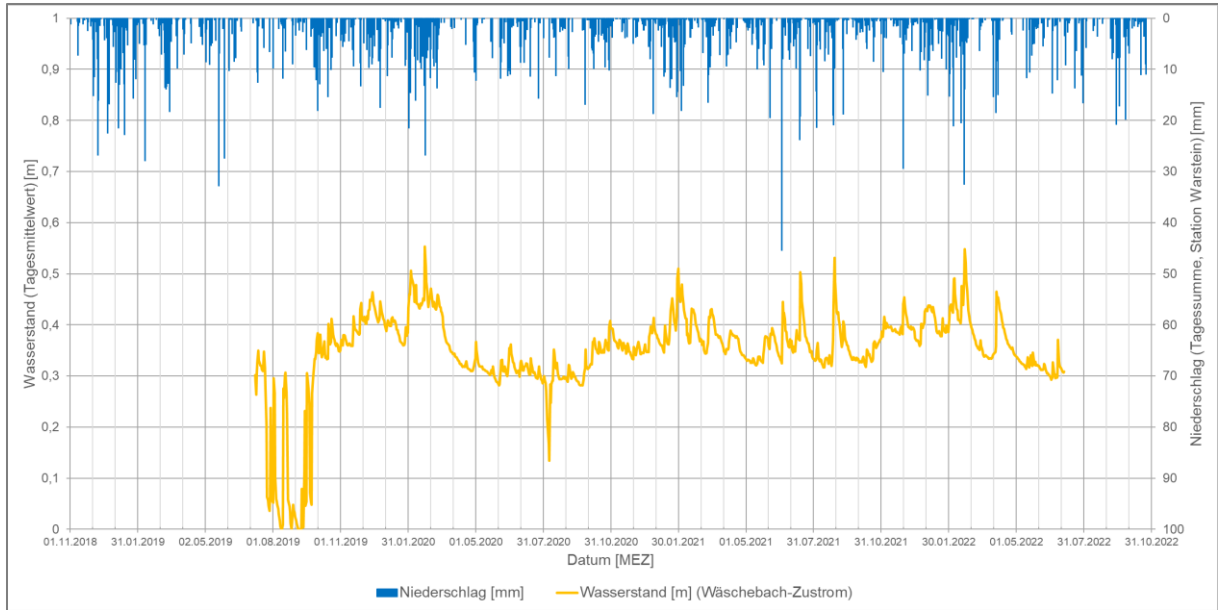


Gerinnequerschnitt 09/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



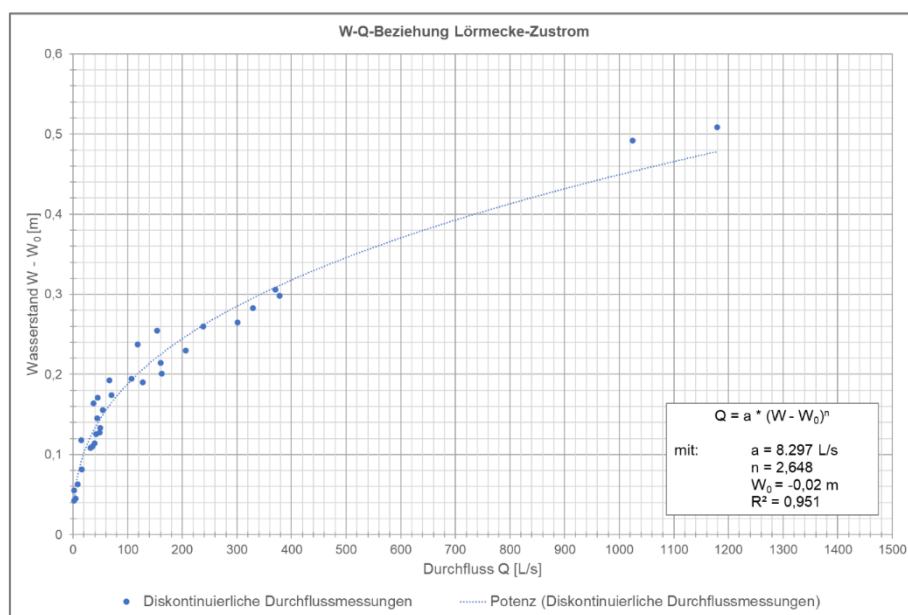


Lörmecke-Zustrom

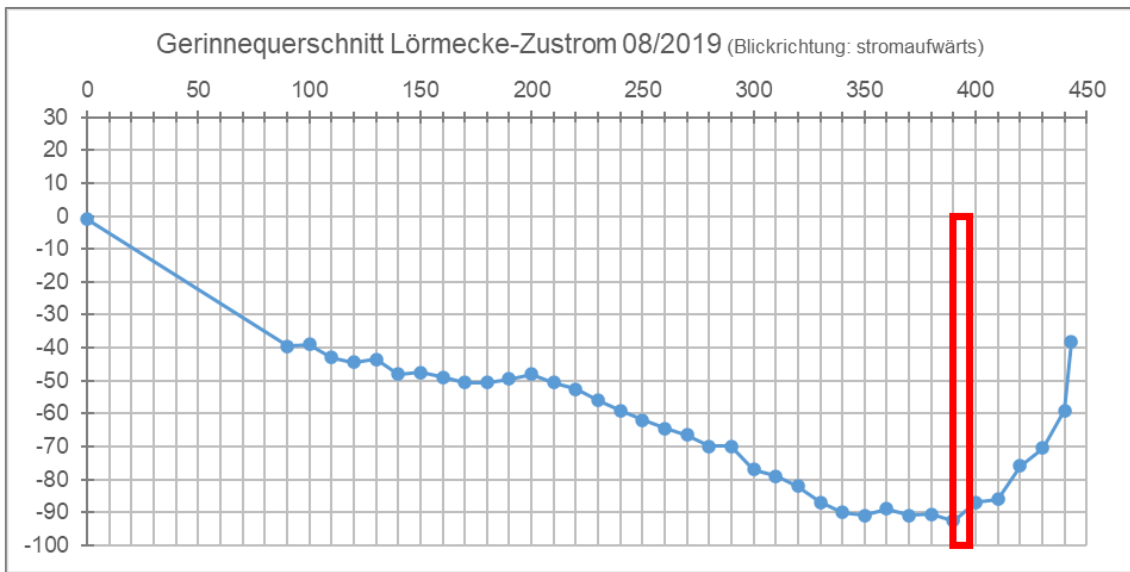
Informationen zur Pegelmessstelle:

Name	Lörmecke-Zustrom
Ostwert in UTM	458.765
Nordwert in UTM	5.697.488
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	8,7
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	ja
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	ja
Wassertemperaturkorrektur	ja
Leitfähigkeitskorrektur	ja

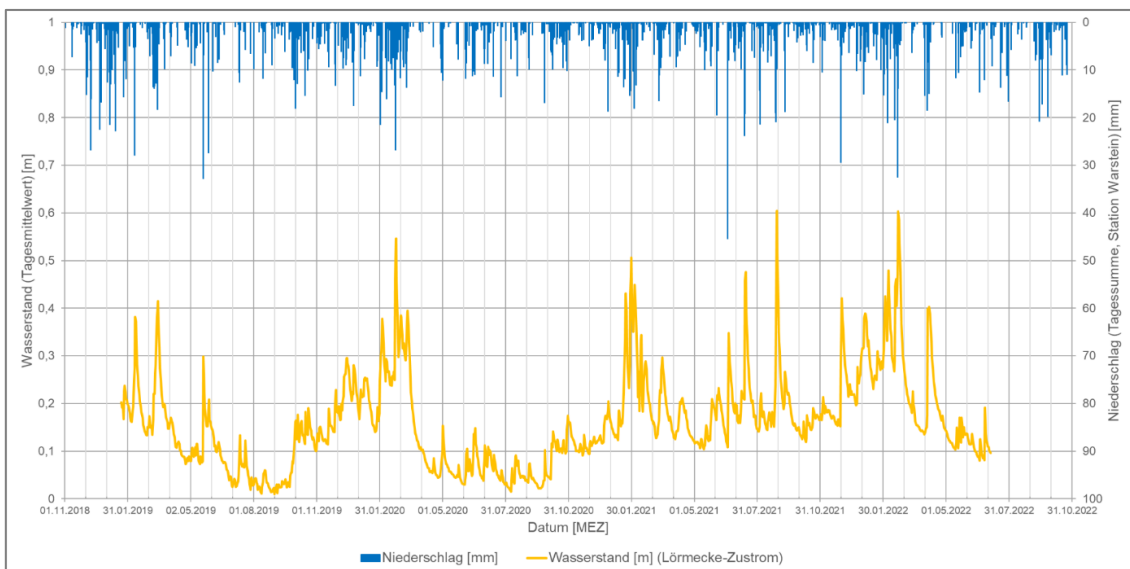
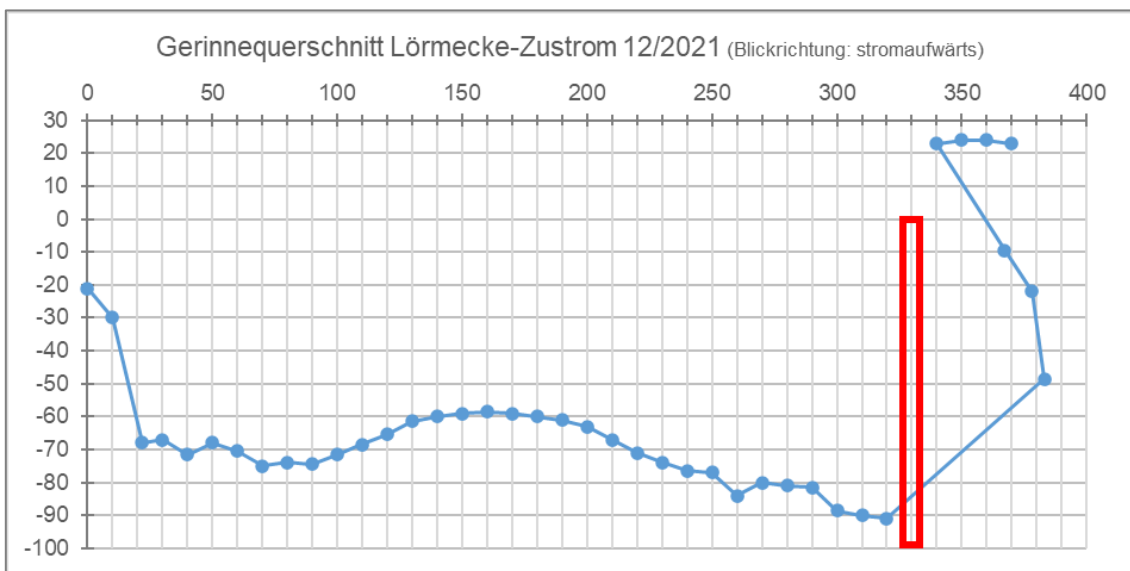
W-Q-Beziehung Lörmecke-Zustrom:



Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):

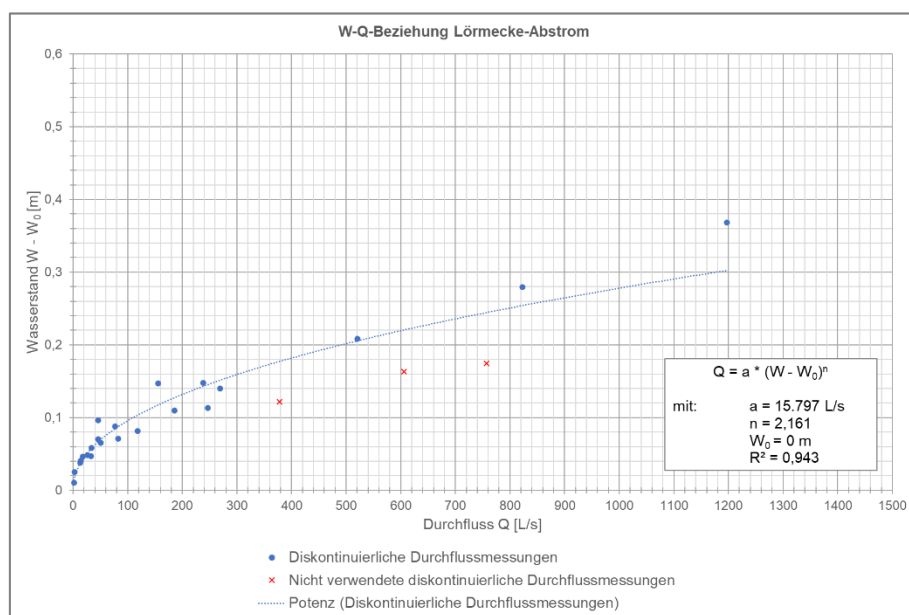


Lörmecke-Abstrom

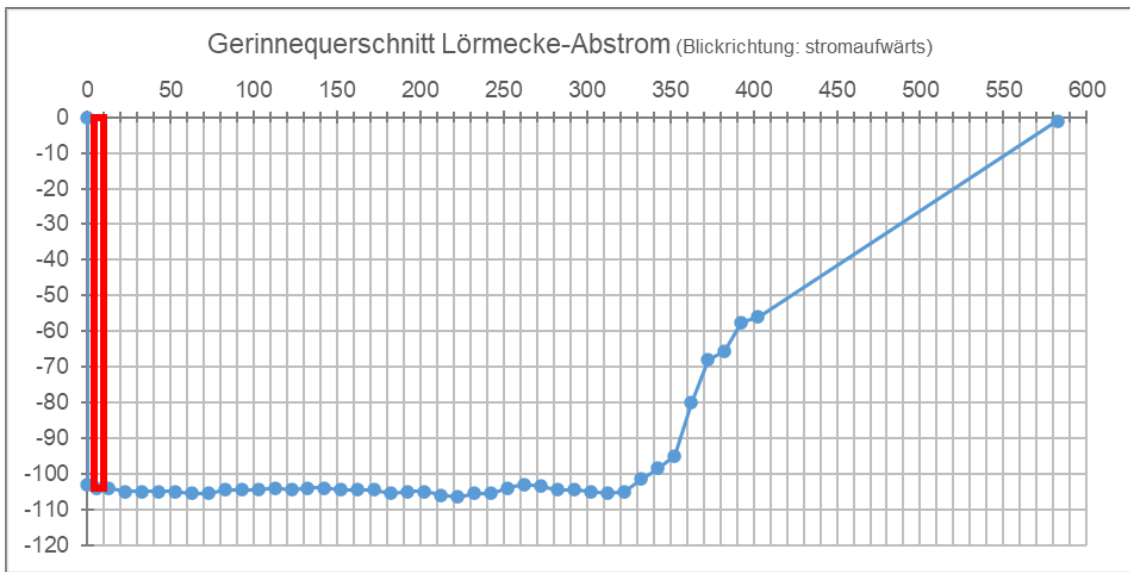
Informationen zur Pegelmessstelle:

Name	Lörmecke-Abstrom
Ostwert in UTM	458.500
Nordwert in UTM	5.700.721
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	15,4
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	ja
Trendkorrektur	ja
Negativdatenkorrektur	ja
Wassertemperaturkorrektur	ja
Leitfähigkeitskorrektur	ja

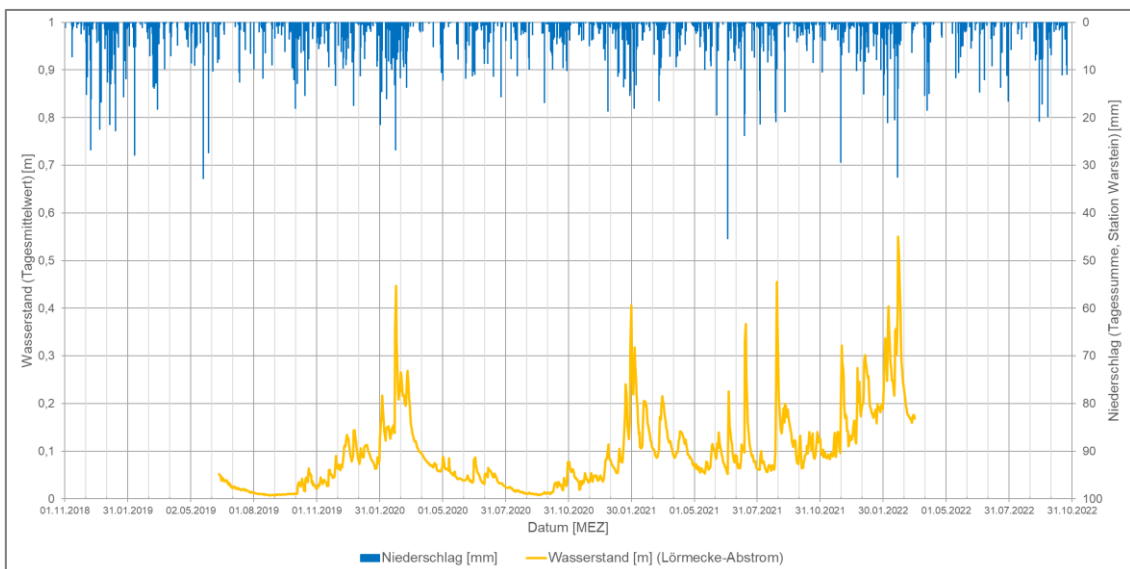
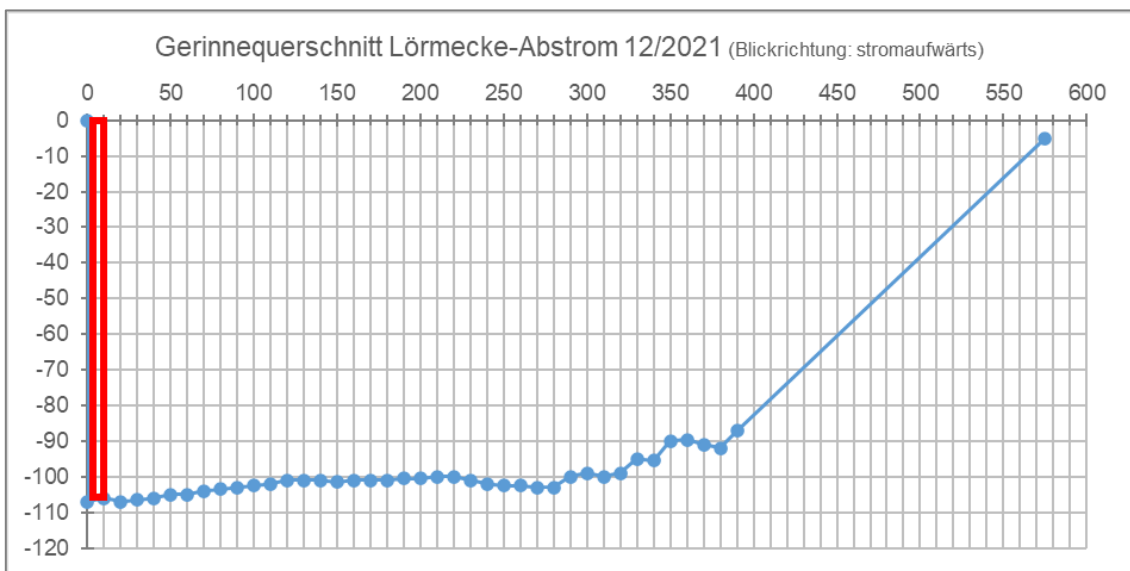
W-Q-Beziehung Lörmecke-Abstrom:



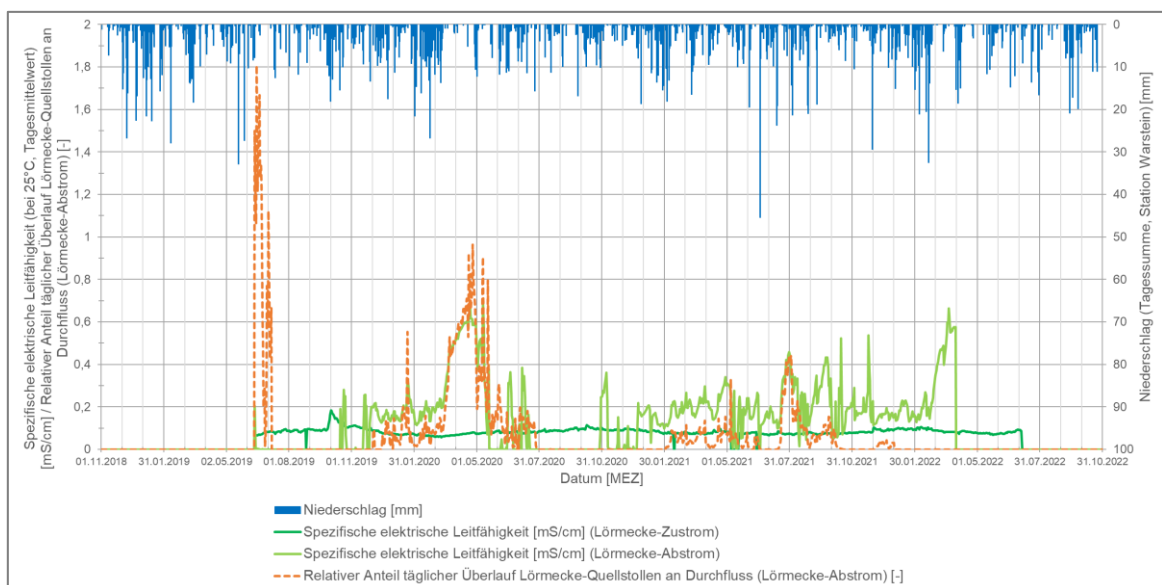
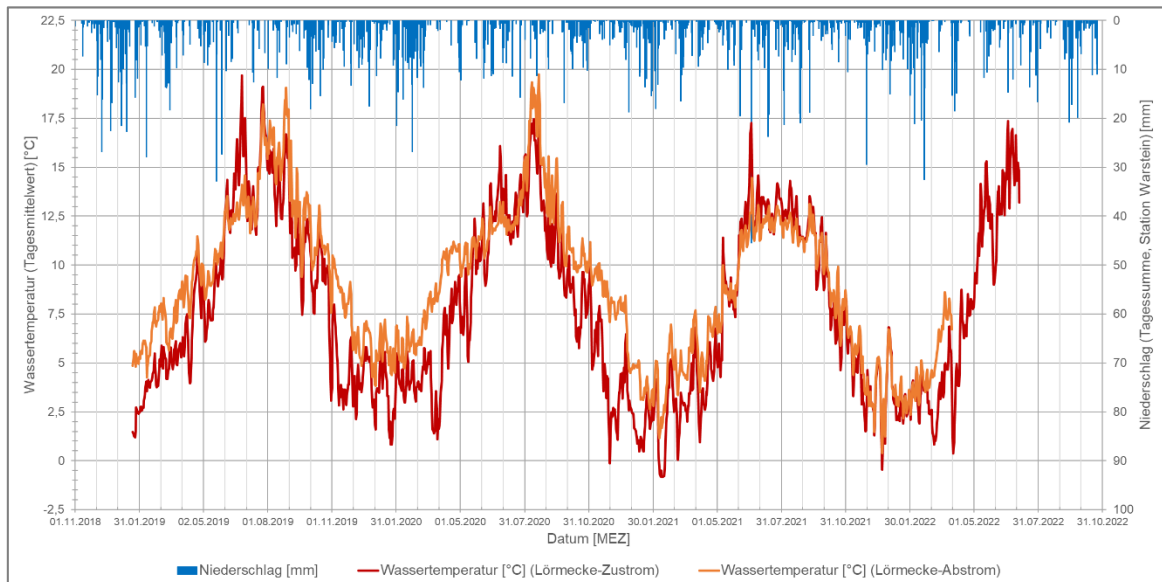
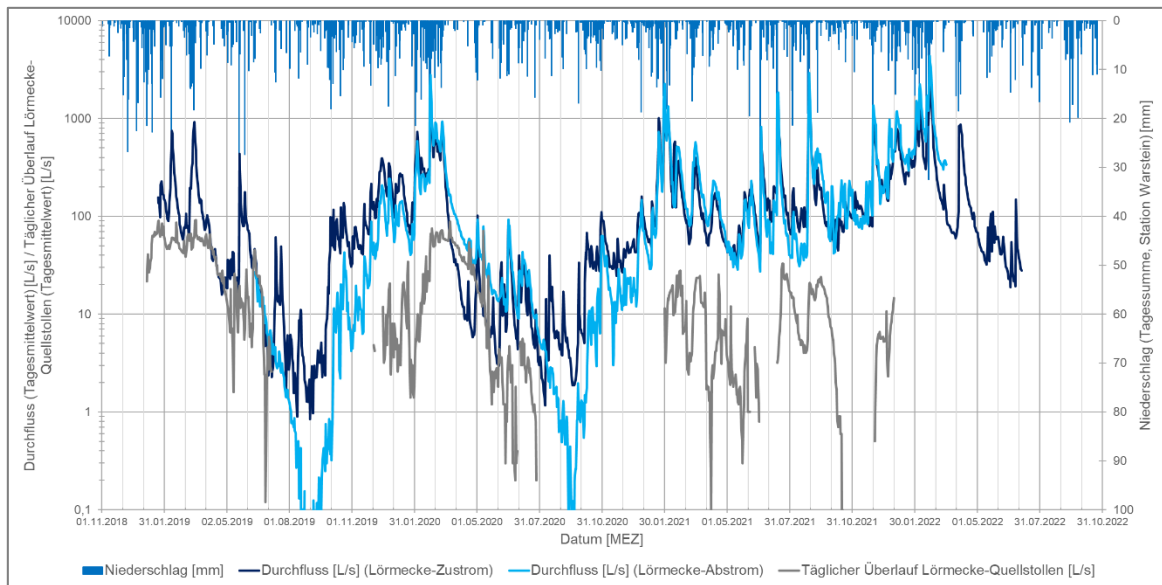
Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



Vergleich Lörmecke-Zustrom und -Abstrom

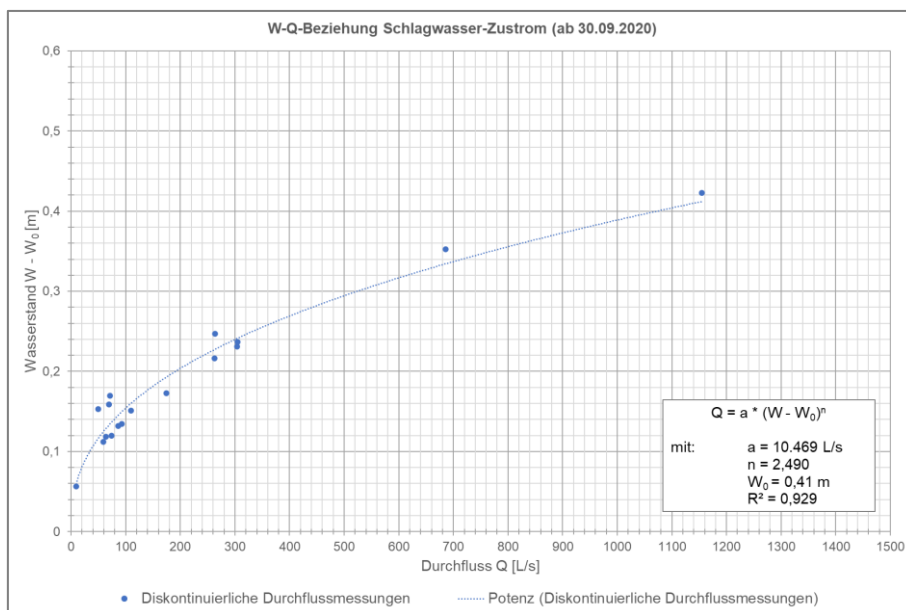
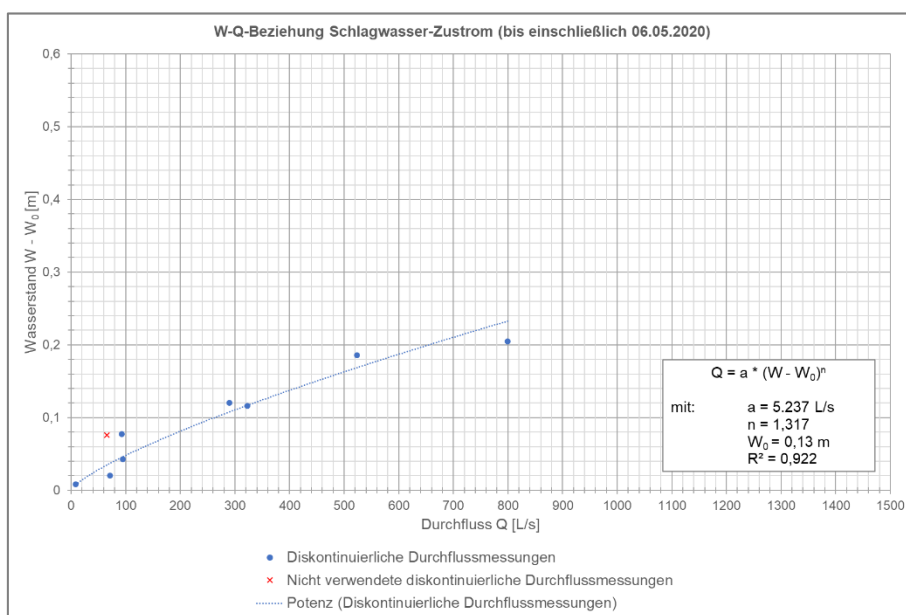


Schlagwasser-Zustrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

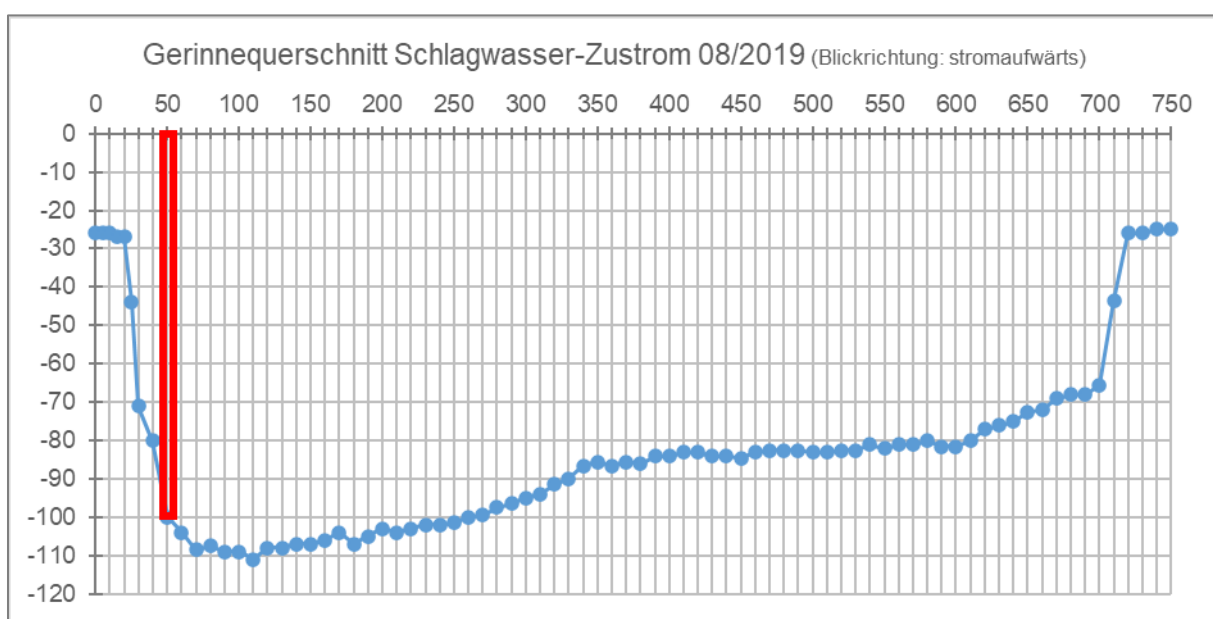
Name	Schlagwasser-Zustrom
Ostwert in UTM	461.078 (alter Standort: 461.054)
Nordwert in UTM	5.699.336 (alter Standort: 5.699.389)
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	16,9 (alter Standort: 18,2)
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	ja
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Schlagwasser-Zustrom:

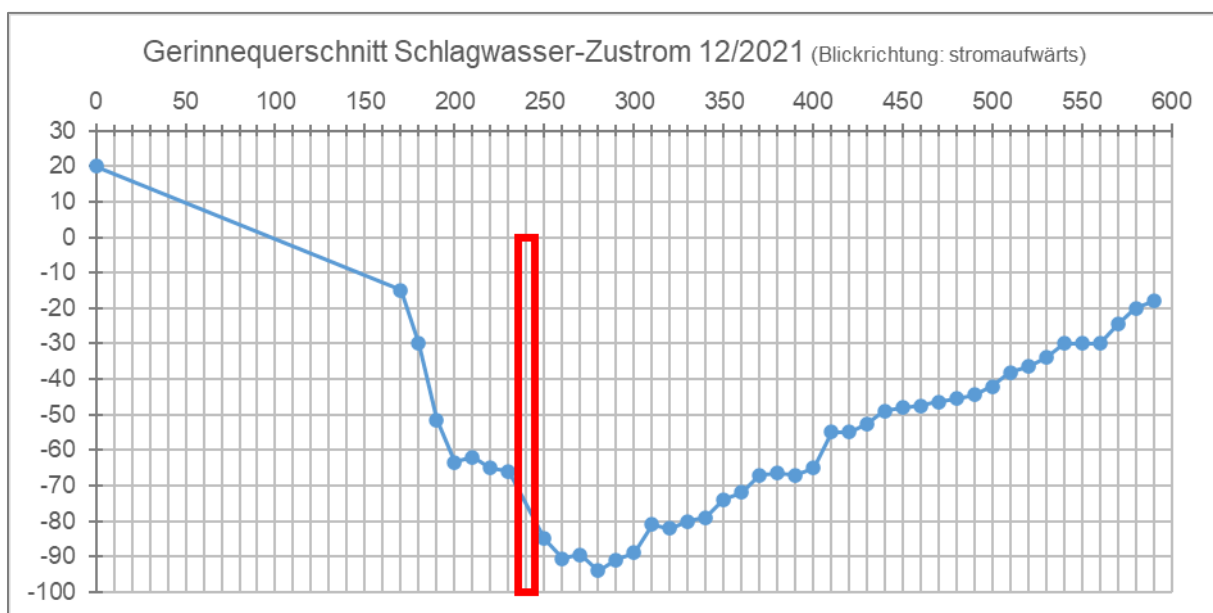




Gerinnequerschnitt 08/2019 (alter Standort) (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):

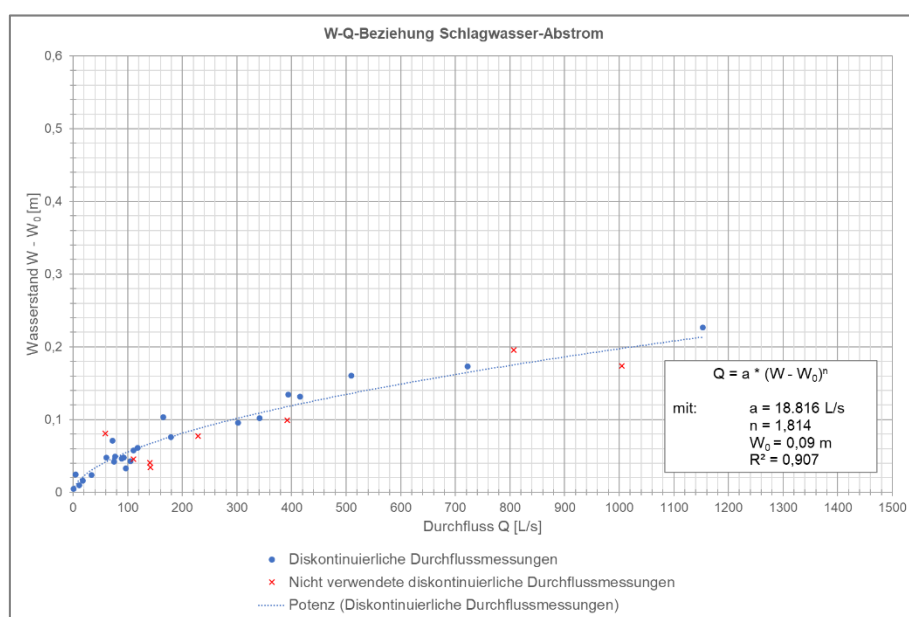


Schlagwasser-Abstrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

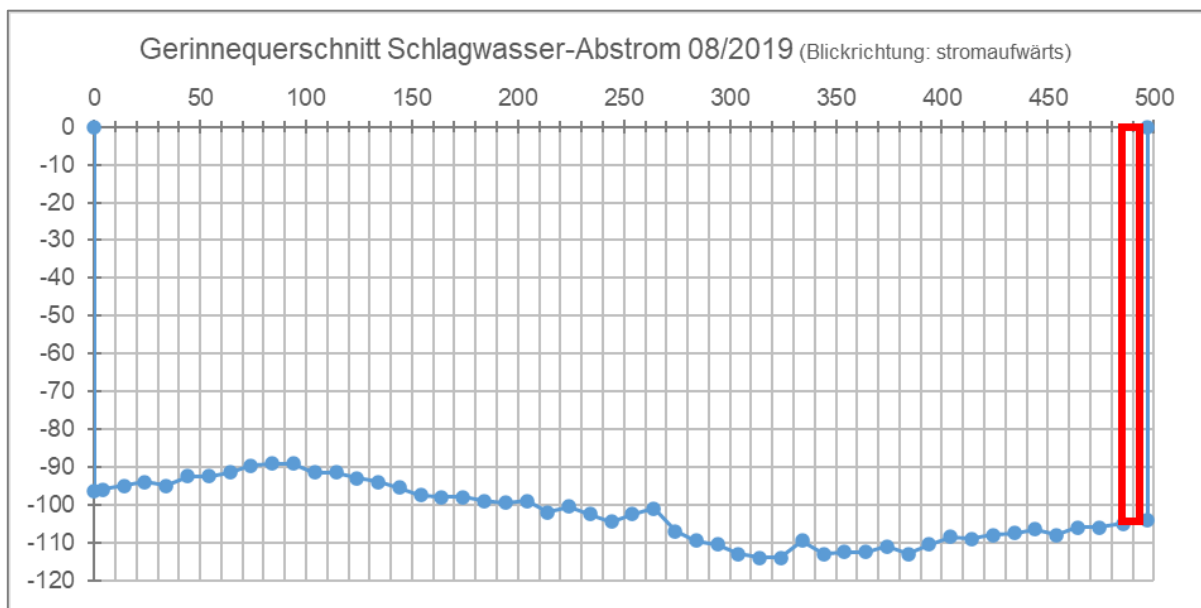
Name	Schlagwasser-Abstrom
Ostwert in UTM	460.888
Nordwert in UTM	5.700.314
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	19,0
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	nein
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Schlagwasser-Abstrom:

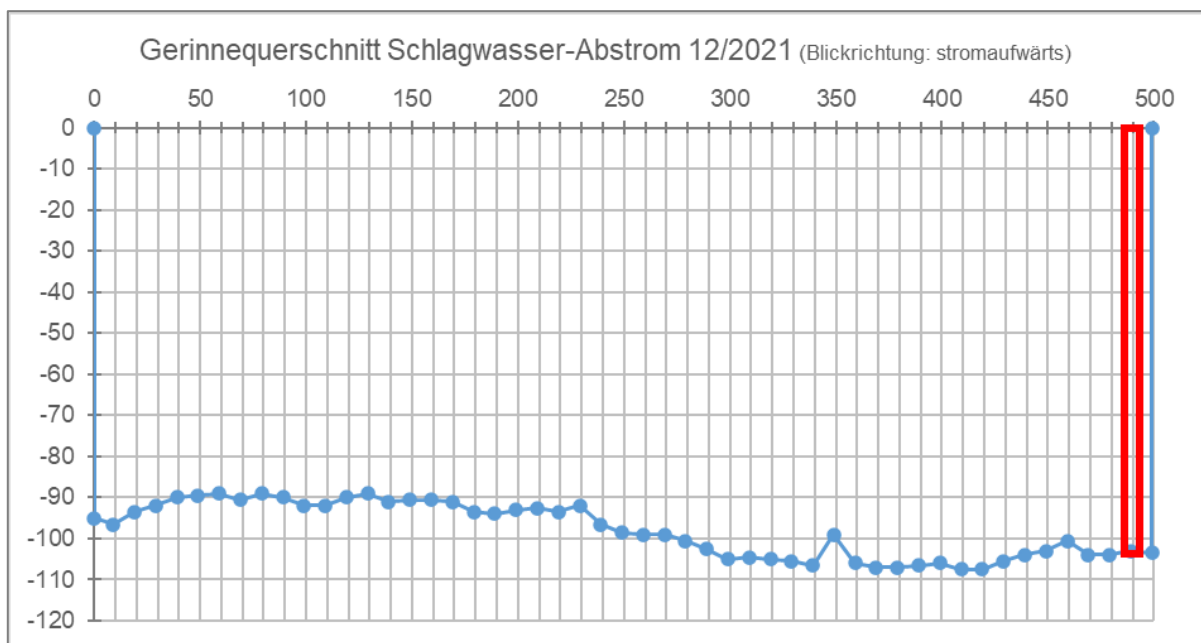




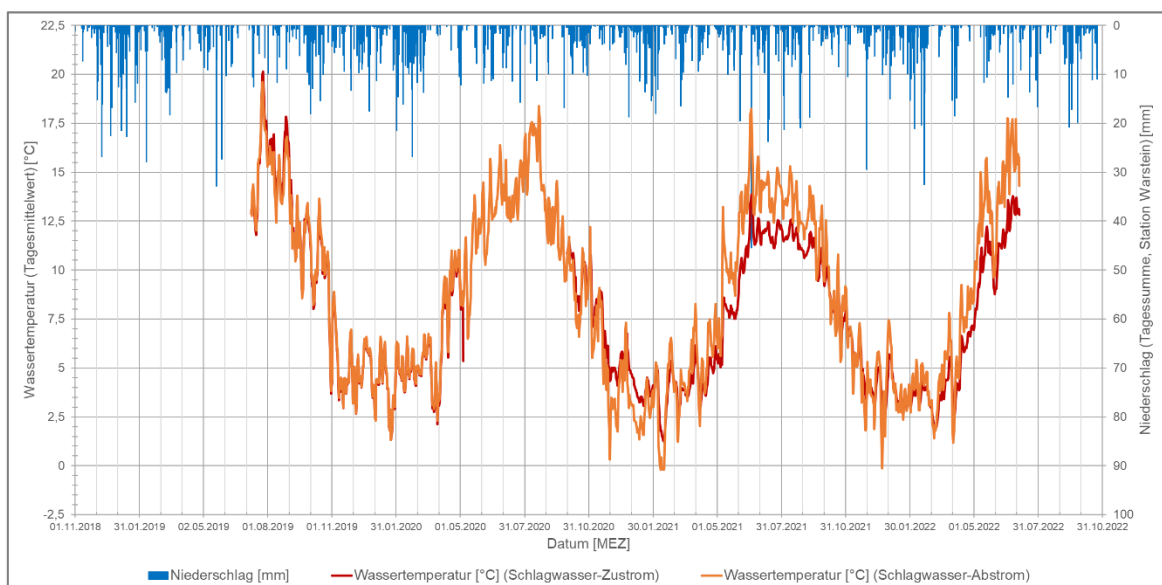
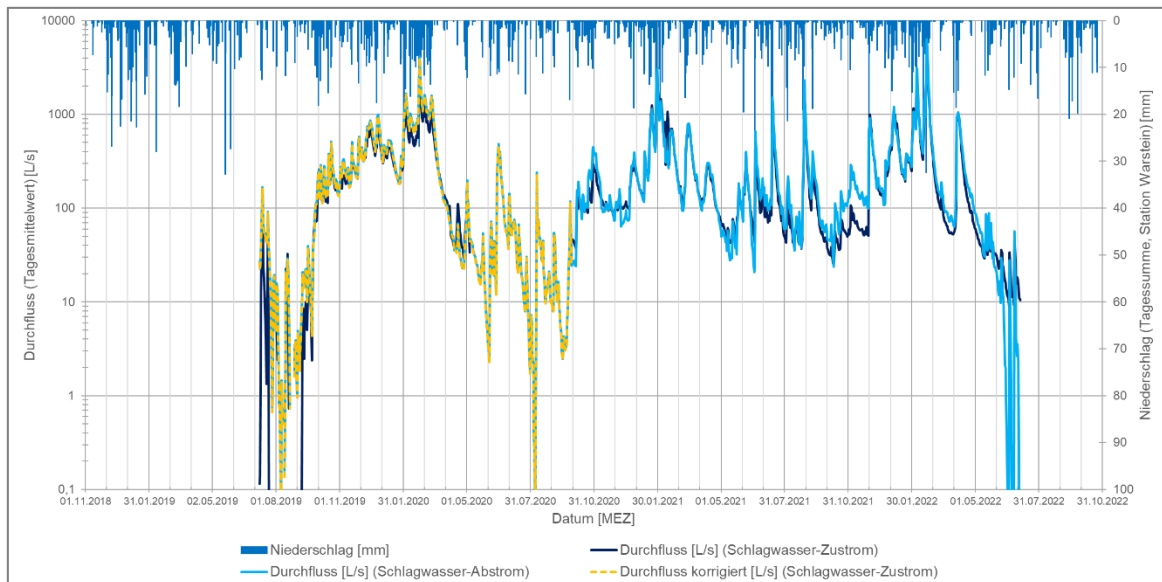
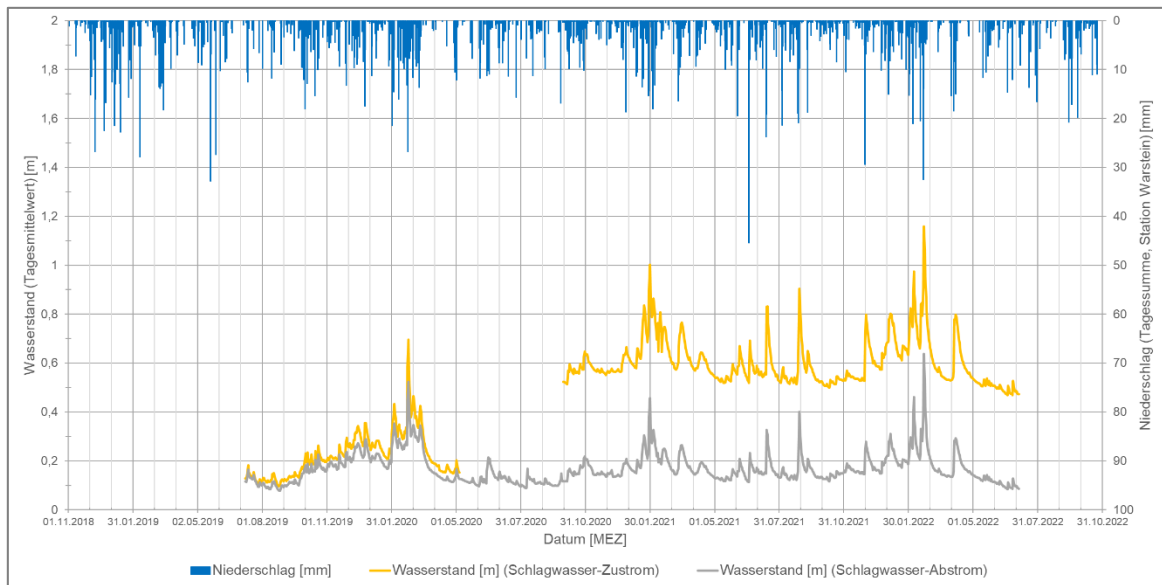
Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):



Vergleich Schlagwasser-Zustrom und -Abstrom

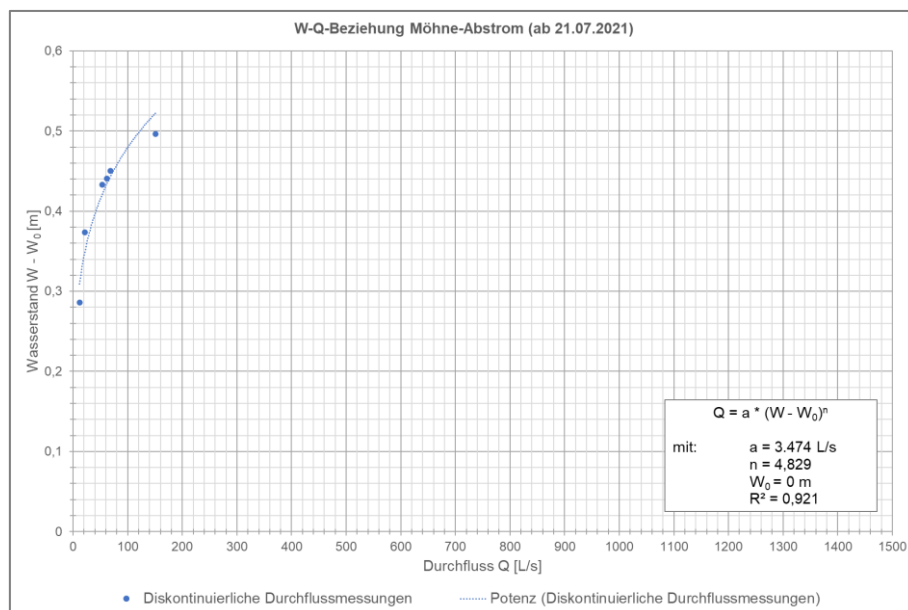
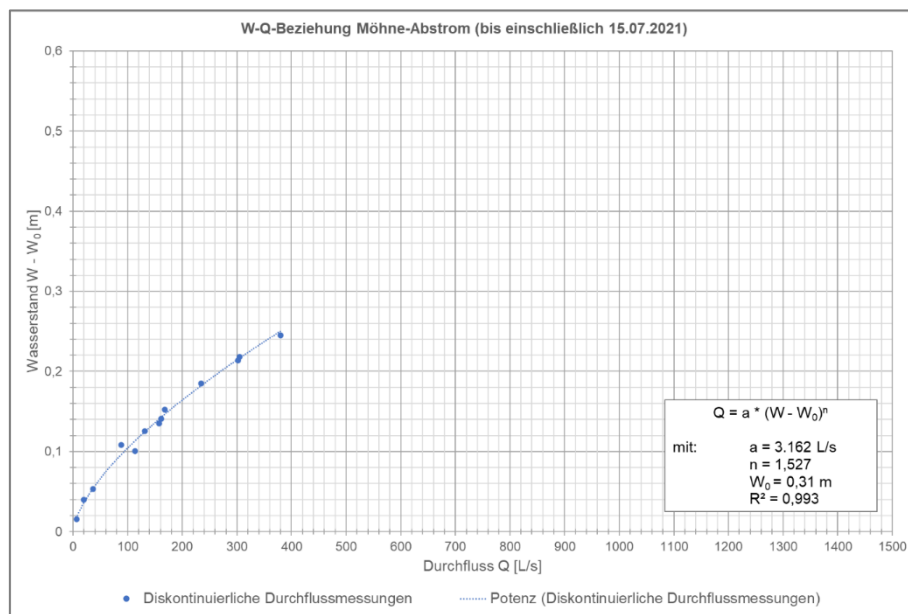


Möhne-Abstrom

Informationen zur Pegelmessstelle:

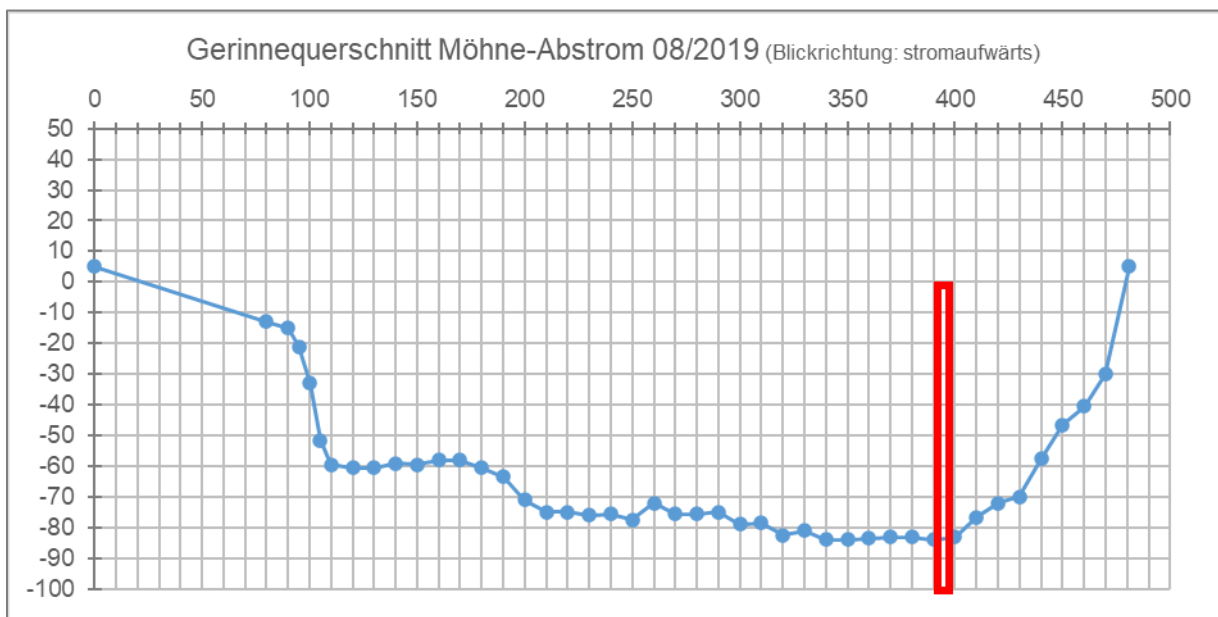
Name	Möhne-Abstrom
Ostwert in UTM	470.422
Nordwert in UTM	5.697.612
Fläche oberirdisches EZG [km ²]	37,8
Durchgeführte Korrekturschritte	
Verschiebungskorrektur	nein
Trendkorrektur	nein
Negativdatenkorrektur	ja
Wassertemperaturkorrektur	nein
Leitfähigkeitskorrektur	-

W-Q-Beziehung Möhne-Abstrom:

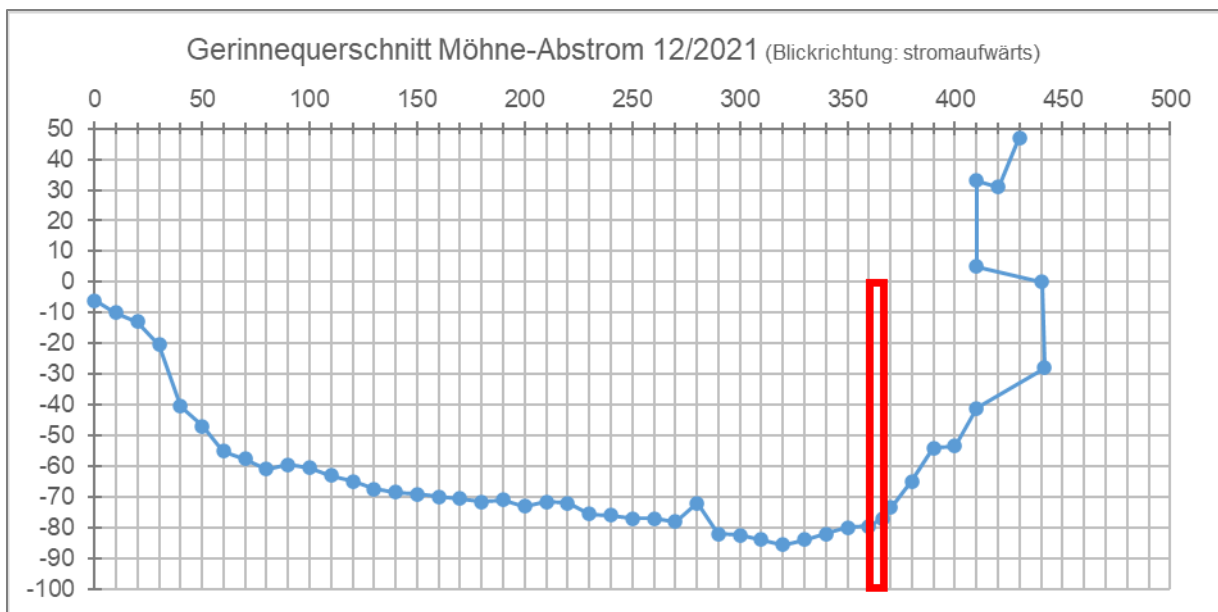


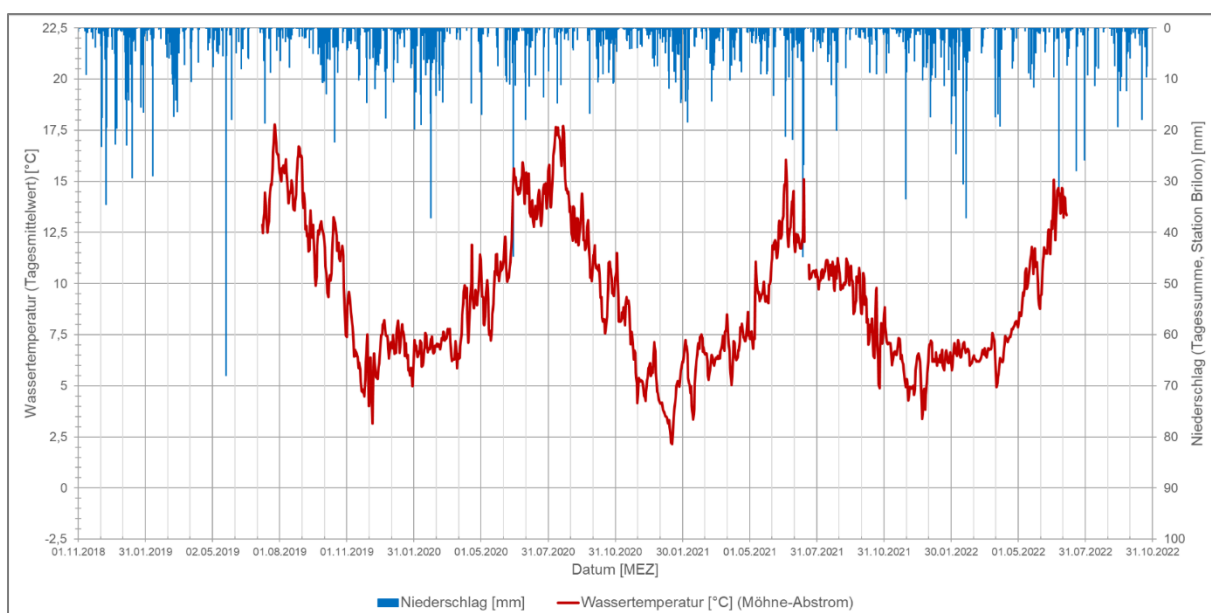
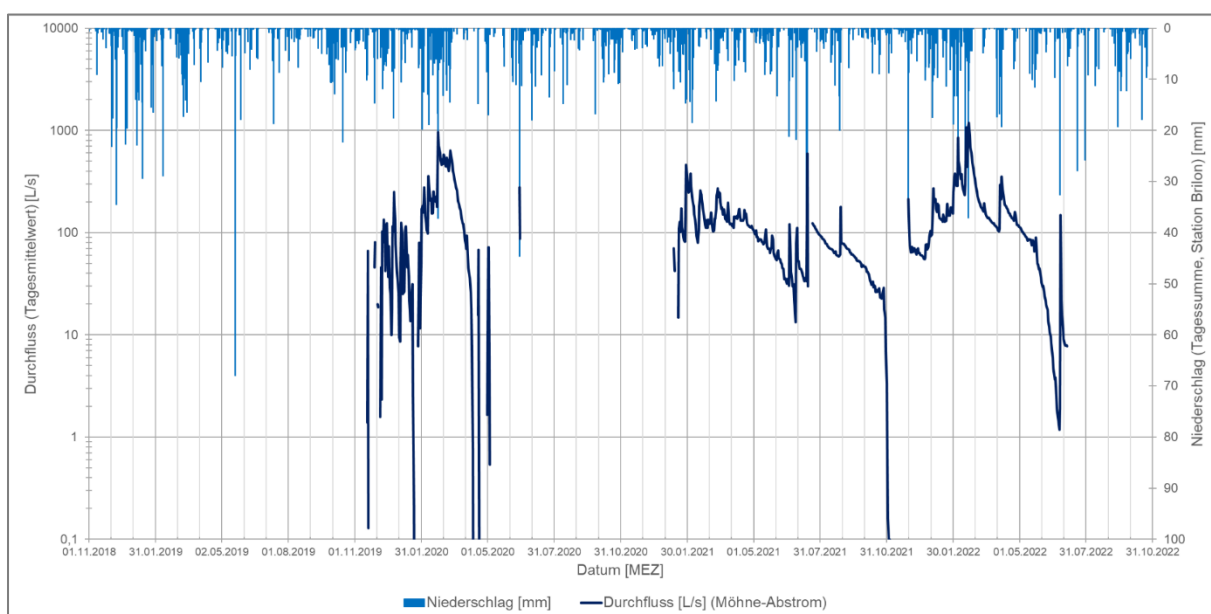
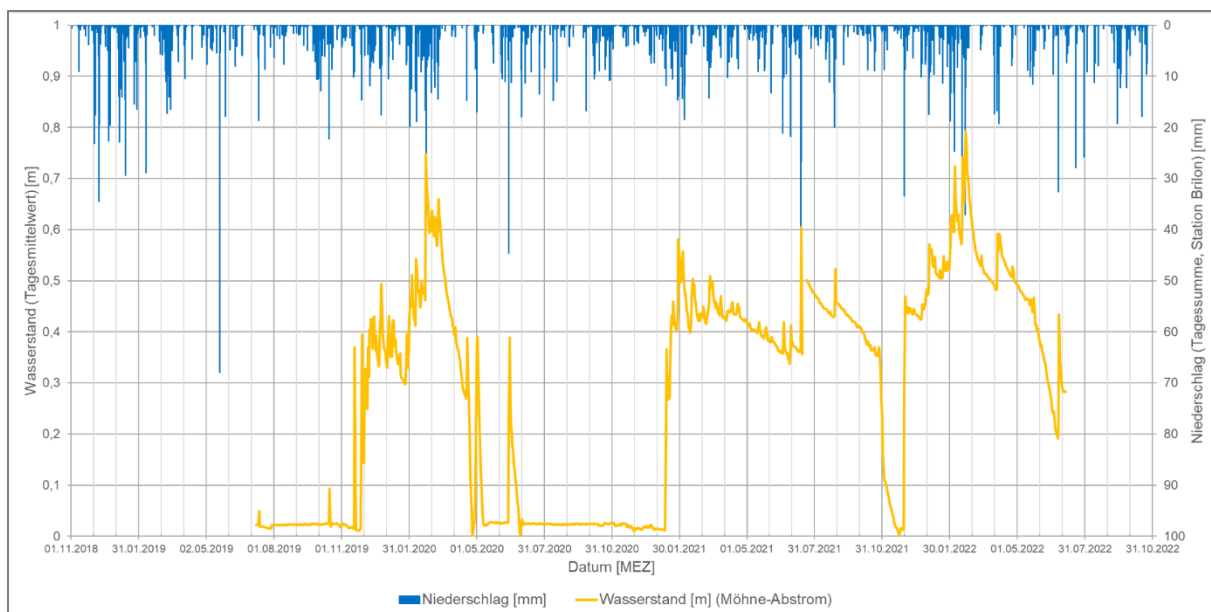


Gerinnequerschnitt 08/2019 (Angaben in cm):



Gerinnequerschnitt 12/2021 (Angaben in cm):





Durchflussganglinienauswertung Briloner Karstgrundwasserleiter

Basisabfluss

Der mittlere jährliche Basisabfluss an den beiden Abstrompegeln im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters beträgt im Beobachtungszeitraum dieser Untersuchung in Summe ca. 16,7 Mio.m³/a (0,530 m³/s) bzw. 5,7 L/(s*km²) bezogen auf das Bilanzgebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters von etwa 92,9 km² (siehe Kapitel 5.2.2). Hiervon findet der überwiegende Anteil mit 0,509 m³/s am Pegel Niederalme statt, während sich der mittlere Basisabfluss am Pegel Möhne-Abstrom auf etwa 0,021 m³/s beläuft. Bei Berechnung des mittleren Basisabflusses am Pegel Niederalme für den insgesamt verfügbaren Beobachtungszeitraum der WWJ 1972 bis 2021 ergibt sich ein Wert von 0,605 m³/s.

Mittlerer Basisabfluss an den Briloner Abstrompegeln:

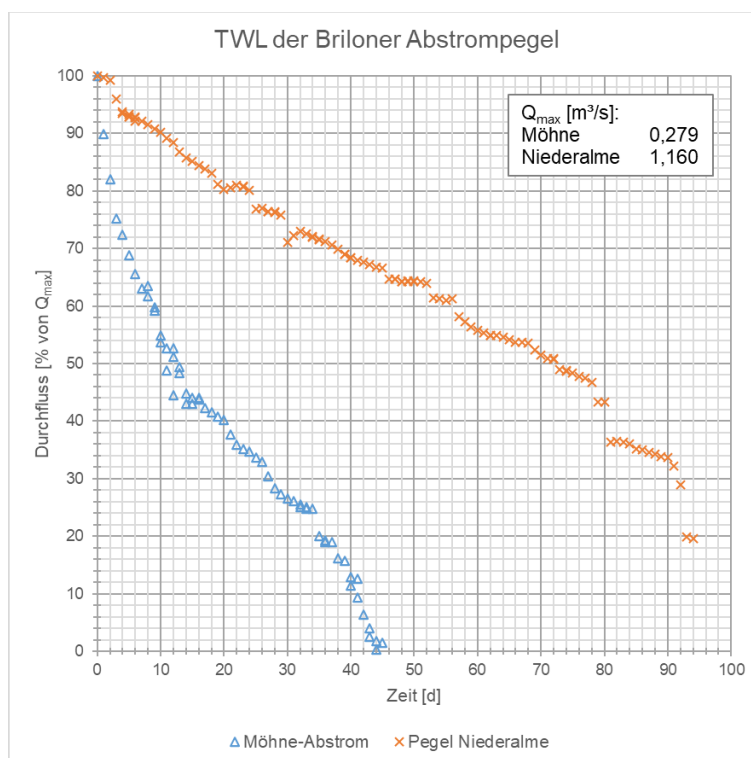
Abstrompegel	Beobachtungszeitraum	Fläche des oberirdischen EZG [km ²]	Basisabfluss (MoMNQ _r)		
			[m ³ /s]	[L/(s*km ²)]	[mm/a]
Möhne	Aug. 2019 – Jun. 2022	37,8	0,021	0,6	18,9
Pegel Niederalme	Nov. 2018 – Dez. 2021	33,9	0,509	15,0	473,4
Summe		71,7	0,530 (16,7 Mio. m ³ /a)	15,6	492,3

BFI-Werte

Im Gebiet des Briloner Karstgrundwasserleiters konnten für den Beobachtungszeitraum dieser Untersuchung BFI-Werte von 0,3 für den Pegel Möhne-Abstrom und 0,85 für den Pegel Niederalme (0,74 für den Zeitraum der WWJ 1972/2021) berechnet werden.

Retentionsvermögen

Trockenwetterfalllinien der Abstrompegel im Briloner Gebiet:



Die TWL der beiden Pegelmessstellen im Abstrom des Briloner Karstgrundwasserleiters zeigen voneinander abweichende Verläufe. Zwar erfolgt das Leerlaufen jeweils gleichmäßig und im Falle des Pegels Niederalme fast linear. Jedoch entspricht der Trockenwetterabfluss des Möhne-Pegels bereits nach etwa 45 Tagen nahezu null, während dieser Zustand bei der TWL des Pegels Niederalme auch nach mehr als 90 Tagen noch nicht erreicht wird. Das langsame Leerlaufen deutet auf das große Rückhalte- und Speichervermögen des Briloner Karstgrundwasserleiters hin, welches durch die im Vergleich zum Warsteiner Massenkalk vier Mal so hohe Mächtigkeit des Briloner Massenkalks von über 1.000 m (VON KAMP 1998) und das große Einzugsgebiet begünstigt wird.

Rezessionskoeffizienten α der Briloner Pegelstandorte:

Abstrompegel	α [d ⁻¹]	R ² [-]
Möhne	0,043	0,965
Pegel Niederalme	0,010	0,985
Mittelwert	0,027	0,975

Abflussfähiges Grundwasservolumen

Abflussfähiges Grundwasservolumen V_{GW} nach 30 Tagen im Einzugsgebiet der Briloner Pegelmessstellen:

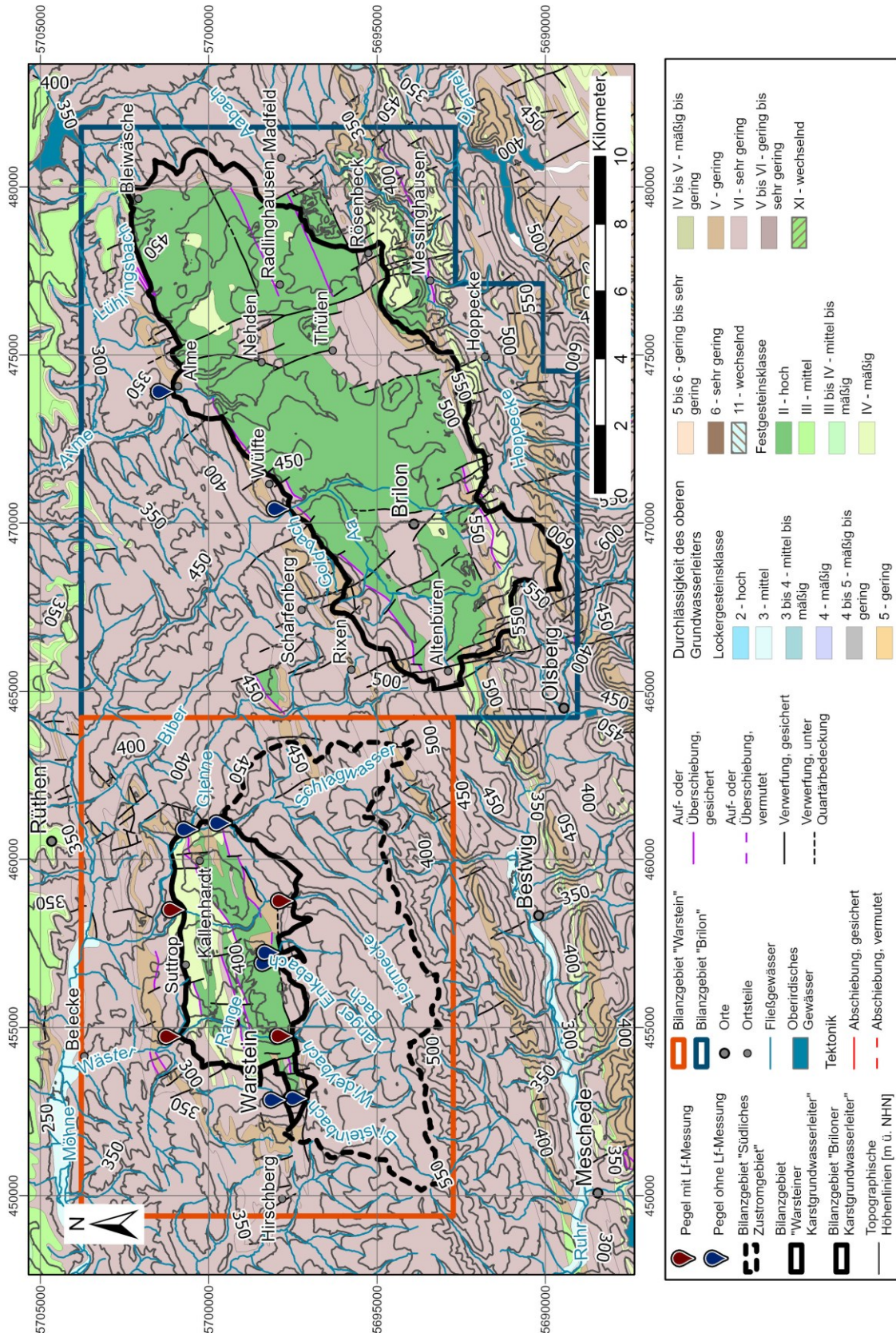
Abstrompegel	V_{GW} nach $t = 30$ d [m ³]
Möhne	136.432
Pegel Niederalme	7.401.888
Summe	7.538.320

Hydrologische Halbwertszeit $t_{1/2}$ an den Briloner Pegelmessstellen:

Abstrompegel	$t_{1/2}$ [d]
Möhne	16,1
Pegel Niederalme	69,3
Mittelwert	42,7

Wasserbilanzmodelle

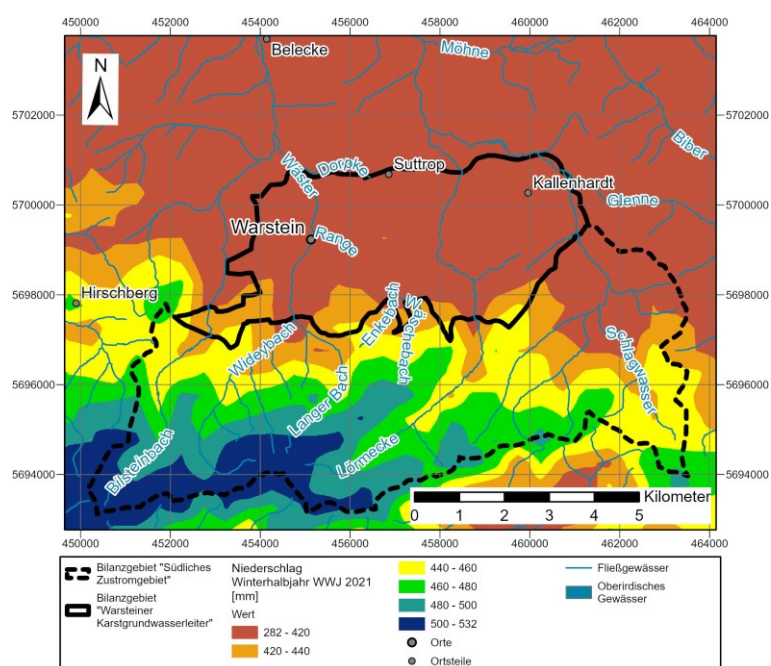
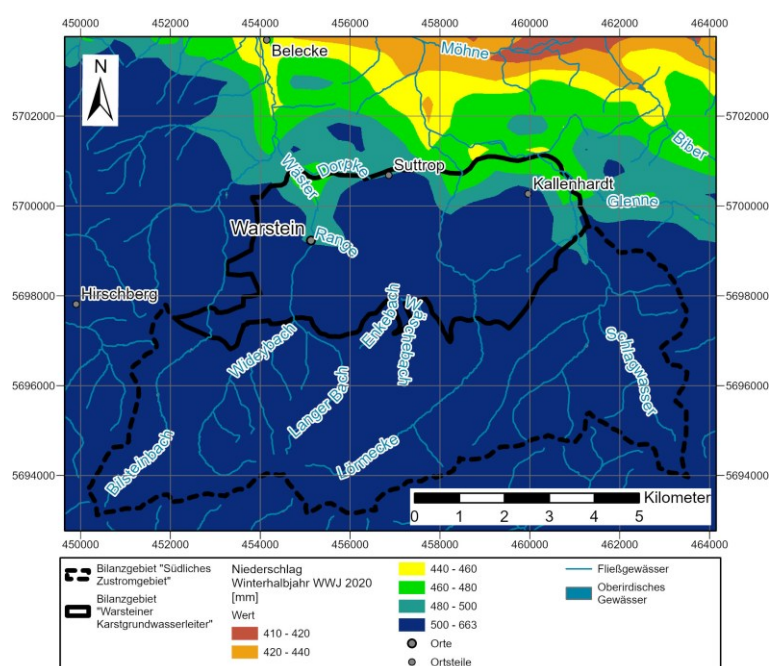
Lage der verschiedenen Bilanzgebiete im Untersuchungsgebiet Warstein-Brilon (Datengrundlage: Geobasis NRW 2022a, GD NRW 2022b, die Ausdehnung des nördlichen Massenkalkzuges wurde händisch an die Darstellung der HK 1 : 50.000 (HELLWEG et al. 2008) angepasst, LANUV NRW 2022):



Wasserbilanzmodell Warstein

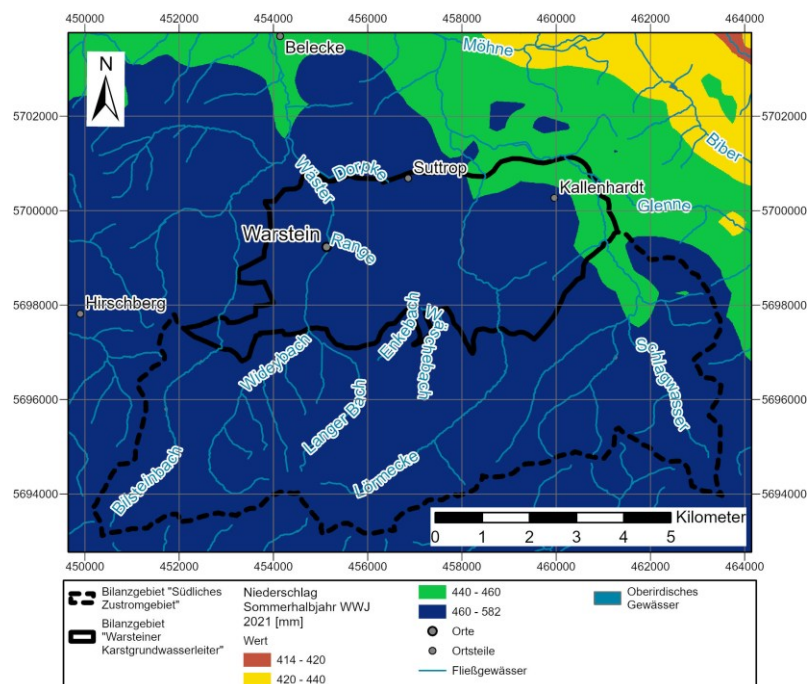
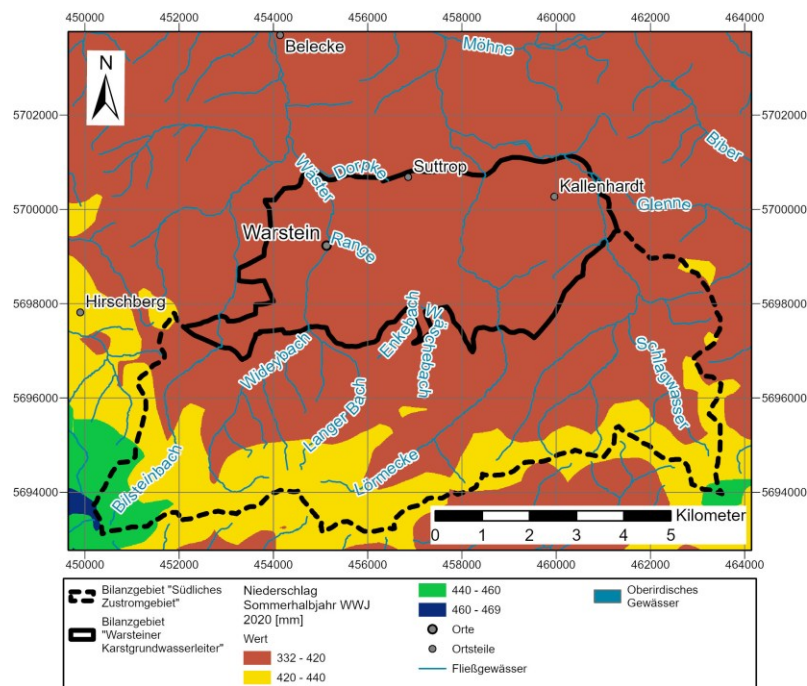
Niederschlag im Winterhalbjahr der WWJ 2020 und 2021:

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag Winterhalbjahr WWJ 2020						Niederschlag Winterhalbjahr WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gw.	23,9	459	14,5	519	16,4	586	18,6	334	10,6	396	12,5	456	14,4
Südl. Zustr.	46,6	494	15,6	587	18,6	657	20,8	366	11,6	458	14,5	531	16,8

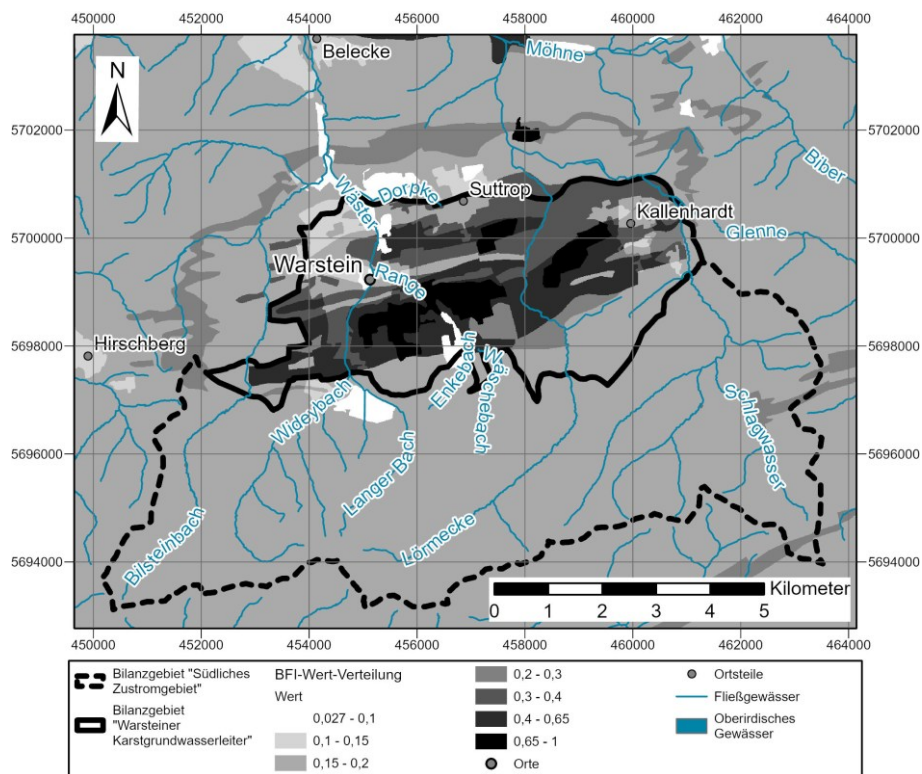


Niederschlag im Sommerhalbjahr der WWJ 2020 und 2021:

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag Sommerhalbjahr WWJ 2020						Niederschlag Sommerhalbjahr WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
War. Karst- gw.	23,9	345	10,9	383	12,1	413	13,1	441	14,0	479	15,2	521	16,5
Südl. Zustr.	46,6	369	11,7	413	13,1	461	14,6	450	14,3	520	16,5	582	18,4

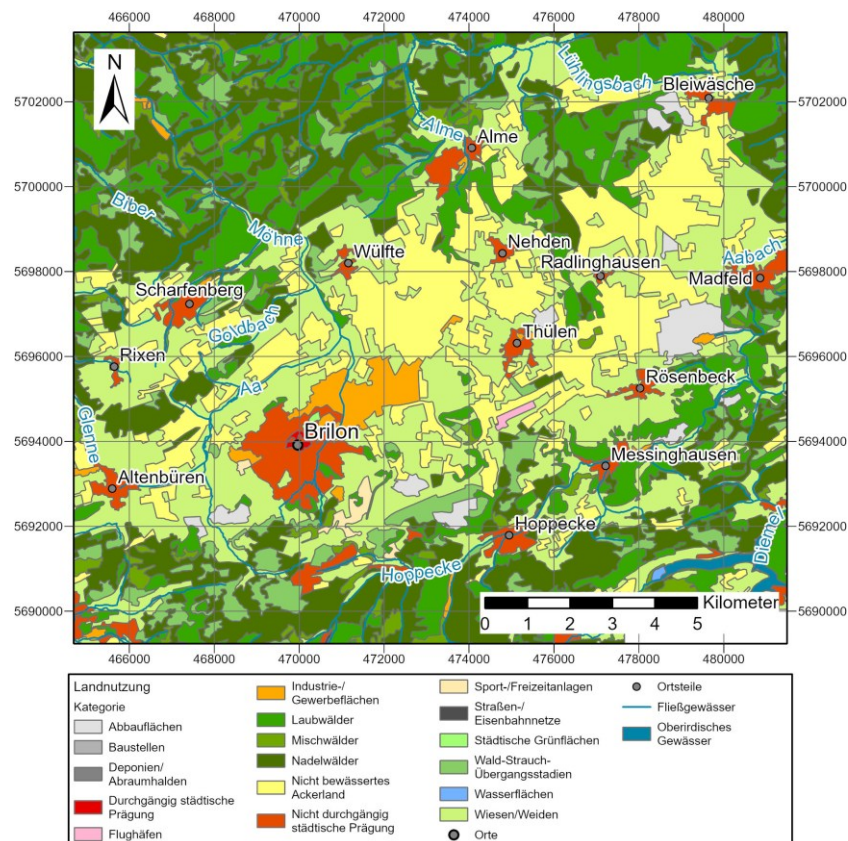


Räumliche Verteilung der BFI-Werte:



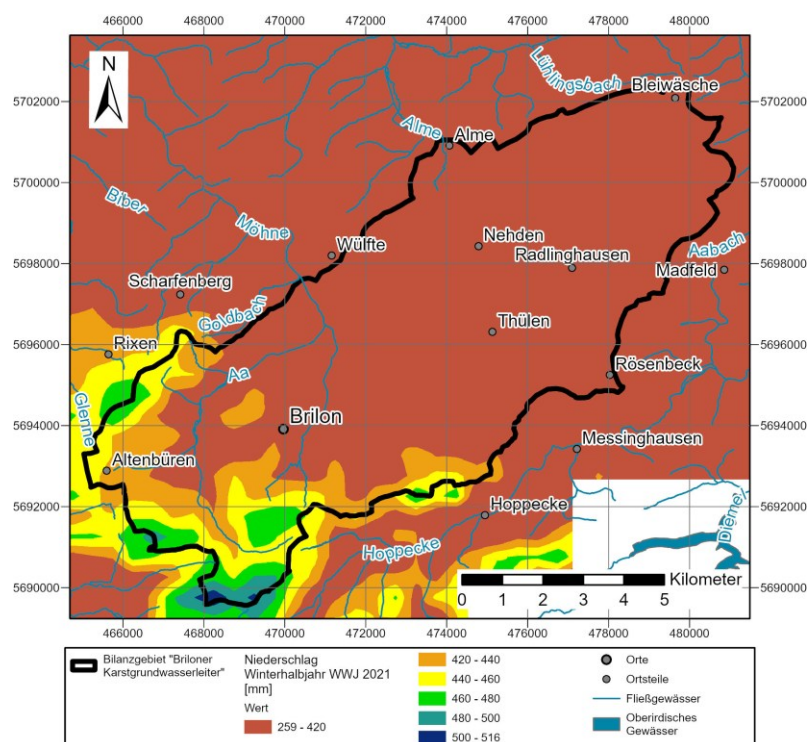
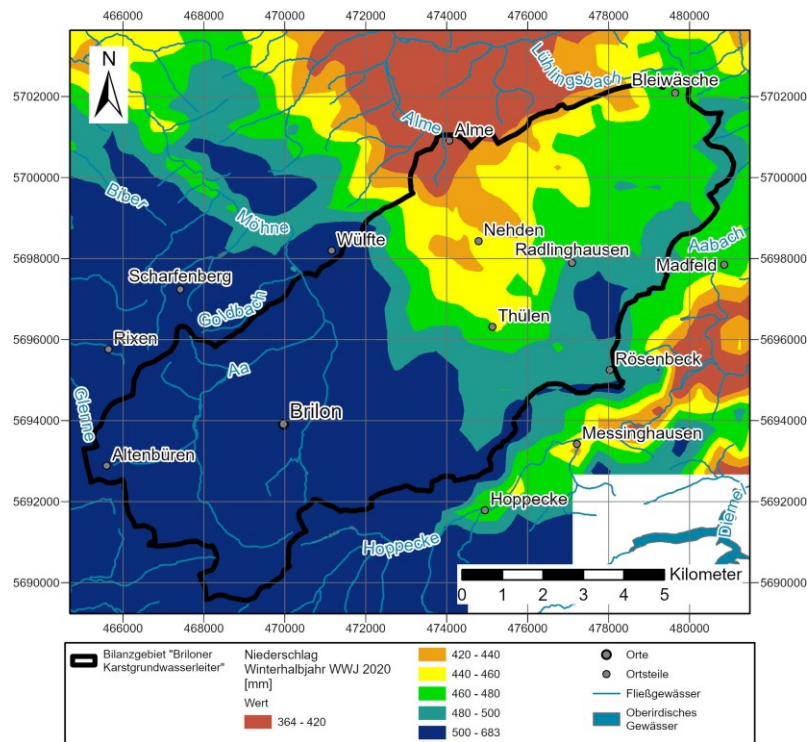
Wasserbilanzmodell Brilon

Landnutzung (Datengrundlage: BKG 2022a, LANUV NRW 2022):



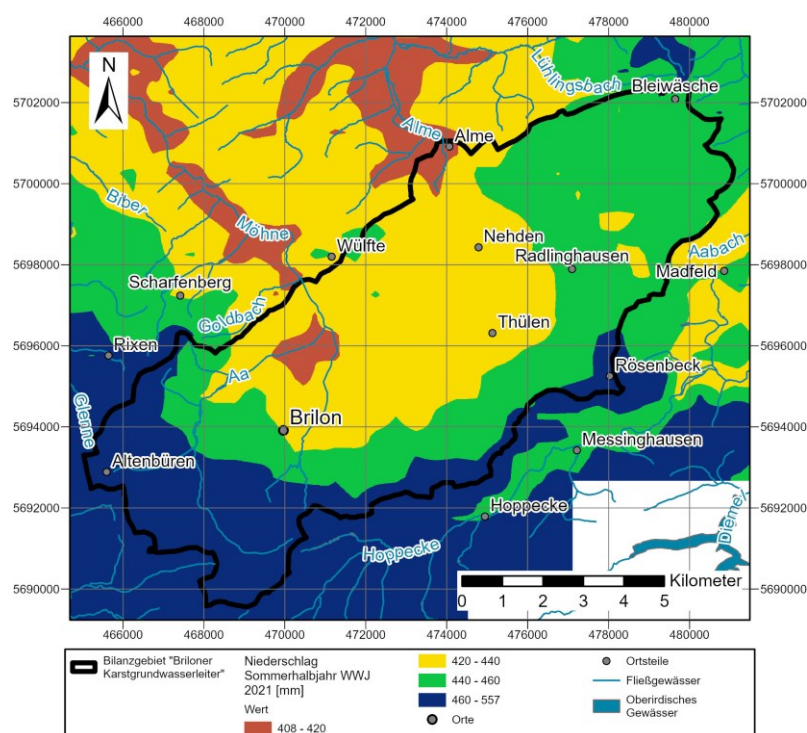
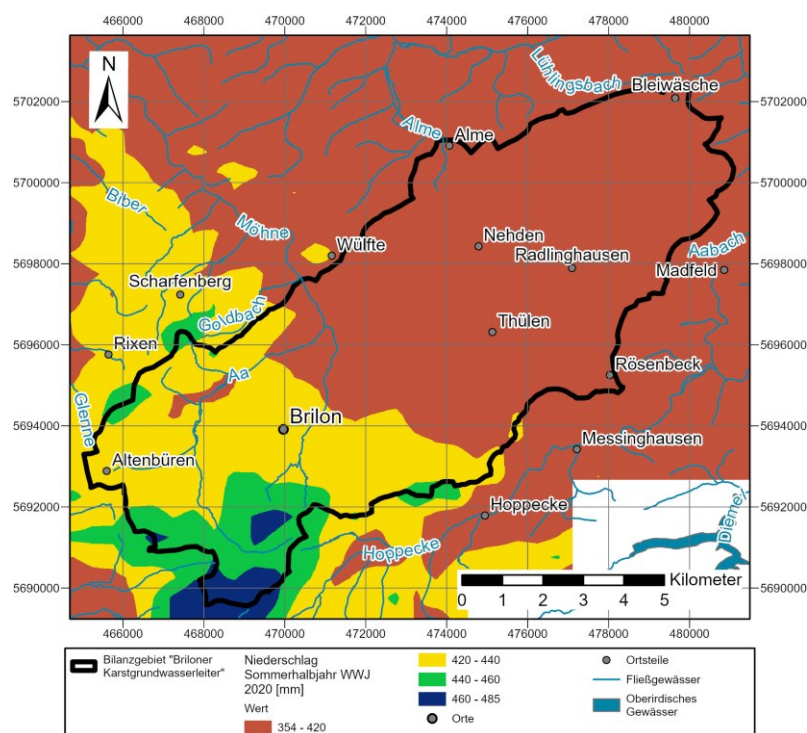
Niederschlag im Winterhalbjahr der WWJ 2020 und 2021:

Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag Winterhalbjahr WWJ 2020						Niederschlag Winterhalbjahr WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	385	12,2	513	16,3	683	21,6	261	8,3	363	11,5	516	16,3

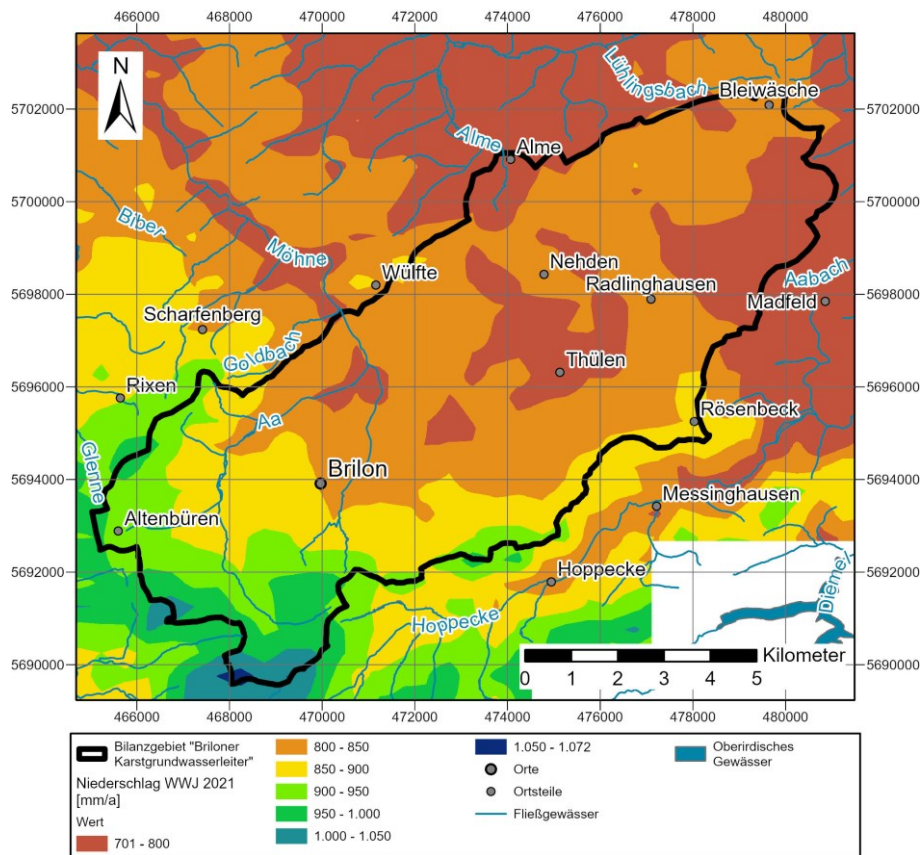


Niederschlag im Sommerhalbjahr der WWJ 2020 und 2021:

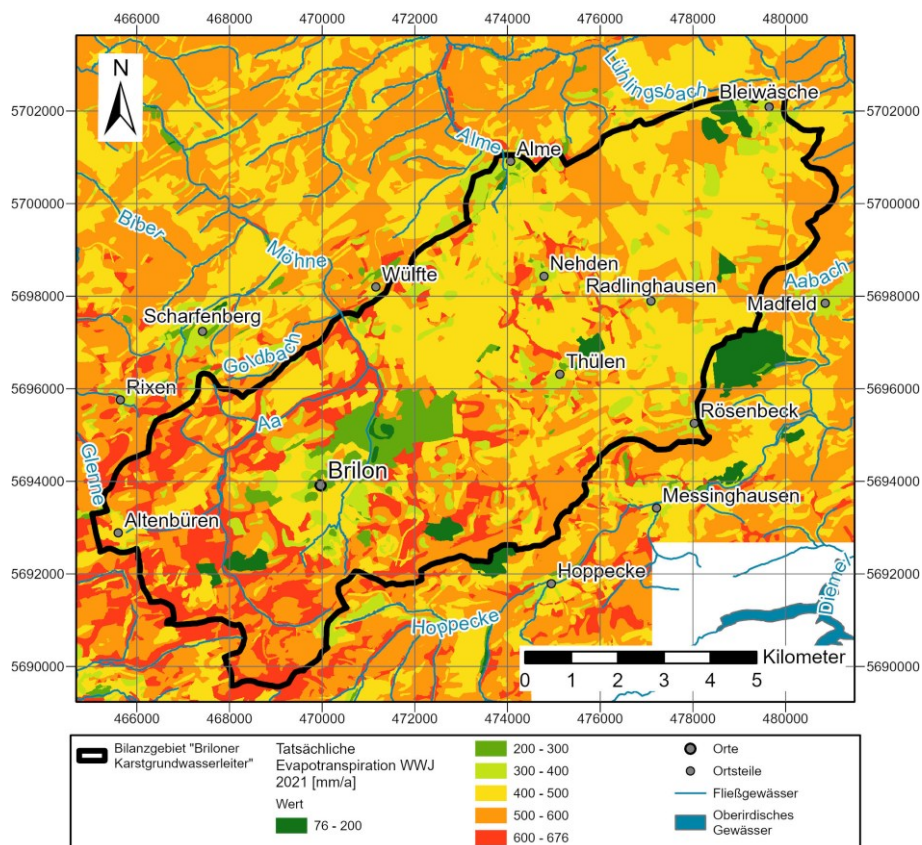
Bilanz- ge- biet	Flä- che [km ²]	Niederschlag Sommerhalbjahr WWJ 2020						Niederschlag Sommerhalbjahr WWJ 2021					
		Minimum		Mittelwert		Maximum		Minimum		Mittelwert		Maximum	
		[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]	[mm/ a]	[L/(s* km ²)]
Bril. Karst- gw.	92,9	361	11,4	412	13,1	485	15,4	414	13,1	450	14,3	557	17,6



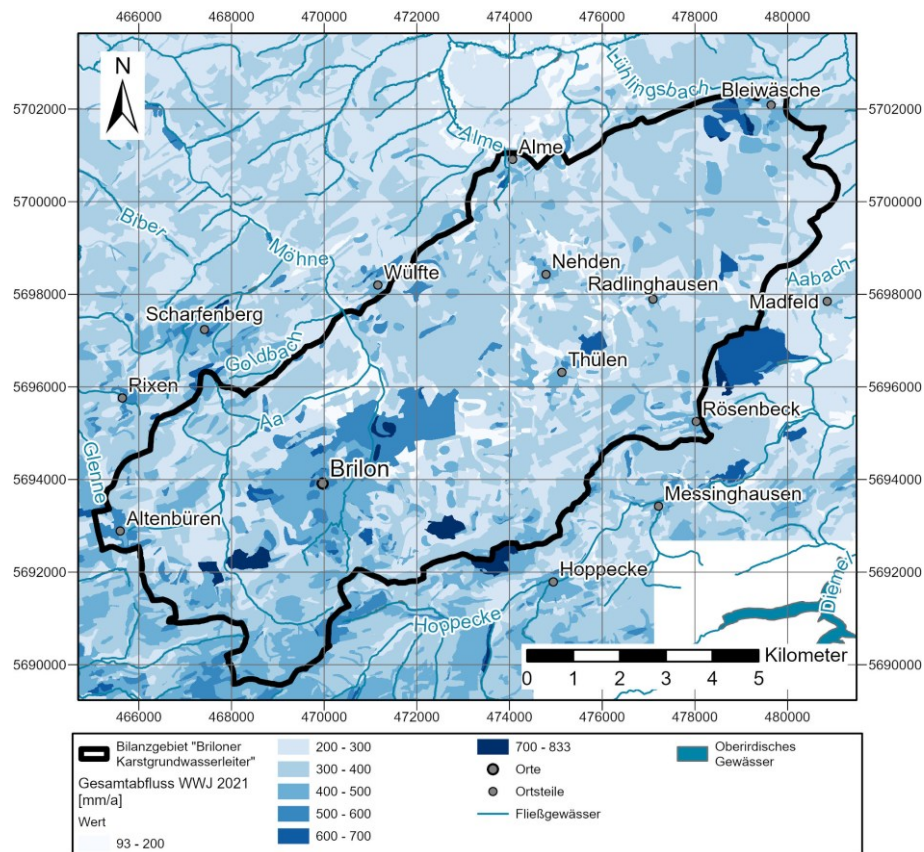
Niederschlag im WWJ 2021:



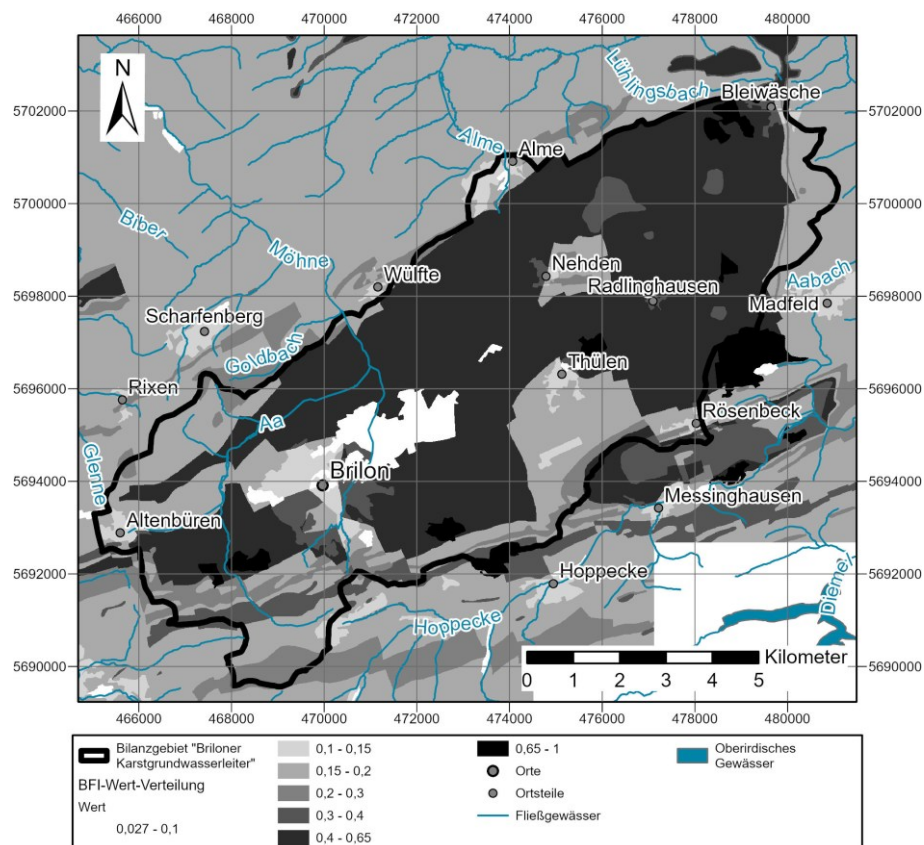
Tatsächliche Evapotranspiration im WWJ 2021:



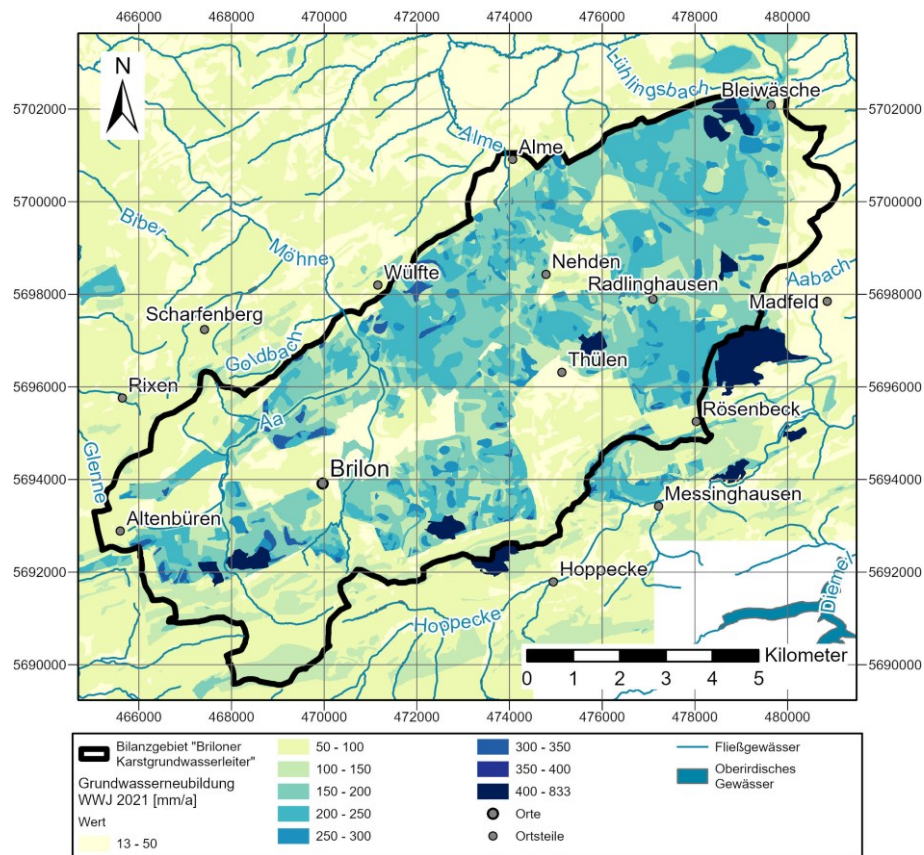
Gesamtabfluss im WWJ 2021:



Räumliche Verteilung der BFI-Werte:



Grundwasserneubildung im WWJ 2021:



Direktabfluss im WWJ 2021:

