

**LEUPHANA UNIVERSITÄT LÜNEBURG**  
**Fakultät Nachhaltigkeit**

**Entwicklung des Vorlandes unter  
Überflutungsänderungen aufgrund des Klimawandels**  
**Fallbeispiel Wehninger Werder im Biosphärenreservat  
Niedersächsische Elbtalaue**

**Dissertation**

**zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften**

**- Dr. rer. nat. -**

**vorgelegt von  
M. Sc. Emilio Torres Valdebenito  
aus Santiago/Chile**

**Lüneburg 2019**

Eingereicht am: 03.02.2017

Betreuer(in) und Gutachter(in): Prof. Dr. Brigitte Urban

Gutachter(in): Prof. Dr. Bernd Ettmer

Gutachter(in): Prof. Dr. Oscar Link

Tag der Disputation: 09.11.2017

## **DANKSAGUNG**

Mein herzlicher Dank gilt meiner Doktormutter Frau Prof. Dr. Brigitte Urban, die mich während des gesamten Projekts unermüdlich mit wissenschaftlichen Anregungen und hilfreichen Gesprächen unterstützte.

Ich bedanke mich besonders vor allem auch meinem Zweitbetreuer Herr Prof. Dr. Ing. Bernd Ettmer. Er hat mich bei der Erstellung meiner Dissertation in konstruktiven Diskussionen ermutigt und angeregt und war in allen Phasen ein fachkompetenter Wegbegleiter.

Weiterhin gilt mein Dank der Studienstiftung des Deutschen Akademischen Austauschdiensts (DAAD), die mir durch ein Stipendium ermöglichte, mich auf die Endphase der Promotion zu konzentrieren.

Wichtig für mich war besonders der Austausch mit meinen Kollegen des KLIMZUG-NORD Projekts sowie die kritischen Anmerkungen von diesen. Daher bedanke ich mich ganz besonders bei Frank Krüger und Mario Tucci, die mich auch bei der Datenerhebung unterstützt haben.

Dedicado a mi Familia, especialmente a mi Madre, y a mi querida y amada cordada (contigo quiero subir todas las montañas del mundo).

*„Was wir wissen, ist ein Tropfen,*

*was wir nicht wissen, ein Ozean“*

(Isaac Newton)



# INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG.....	IV
SUMMARY .....	VII
I. ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....	X
II. TABELLENVERZEICHNIS .....	XIV
III. ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS .....	XVI
1. EINLEITUNG.....	1
2. THEORETISCHE GRUNDLAGEN UND WISSENSSTAND .....	4
2.1 Klimawandel und Klimamodelle .....	6
2.1.1 Diskussion über Klimawandel .....	6
2.1.2 Globale und regionale Klimamodelle .....	7
2.1.3 Klimawandel und Abflussverhalten .....	8
2.1.4 Klimawandel und die Elbe .....	9
2.2 Morphodynamik des Flusses.....	10
2.2.1 Allgemeine Aspekte der Morphodynamik .....	10
2.2.2 Flusshydraulik .....	23
2.2.3 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2.2 .....	50
2.3 Hydraulik der Flussauen .....	51
2.3.1 Eigenschaften der Vegetation in Flussauen .....	52
2.3.2 Wasserbewegung im Flussauenboden.....	55
2.3.3 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2.3 .....	71
2.4 Methode „Dynamische Interaktion von Modellen“ .....	72
2.4.1. Konzeptuelles Modell .....	74
2.4.2 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Prognose von Abflüssen .....	78
2.4.3 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Morphologie .....	94
2.4.4 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Verteilung der Vegetation .....	95
2.5 Unsicherheiten von mathematischen Modellen .....	106
2.6 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2 .....	110
3. UNTERSUCHUNGSGEBIET.....	120
3.1 Einleitung .....	120
3.2 Lage des Untersuchungsgebiets .....	121
3.3. Klima.....	122

3.4. Geomorphologie und Böden .....	125
3.4.1 Flussgeschichte .....	125
3.4.2 Zusammensetzung der Flusssohle.....	126
3.4.3 Feststoffeintrag.....	129
3.4.4 Flussauen.....	130
3.5. Hydrologie .....	135
3.6 Landnutzung und Vegetation .....	137
3.6.1 Vegetation im Untersuchungsgebiet .....	138
3.6.2 Beschreibung der Biotoypenausstattung.....	138
3.6.3 Pflanzensippen der Roten Liste im Wehninger Werder.....	140
4. MATERIAL UND METHODEN .....	141
4.1. Material .....	142
4.1.1 Errichtung von Messstationen im Untersuchungsgebiet.....	142
4.1.2. Durchführung .....	150
4.2. Methoden .....	153
4.2.1. Methoden zur Bestimmung der zukünftigen Fluss- und Flussauenmorphologie.....	154
4.2.2. Methoden zur Analyse der Veränderungen hinsichtlich der Vegetation in den Auen .....	170
4.2.3. Methoden des Prognostizierens der zukünftigen Abflüsse (Langzeitprognosen) unter Berücksichtigung des Klimawandeleinflusses..	183
4.2.4. Parameter und Kriterien für die Anwendung der Methode der <i>dynamischen                 Interaktion der Modelle</i> .....	189
5. ERGEBNISSE .....	191
5.1. Ergebnisse der Kalibrierungsvorgänge .....	191
5.1.1. Kalibrierung der modellierten Flussdaten.....	191
5.1.2. Kalibrierung der modellierten Sedimenttransportdaten .....	195
5.1.3. Kalibrierung der modellierten Bodenwasserdaten .....	198
5.1.4. Langzeitprognose .....	207
5.1.5 Zusammenfassung der Kalibrierung .....	215
5.2. Prognosen der zukünftigen Flussmorphologie.....	220
5.3. Prognose der räumlichen Variation der potenziellen Fläche für Pflanzengesellschaften .....	232
5.3.1 Ist-Zustand .....	233
5.3.2. Potenzielle Fläche 2021-2050.....	239
5.3.3. Überflutungsgeschehen zwischen 2021-2050.....	244
5.4 Zukünftige hydraulische Situation im Fluss und in den Auen.....	244
6. DISKUSSION DER ERGEBNISSE.....	248

7. LITERATUR .....	266
8.- ANHANG .....	307
8.1 CERA-Datenbank .....	307
8.2 SRES-Szenarien .....	308
8.3 Nachgewiesene Pflanzen im Wehninger Werder (Kaiser et al., 2005).....	311
8.4 Biotoptypen des Wehninger Werders 2005 .....	313
8.5 Farn- und Blütenpflanzen der niedersächsischen Roten Liste im Wehninger Werder .....	316
8.6.- Beschreibungen der Messtechnik – Klimamessstation.....	319
8.7.- Beschreibungen der Messtechnik – Bodenmessstation .....	321
8.8.- Beschreibungen der Messtechnik – Grundwassermessstation und Flusspegel	323
8.9.- Lichtbilder der Überflutungen am Wehninger Werder.....	324
8.10.- Protokoll für Erhebung der Messdaten .....	325
8.11 Jährliche mittlere Abflüsse. Jahresmaxima und –minima.....	326
8.12 Feststoffeintrag in Langendorf und Wilkenstorf.....	327
8.13 Mittlere tägliche Wassertemperatur in Schnakenburg zwischen 1996 und 2009 .....	334
8.14 Kalibrierungsvorgang der Diver .....	336
8.15 Modellierte Daten und gemessenen Daten von Diver D1, D2, D3 und Pegel..	340
8.16 Klimadaten, Messzeitraum Dezember 2009-Dezember 2010 .....	342
8.17 Flusswasser- und Grundwasserstände in Wehningen .....	347
8.18 Gemessene Wasserspannung und Wassergehalt.....	352
8.19 Einstufung von Pflanzenarten des Wehninger Werders.....	357
8.20 Einstufung von Pflanzen nach Biotoptypen in Wehninger Werder.....	358
8.21 Wehningen-Einzugsgebiet und Teileinzugsgebiete .....	360
8.22 Angeglichene Monatsniederschlagswerte REMO zwischen 2001-2100.....	361
8.23 Kalibrierung des Flussmodells.....	388
8.24 Vergleich zwischen dem Monatsniederschlag mit REMO modellierter- und gemessenen DWD-Daten .....	391
8.25 ARMA/Variation - Modellierte mittlere Monatsabflüsse [m <sup>3</sup> /s] in Wehningen Zeitraum 2001-2100 .....	398
8.26 Vergleich zwischen modellierten und gemessenen täglichen Abflüssen zwischen 1960 und 2000 .....	401
8.27 Variation Flussbett –Längsprofil zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 ....	403
8.28 Veränderung von Querprofilen zwischen 2001 und 2100 .....	407
8.29 Vergleich der potenziellen Flächen für die Ansiedlung von Vegetation für den Zeitraum 2021-2050 bezogen auf dem Zeitraum 1971-2000.....	418
8.30 Parameter und Kriterien der Modellierungen .....	419

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Ziel der vorliegenden Dissertation ist es, die Auswirkungen des Klimawandels auf die Entwicklung des Vorlandes als Ergebnis der sich ändernden hydraulischen Bedingungen zu untersuchen. Die Untersuchung beschäftigt sich mit der Entwicklung des Vorlandes, da dieses Gebiet stark abhängig von Wasserstandsänderungen ist. Diese werden möglicherweise durch Klimawandel verstärkt und können folglich die zahlreichen Funktionen des Vorlandes beeinträchtigen. Diese Problematik erfordert die Durchführung einer Untersuchung, die zunächst die durch die Variationen der Wasserstände betroffenen physikalischen Prozesse im Fluss und in den Flussauen analysiert und anschließend eine Methodologie für die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes herleitet. Beispielhaft wurde ein Bereich an der unteren Mittelelbe in Niedersachsen, Norddeutschland für die Untersuchung ausgewählt.

Zu diesem Zweck befasst sich die Untersuchung im ersten Teil mit der aktuellen Diskussion über den Klimawandel und mit den bestehenden Schwierigkeiten, zu einer belastbaren zukünftigen Prognose des Ausmaßes der klimatischen Veränderungen zu gelangen. Anschließend konzentriert sich die Untersuchung auf die Interaktionen zwischen Abflüssen, Vegetation und Sedimenten, die die Flussmorphodynamik bedingen. In diesem Teil der Untersuchung werden die Konzepte des Equilibriums des Flusses und der Anpassung des Gerinnes erläutert. Diese beschäftigen sich mit der Reaktionskette, die aufgrund des Klimawandels im Fluss und in den Flussauen ausgelöst werden kann. Daraufaufgehend werden die mathematischen Beziehungen für die Darstellung der physikalischen Prozesse, die bei Veränderungen der Abflüsse, der Vegetation und Sedimentation stattfinden, und die entsprechenden Wechselwirkungen erläutert. Zu ihnen gehören Gleichungen zur Darstellung der Flusswasserbewegung, des Widerstandes, der Sedimentation, der Grundwasserbewegung und der Bodenwasserbewegung. Ein Aspekt, der entlang der gesamten Untersuchung hervorgehoben wird, ist die enge Beziehung zwischen den Fluss- und Flussauenprozessen und der in diesen Zonen bestehenden Vegetation.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Untersuchung der mathematischen Modelle, die eine Analyse des zukünftigen Verhaltens des Vorlandes ermöglichen. Mithilfe dieser Untersuchung werden die Vorteile der eindimensionalen Modellierung für die Prognose der Entwicklung dieses Gebiets deutlich. Hinsichtlich Modellierungen von längeren Zeiträumen, z.B. über 100 Jahre, wie in der vorliegenden Arbeit, liefert die eindimensionale Modellierung schnellere Ergebnisse mit weniger Rechnerleistung.

Die Untersuchung im ersten Teil der Dissertation führt zur Erkenntnis, dass sich das Verhalten des Vorlandes aus der Interaktion zwischen Fluss- und Flussauenmorphologie und der Auenvegetation ergibt. Diese Interaktionen bestimmen letztlich die zukünftigen Wasserstände und somit die hydraulischen Bedingungen für diese Zone.

Für die Analyse des zukünftigen Verhaltens des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels wird eine Methodologie vorgeschlagen, die als Dynamische Interaktion von Modellen bezeichnet wird. Diese Methodologie prognostiziert die Entwicklung des

Vorlandes als Ergebnis der Interaktion zwischen Fluss- und Flussauenmorphologie und der Vegetation. Um diese Prognose durchzuführen, werden drei eindimensionale Modelle verwendet, die eine Darstellung des Verhaltens der Fluss- und Flussauenmorphologie und der Vegetation ermöglichen. Die Fluss- und Flussauenmorphologie wird durch ein eindimensionales Flussmodell und ein eindimensionales Sedimenttransportmodell dargestellt. Für die Bestimmung der Verteilung der Vegetation wird zunächst die Bodenwasserbewegung modelliert. Mit diesen Ergebnissen wird durch den Zusammenhang zwischen Bodenwasserstand, Überflutungstoleranz der Pflanzen und Geländehöhe die Variation der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften, ein in dieser Dissertation entwickeltes Konzept, analysiert.

Der Einfluss des Klimawandels wird durch die Variation von Abflüssen im Flussmodell, im Sedimenttransport- und Bodenwasserbewegungsmodell, sowie bei der Analyse von Veränderungen der Vegetation, berücksichtigt. Dazu werden die durch regionale Klimamodelle prognostizierten zukünftigen Niederschläge in die Berechnung der zukünftigen Abflüsse durch eine in dieser Dissertation entwickelten Modifikation des stochastischen Modells AutoRegressive-Moving-Average (ARMA) eingeschlossen. Die ausgearbeiteten Entwicklungsprognosen der verschiedenen Modelle werden miteinander verknüpft, um zukünftige Wasserstände und Überflutungen und damit die neuen hydraulischen Bedingungen für das Vorland zu prognostizieren.

Im zweiten Teil dieser Dissertation wird die vorgeschlagene Methodologie der Dynamischen Interaktion von Modellen in einem Fallbeispiel angewandt. Dafür wurden zwei Messstationen an der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 installiert, die auch im Rahmen des Projekts KLIMZUG-NORD verwendet wurden. Diese Messstationen ermöglichten innerhalb von 2 Jahren die Erhebung von mehr als 300.000 Felddaten. Diese Informationen erlauben es, die Entwicklung des Vorlandes (2021-2050) in einer regulierten Flussstrecke der Elbe (Mittellelbe) zu prognostizieren.

Dazu werden zunächst die bedeutenden Charakteristika des Untersuchungsgebiets dargestellt und nachfolgend Material und Methoden erläutert, die für die Analyse der Entwicklung des Vorlandes im Untersuchungsgebiet erforderlich sind. Die Flussmorphologie wird für den Zeitraum 2001-2100 modelliert, da eine Tendenz bei möglichen Variationen in einem kurzen Zeitraum nur schwer wahrgenommen werden kann.

Die jeweiligen Modelle werden u.a. mithilfe erhobener Felddaten, Daten aus der Literatur, Klimadaten aus den Stationen des Deutschen Wetterdiensts (DWD), projizierten Daten des regionalen Klimamodells REMO, Daten des hydrologischen ATLAS von Deutschland, Abflussdaten des Pegels Neu Darchau (Elbe-km 536,4), Geschiebe-Schwebstoffdaten des Wasser- und Schifffahrtsamts (WSA) und der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Wassertemperaturdaten der Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe (ARGE-ELBE) und das Digitale Geländemodell (DGM) kalibriert. Die durch das stochastische Modell ARMA/Variation erhaltenen Berechnungen der zukünftigen Abflüsse, die die Prognose der regionalen Klimamodelle berücksichtigen, werden mit den durch die BfG-Modelle erhaltenen

Ergebnissen verglichen, um die Problematik der Vielfalt von klimatischen Prognosen anzugehen. Die BfG-Modelle wurden im Rahmen des Projekts Klimaveränderung und Wasserwirtschaft (KLIWAS) entwickelt.

Die Anwendung der Methodologie der Dynamischen Interaktion von Modellen auf das Untersuchungsgebiet ermöglicht die Annahme, dass in den nächsten 30 Jahren aufgrund des Klimawandels (Zunahme der Winterniederschläge) ein Anstieg der Wasserstände und Überflutungsrisiken im Vorland dieses Gebiets auftreten wird. Dieser prognostizierte Zustand des Vorlandes basiert hauptsächlich auf Veränderungen der Vegetation, da diese zu neuen Rauigkeitswerten (Manning-Werten) und dadurch zum Anstieg der Wasserstände führen. Schließlich werden in dieser Dissertation die Anwendung und Bedeutung der vorgeschlagenen Methodologie für die Analyse der Entwicklung des Vorlandes anderer Flüsse und Regionen außerhalb Mitteleuropas behandelt.

## SUMMARY

The purpose of this dissertation is to determine the effects of climate change on floodplains through changes in hydraulic conditions within these areas. It focuses on a case study situated in the Lower Saxonian Elbe Valley Biosphere Reserve, North Germany.

The research deals with floodplains because of their sensitivity to variations in water levels, which will likely be severely influenced by climate changes. These concerns demand an investigation that first analyzes the physical fluvial processes and floodplains affected by changes in water level, and then - in response to the results obtained from the investigation - propose a methodology for analyzing the future development of floodplains. In order to undertake this research, a preliminary discussion of climate change and the difficulties in achieving resilient projections on future dimensions of climate variations is presented.

Once the discussion on climate change has been reviewed, research focuses on the interactions between discharge, vegetation and sediments, the conditioning factors of fluvial morphodynamics. In this section, the concepts "river equilibrium" and "channel adaptation" are enunciated, making it possible to understand the chain reactions that can be triggered in the river and floodplains caused by climate change.

Finally, mathematical relationships are set to represent the physical processes involved in variations in flow, vegetation and sedimentation; i.e., the equations for the representation of movement of river water, resistance, sedimentation, groundwater flow and water flow in unsaturated soil. An element stressed throughout the research is the close relationship between fluvial processes and distribution of vegetation of these areas.

Another focal point is the investigation of mathematical tools, i.e. mathematical models that enable the analysis of future behavior of the riverbanks. Through this research the advantages of establishing one-dimensional modeling to predict the development of the river and floodplains are established, as long period modeling - for example, 100 years, as in this work - deliver faster results with fewer computational resources.

The investigation in the first part of the dissertation considers that the behavior of the riverbanks and floodplains results from the interaction between fluvial morphology and the morphology of floodplains, as well as variations in the distribution of vegetation. Such interactions ultimately determine future water levels and thus, also, the hydraulic conditions in that area.

A methodology called "Dynamic Interaction of Models" is proposed for the analysis of future behavior of floodplains caused by climate change. This methodology predicts the evolution of floodplains as a result of interactions between fluvial morphology, morphology of floodplains and variations in the distribution of vegetation. Three one-dimensional models are used to make this forecast, which project the behavior of fluvial morphology, floodplains and distribution of vegetation.

The fluvial and floodplain morphology is represented by a one-dimensional fluvial and a one-dimensional sediment transport model. Furthermore, soil water movement is modelled in connection with the fluvial model to determine the distribution of vegetation. Based on these results, the variation of “potential surface areas for plant communities”, a concept developed in this dissertation, is tested by using the relationship between soil water movement, flooding tolerance of plants at ground level.

The influence of climate change is considered through varying discharges in the fluvial model, in the sediment transport model and in the soil water movement model, as well as in the analysis of changes in vegetation. In addition, future rainfall projections from regional climate models (REMO) are incorporated, using a variation of the ARMA stochastic model developed in this dissertation.

The parameters and factors obtained through the various models were linked to each other in order to predict future water levels and flooding and thus the new hydraulic conditions for the floodplains.

In the second part of this dissertation, the proposed methodology "Dynamic Interaction of Models" was applied in a case study. For this, two measuring stations on the Elbe River in Lower Saxony at river km 511, and km 515 were installed. These stations were also used for the KLIMZUG-NORD project. This project was financed by Federal Ministry of Education and Research (BMBF) and explored solutions to cope with the consequences of climate change in the metropolitan area of Hamburg. Over a period of 2 years, these measuring stations enabled the collection of more than 300,000 individual data of climate parameter, groundwater level, soil parameter and flooding level on the Elbe River in Lower Saxony at river km 511, and km 515. This information was important for the modeling of the future development of the floodplain (2012-2050) of a regulated stretch of the Middle Elbe River.

The dissertation first details the relevant characteristics of the investigated area and then establishes the necessary materials and methods for the analysis of the future development of the floodplain in this area. The fluvial morphology was modeled for the period 2001-2100, as possible variations in shorter modeled periods would make the recognition of trends difficult.

The corresponding models (e.g. river flow model, sediment transport model) are calibrated using collected field data, literature data, weather data from DWD stations, projected data from REMO, data from the hydraulic atlas of Germany, discharge data from Neu Darchau gauging station (Elbe-km 536,4), data of suspended sediments from Waterways and Shipping Office (WSA), and data of water temperature from ARGE-ELBE and the digital terrain model (DTM). Regarding the estimates of future flows, obtained by the ARMA-Variation stochastic model, which uses data from regional climate models, predicted values are compared with the results obtained from the BfG models (simulations of discharge between 1960 and 2099 in the context of research project KLIWAS - Impacts of Climate Change on Waterways and Navigation) in order to address the issue of diverse climatic projections.



The modeling of the fluvial and floodplain morphology of the Elbe between Elbe-km 511 and 515 shows that this stretch of the Elbe River during the period 2001 to 2100 will remain in equilibrium and stability. For this period will occur different accumulative local erosion and sedimentation processes in the left bank, in the main canal and in the right bank

The forecast of the future potential areas of plant communities based on the discharge data of the model ARMA/Variation and of the BfG models shows significant changes of the floodplain landscape for the period 2021-2050 compared to actual state. Die future change of water table and flooding duration for this period causes possible displacement of the Plant communities. The new distribution of the Vegetation on the river floodplain (potential areas) leads to new distribution of roughness coefficients (manning coefficients)

The application of the method "Dynamic Interaction of Models" in the area under investigation makes it possible to conclude that water level and flood risk in floodplains of the investigated area will increase in the next 30 years due to climate change (increase in winter precipitation). This new condition in floodplains is highly likely due to changes of type and distribution of the vegetation, as these determine new roughness coefficients, (Manning-values) eventually leading to an increase in the water level.

The dissertation concludes by highlighting the application and importance of the proposed method for the analysis of future development of floodplains of other rivers and regions out of or within Western Europe.

## I. ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1: Interaktion zwischen Klima, Fluss und Flussaueu .....	2
Abb. 2.1: Entwicklung der Flussstrecke der Arve zwischen 1937 und 2000 .....	12
Abb. 2.2: Klassifikation der Flussgrundrisse.....	14
Abb. 2.3: Geschichtete Flussufer und Kombination von Brüchen .....	16
Abb. 2.4: Schema des „Equilibrium“- Konzepts.....	19
Abb. 2.5: Zeitlicher und räumlicher Maßstab des Reaktionsniveaus der alluvialen Flüsse .....	21
Abb. 2.6: Entwicklung der Elbe (Elbe-km 360 – 368.5) zwischen 1777 und 1994. ....	23
Abb. 2.7: Makrowirbel in der Übergangszone zwischen Fluss und Flussaueu .....	32
Abb. 2.8: Schematische Darstellung der geometrischen Eigenschaften der Vegetation .....	34
Abb. 2.9: Korngrößenverteilung in der Elbe .....	37
Abb. 2.10: Schema der Verteilung der Sedimente für die Berechnung des Sedimenttransports.	41
Abb. 2.11: Bereiche der Retentionskurve $\varphi(\theta)$ - $\theta$ .....	58
Abb. 2.12: Schema der Interaktion zwischen Fluss und Flussaueu.....	75
Abb. 2.13: Vereinfachtes Schema der Interaktion der Modelle .....	76
Abb. 2.14: Fließdiagramm des Konzepts „dynamische Interaktion der Modelle“ .....	77
Abb. 2.15: Angepasste Bandbreite Rescale Adjusted Range RAR (McLeod und Hipel, 1978) .	86
Abb. 2.16: Schema der Interaktion zwischen FW und GW (Quelle: Eigene Darstellung) .....	96
Abb. 2.17: Schema der Interaktion zwischen Grundwasser (GW) und Bodenwasser (BW) (Quelle: Eigene Darstellung).....	99
Abb. 2.18: Schema der Näherung durch Finite-Differenzen-Methode (FDM) in Rechteckgittern (Quelle: Eigene Darstellung).....	99
Abb. 2.19: Schema der potenziellen Fläche der Pflanzengesellschaften im Vorland (Quelle: Eigene Darstellung) .....	104
Abb. 2.20: Fließdiagramm zur Berechnung potenzieller Flächen der Pflanzengesellschaften im Vorland (Quelle: Eigene Darstellung).....	106
Abb. 2.21: Modellierungsvorgang und verbundene Fehler (Quelle: Beck, 1983) .....	107
Abb. 2. 22: Schema zur Anwendung der Interaktion von Modellen für die Prognose der Entwicklung des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels (Quelle: Eigene Darstellung) ..	118
Abb. 3.1: Einzugsgebiet der Elbe .....	120
Abb. 3.2: Lage des Untersuchungsgebiets .....	121
Abb. 3.3: Mittlerer Monatsniederschlag in Wehningen zwischen 1961-1990 .....	123
Abb. 3.4: Klimadiagramm Wehningen - Referenzdaten 1961-1990 .....	124
Abb. 3.5: Frühpleistozäne und Elster-kaltzeitliche Elbeläufe .....	125
Abb. 3.6: Vergleich des Elbe-Flusslaufs (Elbe-km 500 bis 520) zwischen 1565 und 2000.....	126
Abb. 3.7: Längsschnitt der mittleren Korndurchmesser [ <i>dm</i> ] .....	127
Abb. 3.8: Kornverteilung der Elbesohle zwischen Elbe-km (EK) 0 und Elbe-km (EK) 581 ...	128
Abb. 3.9: Mittlere monatliche Schwebstoffkonzentration in Wittenberge (1991-2001) und Hitzacker (1964-2001).....	130
Abb. 3.10: Bodentypen an der Elbe in Niedersachsen (Elbe-km 500 bis 523) .....	133
Abb. 3.11: Bodenkundlichen Bohrungen, Sektor Wehningen Elbe-km 511 bis 515 .....	133
Abb. 3.12: Standort der Schürfgrube ( <i>Sch</i> ) .....	134
Abb. 3.13: Bodenprofil und Kornfraktionen der Schürfgrubenhorizonte ( <i>Sch</i> ) , 2010).....	135

Abb. 3.14: Mittlere Monatsabflusswerte bei Wehningen zwischen 1900 und 2000 .....	136
Abb. 3.15: Landnutzung in den rezenten Auen der Elbe zwischen Elbe-km 0 und 586.....	138
Abb. 4.1: Standorte der Messstationen im Wehninger Werder (Elbe-km 512) .....	142
Abb. 4.2: Draufsicht auf die Plateau-Station im Wehninger Werder .....	143
Abb. 4.3: Plateau-Station im Dez. 2009 (a) und Okt. 2010 (b) .....	144
Abb. 4.4: Klimastation Jan. 2010 (a) und Datenlogger Modell DL2e Sept. 2010 (b) .....	144
Abb. 4.5: Bohrung der Grundwassermessstation, Jan. 2010 .....	146
Abb. 4.6: Diver-Barometer der Plateau-Station, Juni 2010 .....	146
Abb. 4.7: Draufsicht auf die Tiefstation im Wehninger Werder .....	147
Abb. 4.8: Tiefstation im Wehninger Werder, Jan. 2010 (a) und Mai 2010 (b) .....	148
Abb. 4.9: Überflutung im Bereich der Tiefstation, März 2010 .....	149
Abb. 4.10: Pegellatte im Bereich der Tiefstation, März 2010 (a) und Januar 2010 (b) .....	149
Abb. 4.11: Korrelierte tägliche Abflüsse in Wehningen zwischen 1971 und 2000 .....	155
Abb. 4.12: Standorte der Messstellen Langendorf und Wilkenstorf .....	156
Abb. 4.13: Projizierte Sedimenttransportkurve für Langendorf, Elbe-km 500.56, Wehningen, Elbe-km 511 sowie Wilkenstorf, Elbe-km 516.16 .....	157
Abb. 4.14: Zusammensetzung des Sedimenteintrags in Wehningen .....	157
Abb. 4.15: Entwickelte Summenkurven der Sedimenteintrag-Kornverteilung .....	160
Abb. 4.16: Mittlere Monatstemperatur des Elbewassers in Schnackenburg 1996 und 2009 ....	161
Abb. 4.17: Definierte Flussquerprofile zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 .....	163
Abb. 4.18: Definierte Landnutzung zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 .....	164
Abb. 4.19: Standorte von Divern und Pegeln im Wehninger Werder .....	169
Abb. 4.20: Rand- und Anfangsbedingungen - Modellierung der Bodenwasserbewegung .....	171
Abb. 4.21: Bodenprofil mit Bodenhorizonten und Kontrollpunkten .....	175
Abb. 4.22: Skizze der Pflanzengesellschaften hinsichtlich der Geländehöhe im Wehninger...	180
Abb. 4.23: Variation Wasserstand-Abfluss bezüglich des MW in Wehningen .....	182
Abb. 4.24: Zusammenfassung Prognose der potenziellen Flächen der Pflanzengesellschaften	183
Abb. 4.25: Methodologie für eine Langzeitprognose durch das Modell ARMA/Variation ....	184
Abb.5.1: Modellierte und gemessene Wasserstände zwischen Elbe-km 511 und 515 .....	192
Abb.5.2: Abflusskurve des Profils „Klimastation“ am Wehninger Werder .....	193
Abb.5.3: Modellierte Wasserstände für $Q = 521 \text{ m}^3/\text{s}$ zwischen Elbe-km 511 und 515 .....	194
Abb.5.4: Modellierte Wasserstände für $Q = 1691 \text{ m}^3/\text{s}$ zwischen Elbe-km 511 und 515 .....	194
Abb.5.5: Modellgebiet zwischen Elbe-km 511 und 515 .....	195
Abb.5.6: Variation des Längsprofils zwischen 1959 und 1994 Elbe-km 511 und 513.4 .....	196
Abb.5.7: Variation des Längsprofils zwischen 1959 und 1994 Elbe-km 513.4 und 515 .....	197
Abb.5.8: Variation des Flussbetts in 35 Jahren zwischen Elbe-km 511 und 515 .....	197
Abb.5.9: Modellierte mittlere jährliche Sedimentfracht in Wehningen 1992- 2001 .....	198
Abb.5.10: Vergleich zwischen Grundwasser- und Flusswasserganglinie 2010- 2011 .....	198
Abb.5.11: Beziehung zwischen Flusswasserstand und Grundwasserstand 2010- 2011 .....	199
Abb.5.12: Kurve WS -WG im Bodenhorizont BH1 (0-17 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten .....	200
Abb.5.13: Kurve WS -WG im Bodenhorizont BH1 (17-74 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten .....	201
Abb.5.14: Kurve WS-WG im Bodenhorizont BH1 (74-90 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten .....	201

Abb.5.15: Kurve WS-WG im Bodenhorizont BH1 (90-160 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten.....	202
Abb.5.16: Gemessene und modellierte WS im BH1 (0-17 cm u. GOK) 2009 - 2010 .....	203
Abb.5.17: Gemessene und modellierte WS im BH2 (17-74 cm u. GOK) 2009 - 2010 .....	203
Abb.5.18: Gemessene und modellierte WS im BH3 (74-90 cm u. GOK) 2009- 2010 .....	204
Abb.5.19: Gemessene und modellierte WS im BH4 (90-160 cm u. GOK) 2009-2010 .....	204
Abb.5.20: Verhalten des gemessenen Grundwasserstands und der modellierten WS in verschiedenen Bodentiefen (BT), Dez. 2009 bis Dez. 2010 .....	207
Abb.5.21: Beziehung zwischen Parameter N, R und S .....	209
Abb.5.22: Vergleich zwischen gemessenen und durch das Modell ARMA modellierten mittleren Monatsabflüssen in Wehningen im Zeitraum 1971-2000.....	209
Abb.5.23: Vergleich zwischen gemessenen und durch das Modell ARMA/Variation modellierten Monatsabflüssen, 1971-2000 .....	211
Abb.5.24: Maximaler jährlicher Abfluss ( $Q_{max}$ ) der Modelle BfG1, BfG2, BfG3 sowie ARMA/Variation zwischen 2021 und 2050.....	215
Abb.5.25: Niedriger jährlicher Abfluss ( $Q_{min}$ ) der Modelle BfG1, BfG2, BfG3 und ARMA/Variation zwischen 2021 und 2050.....	215
Abb.5.26: Entwicklung des Flusslängsprofils in 100 Jahren (2001-2100).....	221
Abb.5.27: Variation des Flussbodens in den Zeitabschnitten 2001-2050 und 2050-2100 .....	222
Abb.5.28: Querprofile der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 (Maßstab 1:25.000) .....	223
Abb.5.29: Veränderung des Querprofils RS 4119 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	224
Abb.5.30: Veränderung des Querprofils RS 3412 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	225
Abb.5.31: Veränderung des Querprofils RS 2485 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	226
Abb.5.32: Veränderung des Querprofils RS 2184 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	227
Abb.5.33: Veränderung des Querprofils RS 1867 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	228
Abb.5.34: Veränderung des Querprofils RS 1406 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	229
Abb.5.35: Veränderung des Querprofils RS 314 zwischen den Jahren 2001 und 2100 .....	230
Abb.5.36: Wasserstände für verschiedene Abflüsse im Zeitraum 1971-2000 .....	234
Abb.5. 37: Überflutungsgeschehen je Vegetationszone während Vegetationsperioden zwischen 1971-2000 .....	235
Abb.5.38: Dauerlinie des Grundwasserstands für verschiedene Pflanzengesellschaften in Wehningen zwischen 1971-2000 .....	236
Abb.5. 39: Dauerlinie der Wasserspannung zwischen 1971-2000 .....	237
Abb.5. 40: Modellierte Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften zwischen 1971-2000 im Deichvorland der Elbe, Sektor Elbe-km 511 bis 515 .....	238
Abb.5.41: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften je nach Zone zwischen 2021-2050 im Deichvorland unter Modell ARMA/Variation .....	240
Abb.5.42: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften je nach Zone laut Modell BfG1 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen .....	242
Abb.5.43: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften je nach Zone laut Modell BfG2 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen .....	242
Abb.5.44: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften je nach Zone laut Modell BfG3 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen .....	243
Abb.5.45: Vergleich der Häufigkeit von Überflutungen während Vegetationsperioden zwischen 2021-2050 und 1971-2000 .....	244
Abb.5.46: Wasserstand für $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach den Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) im Jahr 2001 .....	245

Abb.5.47: Wasserstand für $Q= 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ im Profil 2485 für das Jahr 2050 nach der Anwendung des Modells ARMA/Variation.....	245
Abb.5.48: Wasserstand für $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ im Profil 2485 für das Jahr 2050 nach der Anwendung des Modells BfG1 .....	246
Abb.5.49: Wasserstand für $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ im Profil 2485 für das Jahr 2050 nach der Anwendung des Modells BfG2 .....	246
Abb.5.50: Wasserstand für $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ im Profil 2485 für das Jahr 2050 nach der Anwendung des Modells BfG3 .....	246
Abb. 6.1: Vergleich zwischen modellierter und realer Auenlandschaft im Deichvorland im Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 . .....	254
Abb. 6.2: Vergleich zwischen relativer Geländehöhe und Vegetationszone nach den verschiedenen Modellen .....	256
Abb. 6.3: Variation der potenziellen Flächen zwischen Elbe-km 511 und 515 während der Vegetationsperioden 2021-2050 bezogen auf den Zeitraum 1971-2000 .....	257
Abb. 6.4: Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen im Zeitraum 1971-2000 je nach Vegetationszone 1, 2, 3, 4, 5 und 6.....	258
Abb. 6.5: Zusammensetzung der Auenlandschaft im Wehningen nach den Modellen ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 zwischen 2021-2050 und je nach Vegetationszone 1, 2, 3, 4, 5 und 6.....	258

## II. TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 2.1: Variationen der Kontrollvariablen in zwei Flusstypen .....	20
Tabelle 3.1: Mittlerer Monatsniederschlag (mm) zwischen 1961-1990.....	123
Tabelle 3.2: Mittlere Monatstemperatur (°C) zwischen 1961-1990 .....	124
Tabelle 3.3: WSA-Messstationen für Schwebstoffkonzentrationen in der Elbe .....	129
Tabelle 3.4: Flussabschnitte und Überschwemmungsflächen bis Geesthacht .....	132
Tabelle 3.5: Bodenkundliche Bohrungen in Wehningen Werder .....	134
Tabelle 3.6: Geographische Koordinaten der Schürfgrube in Wehninger Werder .....	135
Tabelle 3.7: Landnutzung in der rezenten Aue der Elbe .....	137
Tabelle 3.8: Anteil der Biotoptypen im Wehninger Werder (Elbe-km 511 bis 515) .....	139
Tabelle 4.1: Geographische Koordinaten der Messstationen in Wehningen .....	143
Tabelle 4.2: Sensoren der Bodenmessstation in der Plateau-Station .....	145
Tabelle 4.3: Sensoren der Bodenmessstation in der Tiefstation Station .....	148
Tabelle 4.4: Geographische Koordinaten des Flusspegels im Wehninger Werder .....	150
Tabelle 4.5: Häufigkeit der Messungen von verschiedenen Sensoren im Wehninger Werder ..	151
Tabelle 4.6: Zeitraum der Messungen mit verschiedenen Sensoren im Wehninger Werder ....	152
Tabelle 4.7: Einzugsgebiet der Elbe, von Neu Darchau und Wehningen .....	154
Tabelle 4.8: Gefälle des Flussbodens der Elbe im Bereich Wehningen .....	155
Tabelle 4.9: Allgemeine Feststoffbezeichnungen .....	158
Tabelle 4.10: Neue Feststoffbezeichnungen für die Modellierung im Untersuchungsgebiet ...	159
Tabelle 4.11: Manningkoeffizienten für die untersuchte Flussstrecke .....	164
Tabelle 4.12: Standorte und Höhe von Divern und Flusspegel im Wehninger Werder .....	169
Tabelle 4.13: Berücksichtigte Zeiträume für die Kalibrierung der Flussmodelle .....	169
Tabelle 4.14: Geographische Koordinaten der DWD-Messstationen nahe Wehningen .....	172
Tabelle 4.15: Stärke der modellierten Bodenhorizonte .....	175
Tabelle 4.16: Tiefe der Kontrollpunkte .....	175
Tabelle 4.17: Hydraulische Bodenparameter .....	176
Tabelle 4.18: Überflutungsdauer für Grünlandvegetationstypen .....	181
Tabelle 4.19: Gewässerkundliche Hauptwerte der Elbe bei Wehningen .....	182
Tabelle 4.20: Vier Gruppen (n1-n4) von Monatsabflussdaten .....	185
Tabelle 4.21: Teileinzugsgebiete von Wehningen.....	186
Tabelle 4.22: Faktor Monatsvariation FMV zwischen 1971-2000 .....	186
Tabelle 4.23: Rotierte Koordinaten von DWD-Stationen .....	187
Tabelle 4.24: REMO-Gitterboxen für jede DWD-Station .....	187
Tabelle 4.25: Korrekturfaktoren für REMO-Reihen .....	188
Tabelle 4.26: Ausgewählte Modellkette für BfG-Simulationen .....	189
Tabelle 5.1: Abschließende Manning-Koeffizienten für die Modellparameter .....	192
Tabelle 5.2: Optimierte hydraulische Bodenparameter für jeden Bodenhorizont .....	200
Tabelle 5.3: RMSE des Wassergehalts in [%] jedes Bodenhorizonts BH .....	202
Tabelle 5.4: RMSE der Wasserspannung jedes Bodenhorizonts BH .....	205
Tabelle 5.5: Parameter für die Berechnung des Hurst-Koeffizienten .....	208

Tabelle 5.6: Abflusstendenzen.....	208
Tabelle 5.7: Statistische Parameter gemessener und modellierter Datenreihen in 30 Jahren ..	210
Tabelle 5.8: Gemessene und modellierte mittlere Monatsabflüssen im Jahr 1971 .....	210
Tabelle 5.9: RMSE der Monatsabflüssen in Wehningen 1971-2000 .....	211
Tabelle 5.10: Statistische Parameter der Datenreihen zwischen 2001 und 2010.....	212
Tabelle 5.11: Korrekturfaktor für die Modelle der BfG im Zeitraum 1960-2000 .....	213
Tabelle 5.12: RMSE der Monatsabflüssen für verschiedene Modelle 1971-2000 .....	213
Tabelle 5.13: Tendenz der Abflussganglinie von Monatsdaten zwischen 1971-2000 .....	213
Tabelle 5.14: Tendenz der projizierten Abflussganglinie der Monatsdaten 2001-2099 .....	214
Tabelle 5.15: Tendenz der projizierten Abflussganglinie der Monatsdaten 2021-2050 .....	214
Tabelle 5.16: Durchschnittliche Variation des Flussbodens der Elbe Elbe-km 511- 515 für die Zeiträume 2001-2050 und 2050-2100 .....	223
Tabelle 5.17: Durchschnittliche Variation der Querprofile zwischen den Jahren 2001 (Ist- Zustand) und 2100 .....	231
Tabelle 5.18: Maximale Variation der Querprofile zwischen den Jahren 2001 (Ist-Zustand) und 2100 und der entsprechende Uferabstand .....	232
Tabelle 5.19: Pflanzengesellschaften am Wehninger Werder .....	233
Tabelle 5.20 Topographische Höhe hinsichtlich des MWs für Vegetationszonierung .....	233
Tabelle 5.21: Kenngröße des Grundwassers für verschiedene Pflanzengesellschaften je in Wehningen zwischen 1971-2000 .....	236
Tabelle 5.22: Flächen für die Entwicklung verschiedener Pflanzengesellschaften zwischen 1971-2000 Sektor Elbe-km 511 bis 515 .....	238
Tabelle 5.23: Beziehung zwischen topographischer Höhe und Abfluss für jede ausgegliederte Pflanzengesellschaft (Zone) nach Modells ARMA/Variation 2021-2050.....	239
Tabelle 5.24: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG1 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 .....	241
Tabelle 5.25: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG2 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 .....	241
Tabelle 5.26: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG3 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 .....	241
Tabelle 5.27: Variation der potenziellen Flächen für verschiedene Pflanzengesellschaften 2021- 2050 in Bezug auf 1971-2000 Elbe-km 511 – 515 .....	243
Tabelle 5.28: Variation des Wasserstands (bei $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ ) zwischen Ist-Zustand (2001) und dem Zustand des Jahres 2050 Elbe-km 511 bis 515 .....	247

### III. ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

1D / 1d	Eindimensional
2D / 2d	Zweidimensional
3D / 3d	Dreidimensional
A1, B1, A2, B2, A1F1, A1T, A1B, B1, B2	SRES Szenarien
ARGE-ELBE	Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe
ARMA	Stochastisches Modell / AutoRegressive–Moving–Average
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BH	Bodenhorizont
CCHE1D	Model 1D-Center for Computational Hydroscience and Engineering
CERA	Climate and Environmental Retrieval and Archive
CLM	Climate Local Model
CONCEPTS	Model 1D-Conservational Channel Evolution and Pollutant Transport System
CHAIN-2D	Two-dimensional variably saturated water flow, heat transport, and the movement of solutes
DGM	Digitales Geländemodell
DHDN	Deutsches Hauptdreiecksnetz
DHHN92	Deutsches Haupthöhennetz
DIN	Deutsches Institut für Normung
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DV	Datenverarbeitung
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM-4	Atmosphärisches Zirkulationsmodell
ECMWF	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
EDV	Elektronische Datenverarbeitung
EK	Elbe-Kilometer
ENSEMBLES	EU Project ENSEMBLES
ETRS89	European Terrestrial Reference System 1989
EZG	Einzugsgebiet
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
FD	Frequency Domain
FOM	Field Operator Meter
FLUVIAL-12	Mathematical Model for Erodible Channels
FW	Flusswasser
GB	Gipsblöcke Sensor
GCM	Globales Klimamodell
GIS	Geographisches Informationssystem
GK	Gauss Krüger
GLOWA-ELBE	Globaler Wandel des Wasserkreislaufs-Elbe



GW	Grundwasser
GSTAR-1D	Model 1D-Generalized Sediment Transport Model for Alluvial Rivers
HDPE	High Density Polyethylene
HEC-RAS	Model 1D-Hydrologic Engineering Center – River Analysis System
HYDRUS	Model 1D-Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media
IKSE	Internationale Kommission zum Schutz der Elbe
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KLIMZUG-NORD	Projekt KLIMZUG-NORD Strategische Anpassungsansätze zum Klimawandel in der Metropolregion Hamburg
KLIWA	Projekt KLIWA Klimaveränderung und Wasserwirtschaft
KS	Klimastation
LAI	Blattflächenindex
LBEG	Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
LSP	Land Surface Parameters
m ü. NHN	Meter über Normalhöhennull [m]
MHQ	Mittlerer Hochwasserabfluss [m <sup>3</sup> /s]
MHW	Mittlerer Hochwasserstand [m]
MNW	Mittlerer Niedrigwasserstand [m]
MODFLOW-UZF	3D finite-difference groundwater Model – Unsaturated Zone Flow Package
MPI	Max Plank Institut
MQ	Mittlerer Abfluss [m <sup>3</sup> /s]
MW	Mittlerer Wasserstand [m]
NMM	Neutron Moisture Meter
RAR	Rescale Adjusted Range
RCM	Regionales Klimamodell
REMO	Regionales Klimamodell des Max Plank Instituts für Meteorologie, Hamburg
REMO-UBA	Variante des REMO-Modells im Auftrag des Umweltbundesamts
RMSE	Mittlerer quadratischer Fehler / Root-Mean-Square Error
S	Sand
Sch	Schürfgrube
SRES-Szenarien	Special Report on Emissions Scenarios-SRES
STOMP	Model 1D-Subsurface Transport Over Multiple Phases
SVAT	Soil-Vegetation Atmospheric Transfer - Model
SWAP	Model 1D- Soil-Water-Atmosphere-Plant
SWATRE	Model 1D-Simulation model of the water balance of a cropped soil
T	Ton
TDR	Time Domain Reflectometer
TEZG	Teileinzugsgebiet
u. GOK	Unter Geländeoberkante

ü. GOK	Über Geländeoberkante
USACE	U.S. Army Corps Engineers
UNSAT-H	Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model
USGS	U.S. Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
v.u.Z.	Vor unserer Zeitrechnung
VS2DI	Graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media
WHA	Hartholzauwälder
WSA	Wasser- und Schifffahrtsamt

## VERZEICHNIS DER WICHTIGSTEN SYMBOLE

$r\lambda, r\varphi$	Rotierte Kugelkoordinaten
$\lambda_N, \varphi_N$	Geographische Polarkoordinaten
$\lambda, \varphi$	Geographische Koordinate
$u, v$	Windvektoren
$\sigma$	Sigma Koordinate
$\alpha$	Albedo [-]
$z_0$	Rauheitshöhe [m]
$ET_0$	Evapotranspiration [mm/d]
$v_h$	horizontale Geschwindigkeit [m/s]
$T_p$	Transpiration [mm/d]
$Re$	Reynolds Zahl [-]
$Fr$	Froude Zahl [-]
$g$	Erdbeschleunigung [m/s <sup>2</sup> ]
$Q$	Abfluss [m <sup>3</sup> /s]
$\bar{u}$	Durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeit [m/s]
$T_c$	Transportvermögen
$WS$	Wasserstand [m]
$h$	Effektive Tiefe [m]
$\tau$	Schubspannung [Pa]
$\tau_{bank}$	Mittlere Schubspannung im Bereich der Uferböschung [Pa]
$\tau_c$	Kritische Sohlenschubspannung [Pa]
$k_d$	Koeffizient der Erodierbarkeit [m <sup>2</sup> /s/kg]
$\gamma$	Wichte des Wassers [N/m <sup>3</sup> ]
$S$	Spezifisches Gewicht des Sediments [-]
$D_{50}$	Mittlerer Durchmesser des Sediments [m]
$S_k$	Schiefe [-]
$\nu$	Kinematische Viskosität [Ns/m <sup>2</sup> ]
$u_*$	Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

$g_s$	Gesamt-Sedimenttransport - Toffaleti [T]
$R$	Hydraulischer Radius [m]
$V_s$	Sinkgeschwindigkeit des Sediments [m/s]
$\rho_{BD}$	Lagerungsdichte [g/ cm <sup>3</sup> ]
$\rho_{RD}$	Bodendichte [g/ cm <sup>3</sup> ]
$\theta$	Volumetrischer Wassergehalt [-]
$\theta_r$	Restwassergehalt [-]
$\theta_s$	Wassergehalt bei Sättigung [-]
$\alpha, n, m$	Van Genuchten Parameter
$\varphi$	Wasserpotential [hPa]
$\varphi_g$	Gravitationspotential [hPa]
$\varphi_m$	Matrixpotential [hPa]
$\varphi_p$	Druckpotential [hPa]
$\varphi_o$	Osmotisches Potential [hPa]
$q_z$	Fließvolumen [m <sup>3</sup> /s]
$K$	Hydraulische Leitfähigkeit [cm/d]
$R_n$	Nettoeinstrahlung [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]
$G$	Bodenwärmestrom [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]
$e_s$	Sättigungsdampfdruck [kPa]
$e_a$	Tatsächlicher Dampfdruck [kPa]
$\rho_a$	Luftdichte bei konstantem Druck [g/cm <sup>3</sup> ]
$C_p$	Spezifische Wärmekapazität der Luft [MJ/kg K]
$\Delta$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [kPa /°C]
$R_{ns}$	Kurzwellige Nettoeinstrahlung [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]
$R_{nl}$	Langwellige Nettoeinstrahlung [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]
$R_a$	Außerirdische Strahlung [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]
$\mu$	Mittelwert der Grundgesamtheit
$\sigma^2$	Varianz
$\varepsilon^*$	Dielektrische Konstante [-]



# 1. EINLEITUNG

## *Problemstellung*

Während der letzten Jahrzehnte ist die politische und wissenschaftliche Diskussion über das Bestehen einer Klimaänderung, die weitestgehend von menschlichen Eingriffen ausgelöst wurde, gewachsen (vgl. u.a. Cook et al., 2013; Vahrenholt und Lüning, 2012; IPCC, 2014, 2013, 2007; Roeckner et al., 2006; Melillo et al., 2014). Diese Problematik hat zu zahlreichen Forschungen über die Auswirkungen des Klimawandels auf globaler Ebene geführt. Allerdings erfordert die Definition von geeigneten Politiken und Maßnahmen spezifische Untersuchungen, um die durch den Klimawandel ausgelösten Auswirkungen auf bestimmte Prozesse und auf lokaler Ebene nachvollziehen zu können. So konzentrieren sich heute die Bemühungen der wissenschaftlichen Gemeinschaft u.a. auf die Forschung der Gletscherschmelze in der Arktis, auf die Auswirkungen auf vulkanische Aktivität (vgl. Zemp et al., 2015; Christiansen, 2011), auf den Artenschutz, sowie auf die Entwicklung von Klimamodellen für Prognosen der Klimaänderung auf regionaler Ebene.

In Anbetracht der potenziellen Auswirkungen, die die klimatischen Veränderungen (vgl. Wechsung, 2008; Rechid et al., 2014; Imbery et al., 2013; Poff et al., 1997; Lloyd et al., 2004; Poff und Zimmerman, 2010; Stromberg et al., 2010a; Rivaes et al., 2014) auf die Flussauen mit sich bringen können (vgl. Rivaes et al., 2014; Schneider et al., 2013; Barnett und Pierce, 2009; Stromberg et al., 2010a; Perry et al., 2012; Jones, 2011), ist die Untersuchung der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels von besonderer Bedeutung. Flussauen erfüllen wichtige Funktionen für die Erhaltung der ökologischen Vielfalt in der Umgebung der Flüsse und für die natürliche Hochwasserretention (vgl. Burek, 2003; Gepp, 1986; Gerken, 1988; Krause, 2005; Brunotte et al., 2009; Rivaes et al., 2014; Poff et al., 1997; Ward et al., 1999; Burt 1996; Burt et al., 2002). Durch den Bau von Deichen und Buhnen, die eine Flussregulierung bezwecken (wasserbauliche Schutzanlagen), wird die natürliche Aue, die in verschiedenen Wiederkehrintervallen durch Hochwasser überflutet wird, für die Landnutzung (z.B. Erweiterung der Städte, Landwirtschaft) verändert (vgl. Poff et al., 1997; Graf, 2006; Merritt et al., 2010; Matella und Merelender, 2015; Makaske, et al., 2011; Scholz et al., 2005; Brunotte et al., 2009; Montenegro, 2013; Alden und Munster, 1997; Heinken, 2002; Hellwig, 2000). Mögliche zukünftige Variationen der Wasserstände in diesen regulierten Flussstrecken könnten sich nicht nur auf das ökologische Equilibrium, sondern auch auf die Hochwasserschutzwerke auswirken (vgl. Thompson und Clayton, 2002).

Veränderungen in den Flussauen durch den Klimawandel sind Gegenstand dieser Arbeit.

## *Fragestellungen*

In Anbetracht des Gegenstands der Dissertation stellen sich folgende wesentliche Fragen:

- 1) Welche prognostizierten klimatischen Veränderungen werden die zukünftige Entwicklung des Vorlandes beeinflussen?

- 2) Welche Faktoren bzw. physikalischen Prozesse bestimmen die hydraulischen Bedingungen des Vorlandes?
- 3) Wie interagieren diese Faktoren und wie werden diese Faktoren durch den Klimawandel beeinflusst?
- 4) Welche mathematischen Werkzeuge stehen für die Prognose der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes zur Verfügung?
- 5) Welche Methodologie ist erforderlich, um eine größtmögliche Näherung der gegenwärtigen und zukünftigen Interaktionen zwischen den verschiedenen Faktoren zu erfassen?
- 6) Zu welchen Ergebnissen führt die Anwendung der Methode auf einen Beispielabschnitt der Elbe?
- 7) Welche Ergebnisse werden erzielt?
- 8) Wie kann die Methode auf andere Flussvorländer übertragen werden?

Um die obengenannten gestellten Fragen zu beantworten, werden zunächst die wichtigsten Aspekte des Klimawandels und die maßgeblichen Faktoren, die das Vorland beeinflussen, untersucht, um ihre Entwicklung und ihre Interaktionen analysieren zu können.

Der klimatische Einfluss und die Faktoren, die den physikalischen Prozessen im Fluss und in den Flussauen entsprechen, werden in Kapitel 2 untersucht. In der folgenden Abbildung 1.1 kann eine grafische Zusammenfassung der Interaktionen der Prozesse, die Untersuchungsobjekt des nächsten Kapitels werden, gesehen werden.

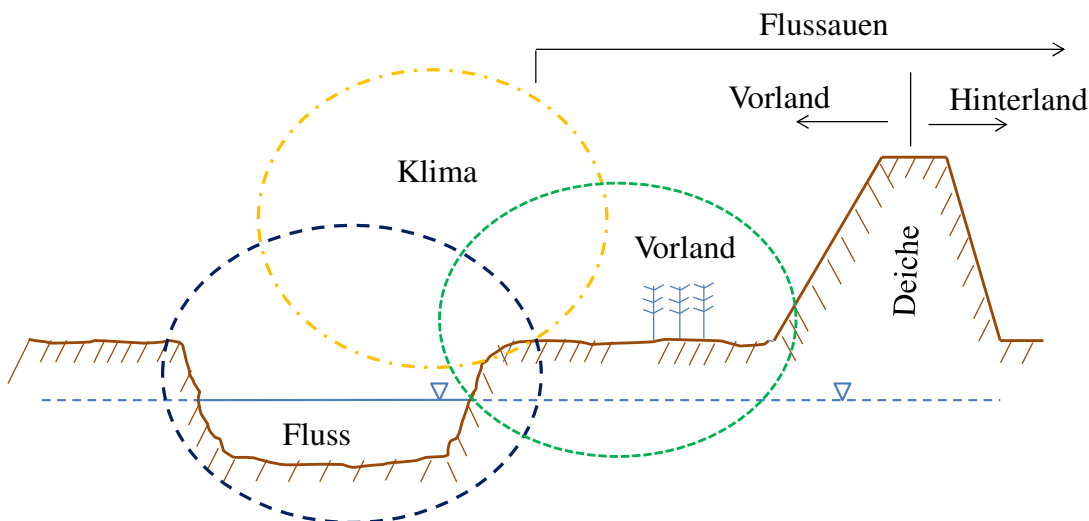


Abb. 1.1: Interaktion zwischen Klima, Fluss und Flussauen (Quelle: Eigene Darstellung)

Abbildung 1.1 zeigt durch überschneidende Kreise die Interaktionen zwischen Klima, Fluss und Vorland.

Die in Kapitel 2 dargestellten Untersuchungen ermöglichen, eine integrale Methodologie für die Analyse des zukünftigen Verhaltens des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels zu entwickeln. Durch die Anwendung dieser Methodologie können die Interaktionen zwischen *Abflüssen, Sedimentation und Vegetation*, die letztlich das zukünftige Verhalten des Vorlandes bestimmen, angemessen dargestellt werden.

### *Hypothese*

Diese Dissertation geht von der Hypothese aus, dass der Klimawandel durch die Variation der Niederschläge einen Einfluss auf die Abflüsse, die Sedimentation und besonders auf die Vegetation haben wird, was die zukünftigen hydraulischen Bedingungen des Vorlandes bestimmen wird.

Um die Wahrhaftigkeit dieser Hypothese zu überprüfen wird durch die in Kapitel 2 vorgeschlagene Methodologie eine regulierte Flussstrecke als Fallbeispiel in den Kapiteln 3, 4 und 5 analysiert. Für diese Analyse waren die durch das Projekt KLIMZUG-NORD erhaltenen Daten wesentlich (für die Kalibrierung der jeweiligen Modelle). Diese Daten wurden durch den Bau von zwei Messstationen im Gelände (Wehninger Werder) und die in ca. 2 Jahren durchgeführten Feldmessungen erhoben. Diese Feldmessungen ermöglichten die Sammlung von mehr als 300.000 Daten.

In Kapitel 6 werden die Ergebnisse für das analysierte Fallbeispiel diskutiert. Es wird außerdem die Bedeutung der vorgeschlagenen Methode für die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes für andere Flussstrecken und in anderen Regionen unter Einfluss des Klimawandels aufgezeigt.

## 2. THEORETISCHE GRUNDLAGEN UND WISSENSSTAND

### Übersicht über die Gliederung des Kapitels 2

In diesem Kapitel werden die wissenschaftlichen Grundlagen für die Untersuchung des zukünftigen Verhaltens des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels, sowie besonders die vorhandene Forschung in diesem Bereich, behandelt.

Der Gegenstand diese Dissertation erfordert zuerst, das Phänomen des Klimawandels zu untersuchen. Der aktuelle Stand der Diskussion über den Klimawandel zeigt, welche die bestehenden wesentlichen Schwierigkeiten sind, sich diesem Phänomen anzunähern. So fokussiert das Kapitel 2.1 (Klimawandel und Klimamodelle) den Blick auf die Diskussion über den Klimawandel und die aktuellen Prognosen der Temperatur und des Niederschlags, besonders im Bereich der Elbe. Diese Zone wird als Beispiel für die zukünftige Entwicklung der Vorländer in den Kapiteln 3, 4, 5 und 6 betrachtet. Das Kapitel 2.1 gliedert sich in die folgenden 4 Unterkapitel:

- a) Diskussion über den Klimawandel (Kap. 2.1.1)
- b) Globale und regionale Klimamodelle (Kap. 2.1.2)
- c) Klimawandel und Abflüsse (Kap. 2.1.3)
- d) Klimawandel und die Elbe (Kap. 2.1.4)

Nach der Darstellung der Diskussion und Problematik des Klimawandels wird sich die Untersuchung auf das Verhalten des Vorlandes, das von den Prozessen, die im Fluss und in den Flussauen stattfinden und von ihren Interaktionen bestimmt wird, konzentrieren. Auf diese Weise ergibt sich die Untersuchung dieser Prozesse als wesentlich, um die zukünftige Entwicklung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels richtig prognostizieren zu können.

Die Prozesse, die im Fluss stattfinden, werden in Kapitel 2.2 (Morphodynamik des Flusses) behandelt. Dieses Kapitel gliedert sich in zwei Unterkapitel:

- a) Im ersten Unterkapitel (2.2.1) werden die Flussprozesse im weiteren Sinne (Allgemeine Aspekte der Morphodynamik) erläutert:
  - i. In einem ersten Teil des Unterkapitels werden die Faktoren untersucht, die die Morphodynamik des Flusses bestimmen, wie z. B. Erosion, Sedimentation, Entstehung der unterschiedlichen Gerinneformen und ihre Interaktionen, insbesondere mit der Vegetation (Kap. 2.2.1.1 Flusslauf).
  - ii. In einem zweiten Teil wird das Konzept vom Equilibrium des Flusses erläutert (Kap. 2.2.1.2).
  - iii. Letztlich wird das Konzept der Anpassung des Gerinnes (Kap. 2.2.1.3) behandelt.

Beide Konzepte (ii und iii) ermöglichen es, zu verstehen, wie Änderungen der zukünftigen klimatischen Bedingungen eine Kette von Reaktionen im Fluss auslösen können.



- b) Im zweiten Unterkapitel (Kap. 2.2.2 Flusshydraulik) werden die Flussprozesse (die im weiteren Sinne erläutert wurden) auf Ebene der physikalischen Prozesse untersucht. Diese Prozesse beinhalten
  - i. die Flusswasserbewegung als physikalischen Prozess (Kap. 2.2.2.1). Hier werden die Gleichungen erläutert, die diese Prozesse darstellen;
  - ii. den Fließwiderstand als physikalischen Prozess (Kap. 2.2.2.2). Hier werden ebenso die Gleichungen erläutert, die diese Prozesse abbilden;
  - iii. den Sedimenttransport als physikalischen Prozess (Kap. 2.2.2.3). Hier werden ebenfalls die Gleichungen erläutert, die diese Prozesse abbilden. Ebenso wird die Grundlage der eindimensionalen Modellierung des Sedimenttransports dargelegt;
  - iv. die eindimensionale Modellierung des Sedimenttransports als Werkzeug für die Analyse der Flussmorphodynamik und die Fortschritte in diesem Bereich (Kap. 2.2.2.4).

Im Kapitel 2.3 werden die Prozesse, die das Verhalten der Flussauen bestimmen, erläutert. Dieses Kapitel (Kap. 2.3) gliedert sich in die folgenden zwei Unterkapitel:

- a) Eigenschaften der Vegetation in Flussauen (Kap. 2.3.1);
- b) Wasserbewegung im Flussauenboden (Kap. 2.3.2). Dieses zweite Unterkapitel behandelt die folgenden Themen:
  - i. Allgemeine Aspekte der Bodenwasserbewegung (Kap. 2.3.2.1)
  - ii. Verhältnis zwischen Wassergehalt und Wasserspannung (Kap. 2.3.2.2)
  - iii. Dynamik des Bodenwassers (Kap. 2.3.2.3)
  - iv. Numerische eindimensionale Modellierung (Kap. 2.3.2.4)
  - v. Fortschritte der Forschung im Bereich der Modellierung der Bewegung des Bodenwassers (Kap. 2.3.2.5)

Im Kapitel 2.4 (Vorschlag einer Methode für die Evaluierung der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes unter den Auswirkungen des Klimawandels) wird schließlich eine Methode für die Analyse des zukünftigen Verhaltens des Vorlandes durch die Anwendung der Ergebnisse der vorherigen Kapitel entwickelt. Dieses Kapitel gliedert sich in die folgenden vier Unterkapitel:

- a) Konzeptuelles Modell der *Dynamische Interaktion von Modellen* (Kap. 2.4.1);
- b) Grundbedingungen für die Interaktion in Bezug auf die Prognose von Abflüssen (Kap. 2.4.2). In diesem Teil wird ebenso die Grundlage der statistischen Abflussprognosen dargelegt;
- c) Grundbedingungen für die Interaktion in Bezug auf die Morphologie (Kap. 2.4.3);
- d) Grundbedingungen für die Interaktion in Bezug auf die Vegetationsbedeckung (Kap. 2.4.4)

Schließlich werden die Schlussfolgerungen des Kapitels zusammengefasst, die die Anwendung der vorgeschlagenen Methode zwecks der Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes im Untersuchungsgebiet (Strecke der Elbe) ermöglichen. Die Ergebnisse der Anwendung der Methode der *dynamischen Interaktion von Modellen* wird in den folgenden Kapiteln 3, 4, 5 und 6 dargestellt und diskutiert.

## **2.1 Klimawandel und Klimamodelle**

### **2.1.1 Diskussion über Klimawandel**

Obwohl die Erörterung des Begriffes des Klimawandels bereits 1972 während der UN-Umweltkonferenz der UNO in Stockholm auf internationaler Ebene entstand, wurde erst in den letzten 15 Jahren die wissenschaftliche Diskussion über den Klimawandel weltweit verstärkt (vgl. IPCC, 2000, 2007, 2013, 2014; Abdussamatov, 2012; Booth et al., 2012; Chambers et al., 2012; Spencer, 2010; Bone et al., 2010; Chapman und Walsh, 2007; Michaels et al., 2002).

Ogleich es allgemein akzeptiert wird, dass ein Wandel der zukünftigen klimatischen Bedingungen des Planeten nicht geleugnet werden kann, besteht eine heftige wissenschaftliche Diskussion über die Ursachen und die Auswirkungen dieses Wandels sowie die Zuverlässigkeit der entwickelten Prognosen. So bestätigen die Berichte des Intergovernmental Panel on Climate Change-IPCC (2000, 2007, 2014), dass das Klima Veränderungen unterliegt, die insbesondere durch menschliche Aktivitäten induziert werden und dass die Projektionen des Emissionsrateszenarios ein starkes Wachstum der Treibhausgaskonzentrationen (Kohlendioxid, Methan und Lachgas) für das Ende des Jahrhunderts aufweisen. Dies wird eine Steigerung der globalen Temperatur um 5 °C auslösen.

Für die Prognosen wurden verschiedene mathematische Modelle verwendet, die sogenannten globalen Klimamodelle (GCGs). Diese vom IPCC projizierten Temperaturniveaus haben Stern (2008) zufolge irreversible Auswirkungen auf das Klima und das Leben auf der Erde. Dadurch werden unverzichtbare Ressourcen des menschlichen Lebens – insbesondere in armen Ländern – bedroht, wie z.B. der Zugang zu Wasser, Ernährung, Gesundheit, Landnutzung und Ökosystemen (KAS, 2007).

Eine andere Auffassung vertreten Chamber et al. (2012), Chylek et al. (2012), Gillett et al. (2012), Idso et al. (2014), Idos und Singer (2009), Knorr (2009), Chapman und Walsh (2007) und Michaels et al. (2002). Sie kommen durch ähnliche Analyse zu dem Ergebnis, dass die vom IPCC angewandten Modelle Fehler bezüglich der Eingangsdaten und der Prognose aufweisen. Daraus folgern sie, dass die möglichen Auswirkungen des Klimawandels unter den aktuellen und zukünftigen Bedingungen weniger bedeutend wären und dass die Steigerung von CO<sub>2</sub> für den Planeten und ganz besonders für die Vegetation sogar vorteilhaft wäre.

Idso et al. (2014), Abdussamatov (2012) und Spencer (2010) andererseits verdeutlichen, dass die beobachteten und projizierten zukünftigen Änderungen durch das normale Verhalten und die natürlichen Kreisläufe in der Erde erklärt werden können.

Aus wirtschaftlicher Sicht konnten die von IPCC analysierten Szenarien und möglichen Prognosen nicht alle Länder auf der Welt für die Thematik sensibilisieren und einige stellen sogar die Wahrhaftigkeit der Prognose von globalen Risiken und Schäden in Frage (KAS, 2007). Eine Ursache dafür liegt in der Befürchtung einiger Länder vor zukünftigen internationalen Regulierungen hinsichtlich des Umweltschutzes. Vorschriften könnten

das ökonomische Wachstum dämpfen, z.B. durch die Durchsetzung der verpflichtenden Benutzung von teuren und nicht kompetitiven Technologien oder durch die Kontrolle über die Bewirtschaftung eigener natürlicher Ressourcen (KAS, 2007; Klaus, 2007).

### 2.1.2 Globale und regionale Klimamodelle

Die Prognosen des Klimawandels stützen sich auf die Anwendung von mathematischen Modellen, die als globale Klimamodelle (GCMs) bezeichnet werden. Ende der 60er Jahre wurde das erste globale Zirkulationsmodell in dem *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* vom *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) in Princeton, New Jersey entwickelt. Dieses erste Modell ermöglichte die Kombination von atmosphärischen und ozeanischen Vorgängen und die Untersuchung der bestehenden Beziehung zwischen den beiden. Derzeit werden diese Modelle von der Literatur komplexer aufgefasst, da sie aus verschiedenen Submodellen bestehen die komplexen Wechselwirkungen der Atmosphäre, Ozeane, Erdoberfläche, Biosphäre und Kryosphäre simulieren (KLIWA, 2006; Reichler und Kim, 2008; Gobiet und Truhetz, 2008; Lupo und Kininmonth, 2013).

Aufgrund der großen Anzahl von globalen Klimamodellen (GCMs), deren Ergebnisse verschiedenartig sind, werden Vergleichstechniken (*Multi-Model Ensemble MMEs*) verwendet, sodass zukünftige Prognosen verbessert und die Unsicherheit der Ergebnisse verringert werden können (Randall et al., 2007; Hollweg et al. 2008; Harvey et al, 1997). Ungeachtet dessen sind die erhaltenen Ergebnisse von globalen Klimamodellen nicht anwendbar auf kleinere Flächen, da ihre Auflösungen zwischen 150 bis 500 km in horizontaler Richtung und 200 bis 1 km in vertikaler Richtung liegen (Fox-Rabinovitz et al., 2006; Slingo et al., 2009). Schätzungen zum Klimawandel auf regionaler Skala fordern jedoch eine bessere Auflösung der Klimamodelle (Giorgi, 1990; Hollweg et al. 2008; Flato et al., 2013). Daher sind die regionalen Auswirkungen von globalen Klimamodellen nicht richtig dargestellt (Solomon et al., 2007; Gobiet und Truhetz, 2008; Hollweg et al., 2008).

Die Regionalisierungsverfahren, die heutzutage angewendet werden, umfassen nach der Literatur das dynamische und statistische Verfahren (Giorgi et al., 1990; von Storch, 1999; Boé et al., 2007; Barsugli et al., 2013). Diese Methoden ermöglichen grundsätzlich eine horizontale Auflösung von 10 bis 50 km (Gobiet und Truhetz, 2008; Flato et al., 2013). Obgleich beide (statistische und dynamische) Methode ähnliche Ergebnisse bei Simulationen liefern, die die Variabilität der vergangenen oder aktuellen klimatischen Bedingungen berücksichtigen, bestehen bedeutende Unterschiede bezüglich der zukünftigen klimatischen Prognosen (Leung et al., 2003).

Diese Unterschiede könnten mithilfe der verschiedenen Grundlagen für die Anwendung jeder Methode erklärt werden: Im Fall des **dynamischen** Regionalisierungsverfahrens verwendet dieses dieselben Prinzipien wie die globalen Klimamodelle (KLIWA, 2006). Die durch die globalen Klimamodelle (GCMs) erhaltenen Ergebnisse entsprechen den Randbedingungen dieses regionalen Modells. (Hollweg et al., 2008; KLIWA, 2006; Flato et al. 2013). Das dynamische Regionalisierungsverfahren unterscheidet sich

allerdings durch das “*Nesting*” oder die Einbettungsprozesse vom globalen Klimamodell derart, dass Klimamodelle mit höherer Auflösung erreicht werden können.

Im Fall der **statistischen** Methode wird berücksichtigt, dass eine statistische Beziehung zwischen den lokalen oder regionalen Klimaeffekten, die auf Beobachtungen (Prädiktanden) und dem großskaligen Zustand der Atmosphäre als Prädiktoren beruhen (Gobiet und Truhetz, 2008; Maurer und Hidalgo, 2008; Ahmed et al., 2013), besteht. Die erhaltenen Beziehungen werden durch die Anwendung der Ergebnisse der globalen Klimamodelle als Prädiktoren für die Zukunft extrapoliert. Die statistischen Methoden werden in der letzten Zeit für die Verbesserung der durch dynamische Methoden erhaltenen Prognose verwendet, z.B. für die Schätzungen von lokalen Niederschlägen (Gudmundsson et al., 2012; Flato et al., 2013)

Einige regional in Deutschland verwendeten Modelle sind: a) als statistisches Modell: STAR-PIK, WETTREG, GROWEL und b) als dynamisches Modell: CLM, REMO. Alle diese regionalen Modelle verwenden im Allgemeinen für ihre Prognosen die Klimasimulationen des allgemeinen atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM des Max-Planck-Instituts für Meteorologie<sup>1</sup>.

In der Literatur liegen verschiedene klimatische Prognosen für Deutschland vor, die auf Basis ähnlichen Zeitraums durch diese regionalen Modelle erhalten wurden, was ein breites Spektrum von möglichen klimatischen Szenarien für die Zukunft bietet und eine heftige Diskussion über die Zuverlässigkeit der Prognosen ausgelöst hat (Spekat et al., 2007; Jacob et al., 2008; Hollweg et al., 2008; Keup-Thiel et al., 2012; Gesterngarbe et al., 2013).

Mithilfe der wichtigsten Ergebnisse wird geschätzt, dass die durchschnittliche Temperatur in Deutschland zwischen 0.5 °C und 2 °C im Zeitraum 2021-2050 abweichen könnte und zwischen 2 °C und 4 °C im Zeitraum 2071-2100. Hinsichtlich des Niederschlags würde dieser zwischen Sommer und Winter abweichen. Für Winter würde dieser bis zu 25 % im Zeitraum 2021-2050 steigen und bis zu 70 % im Zeitraum 2071-2100. Während des Sommers würde die gegenteilige Situation auftreten, d.h. am Ende des Jahrhunderts wäre eine Verringerung um bis zu 40 % möglich (Kobmann, 2010). Diese Werte sind allgemeine Durchschnitte, die auf lokaler Ebene analysiert werden müssen, um die möglichen Auswirkungen hinsichtlich der wahrscheinlichen klimatischen prognostizierten Schwankungen besser bewerten zu können.

### **2.1.3 Klimawandel und Abflussverhalten**

Ein viel diskutiertes Thema in der Literatur ist die Beziehung zwischen dem Klimawandel und dem Verhalten der Abflüsse in Fließgewässern. Die Berichte des IPCC (2007, 2013, 2014) zeigen die Auswirkung des Klimawandels auf den hydrologischen Kreislauf der Erde. Labat et al. (2004) definieren, gestützt auf erfasste Daten, eine Korrelation zwischen Temperatur und Abfluss. Daraus wird eine Erhöhung von 4 % des Oberflächenwassers,

---

<sup>1</sup> Verschiedene Simulationen vom Klimamodell REMO befindet sich in der CERA-Datenbank. CERA ist die Abkürzung von *Climate and Environmental Retrieval and Archive*. (siehe Anhang 8.1).

bei Steigerung der Temperatur um 1°C, angedeutet, was eine Zunahme des Oberflächenwassers am Ende des 20. Jahrhunderts zur Folge hätte.

Stahl et al. (2010), Döll et al. (2009), Dai et al. (2009) und Legates et al. (2005) widersprechen dieser Korrelation. Sie erklären, dass innerhalb der Wechsel, die gemessen werden können, der direkte anthropogene Einfluss, unter anderem Wasserentnahme, Reservoir, Staudämme und durch die Landnutzung bezogene indirekte Auswirkungen, aufgenommen werden muss. Laut den Autoren widersprechen diese Aspekte den mit dem Klimawandel verbundenen Auswirkungen und würden dagegen zu einer Verringerung des globalen Oberflächenwassers (Abfluss in Fließgewässern) während des 20. Jahrhunderts führen.

Alkama et al. (2013) führten neue statistische Analysen durch und folgerten daraus, dass keine fundierten Beobachtungen bestehen, die feststellen, dass eine Änderung des globalen Oberflächenwassers während des 20. Jahrhunderts bestand. Gerten et al. (2008) analysierten die Beziehung zwischen Niederschlag und Oberflächenwasser innerhalb verschiedener Zeiträume des 20. Jahrhunderts und folgerten daraus, dass das Zeichen (positiv oder negativ) und die Magnitude der Tendenzen von den berücksichtigten Zeiträumen abhängt.

Die oben genannte Diskussion über die Auswirkungen des Klimawandels auf globaler Ebene bestätigt die Notwendigkeit der Analyse auf lokaler Ebene, der Beziehung zwischen dem Klimawandel und der Variation der Niederschläge und lokaler Temperaturen, um ihre Auswirkung auf die Einzugsgebiete und somit auf die Abflüsse in Fließgewässern festzustellen. Die Literatur stimmt darin überein, dass die Notwendigkeit besteht, in Europa über Datenbanken von Abflussdaten in Fließgewässern zu verfügen, die ähnliche Standards und längere Zeiträume (besonders im Fall der sogenannten *near-natural rivers* bzw. naturnahen Flüsse) berücksichtigen und eine Verbesserung und Validierung der durch globale und regionale Klimamodelle erhaltenen Prognosen ermöglichen (Stahl et al., 2010; Hannah et al., 2011).

#### **2.1.4 Klimawandel und die Elbe**

Verschiedene Untersuchungen haben Aspekte des Klimawandels im Elbe-Einzugsgebiet angerissen. Wechsung (2008) erwähnt im Rahmen des Projekts GLOWA-Elbe die Anwendung der Klimamodelle REMO (Jacob et al., 2008) und STAR (Orlowsky et al., 2007), um die Szenarien SRES<sup>2</sup> A1 y B2 (siehe Anhang 8.2) im Einzugsgebiet der Elbe zu evaluieren. Die Ergebnisse zeigen, dass die mittlere Jahrestemperatur für den Zeitraum 2020-2050 zwischen 0.7 °C und 1.6° C bezüglich des Zeitraums 1990-1999 steigen wird. Der Niederschlag wird zwischen -7 % und 10 % für dieselben Zeiträume variieren.

---

<sup>2</sup> Die SRES- Szenarien (*Spezial Report on Emission Scenarios- SRES*) sind wahrscheinliche zukünftige Szenarien für die Emission der Treibhausgase. Diese Szenarien wurden zwischen 1990 und 1992 durch IPCC entwickelt. Die Szenarien berücksichtigen demografische Aspekte (Bevölkerungswachstum), wirtschaftliche Aspekte (Wirtschaftswachstum) und technologische Aspekte, letztere bezogen auf die Emission von Treibhausgasen und Schwefeldioxid (Energieversorgung, Energiebedarf, Fluorchlor- und Halogenkohlenwasserstoffe, Entwaldung, Landwirtschaft), Siehe Anhang 8.2

Rechid et al. (2014) berücksichtigten im Rahmen des Projekts KLIMZUG-NORD die Simulation von Klimaprojektionen mit den Modellen REMO (Jacob et al., 2012; Jacob et al., 2008) und CLM (Hollweg et al., 2008) für einen kleineren Bereich als für das Projekt GLOWA-Elbe. Die Ergebnisse zeigen, dass die mittlere Jahrestemperatur für die Szenarien SRES A2, B1 und A1B zwischen 0.9 °C und 2.1 °C im Zeitraum 2036-2065 hinsichtlich des Zeitraums 1971-2000 variieren werden. Es wird geschätzt, dass diese Variation am Ende des Jahrhunderts zwischen 2.0 °C und 3.4 °C steigen wird.

Bezüglich des Niederschlags weisen Rechid et al. (2014) darauf hin, dass der jährliche Niederschlag im Zeitraum 2036-2065 zwischen 1 % bis 14 % hinsichtlich des Zeitraums 1971-2000 steigen wird. Diese Variation wird ebenso am Ende des 21. Jahrhunderts positiv mit einer Zunahme zwischen 0.2 % und 15 % ausfallen. Die wichtigsten Schwankungen des Niederschlags werden zwischen den verschiedenen Jahreszeiten projiziert, sodass im Winter mögliche Überschüsse und im Sommer Mangel auftreten werden. Andererseits berücksichtigten Imbery et al. (2013) im Rahmen des Projekts KLIWAS Techniken des Multi-Model Ensembles mit verschiedenen regionalen Klimamodellen, die im Rahmen der Projekte ENSEMBLES (Christensen et al., 2009), CLM und REMO unter dem Szenario SRES A1B entwickelt wurden.

Die Ergebnisse wurden in Anbetracht der gemessenen Klimadaten des DWD durch statistische und physikalische Gleichungen in eine Grid-Auflösung von 5 km x 5 km herunterskaliert. Nach Imbery et al. (2013) wird beobachtet, dass der Niederschlag während des Winters für den Zeitraum 2021-2050 um ca. 10 % hinsichtlich des Zeitraums 1961-1990 und bis zu 15 % für den Zeitraum 2071-2100 steigen wird. In Bezug auf den Niederschlag während des Sommers wird beobachtet, dass dieser ohne Änderung oder leichte Änderung für den Zeitraum 2021-2050 bestehen wird. Der Niederschlag könnte während des Sommers um bis zu 20 % für den Zeitraum 2071-2100 fallen.

Zusammenfassend wird beobachtet, dass die Simulationen eine positive Tendenz, sowohl hinsichtlich des jährlichen Niederschlags, als auch hinsichtlich der mittleren Jahrestemperatur im Einzugsgebiet der Elbe zeigen. Da ein breites Spektrum von Ergebnissen besteht, muss sorgfältig die mögliche jährliche Verteilung des Niederschlags beobachtet werden, die zwischen den Jahreszeiten Winter und Sommer variiert. Am Ende des 21. Jahrhunderts würden die Bedingungen regnerischere Winter und trockenere Sommer im Elbe-Einzugsgebiet erreichen.

## **2.2 Morphodynamik des Flusses**

Der erste Teil des Kapitels (2.2.1) befasst sich mit den allgemeinen Aspekten der Morphodynamik. Das Kapitel 2.2.2 nimmt Bezug auf Aspekte der Hydraulik von Flüssen auf lokaler Skala.

### **2.2.1 Allgemeine Aspekte der Morphodynamik**

Flüsse sind natürliche Systeme, die aus dem Zusammenspiel von drei wichtigen interagierenden Faktoren entstehen: 1) Abfluss, 2) Sediment (Größe und Dargebot) und 3) Vegetation (Gurnell et al., 2009). Daher ist für die Entwicklung jeder Prognose über

die Auswirkungen des Klimawandels in Flussauen zunächst die Untersuchung dieser drei Faktoren wesentlich. So wird im Kapitel **2.2.1.1** der Flusslauf behandelt.

Gleichermaßen ist für das Ziel dieser Untersuchung wesentlich, zu berücksichtigen, dass die Form der Interaktion von diesen drei Faktoren ständig in lokaler, temporaler und räumlicher Form gemäß dem Klima, der Bodendecke und den menschlichen Aktivitäten variiert (Rinaldi et al., 2013).

Entlang der Geschichte hat der Mensch in die Entwicklung der Flüsse durch zwei Aspekte maßgeblich eingegriffen: 1) durch die Entwaldung und 2) durch die Veränderung der Fließgewässer. Beide Aspekte haben zur Veränderung der Kontinuität des Flusses und zu Modifikationen der Morphologie der Flusstäler beigetragen. Williams (2000) stellt fest, dass menschliche Aktivitäten, wie Waldrodung (*forest clearing*), landwirtschaftlicher Anbau (*cultivation*) und Intensivierung der Beweidung während der letzten 6000 Jahre beständig zugenommen und in beträchtlicher Weise zur Entwaldung in Europa beigetragen haben.

Der Höhepunkt der Entwaldung wurde in verschiedenen Regionen der Welt im 19. Jahrhundert erreicht (Krüger, 2001; Alibekov, 2000). Die Zunahme der Entwaldung während dieses Jahrhunderts führte zur Steigerung des Oberflächenabflusses und der Erosion der Flusstäler, was die Anlandung (*aggradation*) in den Flüssen steigerte und so progressiv die aktiven verwilderten Flüsse (*braided river*) entstanden (Hupp und Rinaldi, 2007). Diese Tendenz der Sedimentation fiel während des 20. Jahrhunderts, verbunden mit der Bevölkerungswanderung, vom Land in die Städte zurück. Die verlassenen ländlichen Gebiete, besonders des oberen Teils der Einzugsgebiete, ermöglichten eine natürliche Verbesserung der Eigenschaften der Bodendecke in der *Riparian Zone* (Flussauen). Dies führte zur Verringerung der verfügbaren Sedimente (Liebault et al., 2005) und zudem zu einer Zunahme der Verengungs- und Vertiefungsprozesse in Flüssen (Rinaldi et al., 2013; Kondolf et al., 2002).

Außerdem verursachten die vom Menschen errichteten Bauwerke in verschiedenen Flüssen (wie Kanalisationen, Ableitungen, Hochwasserschutzbauwerke, Staudämme) wichtige Änderungen im Fließgewässer. Obgleich diese Art von Infrastruktur seit den römischen Zeiten gebaut wird, wurde ihre Konstruktion auf globaler Ebene während des 19. und 20. Jahrhunderts enorm verstärkt (Simon und Rinaldi, 2006; Graf, 2006).

Diese Art von Infrastruktur verringerte die Verfügbarkeit von Sedimenten stromabwärts drastisch und verursachte die Unterbrechung der Strömung und des Sedimenttransports mit unterschiedlichen Auswirkungsgraden auf die morphologischen Prozesse (Vertiefung und Verengung) und auf die ökologische Dynamik (Stromberg et al., 2010b; Faulhaber, 2000; Poff et al., 1997). In der folgenden Abbildung kann die Entwicklung der Arve (Nebenfluss der Rhone, Frankreich) im Zeitraum 1936 bis 2000 aufgrund der Veränderung der Vegetationsdecke, der Errichtung hydraulischer Infrastruktur (Dämme, Deiche) und der Gewinnung von Zuschlagstoffen (Sand und Kies) beobachtet werden.

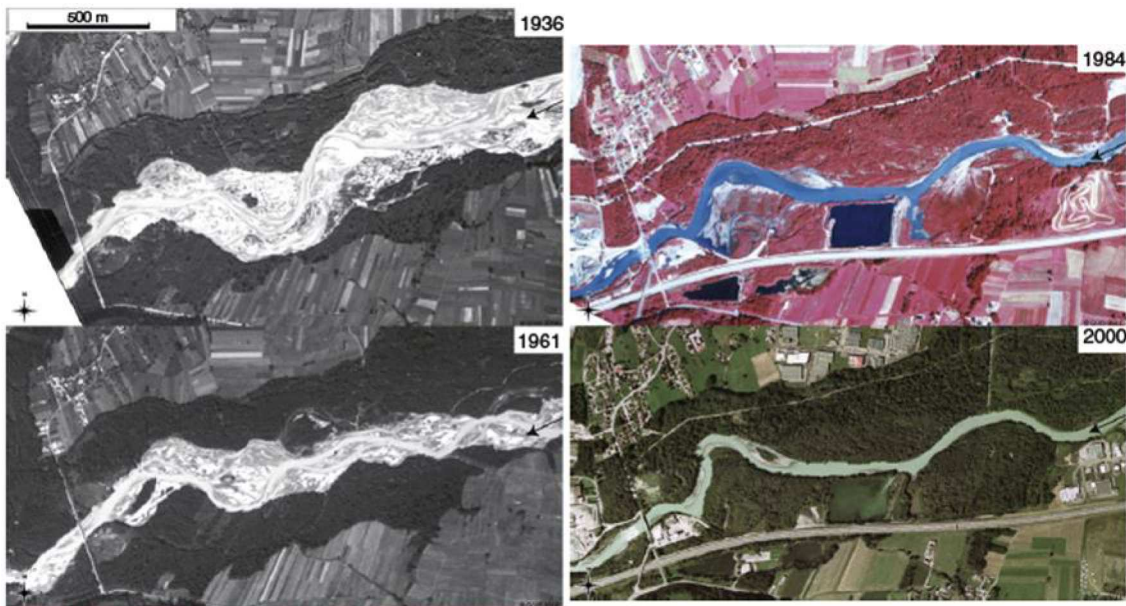


Abb. 2.1: Entwicklung der Flussstrecke der Arve (Nebenfluss der Rhone, Frankreich) zwischen 1937 und 2000 (Rinaldi et al., 2013)

Die Abb. 2.1 zeigt die Anpassung des Flusslaufes der Arve in Frankreich hinsichtlich der neuen Bedingungen in einem Zeitraum von weniger als 100 Jahren. Mit dem **Konzept der Flussanpassung** (*channel adjustment*) infolge der menschlichen Aktivitäten hat sich die internationale Literatur intensiv befasst (Graf, 2006; Williams and Wolman, 1984; Chien, 1985; Andrews, 1986; Carling, 1988; Phillips, 2003, Magilligan and Nislow, 2005; Phillips et al., 2005; Singer, 2007; Kellog und Zhou, 2014; Gao et al., 2015; Ma et al., 2012; Rovira et al., 2005; Surian et al., 2011; Surian and Rinaldi, 2004; Faulhaber, 2000; Su et al. 2015).

Die Literatur stimmt darin überein, dass der Fluss zum Ausgleich der menschlichen Eingriffe ein neues Gleichgewicht durch morphologische Anpassungen sucht. Die wichtigsten Anpassungen sind Tiefenerosion (*incision*) und Verengung (*narrowing*). Im Fall der Elbe bewies Faulhaber (2000), dass die Anpassung des Flusses hinsichtlich der menschlichen Eingriffe entlang des Flusses und im Laufe der Zeit variiert. Diese Variation zeigt im Fall von stark regulierten Flüssen anfangs eine starke Vertiefung (*incision*) aufgrund der wichtigen Erosionsprozesse. Die Vertiefung verringert sich später auf ein Gleichgewichtsniveau.

So erweist es sich für das Ziel dieser Dissertation (die Entwicklung einer eigenen Methode für die Prognose der Auswirkungen des Klimawandels in Flussauen) als erforderlich, den Begriff der Anpassung des Flusses zu untersuchen. Dazu wird das Konzept vom "Equilibrium" im Kapitel 2.2.1.2 und von der "Anpassung des Gerinnes" im Kapitel 2.2.1.3 behandelt.

### 2.2.1.1 Flusslauf

Der Flusslauf (*river planform*) wird von unterschiedlichen Variablen, wie Abfluss, Sedimentfracht, Korngröße, Breite, Tiefe, Gefälle, Geschwindigkeit, Rauigkeit und



Strömungsleistung bestimmt. Die Flussmorphologie beschäftigt sich seit Langem mit der Untersuchung der Kombination dieser Variablen. Heutzutage gewinnt die Kombination dieser Variablen mehr praktische Relevanz aufgrund von Renaturierungsprojekten in Flüssen.

Leopold und Wolman (1957) stellten eine Klassifizierung der allgemeinen Struktur von Flussstrecken in gestreckter (*straight*), mäandernder (*meandering*) und verwilderter (*braided*) Form vor. Die Klassifizierung von Leopold und Wolman wird weitgehend akzeptiert. Nach diesen Forschern entstehen diese Strukturen in dynamischer Form entlang des Flusses, d.h. es ist ein Kontinuum, das vom vorliegenden lokalen Gefälle und bordvollen Abflüssen (*bankfull discharge*) abhängt. Diese Klassifizierung wurde während der letzten 30 Jahre in der Literatur überarbeitet und ergänzt, besonders durch die Inkorporation der Kategorie Anastomose (*Anastomosing*) und *Anabranching* (vgl. Schumm, 1985; Montgomery und Buffington, 1997; Makaske, 2001; Latrubesse, 2008; Kondolf et al., 2009).

Gestreckte Gerinne entstehen in der Natur begrenzt, insbesondere in kürzeren Strecken, in Flusstälern mit steilen Plateaus, wo die Flüsse vom Gletschersediment und Felsbett eingegrenzt sind oder in von kohäsiven Sedimenten eingegrenzten alluvialen Flussauen (Sear et al., 2003). Das Auftreten von Dünen und Riffeln verursacht Störungen im Flusslauf, die Wasserbewegung in mäandrierender Form auslösen. Zudem kann die Beziehung zwischen Abfluss und Sedimenttransport, die im Fluss auf lokaler Ebene auftritt, nach einiger Zeit eine Schotterbank bzw. Sandbank entlang des Fließgewässers verursachen. Diese kann eine Wasserbewegung umleiten und eine progressive Ufererosion auslösen, womit sich die Windungen des Flusses vermehren (Callender, 1978).

Leopold und Wolman (1957) sind der Auffassung, dass falls das Verhältnis zwischen der Länge des (Fluss)Talwegs und der Länge des Tals höher als 1,5 ist, dies als Vorliegen eines mäandernden Flusses definiert wird. Die verwilderten Flüsse werden durch die Existenz von stabilen Flussinseln charakterisiert, die aufgrund der Anlandungsprozesse (*aggradation*) während einer Zeit progressiv entstehen und die das Hauptgewässer in zwei oder mehrere Gerinne aufteilen. Während extremer Überflutungsereignisse erfahren diese Flussinseln normalerweise Änderungen in Form und Größe. Außerdem bleiben sie überschwemmt.

Verwilderte Flüsse können in unterschiedlichen Spannbreiten von Gefällen, abhängig von der transportierten Sedimentkorngröße, vorkommen. Es ist zu unterstreichen, dass die Ansiedlung von Vegetation eine wichtige Rolle für die Oberfläche der Inseln spielt, da sie die Stabilität der Inseln im Laufe der Zeit ermöglicht (Sear et al., 2003). Die Anastomose-Flüsse wurden gewöhnlich mit verflochtenen Flüssen verwechselt, da beide ähnliche Strukturen aufweisen. Allerdings sind die Anastomose-Flüsse ein Flusstyp mit mehreren Verbindungen und koexistierenden Gerinnen im Fließgewässer. Sie charakterisieren sich durch einen sehr langsamen Anlandungsprozess von feinen Sedimenten (Makaske, 2001).

Die Gerinne, die durch die bewachsenen Oberflächen getrennt sind, haben alle dieselbe Höhe und sind Teil der Oberfläche der Flussauen (Sear et al, 2003). Heutzutage zeigt sich dieser Flusstyp nur noch sehr wenig in Europa (Harwood und Brown, 1993), besonders aufgrund des Flussverkehrs (Schifffahrt), der einen intensiven menschlichen Eingriff benötigt. Das Vorliegen von mehreren Gerinnen und Knoten, die in einer hochdynamischen Struktur ständig interagieren, machen die zeitliche und räumliche Bewertung von verflochtenen und Anastomose-Gerinnen grundsätzlich schwer.

In der Abbildung 2.2 ist die Beziehung zwischen den unterschiedlichen Flussgrundrissen und der Art der Sedimentfracht fünf Zustände von Flussgrundrissen dargestellt. Wenn der Flussgrundriss in Abb. 2.2 vom Zustand N° 1 bis N° 5 (gradlinig bis verwilderter Fluss) variiert, passen sich andere morphologische Eigenschaften des Gerinnes an, wie das Gefälle und sein Verhältnis zwischen Breite und Tiefe. Auch die Sedimentgröße und die Sedimentfracht erfahren eine Zunahme, wenn die Flussform vom Zustand N° 1 bis N° 5 (gestreckter bis verwilderter Fluss) variiert. Da hydrologische und morphologische Änderungen eine Steigerung der Geschwindigkeit und der Strömungsleistung mit sich bringen können, verringert sich die Stabilität des Gerinnes, wenn der Flussgrundriss von N° 1 bis N° 5 variiert (gestreckter bis verwilderter Fluss) (Schumm, 1985).

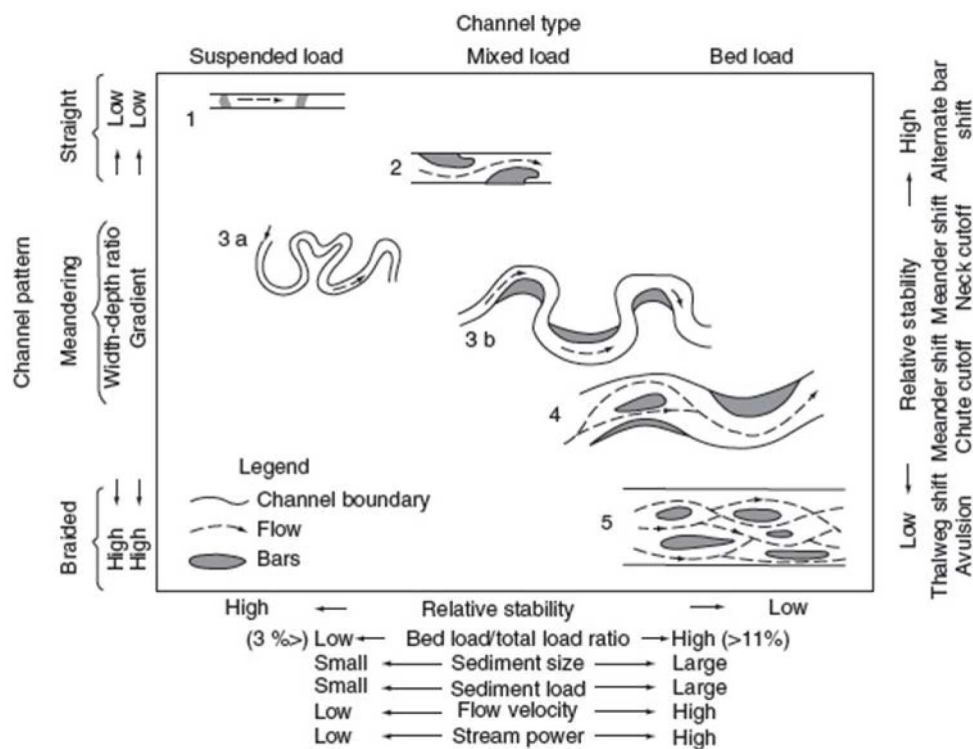


Abb. 2.2: Klassifikation der Flussgrundrisse (Schumm, 1985)

Die Stabilität des Flussgrundrisses weist eine enge Beziehung zu den Eigenschaften der Flussauen und zu den eigenen Änderungen des Gerinnes auf. Bedeutende Änderungen der Rauigkeit der Flussauen können Instabilitäten im Gerinne verursachen, z.B. wenn die Rauigkeit der Flussauen kleiner als die des Gerinnes ist, was die Bedingungen für die Strömungsmigration durch die Flussauen und für die Entstehung von Avulsionsprozessen

begünstigt (Simon und Castro, 2009). Dies ist der Fall bei breiten Flüssen, die eine geringe Tiefe aufweisen und deren flussnahe Auen die heimische Vegetation verlieren.

So kann davon ausgegangen werden, dass die Böschungserosionsprozesse (*bank erosion*) eine wichtige Bedeutung haben, da sie grundsätzlich sowohl einen physikalischen als auch einen ökologischen Einfluss auf das Fließgewässer haben. Zudem können sie eine sozioökonomische Bedeutung besitzen, wenn die Beziehung zwischen diesen Prozessen und den Auswirkungen für die menschlichen Aktivitäten (wie z.B. das Risiko für Personen und der Verlust von landwirtschaftlichen Flächen) berücksichtigt wird.

Diese Art von Erosion geschieht im Regelfall während oder unmittelbar nach den Überflutungen des Flussufers in natürlichen Flüssen. Florsheim et al. (2008) legen dar, dass die Dynamik dieser Erosionsprozesse mit der Entwicklung der unterschiedlichen Funktionen der Flussauen in engem Zusammenhang steht.

Andererseits ist die Böschungserosion ein wichtiger Faktor für das Entstehen von Sedimenten im Fluss (Trimble, 1997) und sie wird von einer breiten Spanne an Korngrößen charakterisiert, die teilweise als Spül-, Schwebstoff- und Geschiebefracht transportiert werden (Schulte-Rentrop et al., 2005).

In der Literatur wird grundsätzlich betrachtet, dass die auf Flussauen abgelagerten Sedimente – abhängig vom gemessenen Zeitraum – zwischen 37 % bis zu ca. 80 % der Suspensionsfracht im Fließgewässertyp, wie dem Tieflandfluss (*low-energie rivers*) (Walling et al., 1999a; Walling et al., 1999b), in instabilen Gerinnen oder in Gerinnen mit starken Vertiefungsprozessen (*incision*) (Simon und Darby, 2002) ausmachen.

Die Böschungserosion ist das Ergebnis der Interaktion von zwei wichtigen Prozessen: die fluviale Erosion und der Böschungsbruch (Darby et al., 2007; Casagli et al., 1999). Die fluviale Erosion geschieht während der Überflutungen, wenn die Strömungsgeschwindigkeit und die Beschleunigung die Zunahme der Schubspannung (*shear stress*) über die kritische Schubspannung verursacht. (Florsheim et al., 2008).

Die Erosion kann sogar in Flüssen, die mit Vegetation bedeckte Böschungen haben, geschehen. Die Erosion findet im Allgemeinen im Böschungsfuß (*toe*) statt. Daraus folgt der Bruch des oberen Teils der Böschung (Thorne und Tovey, 1981). Die Bruchprozesse oder Bruchmechanismen hängen mit hydraulischen, geotechnischen oder mit einer Kombination aus beiden durch Erdbeben verursachten Bedingungen von Ufern zusammen (USDA, 2009).

Thorne (1981) legte dar, dass die unterschiedlichen Bruchmechanismen aufgrund einer spezifischen Bedingung ausgelöst werden, wie z.B. die Größe, die Geometrie und die Struktur der Flussufer, die Eigenschaften der Flussufermaterialien, die Charakteristika der Flusströmung und die klimatischen Bedingungen.

Diese Bruchprozesse können u.a. einige der folgenden sein: “*shallow*” und “*rotational slides*”, “*slab*” und “*cantiléver*”, “*wet earthflows*”, “*popout failure*”, “*dry granular*

flow”, “*piping failure*”. Die aus diesen Erdbeben erhaltenen Sedimente werden später erodiert und von kommenden Überflutungen durch den Fluss transportiert.

Ogleich sowohl die fluviale Erosion als auch die Bruchprozesse mit Massenbewegung (Erdbeben) in den Flussufern in der Literatur intensiv untersucht worden sind, besteht bis heute keine umfassende Theorie oder ein Modell, das die Stelle und Menge von seitlicher Bewegung im Fluss auf Ebene des Einzugsgebiets vorhersagen kann. In der Tat bestehen nur wichtige Fortschritte hinsichtlich der Modellierung auf dem lokalen Ebene-Profil (vgl. Rinaldi et al., 2013; Samadi et al., 2009; Pizzuto, 2009; Rinaldi und Darby, 2008).

Die Vegetation ist ein entscheidender Faktor für die Stabilität der Flussufer. Sowohl die Dichte der Vegetationsdecke als auch die Wurzeln ermöglichen es, die seitliche Erosion und den Landverlust zu minimieren und die Stabilität der Uferböden zu verbessern, sogar unter schweren hydrologischen Bedingungen. Ebenso hat die Vegetation das Potenzial, die Größe und Verteilung der Ufererosion zu beeinflussen (Abernethy und Rutherford, 2000). In der Abbildung 2.3 ist ein Schema der oben genannten unterschiedlichen Kombinationen von Brüchen in geschichteten Flussuferböden zu sehen.

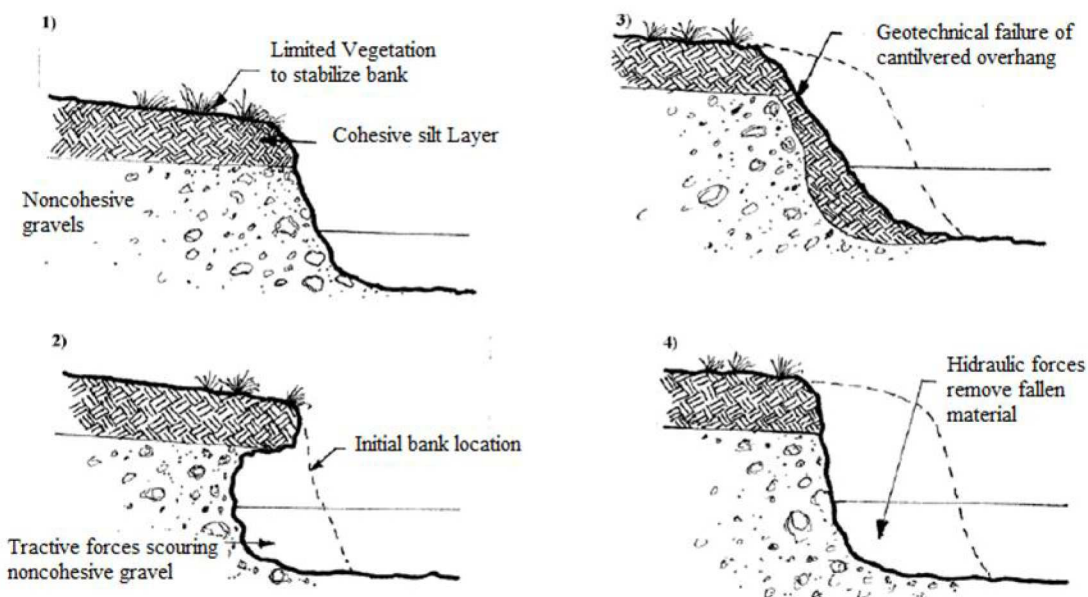


Abb. 2.3: Geschichtete Flussufer und Kombination von Brüchen (USDA, 2009)

Die Literatur beschreibt die fluviale Erosion für die Prognose der Ufererosion grundsätzlich in Zusammenhang mit unterschiedlichen hydraulischen Parametern wie z.B. Fließgeschwindigkeit im unmittelbaren Böschungsbereich, Strömungsleistung oder Abfluss (Friedl et al., 2015). Im Fall der Modellierung des Uferabbruchs hat sich die Forschung hauptsächlich auf wenige Geländebruchmechanismen konzentriert, wie z.B. das Gleiten (*slides*), welches ebenflächig, kreisförmig und freitragend (*cantilever*) stattfindet (vgl. Rinaldi und Darby, 2008). Im Fall der Modellierung fluvialer Erosion ist eine weitgehend angenommene Formel für die Berechnung der Ufererosion die

Gleichung der Exzess-Schubspannung (*excess shear stress*) (vgl. Arunalanandan et al., 1980; Darby et al., 2007; Rinaldi und Darby, 2008; Friedl et al., 2015):

$$\varepsilon = k_d(\tau - \tau_c)^a \quad (\text{Gl. 2.1})$$

Worin  $\varepsilon$  die Flussufererosion je Zeit- und Flächeneinheit ist,  $\tau$  [Pa] die durch die Strömung angewandte Schubspannung (*shear stress*) ist;  $k_d$  [m<sup>2</sup>s/kg] dem Koeffizient der Erodierbarkeit entspricht (dieser Koeffizient ist sehr variabel – schwankend und hängt von Faktoren wie Feuchtigkeit, organischem Gehalt und Chemie des Bodens) ab; dabei ist  $\tau_c$  [Pa] die kritische Schubspannung und  $a$  ein empirischer Faktor (normalerweise wird der Wert 1 für diesen Koeffizienten angenommen).

Die Berechnung der kritischen Schubspannung für die Flussufer wurde zunächst von Lane (1955b) vorgestellt. In dieser Berechnung wird ein Schüttwinkel  $\emptyset$  für nichtkohäsive Sedimente berücksichtigt. Diese Beziehung wurde später aufgrund der Berücksichtigung des Einflusses der Vegetation am Flussufer (Millar, 2000) in folgender Weise geändert:

$$\frac{\tau_{bank}}{\gamma(S - 1)D_{50}} \leq 0.048 \tan \emptyset \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \theta}{\sin^2 \emptyset}} \quad (\text{Gl. 2.2})$$

Darin entspricht  $\tau_{bank}$  der mittleren Schubspannung im Bereich der Uferböschung [Pa];  $\gamma$  ist die Wichte des Wassers [N/m<sup>3</sup>];  $S$  ist das spezifische Gewicht des Sediments;  $D_{50}$  entspricht dem mittleren Durchmesser des Sediments [m];  $\theta$  ist der Schüttwinkel der Flussufer. Der Wert 0.048 der Gleichung 2.2 bezieht sich auf die kritische dimensionslose Schubspannung für das Sediment der Ufer. Die Variable wird ähnlich für Flusssohle und -ufer berücksichtigt. Der Winkel  $\emptyset$  kann zwischen einem minimalen Wert von 40° (ohne Vegetation) bis zu einem maximalen Wert von 90° (stabilisiert mit Vegetation) variieren (vgl. Millar, 2000; Darby et al., 2007).

In vielen Flüssen ist die Dynamik der Ufererosion durch Infrastrukturbauwerke beschränkt. Diese Infrastrukturen stehen besonders in Zusammenhang mit dem Hochwasserschutz, wie z.B. dem Steindeckwerk (riprap), Gabionen, Buhnen, Deichen und lateralen Asphalt- oder Betondecken.

Ogleich zunächst positive Auswirkungen für die Landwirtschaft und/oder für die urbanisierten Gebiete entstehen, da sich Risiken wie z.B. der Verlust von Ackerbauflächen verringern, ist in der wissenschaftlichen Diskussion nicht ganz ausgeschlossen, dass negative Auswirkungen für die ökologische Dynamik der Flussauen entstehen können. Ein Beispiel dafür ist die Beeinträchtigung von Pflanzenarten, die die Ufer natürlich stabilisieren. Die Steigerung der Fließgeschwindigkeit aufgrund der Änderung der Rauigkeit entlang der Ufer verringert und verhindert während der Überflutungsphase das Überleben einiger Auenpflanzenarten (NRC, 2002).

Nach Florsheim et al. (2008) verursacht der Bau von Infrastruktur gegen Ufererosion auch die Veränderung der natürlichen Charakteristika (*reduction of channel complexity*) des Gerinnes, wie z.B. durch die Eliminierung der Unregelmäßigkeiten der Ufer und der Variationen der Breite des Gerinnes, die Homogenisierung der Fließgeschwindigkeit im Uferbereich, der Verlust des natürlichen Substrates der Ufer und die Beschränkungen der natürlichen geomorphologischen Anpassungen.

### **2.2.1.2 Das Konzept von Equilibrium (Gleichgewicht) in der Morphologie**

Der Begriff des *Equilibriums* bezieht sich auf die Anpassung, die im Fluss aufgrund einiger natürlich oder menschlich verursachter Instabilität geschieht. Rosgen (2001) legte dar, dass die Änderungen im Fließgewässer eine Evolution des Flusses und eine neue Anpassung verursachen, wodurch wiederum seine Umgebung beeinträchtigt wird. Daher ist es notwendig, nicht nur die Ursache der Änderungen zu untersuchen, sondern auch die Auswirkungen festzustellen. Wenn es keine neue Instabilität gibt, erreicht der Fluss einen neuen Zustand, in dem seine Charakteristika von Größe, Form und Profil bleiben.

Auf diese Weise steht das Konzept von Equilibrium im Zusammenhang mit der Fähigkeit eines Fließgewässers, im Laufe der Zeit Sedimente und Abflüsse zu transportieren, ohne dass seine Charakteristika in Größe, Form und Profil beeinträchtigt werden und ohne dass Anlandungs- (*aggradation*) und Abtragsprozesse (*degradation*) entstehen.

Dieses Konzept wird weitgehend akzeptiert und auf Projekte von Renaturierung von Flüssen angewendet (vgl. USDA, 2007). Das Equilibrium des Flusses hängt schließlich von der Flusssdynamik und der Geomorphologie ab. Allerdings ist es möglich, Flüsse sehr dynamisch (mit starken Schwankungen der Flusssdynamik, wie z.B. von Abflüssen) aber geomorphologisch stabil (wie z.B. einen stabilen Flussquerschnitt) in der Natur zu finden, wenn die Mittelwerte seiner wesentlichen Charakteristika (Breite, Tiefe, Gefälle und input/output Sedimentation) in einem längeren Zeitraum (mindestens 10 Jahre) stationär bleiben (Shields et al., 2003). Die Projekte von Renaturierung streben es an, gerade diesen Zustand des Flusses zu erreichen.

Grundsätzlich werden drei (3) Antwortphasen identifiziert, wenn das geomorphologische Gleichgewicht (*Equilibrium*) geändert wird: a) die Reaktionsphase, die der Zeit entspricht, in der die Änderung beginnt und das System reagiert ( $t_1-t_2$ ), b) die Anpassungsphase, die die Periode ist, in der das System eine neue Form erreicht ( $t_2-t_3$ ) und c) eine neue „*Equilibrium*“-Phase, die der Periode entspricht, in der die neuen Eigenschaften andauern ( $t_3-t_4$ ) (siehe Abbildung 2.4). Falls neue Änderungen entstehen ( $t_4-t_5$ ), wiederholt sich die vorherige Sequenz.

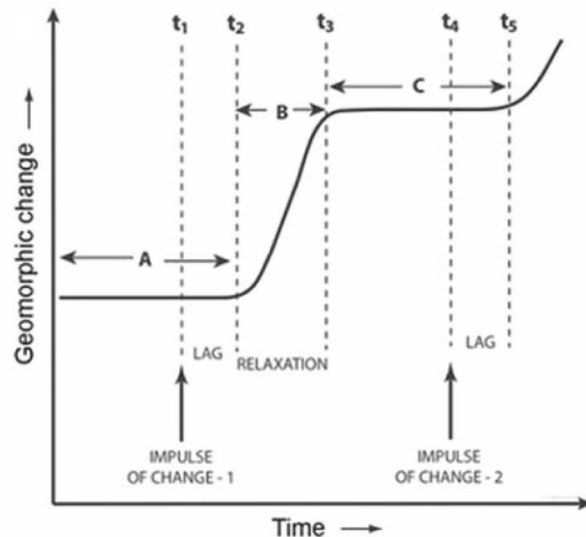


Abb. 2.4: Schema des „Equilibrium“- Konzepts (Jain et al., 2012)

Die geomorphologische Antwortgeschwindigkeit der Flusslandschaft hängt von der Empfindlichkeit hinsichtlich der Wechsel ab, die diese Landschaft hat (Jain et al., 2012). Die Sensibilität ist keine statische Eigenschaft. Sie kann in zeitlicher und räumlicher Form wechseln (Thomas, 2001).

In der Literatur wird über die Faktoren diskutiert, die das Gleichgewicht des Gerinnes beeinflussen und folglich auch die Morphodynamik. In diesem Sinne schlug Lane (1955) eine qualitative Beziehung zwischen Abfluss und Sedimentfracht vor:

$$Q_s * D_{50} \propto Q_w * S \quad (\text{Gl. 2.3})$$

Darin ist  $Q_s$  die Sedimentfracht;  $D_{50}$  entspricht der mittleren Korngröße der Partikel;  $Q_w$  ist die Abflussmenge;  $S$  ist das Gefälle des Gerinnes. Das Gleichgewicht bleibt bestehen, solange dieses Verhältnis ausgeglichen ist. Falls einer der Faktoren geändert wird, müssen die anderen Variablen zunehmen oder abnehmen, um das Gleichgewicht wiederherzustellen.

Da diese Faktoren von verschiedenen lokalen Faktoren und anderen Randbedingungen beeinflusst werden können (Newson, 2002), wie z.B. lokale Erosionen, die die Form des Gerinnes verändern können, erweiterte Thorne (1997) die berücksichtigten Variablen hinsichtlich des Verhältnisses zwischen der Flussdynamik und der Gleichgewichtsbedingungen um bis zu drei Gruppen von Kontrollvariablen, ohne die zeitliche Variable zu berücksichtigen: a) *die* aktivierenden Variablen (*driving variables*), d.h.  $Q_w$  und  $Q_s$ , b) die Randbedingungen, z.B. Talgefälle, Flussgefälle und Topographie, Flusssohle, Ufermaterialien und die „*riparian*“ Vegetation, c) die Gerinneform, d.h. die Geometrie des Flussquerprofils, Langprofils und Flusslaufs.

In der Literatur werden diese Kontrollvariablen als abhängig und unabhängig identifiziert (Piégay und Schumm, 2009; Sear et al., 2003), je nachdem, ob die Variable von anderen

abhängt oder nicht. Änderungen bei den unabhängigen Variablen führen zur Angleichung der abhängigen Variablen. Beispielsweise können die Änderungen der mit der „*riparian*“ Vegetation zusammenhängenden Randbedingungen Änderungen im Flusslauf bedeuten.

Im Fall von Vegetationsverlust (unabhängige Variable) kann eine Zunahme der Ufererosion entstehen, was schließlich zur Verbreiterung und Änderung des Gerinnes (abhängige Variable) führt (vgl. Kondolf und Curry, 1986). Dagegen kann der Erosionswiderstand im Fall eines Wachstums der Vegetation im Ufer steigern, z.B. wenn die landwirtschaftlichen Aktivitäten in Flussauen abnehmen, was schließlich zur Verengung (*narrowing*) des Gerinnes führt (Rinaldi et al., 2013).

Die Eigenschaften der abhängigen Kontrollvariablen (*channel control*) sind von dem Typ des Gerinnes beeinflusst, in dem sie bewertet werden. In folgender Tabelle N° 2.1 sind die Kontrollvariablen für zwei Typen von Flüssen zu sehen: a) Berglandflüsse (*upland river*) mit wichtiger Strömungsleistung (*stream power*) und starkem Gefälle und b) Tieflandflüsse (*lowland river*), d.h. Flüsse mit niedrigem Gefälle, normalerweise durch hydraulische Strukturen begrenzt.

Tabelle 2.1: Variationen der Kontrollvariablen in zwei Flusstypen (Sear et al., 2003, S.39)

<b>Channel Control</b>	<b>Upland River</b>	<b>Lowland River</b>
Inflow hydrograph	Flashy; steep flood frequency curve; snowmelt effects	Longer duration floods; moderate flood frequency curve often regulated by structures
Inflow sediment	Bed material dominates; local sediment sources; forest and reservoir effects	Suspended load dominates; bank erosion or general catchment sources. Quality problems of sediments
Valley slope	Steep narrow	Gentle, wide. Floodplain effects on secondary flows and stream
Bed/bank materials	Coarse, cohesive but also loose gravels	Fine, cohesive, plus engineering
Instream Vegetation	Little morphological role	Large seasonal impact on sediment transport
Riparian Vegetation	Sparse or short in headwaters; seminatural woodland in undeveloped areas	Often farmed-arable and heavy stocking destabilizes banks; cattle access to bars
Section geometry	Extremes of width/depth ratio (gorge-braided)	Low width/depth in cohesive alluvium. Engineering changes width/depth ratios
Long Profile	Steep, stepped; frequent instability zones and flood impacts often local	Gentle, often controlled by structures of seasonal vegetation growth
Planform	Full range present; most dynamic unless confined by cohesive/rock/engineering	Confined/engineered but generally sinuous, even if stable

Nach Sear et al. (2003) bestimmt die Interaktion der unabhängigen Variablen die Morphologie des Gerinnes und der Flussauen. Auf diese Weise kann die Morphologie in drei Dimensionen aufgeteilt werden: Flusslauf (*channel planform*), Langprofil (*long profile*) und Flussquerschnitt (*crosssection*). In Anbetracht der Variable Zeit bringt jede Änderung einer dieser Dimensionen eine Angleichung des Flusses mit sich.



### 2.2.1.3 Anpassung des Gerinnes

Wie im Kapitel 2.2.1.2 dargestellt wurde, besitzen Flüsse eine Anpassungsfähigkeit an die von Wasser, Sedimentation und Vegetation verursachten Änderungen (Instabilitäten). Diese Änderungen können in kleinem (Korngröße) oder in großem (Flusslauf) Maßstab geschehen.

Nach Simon und Castro (2009) sind die Instabilitäten nicht das Ergebnis einer einzigen Änderung, sondern vielmehr ein kumulatives Ergebnis von mehreren Änderungen während eines bestimmten Zeitraums. Beispiel dafür sind die physikalischen Prozesse von Erosion und Sedimentation, die ständig im Gerinne entstehen und Änderungen verursachen. Diese physikalischen Prozesse sind keine zwangsläufigen Anzeichen von Instabilität. Wenn die Erosion- und die Sedimentationsprozesse allerdings in einem längeren Zeitraum und in intensiver Form stattfinden, werden sie als Abtrag und Anlandung bezeichnet. Sie können somit als Instabilitäten betrachtet werden, die zur Anpassung des Gerinnes führen.

Deshalb ist die Zeit ein wichtiger Parameter für jede Analyse von Flussmorphologie. Schumm und Lichty (1965) stellen dar, dass die Faktoren, die die Landschaftsform beeinflussen, abhängige oder unabhängige Variablen hinsichtlich der Zeit und des Raums sein können. Wenn beispielsweise lange Zeiträume berücksichtigt werden, ist die Morphologie des Flusses abhängig von geologischen und klimatischen Änderungen. Die Morphologie hingegen ist im Fall eines kurzen Zeitraums eine unabhängige Variable, die die Hydraulik des Gerinnes beeinflusst. Hinsichtlich des Reaktionsniveaus des Flusses vor Instabilität in einem zeitlichen und räumlichen Maßstab, ist in Abbildung 2.5 eine graphische Zusammenfassung zu sehen:

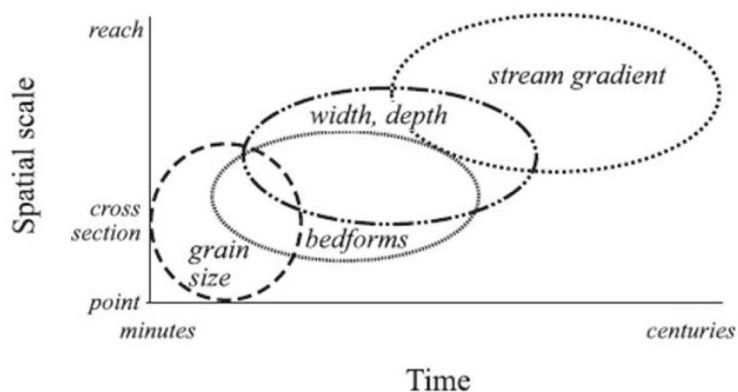


Abb. 2.5: Zeitlicher und räumlicher Maßstab des Reaktionsniveaus der alluvialen Flüsse (Buffington, 2012)

Buffington (2012) erklärt, dass sich die Reaktionen des Flusses auf die Änderungen progressiv entwickeln und in verschiedenen Zeiten und Räumen überlappen. So spiegeln die Änderungen in großem Maßstab eine kumulative Aktion von Prozessen in kleinem Maßstab wider, besonders der **Sedimenttransport** von Flussbett- und Böschungsmaterial.

Nach Wolman und Miller (1960) hängen die Auswirkungen der Überflutungen in der Landschaftsentstehung von der Höhe und Häufigkeit ab, in der sich die Überflutungsereignisse wiederholen. Im Fall von mäandrierenden Flüssen ist für ihre Form und Größe die **Häufigkeit der Überflutungen** ausschlaggebend. Dabei sind nicht extreme Ereignisse, sondern Überflutungen mit einem Wiederkehrintervall von ein oder zwei Jahren und mit bordvollen Abflüssen (*bankfull stage*) von großer Bedeutung.

Eine besondere Bedeutung für den Sedimenttransport und für die Erosions- und Sedimentationsprozesse, sowohl in Flussauen als auch im Fluss, hat daher die Häufigkeit, mit der die Abflüsse während einer langen Zeit ein bordvolles Niveau (*bankfull stage*) erreichen (Wolman und Miller, 1960). Hinsichtlich der Höhe der Überflutungen findet die Änderung der Größe und Form der Gerinne im Allgemeinen während großer Überflutungen statt, da extreme Überflutungen mehr Flusssedimente transportieren können als die normalen Überflutungen.

Die als *Relaxation* in der Abbildung 2.4 bezeichnete Phase entspricht der Periode, in der der Fluss einen neuen stabilen Zustand erreicht. Diese Antwortphase hängt von dem Ausmaß der im Fluss gestandenen Instabilität und von den lokalen Eigenschaften des Gerinnes (Buffington, 2012; Graf, 2006; Newson, 2002; Aucelli und Roskopf, 2000) ab. So erfuhr z.B. der Fluss Redwood Creek in den USA nach mehreren bedeutenden Überflutungen zwischen 1974 und 1979 und nach Jahren laufender Forstbewirtschaftung eine intensive Erosion seines Einzugsgebiets, die zu einer hohen Sedimentfracht (*sediment wave*) im Fluss beitrug. Auf diese Weise entstanden Abtragsprozesse (*degradation*) im oberen Teil und Anlandungsprozesse (*aggradation*) im unteren Teil des Einzugsgebiets. Einige Flussstrecken benötigten im Durchschnitt 20 Jahre, um ihre hydraulischen Eigenschaften wiederherzustellen. Der Rest des Flusses brauchte viele Jahrzehnte, um die Charakteristika von Breite, Tiefe, und *Pool-Riffle* Morphologie wiederzuerlangen (Madej und Ozaky, 1996).

Im Fall des Flusses Tordera in Spanien, der zwischen 1956 und 1987 für die Gewinnung von Zuschlagstoffen (*gravel mining*) benutzt wurde, entstanden kumulative Abtragsprozesse (*degradation*), die zu einer Vertiefung des Flusslaufes über 1,5 m führten. Diese Prozesse beeinträchtigten die Ökosysteme und das Grundwasserniveau. Der Zeitraum für die Erholungsprozesse (*Relaxation*) wird auf ca. 420 Jahre geschätzt (Rovira et al., 2005).

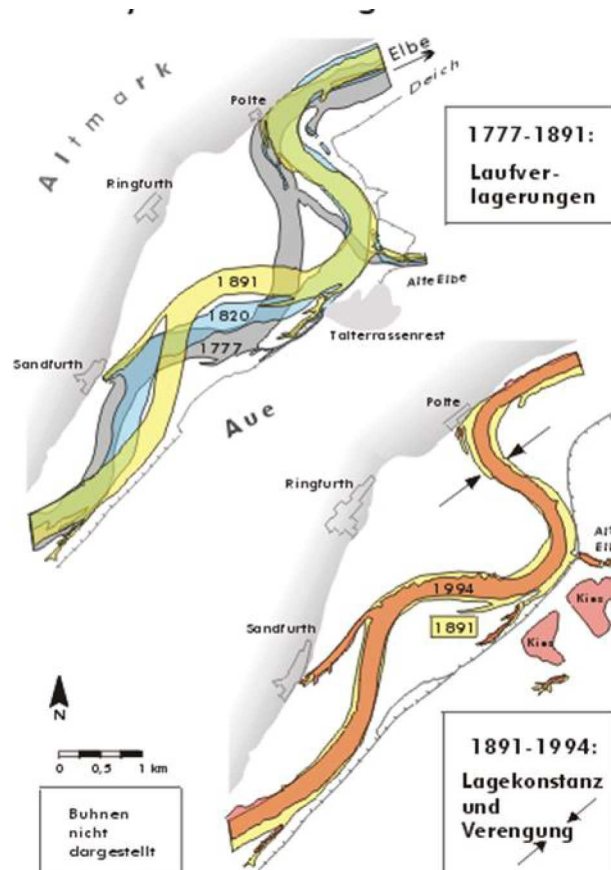


Abb. 2.6: Entwicklung der Elbe (Elbe-km 360 – 368.5) zwischen 1777 und 1994.

Zwischen 1777 und 1891: Laufmigration und -expansion um 250 bis max. 1250 m. Zwischen 1891 und 1994: Lagekonstanz und Flussbettverengung um 75 bis max. 225 m (Rommel, 2000)

Im Fall der Elbe in Deutschland verursachten die menschlichen Eingriffe durch den Bau von Buhnen und Deichen innerhalb von 200 Jahren eine Verkürzung ihrer Länge um circa 3 %, eine Vertiefung des Flusslaufes, zwischen 1777 und 1891 eine Laufverlagerung und den Verlust aller Elbinseln und zwischen 1891 und 1994 eine erkennbare Verengung des Flussbettes (Rommel, 2000). Durch den Buhnenbau ab Ende des 19. Jahrhunderts gab es praktisch keine Veränderungen des Flusslaufes mehr (Saucke und Brauns, 2002). In der folgenden Abbildung 2.6 ist die Entwicklung des Flusses Elbe zwischen Elbe-km 360 und 368,5 zu sehen.

Die Art und Dauer der Anpassung des Gerinnes an Instabilitäten bezieht sich ebenso auf den **Typ des Gerinnes**, bei welchem diese Instabilitäten stattfinden. So haben Felsbett (Festgesteinsbett)-Flüsse (*bedrock*) weniger Möglichkeiten als verwilderte Flüsse (*braided*), sich an Instabilitäten anzupassen. Die verwilderten Flüsse zeigen eine breite Anpassungsfähigkeit der Korngröße bis hin zum Flussgefälle auf Instabilitäten (Buffington, 2012), wie in Abbildung 2.5 betrachtet werden kann.

## 2.2.2 Flusshydraulik

Im Kapitel 2.2.1 wurden die Morphodynamik und die Anpassung des Flusses an Änderungen behandelt. Diese Änderungen können als abhängige oder unabhängige

Variable entsprechend des berücksichtigten Zeitraums betrachtet werden. Die morphodynamischen Prozesse wurden in großem Maßstab dargelegt. Allerdings ist es erforderlich, in Anbetracht der Ziele der vorliegenden Untersuchung, diese Prozesse auf lokaler Ebene (in kleinem Maßstab) zu untersuchen. Dazu werden einige heutzutage diskutierten Aspekte der Flusshydraulik in Zusammenhang mit der Flusswasserbewegung (Kap. 2.2.2.1), der Vegetation (Kap. 2.2.2.2 – “Fließwiderstand und Vegetation“) und dem Sedimenttransport (Kap. 2.2.2.3) im Fluss betrachtet, die wesentlich für diese Arbeit sind. Anschließend werden die Fortschritte der Forschung im Bereich der eindimensionalen Modellierung von Flusswasser und Sedimenttransport (Kap. 2.2.2.4) dargelegt.

### 2.2.2.1 Wasserbewegung

Die Flusswasserbewegung bestimmt die Morphologie des Flusses und der Flussauen (z.B. durch das Transportvermögen von Sedimenten) und zugleich die ökologischen Charakteristika des Flusses und der Flussauen (z.B. die Ansiedlung, das Wachstum und die Vernichtung der Auenvegetation).

Die Wasserbewegung als physikalischer Prozess wird grundsätzlich durch die Gleichungen vom Massenerhaltungs- und Impulssatz (Erhaltungsgleichungen) beschrieben. Das Wasser ist inkompressibel, was sich nach Nelson et al. (2009) darin begründet, dass die Strömungsgeschwindigkeiten im Fluss sehr viel niedriger als die Schallgeschwindigkeit sind. Von dieser Tatsache ausgehend können die Erhaltungsgleichungen (Navier-Stokes) in der folgenden Form dargestellt werden:

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (\text{Gl. 2.4})$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \vec{g} + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (\text{Gl. 2.5})$$

Es entspricht  $\vec{u}$  dem Vektor Geschwindigkeit;  $\rho$  der Dichte des Fluids;  $P$  dem Druck und  $\nu$  der kinematischen Viskosität. In Gl. 2.5 kann beobachtet werden, dass: a) sich der erste Term der rechten Seite auf die zeitliche Variation der Geschwindigkeit bezieht; b) der zweite Term der rechten Seite im Zusammenhang mit der räumlichen Variation der Geschwindigkeit steht und c) sich der Faktor  $\vec{g}$  auf die externen Kräfte bezieht, die auf die Masse wirken, wie z.B. die Schwerkraft.

Die Lösung dieser Differentialgleichungen benötigt im Fall von natürlichen Flüssen normalerweise die Anwendung besonderer mathematischer Methoden, da sie sehr komplex ist, wie z.B. im Fall von Turbulenzen. Um eine Lösung zu finden, verwenden die meisten Computermodelle Vereinfachungen der Gl. 2.4 und Gl. 2.5, wie z.B. die sogenannten Reynolds-Gleichungen oder Reynolds-Averaged Navier-Stokes (RANS).

Diese Methode beruht darauf, dass eine turbulente Strömung quasi-aleatorische Schwankungen der Geschwindigkeit hat, die eine statistische Analyse zulassen (vgl. McDonough, 2007; Tennekes und Lumley, 1972). In Anbetracht des Mittelwertes, der

momentanen Strömungsgeschwindigkeit und der entsprechenden Abweichung vom Mittelwert sind die folgenden Beziehungen für Geschwindigkeit und Druck zu erhalten:

$$u = \bar{u} + u' \quad (\text{Gl. 2.6})$$

$$P = \bar{P} + P' \quad (\text{Gl. 2.7})$$

Aus der Kombination von Gl. 2.4, Gl. 2.5, Gl. 2.6 und Gl. 2.7 werden die folgenden Reynolds-Gleichungen erhalten:

$$\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (\text{Gl. 2.8})$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \cdot \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j} \quad (\text{Gl. 2.9})$$

$i = 1, 2, 3$  entspricht hierbei den Geschwindigkeitskomponenten und  $j = 1, 2, 3$  den Richtungen. Es ist allerdings anzumerken, dass der Term  $\overline{u'_i u'_j}$  nicht Null ist, was zeigt, dass die Turbulenz nicht ganz aleatorisch ist. Dieser Term zeigt, dass ein Impulstransfer innerhalb der Strömung besteht und irgendwo in der Strömung Schubspannungen stattfinden (vgl. Bernard und Handler, 1990). Die turbulenten Spannungen  $\tau_{i,j}$ , die als Reynolds-Spannungen bekannt sind, werden in folgender Form definiert:

$$\tau_{i,j} = -\overline{u'_i u'_j} \quad (\text{Gl. 2.10})$$

Die Reynolds-Spannungen (*“Reynolds stresses”*), die gleichermaßen wie viskose Spannungen (*“viscous stresses”*) behandelt werden, werden im Regelfall nach den für die viskosen Spannungen entwickelten Begriffen parametrisiert. So wird die folgende Annäherung erhalten:

$$\overline{u'_i u'_j} \cong \rho \nu_T \left[ \frac{\partial \bar{u}'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}'_j}{\partial x_i} \right] \quad (\text{Gl. 2.11})$$

$\nu_T$  ist hier als isotropische kinematische Wirbelviskosität (*“isotropic cinematic eddy viscosity”*) definiert. Aus der Darstellung der vorherigen Beziehungen kann gefolgert werden, dass die Methode von RANS neue Unbekannte in die Erhaltungsgleichungen einsetzt, wie auch im Fall der Reynolds-Spannungen (*“Reynolds stressor”*). Dies fordert wiederum die Eingliederung von neuen Gleichungen, um diese Unbekannte zu bestimmen.

Zurzeit bestehen unterschiedliche Methoden für die Lösung dieser Gleichungen. Innerhalb dieser Methode können die Turbulenzmodelle erwähnt werden. Eine andere häufig verwendete Methode ist die Boussinesq-Approximation (vgl. Schmitt, 2007;

Celik, 1999), die die Reynolds-Spannungen mit dem Gradienten der mittleren Geschwindigkeit verbindet. Die Gleichung ist die folgende:

$$\tau_{i,j} = \nu_T \left[ \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x_i} \right] - \frac{2}{3} k \delta_{ij} \quad (\text{Gl. 2.12})$$

$\nu_T$  wird als isotropische skalare Größe übernommen, was die Annäherung ermöglicht. Zeitweise wird dieser Faktor auch als effektive Viskosität (*effective viscosity*) bezeichnet. Dieser Faktor wird von Boussinesq nicht bestimmt, daher muss er mithilfe von anderen Methoden errechnet werden. In der Gleichung 2.12 ist  $\delta_{ij}$  das Kronecker-Delta und  $k$  entspricht der turbulenten kinetischen Energie, die in folgender Form berechnet wird:

$$k = \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i} \quad (\text{Gl. 2.13})$$

In Gl. 2.12 muss noch der Wert von  $\nu_T$  bestimmt werden. Dazu gibt es verschiedene Modelle, wie z.B. das  $k - \epsilon$  Standard-Modell, das eines der bekanntesten ist. Dieses Modell verbindet zwei unabhängige Werte, in diesem Fall  $k$  und die Dissipationsrate  $\epsilon$ , in folgender Form:

$$\nu_T = \frac{C_\mu k^2}{\epsilon} \quad (\text{Gl. 2.14})$$

$C_\mu$  kennzeichnet einen dimensionslosen Faktor, der ursprünglich als eine Konstante mit einem Wert von 0.09 definiert wurde. Allerdings wird derzeit in der Literatur über seinen richtigen Wert diskutiert (vgl. Rahman et al., 2013; Kuzmin und Mierka, 2006).

Die Bedeutung der Schubspannung, die in den Gleichungen von Reynolds (Reynolds-Spannungen) eingegliedert ist, stellt ebenso einen wichtigeren Parameter für die Prognose der Morphologie in Flüssen dar. Diese Spannung kann nicht direkt gemessen werden, daher wird mithilfe ihrer Beziehung zu den Beobachtungen der Fließgeschwindigkeit und der Strömungsgeometrie gerechnet (vgl. Wilcock, 1996). Karman (1931) stellte die bekannte Regel des Wandgesetzes (*law of the wall*) vor, aus der hervorgeht, dass eine logarithmische Beziehung zwischen der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Schwankung der Fließgeschwindigkeit aufgrund der Höhe besteht (vgl. Biron et al., 2004; Biron et al., 1998; Schlichting, 1979):

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (\text{Gl. 2.15})$$

$u$  entspricht der Geschwindigkeit;  $\kappa$  ist die Konstante von Karman, die einen Wert von ca. 0.4 aufweist;  $u_*$  ist die Schubspannungsgeschwindigkeit;  $z$  stellt die Höhe über dem Boden dar und  $z_0$  ist die Höhe der Rauigkeit (*roughness height*). Die

Wandschubspannung, die der Schubspannung am Boden entspricht, kann durch die Beziehung

$$\tau_0 = \rho u_*^2 \quad (\text{Gl. 2.16})$$

bestimmt werden, worin  $\rho$  die Wasserdichte ist. Da die lokale Turbulenz durch die Wandschubspannung und den Abstand vom Boden (Nelson et al., 2009) dargestellt werden kann, wird dieser Parameter (Wandschubspannung) auf die  $k - \epsilon$  Modelle in folgender Form angewendet:

$$\tau_0 = \sqrt{C_\mu} \rho k \quad (\text{Gl. 2.17})$$

Bei dieser Gleichung wird angenommen, dass die kinetische Energie der Auslöser der Wandschubspannung ist (Booker et al., 2001).

Die oben genannten dargestellten mathematischen Beziehungen zeigen die Schwierigkeiten für die Lösung der Gleichungen des Erhaltungssatzes. Die Gleichungen fordern zu diesem Zweck viele Ressourcen. Daher werden regelmäßig Annäherungen zur Vereinfachung dieses Gleichungssystems in der Literatur dargestellt (Zobeyer und Steffler, 2010; Nelson et al., 2009; Boer, 2003).

Auf diese Weise kann z.B. im Fall von Gerinnen, in denen die Länge und die horizontale Geschwindigkeitsskala mehr Bedeutung als die vertikale Geschwindigkeitsskala haben, die Vereinfachung angenommen werden, dass die vertikale Beschleunigung im Vergleich zur horizontalen Beschleunigung marginal ist. Diese Berücksichtigung ermöglicht der Parameter der Verteilung des hydrostatischen Drucks in vertikaler Form, ohne die vertikale Beschleunigung zu berechnen. Diese Vereinfachung wird auf die Flachwassergleichungen (*shallow water*) als Grundlage für die Modellierung in zwei oder drei Dimensionen (2D/3D) angewendet, statt der vollständigen Anwendung der Gleichungen von Navier-Stokes.

Zudem kann im Fall von bestimmten Flusstypen, in denen die Hauptströmung in Richtung  $x$  liegt, berücksichtigt werden, dass die Beschleunigungen in Richtung  $y$  (vertikal) und  $z$  (lateral) für diese Flüsse unbedeutend sind. Durch diese Annäherung können die Erhaltungssätze (Massenerhaltungs- und Impulssatz) auf die eindimensionale Ebene vereinfacht werden.

Vermeehrt verwendete Annäherungen sind die bekannten Gleichungen von Saint-Venant, die für ein- und zweidimensionale Lösungen gebraucht werden. Im eindimensionalen Fall folgen die Saint-Venant-Gleichungen aus der Integration der Kontinuitäts- und Navier-Stokes-Gleichungen über den Durchflussquerschnitt. Dafür wird eine Verteilung des hydrostatischen Drucks senkrecht zum Boden berücksichtigt (Niño, 2002). So werden die Saint-Venant-Gleichungen in der Form

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q = 0 \quad (\text{Gl. 2.18})$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(\frac{\beta Q^2}{A})}{\partial x} = -gA \frac{\partial(h+H)}{\partial x} - \tau_{xz}(h) \quad (\text{Gl. 2.19})$$

dargestellt, worin  $Q$  der Abfluss ist;  $\beta$  dem Koeffizient von Boussinesq entspricht, dessen Wert nahe an 1.0 geschätzt wird, obgleich er von der Verteilung der Geschwindigkeit im Flussquerschnitt abhängig ist;  $A$  der Flussquerschnitt ist;  $h$  der lokalen Bodenhöhe entspricht;  $h + H$  die Höhe der Oberfläche darstellt;  $\tau_{xz}(h)$  die Wandschubspannung ist und  $q$  dem seitlichen Zufluss je Längeneinheit entspricht.

Der Parameter  $\tau_{xz}(h)$  von der Gl. 2.19 wird durch die folgende Beziehung

$$\tau_{xz}(h) = \tau_0 = \rho g R_h J \quad (\text{Gl. 2.20})$$

errechnet, worin  $R_h$  der hydraulische Radius des Flussquerschnitts ist und  $J$  dem Energiegefälle entspricht, das durch die Manning-Gleichung errechnet wird. Im eindimensionalen Fall steht die Schubspannung der Gl. 2.20 – ebenso wie in Gl. 2.16 – im Zusammenhang mit der Schubspannungsgeschwindigkeit.

### 2.2.2.2 Fließwiderstand und Vegetation

Die Wasserbewegung in Flüssen steht im Zusammenhang mit den Widerständen, die im Fluss bestehen, wie z.B. der durch den Flusslauf, die Geometrie, die Korngröße des Flussbetts, das Ufermaterial oder die Vegetation verursachte Widerstand. Diese Widerstände beeinflussen das Transportvermögen von Sedimenten und so zuletzt auch die Morphologie des Flusses. Die Bestimmung des Widerstandsgrades und seine Schwankung im Laufe der Zeit spielt eine wichtige Rolle für die Bewertung und Prognose von morphologischen Änderungen und das Überflutungsrisiko (Yang et al., 2010), wie z.B. im Fall von räumlichen und zeitlichen Schwankungen der Vegetation in Flussauen. Diese Auswirkung bildet einen wesentlichen Aspekt zur Berücksichtigung in der vorliegenden Untersuchung.

Der Begriff Fließwiderstand (*Flow Resistance*) ist in der Literatur weitgehend untersucht worden (vgl. Nikuradse, 1950; Leopold et al., 1960; Rouse, 1965; Yen, 2002; Ferguson, 2007; López Alonso et al., 2009; Robert, 2011). Durch die Fortschritte von Messtechniken, insbesondere bei Labormessungen, wurden die Kenntnisse der Ursachen und Folgen des Fließwiderstandes erweitert (vgl. u.a. Yang et al., 2010; Guo et al., 2006; Venditti und Church, 2005; Pender et al., 2007). So hat sich die Literatur während der letzten Jahre beispielsweise auf die Bestimmung der Eigenschaften des Widerstandes in grobkörnigen Gerinnen (*coarse-grained channel*) in Bezug auf die Heterogenität, die Geschwindigkeit und die Turbulenz konzentriert, die aufgrund unterschiedlicher



Rauigkeitsgrade entstehen (Buffin-Bélanger et al., 2006; Lawless und Robert, 2001; Robert, 2011).

Die wichtigsten Gleichungen, die die Fließgeschwindigkeit in Verbindung mit dem Widerstand im Fluss setzt, sind die von Manning (Gl. 2.21), Darcy-Weisbach (Gl. 2.22) und Chezy (Gl. 2.23), die in der folgenden Form dargestellt werden:

$$u = \frac{K_n}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (\text{Gl. 2.21})$$

$$u = \sqrt{\frac{8g}{f}} \sqrt{RS} \quad (\text{Gl. 2.22})$$

$$u = C \sqrt{RS} \quad (\text{Gl. 2.23})$$

$f$ ,  $n$ ,  $C$  entsprechen dabei jeweils den Widerstandskoeffizienten der Gleichungen von Manning, Darcy-Weisbach und Chezy;  $R$  ist der hydraulische Radius;  $g$  stellt die Erdbeschleunigungskraft dar;  $S$  zeigt das Gefälle;  $K_n$  ist eine Konstante, die den Wert 1 für die SI-Einheiten und den Wert 1.486 für die englischen Einheiten hat und  $u$  kennzeichnet die Fließgeschwindigkeit. Unter Berücksichtigung der Widerstandskoeffizienten von jeder dieser Gleichungen kann die folgende Beziehung erhalten werden:

$$\sqrt{\frac{f}{8}} = \frac{n}{R^{1/6}} = \frac{\sqrt{g}}{K_n} = \frac{\sqrt{g}}{C} = \frac{\sqrt{gRS}}{u} \quad (\text{Gl. 2.24})$$

So können alle Werte der Widerstände erhalten werden, wenn mindestens der Wert einer dieser Widerstände bekannt ist. Die Gl. 2.24 kann für die Analyse von Energie- oder Impulserhaltung sowohl in einem Punkt als auch im Flussquerschnitt oder in einer Flussstrecke angewandt werden (Yen, 2002). Daher werden alle Koeffizienten der Gl. 2.24 bei der Modellierung von Flüssen angewendet. Es kann dabei nicht behauptet werden, dass einige der oben genannten Gleichungen Vorteile gegenüber anderen haben. Trotzdem ist es hilfreich, mit all diesen Gleichungen zu arbeiten und ihre Ergebnisse zu vergleichen.

Da die Widerstandsfaktoren die lotrechte Verteilung der Fließgeschwindigkeit betreffen, hat sich die Literatur mit der Bestimmung der Form der Verteilung der Geschwindigkeit zwischen Wasserspiegel und Flusssohle beschäftigt. Derzeit wird weitgehend akzeptiert, dass die vertikale Verteilung der Fließgeschwindigkeit eine logarithmische Form hat (vgl. u.a. Mangelsdorf und Scheurmann, 1980; Biron et al., 2004). Die logarithmische Funktion der Verteilung der Geschwindigkeiten hat die folgende Form:

$$\frac{u}{u_*} = c_1 \ln y^* + c_2 \quad (\text{Gl. 2.25})$$

Darin entspricht  $u_*$  der Schubspannungsgeschwindigkeit, d.h.  $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ ,  $c_1$  und  $c_2$  sind Konstanten im Zusammenhang mit der Geometrie des Gerinnes und  $y^*$  ist  $y^* = u_* y/\nu$ , worin  $\nu$  die kinematische Viskosität des Fluids ist und  $y$  den Abstand vom Boden darstellt. Nikuradse (1933) schlug Werte für die Konstanten  $c_1$  und  $c_2$  im Fall von glatten Oberflächen von jeweils 5.75 und 5.5 vor.

Es muss berücksichtigt werden, dass die Analyse des Widerstandes in offenen Gerinnen davon ausgeht, dass der Widerstand für den stationären gleichförmigen Abfluss in kreisförmigen Rohren (zweidimensional) berechnet wird. So wird die Hälfte der kreisförmigen Rohrleitung so betrachtet, als wenn sie äquivalent zu einem zweidimensionalen Flussquerschnitt wäre (Yen, 2002; Tracy und Lester, 1961). Hierzu muss betont werden, dass mit einem konstanten Flussquerschnitt der Widerstand für einen stationären gleichförmigen Abfluss nur eine Funktion der Reynolds-Zahl  $R_e$  (Gl. 2.26) und der relativen Rauigkeit  $K$  (Gl. 2.27) ist, d.h.  $F(R_e, K)$ . Die Gleichungen von  $R_e$  und  $K$  können in der Form

$$R_e = \frac{u_* R}{\nu} \quad (\text{Gl. 2.26})$$

$$K = k_s/R \quad (\text{Gl. 2.27})$$

dargestellt werden, worin  $k_s$  die Wandrauigkeit des Gerinnes ist;  $R$  dem hydraulischen Radius entspricht und  $\nu$  die kinematische Viskosität darstellt. Diese Beziehung ist die Grundlage der mathematischen graphischen Methode von Moody (1944) für die Berechnung des Widerstandes. Da turbulente Strömungen über Flüsse herrschen, kann der Widerstandsfaktor  $f$  für  $R_e > 25.000$  durch das sogenannte Moody-Diagramm oder durch die ursprünglich von Colebrook (1939) entwickelte Gleichung mit folgender Formel berechnet werden:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -K_1 \log \left( \frac{k_s}{K_2 R} + \frac{K_3}{4 R_e \sqrt{f}} \right) \quad (\text{Gl. 2.28})$$

Die Koeffizienten  $K_1$ ,  $K_2$  und  $K_3$  sind dabei Konstanten, deren Werte für unterschiedliche Typen von Gerinnegeometrie von der Literatur weitgehend untersucht worden sind (vgl. Yen, 2002; Allen et al., 2007; Schlichting, 1979).

Durch die mit dem Moody-Diagramm zusammenhängenden Gleichungen können einige auf den Wasserwiderstand bezogene Vorgänge in offenen Gerinnen (*“open-channel”*) berechnet werden. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass diese Analyse unter idealen Bedingungen in Gerinnen mit festen Rändern durchgeführt wird.

Im Fall natürlicher Flüsse muss noch die Schubspannung berücksichtigt werden, die sich an der Grenzfläche auf die Geschwindigkeitsgradienten, die über diese Fläche besteht, bezieht, wie in Gl. 2.16 gesehen werden kann.

Schwankungen in der Grenzfläche, wie z. B. durch die Permeabilität der Oberfläche, die Mobilität und Flexibilität des Fluss- und Uferbodens oder durch die Vegetation, führen zur Variation der Geschwindigkeitsverteilung und daher zur Schwankung der Schubspannung. So können z.B. Schwankungen der Verteilung der Vegetation in Flussauen wichtige Änderungen der Fließgeschwindigkeit und daher des Wasserstandes im Fluss mit sich bringen.

Der durch die Vegetation verursachte Widerstand ist eine entscheidende (kritische) Komponente für die morphologische und ökologische Entwicklung des Flusses. Daher hat in jungerer Zeit die Notwendigkeit der richtigen Bewertung und Quantifizierung des Faktors Vegetation an Bedeutung zugenommen. Ihre Interaktion mit der Strömung und dem Sedimenttransport muss noch eingehender beforscht werden (Le Bouteiller und Venditti, 2014; Wu et al., 2006).

So haben die neuen, auf den Hochwasserschutz bezogenen Fluss-Renaturierungsprojekte die Bedeutung der langfristigen Wirkungen der Vegetation auf den Fluss und sein Ökosystem hervorgehoben (vgl. Rinaldi et al., 2013; Stromberg et al., 2010a).

Die durch die Vegetation in Flussauen verursachte hydraulische Rauigkeit löst während der Überflutungsperiode einen Anstieg des Wasserstandes hinsichtlich der Zonen ohne Vegetation aus (Makaske et al., 2011).

Ein weiterer wichtiger Aspekt, der zu berücksichtigen ist, ist, dass die Charakteristika der unterschiedlichen Vegetationsarten vom flexiblen Gras bis hin zu robusten Bäumen Einfluss auf die Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit haben. Auf diese Weise beeinflussen die Charakteristika der Vegetation a) den Widerstand in der Oberfläche der Flüsse und Auen (Yen, 2002); b) die Verlangsamung der Strömung, der Deflexion und der lokalen Sedimentation (Wu et al, 2006; Shields und Gippel, 1995; Perignon et al, 2013); c) die Morphologie des Flusses (Sear et al., 2003; Hickin, 1984; Montgomery und Buffington, 1998), wie z.B durch die Erhöhung der Bodenkohäsion durch das Wurzelsystem, was die Geometrie des Gerinnes verstärkt (Simon und Collison, 2002) – so wird der Verzweigungsgrad der Flüsse vermindert, was durch Feldmessungen und Laborversuche bestätigt worden ist (Tal und Paola, 2010; Braudrick et al., 2009; Hooke, 2007) – und d) darüber hinaus die Entstehung von günstigeren Bedingungen für die Kolonisation und das Wachstum neuer Pflanzenarten in Flussauen (Bertoldi et al., 2011).

Der durch die Vegetation der Flussauen verursachte Strömungswiderstand steht in Zusammenhang mit der Wassertiefe, der Pflanzenart und ihrer Dichte (Stone und Shen, 2002). Die Schleppkraft auf die Vegetation steigert den Strömungswiderstand und verringert folglich die Schubspannung an der Oberfläche. Daraus folgt die Reduzierung des Transportvermögens der Sedimentfracht, die Steigerung der Prozesse „trapping“

(fangen) und “*deposition*” (Sedimentation) und die Stabilisierung von Sedimenten (Wu et al., 2006, Le Bouteiller und Venditti, 2014).

Felken (1960) führte Experimente zur Untersuchung der Strömungsgeschwindigkeit durch, die bis heute für Forschungszwecke in diesem Bereich verwendet werden. Dazu verwendete er einen trapezförmigen Kanal mit und ohne seitliche Vegetation. Aus den Beobachtungen von Felken ging hervor, dass die Isotachen verschiedene Verhalten in den analysierten Fällen zeigen. Im Fall des Kanals ohne Vegetation standen die Isotachen fast parallel zur Gerinnebegrenzung.

Im Fall des Gerinnes mit seitlicher Vegetation werden die Isotachen stark von der seitlichen Vegetation beeinflusst und sie bewegen sich parallel zu ihr. Außerdem ist die Geschwindigkeitsverteilung im Querprofil komplexer und die Strömungsgeschwindigkeit aufgrund der Vegetation vermindert. Die höchsten Geschwindigkeiten entstehen nicht nahe dem Wasserspiegel, sondern nahe der Mitte des Profils, in der Zone ohne Vegetation.

Dieses Phänomen kann durch die Existenz von intensiven makroturbulenten Massen- und Impulsaustauschen erklärt werden, die wegen des Vorliegens von Vegetation verursacht werden. Die Vegetation löst folglich einen hohen Energieverlust zwischen der Zone mit und ohne Vegetation aus (vgl. Defra, 2004; LfU, 2002). Ähnliche Prozesse finden in Flussauen und im Gerinne statt, wo das Vorhandensein von Vegetation die Verringerung der Fließgeschwindigkeit aus dem oder zum Gerinne verursacht, was folglich Makrowirbel auslöst, siehe Abbildung 2.7.



Abb. 2.7: Makrowirbel in der Übergangszone zwischen Fluss und Flussauen (Hin et al., 2015)

Felkel (1960) stellte fest, dass eine Tendenz zur Verminderung der Fließgeschwindigkeit bis zu 60 % in der Zone der Vegetation des Gerinnes besteht, was folglich im Vergleich zu einem Gerinne ohne Vegetation die Abnahme des Transportvermögens in dieser Strecke des Gerinnes bedeutet. Es muss berücksichtigt werden, dass Felkel diese Ergebnisse aus den Laborversuchen in einem schmalen Kanal erhielt.

Die genaue Bestimmung der Auswirkungen der Vegetation auf den Strömungswiderstand wird in der Literatur heftig diskutiert (vgl. Vargas-Luna et al., 2015; Väсталä et al., 2013; Galema, 2009; Cheng, 2011; Murphy et al., 2007). Der Auswirkungsgrad steht im Zusammenhang mit den Pflanzenarten. Dafür werden die unterschiedlichen Pflanzenarten einerseits als flexibel (Gras) oder rigide (Bäume, Büsche) eingestuft und andererseits als emergent oder submergent in Zusammenhang mit unterschiedlichen Abflüssen (Wu et al., 2006).

So spielt die Vegetation eine wichtige Rolle für die Bestimmung mehrerer mathematischer Beziehungen hinsichtlich der Prozesse, die im Fluss und in den Flussauen stattfinden. Ein Beispiel dafür ist die oben genannte Gleichung von Manning (Gl. 2.21), in der für die Bestimmung des Koeffizienten “ $n$ ” hinsichtlich der Vegetation u.a. die Methode von Cowan (1956) angewendet wird. Die Gleichung von Cowan beinhaltet einen auf die Vegetation bezogenen Korrekturfaktor (vgl. Soong et al., 2012; Coon, 1995; Hickin, 1984):

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m_5 \quad (\text{Gl. 2.29})$$

$n_0$  entspricht dabei dem Grundwert von  $n$  für ein gleichförmiges, gerades Gerinne;  $n_1$  ist der Faktor aufgrund des Effekts der Unebenheiten der Oberfläche;  $n_2$  ist der Faktor aufgrund des Effekts der Variation von Form und Größe des Gerinnequerschnitts;  $n_3$  entspricht dem Faktor aufgrund der vorhandenen Hindernisse;  $n_4$  stellt den Faktor aufgrund der Vegetation dar und  $m_5$  den Korrekturfaktor im Fall von mäandrierenden Gerinnen.

Die Werte der Faktoren der Cowan-Gleichung beruhen auf der Beobachtung und den Feldmessungen der Faktoren. So bestehen Tabellen mit Wertebereichen der verschiedenen Faktoren von Gleichung 2.29 (vgl. Jarret, 1985; Soong et al., 2012). In eindimensionalen Modellen wird die Gleichung

$$n_c = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (P_i n_i^{1.5})}{P} \right]^{2/3} \quad (\text{Gl. 2.30})$$

für die Unterteilung des Hauptgerinnes verwendet, worin  $n_c$  dem Gesamtkoeffizienten von Manning entspricht;  $P_i$  der benetzte Umfang jeder Unterteilung ist;  $n_i$  dem Manningkoeffizient jeder Unterteilung entspricht und  $P$  der benetzte Gesamtumfang ist (Chow, 2004; Yen, 2002). Im Fall von Variationen der Rauigkeit aufgrund des Vorhandenseins von verschiedenen Pflanzenarten könnte die Gleichung Gl. 2.30 angewendet werden, so dass ein repräsentativer Manningwert der Flussauen erhalten wird, der auf den Faktor  $n_4$  der Gl. 2.29 anwendbar wäre (Jarret, 1985).

Andererseits wurde versucht genauer zu erfassen (u.a. Väсталä et al., 2013; Galema, 2009; Cheng, 2011; Murphy et al., 2007; Kubrak et al., 2008; Okamoto und Nezu, 2010; Le Bouteiller und Venditti, 2014), wie der durch die Vegetation ausgelöste Widerstand

gegen die Wasserbewegung bestimmt wird. Allerdings hat die Literatur zu diesem Zweck bis heute die Vegetation mit einer zylindrischen Geometrie dargestellt, obgleich die Pflanzen in der Natur unterschiedliche Größen und Formen haben, die von der jeweiligen Pflanzenart, dem Wachstumsniveau und den Umgebungsbedingungen abhängen (Vargas-Luna et al., 2015).

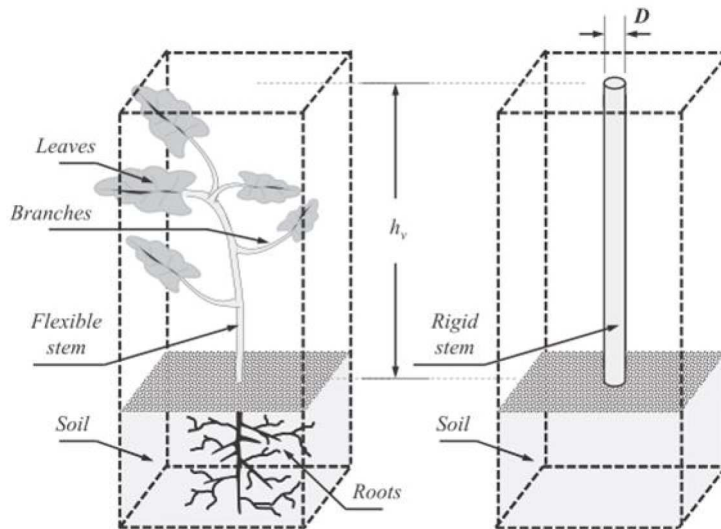


Abb. 2.8: Schematische Darstellung der geometrischen Eigenschaften der Vegetation (Vargas-Luna et al., 2015)

Zurzeit beruhen mehrere Untersuchungen auf dem in der Abbildung 2.8 dargestellten Konzept unter Berücksichtigung der Wachstumseigenschaften der Auengewässerflora: rigid oder flexibel und emerged oder submerged (vgl. Ishikawa und Sakamoto, 2003; Järvelä, 2002; Kubrak et al., 2008; Okamoto und Nezu, 2010; Le Bouteiller und Venditti, 2014).

Diese Untersuchungen werden im Regelfall im Labor unter spezifischen hydrodynamischen Bedingungen und mit begrenzten Pflanzenarten durchgeführt. Daher sind ihre Ergebnisse weder auf ein breites Spektrum von Pflanzenarten, noch auf eine größere Skala anwendbar (Stone und Shen, 2002; Dijkstra und Uittenbogaard, 2010). Einige wichtige in diesen Modellen berücksichtigte Gleichungen sind: a) die Gesamtschubspannung und b) die Strömungswiderstandskraft:

$$\tau = \tau_0 + \tau_v \quad (\text{Gl. 2.31})$$

Worin  $\tau_0$  die Wandschubspannung ist und  $\tau_v$  der von der Vegetation verursachten Schubspannung entspricht. Aus der Gl. 2.31 wird gefolgert, dass die Schubspannung in dem Vegetationsbereich  $\tau$  der Summe von der Wandschubspannung und der durch die Vegetation eingeführten Schubspannung entspricht, die einen linearen Zusammenhang haben (Stone und Shen, 2002).

Die Gleichung der durch Vegetation ausgelösten Strömungswiderstandskraft hat folgende Form:

$$F_d = \frac{1}{2} \rho C_d A_p v^2 \quad (\text{Gl. 2.32})$$

Worin  $F_d$  der Strömungswiderstandskraft stromabwärts („*drag force*“) entspricht und  $C_d$  der Strömungswiderstandskoeffizient („*drag coefficient*“) ist. Dieser Koeffizient wird auch als *scheinbarer* Strömungswiderstandskoeffizient („*apparent drag coefficient*“) bezeichnet, da er nur unter bestimmten hydraulischen und geometrischen Bedingungen gilt, die nicht unbedingt den Bedingungen der natürlichen Fließgewässer entsprechen (Hygelund und Manga, 2003).  $A_p$  entspricht der projizierten Vegetationsfläche in Bezug auf einen Zylinder mit der Höhe  $h$  und einem Durchmesser  $D$ .  $v$  ist die mittlere Strömungsgeschwindigkeit, die auf die Vegetation wirkt.

Unter Berücksichtigung u.a. der Flexibilität der Vegetation und des Vorhandenseins von Laub ist die Bestimmung des Strömungswiderstandskoeffizienten komplex (Vargas-Luna et al., 2015; Västilä et al., 2013; Wilson et al., 2008). Außerdem besteht in der Literatur keine Formel für die Bestimmung dieses Koeffizienten. So werden z.B. unterschiedliche Methodologien angewendet, um diesen Koeffizienten im Labor oder im Feld zu bestimmen (Hygelund und Manga, 2003; Galema, 2009; Kim und Stoesser, 2011; Wu et al., 1999). Dies erfolgt z.B. a) durch die scheinbare Geschwindigkeit (Wu et al., 2006; Stone und Shen, 2002); b) durch die mittlere Strömungsgeschwindigkeit (Wunder et al., 2011); c) durch die Beziehung auf die Reynolds-Zahl (Västilä et al., 2013) und d) durch die Höhe von Rauigkeit und die Dicke der freien Oberfläche (Cheng, 2011; Poggi et al., 2004; Murphy et al., 2007).

Aufgrund der Komplexität wird der Strömungswiderstandskoeffizient  $C_d$  als eine Konstante in der Praxis betrachtet, dessen Wert abhängig von der Art des durchgeführten Versuches ist. So ist der Strömungswiderstandskoeffizient für flexible Vegetation  $>1$  und für rigide Vegetation  $<1$ . In andern Quellen ist ebenso ein Wert von 1 für diesen Koeffizienten in bestimmten Fällen zu finden (vgl. Wunder et al., 2011; Galema, 2009; Järvelä, 2002; Hygelund und Manga, 2003).

### 2.2.2.3 Sedimenttransport

Wie in den bisherigen Kapiteln dargestellt wurde, besteht eine ständige Interaktion zwischen dem Fluss und dem Vorland. Diese Interaktion findet durch drei Einflussgrößen statt: (1) Sedimenttransport, (2) Wasserbewegung und (3) Vegetation. Diese drei Faktoren bestimmen zugleich das Verhalten des Flusses bzw. seine Morphodynamik. Sie stehen in einem Zusammenhang, der das Equilibrium des Flusses ermöglicht, wie bereits in Kapitel 2.2.1 erläutert wurde. Allerdings kann dieses Equilibrium durch externe Faktoren (wie z.B. das Klima oder menschliche Eingriffe)<sup>3</sup> beeinflusst werden, was zu einem neuen Equilibrium des Flusses führt.

---

<sup>3</sup> Ein Beispiel dafür sind die anthropogenen Aktivitäten, die eine Kettenreaktion wie die folgende auslösen können: anthropogene Aktivitäten – Änderung der Vegetation in Flussauen - lokale Änderungen der Erosions- und Sedimentationsprozesse - Vertiefung bzw. Verengung / Steigerung des Überflutungsniveaus - Verlust von Uferlandschaften.

Der erste Faktor, der die Morphodynamik des Flusses beeinflusst, der Sedimenttransport, ist das Ergebnis der physikalischen Prozesse (1) Erosion, (2) Sedimentation und (3) Transport. Diese physikalischen Prozesse werden durch die Flusswasserbewegung bzw. durch die Flusshydraulik ausgelöst.

Die Prozesse Erosion, Sedimentation und Transport, die ständig im Fluss stattfinden, haben eine besondere Bedeutung. Nicht nur aufgrund ökologischer Aspekte (Rinaldi et al., 2013), sondern auch aufgrund ihrer Funktion für die Stabilität der bestehenden hydraulischen Strukturen entlang des Flusses.

Im Fall von regulierten Flüssen, in denen durch Deiche und Buhnen die Flussauen in aktives Vorland und passives Deichhinterland unterteilt werden, konzentrieren sich die Überflutungen auf das Vorland, d.h. auf einen engen Landstreifen (Makaske et al., 2011), dessen zukünftige Entwicklung aufgrund des Klimawandels in der vorliegenden Arbeit untersucht wird. In diesen Flüssen finden Erosions- und Sedimentationsprozesse aufgrund von Überflutungen im Vorland statt.

Im folgenden Kapitel werden zuerst (a) die physikalischen Prozesse (Erosions- und Sedimentationsprozesse), die den Sedimenttransport bilden, dargelegt. Im zweiten Teil des Kapitels wird (b) das Konzept des Bewegungsbeginns erläutert. Anschließend widmet sich das Kapitel (c) der Darstellung der Sedimenttransportgleichungen, die in dieser Dissertation für die Modellierung der zukünftigen Änderungen der Gerinnequerschnitte verwendet werden. Schließlich endet das Kapitel mit der Einführung (d) in die eindimensionale Modellierung des Sedimenttransports.

#### (a) Erosions- und Sedimentationsprozesse

Die Erosions- und Sedimentationsprozesse in Flüssen sind grundsätzlich die ständige Interaktion zwischen Sand und Kies, d.h. die Bewegung dieser Partikel im Fluss. Während die Bewegung bestimmter Partikelgrößen abhängig von hydraulischen Parametern (Strömungsleistung, etc.), dem Feststoffeintrag und der Zusammensetzung des Flussbettes (z.B. Sand, Kies) entstehen kann, bleiben andere Partikel ohne Bewegung (Bui und Rutschmann, 2012). Andererseits muss berücksichtigt werden, dass die Korngrößenverteilung des Flussbettes (Anteil von Sand, Kies, usw.) entlang des Flusses variiert, wie dies auch bei der Elbe der Fall ist (Elbe-km 0 - Elbe-km 577). Die Zusammensetzung der Körnung des Flussbettes der Elbe kann der Abbildung 2.9 entnommen werden.



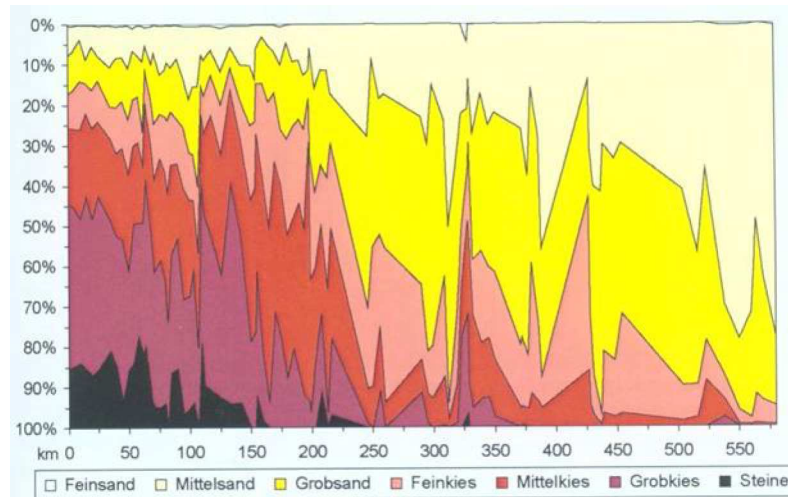


Abb. 2.9: Korngrößenverteilung in der Elbe (Vollmer und Schriever., 2004)

Auf diese Art können unterschiedliche Prozesse entlang des Flusses stattfinden. Im Fall einer Erhöhung des transportierten Sandgehalts kann z.B. eine Füllung der Zwischenräume des Kiesbodens entstehen. Dadurch kann sich wiederum eine glatte Oberfläche – überwiegend Sandboden – bilden, die den Transport von Sand und Kies unabhängig vom Flussbett begünstigt (Gran et al., 2006; Wilcock et al., 2001).

Andererseits könnten die feinen Partikel erodiert werden. Damit verbleibt eine Bodendecke mit Partikeln größerer Korngrößen, die das Transportvermögen des Wassers vermindert. Dadurch entstehen „*armoring*“-Prozesse, welche die aus feinem Material bestehende Unterbodenschicht vor neuen Erosionen schützen (Curran und Waters, 2014).

Starke Schwankungen des Flussregimes können das Equilibrium der „*armored*“-Gerinne beeinträchtigen, so dass Bewegung in der oberen Decke entstehen kann. Folglich können bedeutsame Erosionsprozesse der Unterbodenschicht auftreten, die sogar negative Auswirkungen auf aquatische Lebewesen im Gerinne haben, die von diesem Equilibrium abhängen (Curran und Tan, 2010), wie z.B. einige Fischarten, die diese Bodenschicht als Laichplatz verwenden.

#### (b) Konzept vom Bewegungsbeginn

Im Bereich des Sedimenttransports stellt das Konzept des Bewegungsbeginns von Feststoffen einen wesentlichen Begriff dar, der regelmäßig im Zusammenhang mit Erosion und Stabilität (Equilibrium) von Gerinnen sowie mit der Renaturierung von Flüssen steht. Beim Bewegungsbeginn geht es um die Übergangsphase von einem stationären Zustand zu einem Bewegungszustand der Sedimentpartikel als Ergebnis einer Steigerung der hydrodynamischen Kräfte, die auf sie einwirken (Simões, 2014; Sang et al., 2015).

Der Bewegungsbeginn der Sedimentpartikel am Gewässerboden bezieht sich unter anderem auf die in Gleichung 2.20 definierte Wandschubspannung  $\tau_0$ . Da die Grenze des Bewegungsbeginns für nicht-kohäsive Partikel schwer exakt zu bestimmen ist, werden

andere physikalische Parameter verwendet, wie z.B. die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  definiert in der Gl. 2.15 und 2.16.

Nach Shields (1936) sind die Faktoren, die den Bewegungsbeginn bestimmen: a) die Wandschubspannung  $\tau_0$ ; b) der Unterschied zwischen der Dichte des Sediments und des Wassers  $\rho_s - \rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>]; c) der Partikeldurchmesser  $D$  [m] und d) die Erdbeschleunigung  $g$  [m/s<sup>2</sup>]. Shields schlägt den Faktor „dimensionslose kritische Schubspannung“ vor, der in folgender Form dargestellt wird:

$$\frac{\tau_0}{D(\rho_s - \rho_w)g} = \frac{\tau_0}{D\gamma[(\rho_s/\rho_w) - 1]} = t_c^* \quad (\text{Gl. 2.33})$$

In der Literatur wird über den Wert von  $t_c^*$  für unterschiedliche hydraulische Bedingungen diskutiert (vgl. Sang et al., 2015; Buffington, 2012; Hassanzadeh, 2012; Simon und Castro, 2009; Mueller et al., 2005; Mangelsdorf und Scheumann, 1980; Vanoni, 1964). Obgleich dieser Parameter im Regelfall vom Partikeldurchmesser  $D$  abhängt, werden Näherungswerte von 0.03, 0.047 und 0.06 für  $t_c^*$  berücksichtigt.

Die Auswertungen zeigen, dass Beschränkungen für die genauere Bestimmung des Parameters  $t_c^*$  bestehen. Variationen der Ergebnisse werden von der Literatur u.a. durch die angewandten Messmethoden (Buffington und Montgomery, 1997), die Eigenschaften der Geometrie, das Flussbett und die Morphologie des Gerinnes (Mueller und Pitlick, 2005) sowie mit Änderungen der vertikalen Geschwindigkeit aufgrund der Versickerung (*seepage*) (Alfadhli, 2014) begründet.

Dieser Parameter muss sorgfältig ausgewählt werden, da er bedeutende Auswirkungen auf die Berechnung des Sedimenttransports hat, besonders hinsichtlich der Abflüsse, die sich der Grenze der Bewegung nähern, wo sich das Transportvermögen wegen minimaler Änderungen die Schubspannung in bedeutender Form erhöht (Mueller et al., 2005).

### (c) Sedimenttransportgleichungen

Nach Yang (2003) kann der Sedimenttransport entsprechend der Bewegungsgesetze als Geschiebe und Schwebstoff klassifiziert werden. Gleichermaßen kann, je nach Partikelgröße, Ursprung und Wirkung auf die Flussprozesse zwischen Material aus der Flusssohle (Geschiebe und Schwebstoff) und Schwimmstoffen unterschieden werden. Die Feststoffe werden im Allgemeinen als Geschiebe und Schwebstoff transportiert. Sie sind direkt abhängig vom Transportvermögen des Flusses und letztlich von den Schwankungen des Abflusses. Dagegen stehen die Feinschwebstoffe, die aus Erosionsprozessen im Einzugsgebiet des Flusses stammen, in keiner direkten Beziehung zu den Abflüssen und lagern sich auch selten im Flusslauf ab. Der Sedimenttransport eines Flusses besteht aus der Sedimentbewegung an der Flusssohle (rollender und springender Geschiebetransport) sowie aus der Bewegung von suspendierten und gelösten Sedimenten (Mangelsdorf und Scheumann, 1980; Loucs und Beek., 2005).

Der Sedimenttransport wird seit der Theorie von Du Boys, der 1879 die Auswirkungen der Schleppspannung auf das Flussbett untersuchte, systematisch untersucht. Es gibt eine Vielzahl empirischer Gleichungen, die für die Ermittlung des Sedimenttransports unter besonderen Bedingungen aufgestellt wurden. Ihre Ergebnisse können sich erheblich unterscheiden, so dass es erforderlich ist, über eine geeignete Anzahl von Feldmessungen zu verfügen, um die ausgewählte Gleichung zu kalibrieren. Man kann bemerken, dass die empirischen Gleichungen außerhalb des Gültigkeitsbereichs nicht angewandt werden sollen (vgl. Chanson, 2004; Yang, 2003). Auf diese Weise können die Gleichungen von Acker und White (1973) und Toffaleti (1968) in der Flusstrecke der Elbe, die in dieser Dissertation untersucht wird, angewandt werden. In der Tat entsprechen die Eigenschaften der transportierten Sedimente in dieser Flusstrecke (hauptsächlich Sand) dem Gültigkeitsbereich der Gleichungen von Ackers-White und Toffaleti. Es folgt eine kurze Beschreibung beider Gleichungen.

(c.1) Acker und White (Gesamttransport):

Die Entwicklung dieser Transportgleichung beruht auf drei dimensionslosen Parametern: die Partikelgröße  $D_{gr}$ , die Beweglichkeit  $F_{gr}$  und der Sedimenttransport  $G_{gr}$ . Sie wird gewertet als Gleichung, die den Gesamttransport ermittelt (USACE, 2010; Karamisheva et al., 2006; Prasuhn, 1993). Grundannahmen sind, dass der Transport feinen Materials am besten mit den Schwankungen der Turbulenzen in der Wassersäule zu begründen ist und dass der Transport groben Sediments mit der mittleren Fließgeschwindigkeit  $V$  und der Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  zusammenhängt. Diese Gleichung ist anwendbar auf Feinsediment bis Mittelkies mit einer Korngröße über 0.04 mm bis maximal 7 mm. Sie beruht auf 1000 Laborexperimenten, bei denen gleichförmige und ungleichförmige Sedimente verwendet wurden. Die allgemeine Gleichung hat die folgende Form:

$$C_t = G_{gr} \frac{s d_{50}}{h} \left( \frac{V}{u_*} \right)^n \quad (\text{Gl. 2.34})$$

$C_t$  [-] steht für die Sedimentkonzentration;  $s$  [-] ist die relative Dichte des Sediments;  $d_{50}$  [mm] ist die mittlere Korngröße;  $h$  [m] ist die effektive Tiefe und  $n$  [-] ist der Übergangsfaktor (abhängig von der Sedimentgröße). Der Parameter  $G_{gr}$  wird definiert als:

$$G_{gr} = C \left( \frac{F_{gr}}{A} - 1 \right)^m \quad (\text{Gl. 2.35})$$

Darin sind  $C$ ,  $m$ ,  $A$  Koeffizienten, die in folgender Form bestimmt werden:

Übergangsbereich ( $1 < D_{gr} < 60$ )

$$\log C = 2.86 \log D_{gr} - (\log D_{gr})^2 - 3.53 \quad (\text{Gl. 2.36})$$

$$m = \frac{9.66}{D_{gr}} + 1.34 \quad (\text{Gl. 2.37})$$

$$A = \frac{0.23}{\sqrt{D_{gr}}} + 0.14 \quad (\text{Gl. 2.38})$$

Für den Grobbereich ( $D_{gr} > 60$ ) sind die Koeffizienten folgende:  $C = 0.025$ ;  $m = 1.50$ ;  $A = 0.17$ . Im Fall des Parameters  $F_{gr}$  hat die Gleichung folgende Form:

$$F_{gr} = \frac{u_*^n}{\sqrt{g d_{50} (s - 1)}} \left[ \frac{V}{\sqrt{32} \log\left(\frac{\alpha h}{d_{50}}\right)} \right]^{1-n} + 0.14 \quad (\text{Gl. 2.39})$$

Darin ist  $\alpha$  der Koeffizient der turbulenten Strömung (Ackers-White nimmt den Wert 10 an);  $n$  bezieht sich mit der Korngröße. Für  $D_{gr} > 60$ ,  $n = 0$ . Für andere Situation gilt die folgende Gleichung:

$$n = 1.0 - 0.56 \log D_{gr} \quad (\text{Gl. 2.40})$$

Die Gleichung des dimensionslosen Parameters  $D_{gr}$  (Partikelgröße) lautet:

$$D_{gr} = d_{50} [g(s - 1)/\nu^2]^{1/3} \quad (\text{Gl. 2.41})$$

Darin ist  $\nu$  die kinematische Viskosität.

### (c.2) Toffaleti (Gesamttransport)

Die Toffaleti-Gleichung ist auf Grundlage der von Einstein (1950) aufgestellten Gesamttransport-Funktion entwickelt worden. Die Verteilung der Sedimente wird in vier Zonen eingeteilt: untere Zone, mittlere Zone, obere Zone, Flussbodenzone (siehe Abb. 2.10 und Gl. 243 bis Gl. 2.47). Der Sedimenttransport wird unabhängig für jede Zone berechnet und am Ende für den Gesamtsedimenttransport addiert (vgl. USACE, 2010; U.S.DIBR, 2006; Haschenburger und Curran 2012).

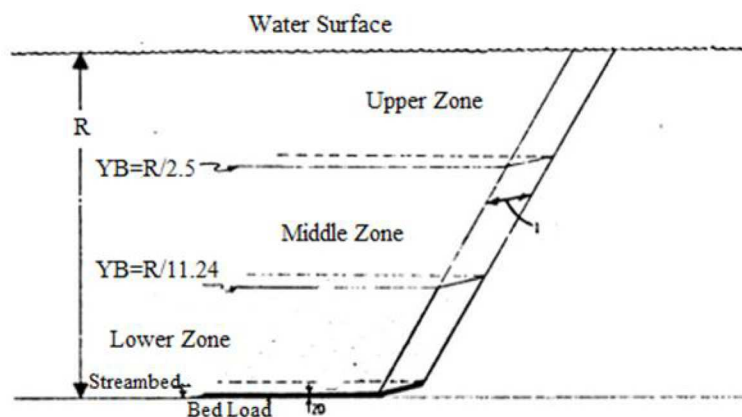


Abb. 2.10: Schema der Verteilung der Sedimente für die Berechnung des Sedimenttransports (Toffaleti, 1968)

Der Anwendungsbereich dieser Gleichung gilt für Bodenmaterial zwischen 0.062 mm und 4 mm und wird folgendermaßen dargestellt:

$$g_s = g_{ssL} + g_{ssM} + g_{ssU} + g_{sb} \quad (\text{Gl. 2.42})$$

mit:

$$g_{ssL} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{1+n_v-0.756} - (2d_{50})^{1+n_v-0.756z}}{1 + n_v - 0.756z} \quad (\text{Untere Zone}) \quad (\text{Gl. 2.43})$$

$$g_{ssM} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{0.244z} \left[ \left(\frac{R}{2.5}\right)^{1+n_v-z} - \left(\frac{R}{11.24}\right)^{1+n_v-z} \right]}{1 + n_v - z} \quad (\text{Mittlere Zone}) \quad (\text{Gl. 2.44})$$

$$g_{ssU} = M \frac{\left(\frac{R}{11.24}\right)^{0.244z} \left(\frac{R}{2.5}\right)^{0.5z} \left[ R^{1-n_v-1.5z} - \left(\frac{R}{2.5}\right)^{1+n_v-1.5z} \right]}{1 + n_v - 1.5z} \quad (\text{Obere Zone}) \quad (\text{Gl. 2.45})$$

$$g_{sb} = M(2d_m)^{1+n_v-0.756z} \quad (\text{Boden Zone}) \quad (\text{Gl. 2.46})$$

$$M = 43.2C_L(1 + n_v)VR^{0.756z-n_v} \quad (\text{Gl. 2.47})$$

Darin steht  $g_{ssL}$  für den Sedimenttransport im unteren Bereich;  $g_{ssM}$  für den Sedimenttransport im mittleren Bereich und  $g_{ssU}$  für den Sedimenttransport im oberen Bereich.  $g_{sb}$  ist der Sedimenttransport am Flussbett;  $g_s$  der Gesamt-Sedimenttransport und  $M$  der Parameter für die Sedimentkonzentration.  $C_L$  gibt die Sedimentkonzentration in der unteren Zone an;  $R$  ist der hydraulische Radius;  $d_{50}$  ist die mittlere Korngröße und  $n_v$  ist der Temperaturexponent.  $z$  ist der Exponent, der das Verhältnis zwischen dem Sediment und den hydraulischen Merkmalen beschreibt und kann in folgender Form dargestellt werden:

$$z = \frac{V_s}{ku_*} \quad (\text{Gl. 2.48})$$

Darin entspricht  $V_s$  der Sinkgeschwindigkeit des Sediments im Wasser.  $k$  ist ein Faktor mit der folgenden Form:

$$k = \frac{2.303 u_*}{m} \quad (\text{Gl. 2.49})$$

Darin ist  $m$  ein Faktor, der mittlere Fließgeschwindigkeit und Temperatur miteinander verbindet. (siehe Abb. A1 in Toffaleti (1968)).

#### (d) Eindimensionale Modellierung des Sedimenttransports

Obgleich die eindimensionalen Modelle (Flussmodell, Sedimenttransportmodelle) nicht die Gesamtheit der im Fluss entstehenden Prozesse darstellen, wie auch in der Literatur hervorgehoben wird, sind sie unzweifelhaft sehr hilfreich, um die Entwicklung des Flusses auf lange Strecken und Zeit zu prognostizieren (Nelson et al., 2009; Van Rijn, 1989).

So ist z. B. eine der häufigsten Anwendungen der eindimensionalen Modelle (Flussmodelle) die Prognose des Wasserstands für verschiedene Abflüsse. Diese Prognosen werden weitgehend verwendet, um die Überflutungsniveaus während extremer Ereignisse zu bestimmen. Im Fall der eindimensionalen **beweglichen** Bett-Modelle (*mobile-bed*) ist ihre Anwendung auf die Modellierung von Erosions- und Sedimentationsprozessen im Flussquerschnitt gerichtet, da diese Flussmodelle den Durchfluss während Kontraktions- und Ausdehnungsprozessen im Flussquerschnitt in geeigneter Form prognostizieren können (vgl. Rosier et al., 2009; Abderrezzak et al., 2008; Papanicolaou et al., 2004).

Die eindimensionale Modellierung hat verschiedene Vorteile gegenüber zwei- oder dreidimensionalen Modellen. Dazu zählen der geringere DV-Aufwand, die Tatsache, wenige Felddatenvolumen zu benötigen und stabilere numerische Lösungsverfahren für die zugrundeliegenden Gleichungen von Wasser und Sediment zu bieten. Außerdem ist die eindimensionale Modellierung die Grundlage für zwei oder dreidimensionale morphodynamische Analysen (Abderrezzak und Paquier, 2009).

Die zweidimensionalen und dreidimensionalen Modelle ermöglichen es, komplexere Probleme zu lösen. Allerdings beschränkt sich ihre Anwendung auf die Modellierung von kurzen Flussstrecken und während eines begrenzten Zeitraums, da die Berechnung sehr zeitaufwendig ist und die Kalibrierung zahlreiche Felddaten erfordert (USBR, 2006).

Die Erhaltungsgleichungen für die Berechnung von Sedimenttransporten bei eindimensionalen Modellen sind:

- Saint Venant-Gleichungen für die Erhaltung von Masse und Impuls (Momentum) (Gl. 2.18, Gl. 2.19).

- Exner-Gleichung für die Erhaltung des Bodensediments (Gl. 2.51)
- Das Verhältnis zwischen der Bandbreite des Sedimenttransports und der hydraulischen Strömung:

$$q_t = q_t(V) \quad (\text{Gl. 2.50})$$

Dabei ist  $q_t$  das gesamte transportierte Sedimentvolumen je Maßeinheit der Flussbreite und  $V$  die mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Verhältnis zur Wassertiefe.

Exner (1925) schlug die sogenannte Gleichung der Massenerhaltung des Sediments vor, die für eindimensionale Modellierungen weitgehend verwendet wird.

Die Grundüberlegung der Exner-Gleichung ist die Feststellung der Veränderung des Sedimentvolumens in einem Kontrollbereich als Differenz der eingehenden und ausgehenden Sedimente.

Falls ein Unterschied in der Bilanz des Sedimentvolumens besteht, entstehen Erosion oder Sedimentation im Kontrollvolumen. Folglich verändert sich die Höhe des Flussbetts. Obgleich die ursprüngliche Exner-Gleichung die mittlere Fließgeschwindigkeit berücksichtigt, legte der Autor in derselben Arbeit dar, dass die Gleichung der Sedimenttransportrate  $q_s$  konzeptuell entspricht. Deswegen wird die Exner-Gleichung in der Literatur heutzutage mit dem Parameter  $q_s$  verwendet (Paola und Voller, 2005; Parker et al., 2000; Kubatko und Westerink, 2007; Coleman und Nikora, 2009). Die Exner-Gleichung hat folgende Form:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -b \frac{\partial q_s}{\partial x} \quad (\text{Gl. 2.51})$$

Darin entspricht  $\eta$  der Höhe des Flussbetts;  $t$  ist die Zeit;  $b$  ist ein Koeffizient;  $q_s$  steht für die volumetrische Sedimenttransportrate und  $x$  ist die Distanz stromabwärts.

Beispiele für die Anwendung dieser Gleichung im Bereich von numerischer Modellierung mit erodierbaren Grenzen sind u.a. in Blom und Parker (2004), Das et al. (2004), Cui et al. (2006), Kubatko und Westerink (2007) und Sumer (2007) zu finden und im Fall von analytischen Modellierungen u.a. in Ellis und Fowler (2010) und Nelson und Seminara (2012).

Durch die Kombination von eindimensionalen Flussmodellen mit den Sedimenttransportgleichungen (Bodenfracht – Schwebfracht) und mit der Massenerhaltungsgleichung ist es grundsätzlich möglich, ein eindimensionales Sedimenttransportmodell zu entwickeln. In der Tat ist der Sedimenttransport das Ergebnis von Erosion – Sedimentation – Transport. Einerseits können die physikalischen Prozesse von Erosion und Sedimentation in einer Strecke des Flusses durch die Massenerhaltungsgleichung (z.B. von Exner) bestimmt werden. Andererseits wird der Transport durch die Sedimenttransportgleichung (z.B. Acker und White, 1973; Toffaleti,

1968) berechnet. Dazu sind Abflussdaten (die zeitlichen Schwankungen der Abflüsse) notwendig, die durch die Flussmodelle erhalten werden.

In der Literatur werden verschiedene eindimensionale Flussmodelle erwähnt, die entweder mehr oder weniger Beschränkungen zeigen. So ist zu unterstreichen, dass nicht alle eindimensionalen Modelle die Möglichkeit berücksichtigen, Änderungen der Geometrie des Flussquerschnittes aufgrund physikalischer Prozesse, wie Erosion oder Sedimentation, auszuwerten (Abderreszak und Paquier, 2009). Einige eindimensionale Modelle, die die Modellierung dieses Parameters ermöglichen, sind HEC-RAS (USACE, 2010), CCHE1D (Viera und Wu, 2002), GSTAR-1D (Yang et al., 2005), FLUVIAL-12 (Chang, 2006) und CONCEPTS (Langendoen, 2000).

Die eindimensionalen Sedimenttransportmodelle verwenden für die Berechnung des Sedimenttransports die jeweiligen empirischen oder semiempirischen Bodenfracht-Gesamttransport-Gleichungen, wie z.B. die von Meyer-Peter und Müller (1948), Laursen (1958), Toffaleti (1968), Engelung und Hansen (1967), Acker und White (1973), Yang (1973), Brownlie, (1983) und Parker (1990). Diese Gleichungen werden für die eindimensionalen Modelle angepasst, um den Sedimenttransport durch Korngrößenklassen im Flussquerschnitt berechnen zu können.

In diesem Sinne wird das Sedimenttransportvermögen über die Multiplikation des Transportvermögens je Korngrößenklasse mit dem prozentualen Anteil jeder Korngröße am Boden berechnet. Die Gleichung für die Bestimmung dieses Parameters lautet:

$$T_c = \sum_{j=1}^n \beta_j T_j \quad (\text{Gl. 2.52})$$

Darin ist  $T_c$  das Gesamt-Transportvermögen;  $n$  steht für die Nummer der Korngrößenklasse;  $\beta_j$  ist der Prozentanteil der jeweiligen Korngrößenklasse an der aktiven Schicht  $j$  und  $T_j$  ist das für die jeweilige Größenklasse  $j$  ermittelte Transportpotenzial.

Das Transportvermögen für die jeweilige Korngrößenklasse bezieht sich – abhängig vom angewendeten Modell – von der Sinkgeschwindigkeit. So wird z.B. im Fall des Modells GSTAR-1D die folgende Beziehung gebildet:

$$V_e = \alpha w_s T_j \quad \text{und} \quad V_s = -\alpha w_s \quad (\text{Gl. 2.53})$$

Darin ist  $V_e$  die Erosionsgeschwindigkeit;  $\alpha$  ist eine Konstante;  $w_s$  ist die Sinkgeschwindigkeit und  $V_s$  ist die Sedimentgeschwindigkeit. Im Fall von HEC-RAS wird  $C_d$ , ein Koeffizient der Sedimentationseffizienz je Korngröße, verwendet:



$$C_d = \frac{w_s(j) * \Delta t}{h_e(j)} \quad (\text{Gl. 2.54})$$

Darin ist  $\Delta t$  der Zeitschritt und  $h_e$  die tatsächliche Höhe der Wassersäule, in der die entsprechende Korngrößenklasse  $j$  transportiert wird. Die Sinkgeschwindigkeit  $w_s$  wird normalerweise durch die Methode von Van Rijn (1993) oder Rubey (1933) ermittelt. Die mögliche Transportstrecke eines Partikels ist von der im Flussprofil bestehenden Konzentration der Korngrößenklassen abhängig.

Der Schwebstofftransport wird grundsätzlich durch die Lösung der eindimensionalen Advektion-Diffusion-Gleichung bestimmt:

$$\frac{\partial c_s}{\partial t} + w_s \frac{\partial c_s}{\partial x} = 0 \quad (\text{Gl. 2.55})$$

Darin entspricht  $c_s$  der Konzentration der Schwebfracht.

Die Gl. 2.55 wird durch eine senkrechte analytische Lösung, die von Rouse (1937) entwickelt wurde, aufgelöst:

$$\frac{c_s(y)}{c_a} = \left( \frac{h-y}{y} \frac{a}{h-a} \right)^z \quad (\text{Gl. 2.56})$$

Darin steht  $h$  für die Wassertiefe;  $y$  ist die Entfernung vom Boden;  $a$  ist die Entfernung der Entnahme der Referenzkonzentration  $c_a$  vom Boden und  $z$  ist die Rouse-Zahl. Die Rouse-Zahl verknüpft die Sinkgeschwindigkeit des Partikels mit der Schubspannungsgeschwindigkeit. Die Gleichung wird folgendermaßen dargestellt:

$$z = \frac{w_s}{k u_*} \quad (\text{Gl. 2.57})$$

Darin steht  $k$  für die Karman-Konstante (mit einem Wert von ca. 0.408). Die Referenzkonzentration  $c_a$  kann durch das sogenannte Rouse-Diagramm bestimmt werden (vgl. Yang, 2003; USACE, 2010) oder durch verschiedene Gleichungen, die in der Literatur verfügbar sind (vgl. Garcia und Parker, 1991).

Ein wichtiger Aspekt für die eindimensionale Modellierung des Sedimenttransports ist einerseits die Bestimmung der Schwankungen der Höhe des Flussbettes, die durch die Gl. 2.51 bestimmt wird.

Andererseits ist die Kontrolle der Entwicklung der Geometrie des Flussquerschnitts und der Änderungen der Zusammensetzung des Sediments im Flussbett wichtig, da sie das Feedback für die Kontrolle der Prozesse des Sedimenttransports in Gerinnen ermöglicht (Nelson et al., 2009). Hirano (1971) entwickelte ein Modell vom Sedimentkontinuum für

ungleichmäßige Sedimente, das zwar weitgehend verwendet, aber noch in der Literatur diskutiert wird (vgl. Mazza de Almeida und Rodríguez, 2012; Langendoen und Alonso, 2008; Blom et al., 2008; Parker et al., 2000).

In diesem Modell wird vorgeschlagen, das Flussbett in eine aktive Schicht, die als “*active layer*“ oder “*exchange layer*“ bezeichnet wird, und in einen passiven Unterboden zu unterteilen. Die aktive Schicht, die wegen der theoretischen homogenen Komposition keine vertikale Struktur hätte, ist besonders wichtig, da der Austausch von Sedimenten während des Sedimenttransports nur in dieser aktiven Schicht stattfindet.

Der Unterboden zeigt keine Interaktion mit dem Sedimenttransport während der Simulationen. Ebenso kann das Sediment nur an die obere Schicht (aktive Oberfläche) addiert und davon entfernt werden. Dieser Begriff ist die Grundlage gewesen, um die Entwicklung der “*static bed armoring*“ (Marion und Fraccarollo, 1997; Viparelli et al., 2011), die Entwicklung der irregulären Dünen (Blom, 2008; Thaisiam et al., 2009) und die Entwicklung der longitudinalen Sortierung zu erklären (Frings et al., 2010; Chatanantavet et al., 2010).

Die eindimensionalen Modelle des Sedimenttransports berücksichtigen die seitliche Variation des Flussprofils für die Berechnung des Transportvermögens im Regelfall nicht. Daher werden die Geschwindigkeitsschwankungen, die nahe des Uferbereichs entstehen, durch diese Modelle nicht berücksichtigt. Trotzdem berücksichtigen einige eindimensionale Modelle wie GSTAR-1D (Yang et al., 2005), FLUVIAL-12 (Chang, 2006) Anpassungen der Breite des Gerinnes. Diese Anpassungen beruhen entweder auf quasi-zweidimensionalen Lösungen (Siviglia und Toffolon, 2008) oder auf der Methode von *failure blocks* aufgrund des Wirkens von lokalen Zugkräften.

Nach der Untersuchung der Wasserbewegungsgleichungen (Kap. 2.2.2.1), des Einflusses der Vegetation (Widerstand) auf die Fließgeschwindigkeit (Kap. 2.2.2.2) und schließlich des Sedimenttransports (Kap. 2.2.2.3) kann das Verhalten des Flusses verstanden werden und wird durch 1D-, 2D- und 3D-Modelle dargestellt. Der Bereich der mathematischen Modellierungen hat in den letzten Jahren eine bedeutende Entwicklung erfahren. Im folgenden Kapitel (2.2.2.4) werden die Fortschritte der Forschung im Bereich der eindimensionalen Modellierung von Flusswasser und Sedimenttransport dargelegt.

#### **2.2.2.4. Fortschritte der Forschung im Bereich von eindimensionalen Modellen bei der Prognose des Sedimenttransports**

In den vorherigen Kapiteln wurden die Interaktionen der unterschiedlichen physikalischen Prozesse, die die Morphodynamik des Flusses bestimmen, untersucht. Diese Untersuchung zeigte die Komplexität der vielfältigen und ständigen Interaktionen im Fluss. Daher ist noch die Prognose des natürlichen Verhaltens des Flusses gegenüber Änderungen von Abfluss, Sedimentfracht und Strömungswiderstand ein sehr komplexes Problem, auch, wenn es in der letzten Zeit mehrere Bemühungen und Fortschritte gab, um diese Prozesse vollständig verstehen zu können.

Die Literatur bezüglich der Flussmorphologie ist sehr umfangreich. Mehrere dieser Untersuchungen enthalten wertvolle Werkzeuge für den Zweck der vorliegenden Arbeit, d.h., um die zukünftige Entwicklung des Vorlandes prognostizieren zu können. Deswegen werden im folgenden Kapitel die Untersuchungen zu numerischen eindimensionalen Lösungen zusammengefasst. Allerdings konzentriert sich diese Darstellung aufgrund des Umfangs der zahlreichen Untersuchungen besonders auf die wesentlichen Aspekte der vorliegenden Dissertation.

### Untersuchungen zur eindimensionalen Modellierung

Wie bereits erwähnt, werden die eindimensionalen Modelle (Flussmodelle, Sedimenttransportmodelle) im Bereich der Untersuchungen und der Ingenieurpraxis weitgehend angewendet. Diese Modelle wurden auf Grundlage eines rechtshändigen Koordinatensystems entwickelt. Sie ermöglichen die Lösung der Differentialgleichung von Saint-Venant und Exner durch die Anwendung von Finiten Differenzen-Methoden (Papanicolaou et al., 2008).

Die eindimensionalen Modelle werden ebenso für die Prognose des Sedimenttransports und der Variationen des Flussbettneiveaus (Bertoldi et al., 2009; Salant et al., 2005; Hinwood et al., 2005; Abderrezzak et al., 2008; Canestrelli, 2013; Cui und Wilcox 2008), sowie für die Prognose von Mäandern (Blanckaert und de Vriend, 2010) und für die Uferstabilität (Tal et al., 2010; Miori et al., 2006) angewendet.

Downs und Thorne (2000) analysierten die Rehabilitation vom Fluss Idle im Norden von Nottinghamshire, England, durch die Anwendung von verschiedenen eindimensionalen Modellen, mit denen die maximale Fließgeschwindigkeit nahe des Ufers (BENDFLOW), die Variationen im Flussquerschnitt (FCFA) und die Überflutungsniveaus (HEC-RAS) bestimmt wurden.

Durch die Anwendung von den HMODEL2-FCFA Modellen wird der Manningkoeffizient durch eine Kombination von: a) einem Algorithmus von lateraler Geschwindigkeitsverteilung und b) einer physikalischen Methode für die Prognose des Widerstandsfaktors  $f$  von Darcy-Weisbach für die sowohl durch das Sediment als auch durch die Vegetation verursachte Rauigkeit ersetzt. Das Modell HEC-RAS wurde für die Prognose der Auswirkung der Rehabilitation auf das Kontrollsystem der regionalen Überflutungen angewendet. Die Forscher folgerten, dass die Anwendung der vier Modelle zum schnellen Erhalt von hinreichenden Ergebnissen führt, um die Vorschläge der Rehabilitation dieses Flusses zu evaluieren und anzunehmen.

Thomas und Nisbet (2007) evaluierten die potenzielle Rolle des Auenwaldgebiets bei der Verringerung der Überflutungen durch die Zunahme der Wasserspeicherung. Dazu wurden das eindimensionale (1D) Modell HEC-RAS und das zweidimensionale River2D auf einer Strecke von 2.2 km des Flusses Cary im Süd-Westen Englands verglichen. In der Untersuchung wurden drei verschiedene Szenarien von Vegetation in Anbetracht unterschiedlicher Manningkoeffizienten  $n$  (HEC-RAS) und hinsichtlich des Rauigkeitsparameters  $k_s$  (River2D) analysiert.

Die Evaluation der Überflutung konzentrierte sich auf ein Wiederkehrintervall von 100 Jahren. Für alle modellierten Szenarien wurde die Topografie der Flussauen aus LIDAR<sup>4</sup>-Daten erhalten. Thomas und Nisbet stellten fest, dass durch eine geeignete Kalibrierung beide Modelle 1D und 2D eine ähnliche Genauigkeit haben, um den Einfluss des Auenwalds auf das Überflutungsniveau zu bestimmen. Die durch die neue Bodendecke erhaltene zusätzliche Rauigkeit (1) vermindert die Wassergeschwindigkeit in Flussauen, (2) erhöht die Wasserspeicherung erheblich und (3) verzögert den Hochwasserscheitel stromaufwärts.

Lee und Julien (2012) stellten den Begriff von Vegetation-Freibord-Äquivalenz („*vegetation freeboard equivalence*“) (VFE) auf. Dieser Begriff beruht auf dem Vergleich des Wasserstandes, der von der Vegetation beeinflusst wird, mit der Höhe des Freibords für Flussdeiche unter ursprünglichen Abflussbedingungen. Innerhalb der Analysen von Lee und Julien wurden die Ergebnisse der eindimensionalen HEC-RAS und zweidimensionalen RMA-2 Modellen hinsichtlich des maximalen Überflutungsniveaus verglichen. Dieser Vergleich wurde unter folgenden Szenarien durchgeführt: a) in einem kleinen, mittelgroßen und großen Fluss im Einzugsgebiet des Flusses Geum in Süd-Korea und b) mit und ohne Vegetation.

Für die Berechnung des Manningkoeffizienten wurde eine auf die Dichte der Vegetation bezogene Methode angewendet. Die Forscher folgerten daraus, dass beide Modelle die durch die Vegetation verursachten Änderungen der Wassergeschwindigkeit in Flussauen in geeigneter Form prognostizieren. In Bezug auf den Einfluss der Vegetation auf die Wassergeschwindigkeit stellten sie fest, dass sich die Geschwindigkeit in der Zone mit Vegetation um 8 bis 27 % im Verhältnis zur Zone ohne Vegetation verringert. Bezüglich der Höhe des Freibords („*freeboard height*“) ist der Einfluss der Vegetation auf kleine Flüsse wichtiger als auf mittelgroße und große Flüsse.

Anderson et al. (2006) analysierten den Einfluss der „*riparian*“-Vegetation auf die Ausbreitung der Hochwasserwelle. Dazu wendeten sie ein 1D (FLDWAY) Modell und eine Methode für die Bestimmung des durch die Vegetation entstandenen Fließwiderstandes, ähnlich wie das von Darby und Thorne (1996) vorgeschlagene HMODEL2 Modell, an.

Die Untersuchung analysiert die Überflutungen in Zusammenhang mit Abflüssen mit Wiederkehrintervallen von 2, 10, 50 und 100 Jahren. Die Vegetation wurde in vier unterschiedlichen Höhen untersucht: (1) 0 m (ohne Vegetation); (2) 0.5 m; (3) 1.5 m und (4) 3.0 m. Die Forscher stellten fest, dass ein deutlicher Einfluss der Vegetation auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit, auf die Form und auf die Schiefe der Hochwasserwelle besteht. Die Wirkung der Rauigkeit wird durch die Höhe der Abflussganglinie

---

<sup>4</sup> LIDAR (*Light Detection and Ranging*) ist eine Fernerkundungsmethode, die Licht in Form von gepulsten Laserstrahlen verwendet, um die variable Entfernung zur Erde zu messen (siehe <http://oceanservice.noaa.gov/facts/lidar.html>)

(Abflussspitze) gedämpft. So ist zu beobachten, dass kleine Hochwasser sensibler auf das Vorliegen von Vegetation reagieren als große Hochwasser.

Chatterjee et al. (2008) analysierten die Abnahme des Wasserstandes in der Elbe (Elbe-km 180 - Elbe-km 187) aufgrund des Aufbaus eines Polders. Zugleich untersuchten sie das Verhalten des Wasserstandes während des Füllvorgangs und der Entleerung dieser Struktur. Dazu verglichen sie die Ergebnisse eines 1D Modells (MIKE11) mit einem 1D-2D Modell (MIKEFLOOD).

Für diese Analyse wurden Werte des Hochwassers, die zwischen dem 5. August und 17. September 2002 lagen, verwendet. Die Abflussspitze fand am 18. August statt, als der Abfluss 4.400 m<sup>3</sup>/s erreichte. Die Daten wurden mit der Messstation Mauken (Elbe-km 184.4) kalibriert. Für den Manningkoeffizienten wurden die von der Literatur vorgeschlagenen Werte verwendet, die später um  $\pm 5\%$  justiert wurden.

Chatterjee et al. (2008) folgerten, dass der Polder zu einer Abnahme des Wasserstandes der Elbe von ca. 25 cm führt, was folglich eine Verringerung der Abflüsse um ca. 310 m<sup>3</sup>/s bedeutet. Für beide Modelle, 1D und 1D-2D, wurden ähnliche Verringerungen des Wasserstandes gemessen, allerdings bestanden Unterschiede hinsichtlich der Entleerungszeit des Polders.

Daraus wird gefolgert, dass beide Modelle unterschiedliche Vorteile zeigen. Während das 1D-Modell fast in Echtzeitmodus verwendet werden kann, kann das 1D-2D-Modell für detaillierte oder bestimmte Analysen der hydraulischen Dynamik des Polders verwendet werden. In diesem Zusammenhang muss betont werden, dass das 1D-Modell eine höhere Sensitivität auf die Variationen des Manningkoeffizienten zeigte.

Abderrezzak und Paquier (2009) untersuchten die Änderungen des Flusslängsprofils, die geometrischen Änderungen im Flussquerprofil und die Schwankungen der Wasserstände im Fluss Ha!Ha! in Quebec-Canada, nachdem der Deich Ha!Ha! im Juli 1996 einen Bruch erfuhr.

Für die Simulation der instationären Strömung und des Sedimenttransports in offenen Gerinnen wurde ein eindimensionales 1D Modell entwickelt, das zuvor im Labor getestet und mit dem CCHE1D Modell (Viera und Wu, 2002) verglichen wurde. Die Ergebnisse zeigen, dass das eindimensionale Modell für die Modellierung von (1) unterschiedlichen Abflussregimen, (2) der Änderung der Höhe des Talwegs, (3) des Wasserstands im Hochwasser und (4) der Entwicklung des Flussbettes im Flussquerschnitt geeignet ist, obgleich die Geometrie des Flusses sehr irregulär und uneben ist.

In diesem Sinne ist zu beobachten, dass die gesamte räumliche Veränderung der Flussmorphologie, d.h. die Änderung der Gerinnebreite und des Böschungsbruchs, nicht sachgemäß umfasst wird. Aus dem Vergleich zwischen den Laborversuchen und Feldarbeiten wird gefolgert, dass die Änderungen der Höhe des Flussbettes im Flussquerschnitt genauer dargestellt werden kann, wenn die Deformation des Flussbettes in Zusammenhang mit der Wandschubspannung steht.

Die oben genannten Untersuchungen beweisen die Kapazität der eindimensionalen Modelle, um physikalische Prozesse auf Langzeit und Variationen des Wasserstandes aufgrund der Vegetation im Fluss und in den Flussauen sachgemäß zu modellieren. Besonders zu unterstreichen ist, dass die numerischen Lösungen der eindimensionalen Modelle (1) stabiler sind, (2) kurze Zeit für die Berechnungen und somit für die Erhaltung von Ergebnissen fordern, und (3) weniger Rechnerkapazität der Computergeräte benötigen (USDBR, 2006).

Trotz der Vorteile der eindimensionalen Modelle gegenüber den 2D- und 3D-Modellierungen muss berücksichtigt werden, dass die eindimensionalen Modelle weniger Auflösung hinsichtlich der Details erreichen, wie z.B. für die Bestimmung der lateralen Änderungen der Gerinnebreite oder im Fall von Böschungsbrüchen. Falls eine bessere Auflösung bzw. detailliertere Kenntnisse eines bestimmten Prozesses benötigt werden, können diese nach der Literatur durch ein 2D und 3D Modell erhalten werden. Die seitlichen Variationen im Gerinnequerschnitt könnten durch die Kopplung des eindimensionalen Modells mit einem zweiten Modell analysiert werden, das diese Variation spezifisch und genauer modelliert, wie z.B. das Modell *BSTEM* („*Bank Stability and Toe Erosion Model*“) (Simon et al., 2011).

### **2.2.3 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2.2**

In Kapitel 2.2 wurde die Interaktion zwischen 3 Faktoren – dem Sedimenttransport, der Wasserbewegung und der Vegetation – untersucht. Diese Faktoren stehen in einem engen Zusammenhang, der das Equilibrium des Flusses ermöglicht, wie in Kapitel 2.2.1 erläutert wurde. Allerdings kann dieses Equilibrium durch externe Faktoren beeinflusst werden, was zu einem neuen Equilibrium des Flusses führt. In diesem Kontext ist das Klima ein bedeutender Faktor, besonders wenn die Auswirkungen des Klimawandels berücksichtigt werden. In diesem Sinne, wie im vorherigen Kapitel 2.1 erläutert wurde, zeigt die Prognose der Klimamodelle eine Steigerung der Temperatur und des Niederschlags, wie z.B. im Einzugsgebiet der Elbe bis Ende des 21. Jahrhunderts. Es ist wichtig zu betonen, dass die Temperatur und der Niederschlag das Abflussregime beeinflussen. Daher führen die prognostizierten Schwankungen der Temperatur und des Niederschlags zu einer möglichen Änderung der Abflussregime, z.B. in der Elbe. In diesem Kontext spielt das Konzept des Equilibriums eine zentrale Rolle, da aufgrund der möglichen Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Abflüssen eine Kette von neuen Änderungen im Fluss und in den Flussauen ausgelöst werden kann. So kann eine Erhöhung des Überflutungsniveaus und der Häufigkeit eine Änderung der Charakteristika und der Verteilung der Vegetation im Vorland verursachen. Diese Änderung der Vegetation wird einen großen Einfluss auf die Sedimenttransportprozesse, die Vertiefung und die Verengung des Flusses haben. Aufgrund der ständigen Interaktion von Fluss und Flussauen werden wiederum Änderungen in den Flussauen ausgelöst.

Auf diese Weise wird prognostiziert, dass die Parameter, die das Equilibrium des Flusses und der Flussauen bestimmen, Änderungen erfahren werden. Allerdings ist es notwendig, die Untersuchung der Auswirkungen auf lokaler Ebene im Vorland zu vertiefen. Dafür

sind die mathematischen Modellierungen ein wichtiges Werkzeug, um die zukünftige Entwicklung des Vorlandes zu prognostizieren.

Aus der Untersuchung der Forschung im Bereich der Modellierung des Sedimenttransports im Kapitel 2.2.3 kann gefolgert werden:

- a) Die Präsenz von Vegetation auf der Oberflächenschicht (1) erhöht den Fließwiderstand, (2) verringert die Abflussspitze stromabwärts, (3) ermöglicht eine Verzögerung der Ausbreitung des Hochwasserscheitels und (4) verursacht eine Erhöhung der Wasserstände auf lokaler Ebene aufgrund der Wasserretention.
- b) Der Wasserstand ist von den Änderungen des Manningkoeffizienten  $n$  abhängig. Daher ist eine richtige Bestimmung dieses Koeffizienten erforderlich, um eine genauere Prognose der Überflutung entwickeln zu können. Die Bestimmung kann durch eine Kombination von  $n$ -Werten aus der Literatur und aus Feldmessungen erfolgen.
- c) Eine Schwäche der eindimensionalen Modelle für die Berechnung des Widerstandes (z.B. in Flussauen) ist die mangelhafte Berücksichtigung der räumlichen Verteilung der Vegetation in Flussauen. Unbeachtet dessen werden für diese Berechnung Eigenschaften der Vegetation, wie der Bedeckungsgrad und/oder die Höhe, berücksichtigt.
- d) Der durch die Vegetation verursachte Widerstand hat in kleinen Flüssen größere Auswirkungen als in großen Flüssen.
- e) Die Analyse des zukünftigen Hochwasserrisikos (in den dargestellten Forschungen) berücksichtigt die durch Vegetation, Erosion oder Sedimentation verursachten zukünftigen Änderungen der Gerinnequerprofile nicht, obgleich angenommen wird, dass diese drei Faktoren Einfluss auf die Flussmorphologie haben.
- f) Ebenso werden die durch anthropogene oder natürliche Faktoren verursachten zukünftigen Änderungen der Landschaft in Flussauen für die Modellierung von Flüssen in Renaturierungsprojekten und ihr Einfluss auf die Hochwasserrisikoanalyse mangelhaft berücksichtigt.
- g) Ebenso vernachlässigen die Analysen der Überflutungsmodellierung, dass die Verteilung und Zusammensetzung der Vegetation in Flussauen von der Wasserverfügbarkeit im Boden und von der Dynamik der Überflutungen beeinflusst wird.

Schließlich ist besonders zu betonen, dass die Entwicklung einer integralen Vision des Flusses und der Flussauen erforderlich ist, da sich diese aus der Interaktion von vielfältigen Prozessen ergibt. Daher muss die Modellierung der Entwicklung des Vorlandes (besonders im Fall von regulierten Flüssen) die zukünftigen Änderungen der Flussmorphologie und der räumlichen Variation der Vegetation berücksichtigen – Aspekte, die bis heute in der Forschung vernachlässigt worden sind.

### **2.3 Hydraulik der Flussauen**

Nach der Darstellung des Flussverhaltens konzentriert sich die vorliegende Untersuchung auf die Hydraulik der Flussauen, besonders auf die Prozesse der Bodenwasserbewegung. Zuerst wird die hydraulische Funktion der Vegetation in Flussauen im **Kapitel 2.3.1** dargestellt. Dann werden die Prozesse, die die Auenbodenwasserbewegung bilden, im **Kapitel 2.3.2** untersucht.

### 2.3.1 Eigenschaften der Vegetation in Flussauen

In der Literatur wird die enge Beziehung zwischen der Vegetation der Flussauen (oder “*riparian*” Zone) und dem Fluss oft unterstrichen (Hickin, 1984). Obgleich einige Autoren in der Literatur den Begriff “*riparian*” Zone von dem Begriff der Flussauen unterscheiden, wird in dieser Untersuchung der Auffassung von Burt et al. (2002) in dem Sinne gefolgt, dass beide Zonen dasselbe Gebiet darstellen.

Einerseits beeinflusst die **Vegetation** die Abflüsse, den Sedimenttransport und die Morphologie des Flusses. Andererseits stellt der **Fluss** abhängig von den hydrologischen, hydraulischen und geomorphologischen Bedingungen das Wasser, die Sedimente und Nährstoffe zur Verfügung und die dient der Auenvegetation als Verbreitungsmedium (Camporeale et al., 2013).

In den aktiven Zonen der Flussauen (Vorland) sind die durch Erosions- und Sedimentationsprozesse während der Überflutungsperiode verursachten räumlichen und zeitlichen Variationen besonders wichtig (Karrenberg et al., 2002), da sie zur topographischen Vielfalt führen, die die ökologische Dynamik dieser Gebiete ermöglicht (Poff et al., 1997; Rinaldi et al., 2013).

Ebenso ist die in der “*riparian*” Zone vorkommende Vegetation Überflutungsschwankungen sowie starker Dürre und sich stark verändernder Bodenfeuchtigkeit ausgesetzt (Gurnell et al., 2012). Das Abflussregime in den Flussauen wirkt sich auf den Grundwasserspiegel, die Überflutungen und den hydraulischen Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser durch die hyporheische Zone aus (Camporeale und Ridolfi, 2006). Dadurch beeinflusst es die Wasserbewegung in der vadosen Zone der Flussauen und folglich die Feuchtigkeit in den Auen. So beeinflusst das Abflussregime schließlich die Verbreitung, das Wachstum und die Ansiedlung der Auenvegetation (Merritt und Cooper, 2000; Bendix und Hupp, 2000).

Auf diese Art wirken sich die im Boden vorhandene Feuchtigkeit und die Schwankung der Abflüsse im Fluss auf die Vegetation der Flussauen aus (Gurnell et al., 2012). Folglich beeinflussen sie die hydraulische Rauigkeit der Fließgewässer, die (in der Ingenieurwissenschaft) mit dem Manningskoeffizient  $n$  in Zusammenhang steht (Bendix und Hupp, 2000).

Eine dichte Auenvegetation kann zu einem bedeutenden Anstieg der hydraulischen Rauigkeit  $n$  führen. In diesem Sinne haben innerhalb der Vielfalt von Pflanzenarten, die in den Flussauen wachsen, die Busch-, Strauch- und die Baumspezies aufgrund ihrer Größe und ihres Einflusses eine besondere Bedeutung für die Morphodynamik, z.B. bei der Entstehung von Pionier-Inseln (*pioneer islands*), die die Kolonisation und Ansiedlung von neuen Pflanzenarten ermöglichen (Camporeale et al., 2013, Karrenberg et al., 2002).

In der Literatur werden gemäß der Anpassungsfähigkeit grundsätzlich vier Gruppen von Auenpflanzenarten identifiziert: a) die Invasoren (“*invaders*”), die alluviales Substrat besiedeln und die durch das Wasser und den Wind transportiert werden; b) Pflanzen (“*endurers*”), die keimen oder weiter wachsen, auch wenn sie einen Uferabbruch erfahren



oder wenn sie nach einer Überflutung durch Sedimente bedeckt werden; c) die resistenten Pflanzen (*“resisters”*), die extreme Umweltbedingungen während der Vegetationsperiode tolerieren, u.a. sogar Überflutungen, kurz andauernde Feuer und Epidemien und d) die vermeidenden Pflanzen (*„avoiders“*), die anpassungsunfähig an bestimmte Störungen sind (Camporeale et al., 2013; Nilsson und Svedmark, 2002; Naiman und Décamps, 1997).

Andere Klassifikationen der in Flussauen bestehenden Vegetation können u.a. in Doua et al. (2015), Dieck und Robinson (2004), Matthews (2011), Redecker (2001), Heinken (2001), Hellwig (2000) gefunden werden. Im Fall von regulierten Flüssen in Europa ist das natürliche Mosaik der Vegetation in Flussauen aufgrund menschlicher Eingriffe stark beeinträchtigt, wie z.B. durch den Bau von Deichen und die landwirtschaftliche Nutzung, insbesondere durch die Grünlandnutzung (Makaske et al., 2011).

Bemühungen um die Renaturierung von Flüssen haben diese Flussauen seit den 90er Jahren verändert. Sie werden eine Mischung zwischen natürlichem und naturnahem Lebensraum in einer landwirtschaftlichen Struktur, in der ackerbauliche Bereiche, verbesserte Weidebereiche und Aufforstungen überwiegen (Hupp und Rinaldi 2007).

Bezüglich der Vegetation in der *“riparian”* Zone ist zu unterstreichen, dass das Überleben und das Wachstum der Pflanzen von den Umweltbedingungen stark beeinflusst werden. So können aufgrund des Wasserüberschusses einige Pflanzenarten abhängig von ihrer Überflutungstoleranz sterben.

Nach Russel und Sanders (1986) ist die Toleranz gegenüber Überflutung/Sättigung ein kritischer Faktor, der einen direkten Einfluss auf die Verteilung der Vegetation hat. Pflanzen mit einer hohen Toleranz gegen Überflutung/Sättigung befinden sich in tiefen Bereichen, während Pflanzen mit weniger Toleranz in topographisch höher gelegenen Gebieten wachsen.

Glenz (2005) legt dar, dass die unterschiedlichen Spezies verschiedene Antworten auf die Überflutungen haben, was durch genetische Bedingungen jeder Spezies erklärt werden kann, d.h. durch die gegebene Reaktionsfähigkeit auf den durch abiotische Faktoren (wie Zeitraum, Tiefe und Dauer der Überflutung) verursachten Stress.

Die Schädigungen für die Pflanzen vergrößern sich, je gesättigter der Boden (in Bezug auf die Überflutung) wird. Garssen et al. (2015) legen dar, dass innerhalb der direkten Auswirkungen der Überflutungen erwähnt werden können: a) die Sterblichkeit von angesiedelten Pflanzen (die Vernichtung von angesiedelten dominierenden Pflanzenarten und die Begünstigung der Ansiedlung von an die neuen hydraulischen Bedingungen besser angepassten Spezies) (Stromberg et al., 2010a; Bendix und Hupp, 2000; Naiman und Décamp, 1997); b) die Mobilisierung, der Transport und die Ablagerung von Samen (Gurnell et al., 2008; Boedeltje et al., 2004); c) die Zunahme der Ablagerung von an Nährstoffen reichen Sedimenten, die das Wachstum von ertragreichen Pflanzenarten (wegen ihres landwirtschaftlichen Werts) statt Auenvegetation begünstigen (Noe et al., 2013; Wassen et al., 2002) und d) vorübergehende und fortdauernde Änderungen der

ökologischen Bedingungen in der “*riparian*” Zone, die das Überleben und das Wachstum der Pflanzen beeinträchtigen (Camporeale et al., 2013).

Überflutungen im Winter, Frühjahr beziehungsweise im Sommer üben aufgrund ständiger Schwankungen des Flusswasserstandes unterschiedlichen Stress auf die Auenvegetation im Deichvorland aus. Van Eck et al. (2006) und Klimešová (1994) haben aufgezeigt, dass obgleich die Überflutungstoleranz von der jeweiligen Pflanzenart abhängt, im Regelfall eine starke Abhängigkeit von der Saison, in der die Überflutung stattfindet, besteht.

So wirken sich die Überflutungen während des Winters grundsätzlich weniger auf das Überleben der Vegetation aus als die Überflutungen während der Vegetationsperiode. Ein Grund dafür liegt wahrscheinlich darin, dass die Pflanzen im Winter über mehr Kohlenhydrate verfügen, da ihre physiologische Aktivität während dieser Periode langsamer wird, was ihr Überleben unter den Bedingungen von Anoxie und Hypoxie ermöglicht (Crawford, 2003).

Wenn die Pflanzenarten ausreichend angepasst sind, um die Überflutungen zu überstehen, können sie nach der Überflutung weiterwachsen und Biomasse bilden (Garssen et al., 2015). Ebenso ist zu unterstreichen, dass das Überleben der Pflanzen auch von der Verfügbarkeit von Licht während der extremen Ereignisse abhängt (Vervuren et al., 2003).

Extreme Überflutungen verursachen, dass die Pflanzen gänzlich unter Wasser bleiben. In dieser Situation hängt die Verfügbarkeit von Licht für die Pflanzen von der Höhe der Überflutung und von den Schwebstoffen ab. Nabben et al. (1999) zeigen auf, dass das Überleben der Pflanzen während extremer Überflutungen von der Verfügbarkeit des Lichts abhängt, da dies für die Fotosynthese notwendig ist. Dieser Aspekt beeinflusst das natürliche Vorkommen von Pflanzenarten und führt somit zu einer Vegetationszonierung in Flussauen (Garssen et al., 2015; Vervuren et al., 2003; Glenz, 2005).

Die Verbreitung der Vegetation in Flussauen steht in engem Zusammenhang mit den Prozessen des jeweiligen Fließgewässers und mit der Feuchtigkeit des Bodens (Guilloy et al., 2011; Bendix und Stella, 2013). So ist es ein Anbetracht des Vorkommens und der Überflutungstoleranz der unterschiedlichen Pflanzenarten möglich, Informationen über die hydrogeomorphologischen Bedingungen der Landschaft zu erhalten (Hupp und Rinaldi 2007; Hupp und Bornette, 2009).

In der Tat befinden sich Pflanzenarten mit einer niedrigeren Überflutungstoleranz in höheren Gebieten, wo die Überflutungen eine geringe Häufigkeit und/oder Dauer haben, wie bereits oben dargestellt wurde. Dagegen befinden sich Pflanzenarten mit mehr Überflutungstoleranz in Gebieten, wo die Überflutungen länger andauern und häufiger stattfinden (Van Eck et al., 2006; Nilsson und Svedmark, 2002; Glenz, 2005; Vervuren et al., 2003; Camporeale et al., 2013).

Zusammengefasst besteht eine enge Beziehung zwischen der Wassersättigungs-/Überflutungstoleranz und der Vegetationsverteilung hinsichtlich der Geländehöhe. So

kann der Faktor der Überflutungstoleranz ein wichtiges Werkzeug sein, um die Reaktion von bestimmten Pflanzenarten bei Änderungen der Abflussregime vorauszusagen (van Eck et al., 2006), wie z.B. im Fall von klimatischen Änderungen durch den Klimawandel.

### **2.3.2 Wasserbewegung im Flussauenboden**

Wie im Kapitel 2.2.2 und 2.3.1 dargestellt wurde, spielen die Zusammensetzung und Verteilung der Vegetation in Flussauen eine wichtige Rolle für die Entwicklung der Flussmorphologie als Fließwiderstandsfaktor, da die Vegetation die Stabilität des Ufers erhöht. Außerdem spielt die Vegetation eine wichtige Rolle für die Bewegung des Wassers im Auenboden. Die Vegetation in Flussauen wird wiederum durch das Abflussregime und durch die Bodenfeuchte stark beeinflusst (Bendix und Stella, 2013; Merrit et. al, 2010; Huges et al., 2001).

Variationen der Bodenfeuchte können das Absterben einiger Pflanzenarten und die Ansiedlung von anderen, die eine bessere Anpassungsfähigkeit an die neuen Bedingungen von Überflutungen und Dürre haben, bedeuten (Glenz, 2005). Die Wasserbewegung im Flussauenboden, besonders im Vorland, steht in engem Zusammenhang mit den Schwankungen des Flusswasserstands (Rood et al., 2003).

Der Fluss beeinflusst durch die hyporheische Zone den Grundwasserstand (Lewandowski et al., 2009; Cloutier et al., 2014; Nützmann und Lewandowski, 2009), In der Tat verändert sich das Grundwasserniveau gemäß dem Flusswasserstand. Die Wasserbewegung in der wasserungesättigten Zone und folglich auch der Grad der Bodensättigung (Bodenfeuchte) für die Pflanzen hängen vom Grundwasser ab. So kann z.B. ein Anstieg des Flusswasserstandes zum Grundwasseranstieg durch die hyporheische Zone führen, was die Wasserverfügbarkeit für die Pflanzen in der wasserungesättigten Zone durch die Zunahme der Bodenfeuchte erhöht.

Auf diese Weise ist für die Prognose der zukünftigen Zusammensetzung und Verteilung der Vegetation im Vorland eine Bestimmung der Bewegung und Verfügbarkeit des Wassers Auenböden und der Beziehung Flusswasser/Grundwasser notwendig.

In diesem Kapitel werden die Grundlagen der Wasserbewegung im Boden (1) und ihre Modellierung (2) dargestellt. Am Ende des Kapitels wird der Stand der Forschung (3) im Bereich der eindimensionalen Modelle von Bodenwasserbewegung in Flussauen zusammengefasst. Im ersten Teil des Kapitels (Grundlage der Wasserbewegung) werden die folgenden Themen behandelt: Allgemeine Aspekte der Bodenwasserbewegung (Kapitel 2.3.2.1); Verhältnis zwischen Wassergehalt und Potential (Kapitel 2.3.2.2) und die Dynamik des Bodenwassers (Kapitel 2.3.2.3).

#### **2.3.2.1 Allgemeine Aspekte der Bodenwasserbewegung**

Als **vadose Zone** wird der wasserungesättigte Bodenkörper bezeichnet, dessen Oberseite an die Oberflächenschicht des Bodens grenzt und die an seiner Unterseite auf das Grundwasser oder die gesättigte Zone trifft. Die Untersuchung dieser vadosen oder ungesättigten Zone ist relevant, weil sie als eine Verbindungsschicht zwischen

Oberflächenwasser und Grundwasser dient (vgl. Reyna, 2008; Lohman, 1972; Hopmans und van Genuchten, 2005). In dieser ungesättigten Bodenschicht ereignen sich verschiedene physikalische und chemische Phänomene, die bestimmend sind für die charakteristischen Merkmale jedes Bodens (Nimmo, 2005). In dieser Zone zeigt sich auch die Wasser-Boden-Pflanze-Beziehung, die die Wasserverfügbarkeit für die biologischen Pflanzenprozesse bestimmt. Bei Böden in Überschwemmungsgebieten wie den Flussauen entlang der Flussläufe besteht ein dynamisches Verhältnis zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser, das durch die jährlichen Schwankungen des Wasserstandes in diesem Gebiet verstärkt wird (Krause et al., 2007). Zu den typischen Merkmalen der Böden in Flussauen gehört eine oberflächliche Bodenschicht mit verringerter Durchlässigkeit, die über durchlässigen Flusssedimenten liegt und zu einem besonderen Verhalten des Wassers in ihrer ungesättigten Zone führt (Montenegro, 2013).

Das Speicher- und Transportvermögen, insbesondere von Wasser, ist abhängig von der Größe und Verteilung von Poren, die größenabhängig in Makroporen und Mikroporen klassifiziert werden (Beven und Germann, 1982; Merdun und Quisenberry, 2005). Die Porosität des Bodens entspricht dem durch Poren eingenommenen Bodenvolumen und ist direkt abhängig von den Indikatoren Lagerungsdichte  $\rho_{BD}$  und Bodendichte  $\rho_{RD}$ , die wiederum nichts anderes darstellen als das Verhältnis von Trockenmasse  $M_s$  und Bodenvolumen  $V$ , mit bzw. ohne das Porenvolumen (vgl. Nimmo, 2004).

Das **Bodenwasser** entspricht dem gesamten vorhandenen Wasser im Boden. Die Messungen des Wassergehalts der Böden werden heutzutage als Felduntersuchungen oder im Labor vorgenommen (Dirksen, 2000). Die übliche Labormethode sieht die Entnahme einer Bodenprobe vor, die vor dem Verlust der Feuchtigkeit gewogen, dann bei 105°C getrocknet und erneut gewogen wird. Die bei der Trocknung verlorene Wassermasse stellt den Wassergehalt der Probe dar. Diese Methode wird als gravimetrische Methode bezeichnet (IAEA, 2008). Auf der anderen Seite wird sehr oft ein anderer Indikator des Wassergehalts des Bodens verwendet, bei dem der volumetrische Wassergehalt durch das Verhältnis des Wasservolumens zu einem bestimmten Bodenvolumen oder durch die äquivalente Wassertiefe in einer gegebenen Bodentiefe bestimmt wird. Diese Methode wird als volumetrische Methode bezeichnet. Das Verhältnis zwischen dem durch die gravimetrische und dem durch die volumetrische Methode erhaltenen Wasservolumen wird mittels der Lagerungsdichte  $\rho_{BD}$  bestimmt (NEMS, 2013). Die zuvor beschriebene Vorgehensweise erlaubt die weitere Laborbearbeitung von Proben aus Felduntersuchungen. Im Allgemeinen ist diese Verfahrensweise zeitaufwändig und teuer, darüber hinaus destruktiv, so dass keine neuen Messdaten am selben Ort genommen werden können. Darüber hinaus ist es schwierig, die Ergebnisse zum Untersuchungsbereich zu extrapolieren, da die Schwankungen des Wassergehalts auf diese Weise nicht gemessen werden. Aus diesen Gründen sind vor einiger Zeit alternative Methoden für die Messung des volumetrischen Wassergehalts  $\theta_v$  entstanden, die weniger invasiv als die direkten Verfahren und geeignet für die Feststellung der Schwankungen des Feuchtegehalts des Bodens sind (IAEA, 2008; Lourenco et al., 2008; Take und Bolton, 2003).

In der vorliegenden Dissertation wurden Feldmessungen mithilfe einiger erprobter Messmethoden (Tensiometer, Time Domain Reflectometer TDR-Sonden, Gipsblöcke) durchgeführt, um Daten des Wassergehalts und der Wasserspannung von Auenböden im Untersuchungsgebiet zu erheben. Die gemessenen Daten wurden zwecks der Entwicklung eines Bodenwassermodells, das im Kap. 4.1 behandelt wird, erhoben.

### 2.3.2.2 Verhältnis zwischen Wassergehalt und Wasserpotential

Die Bewegung des Wassers im Boden steht im Verhältnis zu den verschiedenen Energieniveaus, die im Boden bzw. der Matrix existieren. Es gibt eine Bewegung von einem Punkt hoher Energie zu einem Punkt niedriger Energie, was so interpretiert werden kann, dass Energieunterschiede die Bewegung des Wassers verursachen. In der Literatur wird diese Energie als Wasserpotential definiert und kann physikalisch als Unterschied in der Höhe der Wassersäule betrachtet werden (Sanchez, 2012; Tyree, 2003). Das Wasserpotential  $\varphi$ , dem das Wasser im Boden ausgesetzt ist, entspricht theoretisch der Summe der Teilpotentiale der verschiedenen Kräfte, die auf das Bodenwasser wirken. Daher identifiziert die Literatur als wichtigste Teilpotentiale das Gravitationspotential  $\varphi_g$ , das Matrixpotential  $\varphi_m$ , das Druckpotential  $\varphi_p$  und das osmotische Potential  $\varphi_o$  (Herrmann, 1977; Bitelli, 2010). Das Wasserpotential kann oft nur näherungsweise gemessen werden. Diese Approximation wird häufig als hydraulisches Potential  $\varphi_h$  definiert. Generell kann davon ausgegangen werden, dass die freie Bewegung von Wasser im Boden nicht vom osmotischen Potential  $\varphi_o$  abhängt, so dass in diesem Fall das hydraulische Potential die folgenden Bedingungen erfüllt:

- $\varphi_h = \varphi_g + \varphi_m$  für die ungesättigte Zone
- $\varphi_h = \varphi_g + \varphi_p$  für die gesättigte Zone

Es gilt ein umgekehrtes Verhältnis zwischen Wassergehalt und dem hydraulischen Potential, das jedoch in Abhängigkeit von der Bodenart variiert. Dies kann im Labor ebenso wie bei Felduntersuchungen durch die Verwendung von Geräten wie Tensiometern und Feuchtigkeitsmessern festgestellt werden (Nimmo, 2005). Ein Boden kann sich in einer Periode der Trocknung bzw. des Wasserverlustes befinden, sei es durch Pflanzen oder durch eine Erhöhung der Temperatur infolge von Sonnenstrahlung. Letztlich bedingt der Verlust von Wasserpartikeln die Erhöhung der Spannung in der Bodenmatrix. Dies kann durch Tensiometer gemessen werden, da die Saugspannung bis zur maximalen Anzeige dieser Geräte (pF 2.9) zunimmt. Im hypothetischen Fall, dass diese Geräte über eine weitergehende Arbeitsskala verfügen, könnte eine vollständige Kurve der Bodentrocknung abgebildet werden, also die Zunahme der Spannung bei abnehmender Bodenfeuchte von einem gesättigten bis zu einem trockenen Boden. Die Kurven, mit denen die Funktion von Wassergehalt und Potential dargestellt werden, werden in der Literatur unterschiedlich bezeichnet, u.a. als Retentionskurve, Wasser-Retentionskurve, charakteristische Feuchtigkeitskurve, charakteristische Kurve des Bodens oder pF-Kurve (Assouline et al., 1998; Rajkai et al., 2004; Chaudhari und Somawanshi, 2000; Braudeau et al., 2014; Meskini-Vishakee, 2014). Der Verlauf dieser Funktion ist nicht äquivalent zur Befeuchtung des Bodens, bzw. zur progressiven

Umwandlung eines trockenen in einen gesättigten Boden, da hierbei eine wichtige Beteiligung der Adhäsionskraft und des tatsächlichen Porenradius' festzustellen ist. Im Verlauf des Befeuchtungsprozesses neigt das Wasser zu einer homogenen Verteilung und nur bei einer Saugspannung gleich null füllt sich die nächste Porenebene (Herrmann, 1977). Die Differenz des Verhältnisses von Wassergehalt und Potential bei Trocknung und bei Anfeuchtung wird Hysterese genannt (Witkowska-Walczak, 2006).

Die Eigenschaften des Auenbodens bestimmen dessen jeweilige Retentionskurve. Bindige Böden weisen eine höhere spezifische Oberfläche auf, die zu einer großen Wasseradhäsion führt und daher die Bewegung des Wassers im Boden behindert. Im Gegensatz dazu besitzen sandige Böden eine geringere Adhäsionsoberfläche und der Porenraum beschränkt nicht die Bewegung des Wassers (Hermann, 1977; Fredlung und Xing, 1994). Die Beschaffenheit des Bodens ist ein wichtiger Faktor für die Wasserverfügbarkeit der Pflanzen und die Grundwasserneubildung (vgl. Gardner et al., 1999; Sales et al., 2014). Generell lassen sich in einer Retentionskurve drei Bereiche identifizieren (siehe Abb. 2.11): 1) der untere Bereich, der bis  $pF$  1.8 reicht ( $< pF$  1.8). In diesem Bereich wird Wasser nicht in den Poren zurückgehalten, es wirkt allein die Schwerkraft. Es erfolgt der Abfluss und die Auffüllung des Grundwassers. 2) Der mittlere Bereich reicht von  $pF$  1.8 bis  $pF$  4.2. In diesem Bereich steht das Wasser den Pflanzen zur Verfügung. Er wird als Feldkapazität bezeichnet, wobei Makroporen Luft enthalten und Mikroporen Wasser. 3) Der obere Bereich, oberhalb  $pF$  4.2, ist der Bereich des permanenten Welkepunktes in dem das Wasser von der Bodenmatrix so stark gehalten wird, dass Pflanzen in der Regel keine Möglichkeit mehr haben, Wasser aus dem Boden zu extrahieren.

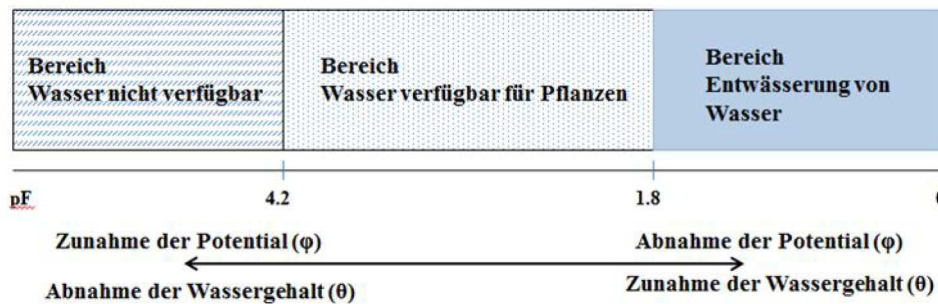


Abb. 2.11: Bereiche der Retentionskurve  $\varphi(\theta)$ - $\theta$

Die Bestimmung und das tatsächliche Verständnis für die Retentionskurve des Bodens ermöglichen im Fall von Flussaueböden z.B. die Abschätzung der zukünftigen Wasserverfügbarkeit bzw. Bodensättigung für die Vegetation und dadurch die mögliche Änderung der Verteilung in der Auenlandschaft. Auf diese Weise ist es letztendlich möglich, einen wichtigen Faktor für Hochwasserrisiken (die Verteilung der Vegetation) zu bestimmen.

### 2.3.2.3 Dynamik des Bodenwassers

Die Bewegung des Wassers im Boden erfolgt in Übereinstimmung mit der Variation der vorhandenen Potentiale. Die Wasserbewegung in gesättigten Zonen wie auch in ungesättigten Zonen ist in den letzten Jahren intensiv erforscht worden. Dabei wurden verschiedene Theorien und Gleichungen mit dem Ziel entwickelt, die Phänomene, denen die Wasserpartikel ausgesetzt sind, in geeigneter Weise zu beschreiben und zu modellieren (vgl. Mualem, 1976; van Genuchten, 1980; van Genuchten und Nielsen, 1985; Fredlung und Xing, 1994; Vogel und Cislérova, 1998; Braudeau und Mohtar, 2009).

In der ungesättigten Zone regulieren physikalische und chemische Prozesse die Bewegung des Wassers. Dazu gehört z.B. die Infiltration als Ergebnis des in die oberen Bodenhorizonte eindringenden Niederschlags, die Verdunstung als Folge von Temperatur- und Sonnenstrahlungsanstieg, die Wasserentnahme durch das Wurzelwerk der Pflanzen, die Kapillarität zwischen gesättigten und ungesättigten Zonen, die Grundwasserneubildung und die Perkolations als gravitationsinduzierte Bewegung in der ungesättigten Zone. Im Fall von Infiltration kann der Wasserfluss aufgrund des Einflusses der Schwerkraft durch eine vertikale Bewegung des Wassers beschrieben werden. Der Wasserfluss durch Infiltration hängt eindeutig vom Material und von den hydraulischen Eigenschaften des Bodens ab. Dies kann mittels der Darcy-Gleichung für ungesättigte Böden als Funktion auf der vertikalen Achse  $z$  dargestellt werden:

$$q_z = -K_h * \frac{d\left(z + \frac{p}{\gamma_w}\right)}{dz} = -K_h * \left[1 + \frac{d\left(\frac{p}{\gamma_w}\right)}{dz}\right] \quad (\text{Gl. 2.58})$$

Dabei steht  $q_z$  für das Fließvolumen in Richtung  $z$  pro Flächeneinheit;  $z$  ist die Höhe über einem gegebenen Punkt;  $p$  ist der Wasserdruck;  $\gamma_w$  entspricht dem spezifischen Gewicht des Wassers und  $K_h$  steht für die hydraulische Leitfähigkeit des Mediums. Das Verhältnis  $p/\gamma_w$  wird als Druckhöhe oder Potenzial  $\varphi$  interpretiert. Darüber hinaus sind in der ungesättigten Zone sowohl Potenzial als auch Leitfähigkeit abhängig vom volumetrischen Wassergehalt  $\theta$ . In der Literatur wird die Gl 2.58 häufig folgendermaßen notiert:

$$q_z = -K_h(\theta) * \left[1 + \frac{d\varphi(\theta)}{dz}\right] \quad (\text{Gl. 2.59})$$

Wie zu erkennen ist, handelt es sich bei den Gleichungen, mit denen die Bewegungen im Boden dargestellt werden, um quasilineare, parabolische Gleichungen, deren exakte analytische Lösung schwierig ist (Kumar, 2002). In ungesättigten Böden hat das Potenzial  $\varphi$  ein negatives Vorzeichen. Durch die Kombination der Darcy-Gleichung mit der Kontinuitätsgleichung ergibt die allgemeine Gleichung für die vertikale Bewegung des Wassers in ungesättigten Böden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (\text{Gl. 2.60})$$

Unter Berücksichtigung der Definition für die Wasserdiffusivität im Boden  $D = K \partial \varphi / \partial \theta$  ergibt sich schließlich folgende Gleichung:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (\text{Gl. 2.61})$$

Die vorstehende Gleichung entspricht der eindimensionalen Richards-Gleichung, die gegenwärtig für verschiedene Simulationsmodelle gebräuchlich ist. Praktisch überall in der Literatur wird die Bewegung des Wassers in der ungesättigten Zone mit der Richards-Gleichung modelliert (vgl. Celia et al., 1990; Bates et al., 2000; Zeng und Decker, 2009; Tian et al., 2011). Die Richards-Gleichung ist für gesättigte und ungesättigte Bedingungen gültig. Bei der Formulierung dieser Gleichung wurden weder die Schwankungen der Lagerungsdichte des Bodens noch der Hysterese-Effekt berücksichtigt (Pachepsky et al., 2003). Eine erweiterte Form dieser Gleichung wurde von Celia et al. (1990) dargestellt, die sogenannte gemischte Form:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \nabla \cdot K(\varphi) \nabla \varphi - \frac{\partial K}{\partial z} = 0 \quad (\text{Gl. 2.62})$$

Die gemischte Form wird in  $\varphi$  parametrisiert, aber die Zeitschritte werden im Hinblick auf den Wassergehalt  $\theta$  berücksichtigt. In dieser Gleichung wird die Flüssigkeit als nicht komprimierbar und der Durchfluss als jahreszeitlich betrachtet;  $K$  entspricht dem Koeffizienten ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit und ist nichtlinear;  $z$  wird als positiv in der Vertikalrichtung nach oben berücksichtigt. Das poröse Medium ist isotrop. In der Literatur ist der Faktor  $\partial \theta / \partial t$  auch als  $C(\varphi) \partial \varphi / \partial t$  zu finden, worin  $C(\varphi)$  dem spezifischen Wassergehalt entspricht und  $C(\varphi) = \partial \theta / \partial \varphi$ .

In der gesättigten Zone ist das Matrixpotenzial  $\varphi_m$  gleich null und das Druckpotenzial  $\varphi_p$  gewinnt an Bedeutung. Die Poren füllen sich mit Wasser und die Bewegung des Wassers findet in verschiedene Richtungen statt, wobei der Durchfluss durch ein isotropes und homogenes Medium zu  $K = K_x = K_y = K_z$  führt, wie z.B. das aquatische Medium, so dass die Gleichung die folgende Form annimmt:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{Gl. 2.63})$$

Diese Gleichung ist als Laplace-Gleichung bekannt. Wie oben aufgeführt, sind heutzutage Gl. 2.61 und Gl. 2.62 die Grundlage für die verschiedenen bestehenden



Simulationsmodelle. Für ihre Lösung benötigt die Anwendung die Beziehung zwischen Druckhöhe  $\varphi$  (in der Literatur auch  $h$ ) und Wassergehalt  $\theta$  und/oder zwischen hydraulischer Leitfähigkeit  $K$  und Druckhöhe  $\varphi$  (Leconte und Brissette, 2001; Nakhaei und Šimůnek, 2014; Linares, 2012; Hopmans und Stricker, 1989; Tinet et al., 2015). Da die Richards-Gleichung in analytischer Form nicht ganz gelöst werden kann, werden numerische Approximationen in der Literatur verwendet, um eine Lösung zu erreichen (vgl. Celia et al., 1990; Tian et al., 2011; Carbone et al., 2015).

In der Literatur bestehen verschiedene empirische und semi-empirische Gleichungen, die die Parameter  $\varphi$  (oder  $h$ ),  $\theta$  und  $K$  verbinden. Diese Beziehungen entsprechen den sogenannten charakteristischen Kurven des Bodens (siehe Kap. 2.3.2). Zu den wichtigsten Modellen, die die Wasserbewegung und den Wassergehalt im Boden beschreiben, zählen u.a. die von Burdine (1953), Brooks und Corey (1964), Van Genuchten (1980), Vogel und Cislérova (1988) und Fredlung und Xing (1994). Für die hydraulische Leitfähigkeit sind u.a. Brooks und Corey (1964), Mualem (1976) und Van Genuchten (1980) zu erwähnen. Eine detaillierte Diskussion über die am meisten verwendeten Modelle ist in Leij et al. (1997) zu finden.

Ein sehr häufig verwendetes Modell ist das von Van Genuchten-Mualem. Einige Merkmale dieses Modells sind folgende:

Van Genuchten (1980) hat sein Modell auf der Grundlage der von Mualem (1976) entwickelten Gleichungen für die relative hydraulische Leitungsfähigkeit  $K_r$  entwickelt. Die allgemeinen Gleichungen sind:

$$S_e = f(x) = \begin{cases} \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m, & h < 0 \\ 1, & h \geq 0 \end{cases}, \quad (Gl. 2.64)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (Gl. 2.65)$$

Darin entspricht  $S_e$  der effektiven Sättigung;  $\theta$  ist der volumetrische Wassergehalt [-];  $\theta_r$  ist der Restwassergehalt [-];  $\theta_s$  ist der Wassergehalt bei Sättigung [-];  $\alpha$ ,  $n$ ,  $m$  sind empirische Konstanten, auch sogenannte van Genuchten-Parameter;  $n$  bezieht sich auf die Verteilung der Porengröße im Boden;  $m$  bezieht sich auf die Asymmetrie der Kurve und  $h$  ist die Druckhöhe [hPa], als positiver Wert ausgedrückt. Wenn  $n$ -Konstant gegen unendlich geht, erscheint die Brooks-Corey-Kurve (Brooks und Corey, 1964), die einen bestimmten Eintrittswert für die Luftzufuhr berücksichtigt (Reyna, 2008). Von der Kombination der vorstehenden Gl. 2.64 und Gl. 2.65 ausgehend gelangt man zur folgenden Gl. 2.66 für den Wassergehalt:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (\text{Gl. 2.66})$$

Das Verhältnis zwischen den Formparametern  $m$  und  $n$  ist  $m = 1 - 1/n$ . Die unabhängigen Parameter  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  müssen ausgehend von den beobachteten Retentionswerten ermittelt werden. Nachträglich durchgeführte Analysen weisen darauf hin, dass die von Van Genuchten bestimmte Beziehung der Parameter  $n$  und  $m$  die Anpassungsfähigkeit der Gleichung für den Wassergehalt verringert und dass bessere Ergebnisse zu erzielen sind, wenn kein festes Verhältnis zwischen beiden Parametern fixiert wird (Fredlung und Xing, 1994).

Unter Berücksichtigung des Modells von Mualem und unter Einbeziehung der Retentionsfunktion hat Van Genuchten die folgende Gleichung für die hydraulische Leitfähigkeitsgleichung  $K$  vorgeschlagen:

$$K_r(h) = \frac{\{1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{m/2}} \quad (\text{Gl. 2.67})$$

$$K = K_s * K_r(h) \quad (\text{Gl. 2.68})$$

Für das Bodenwassermodell im Untersuchungsgebiet, das in der vorliegenden Dissertation im Kapitel 4.1 entwickelt wird, wird das Modell von Van Genuchten-Mualem angewandt, da die Ergebnisse dieses Modells konsistent mit den realen gemessenen Daten sind (vgl. Reyna, 2008).

#### 2.3.2.4 Numerische eindimensionale Modellierung

Die vertikale Wasserbewegung im Auenboden erklärt sich durch Gl. 2.62. Die numerische Lösung für diese Differentialgleichung benötigt die vorherige Bestimmung der Randbedingungen hinsichtlich des Bodenprofils. Die Anfangsrandbedingungen, sowohl für den oberen als auch für den unteren Modellrand, bestimmen das durch diese Gleichung erhaltene Ergebnis (Zeng und Decker, 2009).

Die verwendeten Randbedingungen für alle numerischen Simulationen, die im Zusammenhang mit den Gleichungen von Richards stehen, sind von: a) Typ I (sogenannte Bedingung von Dirichlet); b) Typ II (sogenannte Bedingung von Neumann) und c) Typ III (sogenannte Bedingung von Robin/Cauchy). Typ I, d.h. die Bedingung von Dirichlet, steht in Zusammenhang mit der Anwendung einer bestimmten Variable, die auf den oberen Modellrand definiert wird, z.B. die Vertikalverteilung der Druckhöhe oder der Wassergehalt in den definierten Knotenpunkten eines Bodenprofils (Bates et al., 2000; Šimůnek et al., 2013).

Typ II, d.h. die Bedingung von Neumann, bezieht sich auf die Ableitung einer Funktion, die als Randbedingung bestimmt wird, z.B. spezifischer Durchfluss am Modellrand.

Schließlich wird Typ III, d.h. die Bedingung von Robin/Cauchy, durch eine Linearkombination zwischen den Bedingungen von Dirichlet und Neumann erklärt (Odenwald, 2011).

Für die Bestimmung der unteren Randbedingung bestehen verschiedene Alternativen in der Literatur. Lohman et al. (1998) verglichen 16 Modelle-*Soil-Vegetation Atmospheric Transfer* (SVAT-Model), die auf unterschiedliche Landoberflächenmodelle angewandt wurden. Für diese Modelle wurde die Schwerkraft-Versickerung (*free drainage*) als untere Randbedingung genommen.

Ebenso verglichen Mitchell et al. (2004) vier unterschiedliche SVAT-Modelle, die mit ähnlichen unteren Randbedingungen für die Modellierung von Bodenwasser ausgewertet wurden. Zeng und Decker (2009) analysierten die Wirkungen des Grundwasserniveaus als untere Randbedingung und seinen Einfluss auf das Ergebnis der Prognose der Bodenfeuchte. Daraus folgerten die Forscher, dass eine bedeutende Abweichung der Prognosen besteht, wenn das Grundwasser in Bereichen mit hohem Grundwasserspiegelniveau nicht berücksichtigt wird.

Die während dieser Untersuchung durchgeführten Simulationen bestätigten, dass die Abweichung des Ergebnisses über die Bodenfeuchte in engem Zusammenhang mit der auf die Schwankung des Grundwasserniveaus bezogenen unteren Randbedingungen in Flussauen steht. Daher ist die Bestimmung des Grundwassers als untere Randbedingung wesentlich für die Modellierung des Verhaltens des Bodenwassers in Flussauen.

In der Literatur wird die Gl. 2.62 durch den auf einen Gleichgewichtszustand bezogenen Parameter  $S$  im Regelfall ergänzt.  $S$  [ $d^{-1}$ ] entspricht dem Senkenterm zur Beschreibung der Wurzelwasseraufnahmen (der unten beschrieben wird). So hat die Gl. 2.62 die folgende neue Form:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K(\varphi) \nabla \varphi + \frac{\partial K}{\partial z} + S \quad (\text{Gl. 2.69})$$

Da diese Gleichung eine nichtlineare Gleichung ist, werden für ihre Lösung Approximationen über den Raumbereich angewandt, wie die Finite-Differenzen-Methode und die Finite-Elemente-Methode. Diese Methoden verwenden den „*time-marching*“-Algorithmus des Euler-Verfahrens und Standardtechniken von Iterationen durch die Methoden von Picard und Newton (Celia et al., 1990; Huang et al., 1996; Bates et al., 2000; Šimůnek et al., 2013).

Für das Bodenwassermodell, das in der vorliegenden Dissertation im Kapitel 5 angewandt wird, wird die Finite-Differenzen-Methode verwendet. Dazu wird das Bodenprofil in  $N-1$  Elemente an einer Menge von  $N$  Knoten diskretisiert.

In der Finite-Differenzen-Methode wird die Richards-Gleichung mittels eines Schemas einer linearen Gruppe finiter Elemente bearbeitet. Das verwendete Schema finiter Differenzen für die vertikale Bewegung ist das folgende:

$$\frac{\theta_i^{n+1,m+1} - \theta_i^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left( K_{i+1/2}^{n+1,m} \frac{\varphi_{i+1}^{n+1,m+1} - \varphi_i^{n+1,m+1}}{\Delta z_i} - K_{i-1/2}^{n+1,m} \frac{\varphi_i^{n+1,m+1} - \varphi_{i-1}^{n+1,m+1}}{\Delta z_{i-1}} \right) + \frac{K_{i+1/2}^{n+1,m} - K_{i-1/2}^{n+1,m}}{\Delta z} + S_i^n \quad (\text{Gl. 2.70})$$

In der Literatur ist zu sehen, dass der Faktor  $\Delta K/\Delta z$  von der Gl. 2.70 durch den Faktor  $(\Delta K/\Delta z)\cos\alpha$  ersetzt wird, worin  $\alpha$  den Wert  $0^\circ$  im Fall von vertikaler Bewegung hat und den Wert  $90^\circ$  im Fall von horizontaler Bewegung (Šimůnek et al., 2013).

Da das Bodengefälle im Untersuchungsgebiet niedrig ist, wird die Bodenwasserbewegung senkrecht berücksichtigt – dann hat  $\alpha$  den Wert von  $0^\circ$ . Der Term  $\Delta t$  entspricht dem Zeitschritt  $\Delta t = t^{n+1} - t^n$ ;  $\Delta z = (z_{i+1} - z_{i-1})/2$ ;  $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$ ;  $\Delta z_{i-1} = z_i - z_{i-1}$ ;  $K_{i+1/2}^{n+1,m} = (K_{i+1}^{n+1,m} + K_i^{n+1,m})/2$ ;  $K_{i-1/2}^{n+1,m} = (K_i^{n+1,m} + K_{i-1}^{n+1,m})/2$ .

Die Subindikatoren  $i$  zeigen die Position im Gitter der finiten Differenzen an. Die Superindikatoren  $m$  zeigen die Approximationswerte während der Iteration an. Die Subindikatoren  $n$  zeigen die Zeitschritte an. Die vorstehende Gleichung beruht auf einer vollständigen impliziten zeitlichen Diskretisierung der Ableitung, für deren Auflösung ein iteratives Lösungsschema verwendet wird.

Aus der Erweiterung des Terms des Wassergehaltes  $\theta_i^{n+1,m+1}$  durch die Anwendung der ersten Ordnung („*first-order*“) der Taylorreihe bezüglich des Differenzials der Druckhöhe in Zusammenhang mit dem Punkt  $(\theta_i^{n+1,m}, \varphi^{n+1,m})$  erfolgt:

$$\theta_i^{n+1,m+1} = \theta_i^{n+1,m} + \left( \frac{d\theta}{dh} \right)^{n+1,m} [\varphi^{n+1,m+1} - \varphi^{n+1,m}] + \beta(\varphi^{n+1,m+1} - \varphi^{n+1,m})^2 \quad (\text{Gl. 2.71})$$

Da das Differenzial der Druckhöhe klein wird, kann die zweite Ordnung der Taylorreihe eliminiert werden. Unter dieser Voraussetzung und unter Berücksichtigung der Vorschläge von Celia et al., (1990), Bates et al. (2000) und Huang et al. (1996) kann die in vertikaler Richtung durchgeführte Diskretisierung der Gl. 2.70 mit der folgenden Form beschrieben werden:

$$\frac{\theta_i^{n+1,m+1} - \theta_i^n}{\Delta t} = C^{n+1,m} \frac{\delta_i^{m+1}}{\Delta t} + \frac{\theta_i^{n+1,m} - \theta_i^n}{\Delta t} \quad (\text{Gl. 2.72})$$

Darin stellt  $C^{n+1,m} = (d\theta/dh)^{n+1,m}$  den Knotenwert des spezifischen Wasserhaltevermögens im Boden dar. Die Variation der Druckhöhe ist  $\delta^{m+1} = \varphi^{n+1,m+1} - \varphi^{n+1,m}$ . Nach Šimůnek et al., 2013 hat diese Methode eine Minimierung des Fehlers in der Massenbilanz bewiesen.

Die numerische Diskretisierung führt zur Anwendung einer Tridiagonalmatrix von Gleichungen des Typs:

$$A_i^m \delta_{i-1}^{m+1} + B_i^m \delta_i^{m+1} + C_i^m \delta_{i+1}^{m+1} = R_i^m \quad (\text{Gl. 2.73})$$

Darin sind  $A_i^m, B_i^m, C_i^m, R_i^m$  nichtlineare Funktionen der Variablen  $\varphi$  oder  $\theta$ . Im Fall der gemischten Form der Richards-Gleichung werden diese Funktionen in folgender Form notiert:

$$A_i^m = \frac{K_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2}; \quad B_i^m = \frac{C_i^m}{\Delta t} + \frac{K_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2} + \frac{K_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2}; \quad C_i^m = \frac{K_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2} \quad (\text{Gl. 2.74})$$

$$R_i^m = \frac{K_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2} (\varphi_{i-1}^m - \varphi_i^m) + \frac{K_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2} (\varphi_{i-1}^m - \varphi_i^m) - \frac{K_{i+1/2}^m - K_{i-1/2}^m}{\Delta z} - \frac{\theta_i^m - \theta_i^n}{\Delta t} \quad (\text{Gl. 2.75})$$

Die auf die Gl. 2.69 angewandten Methoden der Diskretisierung fordern im Regelfall eine richtige Wahl der Zeitschritte und eine richtige Bestimmung der Randbedingungen (vgl. Gottardi und Venutelli, 1993; Bates et al., 2000; Šimůnek et al., 2013).

Im Folgenden werden zwei wichtige Faktoren dargestellt, die die Bodenwasserbewegung beeinflussen: a) die Adsorption durch Pflanzenwurzeln und b) die Evapotranspiration – Penman-Monteith-Gleichung. Die Modellierung des Bodenwassers, die in der vorliegenden Dissertation durchgeführt wird, berücksichtigt für die Berechnung des Wassergehalts beide Faktoren.

#### a) Adsorption durch Pflanzenwurzeln

Die Pflanzenwurzeln in Flussauen spielen eine wichtige Rolle für die Wasserbewegung im Boden. Die Wurzeln verbinden den Boden mit der Atmosphäre und ermöglichen den Transport von Wasser und Nährstoffen aus dem Boden zu den Pflanzen. Durch die Pflanzen findet die Transpiration zur Atmosphäre statt (vgl. Feddes et al. 2001; Dawson, 1996; David, et al., 2013).

Durch diesen Prozess, d.h den Austausch von Wasser (zwischen dem Boden, den Pflanzen und der Atmosphäre), haben die Wurzeln Einfluss auf die Variation des Grundwassers. In der Literatur bestehen Studien, die sich mit der Untersuchung dieser Interaktionen beschäftigen (vgl. u.a. Franks et al., 1999; Mo et al., 2005; Petropoulos, et al., 2015). So werden die Funktionen der Wurzeln und ihre Beziehung mit den hydraulischen Eigenschaften des Bodens untersucht. Ebenso wird das Wurzelsystem modelliert. Bei der Modellierung wird der Prozess der Wasseraufnahme der Pflanzen durch den Senkenterm  $S$  dargestellt, der zur Richards-Gleichung addiert wird (siehe Gl. 2.69).

Bei eindimensionalen Modellen muss die Bedingung der seitlichen unterirdischen Bewegung in Bereichen von starkem Gefälle evaluiert werden (Feddes et al., 2001). Unter optimalen Bedingungen ist die Höchstmenge der Wasseraufnahme  $S_p(z)$  [1/d] proportional zur Referenz-Transpiration  $T_p$  [cm/d], wie in der folgenden Gleichung dargelegt wird:

$$S_p(z) = \frac{\pi_{root}(z)}{\int_{-D_{root}}^0 \pi_{root}(z) \partial z} T_p \quad (\text{Gl. 2.76})$$

$\pi_{root}$  entspricht der Wurzel-Dichteverteilung [cm/cm<sup>3</sup>] und  $D_{root}$  der Wurzeltiefe [cm]. Der Parameter  $S_p(z)$  verringert sich aufgrund von Feuchtigkeit, Dürre oder des Salzgehalts des Bodens. In der Literatur wird die Wurzelwasseraufnahme in folgender Form dargestellt:

$$S(z) = \alpha_{rw} \alpha_{rs} S_p(z) \quad (\text{Gl. 2.77})$$

Dabei entspricht  $\alpha_{rw}$  dem Reduktionsfaktor aufgrund des Wasserstresses;  $\alpha_{rs}$  ist der Reduktionsfaktor aufgrund des Salzgehalts. Da das Wasser in der Mittelbe keinen signifikanten Salzgehalt hat (vgl. Bergemann, 2005), wird für die vorliegende Untersuchung nur der Faktor  $\alpha_{rw}$  berücksichtigt.

Da der Wassergehalt gemäß der Druckhöhe variiert, wird er in der Literatur regelmäßig als Funktion  $\alpha_{rw}(\varphi)$  dargestellt. Falls  $\alpha_{rw} = 1$  ist, wird die Transpirationsrate ausschließlich durch die atmosphärischen Bedingungen bestimmt.

Falls  $0 < \alpha_{rw} < 1$  ist, spielt der Status des Bodenwassers (Wasserstress) eine wichtige Rolle. Einige für die Bestimmung des Faktors  $\alpha_{rw}$  angewandten Gleichungen sind u.a. in Feddes et al. (2001), Šimunek et al. (2013), Hopmans und Guttiérrez-Ravé (1988) dargelegt.

#### b) Evapotranspiration – Penman-Monteith-Gleichung

Die Evapotranspiration ist der aus Evaporation und Transpiration von Boden und Pflanzen bestehende Prozess. Im Allgemeinen verwenden die Bodenwassermodelle die von Allen et al. (1998) empfohlene Penman-Monteith-Gleichung für die genauere Berechnung der Evapotranspiration ( $ET_0$ ). Diese Gleichung wurde 1948 aus der Kombination der Energiebilanz mit der Massentransfer-Methode entwickelt. Sie wird wie folgt notiert:

$$ET_0 = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (\text{Gl. 2.78})$$

Darin entspricht  $\lambda$  der latenten Verdunstungswärme [MJ/Kg];  $R_n$  ist die Nettoeinstrahlung [ $\text{MJm}^{-2}/\text{d}$ ];  $G$  ist der Bodenwärmestrom [ $\text{MJm}^{-2}/\text{d}$ ];  $e_s - e_a$  ist die Dampfdruckdifferenz [kPa],  $e_s$  ist der Sättigungsdampfdruck [kPa];  $e_a$  ist der tatsächliche Dampfdruck [kPa];  $\rho_a$  ist die Luftdichte bei konstantem Druck;  $C_p$  ist die spezifische Wärmekapazität der Luft;  $\Delta$  steht für die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [ $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ];  $\gamma$  ist die Psychrometerkonstante [ $\text{kPa } ^\circ\text{C}$ ] und  $r_s$  und  $r_a$  entsprechen dem aerodynamischen Widerstand und dem Oberflächenwiderstand [ $1/\text{sm}$ ] der Bodenbedeckung. Die Psychrometerkonstante und das Gefälle der Sättigungsdampfdruckkurve werden wie folgt definiert:

$$\Delta = \frac{4098 e_a}{(T + 237.3)^2} \quad (\text{Gl. 2.79})$$

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} * 10^{-3} = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (\text{Gl. 2.80})$$

Darin entspricht  $T$  der Raumtemperatur in  $^\circ\text{C}$ ;  $P$  ist der atmosphärische Luftdruck [kPa];  $\varepsilon$  repräsentiert den Quotienten des Molekulargewichts von Wasserdampf und trockener Luft. Die Nettoeinstrahlung  $R_n$  kann folgendermaßen ermittelt werden:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{Gl. 2.81})$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \left( a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (\text{Gl. 2.82})$$

$$R_{nl} = f \varepsilon' \sigma \frac{(T_{max}^4 + T_{min}^4)}{2} \quad (\text{Gl. 2.83})$$

$$G = 0.14 (T_{mes,n} - T_{mes,n-1}) \approx 0 \quad (\text{Gl. 2.84})$$

Dabei steht  $R_{ns}$  für die kurzwellige Nettoeinstrahlung [ $\text{MJm}^{-2}/\text{d}$ ];  $R_{nl}$  entspricht der langwelligen Nettoeinstrahlung [ $\text{MJm}^{-2}/\text{d}$ ];  $R_a$  ist die außerirdische Strahlung [ $\text{MJm}^{-2}/\text{d}$ ];  $\alpha$  ist die Albedo oder der Rückstrahlungskoeffizient der Vegetation, der für die Referenzvegetation (eine 12 cm hohe Grassdecke) den Wert 0.23 besitzt; die Parameter  $a_s$  und  $b_s$  stehen für die außerirdische Einstrahlung der Oberfläche, für die im Allgemeinen die Werte  $a_s = 0.25$  und  $b_s = 0.5$  angesetzt werden;  $n/N$  steht für die relative Dauer der Sonneneinstrahlung;  $f$  ist der Wolkenbedeckungsfaktor;  $\varepsilon'$  ist der Emissionsgrad;  $\sigma$  steht für die Stefan-Boltzman-Konstante mit einem Wert von  $4.90 \times 10^{-9}$  [ $\text{MJ}/\text{m}^2 \text{K}^4 \text{d}$ ];  $T_{max}$  y  $T_{min}$  stellen die täglichen niedrigsten und höchsten Lufttemperaturen dar [K] und  $G$  stellt den Bodenwärmestrom dar [ $\text{MJ}/\text{m}^2 \text{d}$ ].

Für die numerische Modellierung des Bodenwassers im Untersuchungsgebiet, die in der vorliegenden Dissertation im Kapitel 4.2.7 entwickelt wird, werden die obengenannten Gleichungen von Feddes et al. (für die Berechnung von Adsorption) und Penman-

Monteith (für die Evapotranspiration) angewandt, da die Robustheit dieser Gleichungen weitgehend in der Literatur angenommen wird (vgl. Reyna, 2008).

### **2.3.2.5. Fortschritte der Forschung im Bereich der Modellierung der Bodenwasserbewegung**

In den Kapiteln 2.3.2.2 bis 2.3.2.4 wurden die Komplexität der hydrologischen Interaktionen, die in Flussauen stattfinden, der Einfluss des Flusswasserstands auf das Grundwasser und die Beziehungen zwischen dem Wassergehalt, der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens, des hydraulischen Potentials und der Vegetation untersucht.

Die Forschung aus den letzten 20 Jahren ist in diesem Bereich umfangreich. Dieses Kapitel bezweckt die Darstellung der wichtigsten Fortschritte der Forschung im Bereich von eindimensionalen numerischen Lösungen für die Prognose von Änderungen der Bodenfeuchte in Flussauen. Diese Änderungen betreffen die Verteilung der Vegetation in Flussauen.

In der Realität bestehen verschiedene Komplexitätsgrade der physikalischen und chemischen Prozesse, die die Wasserbewegung und den Stofftransport (zum Beispiel auch von Schadstoffen) in der ungesättigten Zone von Auenböden bestimmen. Diese Charakteristika der Böden werden in der Literatur auf unterschiedlichen Ebenen (1D, 2D, 3D) modelliert (vgl. Šimůnek und Bradford, 2008; Turkeltaub et al., 2015; Joris und Feyen, 2003; Botros et al., 2012; Keim et al., 2012; Kuznetsov et al., 2012; Slimene et al., 2015; Ogden et al., 2015).

Durch die Verbesserung der Computerleistung seit den 80er Jahren ist die Entwicklung von genaueren und stabileren technischen Lösungen möglich geworden, die die nichtlineare Richards-Gleichung lösen können und die zugleich andere Charakteristika zu dieser Gleichung, wie z.B. Biodegradation oder chemische Reaktionen, addieren können (Hardelauf et al., 2007).

Eindimensionale Modelle finden aufgrund der Schnelligkeit und der optimalen Anwendung von Rechenressourcen breite Akzeptanz und Anwendung, um Ergebnisse zu erhalten. Allerdings verlieren sie an Genauigkeiten, da sie z.B. die seitliche (laterale) Bewegung in Zonen mit starken Gefällen nicht modellieren können.

Im Gegensatz dazu benötigen Modelle mit mehr Dimensionen eine höhere Rechenzeit und mehrere Rechenressourcen. Diese Modelle sind für begrenzte Modellzeiträume geeignet, allerdings ermöglichen sie eine höhere Genauigkeit in Bezug auf Details. In der Literatur können einige der folgenden Bodenwassermodelle für ungesättigte Zonen aufgefunden werden: HYDRUS (Šimůnek et al., 2013), SWATRE (Belmans et al., 1983); SWAP (Kroes et al., 2008), VS2DI (Hsieh et al., 2000), STOMP (White und Oostrom, 2003); CHAIN-2D (Šimůnek und van Genuchten, 1994), UNSAT-H (Fayer, 2000), MODFLOW-UZF (Niswonger et al., 2006).

Vergleiche zwischen einigen dieser Modelle sind in Filipovic (2013), Šimůnek und Bradford (2008), Twarakavi et al. (2008) zu finden. Die meisten entwickelten Modelle



konzentrieren sich besonders auf landwirtschaftliche Bereiche und Bodenkontamination. Allerdings können diese mathematischen Modelle für die Analyse der Wasserbewegung in Flussauen nützlich sein. Daher können die obengenannten Bodenwassermodelle auf den Kontext der vorliegenden Untersuchung angewandt werden.

Obleich die vertikale Bewegung in der vadosen Zone in der Literatur grundsätzlich unabhängig (abgekoppelt) vom Grundwasser und vom Oberflächenwasser betrachtet worden ist, bestehen heute Untersuchungen, die versuchen, mit unterschiedlichen Modellen gekoppelt zu arbeiten (Furman, 2008).

Bates et al. (2000) etablierten eine numerische Modellierung der Hydrologie der Flussauen. Durch diese Untersuchung wird ein zweidimensionales Finite-Element-Modell beschrieben. Dieses Modell kann ein gesättigtes und ungesättigtes Fließen senkrecht in einem Querschnitt entlang des Hangs/ der Flussauen und dem Gerinne darstellen. Zugleich wird ein detailliertes Beobachtungssystem in einem kleinen Flussauenschnitt des Flusses Severn in England vorgestellt. Durch dieses System werden Daten vom Wasserstand im Hang, in den Flussauen und im Gerinne erhoben.

Es wurde in dieser Untersuchung (Bates et al., 2000) eine Diskretisierung von finiten Elementen in zwei Transekten mit einer Länge von je 100 m durchgeführt. Als obere Randbedingung wurde die erste gemessene piezometrische Druckhöhe genommen. Als untere Randbedingung wurde „*zero flux boundary*“ berücksichtigt. Die Oberfläche der Flussauen wird durch die Druckhöhe bestimmt, die dem Wasserstand des Flusses in den überfluteten Bereichen entspricht.

Die Forscher stellten fest, dass der Boden während der Überflutungen die ganze Zeit gesättigt blieb. Aufgrund der lateralen Flüsse, die durch die Gefälle verursacht werden, legen die Forscher dar, dass die Hydrologie der Flussauen in diesen Fällen zweidimensionale Eigenschaften zeigt. Dreidimensionale Charakteristika des Prozesses wären nur am Anfang und am Ende der Überflutungen zu beobachten.

Twarakavi et al. (2008) analysierten die Interaktion des Grundwassers mit der vadosen Zone. Dafür wandten sie das eindimensionale HYDRUS Modell an, das an das MODFLOW-Modell gekoppelt wurde. Es wurden drei Fälle in Zusammenhang mit der Infiltration, der Grundwasserneubildung und mit Problemen des Grundwasserflusses in semiariden und ariden Gebieten untersucht. Die Ergebnisse wurden mit den Ergebnissen des Software-Pakets MODFLOW (REC-ET, UZF1 und VSF) verglichen.

Die Forscher folgerten, dass die durch HYDRUS modellierten Phänomene ähnlich oder genauer als die durch die Software VSDF und UZF1 modellierten Phänomene dargestellt werden können, wenn das Modell HYDRUS an das MODFLOW-Modell gekoppelt wird. In gleicher Weise ermöglicht HYDRUS eine bessere Darstellung der unterschiedlichen Bodenhorizonte und hydraulischen Bodeneigenschaften entlang des Bodenprofils.

Rasheed und Sisikumar (2015) modellierten die vertikale Infiltration durch ein ungesättigtes poröses Medium. Dafür wurde ein neuronales Netzwerk („*neural network architecture*“) verwendet. Auf diese Weise haben die Forscher versucht, eine analytische

Lösung für die Richards-Gleichung zu finden. In dieser Untersuchung wurde die Programmiersprache MATLAB verwendet.

Die Untersuchung wurde zudem unter den folgenden Prämissen durchgeführt: ein homogenes Bodenprofil, das in seiner unteren Randbedingung durch den Grundwasserspiegel begrenzt ist und das in seinem oberen Teil mit Vegetation bedeckt ist. Die Forscher folgern, dass akzeptable Ergebnisse durch das neuronale Netzwerk-Modell erhalten werden, obgleich Variationen auf der Bodenoberfläche hinsichtlich der durch andere analytische Modelle prognostizierten Werte bestehen, die höchstwahrscheinlich aufgrund von definierten Randbedingungen erklärt werden können. Für die Forscher ermöglicht der Algorithmus dieses Modells die Berechnungen mit weniger Rechnerleistung und weniger Rechenzeit.

Bethge-Steffens (2007) analysierte den Bodenwasserhaushalt der Flussauen durch die aus wägbaren Grundwasserlysimetern erhaltenen Daten in zwei Auenstandorten der Mittelelbe (Standorte Schönberg Deich und Wörlitz). Aus der Untersuchung konnte die Übertragbarkeit der Lysimeterergebnisse auf die Referenzstandorte festgestellt werden. Für die Analyse der vertikalen Wasserbewegung an den Standorten und in den Lysimetern wurde das HYDRUS-1D-Modell verwendet. In dieser Untersuchung wurde ebenso der Einfluss des Grundwassers auf die Modellierung der Bodenwasserbewegung studiert.

Bethge-Steffens bewies, dass die Lysimeter eine zeitlich hoch detaillierte Messung der Bodenwasserhaushaltsparameter während des Zeitraums 2003/2005 auf Ebene der Flussauenstandorte ermöglichte. Die durch HYDRUS-1D erhaltenen Ergebnisse können als anwendbar auf andere Standorte in anderen Zeiträumen betrachtet werden, falls ähnliche Auenbodeneigenschaften bestehen.

Durch die Lysimeter können die auf den Stofftransport in Flussauenstandorten bezogenen Aspekte nicht richtig gemessen werden. Daher ist es für die Modellierung dieser Parameter notwendig, Untersuchungen *in situ* durchzuführen. Eine andere Schwäche bei der Anwendung der Lysimeter ist die Ungenauigkeit der Simulation der Schwankungen des Grundwassers.

Bradley und Gilvear (2000) modellierten die Dynamik der Wasserbewegung in den vadosen Zonen eines degradierten Flussbetts von 10 ha vom Fluss Soar (im Naturschutzgebiet Narborough Bog) in Leicestershire, England. Für die Modellierung der ungesättigten Zone wurde das UNSAT1 Modell (van Genuchten, 1978) angewandt.

Es wurde ein repräsentatives Bodenprofil von 2 m Mächtigkeit angewandt, das in 4 unterschiedliche Bodenhorizonte unterteilt wurde, zugrunde gelegt. Das Verhalten des Wassergehalts wurde während eines Zeitraums von 25 Tagen modelliert. Daraus folgerten die Forscher, dass eine richtige Beobachtung und Modellierung der gesättigten bzw. ungesättigten Bedingungen in Feuchtgebieten für die richtige Evaluierung ihrer Zustände wesentlich sind.

Obwohl die Wasserdynamik in dieser Zone sehr schwankend ist, können die hydraulischen Parameter angemessen dargestellt werden. Allerdings besteht die Schwierigkeit, die durch Felddaten modellierten Ergebnisse zu validieren, da die Gewinnung dieser Daten technisch zunächst schwer ist. Dies ist z.B. der Fall bei Tensiometern und TDR-Sonden, die während der Überflutungen nicht immer richtig funktionieren.

Schließlich wurde beobachtet, dass das Feuchtigkeitsniveau auf das Wachstum der Vegetation starken Einfluss hat. So wurde festgestellt, dass die Pflanzen aufgrund der drastischen Senkung des Wasserspiegels während der Vegetationsperiode beeinträchtigt werden. Allerdings zeigen einige Röhrichtpflanzen eine höhere Toleranz gegenüber langen Dürreperioden, wie z.B. das *Phragmites australis*. Die Forscher folgern, dass keine angemessene Entwicklung eines Modells besteht, das die Interaktion zwischen Pflanzenarten und Hydrodynamik darstellt, obgleich ein breiter Konsens über die Bedeutung dieser Wechselwirkung herrscht.

### **2.3.3 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2.3**

Die obengenannten Untersuchungen zeigen, dass die eindimensionalen Modelle die Darstellung der Wasserbewegung in der vadosen Zone ermöglichen, selbst wenn das Grundwasser ein höheres Niveau erreicht. Die numerischen eindimensionalen Lösungen sind grundsätzlich stabil und fordern weniger Zeit für die Berechnung und weniger Rechnerleistung.

Diese Merkmale stellen einen Vorteil gegenüber den 2D- und 3D-Modellierungen dar. Allerdings erreichen die eindimensionalen Modelle nicht dieselbe Auflösung der 2D- und 3D-Modelle für die Darstellung von Details, wie z.B. für die Darstellung von seitlicher Wasserbewegung oder vom Stofftransport. Die Literatur stimmt darin überein, dass falls eine bessere Auflösung der Wasserbewegung und/oder des Stofftransports notwendig ist, 2D- und 3D-Modelle verwendet werden sollten.

Da das Bodengefälle im Untersuchungsgebiet niedrig ist und deshalb die Auenlandschaft durch eine vertikale Dynamik des Grundwassers-/Flusswasserstandes geprägt ist (d.h. eine niedrige horizontale Bodenwasserbewegung besteht), wird die vertikale eindimensionale Modellierung der Wasserbewegung in Flussauen für die vorliegende Dissertation berücksichtigt, um die Feuchte/Wassersättigung der Auenböden zu bestimmen.

Für die obengenannten Forschungen sind die folgenden Aspekte zu unterstreichen:

- a) Die Wasserbewegung in der vadosen Zone wird unabhängig von der Grundwasser- und Flusswasserbewegung in der Praxis modelliert, obgleich die Wasserbewegung im hydrologischen System in der Literatur als Kontinuum verstanden wird (vgl. Furman, 2008).
- b) Die Flussprozesse (Wasserbewegung) in der vadosen Zone sind durch hydrologische Modelle unzulänglich dargestellt worden (vgl. Keese et al., 2005; Twarakavi et al., 2008).

- c) Obgleich alle Modelle ähnliche Grundbegriffe, u.a. von Massenerhaltungs-, Impulssatz und Richards-Gleichung verwenden, wenden sie unterschiedliche Kriterien, Parametrisierungen und Zeitskalen an, um diese Beziehungen zu beschreiben (vgl. Tian et al., 2012). Dieser Unterschied beeinflusst die erhaltenen Ergebnisse.
- d) Die Literatur stimmt darin überein, dass die Kopplung von Modellen eine bessere Darstellung von physikalischen Prozessen und eine höhere Genauigkeit der Ergebnisse ermöglicht (vgl. Furman, 2008; Gunduz und Aral, 2005).
- e) In jüngeren Forschungsvorhaben ist die Kopplung von Modellen für die Analyse der vadosen Zone und des Grundwassers verwendet worden (vgl. Twarakavi et al., 2008; Tian et al., 2012). Allerdings berücksichtigen diese Arbeiten nicht den Einfluss der Flusssdynamik auf das Grundwasser. Folglich berücksichtigen diese Arbeiten auch nicht den Einfluss auf die vadosen Zone, der besondere Bedeutung im Fall der Flussauen in regulierten Flüssen hat.
- f) Obgleich die Vegetation ein wichtiger Aspekt für die Modellierung der vadosen Zone ist, fehlt eine Analyse und Darstellung der zeitlichen und räumlichen Variation der Vegetation in Flussauen aufgrund der Überflutung bzw. Sättigung des Bodens in den obengenannten Forschungen.

## **2.4 Methode „Dynamische Interaktion von Modellen“ Vorschlag einer Methode zur Evaluierung der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes unter den Auswirkungen des Klimawandels**

In den vorherigen Kapiteln wurden die physikalischen Prozesse und die mathematischen Beziehungen dargestellt, die das Verhalten von Fluss und Flussauen und ihre Interaktion bestimmen. Aus dieser Untersuchung konnte gefolgert werden, dass Fluss und Flussauen aufgrund der Sedimentationsprozesse, der Wirkung der Vegetation und der Wasserbewegung in einem engen Zusammenhang stehen (vgl. u.a. Gurnell et al., 2009; Rinaldi et al., 2013). Diese Interaktion kann Veränderungen aufgrund menschlicher Eingriffe oder natürlicher Faktoren (wie z.B. das Klima) aufweisen. Diese Veränderungen können nicht nur eine ökologische Wirkung haben, sondern im Fall von regulierten Flüssen (z.B. durch Deiche und Buhnen) auch Wirkungen auf die Sicherheit der Menschen, auf die Infrastruktur und auf die Landschaft haben (vgl. u.a. Graf, 2006; Surian and Rinaldi, 2004; Makaske et al., 2011).

Der prognostizierte Klimawandel wird durch die Veränderung des Niederschlags mit großer Wahrscheinlichkeit Änderungen des Abflussregimes mit sich bringen (IPCC, 2007, 2013, 2014; Labat et al., 2004; Alkama et al., 2013; Stahl et al., 2010; Döll et al., 2009; Dai et al., 2009; und Legates et al., 2005).

Änderungen des Abflussregimes bzw. der Wasserbewegung im Fluss können morphologische Änderungen und zugleich Änderungen der Vegetation, die zur Anpassung des Gerinnes und Variationen des Flusswasserstandes führen, verursachen. Als Ergebnis der Interaktion zwischen Fluss und Flussauen würde bei einer möglichen Erhöhung des Flusswasserstandes das Grundwasserniveau und dadurch auch die

Feuchtigkeit des Bodens in den Flussauen steigen, was schließlich zu Änderungen der Flussauen (des Vorlandes) führen würde. Für die **Analyse der aufgrund des Klimawandels wahrscheinlichen zukünftigen Änderungen des Vorlandes** wird in der vorliegenden Dissertation eine einfache und für diese Problematik gut anwendbare Methode vorgeschlagen, die in diesem Kapitel vorgestellt wird. Diese Methode wird ebenfalls auf einen regulierten Fluss angewendet, um die lokale Entwicklung des Vorlandes unter dem zukünftigen Klimawandel zu untersuchen. Die Ergebnisse der Anwendung der Methode werden in Kapitel 5 dargestellt und diskutiert.

Nach den Ergebnissen der vorherigen Kapitel muss die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes die folgenden Aspekte berücksichtigen:

- 1) Die Wirkungen der aufgrund des Klimawandels prognostizierten Änderungen der Abflussregime auf die Flussauen- und Flussmorphologie.
- 2) Die Wirkungen der aufgrund des Klimawandels prognostizierten Schwankungen der Überflutungen/Sättigungen (Abflussregime) auf die Verteilung der Vegetation im Vorland.
- 3) Die sich aus den Veränderungen der Morphologie (1) und der Verteilung der Vegetation (2) ergebenden Wirkungen auf das Vorland, besonders hinsichtlich des Wasserstandes bzw. des Hochwasserrisikos.

Die Untersuchung der obengenannten Wirkungen wird mithilfe der folgenden Werkzeuge durchgeführt:

- 1) Ein **stochastisches Modell** (ARMA/Variation). Durch dieses Modell, das Daten aus dem regionalen Klimamodell REMO inkorporiert, wird die Änderung der **Abflussregime** (Langzeitprognose von Abflüssen) erhalten.
- 2) Ein **eindimensionales Flussmodell** und ein **eindimensionales Sedimenttransportmodell**. Durch beide Modelle werden die Änderungen der **Flussmorphologie** bestimmt.
- 3) Ein **Bodenwassermodell**. Durch die Beziehung zwischen dem Flussmodell und dem Bodenwassermodell wird die **Verteilung der Vegetation** analysiert.

Schließlich werden die Änderungen des Vorlandes, besonders hinsichtlich des Wasserstandes bzw. des Hochwasserrisikos, durch den Vergleich des zukünftigen Wasserstandes und des aktuellen Wasserstandes (Ist-Zustand) analysiert. Für die Berechnung des zukünftigen Wasserstandes werden die projizierten neuen Flussquerprofile und die neue Verteilung der Vegetation berücksichtigt. Dieser Vorgang kann iterativ (dynamisch) sein, da er die modellierten Bedingungen von Fluss und Vorland in einer neuen Modellierung (während eines neuen Zeitraums) inkorporieren kann. Das heißt, dass die Ergebnisse der Modellierungen der Morphologie und Vegetation als Eingangsdaten der neuen Modellierung zu verwenden sind.

Auf diese Weise wird die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes auf die **Interaktion von vier (4) Modellen** (ein stochastisches Modell, das Daten von einem Klimamodell verwendet; ein Flussmodell; ein Sedimenttransportmodell und ein Bodenwassermodell) gestützt. Im folgenden Kapitel wird das konzeptuelle Modell der

Interaktion von eindimensionalen Modellen dargestellt (Kap. 2.4.1 „Konzeptuelles Modell“). Ebenso werden Kriterien, Parameter und mathematische Beziehungen vorgeschlagen, für die Analyse des zukünftigen Verhaltens von:

1) Abflüssen (Kap. 2.4.2); 2) Morphologie des Flusses und der Flussauen (Kap. 2.4.3); 3) Vegetation im Vorland (Kap. 2.4.4).

Die vorgeschlagenen Kriterien, Parameter und mathematischen Beziehungen (im Folgenden als *Grundbedingungen für die Interaktion* bezeichnet) ermöglichen die Kopplung der vier obengenannten Modelle. Schließlich werden die Schlussfolgerungen der Anwendung der vorgeschlagenen Methode am Ende des Kapitels zusammengefasst (Kap. 2.4.5). Die Ergebnisse der durch Feldmessungen kalibrierten und validierten Modellierungen werden in Kapitel 5 dargestellt und diskutiert.

### **2.4.1. Konzeptuelles Modell**

Wie in Kapitel 2.2 erläutert, ermöglichen die Infrastrukturen zum Hochwasserschutz – wie Deiche und Buhnen – in Europa im Regelfall, dass die Überflutungen auf einen engen Bereich der Flussauen beschränkt bleiben (Makaske, et al., 2011).

In der Tat ist der direkte Einfluss des Flusses auf die Flussauen durch den Aufbau dieser Infrastrukturen, die die Auen in aktive (rezente Aue – Deichvorland – Vorland) und inaktive Auen (Altaue – Deichhinterland) unterteilen, beschränkt worden (Scholz et al., 2005; Brunotte et al., 2009).

Die Trennung der Auen führt zur Entstehung von unterschiedlichen hydraulischen Dynamiken für beide Gebiete. Da eine direkte Beziehung zwischen Fluss und Grundwasser in der aktiven Aue besteht (Montenegro, 2013; Alden und Munster, 1997), hängt die Vegetation hauptsächlich vom Grundwasserstand in der inaktiven Aue ab (Heinken, 2001; Hellwig, 2000), das heißt, dass die Schwankung des Grundwasserstands nicht direkt vom Flusswasserstand in der inaktiven Aue abhängt.

Im Vorland, dessen zukünftige Entwicklung aufgrund des Klimawandels in dieser Dissertation untersucht wird, finden komplexe hydraulische Interaktionen aufgrund der eigenen Fluss- und Grundwasserdynamik statt (vgl. Bates et al., 2000; Brunotte et al., 2009; Matella und Merelender, 2014). In der folgenden Abbildung 2.12 werden die wichtigsten Interaktionen zwischen Fluss und Flussauen, die in dem vorherigen Kapitel bereits dargestellt wurden, grafisch zusammengefasst.

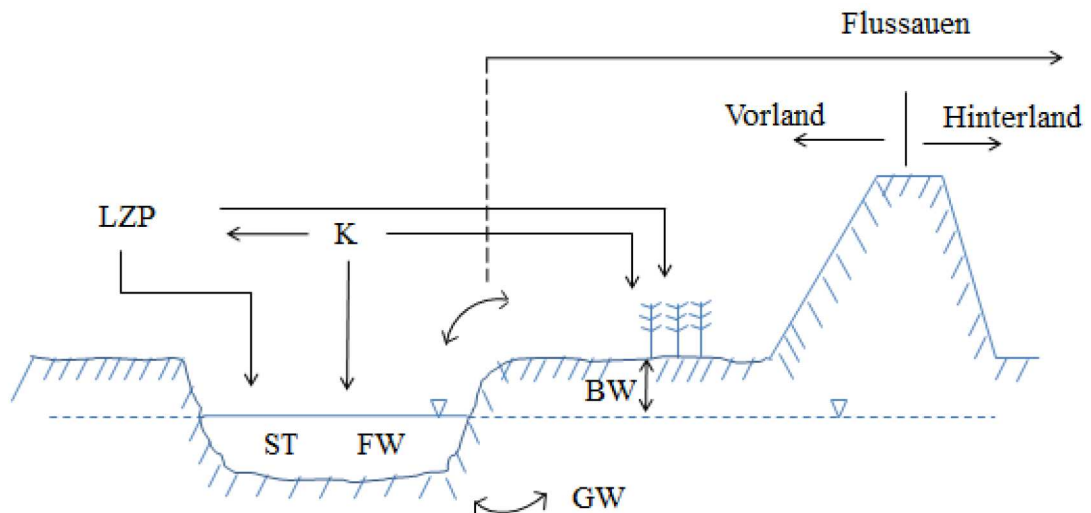


Abb. 2.12: Schema der Interaktion zwischen Fluss und Flussauen (Quelle: Eigene Darstellung)

In der Abb. 2.12 stellt K den Einfluss des Klimas dar, dessen zukünftige Entwicklung durch Klimamodelle prognostiziert wird. BW bezeichnet die Bodenwasserbewegung und GW die Grundwasserbewegung. FW entspricht dem Flusswasser und ST dem Sedimenttransport. Die Langzeitprognose von Abflüssen ist durch LZP abgebildet. Im Regelfall werden die Prozesse, die in jeder Ebene der Abb. 2.12 (GW, FW, etc.) stattfinden, unabhängig von anderen modelliert. Zum Zweck der Modellierung werden diese Prozesse als unabhängige Systeme in der Literatur betrachtet. (vgl. u.a. Furman, 2008; Stoppelenburg et al. 2005; Gunduz und Aral, 2005; Shen and Phanikumar, 2010; Yen und Tsai, 2001).

Auf diese Weise werden z.B.: 1) das Flusswasser durch stationäre Flussmodelle (unabhängig von der Zeit) und instationäre Flussmodelle (abhängig von der Zeit), 2) der Sedimenttransport durch Sedimenttransportmodelle und 3) das Bodenwasser/Grundwasser durch Bodenwasser-/Grundwassermodelle analysiert, ohne dass die Ergebnisse einer Modellierung für die andere berücksichtigt werden.

Allerdings besteht eine enge Beziehung/Interaktion zwischen den Prozessen im Fluss und in den Flussauen. Daher wird das Konzept der *dynamischen Interaktion von Modellen* in der vorliegenden Dissertation vorgestellt, um den Einfluss des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung des Vorlandes **präziser** zu analysieren.

Bei der Methode der Interaktion von Modellen geht es um die Berücksichtigung der gleichzeitigen und gegenseitigen Einflüsse der Prozesse (u.a. Sedimenttransport, Wasserbewegung), die im Fluss und in den Flussauen stattfinden. Dafür ist es notwendig, dass die Modelle, die die jeweiligen Prozesse darstellen, interagieren.

Allerdings verwenden die verschiedenen Modelle unterschiedliche Differenzialgleichungen und unterschiedliche Parametrisierungen. Daher ist die Bestimmung von übereinstimmenden Randbedingungen und Kriterien für die Modelle von Sedimenttransport, Flusswasser, Bodenwasser und für das stochastische Modell (das die Abflüsse berechnet) erforderlich, obgleich die ersten drei Modelle auf ähnlicher

Grundlage (Navier Stoke, Massenerhaltung und Kontinuitätsgleichung) beruhen (Furman, 2008; Tian et al., 2012).

So erfolgt die Verknüpfung der Modelle untereinander **über Parameter und Kriterien**, die für ein Modell definiert sind, aber ein anderes Modell beeinflussen.

In der Abbildung 2.13 wird das folgende vereinfachte Beispiel der Interaktionen durch die Parameter Niederschlag und Grundwasserstand schematisiert (für ein besseres Verständnis wird jede Beziehung in Klammern nummeriert, so dass sie in der Abb. 2.13 erkannt werden können):

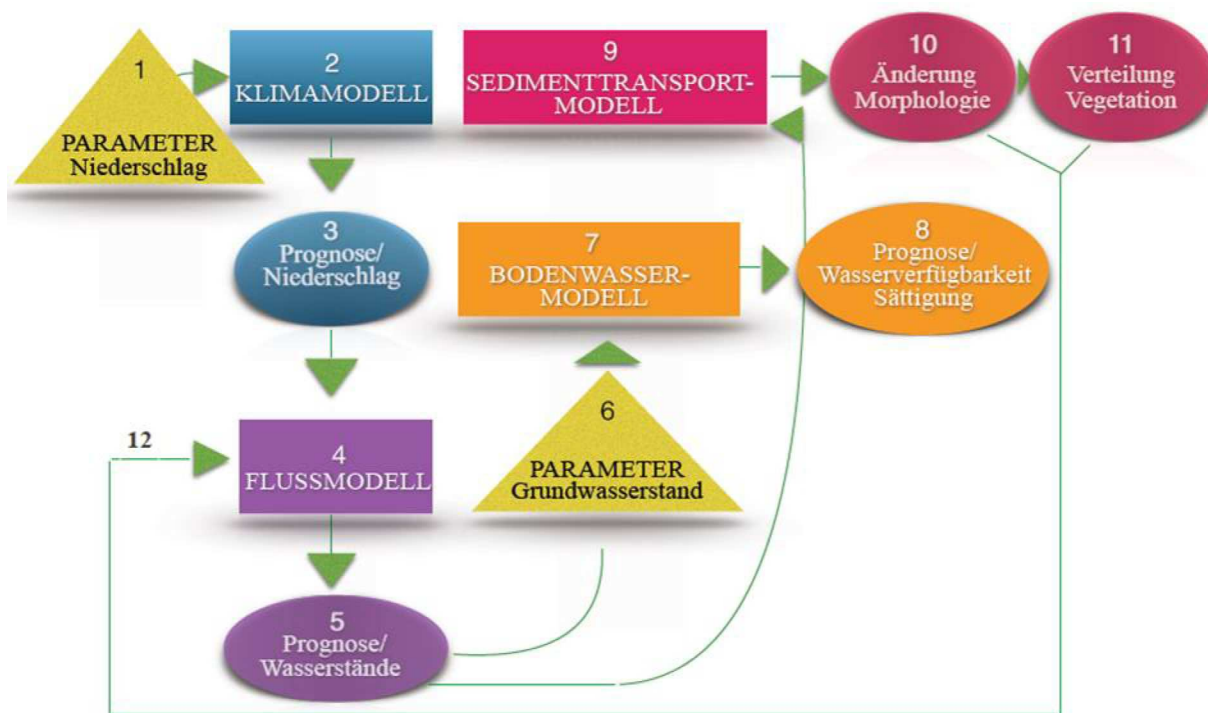


Abb. 2.13: Vereinfachtes Schema der Interaktion der Modelle (Quelle: Eigene Darstellung)

Der Parameter *Niederschlag* (1) wird *im Klimamodell* (2) berücksichtigt, dessen *Prognosewerte* (3) die Ergebnisse des *Flussmodells* (4) beeinflussen.

Diese Verknüpfung ermöglicht die Prognose zukünftiger *Wasserstände* (5) und Wassermengen als Ergebnis von Veränderungen aufgrund des Klimawandels, d.h. der Parameter *Niederschlag* verbindet das *Klimamodell* mit dem *Flussmodell*. Das *Flussmodell* (4) generiert Prognosen zukünftiger *Wasserstände* (5) des Flusses, die in direktem Zusammenhang mit dem *Grundwasserstand* (6) in den Auen stehen und somit die Entwicklung des *Bodenwassermodells* (7) beeinflussen, Der Parameter *Grundwasserstand* verbindet somit das *Flussmodell* mit dem *Bodenwassermodell*.

Das *Bodenwassermodell* (7) wiederum verwendet *Grundwasserdaten* (6) für die Bestimmung zukünftiger *Wasserverfügbarkeit/Sättigung für Pflanzen* (8) und der Umweltbedingungen in den Auen. Die für das *Flussmodell* (4) entwickelten Kriterien und ermittelten Ergebnisse (5) beeinflussen zugleich direkt das Modell der



*Sedimenttransportprozesse* (9) im Fluss und in den Flussauen, so dass mittels dieses Modells (Sedimenttransport) zugleich die wahrscheinlichen Veränderungen der *Morphologie von Fluss und Auen* (10) bestimmt werden. Diese könnten langfristige Folgen auf die *Vegetation* (11) ergeben.

Schließlich ist zu betonen, dass sich die modellierte *Variation der Morphologie* (10) und die *Vegetation* (11) auf Schwankungen des Wasserstandes im regulierten Fluss auswirken können. Die Schwankungen des Wasserstandes sollten wiederum vom Flussmodell (12) berücksichtigt werden.

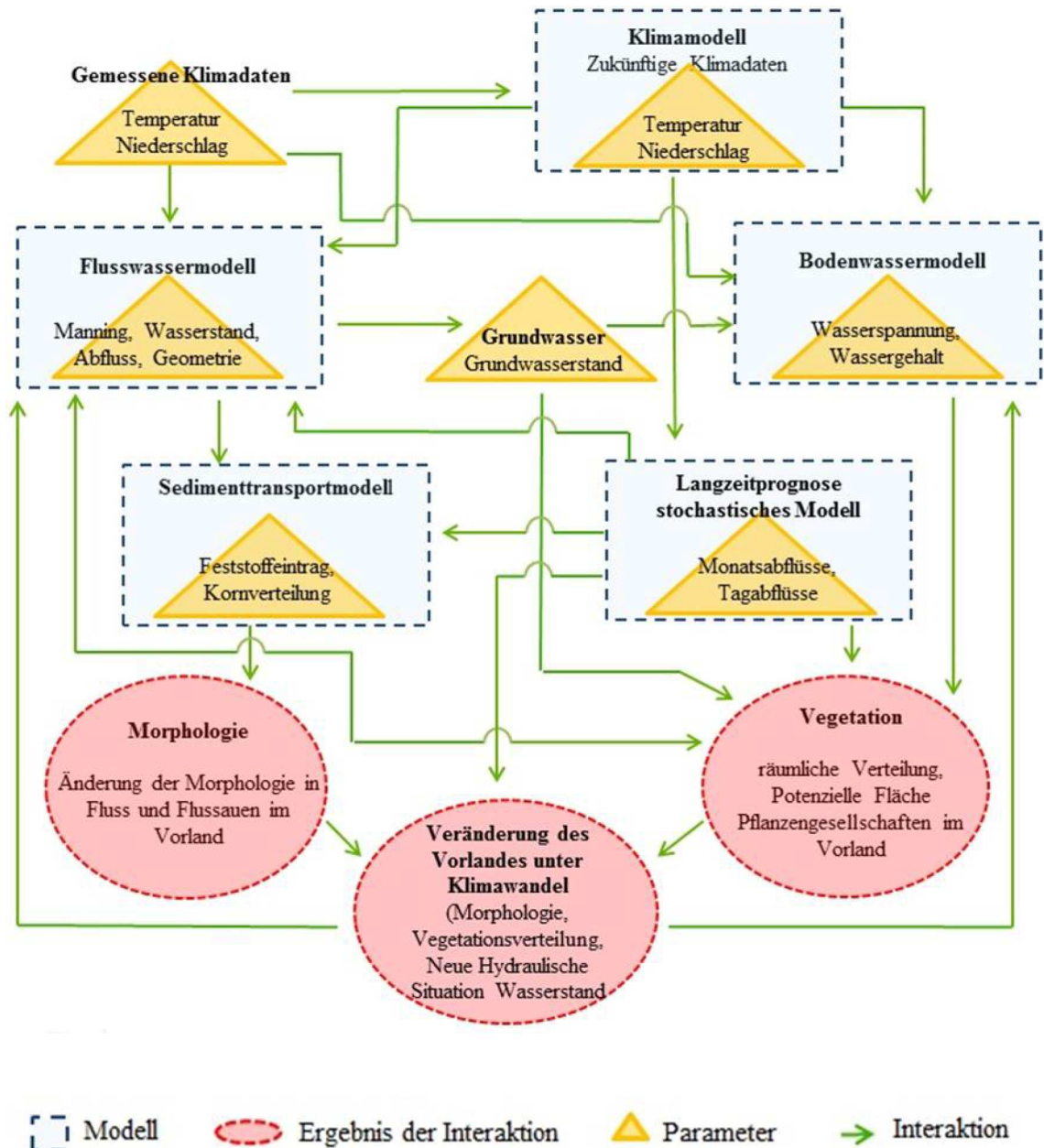


Abb. 2.14: Fließdiagramm des Konzepts „dynamische Interaktion der Modelle“ und wichtige Parameter für die Evaluierung der Entwicklung des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Methode der Interaktion von Modellen ist dynamisch, da sie auf die Evaluation neuer Zeiträume angewandt werden kann. Ebenso kann diese Methode auf die Evaluation in Etappen angewandt werden, um z.B. Schwankungen des Wasserstandes in regulierten Flüssen, die aufgrund menschlicher Eingriffe oder Renaturierungsprozesse starke Veränderungen zeigen, zu bestimmen.

Das Beispiel der Abbildung 2.13 zeigt nur eine vereinfachte Interaktion durch zwei Parameter. Allerdings bestehen mehrere Parameter und Interaktionen, wie in der folgenden Abbildung 2.14 schematisiert wird.

In der Abbildung 2.14 ist ein Flussdiagramm der Methode *Dynamische Interaktion von Modellen* dargestellt. Die Verbindungen (Pfeile) zwischen den verschiedenen Modellen in Abb. 2.14 zeigen, wie diese Modelle interagieren und wie die verschiedenen Parameter die Modelle beeinflussen.

Im Folgenden werden die wichtigsten Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die a) Prognose von Abflüssen (Kap. 2.4.2), b) Morphologie (Kap. 2.4.3) und c) Verteilung der Vegetation im Vorland (Kap. 2.4.4) dargestellt.

## **2.4.2 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Prognose von Abflüssen**

Wie bereits dargestellt wurde, besteht eine Beziehung zwischen Klimadaten (Temperatur, Niederschlag) und Abflüssen. Diese Beziehung muss sich in den jeweiligen anzuwendenden Modellen widerspiegeln, d.h. im Klimamodell und im stochastischen Modell (Langzeitprognose), so dass beide Modelle verbunden werden können (Abb. 2.14).

Allerdings können die meisten bestehenden stochastischen Modelle diese Beziehung nicht richtig in die Zukunft projizieren. So ist es der Fall beim stochastischen Modell ARMA, das die statistischen Abflussdaten für die Prognose von zukünftigen Abflüssen berücksichtigt. In der Tat beruht dieses Modell auf Abflussdaten, die sich nur auf historische Klimadaten beziehen, wie im folgenden (Cap. 2.4.2.1) dargelegt wird. Daher werden nach einer kurzen Erläuterung der Grundlage der statistischen Abflussprognosen in diesem Kapitel (Cap. 2.4.2.2) Kriterien, Parameter und mathematische Beziehungen dargestellt, die zum einem die Modifizierung des ARMA-Modells und zum anderen seine Interaktion mit einem regionalen Klimamodell ermöglichen. Auf diese Weise kann die Beziehung zwischen zukünftigen Klimadaten und zukünftigen Abflüssen analysiert werden. Dadurch kann der Einfluss des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse berücksichtigt werden.

### **2.4.2.1 Statistische Abflussprognosen**

Wie mehrmals in den vorherigen Kapiteln betont, wird das Equilibrium des Flusses durch externe Faktoren beeinflusst. In diesem Zusammenhang stellen die Auswirkungen des Klimawandels einen bedeutenden Änderungsfaktor für den Fluss und die Flussauen dar. In diesem Sinne zeigen die Prognosen der Klimamodelle eine Steigerung des Niederschlags im Einzugsgebiet der Elbe bis Ende des 21. Jahrhunderts (siehe Kapitel

2.1). Da der Niederschlag das Abflussregime beeinflusst, ist es erforderlich, die zukünftigen Wassermengen der Flüsse aufgrund der prognostizierten Schwankungen des Niederschlags zu projizieren und analysieren.

Hierfür stehen einige Werkzeuge der stochastischen Hydrologie zur Verfügung, mit denen Zukunftswerte der Abflussmengen unter Berücksichtigung einiger der von den Klimamodellen prognostizierten Folgen ermittelt werden können. In diesem Kapitel werden Konzepte und mathematische Beziehungen dargestellt, die die Anwendung eines stochastischen Modells für die Prognose von monatlichen Abflüssen ermöglichen.

Im ersten Teil des Kapitels werden die Grundkonzepte der stochastischen Hydrologie dargestellt. Hierfür werden folgende Themen behandelt: a) Grundbegriffe der stochastischen Hydrologie (Kapitel 2.4.2.1.1) und b) stochastische Modelle (Kapitel 2.4.2.1.2).

Im zweiten Teil des Kapitels werden das ARMA-Modell und die für diese Untersuchung benötigten Hauptparameter erklärt. Hierfür werden folgenden Themen behandelt: c) Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte (ARMA) (Kapitel 2.4.2.1.3); d) Anwendung des Modells ARMA (Kapitel 2.4.2.1.4) und e) Bestimmung von Charakteristika der Datenreihe für das ARMA-Modell (Kapitel 2.4.2.1.5).

In Kapitel 2.4.2.2 wird eine Modifizierung des in dem Untersuchungsgebiet angewandten ARMA-Modells vorgeschlagen, die die möglichen Veränderungen der zukünftigen Niederschläge aufgrund des Klimawandels eingliedert.

#### 2.4.2.1.1 *Grundbegriffe der stochastischen Hydrologie*

Alle natürlichen Phänomene unterliegen grundsätzlicher Eintrittsungsicherheit. Somit ist nachvollziehbar, dass sie den Wahrscheinlichkeitsgesetzen unterliegen. In diesem Rahmen ist von stochastischen Prozessen die Rede. Diese Betrachtungsweise wird auf die Hydrologie mittels verschiedener mathematischer Methoden übertragen, mit denen bestimmte Verläufe der registrierten historischen Daten identifiziert und Wahrscheinlichkeitsfunktionen angepasst werden können, die mögliche zukünftige Daten generieren. Die stochastische Hydrologie versucht, die Eintrittsmerkmale zu bewahren, die mit einer Reihe von Ereignissen assoziiert werden (vgl. u.a. García, 2010; Baran und Bacanlı, 2006; Chow et al., 1988). Die Projektion fehlender oder zukünftiger Daten dieser Methode beruhen auf der Annahme, dass eine Beziehung zwischen historischen Datenverläufen und dem zukünftigen Verlauf besteht. Hierdurch können die sogenannten Synthetischen Reihen bestimmt werden (vgl. Bright et al., 2015; Kyselý und Dubrovský, 2005; Pesch et al., 2015). Synthetische Reihen können in Abhängigkeit der einbezogenen Faktoren unterschieden werden. Historische Daten sind also die Basis der möglichen zukünftigen Daten, die aus den Reihen generiert werden (Tosonoğlu und Can, 2015; García, 2010; Arganis Juárez et al., 2010). Die zukünftigen synthetischen Reihen behalten stets die statistischen Eigenschaften der historischen oder Ursprungsreihe; dies entspricht dem Wesen der stochastischen Analyse. Es ist wichtig zu berücksichtigen, dass diese Modelle einen deskriptiven Charakter im statistischen Sinne haben und keine Kausalitätsmodelle sind, mit denen der physikalische Gehalt der hydrologischen

Phänomene erklärt werden soll (Moreno und Salazar, 2009). Zwar sind zahlreiche Merkmale erforderlich, um eine historische Reihe vollständig darzustellen, eine stochastische Analyse muss jedoch lediglich jene Merkmale einbeziehen, die für die Beschreibung des zu analysierenden physikalischen Prozesses erforderlich sind (García, 2010). Auf diese Weise kann eine Zeitreihe in mathematisch einfacher Form als Mittelwert, Varianz und Autokorrelation Lag-1 dargestellt werden.

#### 2.4.2.1.2 Stochastische Modelle

Die Entwicklung stochastischer Modelle ist vergleichsweise jung. Obwohl bereits Hazen (1914), Sudler (1927), Hurst (1951) und Barnes (1957) früh die Möglichkeit aufgezeigt haben, Statistik und Wahrscheinlichkeitstheorie auf Datenreihen von Abflussmengen von Flüssen anzuwenden, beginnt erst in den 1960er Jahren, mit der Einführung und Anwendung autoregressiver Modelle für jährliche und saisonale Abflussmengen durch Thomas und Fiering (1962) und Yevjevic (1963), die förmliche Entwicklung stochastischer Modellierung. Seitdem sind auf diesem Gebiet verschiedene Forschungsgruppen entstanden, die zur Ergebnisverbesserung neue Variablen in die Modelle eingeführt, neue Modelle entwickelt, Applikationen für die Prüfung der Anpassungsgüte entwickelt, sowie die Sensibilität dieser Applikationen und der in der Hydrologie verwendeten Parameter untersucht haben (vgl. u.a. Gallager, 2013; Rust, 2007; Salas und Obeysekera, 1992; Salas et.al, 1980).

In der Literatur werden die stochastischen Modelle generell in parametrische und nicht-parametrische Modelle klassifiziert (McMahon und Adeloje, 2005; Chen et al., 1997). Parametrische Modelle verwenden explizite mathematische Formeln, wie es beispielsweise bei der Wahrscheinlichkeitsverteilung zur Darstellung des Verhaltens von Abflussmengen geschieht, in denen die benutzten Parameter aus den verfügbaren historischen Daten abgeleitet werden (vgl. Salas et al., 1980; Hung et al., 2014; Westra et al., 2007; Abudu et al., 2010). Die parametrischen Modelle werden in der Literatur hinsichtlich der Anwendung des Hurst-Koeffizienten bzw. der Persistenz in zwei Gruppen unterteilt: Kurzzeit-Persistenz- und Langzeit-Persistenz-Modelle (vgl. u.a. McMahon und Adeloje, 2005; Koirala et al., 2011). Die Persistenz kann als das Verhältnis oder die Korrelation der aktuellen oder zukünftigen Daten mit den historischen Daten begriffen werden. Der Unterschied zwischen Kurzzeit- und Langzeit-Persistenz bezieht sich auf die angewandte *Lag-time*. In der Kurzzeit-Persistenz wird der Effekt der Daten in den zukünftigen Daten nach einer relativ kurzen Zeit vernachlässigt. Im Fall von Langzeit-Persistenz sind die Effekte der Daten in den zukünftigen Daten von hoher Bedeutung (Koirala et al., 2011). In parametrischen Modellen wird im Allgemeinen davon ausgegangen, dass die Ursprungsreihe einen normalen Verlauf aufweist und dass diese Verteilung im Mittel null ( $\mu=0$ ) und die Varianz eins ( $\sigma^2=1$ ) beträgt (García, 2010). Die damit erhaltenen Ergebnisse können mit guten Resultaten auf kürzere Zeitspannen heruntergebrochen werden.

Nicht-parametrische Modelle dagegen verwenden Stichproben, ausgehend von historischen Datenreihen und mit Verzicht auf die mathematische Formulierung eines Modells oder einer Wahrscheinlichkeitsverteilung (vgl. Aneiros-Pérez und Vieu, 2008;

Ferraty et al., 2002). Die nicht-parametrischen Modelle versuchen, die empirischen statistischen Eigenschaften der historischen Datenreihe zu erhalten und dadurch die Ungewissheit der Prognose zu vermindern. Zu den gegenwärtig verwendeten nicht-parametrischen Modellen gehören u.a. ‘Moving Windows’ zur Stichprobe jährlicher Abflussmengen und die bekannten bootstrat-Methoden (Efron, 1979; Gardes und Girard, 2008; Kim et al., 2004; Ndiritu, 2011).

In der Literatur sind die Anwendungen einiger der folgenden entwickelten stochastischen Modelle zur Abflussmodellierung weit verbreitet: Autoregressives Modell (AR) (Thomas und Fiering, 1962; Yevjevich, 1963; Yue et al., 2002); Modell Fraktionale Gauss Interferenz (FGN) (Mandelbrot und Wallis, 1968; Matalas und Wallis, 1971; Graves et al., 2014; Li, 2009); Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte (ARMA) (Carlson, et.al., 1970; Tosunoğlu und Can, 2015; Şengül und Can, 2011; Wiesel et al., 2013); integriertes Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte – Box Jenkins Methode (ARIMA) (Box und Jenkins, 1973; Salas et al., 1980; Musa, 2013; Frausto-Solis et al., 2008); Modell intermittenter Prozesse (Yakowitz, 1973; Kelman, 1977); Zerlegungsmodelle (Valencia und Schaake, 1973; Kirilova, 2004), Markov mixture-Modelle (Jackson, 1975; Sharma und Panu, 2012); autoregressives Modell diskreter Perioden DARMA (Jacobs und Lewis, 1978; Chung und Salas, 2000; Cancelliere und Salas, 2010). Diese Modelle stoßen an verschiedene Anwendungsgrenzen, die in der Literatur breit erörtert werden, siehe u.a. Salas et al. (1980), Chebaane et al. (1995), Baran und Bacanli (2006), Gallager (2013).

#### 2.4.2.1.3 *Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte (ARMA)*

Für die stochastische Modellierung der Abflüsse wird in dieser Untersuchung das Modell ARMA angewandt. Das Modell ARMA ergibt sich aus der Kombination von autoregressiven Modellen (AR) mit gleitenden Durchschnitten (MA). Die AR-Modelle erlauben die passende Modellierung der Abflussmengen bei niedrigen Wasserständen, während die Komponente MA hingegen besser für die Modellierung des Verhaltens von Abflussmengen bei Wasserständen geeignet ist, die durch intensive Niederschläge oder Schneeschmelze erhöht sind (vgl. Musa, 2013; Rust, 2007; Mujumdar und Nagesh, 1990; Salas et al., 1980). Somit könnte der jährliche Oberflächenabfluss durch die Kombination beider Komponenten adäquat abgebildet werden. Die ARMA-Modelle bieten größere Flexibilität und Ergebnisse auf der Grundlage einer geringeren Anzahl zu schätzender Parameter. Mit ihnen können die Werte aus Zeitreihen analysiert und Prognosen zukünftiger Werte formuliert werden (Tosunoğlu und Can, 2015; Wiesel et al., 2013). Das Modell AR geht mathematisch von einer stationären Zeitreihe  $y_t$  aus, normalverteilt mit dem Mittel  $\mu$  und der Varianz  $\sigma^2$ . Die Reihe weist eine Markov-Korrelation bei konstanten Parametern auf, so dass das autoregressive Modell der Ordnung  $p$ , das als  $AR(p)$  bezeichnet wird, wie folgt dargestellt werden kann:

$$y_t = \mu + \varphi_1(y_{t-1} - \mu) + \dots + \varphi_p(y_{t-p} - \mu) + \varepsilon_t \quad (\text{Gl. 2.85})$$

$$y_t = \mu + \sum_{j=1}^p \varphi_j (y_{t-j} - \mu) + \varepsilon_t \quad (\text{Gl. 2.86})$$

Darin stellt  $y_t$  die abhängige Zeitreihe (die Variable) dar und  $\varepsilon_t$  entspricht der in Bezug auf  $y_t$  unabhängigen Zeitreihe (nicht korrelierend), die mit dem Mittel 0 und der Varianz  $\sigma_\varepsilon^2$  normalverteilt ist. Die Koeffizienten  $\varphi_p$  werden als Autoregressionskoeffizienten bezeichnet. Die in der vorstehenden Gleichung enthaltenen Parameter  $\mu, \varphi, \sigma^2, \sigma_\varepsilon^2$  sind aus den Daten zu errechnen. Es existieren verschiedene Arten von AR-Modellen, die bei stochastischen Prozessen im Bereich der Hydrologie verwendet worden sind, die sich jedoch lediglich in der Formulierung unterscheiden (vgl. Zapata et al., 2007; Salas et al., 2005; Chebaane et al., 1995; Salas et al., 1980). Im Einzelnen wird hier das autoregressive Modell erster Ordnung bzw. Markov-Kette erster Ordnung, also mit der Setzung  $p=1$  verwendet. Somit lautet die Gleichung:

$$y_t = \mu + \varphi_1 (y_{t-1} - \mu) + \varepsilon_t \quad (\text{Gl. 2.87})$$

Bezüglich der Erwartungsparameter sowie der Varianz der abhängigen und unabhängigen Werte kann Folgendes zusammengefasst werden:  $E(y_t) = \mu$ ;  $E(\varepsilon_t) = 0$ ;  $Var(y_t) = \sigma^2$ ;  $Var(\varepsilon_t) = \sigma_\varepsilon^2$ .

Das Verhältnis zwischen  $\sigma^2$  und  $\sigma_\varepsilon^2$  stellt sich wie folgt dar:

$$\sigma_\varepsilon^2 = \sigma^2 \left( 1 - \sum_{j=1}^p \varphi_j \rho_j \right) \quad (\text{Gl. 2.88})$$

Dabei entspricht  $\varphi$  dem Autoregressionskoeffizienten und  $\rho$  dem Autokorrelationskoeffizienten *Lag-j* der Variable  $y_t$ . Im Fall AR(1) wird die vorige Formel folgendermaßen vereinfacht:

$$\sigma_\varepsilon^2 = \sigma^2 (1 - \varphi_1^2) \quad (\text{Gl. 2.89})$$

Generell wird für das Modell AR das Verhältnis der Koeffizienten  $\varphi_j$  und  $\rho_j$  über die Multiplikation der Gleichungen  $y_t$  und  $y_{t-k}$  gewonnen. Die Lösung ergibt:

$$\rho_k = \varphi_1 \rho_{k-1} + \varphi_2 \rho_{k-2} + \dots + \varphi_p \rho_{k-p} \quad k > 0 \quad (\text{Gl. 2.90})$$

$$\rho_k = \sum_{j=1}^p \varphi_j \rho_{k-j} \quad k > 0 \quad (\text{Gl. 2.91})$$

Aus den vorstehenden Ausführungen und bei  $p=1$  ergibt sich die folgende Autokorrelationsfunktion:

$$\rho_k = \varphi_1^k \quad k > 0 \quad (\text{Gl. 2.92})$$

Die Komponente MA (*Moving Average Process*) ist wie folgt aufzufassen: Es gelten die hydrologischen Werte der Zeitreihe  $y_t, y_{t+1}, y_{t+2}, \dots$ , bei gleichem Zeitabstand  $t, t + 1, t + 2, \dots$ . Dabei wird die Abweichung vom Mittelwert wie folgt ausgedrückt:

$$z_t = y_t - \mu \quad (\text{Gl. 2.93})$$

Diese Reihe  $z_t$  kann ebenfalls als endlose, mit unabhängigen Zufallsvariablen  $\varepsilon_t, \varepsilon_{t-1}, \varepsilon_{t-2}, \dots$ , gewichtete Summe ausgedrückt werden:

$$z_t = \varepsilon_t + \omega_1 \varepsilon_{t-1} + \omega_2 \varepsilon_{t-2} + \dots \quad (\text{Gl. 2.94})$$

Wenn die Reihe  $z_t$  von der finiten Anzahl  $q$  von Zufallsvariablen  $\varepsilon_t$  abhängig sein soll, kann sie folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$z_t = \varepsilon_t - \theta_1 \varepsilon_{t-1} - \theta_2 \varepsilon_{t-2} - \dots - \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (\text{Gl. 2.95})$$

So erhält man das sogenannte Modell MA der Ordnung  $q$ , das auf folgende Weise ausgedrückt werden kann:

$$z_t = \varepsilon_t - \sum_{j=0}^q \theta_j \varepsilon_{t-j} \quad (\text{Gl. 2.96})$$

Dabei gilt  $\theta_j = -1$ . Ebenso wie bei AR( $p$ )-Modellen müssen die Parameter  $\theta_j$  bei diesem Modelltyp auf der Grundlage der erfassten Daten errechnet werden. Daraus folgt, dass das Modell AR( $p$ ) folgendermaßen dargestellt werden kann:

$$z_t = \varepsilon_t + \varphi_1 z_{t-1} + \varphi_2 z_{t-2} + \dots + \varphi_p z_{t-p} \quad (\text{Gl. 2.97})$$

$$z_t = \varepsilon_t + \sum_{j=1}^p \varphi_j z_{t-j} \quad (\text{Gl. 2.98})$$

Aus der Kombination beider Modelle (Gl. 2.96 und Gl. 2.98) ergibt sich das Autoregressive Modell gleitender Mittelwerte (ARMA) der Ordnung  $(p, q)$ , das mit der folgenden Gleichung dargestellt wird:

$$z_t = \varphi_1 z_{t-1} + \varphi_2 z_{t-2} + \dots + \varphi_p z_{t-p} - \theta_1 \varepsilon_{t-1} - \theta_2 \varepsilon_{t-2} - \dots - \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (\text{Gl. 2.99})$$

Oder auch:

$$z_t = \sum_{j=1}^p \varphi_j z_{t-j} - \sum_{j=0}^q \theta_j \varepsilon_{t-j} \quad (\text{Gl. 2.100})$$

Dabei gilt  $\theta_j = -1$ . Die Anzahl der zu definierenden Parameter sei  $p-q-2$ , die aus den erfassten Daten zu errechnen sind.

#### 2.4.2.1.4 Anwendung des Modells ARMA

Das ARMA-Modell für die Bestimmung jährlicher Abflusswerte hat den folgenden Ausdruck (vgl. u.a. Garcia, 2010; Moreno und Salazar, 2008):

$$Q_i = \acute{Q} + \rho(Q_{i-1} - \acute{Q}) + t_i \sigma \sqrt{(1 - \rho^2)} \quad (\text{Gl. 2.101})$$

Dabei ist  $t_i$  ein Zufallswert, der im Allgemeinen dem Prozess einer Normalverteilung  $N(0,1)$  folgt;  $\sigma$  ist die Standardabweichung von  $Q$ ;  $\rho$  ist der Korrelationskoeffizient mit *Lag-j*;  $\acute{Q}$  ist der Mittelwert von  $Q$  und  $Q_i$  entspricht dem Abfluss der Periode  $i$ . Die Gl. 2.101 ist auch als Markov-Modell erster Ordnung bekannt. Sobald die Parameter der Gl. 2.101 durch die vorhandenen Daten bestimmt werden, kann mit dieser Formel eine neue Reihe der Größe  $n$  generiert werden. Die Gl. 2.101 beinhaltet, dass die Abflussmenge der Periode  $i$  aus dem Durchschnitt einer linearen Regression zwischen  $Q_i$  und  $Q_{i-1}$ , ergänzt durch eine aleatorische Komponente zur Erhaltung der Varianz, resultiert. Für kürzere Zeiträume, wie z.B. von Monat zu Monat oder Jahreszeit zu Jahreszeit, wird die vorstehende Gleichung wie folgt angepasst:

$$Q_{i,j} = \acute{Q}_j + \rho \frac{\sigma_j}{\sigma_{j-1}} (Q_{i-1,j-1} - \acute{Q}_{j-1}) + t_{i,j} \sigma_j \sqrt{(1 - \rho_j^2)} \quad (\text{Gl. 2.102})$$

$j$  steht dabei für Monat oder Jahreszeit. Monatliche Intervalle variieren zwischen 1 und 12;  $i$  steht für das Jahr und variiert zwischen 1 und  $n$ ;  $\rho_j$  ist der Autokorrelationskoeffizient zwischen  $Q_i$  und  $Q_{i,j}$  (vgl. García, 2010; Linsey et al., 1977). Die Parameter  $Q_i$ ,  $\sigma_j$  und  $\rho_j$  werden monatlich bestimmt und können letztlich ständig schwanken. Die vorherige Bedingung wird beibehalten, wonach generell von einem Mittel 0 und einer Varianz 1 ausgegangen wird. Mit dem Parameter  $Q_{i-1,j-1}$  werden die Jahreszeiten in das Modell eingeführt, wobei den jahreszeitlich wechselnden feuchten und trockenen Perioden, sowie den Übergängen zwischen diesen Perioden besondere Aufmerksamkeit zu widmen ist. Unter Berücksichtigung des folgenden normalisierten Verhältnisses

$$Y_{i,j} = \frac{Q_{i,j} - \acute{Q}_j}{\sigma_j} \quad (\text{Gl. 2.103})$$

erhält man das bekannte Verhältnis der ARMA-Modelle:



$$Y_{i,j} = \rho * Y_{i-1,j-1} + t_{i,j} * (1 - \rho_j^2)^{1/2} \quad (\text{Gl. 2.104})$$

Diese Gleichung wird für die Modellierung der Daten des Untersuchungsortes angepasst, um die Zufallsvariable (Wert zwischen 0 und 1) und die sich aus dem Regionalen Klimamodell ergebenden Schwankungen der zukünftigen Niederschlagsdaten einzuführen. Dies wird im Kapitel 4.2.9.4 weiter ausgeführt.

#### 2.4.2.1.5 Bestimmung von Charakteristiken der Datenreihe für das ARMA-Modell

Im Folgenden werden die Charakteristiken der historischen Datenreihe untersucht, die die Entwicklung einer Projektion der Abflussdaten durch das ARMA-Modell ermöglichen.

Die Charakteristiken werden durch die folgenden Methoden evaluiert: a) Moving Average Filtering; b) Datenpersistenz; c) Autokorrelation; und d) Zufallsvariable  $t$ .

##### a) Moving Average Filtering

Die Methode des Glättens mit gleitenden Mittelwerten ermöglicht es, die Verringerung der Wirkung nicht-systematischer Schwankungen der erfassten Daten und die Tendenz der Zeitreihe zu evaluieren. Die Methode beruht auf der Autokorrelation der systematischen Werte einer Zeitreihe, anders als es bei Zufallsschwankungen der Fall ist. Nach MacCuen (2003) erzeugt diese Methode eine neue Zeitreihe, die den systematischen Trend abbildet. Der mathematische Ausdruck der neuen Zeitreihe lautet

$$\hat{y} = \sum_{j=1}^m w_j * y_{i+j-0.5(m+1)} \quad (\text{Gl. 2.105})$$

mit  $i = 0.5(m + 1), \dots, n - \frac{1}{2}(m - 1)$ . Dabei entspricht  $\hat{y}$  der geglätteten Zeitreihe;  $y$  repräsentiert die ursprüngliche Zeitreihe;  $w_j$  entspricht der angewendeten Gewichtung und  $m$  ist die Anzahl der Messungen. Der Faktor  $w_j$  hängt vom Wert jedes einzelnen Datenpunktes ab. Die Anzahl der berücksichtigten Messungen  $m$  beeinflusst direkt die Glättung der gesamten Schwankung der Originalreihe, also sowohl die Glättung der zufälligen Schwankungen als auch die der systematischen Daten. Dies stellt allerdings ein Dilemma beim Einsatz dieser Methode dar, da bei einer Zunahme der Intervalle ein größerer Anteil der systematischen Schwankung beseitigt wird, wogegen bei zu geringen Intervallen die Zufallswerte nicht adäquat ausgeschlossen werden, so dass letztlich die relevanten Daten nicht korrekt identifiziert werden können. Hier empfiehlt es sich, unterschiedliche Intervalle zu testen, um schließlich die beste Glättung auszuwählen.

b) Datenpersistenz

Die Analyse langfristiger Abhängigkeit hydrologischer Datenreihen erfolgt mit dem Hurst-Koeffizienten. Dieser Koeffizient wurde vom britischen Hydrologen Harold Edwin Hurst (1951) entwickelt und beruhte ursprünglich auf den von ihm über lange Zeiträume vorgenommenen Beobachtungen der Schwankungen der Pegelstände des Nils, um so die Kapazität von Stauseen und Maßnahmen für Trockenperioden zu planen. Heutzutage wird dieser Indikator nicht nur in der Hydrologie verwendet, sondern auch auf anderen Gebieten wie der Ökonomie und Biologie, um die Beziehung zukünftiger Datenreihen zum Verlauf historischer bzw. erfasster Datenreihen zu bestimmen (vgl. u.a. Rodriguez, 2012; Sánchez Granero et al., 2008; Gilmore et al., 2002; Carbone et al., 2004). Hurst hat eine Schätzfunktion angewendet, die als Bandbreite kumulierter Abweichungen bezeichnet (Smith, 1983) und folgendermaßen definiert wird: Es sind  $x_1, x_2, \dots, x_n$  die Sequenz der Zuflüsse in ein Reservoir eines Staudamms während einer Folge von  $n$  Jahren mit dem Mittelwert  $\mu$  und der Varianz  $\sigma^2$ .

$$S_i = \sum_{j=1}^i (x_j - \mu) \quad (\text{Gl. 2.106})$$

Dabei steht  $M_N^*$  für den höchsten Wert der Reihe,  $S_i$  und  $m_N^*$  für den niedrigsten Wert dieser Reihe, so dass man zur folgenden Gleichung für die Bandbreite kumulierter Abweichungen gelangt:

$$Rn = M_N^* - m_N^* \quad (\text{Gl. 2.107})$$

Dies ist graphisch folgendermaßen darzustellen:

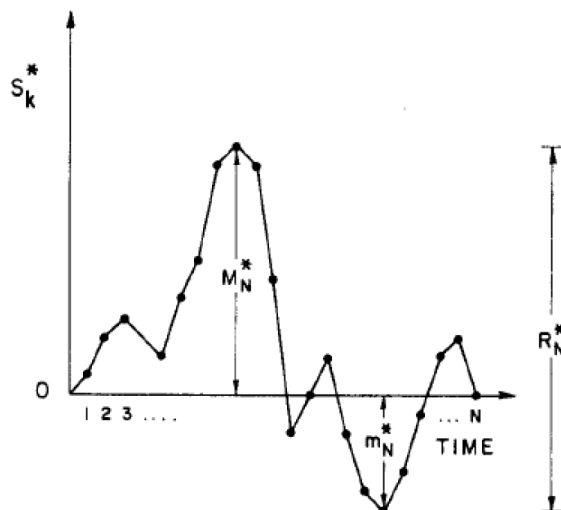


Abb. 2.15: Angepasste Bandbreite Rescale Adjusted Range RAR (McLeod und Hipel, 1978)

Im Jahr 1956 hat Hurst seine Untersuchungen um den Wert  $Rn$  für zahlreiche Reihen unterschiedlichen Umfangs ergänzt. Indem er jeden der ermittelten  $Rn$  durch seine Standardabweichung teilte, erhielt er die Schätzfunktion „angepasste umskalierte

Bandbreite RAR“ (Rescale Adjusted Range), die je nach Umfang der Stichprobe wie folgt variiert:

$$\frac{Rn}{Sn} \sim \left(\frac{n}{2}\right)^k \quad (\text{Gl. 2.108})$$

Darin kann  $k$  Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Die vorherige Gleichung kann folgendermaßen verallgemeinert werden:

$$Rn = aN^h \quad (\text{Gl. 2.109})$$

Darin ist  $a$  eine Konstante, die keine Funktion von  $N$  ist;  $h$  ist die allgemeine Bezeichnung des Hurst-Koeffizienten. Der Koeffizient  $k$  der ursprünglichen Gleichung von Hurst wurde durch die Analyse von Zeitreihen unterschiedlicher Jahresfolgen ermittelt, mit dem Ergebnis, dass sich der Koeffizient innerhalb des Bereichs zwischen  $k=0.46$  und  $k=0.96$  bewegt, mit einem Mittelwert von  $k=0.73$  und einer Standardabweichung von 0.09. In der Literatur wird davon ausgegangen, dass bei ausreichend langen Datenreihen dieser Exponent den Wert  $k=0.5$  erreichen würde. Daraus ergibt sich eine Differenz, die als Hurst-Phänomen bezeichnet wird. Laut Smith (1983) kann der Hurst-Koeffizient als das Gefälle der Beziehung zwischen  $\ln(Rn/Sn)$  und  $\ln(n)$  betrachtet werden. Die Ermittlung dieses Gefälles ist in der Literatur breit beschrieben worden (McLeod und Hipel, 1978). Mit der Anwendung des Logarithmus zur RAR-Gleichung (*Rescale Adjusted Range*) erhält man:

$$k = \frac{\log R_n - \log S_n}{\log N - \log 2} \quad (\text{Gl. 2.110})$$

Hurst (1951) empfiehlt die Ermittlung des Koeffizienten  $k$  für jeden Punkt der Reihe und abschließend die Berechnung des Durchschnitts.

### c) Autokorrelation

Viele Zeitreihen zeichnen sich durch eine hohe Autokorrelation aus. Das heißt, dass beieinander liegende Werte einer Reihe korrelieren. Dies ist leicht nachvollziehbar am Beispiel von täglich durchgeführten Abflussmessungen an einem beliebigen Fluss, wo von einem Tag zum anderen keine signifikanten Schwankungen auftreten: Hohe Werte folgen auf hohe Werte, niedrige Werte auf niedrige Werte. Nach García (2010) ergibt sich der verschobene Autokorrelationskoeffizient  $k$  aus der Korrelation, die zwischen der Originalreihe und einer weiteren, um  $k$  Zeiteinheiten verschobenen Reihe, besteht. Mit anderen Worten: Bei einer gegebenen Zeitreihe  $x_1, x_2, \dots, x_{n-k}$  ist die neue, um  $k$  Zeiteinheiten verschobene Zeitreihe, die folgende:  $x_{1+k}, x_{2+k}, \dots, x_n$ . Der Korrelationskoeffizient zwischen beiden Reihen wird als Autokorrelationskoeffizient der Ordnung  $k$  bezeichnet und die Verschiebung wird Verzögerung oder *Lag* genannt. Die

grafische Darstellung der Beziehung des Korrelationskoeffizienten und des *Lag* wird Korrelogramm genannt. In der Literatur wird *Lag* definiert als:

- *Lag-1* = der Korrelationskoeffizienten benachbarter Werte
- *Lag-2* = die Korrelation zwischen Werten, die durch zwei Messintervalle getrennt sind

Der Autokorrelationskoeffizient  $\rho_k$  ist demnach definiert als die Kovarianz der Reihe  $x_i$  und der Reihe  $x_{i+k}$ , geteilt durch die Varianz der Originalreihe  $\sigma_x^2$ . Bei gegebener Kovarianzgleichung zwischen den beiden Zeitreihen  $x_i$  y  $x_{i+k}$ , ergibt sich:

$$Cov(x_i, x_{i+k}) = \psi_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{n - 1} \quad (\text{Gl. 2.111})$$

Für  $k=1,2,\dots, n-1$ .

Darin ist  $\psi_k$  die Kovarianz der Reihen  $x_i$  und  $x_{i+k}$  und  $n$  die Größe der ursprünglichen Reihe. Im Falle *Lag-1* ergibt sich:

$$\rho_1 = \frac{Cov(x_i, x_{i+1})}{Var(x)} = \frac{\psi_k}{\sigma_x^2} \quad (\text{Gl. 2.112})$$

Laut Vogel et al. (1998) ist der Korrelationskoeffizient  $\rho$  für *Lag-k*:

$$\rho_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} x_i x_{i+k} - \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} x_i \sum_{i=1}^{n-k} x_{i+k}}{\left[ \sum_{i=1}^{n-k} x_i^2 - \frac{1}{n-k} \left( \sum_{i=1}^{n-k} x_i \right)^2 \right]^{1/2} \left[ \sum_{i=1}^{n-k} x_{i+k}^2 - \frac{1}{n-k} \left( \sum_{i=1}^{n-k} x_{i+k} \right)^2 \right]^{1/2}} \quad (\text{Gl. 2.113})$$

In dieser Gleichung werden als Teilungsfaktor die Standardabweichungen der Reihen  $x_i$  und  $x_{i+k}$  berücksichtigt.

#### d) Aleatorische Variable $t$

In einer stochastischen Gleichung spielt die aleatorische Variable  $t$  eine wichtige Rolle. Sie steht üblicherweise in Beziehung zu einer Verteilungsfunktion, die vorab als geeignetste Darstellung des Verhaltens der registrierten Daten definiert worden ist. Auf diese Weise geben die Ergebnisse der stochastischen Gleichung nicht nur das Mittel und die Varianz, sondern auch die Verteilung der Daten wieder. Auch wenn dies vergleichsweise einfach erscheint, liegen in der Mehrheit der Fälle tatsächlich nicht ausreichend Daten vor, aus denen eine Verteilung abgeleitet werden kann, die das Abflussverhalten am besten reproduziert. Daher müssen bestimmte Kriterien definiert und abgestimmt werden, damit die beste Funktion ausgewählt werden kann. Die ausgewählte Funktion kann den Daten mit der Bayes-Methode oder mit klassischen

Methoden angepasst werden (Linsley et al., 1977; McLeod und Hipel, 1978; Gallager, 2013).

Die meistverwendete Funktion ist wegen ihrer Einfachheit und der guten Repräsentation historischer Daten die Normalfunktion  $(\mu, \sigma^2)$ . Das bedeutet, dass der darauf bezogene Zufallsdatengenerator mit dieser Funktion zu konsistenten Ergebnissen führen müsste. Aus der Literatur ergibt sich, dass verschiedene Algorithmen vorliegen, mit denen unterschiedliche aleatorische oder pseudoaleatorische Werte mit geringer Wiederholungsfrequenz erzeugt werden (vgl. Mascagni, 1999; Wichmann und Hill, 1982). Die meistgenutzte Methode ist die rekursive Methode, die folgendermaßen dargestellt wird:

$$u_i = f(u_{i-1}) \quad (\text{Gl. 2.114})$$

In dieser Kategorie sind die sogenannten *LCG*-Algorithmen (Linear Congruential Generator) hervorzuheben, die von Lehmer (1949) entwickelt wurden. Die allgemeine Gleichung lautet:

$$x_n = ax_{n-1} + b(\text{mod } m) \quad (\text{Gl. 2.115})$$

Darin ist  $a$  der Multiplikator;  $b$  ist eine als Summenzähler bezeichnete Konstante und  $m$  steht für das Modul (Mascagni, 1999). Praktisch wird das Modul  $m$  auf der Grundlage von  $2^n$ -Potenzen eingerichtet. Die Größe des Moduls bestimmt die zwischen den wiederholten Werten bestehende Periode.

Für die Entwicklung von Abflussprognosen gibt es gegenwärtig verschiedene probabilistische Werkzeuge, mit denen Werte hoher Konfidenz generiert werden können. Das meistgenutzte Werkzeug sind Modelle der stochastischen Hydrologie. Die Theorie stochastischer Hydrologie beruht auf der Unterstellung einer Beziehung zwischen dem historischen Verhalten von Daten und ihrem zukünftigen Verhalten, woraus sogenannte synthetische Reihen entwickelt werden. Dies spiegelt sich in der Analyse des entwickelten Hurst-Koeffizienten wider, dessen Ergebnis die Existenz einer eindeutigen Beziehung zwischen dem Verhalten historischer Abflüsse und dem zukünftigen Abflüsse der Elbe bestätigt. Die im Untersuchungsort erfassten Daten werden mit der stochastischen Methode analysiert und ein Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte (ARMA) angewandt. Da für diese Untersuchung der Einfluss des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse von Bedeutung ist, wird das ARMA-Modell Gl. 2.102 im folgenden Kap. 2.4.2.2 durch einige Faktoren modifiziert.

#### **2.4.2.2 Kriterien, Parameter und mathematische Beziehungen für die Interaktion des ARMA-Modells mit einem regionalen Klimamodell**

Im Folgenden werden die Kriterien, Parameter und mathematischen Beziehungen dargestellt, die zum einen die Modifizierung des ARMA-Modells ermöglichen und zum anderen seine Interaktion mit einem regionalen Klimamodell. Auf diese Weise kann, wie

bereits erläutert wurde, die Beziehung zwischen zukünftigen Klimadaten und zukünftigen Abflüssen analysiert werden. Dadurch kann der Einfluss des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse berücksichtigt werden.

## I.- Kriterien

Für die Modellierung der zukünftigen Abflüsse durch das stochastische Modell ARMA werden die folgenden Kriterien, die die Interaktion mit einem regionalen Klimamodell ermöglichen, berücksichtigt:

- Die unterschiedlichen Parameter werden gemäß dem Konzept der Variabilität angewandt. Die Variabilität entspricht einer prozentualen Variation des Monatsparameters hinsichtlich des in einem bestimmten Zeitraum berechneten mittleren Parameters. Dies ermöglicht, dass die Berechnungen, z.B. im Fall des Parameters Niederschlag für die trockenen Monate, wenn der Niederschlag 0 mm ist, nicht zu Fehlergebnissen (d.h. einen Abfluss von 0 m<sup>3</sup>/s im Fluss) führen.
- Es wird die Variabilität des Niederschlags als hauptsächlicher Parameter für die Entstehung der Abflüsse berücksichtigt. Dieses Kriterium begründet sich darin, dass die Werte des Niederschlags als wichtige Klimadaten betrachtet werden (vgl. Thomas und Pool, 2006). Ebenso ist die Variabilität wesentlich für die Modifizierung des ARMA-Modells (siehe „b) *Variationsmodell*“).
- Die Variabilität des Niederschlags wird im Einzugsgebiet der untersuchten Flusstrecke im Laufe der Zeit berücksichtigt.
- Es wird nach den historischen Daten eine direkte Beziehung zwischen der aktuellen Variabilität des Niederschlags und den aktuellen Schwankungen der Abflüsse berücksichtigt. Das heißt, ein niedriger Monatsniederschlag führt zu einem niedrigen mittleren Monatsabfluss im Fluss. Im Gegensatz dazu führen hohe Monatsniederschläge zu großen mittleren Monatsabflüssen.
- Es wird berücksichtigt (gestützt auf das vorherige Kriterium), dass dieselbe direkte Beziehung zwischen der Variabilität des Niederschlags und den Schwankungen der Abflüsse für die Zukunft gilt.
- Für die Modellierung durch das ARMA-Modell werden monatliche Daten verwendet. Dazu werden Monatsabflüsse und monatliche Variationen des Niederschlags berechnet.

## II.- Mathematische Beziehungen

Die Anwendung des obengenannten Kriteriums der Variabilität des Niederschlags ermöglicht eine Verbindung zwischen den zukünftigen Abflüssen und dem Klimawandel. Allerdings berücksichtigt das Modell ARMA, das für die Berechnung der Abflüsse verwendet wird, nicht den Parameter Variabilität des Niederschlags. Deswegen muss der Faktor *Variation* ( $Q_{variation}$ ), der die Variabilität des Niederschlags berücksichtigt, in das ARMA-Modell inkorporiert werden. Der Faktor *Variation* ergibt sich aus dem in dieser Dissertation vorgeschlagenen Variationsmodell. Auf diese Weise werden die zukünftigen

Abflüsse durch eine Beziehung zwischen dem stochastischen ARMA-Modell (vgl. Rust, 2007; Salas et al., 1980) und dem Variationsmodell berechnet. Im Folgenden werden diese mathematischen Beziehungen dargestellt, d.h. von: a) dem ARMA-Modell zu den statistischen Abflussprognosen; b) dem Variationsmodell zur Berechnung des Faktors *Variation* ( $Q_{variation}$ ); und c) dem Modell ARMA/Variation zu den unter dem Klimawandel entstehenden zukünftigen Abflussprognosen.

a) *ARMA-Modell*

Für die Verbesserung (Erhöhung der Robustheit) der statistischen Abflussprognose wird in dieser Dissertation eine Änderung der Gleichung des ARMA-Modells (Gl. 2.102) vorgeschlagen. Die Anwendung der vorgeschlagenen Änderung ermöglichte während des Kalibrierungsvorgangs bessere Abflussprognosen im Vergleich<sup>5</sup> zu den Ergebnissen, die mit der Gl. 2.102 (ursprüngliche ARMA-Gleichung) erhalten wurden.

Die folgende Gl. 2.116 beinhaltet die vorgeschlagene modifizierte Gleichung.

$$Q_{ARMA\ i,j} = \varepsilon * \left[ \overline{Q}_j^k + \rho E(Q_{i-1,j-1} - \overline{Q}_{j-1}) + t_{i,j} \sigma_j \sqrt{(1 - \rho_j^2)} \right] \quad (\text{Gl. 2.116})$$

In der Gleichung steht  $j$  für Monat oder Jahreszeit. Monatliche Intervalle variieren zwischen 1 und 12;  $i$  steht für das Jahr und variiert zwischen 1 und  $n$ ;  $\rho_j$  ist der Autokorrelationskoeffizient zwischen  $\overline{Q}_j^k$  und  $\overline{Q}_{j-1}$ ;  $\overline{Q}_j^k$  entspricht dem mittleren Abfluss für Monat  $j$  in Dekade  $k$ ;  $\varepsilon$  ist ein Anpassungsfaktor zwischen dem Durchschnittwert der ursprünglichen und der modellierten Reihe. Die Analyse dieses Faktors für 100 Jahre, z.B. im Fluss Elbe, ergab den Wert  $\varepsilon = 0.92$ ;  $t_{i,j}$  stammt aus der Funktion  $U(0,1)$ . Der Faktor  $E$  entspricht der folgenden Gleichung:

$$E = \text{Min} \left[ \frac{\sigma_j}{\sigma_{j-1}}; \frac{\sigma_{j-1}}{\sigma_j} \right] \quad (\text{Gl. 2.117})$$

Das ARMA-Modell ermöglicht die Berechnung mittlerer Datenreihen von **Monatsdaten** unter Berücksichtigung der historischen monatlichen Abflussdaten (vgl. García, 2010). Trotz der vorgeschlagenen Verbesserung in Gl. 2.116 und Gl. 2.117 kann das stochastische ARMA-Modell den Einfluss des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse noch nicht richtig darstellen. Das ARMA-Modell inkorporiert einen mit diesem klimatischen Phänomen verbundenen Parameter nicht, da es nur auf historischen Daten beruht. Aus diesem Grund wird das Modell ARMA/Variation vorgeschlagen, das eine Kombination aus der Prognose des ARMA-Modells und eine Prognose eines Variationsmodells berücksichtigt. Im Folgenden wird das Variationsmodell erklärt und danach die Kombination zwischen beiden Modellen (ARMA/Variation) dargestellt.

---

<sup>5</sup> Während des Kalibrierungsvorgangs wurden die Gleichung 2.102 und Gleichung 2.116 angewandt. Als Ergebnis dieses Vorgangs war zu beobachten, dass die modellierten Abflussdaten mit Gleichung 2.116 niedrigere RMSE gezeigt haben.

b) Variationsmodell

Das Variationsmodell verknüpft die Parameter Niederschlag und Abfluss miteinander. Die Ziele des Variationsmodells sind: a) die Analyse und Bestimmung der Variabilität des Parameters Niederschlag im untersuchten Einzugsgebiet unter Berücksichtigung des Klimawandels; b) die Verknüpfung der Variabilität des Niederschlags mit den historischen und modellierten Abflüssen im Fluss und c) die Verbesserung der Prognose der zukünftigen Abflussdaten im Flussbereich durch die Kombination mit dem ARMA-Modell.

Da die Variabilität des Niederschlages ein Indikator der Variation des gemessenen Abflusses ist, kann die Beziehung zwischen dem Monatsniederschlag auf dem entsprechenden Einzugsgebiet und dem am Pegel oder im Untersuchungsgebiet gemessenen mittleren Monatsabfluss durch einen Faktor bestimmt werden. Durch die Anwendung dieses Faktors, der die Beziehung zwischen historischen Daten von Abfluss und Niederschlag darstellt, können die zukünftigen Abflüsse modelliert werden.

Für die Berechnung des Niederschlags im Einzugsgebiet kann das Einzugsgebiet in verschiedene Teileinzugsgebiete unterteilt werden. Auf diese Weise erfolgt die Berechnung des gewichteten Niederschlags auf der Fläche des Gesamteinzugsgebiets  $N_{EZGW}$  mittels der folgenden Gleichung:

$$N_{EZGW_{i,j}} = \sum_{K=1}^n \omega_K * N_{K_{i,j}} \quad 1 < i < n; 1 < j < 12 \quad (\text{Gl. 2.118})$$

Darin entspricht  $K$  dem Teileinzugsgebiet (TEZG);  $\omega_K$  ist das Gewicht des TEZGs;  $i$  ist das Jahr;  $j$  ist der Monat und  $N$  ist der Niederschlag. Um den Niederschlag mit den zur gleichen Zeit im Fluss  $t$  gemessenen Abflusswerten zu verknüpfen, wird der Faktor Monatsvariation ( $FMV$ ) angewandt. Dieser Faktor stammt aus der Beziehung zwischen dem mittleren Monatsabfluss  $\bar{Q}_j$  und dem mittleren Abfluss  $\bar{Q}_i$  in einem untersuchten Zeitraum, z.B.  $n = 30$  Jahre.

$$FMV = \frac{\bar{Q}_j}{\bar{Q}_i} \quad 1 < j < 12 \quad (\text{Gl. 2.119})$$

Schließlich sind die durch das Variationsmodell modellierten Abflusswerte durch die Gl. 2.120 zu erhalten:

$$Q_{\text{Variation } i,j} = VMN_{i,j} * FMV_{i,j} * \bar{Q}_{ARMA} \quad 1 < i < n; 1 < j < 12 \quad (\text{Gl. 2.120})$$

Darin entspricht  $Q_{\text{Variation } i,j}$  [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] dem modellierten Abfluss für Jahr  $i$  und Monat  $j$ ;  $VMN_{i,j}$  [-] ist die Variation des Monatsniederschlags für Jahr  $i$  und Monat  $j$ . Die  $VMN$  wird durch das Verhältnis zwischen Monatsniederschlag und mittlerem Niederschlag



während des untersuchten Zeitraums erhalten, d.h.  $VMN = N_j/\bar{N}_n$ ;  $\bar{Q}_{ARMA}$  [m<sup>3</sup>/s] ist der durch das ARMA-Modell für den untersuchten Zeitraum berechnete mittlere Abfluss;  $i$  ist das modellierte Jahr und  $j$  ist der Monat des Jahres. Die Variabilität der durch das regionale Klimamodell prognostizierten Niederschlagsdaten wird durch den Faktor  $VMN$  dargestellt.

c) *Modell ARMA/Variation*

Schließlich ist das Modell ARMA/Variation das Ergebnis der Kombination zwischen dem stochastischen Modell ARMA (Gl. 2.116) und dem Variationsmodell (Gl. 2.120). Auf diese Weise können durch die folgende Gl. 2.121 beide Modelle kombiniert werden:

$$Q_{ARMA/Variation\ i,j} = \frac{Q_{ARMA\ i,j} + Q_{Variation\ i,j}}{2} \quad 1 < i < n; 1 < j < 12 \quad (\text{Gl. 2.121})$$

Darin entspricht  $Q_{ARMA/Variation\ i,j}$  dem modellierten Monatsabfluss für Monat  $j$  in Jahr  $i$ . Die Anwendung der Gl. 2.121 ermöglicht die Langzeitprognose von **Monatsabflüssen** unter dem Einfluss des **Klimawandels**.

Allerdings werden für die Modellierung des zukünftigen Sedimenttransports und die Änderungen der Überflutungsdauer der Vegetation in den Auen die **täglichen Abflussdaten** benötigt. Dazu werden die täglichen Abflussdaten auf der Grundlage der Entwicklung jährlicher Verhaltenskurven aus den historischen täglich gemessenen Daten gewonnen. Die Verhaltenskurven werden durch die tägliche Variation des Abflusses hinsichtlich des entsprechenden mittleren jährlichen Abflusses erhalten. Die Kurven können durch die Gl. 2.122 und Gl. 2.123 ermittelt werden.

$$V_{d,i} = \frac{Q_{d,i}}{\bar{Q}_i} \quad 1 < i < n; \quad 1 < d < 365 \quad (\text{Gl. 2.122})$$

$$VK_n = \sum V_d \quad (\text{Gl. 2.123})$$

Darin entspricht  $V_d$  der täglichen Variation;  $Q_d$  ist der gemessene tägliche Abfluss im Jahr  $i$ ;  $\bar{Q}_i$  ist der mittlere jährliche Abfluss;  $i$  ist das Jahr;  $d$  ist der Tag und  $VK_n$  ist die Verhaltenskurve. Die Verhaltenskurven werden nach dem Zufallsprinzip auf die mit dem Modell ARMA/Variation erhaltenen Reihen von Monatsdaten angewandt. Alle Verhaltenskurven haben ähnliche Eintrittswahrscheinlichkeiten für ein bestimmtes Jahr. Die erhaltenen Werte werden auf die mittleren Abflussmonatsdaten so eingestellt, dass die täglichen Daten die modellierten mittleren Monatswerte nicht modifizieren. Die täglichen Abflussdaten wurden mit Gl. 2.124 ermittelt:

$$Q_{ARMA/Variation\ i,d} = Q_{ARMA/Variation\ i,j} * VK_n * C \quad (\text{Gl. 2.124})$$

Darin ist  $Q_{ARMA/Variation\ i,a}$  der prognostizierte tägliche Abfluss;  $Q_{ARMA/Variation\ i,j}$  ist der Monatsabfluss nach Gl. 2.121 und  $C$  ist ein Korrekturfaktor für die Angleichung zwischen dem mittleren berechneten Monatsabfluss nach Gl. 2.124 und dem modellierten Monatsabfluss nach Gl. 2.121.

### **2.4.3 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Morphologie**

Die Morphologie des Flusses und der Flussauen ist das Ergebnis der Beziehung zwischen Abflüssen und Sedimenttransport im Fluss. Sie wird durch ein Sedimenttransportmodell analysiert. Wie im Kapitel 2.2.2 erläutert wurde, ermöglicht die Kombination aus einem eindimensionalen Flussmodell den Gleichungen vom Sedimenttransport (Bodenfracht – Schwebfracht) und der Anwendung der Massenerhaltungsgleichung die Entwicklung eines eindimensionalen Sedimenttransportmodells (vgl. u.a. Nelson et al., 2009; Van Rijn, 1989; Rosier et al., 2009). So fordert die in dieser Dissertation vorgeschlagene Methode der Interaktion von Modellen, dass das Fluss- und das Sedimenttransportmodell miteinander verknüpft werden.

Diese Verknüpfung erfolgt durch die Anwendung der folgenden **Kriterien**, die bereits von den jeweiligen Modellen (Fluss- und Sedimenttransportmodell, wie Hec-Ras, CCHE1D, siehe Kapitel 2.2.2.3) berücksichtigt werden.

#### **Kriterien**

- Die durch das Flussmodell berechneten hydraulischen Parameter, wie z.B. Abfluss und Wasserstand, werden als Randbedingungen für das Sedimenttransportmodell definiert.
- Es wird ermöglicht, eine Beziehung zwischen der Fließgeschwindigkeit in der jeweiligen Flussstrecke und dem Parameter Sinkgeschwindigkeit, der die Bewegung der Sedimentpartikel zwischen den Flussquerprofilen angibt, zu bestimmen.
- Durch die Anwendung der Exner-Gleichung beziehen sich die Parameter Fließgeschwindigkeit und volumetrischer transportierter Sedimentfluss aufeinander.
- Das Transportvermögen wird für jedes Flussquerprofil berechnet. Dafür werden u.a. die Parameter Transportgleichung, Sinkgeschwindigkeit und Fließgeschwindigkeit berücksichtigt.
- Der Schwebstofftransport wird durch die Gleichung Advektion-Diffusion bestimmt. Dafür werden der Wasserstand und die Sinkgeschwindigkeit für jedes Profil bestimmt.

Andere partikuläre Kriterien für die Anwendung der Fluss- und Sedimenttransportmodelle werden im Kapitel 4.2.5 „Hydraulische Modellierung des Flusses und des Sedimenttransports“ dargestellt.

## **2.4.4 Grundbedingungen für die Interaktion der Modelle in Bezug auf die Verteilung der Vegetation**

Es besteht eine Beziehung zwischen Fluss, Grundwasser und Auenboden, die die Verteilung der Vegetation in den Flussauen beeinflusst. Diese Beziehung muss sich in den jeweiligen Modellen, die diese Parameter darstellen, d.h. im Flusswassermodell und im Bodenwassermodell, widerspiegeln, um die Interaktion beider Modelle mit der Prognose der Verteilung der Vegetation zu ermöglichen. Dazu werden zuerst die in dieser Dissertation angewandten Kriterien, Parameter und mathematischen Beziehungen zwischen Fluss, Grundwasser und Auenboden (Kapitel 2.4.4.1) dargestellt. Danach wird das Konzept von potenzieller Fläche für die Entwicklung der Pflanzengesellschaften (Kapitel 2.4.4.2) vorgeschlagen und erklärt, um die zukünftigen Änderungen der Verteilung der Vegetation bzw. Änderungen des Fließwiderstands in den Auen zu bestimmen.

### **2.4.4.1 Kopplung zwischen Fluss-, Grund- und Bodenwasser**

Die Beziehung, die in Abb. 2.14 zwischen dem Flusswasser, Grundwasser und Bodenwasser betont wurde, wird zuerst bezüglich (a) der Interaktion zwischen Fluss- und Grundwasser analysiert. Dazu werden Kriterien und mathematische Beziehungen, die die Interaktion dieser Parameter widerspiegeln, vorgeschlagen. Dann werden Kriterien bezüglich (b) der Interaktion zwischen Grundwasser und Bodenwasser im Vorland erläutert und schließlich die entsprechenden mathematischen Beziehungen dieser Interaktion behandelt.

#### *a) Beziehung zwischen Fluss- und Grundwasser*

Die Beziehung zwischen Fluss- und Grundwasser findet durch die hyporheische Zone statt, wie in Kap. 2.3.1 erwähnt wurde. Kriterien, die es ermöglichen, diese Beziehung widerzuspiegeln, sind unter anderen folgende:

#### **Kriterien**

Als Kriterien werden

- die Dynamik des Flusswassers, die direkt die Dynamik des Grundwassers in den Flussauen im Vorland beeinflusst,
- der Wasserstand des Flusses, der proportional zum Grundwasserstand ist und von den Bodeneigenschaften abhängt und
- das inkompressible Wasser, dessen Dichte nicht von gelösten Stoffen oder von der Temperatur abhängt.

#### **Mathematische Beziehungen**

Die Interaktion zwischen den Prozessen im Flusswasser (FW) und Grundwasser (GW) findet durch die seitliche Strömung  $q$  der Gl. 2.18, die den Gleichungen von Saint Venant für die Bestimmung der Wasserbewegung im Fluss entspricht, statt. Die folgende

Abbildung 2.16 zeigt ein vereinfachtes Schema der Interaktion zwischen Flusswasser (FW) und Grundwasser (GW) im Vorland. Darin sind  $h$  und  $x$  Variablen der Gl. 2.125.

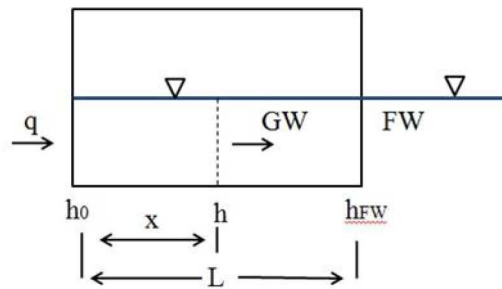


Abb. 2.16: Schema der Interaktion zwischen FW und GW (Quelle: Eigene Darstellung)

Das Grundwasser befindet sich in der gesättigten Zone. Der Durchfluss, der eine Querschnittsfläche in der gesättigten Zone durchströmt, kann durch das Darcy-Gesetz bestimmt werden (Chesnaux et al., 2005), d.h.:

$$Q = -AK \frac{dh}{dx} \quad (\text{Gl. 2.125})$$

Darin entspricht  $A$  der Querschnittsfläche in Bezug auf den Durchfluss;  $K$  ist die hydraulische Leitfähigkeit und  $dh/dx$  stellt den hydraulischen Gradienten dar. Für die Lösung der Gl. 2.125 können die Variablen  $h$  und  $x$  (siehe Abb. 2.16) in beide Seiten der Gl. 2.125 integriert werden. Aus der Berücksichtigung von  $A = h * 1$  folgt

$$Qx = -K \frac{h^2}{2} + C \quad (\text{Gl. 2.126})$$

$C$  ist dabei die Konstante der Integration. Aus der Evaluation in den Integrationsgrenzen  $x=0$  und  $h=h_0$  folgt:

$$C = -K \frac{h_0^2}{2} \quad (\text{Gl. 2.127})$$

Mit der Ersetzung der in der Gl. 2.127 erhaltenen Konstante  $C$  in Gl. 2.126 folgt:

$$Q = -\frac{K}{2x} (h_0^2 - h^2) \quad (\text{Gl. 2.128})$$

Aus der Evaluation der Grenzen  $x=L$  und  $h=h_{FW}$  in Abb. 2.16 folgt:

$$Q = -\frac{K}{2L}(h_0^2 - h_{FW}^2) \quad (\text{Gl. 2.129})$$

Wenn der benetzte Umfang  $P$  berücksichtigt wird, ergibt sich der Faktor  $q$  der Gleichung 2.18, d.h.:

$$q = -\frac{K}{2L} \frac{(h_0^2 - h_{FW}^2)}{P} \quad (\text{Gl. 2.130})$$

Die Höhe des Grundwassers ( $h_{GW}$ ) ergibt sich aus dem Ausgleichen der Gl. 2.129 und Gl. 2.128:

$$h_{GW} = \sqrt{h_0^2 - \frac{x}{L}(h_0^2 - h_{FW}^2)} \quad (\text{Gl. 2.131})$$

Bei der Annahme, dass der Grundwasserstand im Vorland direkt abhängig vom Flusswasserstand ist, kann aus der Quadratwurzel der Gl. 2.131 der Faktor  $h_{FW}$  gezogen werden. Die konstanten Faktoren dieses Faktors werden durch eine globale Konstante  $C_w$  ersetzt, d.h.:

$$h_{GW} = C_w h_{FW} + C_0 \quad (\text{Gl. 2.132})$$

Der Faktor  $C_w$  der Gl. 2.132 hängt von den Bodeneigenschaften der Flussauen ab und kann aus den Feldmessungen sowie aus der Berechnung der Grafik  $h_{GW}$ -  $h_{FW}$  (Grundwasserstand-Flusswasserstand) (siehe Kapitel 5.1.4) erhalten werden. Bei Berücksichtigung einer linearen Beziehung zwischen  $h_{GW}$  und  $h_{FW}$  kann der Faktor  $C_w$  in der folgenden Form berechnet werden:

$$C_w = \frac{n \sum_{i=1}^n h_{GW_i} h_{FW_i} - \sum_{i=1}^n h_{GW_i} \sum_{i=1}^n h_{FW_i}}{n \sum_{i=1}^n h_{GW_i} - [\sum_{i=1}^n h_{FW_i}]^2} \quad (\text{Gl. 2.133})$$

Die Gleichung 2.133 ermöglicht es, – ausgehend von den prognostizierten Werten des Flusswasserstands – die prognostizierten Werte des Grundwasserstands zu erhalten.

#### *b. Beziehung zwischen Grundwasser und Bodenwasser in ungesättigter Zone*

Die Interaktion zwischen Grundwasser und Bodenwasser, die in der Abb. 2.16 dargestellt wurde, findet in der vadosen Zone statt, wie in Kapitel 2.3 erläutert. Im Folgenden werden die Kriterien und die mathematischen Gleichungen dargestellt, die es ermöglichen, die Interaktion zwischen Grundwasser und Bodenwasser widerzuspiegeln.

## Kriterien:

- Der Grundwasserspiegel entspricht der unteren Grenze der vadosen Zone (ungesättigten Zone).
- Der Grundwasserstand variiert im Laufe der Zeit.
- Seitliche Strömung und Transport in ungesättigter Zone sind nicht von Bedeutung.
- Die Strömung bewegt sich durch die ungesättigte Zone in vertikaler Form ( $\hat{k}$ ).
- Es besteht eine Druckhöhe  $\varphi_{KZ} = 0$  in der kapillaren Zone zwischen gesättigter und ungesättigter Zone, weshalb die kapillare Fläche mit der phreatischen Fläche übereinstimmt.
- Das Wasser ist inkompressibel und seine Dichte hängt nicht von aufgelöstem Stoff oder von der Temperatur ab.
- Das Porengefüge des Bodens ist konstant.
- Die Strömung bewegt sich durch die gesättigte Zone langsam in seitlicher Form ( $\hat{i}, \hat{j}$ ).

## Mathematische Beziehungen

Die Bewegung des Wassers in gesättigten und ungesättigten Zonen wird durch die Richards-Gleichung modelliert (vgl. Botros et al., 2012; Liu, 2013; siehe Kapitel 2.3.2.3), die der dreidimensionalen Form der Gl. 2.69 entspricht. In ausgedehnter Form kann diese Gleichung umgeschrieben werden in:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\varphi) \left( \frac{\partial \varphi}{\partial z} + 1 \right) \right] + S \quad (\text{Gl. 2.134})$$

Bei Berücksichtigung, dass die seitliche Strömung des Wassers in ungesättigten Zonen vernachlässigt wird, wird die Gl. 2.134 (dreidimensionale Richards-Gleichung) durch die Gl. 2.59 (eindimensionale Richards-Gleichung) als Funktion von  $\varphi$  in folgender Form ausgedrückt:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\varphi) \left( \frac{\partial \varphi}{\partial z} + 1 \right) \right] + S \quad (\text{Gl. 2.135})$$

In gesättigter Zone berücksichtigt man  $\partial \theta / \partial t = 0$ . Für die Anwendung der Richards-Gleichung an der Grenze zwischen Grundwasser und Bodenwasser wird die Kapillarzone (KZ) zwischen Grund- und Bodenwasser als Teil der vadosen Zone berücksichtigt. In diesem Sinne wird die Grenze zwischen Grund- und Bodenwasser durch die Fläche  $\varphi = \varphi_{KZ}$  dargestellt, wie in der folgenden Abb. 2.17 gesehen werden kann.

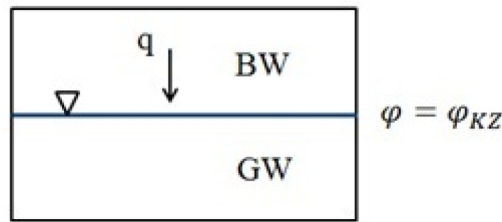


Abb. 2.17: Schema der Interaktion zwischen Grundwasser (GW) und Bodenwasser (BW) (Quelle: Eigene Darstellung)

Im Regelfall sind die Gl. 2.134 und Gl. 2.135 durch die Anwendung der Finiten-Differenzen-Methode (FDM) zu lösen. In der folgenden Abbildung 2.18 kann ein Schema der Diskretisierung über einem rechteckigen Gitter gesehen werden (vgl. Celia et al., 1990). Diese Diskretisierung ist auf die in dieser Arbeit zu entwickelnde Modellierung der Grenze zwischen Bodenwasser und Grundwasser anwendbar. In der Abb. 2.18 können unterschiedliche Niveaus gesehen werden. Das Niveau  $k - 1$  stimmt in diesem Fall mit der Grenze zwischen den gesättigten und ungesättigten Zonen überein. Der Index  $k$  bezeichnet einen räumlichen Standort für einen konstanten Abstand  $\Delta z$ .

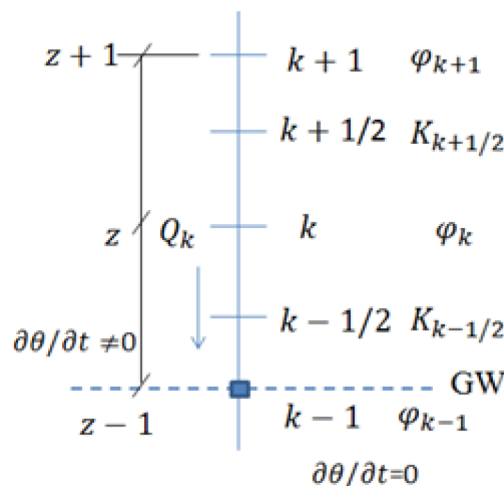


Abb. 2.18: Schema der Näherung durch Finite-Differenzen-Methode (FDM) in Rechteckgittern (Quelle: Eigene Darstellung)

Bei der Anwendung der Näherung durch die Finite-Differenzen-Methode in der Gl. 2.135 bestehen drei mögliche Fälle hinsichtlich der Druckhöhe  $\varphi$  in Richtung  $\hat{k}$  (vertikale Richtung) in der unteren Grenze des Bodenprofils. Diese Fälle gelten, falls die obengenannten Kriterien dieses Abschnittes hinsichtlich der Grundwasserdynamik, die die Gl. 2.70 ergänzen, berücksichtigt werden. Die auftretenden Fälle sind folgende: a)  $\varphi_{k-1} < 0$ ; b)  $\varphi_{k-1} = 0$ ; c)  $\varphi_{k-1} > 0$ . Für diese drei Fälle gelten die folgenden Näherungsgleichungen:

$$\frac{\theta_k^{n+1} - \theta_k^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left[ K_{k+1/2}^{n+1}(\varphi) \frac{\varphi_{k+1}^{n+1} - \varphi_k^{n+1}}{\Delta z_k} - K_{k-1/2}^{n+1}(\varphi) \frac{\varphi_k^{n+1} - \varphi_{k-1}^{n+1}}{\Delta z_{k-1}} \right] \quad (\text{Gl. 2.136})$$

$$+ \frac{K_{k-1/2}^{n+1} - K_{k+1}^{n+1}}{\Delta z} + S_k^n \quad \text{für } \varphi_{k-1} < 0$$

$$\frac{\theta_k^{n+1} - \theta_k^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left[ K_{k+1/2}^{n+1}(\varphi) \frac{\varphi_{k+1}^{n+1} - \varphi_k^{n+1}}{\Delta z_k} - K_{k-1/2}^{n+1}(\varphi) \frac{\varphi_k^{n+1}}{\Delta z_{k-1}} \right] \quad (\text{Gl. 2.137})$$

$$+ \frac{K_{k-1/2}^{n+1} - K_{k+1}^{n+1}}{\Delta z} + S_k^n \quad \text{für } \varphi_{k-1} = 0$$

$$\frac{\theta_k^{n+1} - \theta_k^n}{\Delta t} = 0 \quad \text{für } \varphi_{k-1} > 0 \quad (\text{Gl. 2.138})$$

Darin bezeichnet  $n$  den Zeitschritt und  $k$  entspricht der Position im Gitter. Die räumliche Variation des Grundwasserspiegels während eines bestimmten Zeitraums wird im modellierten Bodenprofil durch die Höhe definiert. Es gelten die in der Gl. 2.137 und Gl. 2.138 beschriebenen Bedingungen.

Das erforderliche iterative Lösungsschema für die oben genannten Gleichungen (Gl. 2.136 bis 2.138) entspricht dem in der Gl. 2.71 bis Gl. 2.75 beschriebenen Lösungsschema. Ähnliche Lösungen, die variable untere Randbedingungen haben, können für einige in Kapitel 2.3.2.5 bezeichneten eindimensionalen Modelle (wie z.B. HYDRUS) gefunden werden. Die Iteration kann beendet werden, falls die folgende Bedingung erfüllt ist (vgl. Kuznetsov et al., 2012):

$$\max(\varphi_k^{m+1} - \varphi_k^m) < \varepsilon_\varphi \quad (\text{Gl. 2.139})$$

$$\max(\theta_k^{m+1} - \theta_k^m) < \varepsilon_\theta \quad \text{für } \varphi < 0 \quad (\text{Gl. 2.140})$$

Darin entspricht  $m$  der Nummer der Iteration.  $\varepsilon_\varphi$  und  $\varepsilon_\theta$  stellen die Werte der Genauigkeit für die Druckhöhe und den Wassergehalt dar, die am Anfang der Iteration bestimmt wurden (vgl. Šimůnek et al., 2013; Zhu et al., 2012).

Auf diese Weise kann die Beziehung zwischen Grundwasser und Bodenwasser, letztendlich also die Bewegung des Bodenwassers, durch die Gl. 2.136 bis Gl. 2.138 analysiert werden. Der Grundwasserstand wird durch die Beziehung zwischen Fluss- und Grundwasser bestimmt, die durch die Gl. 2.132 berechnet wird.

So kann die Interaktion zwischen Fluss-, Grund- und Bodenwasser durch die Anwendung der Kriterien und mathematischen Beziehungen der Abschnitte *a*) und *b*) modelliert werden.



#### **2.4.4.2 Ermittlung von potenzieller Fläche für die Entwicklung von Pflanzengesellschaften**

Die bestehende Beziehung zwischen Fluss- und Grundwasser hat Einfluss auf die Wasserbewegung in der vadosen Zone der Flussauen und folglich auf die Feuchte dieser Zone, was sich – im Zusammenhang mit der Dynamik der Überflutungen – auf die Verteilung, das Wachstum und die Ansiedlung der Vegetation in Flussauen auswirkt (siehe Kapitel 2.3.1).

Auf diese Weise beeinflussen die vorhandene Bodenfeuchte und die Schwankungen der Abflüsse im Fluss das Wachstum und Sterben der Vegetation in Flussauen und dadurch die hydraulische Rauigkeit (Manning-Koeffizient). Langfristige Änderungen der Parameter Bodenfeuchte und Überflutungen führen zu einer Änderung der Verteilung der Vegetation im Vorland.

Für die Analyse der zukünftigen Änderung der Verteilung der Vegetation im Vorland werden in dieser Dissertation zwei Konzepte verwendet: a) Pflanzengesellschaften und b) Potenzielle Fläche für die Entwicklung der Pflanzengesellschaften. In diesem Kapitel werden die Konzepte, die es ermöglichen, die bestehende Interaktion zwischen Fluss-, Grund- und Bodenwasser und der Pflanzenverteilung widerzuspiegeln, dargestellt. Um Änderung in Bezug auf die Verteilung von Pflanzengesellschaften zu prognostizieren, werden anschließend die angewandten Kriterien und mathematischen Beziehungen erläutert.

##### *a) Pflanzengesellschaften*

Die Vegetation wird als die Summe der Pflanzengesellschaften in einem Gebiet bezeichnet (vgl. u.a. Dengler, 2003; Capon, 2003; Dierschke, 1994; Lazowski, 2007). Es ist ein Naturgesetz, dass kein Organismus im Freiland solitär lebt, sondern nur in Lebensgemeinschaft (Biozönose) in seinem Lebensraum (Biotop) (Wilmanns, 1998).

Die auf die Physiognomie und Pflanzenfarbe bezogenen Unterschiede, die sichtbar wahrgenommen werden können, ermöglichen es, die unterschiedlichen Pflanzengesellschaften und ihre Verteilung in den Flussauen zu erkennen.

In diesem Zusammenhang definiert die Literatur die Pflanzengesellschaft als eine Gruppe von Pflanzenarten, die in ähnlicher Umgebung und somit auch unter ähnlichen ökologischen Bedingungen vergesellschaftet wächst (vgl. Alcaraz, 2013; Dengler, 2003; Dierßen, 1990).

Eine Assoziation bezeichnet eine Pflanzengesellschaft von besonderer, wiederkehrender Artenzusammensetzung bei ähnlicher Physiognomie und einheitlichen Standortbedingungen. Ihre Artenverbindung, Struktur und Anpassung an die Umgebung wird in der Pflanzensoziologie untersucht. Klassifikationen der unterschiedlichen in Flussauen vorkommenden Pflanzenarten sind u.a. in Douđa et al. (2015), Dieck und

Robinson (2004), Matthews (2011), Redecker (2001), Heinken (2001), Hellwig (2000), Nilsson und Svedmark (2002), Naiman und Décamps (1997) beschrieben.

Für die zukünftigen Prognosen der Verteilung der Vegetation im Vorland, die die Fluss- und Flussauenmorphologie bestimmt, wird die Verteilung der Pflanzengesellschaften im Wehninger Werder in dieser Dissertation analysiert. In den folgenden Kapiteln wird analysiert, wie die potenziell besiedelbare Fläche für die unterschiedlichen Pflanzengesellschaften aufgrund der zukünftigen Überflutungs-/Sättigungsbedingungen des Auenbodens in einer bestimmten Zone variiert. Dies ermöglicht die Berechnung der zukünftigen Rauigkeit für diese Zone, die durch entsprechende Pflanzengesellschaften bestimmt ist. Durch die Bestimmung der neuen Manningkoeffizienten können letztendlich morphologische Änderungen im Fluss und in den Flussauen prognostiziert werden.

#### *b) Ermittlung von potenzieller Fläche für die Entwicklung von Pflanzengesellschaften in der Aue*

Die verschiedenen Pflanzengesellschaften der Aue werden durch so genannte *limitierende Umweltfaktoren*, wie z.B. Überflutung/Wassersättigung (siehe Kapitel 2.3.1), beeinflusst. Diese Faktoren bedingen die Vor- und Nachteile eines Standortes für das Wachstum einer bestimmten Pflanzengesellschaft. Die Vegetation im Deichvorland wird nicht nur durch die Schwankungen des Wasserstands des Flusses und des Grundwassers beeinflusst, sondern auch durch die Häufigkeit der Überflutungen. Die mit der Überflutungs-/Sättigungstoleranz der Pflanzen assoziierten Charakteristika bestimmen die Fläche, auf die sich die verschiedenen Taxa konzentrieren oder auf die sie im Laufe der Jahre aufgrund der Variation der hydraulischen Bedingungen verschoben werden. In der Literatur wird die Verteilung der Pflanzengesellschaften in der Auenfläche in Abhängigkeit von der topographischen Höhe und Überflutungs-/Sättigungstoleranz der Pflanzen angegeben (vgl. Guillo et al., 2011; Bendix und Stella, 2013; Amarell und Klotz, 2001; Hellwig, 2000; Heinken, 2001; Redecker, 2001; Scholz et al., 2005). Diese Flächen werden im Allgemeinen als **frischer Bereich**, **feuchter Bereich** und **nasser Bereich** bezeichnet. In jedem Bereich sind verschiedene Typen von Pflanzen-Assoziationen, Subassoziationen und Varianten zu finden (Wilmanns, 1998; Dierschke, 1994). Anthropogene Aktivitäten verändern auch die Verteilung der dominierenden Pflanzen, wie im Falle der Beweidung oder Mahd, die das Wachstum einer Pflanzenart gegenüber einer anderen begünstigt, z. B. im Fall der Beweidung von Vegetationstyp Flutrasen gegenüber dem Vegetationstyp Röhrichte.

In dieser Untersuchung wird die Bezeichnung **Ermittlung von potenziellen Flächen für die Entwicklung von Pflanzengesellschaften** verwendet, um deren potenzielle Neuverteilung zu analysieren. Die potenzielle Fläche, die eine Pflanzengesellschaft besiedeln könnte, entspricht der Fläche der Flussauen, in der die limitierenden Umweltfaktoren, z. B. Überflutung/Sättigung, ähnlich sind, beziehungsweise das Überleben dieser Pflanzengesellschaft zulassen, sodass sie sich an diesen Orten höchstwahrscheinlich ansiedeln kann. Das angewandte Konzept *potenzielle Fläche* ist eine Vereinfachung für die Analyse der vorhandenen Pflanzengesellschaften im Vorland,

um sie nach entsprechenden Typen gemäß ihrer Überflutungs-/Sättigungstoleranz zu gliedern und auf diese Weise die Variationen ihrer räumlichen Verteilung prognostizieren zu können.

## **Kriterien**

Im Folgenden werden allgemeine Kriterien dargestellt, die für die Prognose der von der Vegetation zukünftig besiedelbaren Flächen im Vorland verwendet werden.

- Für die Bestimmung der hydraulischen Bedingungen (Überflutung/Sättigung) im Vorland werden die projizierten Daten von Flusswasserstand, Grundwasserstand, Wassergehalt und Wasserspannung verwendet, die durch eindimensionale Modelle (Flussmodelle, Bodenwassermodelle) erhalten worden sind.
- Die in der Gegenwart im Untersuchungsgebiet vorkommenden Pflanzengesellschaften und ihre entsprechende Zonierung werden durch Methoden wie der Analyse von Luftaufnahmen und Hilfe von Feldforschung (Beobachtungen im Untersuchungsgebiet) bestimmt.
- Für die Bestimmung der Charakteristika der Überflutungstoleranz jeder Pflanzengesellschaft während der Vegetationsperiode wird die Information der Literatur (vgl. u.a. Heinke, 2002) berücksichtigt.
- Die Eigenschaften des Bodens im Untersuchungsbereich werden für die Bestimmung der Wasserverfügbarkeit/Sättigung berücksichtigt. Für die Bestimmung der Eigenschaften werden Bodenprobenahmen aus dem Untersuchungsgebiet und bodenkundliche Karten verwendet. Auf diese Weise wird ein charakteristisches Bodenprofil des Gebiets erhalten, das in der eindimensionalen Modellierung der Bodenwassersbewegung verwendet wird. Es wird berücksichtigt, dass sich dieses Bodenprofil im Laufe der Untersuchungszeit nicht ändert.
- In der Literatur wird die Entwicklung der Auenlandschaften im Regelfall in einem Zeitraum zwischen 20 und 50 Jahren betrachtet (vgl. Kaule, 1991). Daher wird für die Prognose der Verteilung der Vegetation in dieser Dissertation ein Zeitraum von 30 Jahren berücksichtigt. Nach diesem Zeitraum kann ein neues Szenario (eine neue Landschaft) entstehen. Der berücksichtigte Zeitraum von 30 Jahren muss modifiziert werden, falls die in der Landschaft identifizierten Bedingungen eine andere Entwicklungszeit zeigen.

## **Mathematische Beziehungen**

Für die Prognose einer Veränderung der Vegetation durch die Variation der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften im Vorland müssen folgende Aspekte durch mathematische Beziehungen dargestellt werden: a) die Veränderung des Wasserstands (Fluss- und Grundwasser) bezüglich des Mittelwassers (MW); b) die potenzielle Fläche der Pflanzengesellschaften und c) das Überflutungsgeschehen während der Vegetationsperiode.

Im Folgenden werden diese mathematischen Beziehungen dargestellt:

*a) Variation des Wasserstands bezüglich des Mittelwassers (MW)*

Der Standort der Pflanzengesellschaften wird durch die Geländehöhe und das Mittelwasser  $MW$  definiert. Zur Bestimmung der Veränderung des Wasserstands  $V_{WS}$  bezüglich des Mittelwassers wird die durch das instationäre Flussmodell erhaltene Abflusskurve verwendet. Die  $y$ -Achse der Abflusskurve wird durch die Differenz zwischen den Wasserständen und dem Mittelwasserstand ersetzt, um eine neue Kurve der Abflussveränderungen bezüglich des  $MW$  darzustellen. Die neue Kurve kann im Regelfall durch die Gleichung

$$V_{WSi} = aQ_i^3 - bQ_i^2 + cQ_i - d \quad (\text{Gl. 2.141})$$

angenähert werden, worin  $a, b, c, d$  den Konstanten entsprechen und  $Q_i$  [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] der Abfluss ist. Die Beziehung der durch Gleichung 2.141 berechneten Variationen der Veränderung des Grundwassers im Vorland kann durch Gleichung 2.142 errechnet werden.

$$V_{GWSi} = C_w V_{WSi} + C_0 \quad (\text{Gl. 2.142})$$

Darin sind  $C_w$  und  $C_0$  die durch Gleichung 2.132 berechneten Faktoren.

Gleichungen 2.141 und 2.142 ermöglichen es, mit den Daten von Überflutungs-/Sättigungstoleranz die Beziehung zwischen Abfluss, Boden und topographischer Höhe herzustellen. Diese Beziehung bestimmt, welche Pflanzengesellschaften, respektive Taxa im Untersuchungsgebiet voraussichtlich überleben können.

#### b) Potenzielle Fläche der Pflanzengesellschaften

Es wird in dieser Untersuchung davon ausgegangen, dass sich jede Flussauen-Pflanzengesellschaft  $PG_i$  unter gleichen bzw. ähnlichen Standortbedingungen in einer bestimmten topographischen Höhe  $H_i$  entwickeln kann. Die maximale und minimale Überflutungs-/Sättigungstoleranz ( $\min \ddot{U}S_i; \max \ddot{U}S_i$ ) jeder Pflanzengesellschaft bestimmt einen Rang der Höhe  $\Delta H$ , in der die Pflanzengesellschaften unter extremen Bedingungen während der Vegetationsperiode überleben können. Der Rang  $\Delta H$  wird durch den Unterschied zwischen den Variationen des Wasserstands  $V_{WSi}$  definiert. Die Fläche zwischen diesen Grenzen wird als potenzielle Fläche  $A_{PGi}$  [ $\text{m}^2$ ] für die Entwicklung einer bestimmten Pflanzengesellschaft  $PG_i$  im Vorland bezeichnet.

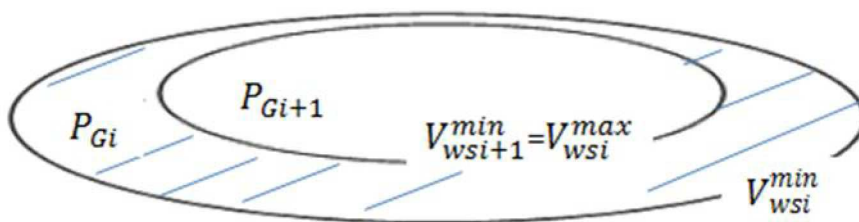


Abb. 2.19: Schema der potenziellen Fläche der Pflanzengesellschaften im Vorland (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Abbildung 2.19 zeigt ein Beispiel des Konzepts der potenziellen Flächen für zwei Typen von Pflanzengesellschaften ( $P_{Gi}$ ;  $P_{Gi+1}$ ) im Vorland. Die potenziellen Flächen für jeden dieser Typen von Pflanzengesellschaften ( $P_{Gi}$ ;  $P_{Gi+1}$ ) werden durch die folgenden Grenzen

Für Pflanzengesellschaft  $P_{Gi}$  (Gl. 2.143)

$$O_{GPF} = \max \ddot{U}S_i = V_{WSi}^{max}(P_{Gi})$$

$$U_{GPF} = \min \ddot{U}S_i = V_{WSi}^{min}(P_{Gi})$$

Für Pflanzengesellschaft  $P_{Gi+1}$  = (Gl. 2.144)

$$O_{GPF} = \max \ddot{U}S_{i+1} = V_{WSi+1}^{max}(P_{Gi+1})$$

$$U_{GPF} = \min \ddot{U}S_{i+1} = V_{WSi+1}^{min}(P_{Gi+1})$$

definiert, worin  $O_{GPF}$  der oberen Grenze der potenziellen Fläche und  $U_{GPF}$  der unteren Grenze der potenziellen Fläche entspricht. Die obere Grenze der Pflanzengesellschaft  $P_{Gi}$  entspricht der unteren Grenze der Pflanzengesellschaft  $P_{Gi+1}$ , d.h.  $V_{WSi}^{max}(P_{Gi}) = V_{WSi+1}^{min}(P_{Gi+1})$ . Die potenzielle Fläche für die Pflanzengesellschaft  $P_{Gi}$  ( $A_{PGi}$ ) befindet sich innerhalb folgender Grenzen:

$$A_{PGi} = \{V_{WSi}^{min}(P_{Gi}); V_{WSi+1}^{min}(P_{Gi+1})\} \quad (\text{Gl. 2.145})$$

Die Gesamtfläche  $A_T$  [m<sup>2</sup>], die von den Pflanzengesellschaften in Flussauen bedeckt ist, kann durch folgende Gleichung beschrieben werden:

$$A_T = \sum_{i=1}^n A_{PGi} \quad (\text{Gl. 2.146})$$

Gl. 2.143 bis 2.146 ermöglichen die Bestimmung einer räumlichen Verteilung der potenziellen Flächen für die Entwicklung der verschiedenen Pflanzengesellschaften im Vorland.

### c) Überflutungsgeschehen während der Vegetationsperiode

Das natürliche Überflutungsgeschehen ist während eines bestimmten Zeitraums nicht homogen, weder hinsichtlich der Häufigkeit noch der Höhe. Diese Dynamik bedingt die Typen von Pflanzengesellschaften in den verschiedenen topographischen Höhen im Deichvorland. Um das Überflutungsgeschehen zwischen dem Ist-Zustand und den verschiedenen Zeiträumen zu vergleichen, kann die folgende Gleichung verwendet werden:

$$rH_{UGi} = \frac{n_{UGi}}{n} \quad (\text{Gl. 2.147})$$

$rH_{UGi}$  entspricht dabei der relativen Häufigkeit des jährlichen Überflutungsgeschehens innerhalb der Vegetationsperiode während eines bestimmten Zeitraums je Pflanzengesellschaft  $i$ ;  $n_{UGi}$  beschreibt die Zahl von Jahren in einem bestimmten Zeitraum, in dem die Überflutungshöhe die Pflanzengesellschaft  $i$  betrifft und  $n$  ist die Gesamtzahl von Jahren des untersuchten Zeitraums. Gleichung 2.147 ermöglicht eine Berücksichtigung des Einflusses des Klimawandels in der zukünftigen räumlichen Verteilung der Vegetation.

Die obengenannten mathematischen Beziehungen ( $a$  bis  $c$ ) ermöglichen die Bestimmung der potenziellen Fläche der Pflanzengesellschaften. Diese Beziehungen werden in Abbildung 2.20 durch ein Flussdiagramm dargestellt. Das Flussdiagramm beinhaltet eine Zusammenfassung von Eingangsdaten und Berechnungen, die für die Bestimmung der potenziellen Flächen im untersuchten Bereich nötig sind.

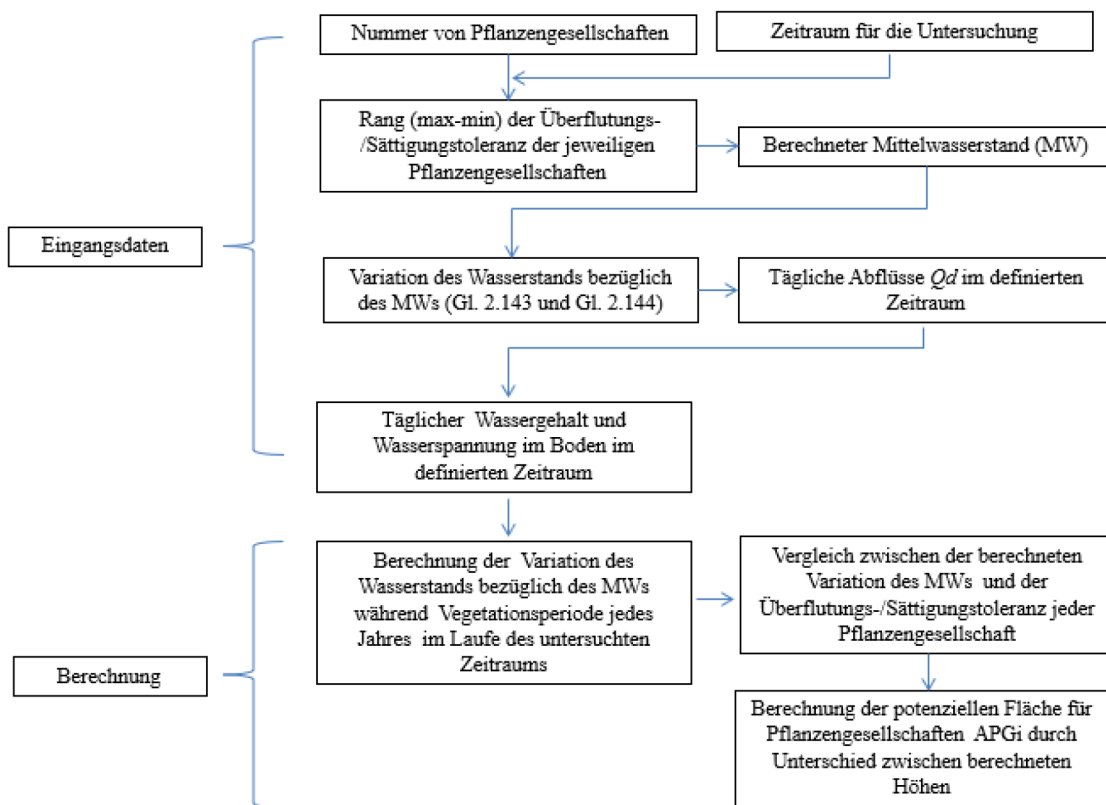


Abb. 2.20: Fließdiagramm zur Berechnung potenzieller Flächen der Pflanzengesellschaften im Vorland (Quelle: Eigene Darstellung)

## 2.5 Unsicherheiten von mathematischen Modellen

Die in Kapitel 6 dargestellten Ergebnisse der Untersuchung entsprechen Prognosen der zukünftigen Variationen der Überflutungen, die aus der Anwendung mathematischer Modelle hergeleitet werden. Daher unterliegen sie den folgenden Besonderheiten:

- Modelle sind eine Vereinfachung der Realität, die dem Konzept der Unsicherheit unterliegen.

Durch mathematische Gleichungen, Bestimmung von Kriterien, Eingangsdaten, Parametern und ihrer Kalibrierung und/oder Validierung, wird die Darstellung natürlicher Phänomene und die Analyse von Parametern erreicht. Allerdings ist diese Darstellung der Realität nur eine Vereinfachung und daher weder genau, noch fehlerfrei. Deswegen wird bei der Analyse von mathematischen Modellen das Konzept der Unsicherheit verwendet. Nach Tyralla (2016) ist jeder Aspekt menschlicher Tätigkeiten von Unsicherheit betroffen. Jedoch besteht keine einzige Definition hinsichtlich dieses Konzepts, insbesondere im wissenschaftlichen Bereich (siehe Krayer et al., 2006; Matott et al., 2009).

- Unsicherheit ist ein unvermeidlicher Aspekt der Modellierung.

Unsicherheit steht in Zusammenhang mit Fehlerquellen. In der Literatur werden mehrere Fehlerquellen identifiziert (siehe Tyralla, 2016; Oberreuter, 2012; Pappenberger et al., 2006; Pappenberger et al., 2005; Matgen und Pfister, 2004; Beven und Binley, 1992). Beck (1983) fasste den Vorgang der Modellierung und die Etappen, in denen möglichen Fehler entstehen können, zusammen. Die Darstellung von Beck (1983) wird als Basis für die Untersuchung in diesem Bereich verwendet. In Abb. 2.21 ist diese zusammenfassend wiedergegeben.

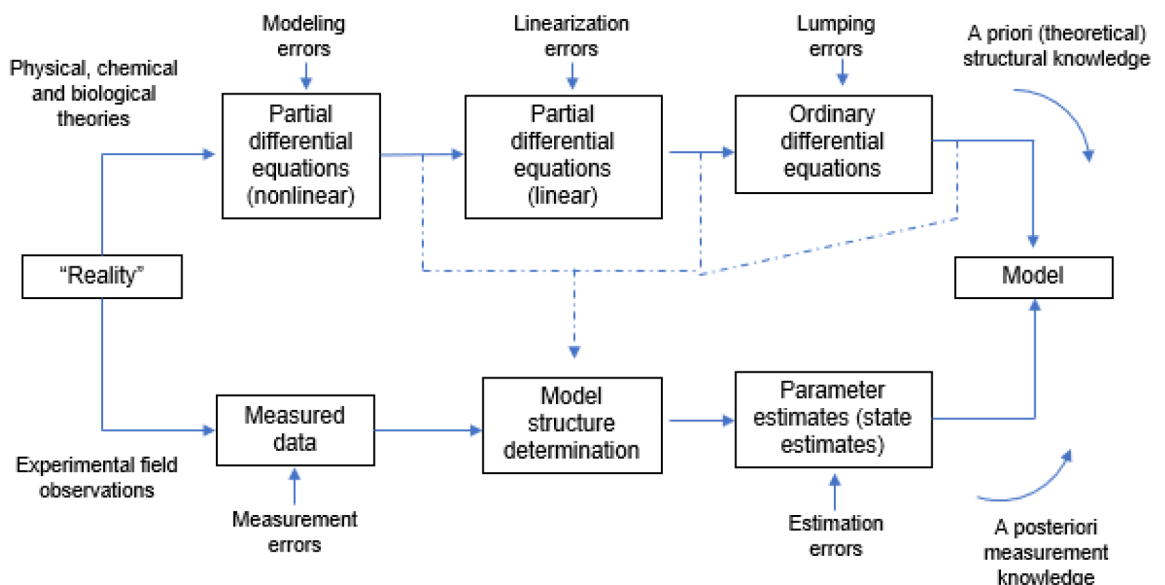


Abb. 2.21: Modellierungsvorgang und verbundene Fehler (Quelle: Beck, 1983)

- Bei der Modellierung bestehender Parameter und Kriterien -vorheriger oder nachträglicher-, welche die erhaltenen Ergebnisse beeinflussen.

Parameter und Kriterien enthalten Fehler durch Schätzung, Messung, Übertragung, Kalibrierung, u.a. Margen und Pfister (2004) haben festgestellt, dass

die Modellierungsfehler eine Funktion der Fehler in den verschiedenen Etappen der Modellierung sind, d.h.:

$$\varepsilon_T = f(\varepsilon_M, \varepsilon_{PF}, \varepsilon_{SF}, \varepsilon_R, \varepsilon_F)$$

Hierin gilt:  $\varepsilon_M$  entspricht dem Messfehler;  $\varepsilon_{PF}$  ist Parameterfehler;  $\varepsilon_{SF}$  entspricht dem Modellstrukturfehler;  $\varepsilon_R$  entspricht dem Randbedingungsfehler;  $\varepsilon_F$  ist der Eingangsfehler.

Ostrowsky (2003) fasst die Fehler in drei Gruppen zusammen: a) Datenfehler, b) Schätzungsfehler von Parametern, c) Modellierungsfehler. Diese Einstufung bezieht sich auf die Unsicherheit der Modellierungsdaten, auf die Unsicherheit der zur Kalibrierung verwendeten gemessenen Daten und auf die, die in Zusammenhang mit der Parametrisierung und mit der Struktur der verwendeten Modelle stehen.

Bei der Erhebung folgender Daten können Unsicherheiten erzeugt werden: die räumliche Verteilung des Niederschlags und der Temperatur, die Rauheit der Oberfläche, das Gefälle des Flussbettes. Daher sollten zur Kalibrierung zum Beispiel gemessene Abflussdaten in Pegeln, gemessene Niederschlags- und Temperaturdaten, beobachtete Überschwemmungsflächen, u.a. herangezogen werden.

Einige Beispiele von Parametern, die Unsicherheiten erzeugen können, sind: Abflusskurven, Rauheitsbeiwerte, der kritische Shields-Parameter, u.a.

Hinsichtlich der Unsicherheiten, die aus der Struktur des Modells entstehen, spielt es eine wichtige Rolle Kenntnis über die internen Prozesse der zur Modellierung verwendeten Variablen zu besitzen. Bei der Darstellung dieser Prozesse (Vereinfachung der Realität) spielen ebenso die Linearität oder Nichtlinearität des Modells, die Kontinuitäts- und Impulsgleichungen, Kriterien für den Anwendungsbereich, u.a. eine wichtige Rolle. Gleichmaßen können sich die auf die Rechenressourcen bezogenen Aspekte auf die Zunahme der Unsicherheit in der Struktur des Modells auswirken.

- Bedeutung der Untersuchung der hydraulischen Bedingungen für die Analyse der Unsicherheitsquellen bei Flussmodellierungen.

Pappenberger et al. (2006, 2004) untersuchten den Einfluss der Unsicherheit auf die Randbedingungen und Struktur eines Flussmodells für die Prognose der Überflutungen eines Flusses. Es wurde der Schluss gezogen, dass die Abflusskurven im Regelfall durch beschränkte Messungen erstellt werden und im Fall einer Überflutung Messungen dieses Ereignisses nicht zur Verfügung stehen, weshalb sie in der Abflusskurve nicht angemessen dargestellt werden. Aufgrund der Schwierigkeit, die Fläche des Abflussquerschnitts und die Fließgeschwindigkeit zu bestimmen sowie der Methode der linearen Regression für die Schätzung von höheren Werten, unterliegt die Abflusskurve Unsicherheiten. Die erhaltenen Ergebnisse zeigen, dass die Unsicherheit der



Abflusskurve zwischen 7-10% (Pappenberger et al. 2004) bis zu 18-25% (Pappenberger et al., 2006) in dem Höchstwert des Abflusses variieren kann. Diese Werte sind besonders abwärts zu berücksichtigen. Die Bedeutung einiger Unsicherheitsquellen hängt größtenteils von den hydraulischen Bedingungen des Flusses ab, deshalb ist eine Analyse der verschiedenen hydraulischen Szenarien für die Bestimmung der in die Modellierung einbezogenen Faktoren notwendig.

Matgen und Fister (2003) evaluierten die Unsicherheit der hydrologischen Modelle und wie diese die Qualitätsabschätzung der Modellergebnisse betrifft. Es wurden die Errechnung der Wiederkehrzeiten von Abflüssen und die Vorhersage von Überschwemmungsflächen untersucht. Hinsichtlich der Errechnung der Wiederkehrzeiten für die Dimensionierungsabflüsse wurde beobachtet, dass die Überflutungsniveaus mit hohen Wiederkehrzeiten ohne statistische Information extrapoliert werden. Die Ergebnisse der Extrapolationen hängen von den angewandten Modellen ab und sind deshalb unterschiedlich (siehe die Diskussion der Anwendung des Konzepts Equifinalität, Ostrowski 2003). Die Autoren empfehlen die Anwendung des Quantils 95%, um die Schätzung des erforderlichen Wertes vom Dimensionierungsabfluss zu verbessern. Im Fall der Vorhersage von Überschwemmungsflächen wurde beobachtet, dass kein hydraulisches Modell in der Lage ist, die maximale Ausdehnung der Flut überall genau zu simulieren. Durch die GLUE Methode wurden verschiedene Modelle analysiert. Es wurde festgestellt, dass die reale maximale Flutausdehnung sich innerhalb eines Konfidenzintervalls befindet. Als Ergebnis der Untersuchungen wurde festgestellt, dass eine Überschwemmungskarte anhand eines einzigen Modells zu definieren, schwer ist.

- Einfluss der Unsicherheit auf die Prognose des Klimawandels

Honti et al. (2014) bewerteten die Bedeutung der Schätzungsmethode der hydrologischen Unsicherheit in Untersuchungen zum Klimawandel. Die Autoren berichteten, dass die Auffassung besteht, die Untersuchungen der zukünftigen hydrologischen Änderungen seien durch die Unsicherheit der globalen Klimamodelle beherrscht. Allerdings ist die hydrologische Unsicherheit durch die Schätzungsmethode der Unsicherheit bedeutend beeinflusst worden. Die Untersuchung wurde in zwei Einzugsgebieten im Schweizer Mittelland mit einem Niederschlag-Abfluss Modell analysiert. Es wurde festgestellt, dass die Unsicherheiten in den verschiedenen Schritten der Schätzungsverfahren Divergenz in den Abfluss-Quantilen verursachen. Diese Divergenz könnte Bias einführen, die unabhängig von den Auswirkungen der Klimaänderung sind und daher zu Fehlern in den Schlüssen hinsichtlich dieser Auswirkungen führen.

- Bedeutung der Eingangsdaten, Parameter und Kriterien der Modellierung für die Bewertung der Fehlergrößen der Ergebnisse

Im Allgemeinen wird der Schluss in der Literatur gezogen, dass jede Modellierung Unsicherheiten enthält, die nicht beseitigt werden können. Die Form, wie diese Unsicherheiten erkannt und bewertet werden, können auf die Schlussfolgerungen

der jeweiligen Untersuchungen großen Einfluss haben. Daher ist es notwendig die Eingangsdaten, Parameter und Kriterien, die in der Modellierung verwendet werden, zu kennen. Dies ermöglicht den Einsatzbereich zu dimensionieren, in welchem die Ergebnisse gültig sind.

Im Fall der vorhandenen Untersuchung können tabellarische Zusammenfassungen der Eingangsdaten, Parameter und Kriterien für die verschiedenen angewandten Modelle im Anhang 8.30 gesehen werden.

## 2.6 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 2

**Im ersten Teil** des Kapitels wurden die wichtigsten Aspekte der Diskussion über den Klimawandel dargestellt (Kap. 2.1.1). Es wurde dargelegt, dass als Auswirkung des Klimawandels eine zukünftige globale Steigerung der Temperatur und des Niederschlags prognostiziert wird. Allerdings konnte festgestellt werden (Kap. 2.1.2), dass das Ausmaß dieser klimatischen Änderung hoch umstritten ist. Ein Grund dafür ist, dass die zahlreichen bestehenden Modelle für die Prognose des zukünftigen Klimawandels verschiedenartige Ergebnisse liefern. Diese Problematik tritt sowohl auf globaler als auch auf regionaler Ebene auf.

Ebenso konnte herausgestellt werden (Kap. 2.1.3), dass der Einfluss des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse in der Literatur hoch umstritten ist, was die Notwendigkeit der Vertiefung der Untersuchungen in diesem Bereich unterstreicht. Im Elbe-Einzugsgebiet wurde – gestützt auf jüngste Forschungsergebnisse – festgestellt (Kap. 2.1.4), dass sowohl eine Steigerung des jährlichen Niederschlags als auch der mittleren Jahrestemperatur zu erwarten ist.

In Anbetracht dessen, dass diese Dissertation durch die Untersuchung des Einflusses des Klimawandels hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes einen Beitrag in diesem Bereich liefert, wurden im zweiten und dritten Teil dieses Kapitels die Prozesse, die das Verhalten des Vorlandes bestimmen, untersucht. Diese Prozesse entsprechen den physischen Abläufen, die im Fluss und in den Flussauen stattfinden sowie ihren Interaktionen.

So wurde **im zweiten Teil** des Kapitels die Morphodynamik des Flusses untersucht (Kap. 2.2). In dieser Untersuchung (Kap. 2.2.1) konnte festgestellt werden, dass die Flüsse das Ergebnis der Interaktion zwischen internen Faktoren (Abfluss, Sedimenttransport und Vegetation) und externen Faktoren (z.B. Klima, menschliche Aktivität) sind. Die internen Faktoren stehen in einem engen Zusammenhang miteinander und ermöglichen so das Equilibrium des Flusses. Innerhalb dieser Faktoren, deren Interaktion den Flusslauf bzw. die Morphodynamik des Flusses bestimmt, spielen der Abfluss, die Sedimentfracht, die Korngröße, die Breite, die Tiefe, das Gefälle, die Geschwindigkeit, die Rauigkeit und die Strömungsleistung eine wichtige Rolle (Kap. 2.2.1.1).

Tatsächlich ergeben sich aus der Interaktion zwischen diesen Faktoren verschiedene Strukturen von Flussstrecken (gestreckte, mäandrierende und verflochtene Form/Anastomose- und Anabbranchingsflüsse). In diesem Zusammenhang wurden auf großer Skala die Interaktionen, u.a. zwischen Gefälle, Sedimentfracht und Vegetation, dargestellt, die die Entstehung der unterschiedlichen Gerinneformen begünstigen. Ebenso wurde die Bedeutung der Beziehung zwischen der Morphologie der Gerinne und den Eigenschaften der Flussauen (Rauigkeit - Böschungserosionsprozesse) betont.

Auf diese Weise konnte festgestellt werden, dass die aufgrund der unterschiedlichen Rauigkeit zwischen Fluss und Flussauen verursachten Böschungserosionsprozesse die Stabilität des Gerinnes in Flussauen beeinträchtigen können. Ebenso begünstigen die Böschungserosionsprozesse, die das Ergebnis der Interaktion zwischen fluvialer Erosion und Böschungsbruch sind, den Beitrag von Sedimenten im Fluss. Bezüglich dieser Beziehung zwischen Fluss und Flussauen konnte die Bedeutung der Vegetation in Flussauen festgestellt werden, die die Stabilität der Flussufer durch die Verminderung der Erosion und durch die Steigerung der Rauigkeit beeinflusst. In diesem Zusammenhang wurde die Gleichung von Exzess-Schubspannung (*excess shear stress*) dargestellt, die die Berechnung der Ufererosion im Zusammenhang mit der fluvialen Erosion ermöglicht.

Die Änderungen der Faktoren, die den Fluss bestimmen (interne und/oder externe) führen zu einer Anpassung des Flusses, bis ein neues Equilibrium erreicht wird. Die Studie in Kapitel 2.2.1.2 zeigte auf, dass das Equilibrium des Flusses erreicht wird, wenn seine Charakteristika von Größe, Form und Profil im Laufe der Zeit gleich bleiben, d.h. wenn Sedimente und Abflüsse transportiert werden, ohne dass die morphologischen Charakteristika des Flusses beeinträchtigt werden und ohne dass Auflandungs- (aggradation) und Abtragsprozesse (degradation) entstehen.

In Bezug auf die Faktoren, die das Equilibrium des Flusses beeinflussen, also alle internen und externen Faktoren, wurden unterschiedliche Klassifizierungen erläutert (u.a. aktivierende Variablen, Randbedingungen und die Geometrie des Flussquerprofils; abhängige und unabhängige Variable). Ebenso wurde die Bedeutung der Variable Zeit hinsichtlich der morphologischen Anpassung des Gerinnes betont (Kap. 2.2.1.3). Dies ist der Fall bei Erosion und Sedimentation, die ständig im Gerinne entstehen und Änderungen verursachen, aber zu keiner zwingenden Anpassung des Gerinnes führen, außer wenn sie während eines längeren Zeitraums und in intensiver Form stattfinden, d.h. wenn diese Prozesse als Abtrag und Auflandung bezeichnet werden.

So wurde festgestellt, dass wenn lange Zeiträume berücksichtigt werden, die Morphologie des Flusses abhängig von den klimatischen Änderungen ist, womit die Bedeutung der Untersuchung des Einflusses des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung des Vorlandes unterstrichen wird. In diesem Kontext spielen neben den klimatischen Änderungen langfristig die Sedimentationsprozesse eine sehr wichtige Rolle. Die Untersuchung in Kapitel 2.2.1.3 stellte die Beziehung zwischen den Sedimentationsprozessen und den klimatischen Ereignissen, besonders durch die Häufigkeit der Überflutungen (Abflüsse nahe der Uferhöhe im Gerinne), heraus.

Auf diese Weise ist es möglich, aus den Untersuchungen des Kapitels **erste Schlussfolgerungen** zu ziehen: a) Die Morphologie des Flusses hängt von internen Faktoren (Abfluss, Sedimente, Vegetation) und externen Faktoren (Klima, menschliche Aktivitäten) ab; b) Die geomorphologische Anpassung des Flusses wird auf lange Sicht besonders von Sedimentationsprozessen beeinflusst, welche durch wiederkehrende klimatische Ereignisse und Änderungen der Vegetation bedingt sind.

Nach der Feststellung der Bedeutung der Sedimentationsprozesse für die morphologische Entstehung des Flusses konzentrierte sich die Untersuchung des Kapitels auf die physikalischen Prozesse, die die Sedimentation erklären, d.h. auf: 1) die Flusswasserbewegung; 2) den Fließwiderstand und 3) den Sedimenttransport. Schließlich wurde die eindimensionale Modellierung als Werkzeug für die Analyse der Flussmorphodynamik durch die Modellierung des Sedimenttransports behandelt.

Die Flusswasserbewegung, die durch das Transportvermögen von Sedimenten die Morphologie des Flusses und der Flussauen beeinflusst, wurde als physikalischer Prozess durch die Gleichungen des Massenerhaltungs- und Impulssatzes (Erhaltungsgleichungen) beschrieben (Kap. 2.2.2.1). Da diese Gleichungen aufgrund der vielen Ressourcen, die sie fordern, Schwierigkeiten bei der Lösung zeigten, wurden gewöhnliche Annäherungen zu ihrer Vereinfachung dargelegt.

So wurde festgestellt, dass die Flusswasserbewegung durch eine Vereinfachung dargestellt werden kann, allein die Hauptrichtung der Bewegung ist zu berücksichtigen, z.B. wenn sich die Hauptströmung in horizontaler Richtung befindet. Eine eindimensionale Modellierung ist somit zweckmäßig, wenn die Beschleunigungen in andere Richtungen (vertikal, lateral) unbedeutend sind. In diesem Zusammenhang wurden als vermehrt verwendete Annäherung die Saint-Venant-Gleichungen erwähnt.

Aus der Untersuchung des Kapitels (Kap. 2.2.2.2) ging hervor, dass das Transportvermögen von Sedimenten nicht nur Ergebnis der Flusswasserbewegung ist, sondern auch des Fließwiderstandes, der mitunter von unterschiedlichen Pflanzenarten beeinflusst wird. In diesem Kontext wurde letztendlich durch den Fließwiderstand die Bedeutung der Vegetation für die Prognose von zukünftigen morphologischen Änderungen von Flüssen und Überflutungsrisiken betont.

Ebenso wurden die mathematischen Beziehungen zwischen dem Fließwiderstand, der Fließgeschwindigkeit und der Geometrie des Flusses erläutert (Gleichungen von Manning, Darcy-Weisbach und Chezy) – Faktoren, die den Flusswasserstand und die Flussmorphologie bestimmen. Für die Berechnung des Strömungswiderstandskoeffizienten, der sich auf den durch die unterschiedlichen Artenpflanzen verursachten Widerstand bezieht, wurden unterschiedliche Methodologien erläutert.

Mit der Untersuchung der physikalischen Prozesse, die den Fließwiderstand bilden, konnte bestätigt werden, dass zwischen Fluss und Flussauen eine ständige Interaktion durch (1) den Sedimenttransport, (2) die Wasserbewegung und (3) die Vegetation besteht.

Ebenso wurde betont, dass diese drei Faktoren zugleich das Verhalten des Flusses bzw. seine Morphodynamik bestimmen.

Im zweiten Teil des Kapitels (Kap. 2.2.2.3) wurden schließlich die physikalischen Prozesse Erosion, Sedimentation und Transport erläutert. Sie bilden den Sedimenttransport und werden durch die Flusswasserbewegung bzw. die Flusshydraulik ausgelöst. In diesem Zusammenhang wurde das Konzept des Bewegungsbeginns von Feststoffen dargestellt, das die Übergangsphase vom stationären Zustand zum Bewegungszustand der Sedimentpartikel bezeichnet. Die Parameter, die den Bewegungsbeginn bestimmen (Wandschubspannung, Unterschied zwischen Dichte des Sediments und des Wassers, Partikeldurchmesser und Erdbeschleunigung), wurden durch die Gleichung von Shields beschrieben.

Hinsichtlich der Gleichungen, die eine Berechnung des Transportsediments ermöglichen, wurde betont, dass sie außerhalb ihres jeweiligen Gültigkeitsbereichs nicht angewandt werden können. Daher wurden die Gleichungen von Ackers-White und Toffaleti erläutert, da sie den Eigenschaften der transportierten Sedimente in der Flussstrecke der Elbe, die in dieser Dissertation untersucht wird, entsprechen.

Als wichtiges Werkzeug für die Darstellung des Sedimenttransports wurde die Bedeutung der eindimensionalen Modellierung hervorgehoben, da sie im Fall von längeren Flussstrecken und während eines längeren Zeitraums geeigneter ist als die zwei- oder dreidimensionale Modellierung. Die Berechnungen zwei- und dreidimensionaler Modellierungen sind sehr zeitaufwendig und erfordern zahlreiche Felddaten für die Kalibrierung.

Ebenso wurde betont, dass durch die Kombination von a) eindimensionalen Flussmodellen, die u.a. die Fließgeschwindigkeit prognostizieren, mit b) den Sedimenttransportgleichungen (z.B. Ackers-White, Toffaleti), die den Transport berechnen, und c) der Massenerhaltungsgleichung (z.B. Exner-Gleichung), die die Berechnung von Erosion und Sedimentation ermöglicht, die Entwicklung eines eindimensionalen Sedimenttransportmodells grundsätzlich möglich ist. In diesem Kontext wurden die Vorteile des Flussmodells HEC-RAS hervorgehoben, die es ermöglichen, die Änderungen der Geometrie des Flussquerschnittes (durch Erosion oder Sedimentation) zu modellieren.

Als wichtige Aspekte für die eindimensionale Modellierung des Sedimenttransports wurden die Schwankungen der Höhe des Flussbettes und die Kontrolle der Entwicklung der Geometrie des Flussquerschnitts und der Änderungen der Zusammensetzung des Sediments im Flussbett betont.

Die Untersuchungen zu eindimensionaler Modellierung (Kap. 2.2.2.4) zeigten, dass die Kapazität dieser Modelle (im Allgemeinen eindimensionale Modelle) geeignet ist, um physikalische Prozesse auf lange Zeit und Variationen des Wasserstandes aufgrund von Änderungen der Vegetation im Fluss und in den Flussauen zu modellieren. Besonders wurde dabei betont, dass die numerischen Lösungen der eindimensionalen Modelle

stabiler sind, nur kurze Zeit für die Berechnung und somit für den Erhalt von Ergebnissen benötigen und weniger Rechnerkapazität der Computer fordern.

Aus der Untersuchung des Kapitels wurde gefolgert, dass es möglich ist, Änderungen der Parameter, die das Equilibrium des Flusses und der Flussauen bestimmen, durch die eindimensionale Modellierung zu prognostizieren. So können diese Modelle z.B. die Erhöhung des Überflutungsniveaus und die Überflutungshäufigkeit analysieren, welche eine Änderung der Verteilung der Vegetation im Vorland verursachen. Diese Änderung der Vegetation wird einen großen Einfluss auf die Sedimenttransportprozesse, die Vertiefung und die Verengung des Flusses haben. Aufgrund der ständigen Interaktion zwischen Fluss und Flussauen werden wiederum Veränderungen in den Flussauen ausgelöst.

Auf diese Weise kann als **zweite Schlussfolgerung** der Untersuchungen dieses Kapitels festgehalten werden, dass die Modellierung der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes (besonders im Fall von regulierten Flüssen) die zukünftigen Änderungen der Flussmorphologie und die räumliche Variation der Vegetation berücksichtigen muss – Aspekte, die bis heute in der Forschung vernachlässigt worden sind.

Im **dritten Teil** dieses Kapitels wurde die Hydraulik der Flussauen behandelt (Kap. 2.3), da diese – neben der Flussmorphodynamik – das Verhalten des Vorlandes direkt bestimmt. Aus dieser Untersuchung (Kap. 2.3.1 und 2.3.2) ging hervor, dass die Verteilung der Vegetation in dieser Zone ein wichtiger Faktor ist, der die Hydraulik der Flussauen sowie die Stabilität der Ufer, d.h. ihre Morphologie, beeinflusst.

Ebenso wurde hervorgehoben, dass die Vegetation eine wichtige Rolle hinsichtlich der Interaktion zwischen Fluss und Flussauen spielt, da sie durch die Rauigkeit die Abflüsse, den Sedimenttransport und die Morphologie des Flusses beeinflusst. Gleichzeitig hängt die Auenvegetation, die von den Bodenwasserbewegungen in diesen Zonen beeinflusst wird, von den Überflutungen, den Sedimenten, den Nährstoffen und den Samen ab, die durch den Fluss bereitgestellt werden.

Die Auenvegetation erhält die lebenswichtigen Nähr- und Spurenstoffe durch das Bodenwasser, das vom Flusswasser durch den Austausch „Flusswasser-Grundwasser“ beeinflusst wird. Ebenso hängt diese Vegetation von dem Feuchtezustand/Wasserhaushalt des Bodens in den Flussauen ab, die durch den Austausch „Grundwasser-Oberflächenwasser“ durch die hyporheische Zone von der wasserungesättigten Zone beeinflusst wird.

In diesem Kontext wurde betont, dass die Verteilung der Vegetation in den Flussauen und besonders im Vorland von der Überflutungs-/Sättigungstoleranz der einzelnen Taxa abhängig ist. Ebenso wurde unterstrichen, dass das Überleben der Pflanzen auch von der Lichtverfügbarkeit während extremer Ereignisse abhängt.

Aus der Untersuchung der Charakteristika der Auenvegetation konnte geschlossen werden, dass eine enge Beziehung zwischen der Überflutungs-/Sättigungstoleranz und der Verteilung der Vegetation hinsichtlich der Geländehöhe besteht, so dass sich durch

die Überflutungstoleranz die Reaktion von bestimmten Pflanzengemeinschaften auf Änderungen des Wasserstandes aufgrund des Klimawandels voraussagen lässt. Durch die Untersuchung der Änderungen der Verteilung der Pflanzengesellschaften ist es möglich, Änderungen der Fluss- und Flussaunenmorphologie sowie die Hydraulik der Auen und des Flusses zu prognostizieren. Somit ist es möglich, die zukünftige Entwicklung des Vorlandes zu analysieren.

Der physikalische Prozess der Wasserbewegung in Flussaunen erklärt sich, wie in diesem Kapitel erläutert wurde, durch die Beziehung zwischen Wasserpotential und Wassergehalt. Nach der Untersuchung dieser Beziehung war es möglich, die Retentionskurve des Bodens zu definieren (Kap. 2.3.2.2), die zur Prognose des Hochwasserrisikos durch die Evaluierung der Verteilung der Vegetation (Analyse der Wasserverfügbarkeit bzw. der Bodenwassersättigung) beiträgt.

Im dritten Teil des Kapitels wurden zudem die eindimensionalen Richards-Gleichungen dargestellt (Kap. 2.3.2.3), die eine Modellierung der Bewegung des Wassers durch die ungesättigte Zone ermöglichen. Ebenso wurden die Gleichungen von Van Genuchten dargestellt, um die Richards-Gleichungen zu lösen. Bei der Untersuchung der numerischen eindimensionalen Modellierung der Bodenwasserbewegung wurde die Bedeutung der Bestimmung des Grundwassers als untere Randbedingung betont (Kap. 2.3.2.4), da es die Schwankungen der Bodenfeuchte beeinflusst.

Ebenso wurde für die Modellierung der Bodenwasserbewegung die Bedeutung der Adsorption durch die Pflanzenwurzeln und der Evapotranspiration (Penman-Monteith-Gleichung) betont. Hinsichtlich der Adsorption wurde die Rolle der Pflanzenwurzeln für die Bestimmung des Grundwasserstandes erläutert, da sie den Austausch von Wasser zwischen dem Boden, den Pflanzen und der Atmosphäre ermöglichen.

Außerdem wurden die Gleichungen dargelegt, die die Darstellung der Adsorption bei der Modellierung der Bodenwasserbewegung im Untersuchungsgebiet der Elbe ermöglichen. Für die Berechnung der Evapotranspiration wurde die Penman-Monteith-Gleichung betrachtet.

Abschließend wurden im dritten Teil des Kapitels die Fortschritte der eindimensionalen Modellierung der Bodenwasserbewegung zur Bestimmung der Bodenfeuchte und dadurch der Verteilung der Vegetation zusammengefasst (Kap. 2.3.2.5). In diesem Kontext wurden die Vorteile der eindimensionalen Modellierung unterstrichen, wie die Schnelligkeit und die optimale Anwendung von Rechenressourcen, sowie die Nachteile, z.B. bezüglich der Genauigkeit.

Aus dieser Untersuchung wurde geschlussfolgert, dass die eindimensionale Modellierung der Bodenwasserbewegung im Untersuchungsgebiet aufgrund des Bodengefälles angemessen ist, da sich die Dynamik des Grundwassers-/Flusswasserstandes hauptsächlich in vertikaler Richtung zeigt. Ebenso wurde jedoch betont, dass die eindimensionale Modellierung der Bodenwasserbewegung die Beziehung von Grundwasser- und Flusswasserbewegung bisher ungenügend dargestellt hat.

Derselbe Mangel wurde hinsichtlich der Darstellung der Beziehung der Bodenwasserbewegung mit der durch die Überflutung (bzw. Sättigung des Bodens) verursachten zeitlichen und räumlichen Variation der Vegetation in Flussauen festgestellt. Daraus ist als **dritte Schlussfolgerung** der Untersuchung des Kapitels zu ziehen, dass eine richtige Modellierung der Bodenwasserbewegung, die die zukünftige Entwicklung des Vorlandes stark beeinflusst, die Beziehung „Bodenwasser-, Grundwasser- und Flusswasserbewegung“ sowie den Einfluss der Verteilung der Vegetation berücksichtigen muss.

Im **vierten Teil** dieses Kapitels (Kap. 2.4) wurde eine Methode für die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes vorgeschlagen, die auf den bisher erhaltenen Ergebnissen der Untersuchung beruht. Diese Methode berücksichtigt besonders die folgenden Aspekte:

- a) Das Verhalten des Vorlandes ist das Ergebnis der morphologischen und dynamischen Prozesse, die im Fluss und in den Flussauen stattfinden, sowie das Ergebnis der Interaktion zwischen diesen Prozessen.
- b) Die Flussprozesse, die auf lange Zeit das Verhalten des Vorlandes und der Flussmorphologie bestimmen, sind hauptsächlich die Flusswasserbewegung, bei der die Abflüsse eine wichtige Rolle spielen und die Sedimentationsprozesse, die von klimatischen wiederkehrenden Ereignissen und Änderungen der Vegetation beeinflusst werden.
- c) Die Prozesse in Flussauen, die das Verhalten des Vorlandes hauptsächlich beeinflussen, sind die Bodenwasserbewegung und ihr Zusammenhang mit der „Grundwasser- und Flusswasserbewegung“. Diese Prozesse, die die Verteilung der Auenvegetation beeinflussen – und dadurch den Fließwiderstand – wirken sich letztendlich auf die Fluss- und Flussauenmorphologie aus.
- d) Die Abflussregime werden aufgrund des Klimawandels Änderungen erfahren, die sich auf die Fluss- und Flussauenmorphologie auswirken.
- e) Die Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes muss die zukünftigen Änderungen der Abflüsse, der Flussmorphologie und der räumlichen Verteilung der Auenvegetation berücksichtigen.

Die in diesem letzten Teil des Kapitels vorgeschlagene Methode der „*dynamische Interaktion von Modellen*“ ermöglicht die genauere Darstellung der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes, da sie durch die Interaktion der Modelle, die die jeweiligen Prozesse von Fluss und Flussauen darstellen, die gleichzeitigen und gegenseitigen Einflüsse dieser Prozesse berücksichtigt. Kurzgefasst geht es bei dieser Methode um die mathematische Darstellung der in der Natur bestehenden Interaktionen zwischen den Prozessen, die im Fluss und in den Flussauen stattfinden und die letztendlich das Verhalten des Vorlandes bestimmen.

Die Interaktion der Modelle (das stochastische Modell, das Flusswassermodell, das Sedimenttransportmodell und das Bodenwassermodell) wurde durch die Bestimmung von Parametern und Kriterien erhalten, die für ein Modell definiert sind und zudem ein anderes beeinflussen. Durch die Bestimmung dieser Parameter und Kriterien konnten die



mathematischen Beziehungen (Gleichungen) entwickelt werden, die die jeweiligen Interaktionen darstellen.

Die bestehende Interaktion zwischen den klimatischen Ereignissen und den zukünftigen Abflüssen, die die Grundlage der Analyse des Einflusses des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung des Vorlandes ist, konnte durch eine Modifizierung des stochastischen Modells ARMA dargestellt werden. Dazu wurde nach der Darstellung der Grundkonzepte der stochastischen Hydrologie (Kap. 2.4.2.1) eine mathematische Beziehung zwischen a) dem Modell ARMA, das die statistischen Abflussdaten modelliert, und b) einer Variation dieses Modells, die die zukünftige Variabilität des Niederschlags inkorporiert, hergestellt (Kap. 2.4.2.2). So wurde das Modell ARMA/Variation erhalten, durch das die zukünftigen Abflüsse unter Einfluss des Klimawandels bestimmt werden können.

Hinsichtlich der bestehenden Interaktion zwischen Abflüssen, Sedimenttransport sowie Fluss- und Flussauenmorphologie wurden die Kriterien für die Darstellung dieser Beziehung durch die Fluss- und Sedimenttransportmodelle erläutert – Kriterien, die bereits von den bestehenden Modellen berücksichtigt werden.

Abschließend wurden Parameter und Kriterien vorgeschlagen, um die bestehende Interaktion zwischen der Verteilung der Vegetation und der Beziehung „Flusswasser-Grundwasser-Bodenwasser“ durch mathematische Beziehungen darzustellen.

Dazu wurden zunächst die Gleichungen dargelegt, durch die, ausgehend von den prognostizierten Werten des Flusswasserstands, die prognostizierten Werte des Grundwasserstandes erhalten werden können. Zugleich kann das Bodenwasser als Ergebnis der Beziehung zwischen Grund- und Bodenwasser bestimmt werden.

Anschließend wurde das Konzept der potenziellen Fläche für die Pflanzengesellschaft vorgestellt, um die zukünftigen, aufgrund der Variation der Verteilung der Vegetation entstandenen Mannigkoeffizienten der Flussauen zu erhalten. Diese neuen Bedingungen von Rauigkeit (Mannigkoeffizienten) und die Änderung des Sedimenttransports werden sich in der Zukunft auf die Fluss- und Flussauenmorphologie auswirken.

In diesem Zusammenhang wurde die potenzielle Fläche für die jeweilige Pflanzengesellschaft durch a) die Berechnung der Variation des Wasserstands bezüglich des Mittelwassers, b) die Berechnung der der betreffenden Pflanzengesellschaft zur Verfügung stehenden Gesamtfläche, und c) die mathematische Inkorporation der Wirkung der Überflutungsgeschehen erhalten.

Auf diese Weise ist durch die Anwendung der vorgeschlagenen *Methode der dynamischen Interaktion der Modelle* eine präzisere Prognose der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes möglich, da die vielfältigen Faktoren, die das Verhalten dieser Zone bestimmen, unter dem Einfluss des Klimawandels analysiert werden.

Die Robustheit der Methode kann durch die Inkorporation neuer Parameter noch verbessert werden, wie z.B. bei Berücksichtigung des Parameters Temperatur und dessen

Einfluss auf die zukünftigen Abflüsse. In dieser Arbeit wurde die Logik der vorgeschlagenen Methode dargestellt, die sich nicht ausschließlich auf die verwendeten Parameter beschränkt, sondern auf diese als wichtigste Parameter zur Veranschaulichung der Methodologie zurückgreift.

Wie bereits erläutert wurde, ist diese Methode dynamisch. Durch sie können neue Zeiträume oder Etappen evaluiert werden, um Variationen des Wasserstandes, die starken anthropogenen Veränderungen oder den Effekten der Renaturierung des Flusses unterliegen, in den untersuchten regulierten Flussstrecken zu bestimmen.

In der Abbildung 2.22 wird die Evaluation für einen Zeitraum von 30 Jahren dargestellt, die sich nach einem erneuten Zeitraum von 30 Jahren wiederholt.

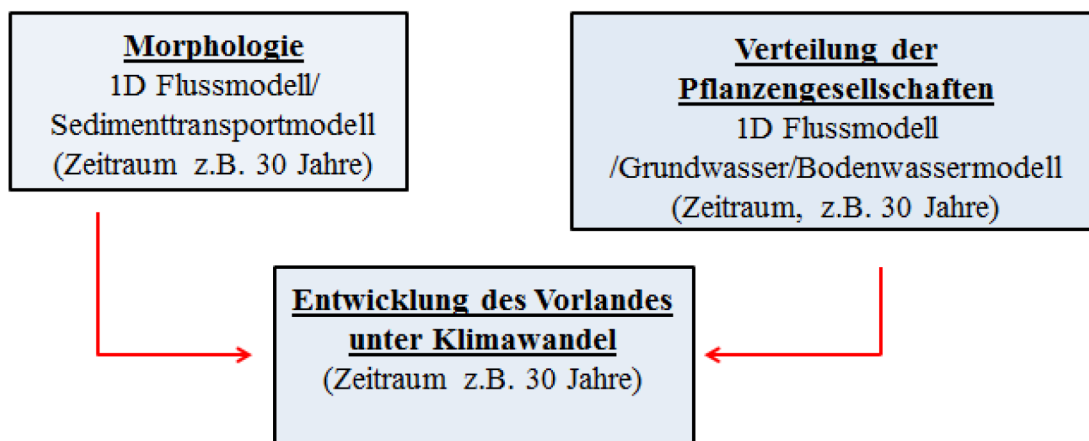


Abb. 2. 22: Schema zur Anwendung der Interaktion von Modellen für die Prognose der Entwicklung des Vorlandes unter Einfluss des Klimawandels (Quelle: Eigene Darstellung)

Mit den Ergebnissen der Evaluation jedes Zeitraums (in diesem Beispiel 30 Jahre) hinsichtlich der neuen Bedingungen der Geometrie des Flusses und der durch die neue Verteilung der Vegetation erhaltenen Manning-Koeffizienten können die neuen hydraulischen Bedingungen des Flusses und auf diese Weise die neuen Risikobedingungen für die entsprechende Flussstrecke genauer prognostiziert werden.

Die Ergebnisse der Anwendung der vorgeschlagenen Methode im Untersuchungsgebiet werden in den Kapiteln 5 und 6 dargelegt und diskutiert.

Im **fünften Teil** dieses Kapitels (Kap. 2.5) wurde die Unsicherheit der Eingangsdaten der mathematischen Modelle dargestellt. Auch wenn keine Definition für dieses Unsicherheit-Konzept besteht (insbesondere im wissenschaftlichen Bereich) ist die Unsicherheit in allen Modellierungen vorhanden. Parameter und Kriterien enthalten Fehler durch Schätzung, Messung, Datenübertragung, Kalibrierung, u.a. Ebenso ist die Unsicherheit in der Modellierungsstruktur durch die Linearität und Nichtlinearität des Modells, Kontinuitätsgleichung, Impulsgleichung, Kriterien vom Anwendungsbereich, u.a., vorhanden.

Auf diese Weise kann gefolgert werden, dass die Unsicherheit der Modellierung inhärent ist. Daher müssen die Stärken und Schwächen jedes angewandten Modells, bzw. die möglichen Fehlerquellen, identifiziert werden. Dazu müssen in jeder Modellierung die verwendeten Eingangsdaten, Parameter und Entwurfskriterien klar bestimmt werden. Diese drei Aspekte bedingen die Gültigkeit der erhaltenen Ergebnisse in jeder Modellierung. Für die vorhandene Untersuchung sind die verwendeten Eingangsdaten, Parameter und Entwurfskriterien in Anhang 8.30 dargestellt.

### 3. UNTERSUCHUNGSGEBIET

#### 3.1 Einleitung

Das in Kapitel 2.4 dargelegte konzeptuelle Modell der *dynamischen Interaktion von Modellen* wird auf eine stark regulierte Flussstrecke der unteren Mittelelbe in Deutschland angewendet.

Die Elbe ist ein mitteleuropäischer Fluss, der mit einer Länge von ca. 1.090 km durch zwei Länder, die Tschechische Republik und Deutschland, verläuft. Das Elbe-Einzugsgebiet hat eine Oberfläche von etwa 148.268 km<sup>2</sup>. Das Einzugsgebiet teilt sich zu ca. 66% zu Deutschland, zu ca. 33% zur Tschechischen Republik, 0,6% zu Österreich und 0,2% zu Polen auf (Scholz et al., 2005). Der deutsche Teil des Flusslaufs ist in drei Abschnitte eingeteilt: Obere Elbe (Elbe-km 0 bis 96), Mittlere Elbe (Elbe-km 96.0 bis 585.9) und Untere Elbe (Elbe-km 585.9 bis 727.7) (IKSE, 2014). In dem als Mittlere Elbe bezeichneten Abschnitt sind noch Bestandteile eiszeitlichen Ursprungs zu erkennen, wie die Urstromtäler. Der Fluss weist in diesem Abschnitt ein geringes Gefälle (0,08‰ – 0,17‰) auf, das zu starker Interaktion mit den angrenzenden Gebieten führt (IKSE, 2005).



Abb. 3.1: Einzugsgebiet der Elbe (Quelle: IKSE, 2005)

In Abbildung 3.1 ist das gesamte Einzugsgebiet der Elbe, innerhalb dessen der Standort des Untersuchungsgebiets Wehninger Werder liegt, dargestellt. Nach IKSE (2005) werden die Landflächen des Elbe-Einzugsgebiets in Deutschland hauptsächlich als Ackerflächen (ca. 50%) genutzt, in geringerem Maße auch als Wald- und Grünlandflächen (ca. 35%). Im deutschen Teil des Einzugsgebiets der Elbe wohnen ca. 18 Millionen Menschen. Der größte Anteil dieser Bevölkerung sammelt sich in den Bundesländern Sachsen und Berlin.

In diesem Kapitel werden die wichtigsten Charakteristika des Untersuchungsgebiets betrachtet. Diese Charakteristika (Werte der Parameter) werden für das Untersuchungsgebiet Wehninger Werder durch die in Kapitel 4.2 („Methoden“) erläuterte Methodologie präzisiert, um die Randbedingungen für die Modellierungen des Vorlandes in dieser Zone zu definieren.

### 3.2 Lage des Untersuchungsgebiets

Das Untersuchungsgebiet Wehninger Werder befindet sich an der Unteren Mittel-Elbe (Elbe-km 511 bis 515), nahe der Gemeinde Wehningen im Landkreis Lüneburg an der Grenze der Bundesländer Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern. Dieses Gebiet ist Teil des Biosphärenreservats Niedersächsische Elbtalaue (Elbe-km 472.5 bis 569), bezeichnet als Bereich C-18. In Abbildungen 3.1 und 3.2. ist der geographische Standort dargestellt.



Abb. 3.2: Lage des Untersuchungsgebiets (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von OpenStreetMap)

Gründe für die Forschung in dieser Zone:

- Zunächst hat dieses Gebiet eine herausragende naturschutzfachliche Bedeutung, da das großräumige Überschwemmungsgrünland, der Altwasserkomplex und der markante Baumbestand als Relikt der Hartholzaue u.a. als *sehr hoch* bewertete Eigenschaften eingestuft werden (vgl. BNE, 2007; Kaiser et al., 2005).

- Die Analyse der zukünftigen Auswirkungen des Klimawandels auf die Gebiete von ökologischer Bedeutung in den Flussauen des niedersächsischen Biosphärenreservats Mittelelbe ist neben dem wissenschaftlichen Interesse relevant für die Verwaltung des Biosphärenreservats.
- Diese Strecke der Elbe befindet sich in der Unteren Mittelelbe und ist durch Deiche und Buhnen reguliert.
- Im Rahmen der Projekte RAMWASS und KLIMZUG-NORD wurden in diesem Gebiet verschiedene Untersuchungen durchgeführt, die eine gute Beschreibung der Eigenschaften der Auenböden und des Überflutungsgeschehens für diese Flussstrecke liefern (vgl. Weniger, 2010; Scharnke et al., 2014; Krüger et al., 2014).
- Es wurden im Rahmen dieser Untersuchung zwei Wetterstationen gebaut, die die Verfügbarkeit von Felddaten hinsichtlich der Meteorologie, der Bodenwasserbewegung, des Grundwassers und der Überflutungen in Flussauen während des Zeitraums 2009-2011 für die Kalibrierung der Modellierungen dieser Dissertation ermöglichen.

### 3.3. Klima

Das Klima in dieser Region (Mitteldeutschland) kann als warmfeuchtes Übergangsklima beschrieben werden. Es weist die Merkmale des Überganges zwischen dem im Nordwesten Deutschlands vorherrschenden subozeanischen Tiefland und dem subkontinentalen Tiefland im Norden Deutschlands auf (vgl. Weniger, 2010; Redecker, 2001; IKSE, 2005; Ludewig et al., 2014). Die schnelle Zunahme der Frühlingstemperaturen und die Temperaturschwankungen im Jahresverlauf sind typische Merkmale des subkontinentalen Einflusses in dieser Region, während der vergleichsweise milde Winter, wie auch eine geeignete Vegetationsperiode, typisch für den subozeanischen Einfluss sind. Im örtlichen Bereich werden die Angaben einiger Wetterstationen im Umkreis von 50 km vom Untersuchungsgebiet berücksichtigt, um die in dieser Forschung erhaltenen Felddaten zu justieren.

Die Tabelle 3.1 zeigt die mittleren Monatsniederschläge in mm in den Stationen Boizenburg, Lüchow und Marnitz innerhalb eines Zeitraums von ca. 30 Jahren.

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb des Bereichs zwischen den Stationen Boizenburg, Lüchow und Marnitz, so dass der Durchschnitt der monatlichen Werte des Niederschlags dieser Stationen als wahrscheinlicher Niederschlagswert für Wehningen angenommen werden kann. Tabelle 3.1 ist zu entnehmen, dass der Februar mit 34.6 mm der Monat mit der geringsten registrierten Niederschlagsmenge ist, während die höchste Niederschlagsmenge im Juli bei 68.1 mm registriert wurde. Das ungefähre Jahresmittel des Niederschlags liegt in Wehningen bei 617.5 mm.

Tabelle 3.1: Mittlerer Monatsniederschlag (mm) von verschiedenen Klimastationen zwischen 1961-1990  
(Quelle: DWD)

	<b>BOIZENBURG</b>	<b>LUECHOW</b>	<b>MARNITZ</b>	
<b>Breite</b>	53° 24'	52° 58'	53° 19'	
<b>Länge</b>	10° 41'	11° 08'	11° 56'	<b>Durchschnitt</b>
<b>Jan</b>	52.9	41.4	57.3	<b>50.5</b>
<b>Feb</b>	36.1	32.2	35.5	<b>34.6</b>
<b>Mär</b>	47.3	36.3	48.2	<b>43.9</b>
<b>Apr</b>	48.4	41.3	42.3	<b>44.0</b>
<b>Mai</b>	56.4	48.1	50.3	<b>51.6</b>
<b>Jun</b>	67.6	61.5	72.6	<b>67.2</b>
<b>Jul</b>	68.6	66.0	69.7	<b>68.1</b>
<b>Aug</b>	62.5	54.7	53.7	<b>57.0</b>
<b>Sep</b>	60.3	41.3	51.5	<b>51.0</b>
<b>Okt</b>	47.1	34.0	44.9	<b>42.0</b>
<b>Nov</b>	56.6	42.5	52.2	<b>50.4</b>
<b>Dez</b>	58.9	45.8	66.5	<b>57.1</b>
<b>Jahr</b>	<b>662.7</b>	<b>545.1</b>	<b>644.6</b>	<b>617.5</b>

In Abbildung 3.3 ist zu sehen, dass die Monate mit den höchsten Niederschlägen im Durchschnitt zwischen Juni und August liegen, während sich im Herbst und Winter die Monate mit den geringsten Niederschlägen finden. Im Durchschnitt gibt es örtlich keine trockenen Monate, da sich die Niederschläge während des gesamten Jahres ereignen.

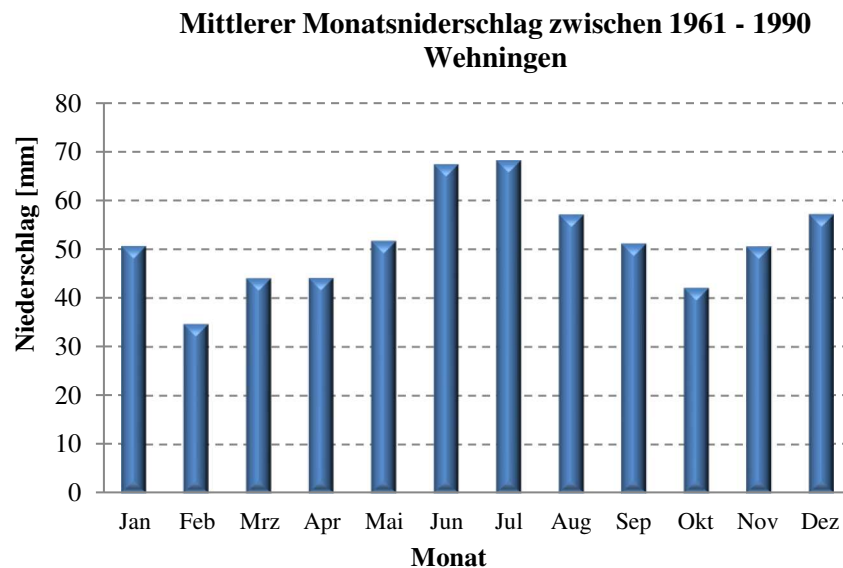


Abb. 3.3: Mittlerer Monatsniederschlag in Wehningen zwischen 1961-1990 (nach Angaben des DWD)

Hinsichtlich der Temperaturen im Untersuchungsgebiet wurde der Verlauf der monatlichen Durchschnittstemperaturen der Stationen Boizenburg, Lüchow und Marnitz von 1961 bis 1990 berücksichtigt. In Tabelle 3.2 ist die mittlere Monatstemperatur in Grad Celsius für diese Stationen dargestellt. Hieraus kann gefolgert werden, dass die Jahresmitteltemperatur für Wehningen bei 8,4°C liegt. Während der Wintermonate ergeben sich die niedrigsten Monatsdurchschnitte mit ca. 0°C, speziell im Januar. Die



höchsten monatlichen Durchschnittstemperaturen sind dagegen im Sommer mit rund 17°C zu verzeichnen, insbesondere im Juli und August.

Tabelle 3.2: Mittlere Monatstemperatur (°C) zwischen 1961-1990 (Quelle: DWD)

	<b>BOIZENBURG</b>	<b>LUECHOW</b>	<b>MARNITZ</b>	
<b>Breite</b>	53° 24'	52° 58'	53° 19'	
<b>Länge</b>	10° 41'	11° 08'	11° 56'	<b>Durchschnitt</b>
<b>Jan</b>	-0.5	-0.1	-0.8	-0.5
<b>Feb</b>	0.3	0.5	0.0	0.3
<b>Mär</b>	3.2	3.7	3.0	3.3
<b>Apr</b>	7.2	7.6	7.0	7.3
<b>Mai</b>	12.2	12.7	12.3	12.4
<b>Jun</b>	15.5	15.9	15.6	15.7
<b>Jul</b>	16.7	17.2	16.9	16.9
<b>Aug</b>	16.7	16.9	16.6	16.7
<b>Sep</b>	13.4	13.5	13.2	13.4
<b>Okt</b>	9.2	9.3	9.0	9.2
<b>Nov</b>	4.5	4.6	4.2	4.4
<b>Dez</b>	1.2	1.4	0.9	1.2
<b>Jahr</b>	8.3	8.6	8.2	8.4

Der Abbildung 3.4 ist das gemeinsame Verhalten von Niederschlag und Temperatur aufgrund historischer Referenzdaten in der Zeit von 1961 bis 1990 zu entnehmen. Die höchsten Temperaturen während der Sommermonate stimmen mit den höchsten Niederschlägen überein. Die thermische Amplitude der Periode erreicht im Durchschnitt 17.4°C.

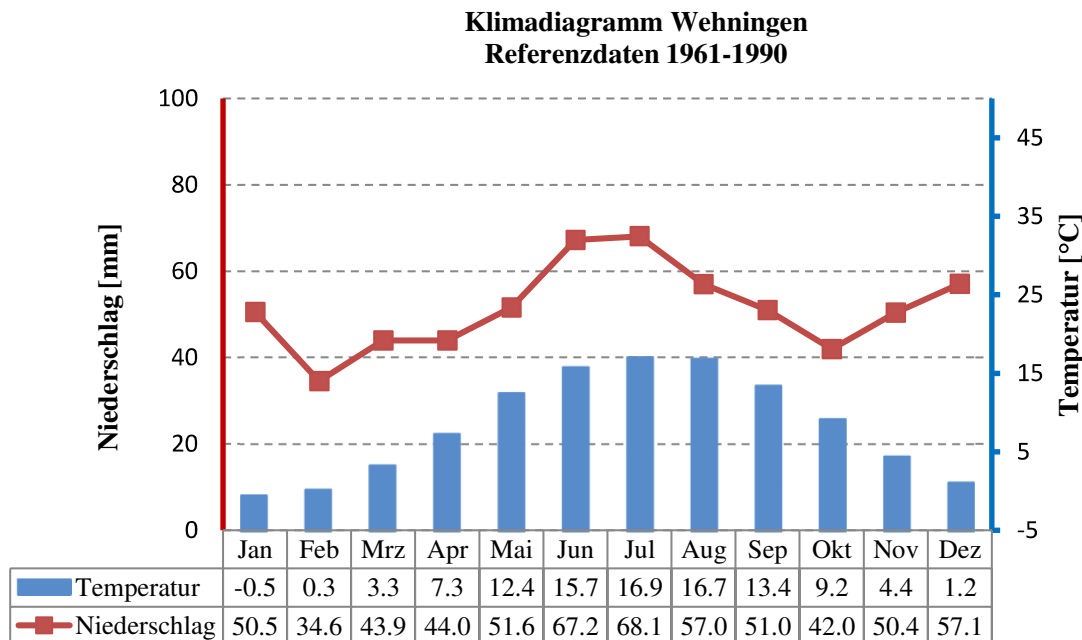


Abb. 3.4: Klimadiagramm Wehningen - Referenzdaten 1961-1990 (Quelle Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)



### 3.4. Geomorphologie und Böden

#### 3.4.1 Flussgeschichte

Laut Rommel (2000) lässt sich die jüngere Geschichte der Elbe anhand der Gerölluntersuchungen an Schottern der Mittelgebirgshochflächen rekonstruieren. Die Ur-Elbe wird auf ein Mindestalter von 25 Millionen Jahren geschätzt. Geologische Prozesse während des Quartärs, speziell des Holozäns (ca. 10.000 Jahre v.u.Z. bis heute) waren relevant für die Gestaltung der Elbe, wie wir sie heute kennen. Nach Saucke und Brauns (2002) hatten die Klimaveränderungen während des Quartärs große Bedeutung für die Herausbildung der charakteristischen Merkmale des Flusses. Die klimatischen Schwankungen, insbesondere während der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeiten und der Holstein- und Eem-Warmzeiten, hatten Gletscherbewegungen und Schmelzwasserabflüsse zur Folge, die zu der nach Norden veränderten Ausrichtung des Flusslaufs führten (Woldstedt, 1955; Lüttig und Meyer, 1974). In Abbildung 3.5 ist die Richtungsänderung der Elbe während des frühen Pleistozäns dargestellt.

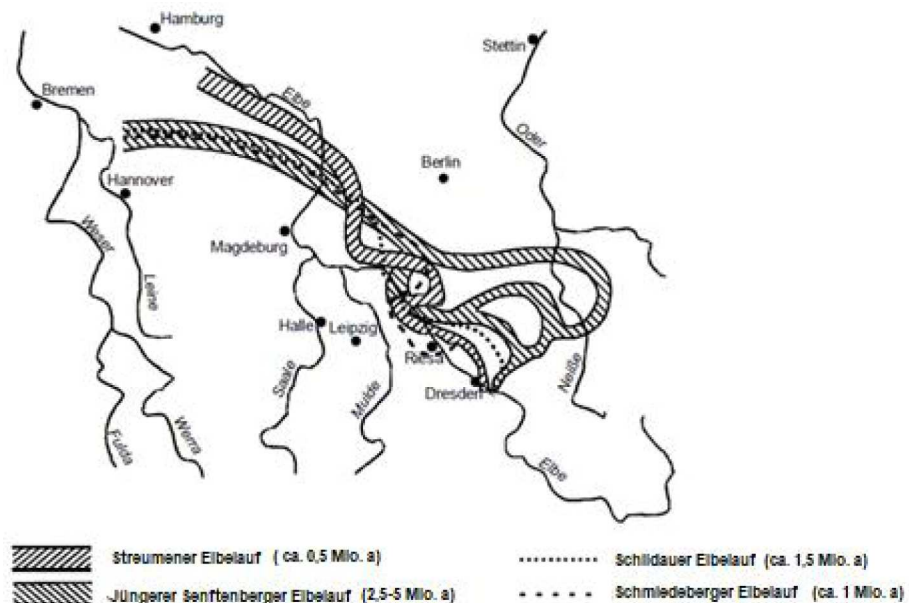


Abb. 3.5: Frühpleistozäne und Elster-kaltzeitliche Elbeläufe (Quelle: Saucke und Brauns, 2002)

Nach Rommel (2000) reichte während der Elster-Kaltzeit das skandinavische Inlandeis bis in die deutschen Mittelgebirge. Am Ende der ersten Vergletscherung bildete sich die Elbtal-Glazialwanne, wo sich heute die Grenzen von Sachsen, Brandenburg und Sachsen-Anhalt befinden. Die Elbtal-Glazialwanne entspricht dem Bestandteil eines ganz Norddeutschland durchziehenden Vertiefungsmusters. Im Verlauf der darauffolgenden Saale-Kaltzeit erfolgten aufgrund der Gletscherbewegung und der Strömung des Schmelzwassers wichtige Erosionsprozesse, die zur Vertiefung der Wasserläufe führten. Saucke und Brauns (2002) legen dar, dass sich der aktuelle Verlauf der Elbe nördlich von Wittenberg während der letzten Phase der Saale-Vergletscherung herausgebildet hat. Während dieses Klimawechsels ergab sich die Ablenkung des Flusslaufs nach Westen; das durch den Fläming gebildete Hindernis konnte erst nördlich von Magdeburg überwunden werden. Während des Holozäns folgten wichtige fluviale Prozesse, die der

heutigen Geologie des Flusslaufs einen eigenen Charakter gaben. Diese Prozesse führten zur Herausbildung der verschiedenen Bodenschichten durch Erosion und Ablagerung, die sowohl im Flussbett selbst als auch in den nahegelegenen Überflutungsgebieten (Auen) stattfanden (vgl. Eckelmann und Lange, 2013).

Während der letzten Jahrhunderte ist die anthropogene Komponente als ein Veränderungsfaktor der natürlichen Bedingungen des Flusslaufs hinzugekommen: Besiedlung, Deichbau, Uferbefestigungen und der Bau von Buhnen haben die Überflutungsgebiete verkleinert und damit die natürliche Dynamik des Flusses und der Flussumgebung beeinflusst. Durch den Buhnenbau ab Ende des 19. Jahrhunderts gab es praktisch keine Veränderungen des Flusslaufes mehr. Dieser Eingriff in den natürlichen Flusslauf der Elbe wirkte sich auf die Dynamik der Erosions- und Sedimentationsprozesse aus und beeinflusste dadurch die weitere Entwicklung der geomorphologischen Vorgänge (vgl. Kap. 2.2.1). In Abbildung 3.6 ist ein Beispiel der Veränderung des Elbe-Flusslaufes zwischen Langendorf und Wehningen (Elbe-km 500 bis 520) ab 1565 zu sehen.



Abb. 3.6: Vergleich des Elbe-Flusslaufes (Elbe-km 500 bis 520) zwischen den Jahren 1565 und 2000 (Quelle: Rommel, 2000)

Die Abbildung 3.6 zeigt, dass es ab 1565 zu bedeutenden Veränderungen bei Dömitz, Damnatz und Wehningen aufgrund anthropogener Eingriffe kam: Bei Dömitz ist die Elbinsel verschwunden. Zwischen Dömitz und Damnatz ergab sich eine große Rotation und Verlagerung der Elbekrümmung. Bei Wehningen verkürzte sich der Flusslauf.

### 3.4.2 Zusammensetzung der Flusssohle

In der Elbe haben verschiedene Untersuchungen des Sohlenmaterials und des Feststofftransports stattgefunden. Allerdings bestand bis 1992 (Haunschild, 1994) keine breit angelegte Untersuchung der Kornzusammensetzung auf der gesamten deutschen Strecke der Elbe bis nach Geesthacht. Nach Angaben von Haunschild (1994) und Vollmer et al. (2014) können die Untersuchungen in der Elbe wie nachfolgend dargestellt werden:

- Punktuelle Analyse im Jahr 1961 im Abschnitt zwischen Schöna (Elbe-km 2) bis Wittenberge (Elbe-km 460) (Leder, 1966)
- Neue Messungen im Jahr 1961 und 1962 zwischen Elbe-km 8 und Elbe-km 555 (Glazik, 1963)
- Untersuchungen im Jahr 1988 zwischen Elbe-km 474 bis Elbe-km 582 (Zieger, 1988)
- Erfassung von Flusssedimenten im Uferbereich zwischen Elbe-km 8.2 und Elbe-km 449.5 im Jahr 1991 (Riehl, 1993)
- Neue Greiferproben im Jahr 2006 in Tiefenschichten zwischen Elbe-km 0 und Elbe-km 312 (Vollmer et al., 2014)
- Neue Messungen im Jahr 2007 zwischen Elbe-km 150 und Elbe-km 250 (Vollmer et al., 2014).

Die Probenahmen wurden in verschiedenen Abständen entlang des Flusses und allgemein an drei Stellen (Mitte, links, rechts) entlang der Querprofile zwischen Mittelwasser (MW)- und Mittleren Hochwasser (MHW)- bzw. Mittleren Abfluss (MQ)-Mittelhochwasserabfluss (MHQ)-Werten durchgeführt. Die Proben sind in bis zu 150 cm Tiefe aus der oberen Schicht des Flussbetts entnommen worden. In Abbildung 3.7 ist die Verteilung der berechneten mittleren Korndurchmesser [ $dm$ ] der Flusssohle entlang der untersuchten Flussstrecke zu sehen.

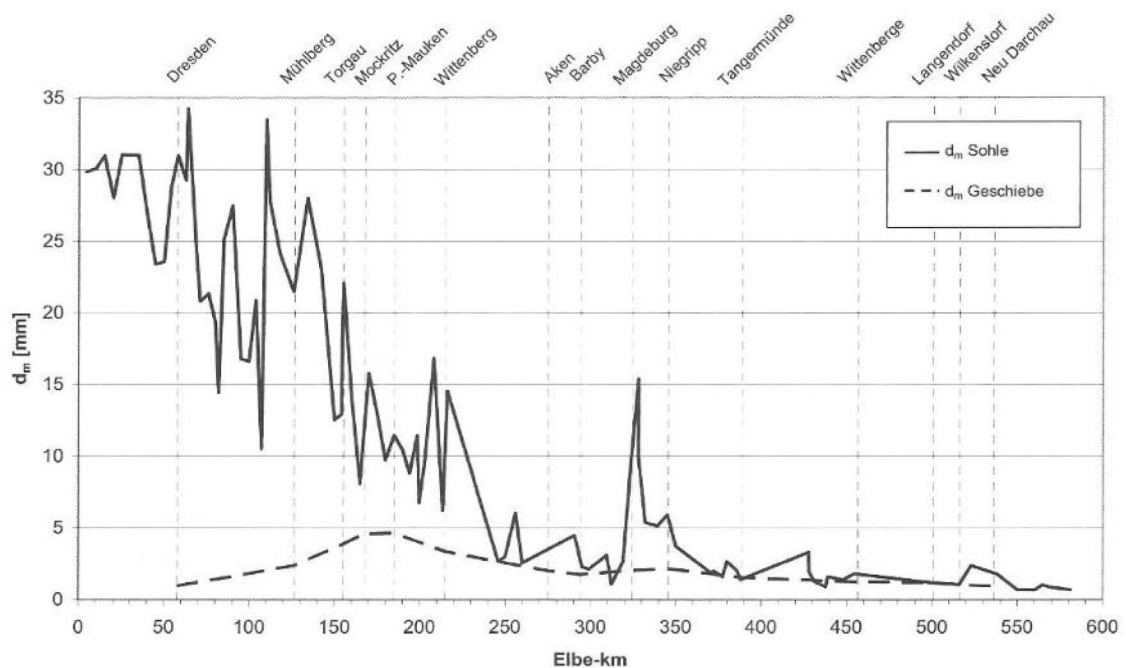


Abb. 3.7: Längsschnitt der mittleren Korndurchmesser [ $dm$ ] von Geschiebe und Sohlenmaterial in der Elbe (Quelle: Vollmer und Schriever, 2004, 2005)

Die Messungen haben signifikante Variationen der mittleren Korndurchmesser [ $dm$ ] der Flusssohle entlang des Flusses gezeigt. Die  $dm$  sinken beträchtlich zwischen Elbe-km 0 und Elbe-km 250, d.h., es ist eine starke Verkleinerung der Korndurchmesser zu beobachten. Diese Schwankungen nehmen auf der restlichen Flussstrecke ab, mit einer Ausnahme im Elbe-km 340. Zwischen Elbe-km 350 und Elbe-km 577 bleiben die mittleren Korndurchmesser unter 5 mm. So kann beobachtet werden, dass die Verteilung

der Korndurchmesser entlang der Elbe nicht homogen ist. Die Charakteristika des Bodens verändern sich flussabwärts bis Geesthacht. Es ist davon auszugehen, dass die Änderung des Gefälles – insbesondere in der Mittel- und Unterelbe – und das Wehr bei Geesthacht seit den 50er Jahren einen großen Einfluss auf die Eigenschaften der Flusssohle genommen haben. In Abbildung 2.9 (Kap. 2.2.2.3) ist die Korngrößenverteilung in der Elbe zu sehen. Die Korngrößenverteilung der ersten Kilometer der Elbe beruht auf einem hohen prozentualen Anteil an Stein, Grobkies und Mittelkies. Die Zusammensetzung variiert abwärts in ungleichmäßiger Weise. Ein Beispiel dafür ist die Verteilung nahe Magdeburg im Elbe-km 340, wo die Beteiligung von Grob- und Mittelkies noch einmal einen größeren Anteil erreicht. Vom Elbe-km 400 bis zum Elbe-km 577 verringert sich der Anteil von Mittel- und Feinkies, während der Prozentsatz von Grob- und Mittelsand stark zunimmt.

Nach Haunschild (1994) haben die besonderen geologischen Verhältnisse von Festgesteinsaufragungen im Lockergesteinsbereich Einfluss auf die Sohlenstruktur. So ist in Torgau eine Quarzporphyr-Kuppe des Unterperm (Elbe-km 154.6 / Hartenfels) zu finden, ähnlich nahe Magdeburg, wo Ausläufer der Flechtinger Scholle mit unterkarbonischen Grauwacken sowie Konglomeraten und Sandsteinen aus dem Rotliegenden ragen. Diese Festgesteine beeinflussen die hydraulischen Verhältnisse und damit die Kontinuität der Kornzusammensetzung der Flusssohle durch den Wehr-Effekt. Die Änderungstendenz der Kornverteilung der Flusssohle entlang der Elbe kann Abbildung 3.8 entnommen werden.

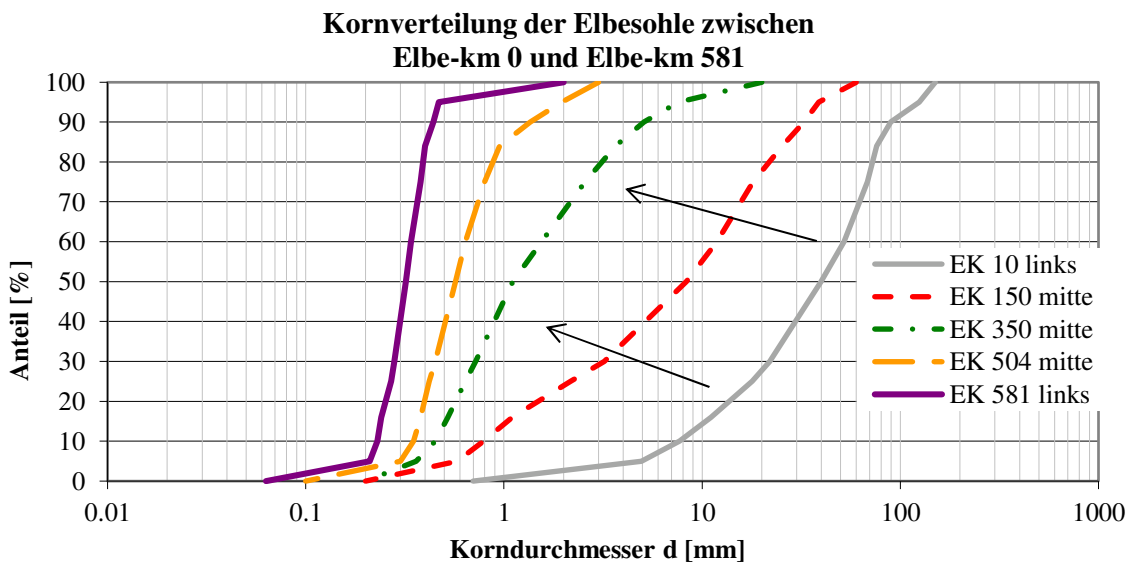


Abb. 3.8: Kornverteilung der Elbesohle zwischen Elbe-km (EK) 0 und Elbe-km (EK) 581 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Haunschild, 1994)

Die Pfeile zeigen, wie sich die Summenkurven der Kornfraktionen vom Stein- und Kiesbereich vom Elbe-km 10 bis zum Sandbereich am Wehr-Geesthacht (Elbe-km 581) verschieben.

### 3.4.3 Feststoffeintrag

Seit den 90er Jahren werden von Wasser- und Schifffahrtsämtern (WSA) und der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) verschiedene Geschiebe- und Schwebstoffmessungen entlang der Elbe durchgeführt. Die Messungen wurden an verschiedenen Punkten (Transportmessstellen) vom Schiff aus vorgenommen. Diese Messungen sind nicht kontinuierlich, doch sie ermöglichen die Analyse des Sedimenttransports für bestimmte Durchflüsse. Die gemessenen Daten wurden von verschiedenen lotrechten Proben in einer bestimmten Tiefe und Entfernung vom Ufer erhalten. Zwischen 1996 und 2008 wurden ca. 1566 Transportmessungen durchgeführt (Vollmer et al., 2014). Diese Messungen teilen sich in zwei große Gruppen: a) Geschiebemessungen und b) Schwebstofftransport. Zudem betreiben die WSA entlang der Elbe Messstationen, um laufend aktualisierte Daten über den Sedimenttransport, insbesondere von Schwebstoffen, zu erhalten. Die Dauermessstellen führen tägliche Messungen von Schwebstoffkonzentrationen durch. In Tabelle 3.3 sind die Standorte der Messstellen von Schwebstoffkonzentration zu sehen (vgl. Belz et al., 2006; Engel et al., 2002).

Tabelle 3.3: WSA-Messstationen für Schwebstoffkonzentrationen in der Elbe (Quelle: Eigene Darstellung nach Angabe von Engel et al., 2006)

Dauermessstelle	Elbe-km	Messbeginn
Pirna	34.7	1.11.91
Meißen	83.4	1.11.94
Torgau	154.0	1.11.91
Wittenberg	214.8	1.11.91
Aken	274.85	1.11.91
Barby	294.8	1.11.91
Magdeburg (Stromelbe)	326.6	1.11.92
Magdeburg (Alte Elbe)	326.6	1.11.91
Tagermünde	389.1	1.11.91
Wittenberge	454.5	1.11.93
Hitzacker	522.6	1.11.63

Die an diesen Dauermessstellen gemessenen Daten ermöglichen die Analyse der Schwebstoffkonzentration in der Elbe sowie die Feststellung der Sedimentbeiträge aus Nebenflüssen, wie Schwarze Elster (Elbe-km 198.5), Mulde (Elbe-km 259.6), Saale (Elbe-km 290.8) und Havel (Elbe-km 438.0). Die Abbildung 3.9 zeigt den mittleren monatlichen Verlauf der Schwebstoffkonzentration für Wittenberge (Elbe-km 454.5) zwischen den Jahren 1991 und 2001 und für Hitzacker (Elbe-km 522.6) zwischen den Jahren 1964 und 2001. Die höheren Konzentrationswerte treten für diese Flussstrecke in den Sommermonaten (Juni, Juli, August) auf, insbesondere wegen der minimalen Durchflussmengen während dieses Zeitraums. Die geringsten Konzentrationen treten hingegen während der Wintermonate auf. Dennoch sind die Auswirkungen der höheren sommerlichen Schwebstoffkonzentrationen auf den Sedimenttransport in Flüssen und Auen geringer als die der Konzentrationen im Frühjahr, also im März und April (Belz et al., 2006).

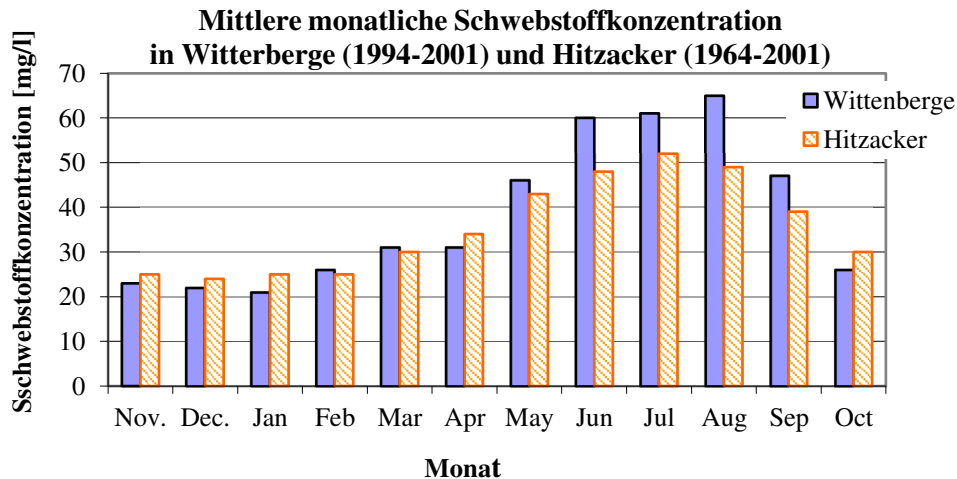


Abb. 3.9: Mittlere monatliche Schwebstoffkonzentration in Witterberge (1991-2001) und Hitzacker (1964-2001) (Quelle: Belz et al., 2006)

Auf die Methode der Bestimmung des Feststoffeintrags und der Kornverteilungskurven im Untersuchungsgebiet wird in Kapitel 4.2.1.1 im Detail eingegangen.

### 3.4.4 Flussauen

Seit dem Erlass der europäischen Wasserrahmenrichtlinie (EG, 2000) hat die Forschung im Bereich der Flussauen deutscher Flüsse bedeutend zugenommen. Die Richtlinie gibt vor, den Zustand der aquatischen Ökosysteme und der direkt von ihnen abhängigen Landökosysteme sowie der Feuchtgebiete zu schützen und zu verbessern.

Die Richtlinie legt keine Begriffsbestimmung für die Aue fest. In der Literatur können verschiedene Definitionen gesehen werden, die sich überwiegend auf die biologischen und hydraulischen Charakteristika der Auen beziehen (Foeckler et al., 1994; Burek, 2003; Schwarz, 2003; Krause, 2005; Scholz et al., 2005).

Während der letzten Jahre und in Übereinstimmung mit der Wasserrahmenrichtlinie wurden Auen als flussnahe Gebiete definiert, die regelmäßig von Hochwasser überflutet werden (BMU, 2009).

Diese Definition eignet sich besonders für die Flussauen, die durch Hochwasserschutzwerke, wie Deiche, in zwei Zonen (Vorland - rezente Aue/ Hinterland - Altaue) getrennt werden. Dies ist meist bei denjenigen Flüssen in Europa der Fall, bei denen Überflutungen und der Austausch Flusswasser-Grundwasser-Bodenwasser aufgrund des intensiven Baus von Schutzbauten (u.a. Deiche, Buhnen) hauptsächlich in einem relativ engen Landstreifen der Flussauen (Vorland) stattfinden (Makaske, et al., 2011).

Die ökologische Bedeutung der Flussauen wird durch ihre verschiedenen Funktionen hervorgehoben. Diese Funktionen werden nach unterschiedlichen Kriterien geordnet. Burek (2003) beschreibt gemäß der von Gepp (1986) und Gerken (1988) angewandten Kriterien die Funktionen einer natürlichen und intakten Aue (ohne menschliche Eingriffe). Krause (2005) und Brunotte et al. (2009) ergänzen diese Klassifikation. Im

Allgemeinen können die folgenden Funktionen unterschieden werden: a) Puffersystem der Hochwasserereignisse, b) Kontrolle des Austauschs von Nährstoffen und organischem Material, c) Retention der Schadstoffe nahe der Oberfläche, d) Refugialraum für Pflanzen, Amphibien, Säugetiere, Fische und Vögel, e) Grundwasserneubildung und f) Unterstützung der Selbstreinigung des Gewässers.

Nach Brunotte et al. (2009) und Matella und Merelender (2015) sind diese Funktionen heute in fast allen Flüssen Europas aufgrund des ständigen Flächenverlustes, der Regulierungen und der intensiven Nutzung (Bebauung, Land- und Forstwirtschaft, usw.) beschränkt.

Ogleich die ökologische Bedeutung der Flussauen schon immer in der Literatur anerkannt worden ist, werden die Flussauen erst seit den 90er Jahren in intensiver Form in Deutschland untersucht. Vor dieser Zeit wurden nur wenige, aber sehr bedeutende Untersuchungen zur ökologischen Bedeutung der Auen durchgeführt, wie z.B. die Arbeiten von Seibert (1962) über die Analyse der Auenvegetation an der Isar, von Solmsdorf et al. (1975) über die schutzwürdigen Bereiche des Rheintals und von Schäfer (1978) über die Gefährdung des Oberrheins und die Notwendigkeit einer ökologischen Regeneration der Uferlandschaften und einer Verbesserung der Wasserqualität.

Diese ersten Forschungen ermöglichten es, die Aufmerksamkeit auf die kritische Lage der flussnahen Gebiete aufgrund der anthropogenen Auswirkung zu richten und zugleich Maßnahmen zu dieser Problematik zu diskutieren. Die Retentionsfunktion der Auen wird bereits seit den 80er Jahren vertieft untersucht, besonders im Gebiet des Rheins (Dister, 1985; MUBW, 1988).

Während der 90er Jahre nimmt die Relevanz der Forschung der Auen entlang der Elbe aufgrund der Durchführung des Projekts Elbe-Ökologie (1996-2005) bedeutsam zu. Dieses Projekt ermöglichte es, Kriterien von vorherigen Forschungen über die Auen in anderen Flüssen von Deutschland zu vereinen, sowie die Entwicklung von neuen ökologischen und sozioökonomischen Kenntnissen zu erweitern. Dadurch war es möglich, die ökologische Funktionsfähigkeit der Elbe in Übereinstimmung mit dem Konzept der funktionalen Einheit<sup>6</sup> der Elbe zu bewahren und ggf. zu verbessern. Die funktionale Einheit der Elbe umfasst die Entwicklung der Elbelandschaft, ihrer Ströme, ihrer Auen und ihres Einzugsgebiets (Becker und Lahmer, 2004; Pusch und Fischer, 2006; Scholz et al., 2005; Kofalk et al., 2015; Baufeld et al., 2015).

Das Projekt Elbe-Ökologie<sup>7</sup> umfasste u.a. Aspekte der Morphodynamik der Elbe, des Vorlandbereiches und der Strömungsdynamik, sowie die Buhnen und semiterrestrische Flächen, die Ökologie der Elbefische, das Wanderverhalten von Fischen, die Biofilme und Sohlpermeabilität, Biozönosen und Stoffflüsse, Stillwasserzonen und

---

<sup>6</sup> <http://elise.bafg.de/servlet/is/3289/>

<sup>7</sup> Der Forschungsverbund Elbe-Ökologie ist eine Fördermassnahme des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) mit dem Ziel der Erforschung ökologischer Zusammenhänge in Stromlandschaften am Beispiel der Elbe. Die fachliche Koordination wurde von der Projektgruppe Elbe-Ökologie der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) wahrgenommen. Mehr Information, siehe <http://elise.bafg.de/servlet/is/213/>

Wasserbeschaffenheit, den Stoffumsatz an morphologischen Strukturen sowie den Stofftransport und -umsatz in Bühnenfeldern.

Während der Durchführung des Projekts entstand die Notwendigkeit der Analyse des Zustandes des komplexen Systems der Aue durch neue Methodologien. Hierzu wurde die Bioindikation<sup>8</sup> berücksichtigt. In diesen Zusammenhang wurde das Projekt RIVA<sup>9</sup> (1997-2001) entwickelt.

Hinsichtlich der Flussauen der Elbe muss hervorgehoben werden, dass die Elbe die heutige größte morphologische Aue aller deutschen Flüsse besitzt (Brunotte et al., 2009). Die Fläche der rezenten Aue der Elbe in Deutschland erreicht ca. 570 km<sup>2</sup>.

Der Auenflächenverlust beträgt aufgrund der Wasserlaufbegradigungen und Eindeichungen im Einzugsgebiet der Elbe ca. 80%. Dieser Verlust brachte eine Verringerung des Retentionsvolumens mit sich, was sich in der Steigerung des Wasserstandes in der Mittleren Elbe widerspiegelte (IKSE, 2003). Um beide Probleme zu lösen, wurden entlang der Elbe Deiche, Bühnen und Retentionsräume errichtet. Zurzeit besitzt die Höhe der Deiche und Bühnen in der Mittleren Elbe die Standsicherheit eines 100-jährigen Hochwassers (IKSE, 2003).

In den letzten 10 Jahren wurden Retentionsräume entlang der Elbe eingerichtet, um den Hochwasserschutz in Oberluch Roßlau (Elbe-km 253.5 bis 256.6), Lenzen (Elbe-km 476.7 bis 483.8), Neu Bleckede (Elbe-km 546 bis 555) und Mahnkenwerder (Elbe-km 554.5 bis 556.5) zu verbessern (vgl. IKSE, 2012, 2009).

Angesichts der ökologischen Bedeutung der Auenbereiche in der Elbe entstanden in den letzten Jahren Bemühungen für ihre Erhaltung. So gehören zurzeit ca. 400 km lange rezente Auen in der Mittelelbe zwischen Prettin in Sachsen-Anhalt (Elbe-km 175) bis nach Tesperhude in Schleswig-Holstein (Elbe-km 576) zu einem Teil des UNESCO-Biosphärenreservats Flusslandschaft Elbe (BFL, 2006). Eine Verteilung der rezenten Auen entlang der Elbe nach Standort/Fläche ist in Tabelle 3.4 zu sehen.

Tabelle 3.4: Flussabschnitte und Überschwemmungsflächen der freifließenden deutschen Elbe bis Geesthacht (Quelle: Krüger, 2015)

Elbe-km	Abschnitt	Gesamtfläche in ha
0 – 34,7	Schöna bis Pirna	546,69
34,7 – 83,4	Pirna bis Meißen	3.076,19
83,4 - 154	Meißen bis Torgau	4.623,74
154 – 214,8	Torgau bis Wittenberg/Lu.	8.016,53
214,8 – 274,85	Wittenberg bis Aken	9.794,76
274,85 – 294	Aken bis Barby	3.699,96
294 – 326,6	Barby bis Magdeburg	4.300,90
326,6 – 389,1	Magdeburg bis Tangermünde	9.011,46
389,1 – 454,6	Tangermünde bis Wittenberge	8.518,67
454,6 – 522,6	Wittenberge bis Hitzacker	6.053,94
522,6 - 586	Hitzacker bis Geesthacht	3.896,25

<sup>8</sup> Bioindikation bezieht sich auf die Indikatororganismen, die eine qualitative und quantitative Ermittlung der Wirkung von anthropogenen und natürlichen Einflüssen ermöglichen.

<sup>9</sup> RIVA = Robustes Indikationssystem für ökologische Veränderungen in Auen ([www.ufz.de](http://www.ufz.de))



Im Allgemeinen stammen die Auenböden aus den holozänen fluviatilen Sedimenten, die hauptsächlich durch die Schwankungen des Fluss- und Grundwassers beeinflusst wurden. Art und Mächtigkeit des Sedimentes in Verbindung mit der Zeit ermöglichen die Differenzierung der Bodentypen in den Auenböden. Zwischen folgenden Bodentypen kann im Untersuchungsgebiet des Wehninger Werders unterschieden werden: Rambla, Paternia, Kalkpateria, Tschernitza und Vega. (vgl. Krüger et al, 2014; Weniger, 2010). In Abbildung 3.10 ist eine Übersicht der Verbreitung von Bodentypen der Elbe zwischen Elbe-km 500 und Elbe-km 523 zu sehen. Daraus ist zu schließen, dass der Hauptbodentyp entlang dieser Flussstrecke vorwiegend die Vega ist.

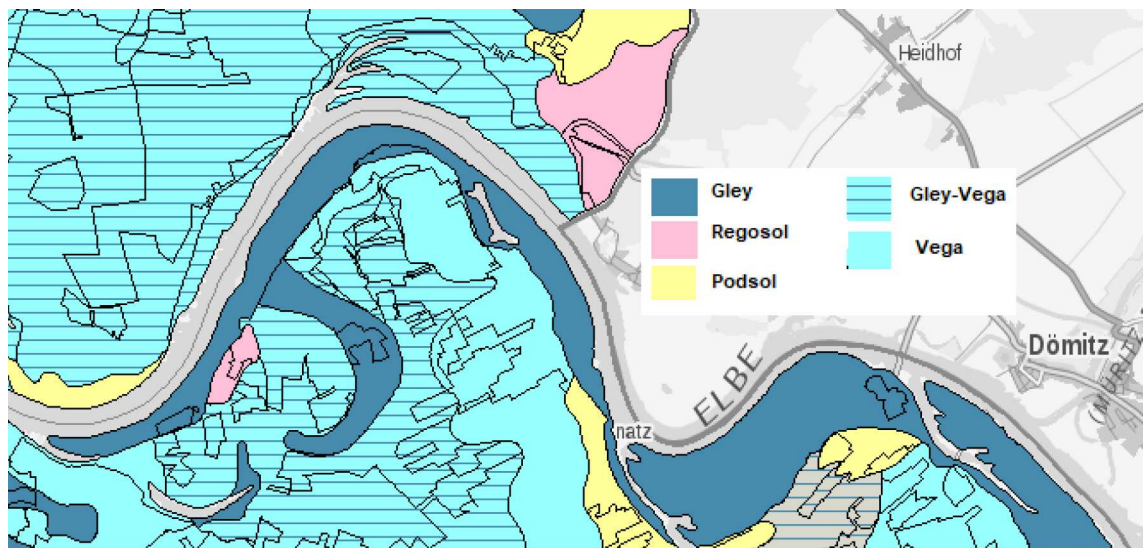


Abb. 3.10: Bodentypen an der Elbe in Niedersachsen (Elbe-km 500 bis 523) (Quelle: NIBIS, 2015)



Abb. 3.11: Lage der bodenkundlichen Bohrungen, Sektor Wehningen Elbe-km 511 bis 515 (Quelle: NIBIS, 2015)

Für das Untersuchungsgebiet liegen sieben (7) Bodenprofile vor, die vom LBEG (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie) erhoben wurden (siehe Abb. 3.11). Diese bodenkundlichen Bohrungen wurden in verschiedenen Jahren und unterschiedlichen Tiefen durchgeführt. Die Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Bohrungen ist in Tabelle 3.5 zu sehen. Die Angaben in Abbildung 3.11 und in Tabelle 3.5 ermöglichen

eine Ergänzung der Daten von Abbildung 3.10 hinsichtlich der Flussaunen im Untersuchungsgebiet.

Tabelle 3.5: Bodenkundliche Bohrungen im Wehninger Werder (Quelle: NIBIS, 2015)

Bodenprofil	Datum	Rechtswert	Hochwert	Tiefe (cm)	Bodentyp
1	14.08.1995	3644583	5895156	200	Vega-Gley
2	16.05.2002	3644559	5895135	200	Vega-Gley
3	16.04.2008	3644494	5895650	70	Gley
4	16.04.2008	3644095	5895959	170	Gley
5	16.08.1995	3643550	5895914	100	Gley-Vega
6	16.04.2008	3643193	5895916	200	Gley-Vega
7	14.08.1995	3642971	5895389	200	Gley-Vega

Parallel zur Einrichtung der Messstationen im Untersuchungsgebiet Wehninger Werder (siehe Kap. 4) wurden im Rahmen des KLIMZUG-Projekts Felduntersuchungen zur genaueren Bestimmung des Bodentyps, auf dem die Messungen stattfinden sollten, durchgeführt (siehe Weniger, 2010). Dazu wurden mehrere Schürfguben von 1 bis 2 m Tiefe ausgehoben; eine davon in einer Entfernung von 2 m von der Umzäunung der Plateau-Messstation und in 2 m Tiefe (siehe Kap. 4). Die Schürfgube *Sch* befindet sich in einem als *altes Vorland* bezeichneten Areal, das auf einem Plateau-Gebiet liegt. Das Untersuchungsgebiet wird grünlandwirtschaftlich genutzt und in der Regel zweimal jährlich zur Silage- oder Heuproduktion gemäht. Aus Abbildung 3.12 kann die Lage der Schürfgube *Sch* entnommen werden:



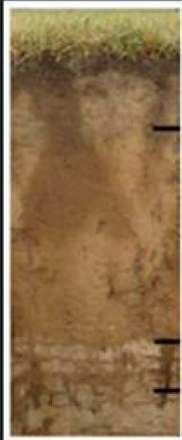
Abb. 3.12: Standort der Schürfgube (*Sch*) (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Google Earth, 2014)

Die geographischen Koordinaten der Schürfgube *Sch*:

Tabelle 3.6: Geographische Koordinaten der Schürfgrube im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

	Breite	Länge	Höhe (m)
<b>Schürfgrube Sch</b>	53.169645°	11.157950°	13.88

Die Analysen der Proben aus der Schürfgrube *Sch* haben ergeben, dass das Bodenprofil in diesem Bereich eine etwa 70 cm starke Auenlehmdecke mit vorwiegend schluffig-lehmigem Sand aufweist, gefolgt von abwechselnden Schichten von Auenlehm und Auensanden mit starkem Präsenz feinsandigen Mittelsands. Der Boden zeigt die Merkmale des Typs Norm Vega aus Auensandlehm über Auensanden (Weniger, 2010). In Abbildung 3.13 sind Parameter des Bodenprofils dargestellt.



Tiefe (cm)	Horizonte	T %	U %	S %
0-17	aAh	23.5	31.4	45.0
-78	aM	14.1	40.8	45.1
-90	aM/aC	4.1	12.5	83.3
-100	aC	0.0	3.0	97.0

Abb. 3.13: Bodenprofil und Kornfraktionen der Schürfgrubenhorizonte (*Sch*) (Quelle: Weniger, 2010)

Während in den oberen Bodenhorizonten feines Material vorwiegt, ist in den tieferen Schichten hauptsächlich Mittelsand zu finden. Laut Weniger (2010) ist der um 10% höhere Tonanteil im Oberbodenhorizont ein Indiz für die bioturbate Einarbeitung rezenter Auenschlämme. In den unteren Horizonten wird der Auensand wegen des über 70%igen Anteils feinen und mittleren Sandes als *feinsandiger Mittelsand* (mSfs<sup>10</sup>) klassifiziert. Der Übergangsbereich wird als Grobschluff und Mittelsand eingestuft. Der hohe Schluffanteil im Auenlehm des Bodens ist typisch für die Auenböden der Elbe (Schwarz, 2001).

### 3.5. Hydrologie

Wie im Kapitel 2 festgestellt werden konnte, stehen Flüsse und Flussauen in ständiger und enger Beziehung. So hat die Elbe eine direkte Beziehung zum Untersuchungsgebiet. Die Elbe ist ein wichtiger und einer der längsten Flüsse in Deutschland (IKSE, 2012) und besitzt ein nival-pluviales Regime (Belz et al., 2006; Faulhaber, 2013). Aufgrund der Schneeschmelze konzentrieren sich die höchsten Abflusswerte auf den Frühling (März-April). Auf diese Weise verteilen sich über 60% des mittleren Jahresabflusses auf das Winterhalbjahr und 40% auf das Sommerhalbjahr (Wirtz, 2004). Zwischen 1890 und 2002 sind über 70% der jährlichen Hochwasser im hydrologischen Winterhalbjahr

<sup>10</sup> mSfs: 25-50% fS / 40-75% mS / 0-35% gS (Canarache et al., 2006)

aufgetreten, in der Mittleren Elbe sogar über 80% (IKSE, 2005). Sommer und Herbst werden als Niedrigwasserperioden bezeichnet (Faulhaber, 2013). Die trockenen Monate liegen zwischen September und Oktober (siehe Abb. 3.14). Die Elbe hat ein gutes Pegelnetz entlang des Flusses, das ständige und zuverlässige Messungen ermöglicht. Obwohl alle Pegel die Wasserstände messen, werden die Abflüsse nur von wenigen registriert. Am Pegel Neu Darchau werden Wasserstand und Abfluss gemessen. Bei Wehningen gibt es keinen Pegel; allerdings liegt der Pegel Neu Darchau (Koordinate DHDN Besser 1841: 5.900.604,2; 4.425.902,6) in der Nähe. Da in Neu Darchau ständige Messungen der Wasserstände und Abflüsse stattfinden, gewinnt die Übertragung dieser Messungen auf Wehningen erheblich an Bedeutung. Abbildung 3.14 zeigt den Verlauf der mittleren Monatsabflusswerte der Elbe bei Wehningen.

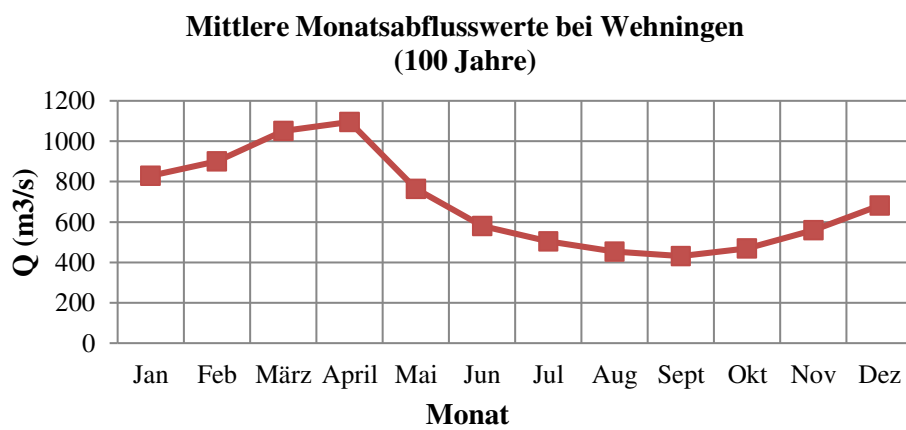


Abb. 3.14: Mittlere Monatsabflusswerte bei Wehningen zwischen 1900 und 2000 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Pegel Neu Darchau – WSV)

Die Methodologie für die Übertragung der Messungen von Neue Darchau auf Wehningen wird in Kapitel 4.2 im Detail (Kap. 4.2.1.1) dargestellt.

Die Hochwasserwellen entstehen allgemein im südlichen Teil der Elbe. Die Verflachung dieser Wellen bezieht sich auf die Zunahme der Überschwemmungsgebiete stromabwärts. Nach Belz et al. (2006) erreichte der mittlere Hochwasserabfluss (MHQ) für den Zeitraum 1907-2006 im Pegel Barby (Elbe-km 294.8) einen Wert von 2100 m<sup>3</sup>/s. Im Fall des Pegels Neu Darchau erreichte der mittlere Hochwasserabfluss 1930 m<sup>3</sup>/s. Die durchschnittliche Dauer der Hochwasserereignisse lag bei ca. 5 Tagen bei Barby und bei ca. 11 Tagen bei Neu Darchau. Bedeutende Hochwasser fanden während der letzten 15 Jahre statt. Diskussionen über die Ursache können u.a. in Böhme et al. (2005), Belz et al. (2006), Belz et al. (2013) und DKKV (2015) gefunden werden. Im Allgemeinen spielen die meteorologischen und hydrologischen Faktoren an der Elbe eine wichtige Rolle für die Entstehung von extremen Hochwassern. Die Ursachen des extremen Hochwassers der Elbe im Frühjahr 2006 waren unterschiedlich – reichliche Schneefälle im Winter 2005/2006 sowie hohe oberflächennahe Lufttemperaturen im März 2006 mit der entsprechenden Entstehung von starken Zyklonen im Nordatlantik, die ergiebige Niederschläge im Festland produzierten. Die großen Regenmengen lösten in Verbindung mit der Warmluftzufuhr eine rasche Schneeschmelze in allen Höhenstufen aus (Belz et al., 2006). Nach DKKV (2015) wurde im Juni 2013 das Hochwasser durch eine Mischung

aus den in Süddeutschland großen Niederschlagsmengen, den niedrigen Temperaturen und der vorhandenen Bodenfeuchtigkeit im Einzugsgebiet ausgelöst.

Das Abflussregime der Elbe beeinflusst direkt die Dynamik der Grundwasser (Redecker, 2001). Es besteht eine direkte Beziehung zwischen dem Verhalten des Grundwassers (GW) und des Flusswassers (FW) in den Auenbereichen der Elbe (Montenegro, 2013). Der Boden im Untersuchungsgebiet besteht aus durchlässigen feinsandigen Mittelsanden (siehe Kap. 3.4.4; Weniger, 2010). Dies ermöglicht, dass die Flusswasserschwankungen die Ganglinien des Grundwassers prägen. Diese Beziehung ist im Deichvorland stark ausgeprägt, verringert sich aber mit der Entfernung zum Ufer. Im Allgemeinen ist eine drastische Verringerung der Auswirkungen der Schwankungen des Flusswassers auf die Variationen des Grundwassers im Deichhinterland zu verzeichnen.

### 3.6 Landnutzung und Vegetation

Brunotte et al. (2009) haben eine Erfassung und Bewertung des Auenzustands in Deutschland durchgeführt. Für die Bilanzierung der Landnutzung der Flussauen wurde von den Autoren das Digitale Landschaftsmodell DLM25 (Maßstab 1:25000) verwendet. Aufgrund dieses Maßstabs konnten die zahlreichen Objekte in sieben Klassen geordnet werden: Gewässer, Feuchtgebiete, Wald, Grünland, Acker, Siedlung und sonstige Flächen. Dieser Maßstab ermöglicht jedoch keine Differenzierung zwischen Weichholzaue und Hartholzaue oder Grünlandtypen. Die rezente Aue (Vorland) der Elbe zwischen Schöna (Elbe-km 0) und Geesthacht (Elbe-km 586) weist folgende Verteilung der Landnutzung auf (Tabelle 3.7):

Tabelle 3.7: Landnutzung in der rezenten Aue der Elbe (Quelle: Brunotte et al., 2009)

Klasse	Fläche (ha)	%
Gewässer	2891	5.1
Feuchtgebiete	510	0.9
Wald	6327	11.1
Grünland	38406	67.4
Acker	6797	11.9
Siedlung	1868	3.3
Sonstige Flächen	192	0.3

Während der größte Anteil der Fläche der rezenten Auen (Vorland) der Elbe dem Grünland entspricht, ist die Fläche für Acker und Wald viel kleiner. Die Charakteristika des Auenzustandes der Elbe zeigen einen wichtigen anthropogenen Eingriff entlang der Elbe, der durch die verschiedenen Regulierungen des Flusses, wie z.B. Deiche und Buhnen, stattfindet.

Die durch Brunotte et al. (2009) analysierte Landnutzung kann für verschiedene Flussabschnitte der Elbe in Abbildung 3.15 gesehen werden. Die Landnutzung entlang der Elbe zeigt für alle Flussabschnitte, dass die größere Fläche der rezenten Aue dem Grünland entspricht. Die Ausnahme wäre der Flussabschnitt zwischen Aken (Elbe-km 274.85) und Barby (Elbe-km 294), wo die Waldfläche ähnlich groß der des Grünlands ist.



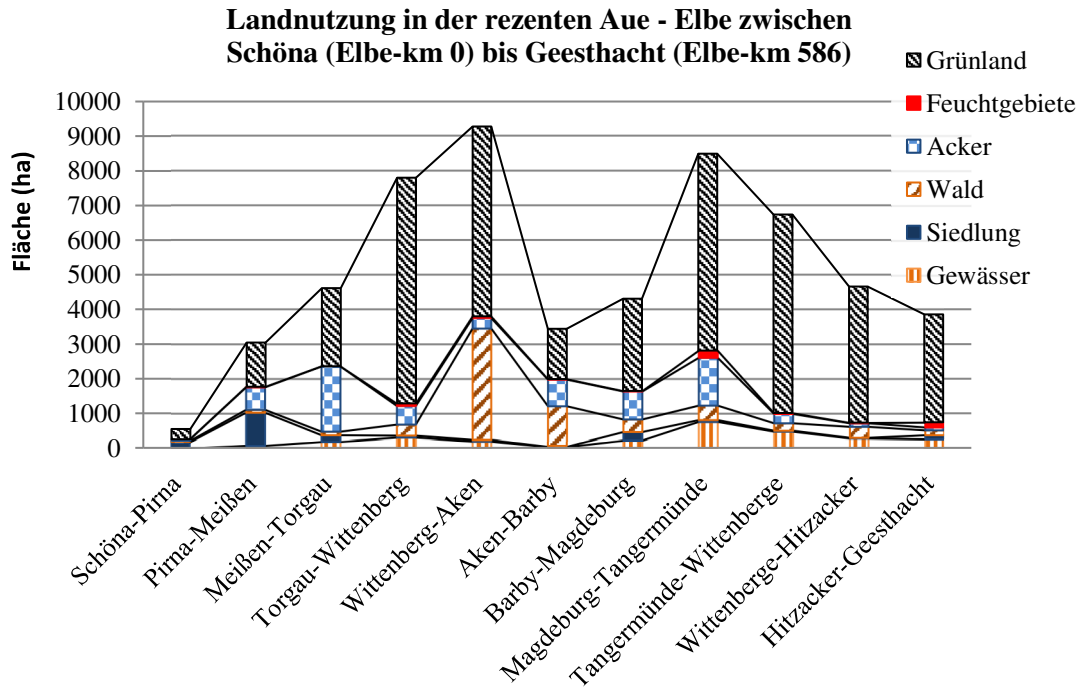


Abb. 3.15: Landnutzung in den rezenten Auen der Elbe zwischen Elbe-km 0 und Elbe-km 586 (Quelle: Krüger, 2015)

### 3.6.1 Vegetation im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet gibt es keine registrierte historische Information über die Entwicklung bzw. Variation der Biotoptypen. Im Rahmen der Überwachungsarbeiten gemäß der FFH-Richtlinie führten Kaiser et al. (2005) eine Erhebung der Vegetation im Teilgebiet Wehninger Werder (Elbe-km 511 bis 515) durch. Dieser Bereich wurde als Teil des FFH-Gebietes Nr. 74 (Fauna-Flora-Habitatrichtlinie 92/43/EWG) zwischen Schnackenburg und Lauenburg identifiziert. Der erhobene Bereich umfasst ca. 320 ha und wird von Grünland beherrscht. Es befinden sich dort einige Stillgewässer, wie der Alte Haken und der Mündungsbereich der eingedeichten Löcknitz, sowie einige verstreute Waldflächen oder Gehölzinseln im Uferbereich. Nach Kaiser et al. (2005) differenzieren sich die Biotoptypen im untersuchten Bereich insbesondere in Grünland (51%), Binnengewässer (11%) und Wald (12%). Eine Zusammenfassung der Anteile der mit verschiedenen Biotoptypen assoziierten Flächen hinsichtlich der evaluierten Gesamtfläche von ca. 320 ha ist Tabelle 3.8 zu entnehmen.

### 3.6.2 Beschreibung der Biotoptypenausstattung

Im Anhang 8.3 ist eine Pflanzenliste und im Anhang 8.4 ist die Verteilung der Biotoptypen und eine Liste der durch die Erstinventur im Wehninger Werder registrierten Pflanzengesellschaften entsprechend Anhang I der FFH-Richtlinie aufgeführt. Eine zusammenfassende Beschreibung mit Flächenanteilen der vorhandenen Biotoptypen am Untersuchungsort ist in Tabelle 3.8 dargestellt (Kaiser et al., 2005).

Tabelle 3.8: Anteil der Biotoptypen im Wehninger Werder (Elbe-km 511 bis 515) (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Kaiser et al., 2005)

Biotoptyp	% Gesamtgebiet
Wald	12.4
Gebüsche und Gehölzbestände	3.6
Binnengewässer	11.4
Gehölzfreie Biotope der Sümpfe, Niedermoore und Ufer	9.5
Offenbodenbiotope	1.1
Magerrasen	1.6
Grünland	51.0
Ackerland	0.9
Ruderalfluren	5.8
Gebäude, Verkehrs- und Industrieflächen	2.7

Im Folgenden werden die in der Tabelle 3.8 aufgeführten Pflanzengesellschaften beschrieben.

#### a. Wälder und Gehölze

Nach Tabelle 3.8 umfasst die Waldfläche ca. 12% des Untersuchungsgebiets. Im Gebiet des Wehninger Werders befinden sich kleine Bereiche mit Hartholzauenwäldern. Alte Eichen (*Quercus robur*), Ulmen (*Ulmus minor*, *Ulmus laevis*) und sehr selten Eschen (*Fraxinus excelsior*) sind vorzufinden. Außerdem mischen sich Hybrid-Pappeln (*Populus x canadensis*) darunter. Nach Kaiser et al. (2005) ist eine Baumschicht von mehreren Altersklassen zu finden. Die Strauchschicht ist aus *Crataegus spec.*, *Rhamnus cathartica*, *Sambucus nigra* und *Prunus spinosa* aufgebaut. Auf den westlichen Teilbereich sind typische sumpfige Weideauengebüsche, mit hauptsächlich *Salix alba*, *Salix viminalis* mit *Phalaris arundinacea* und *Phragmites australis* konzentriert.

#### b. Stillgewässer

Im Gebiet liegen zwei große Stillgewässer: Alter Haken und Neuer Haken. Sie sind mit der Elbe durch eine Handschleuse und ein Rohr direkt verbunden. Nach Kaiser et al. (2005) besteht am Rand der Stillgewässer Verlandungsvegetation mit *Phragmites australis*, *Phalaris arundinacea*, *Carex acuta*, *Urtica dioica* und *Bolboschoenus maritimus*. Andere in dem Gebiet vorzufindende typische Arten sind *Butomus umbellatus*, *Oenanthe aquatica*, *Ranunculus aquatilis* agg., *Eleocharis palustris*, *Alisma plantago-aquatica*, *Spirodela polyrhiza*, *Lemna minor*, *Lemna trisulca* und *Lemna gibba*.

#### c. Grünland

Über 50% der Fläche des Wehninger Werders besteht aus Grünland. Normalerweise wird zweimal pro Jahr eine Mahd durchgeführt. Nach Kaiser et al. (2005) befindet sich südlich des Alten Hakens ein besonders artenreicher gemähter Flutrasen von *Agrostis stolonifera*, *Phalaris arundinacea*, *Alopecurus geniculatus*, *Inula britannica*, *Potentilla reptans*, *Plantago major*, *Ranunculus repens*, *Persicaria amphibia*, *Rorippa amphibia*, *Trifolium repens*, *Rumex thyrsiflorus*, *Vicia cracca* und *Elymus repens*. Es können darüber hinaus

vereinzelte Bereiche mit wechselfeuchten Brenndoldenwiesen (*Cnidium dubium*) identifiziert werden. *Cnidium dubium* ist eine Art der niedersächsischen Roten Liste (siehe Kap. 3.6.3). Neben *Cnidium dubium* befinden sich einige Arten des mesophilen Gründlands, u.a. *Achillea millefolium*, *Festuca rubra*, *Lathyrus pratensis*, *Rumex acetosa*, *Rumex thyrsiflorus* und *Vicia cracca*, im Auengrünland.

### c. Sümpfe

Diese Flächen liegen insbesondere am Alten und Neuen Haken. Aufgrund der Charakteristika der Sümpfe sind diese Bereiche selten gemäht. Der Alte und Neue Haken sind Refugialräume für Pflanzen, Amphibien, Säugetiere, Fische und Vögel. Einige Dominanzarten in diesen Bereichen sind *Carex acuta*, *Phragmites australis*, *Phalaris arundinacea* und *Glyceria maxima*. Nach Kaiser et al. (2005) können im Bereich der Elbebuhnen einige Arten der Uferstaudenfluren gefunden werden, wie *Inula britannica*, *Leonurus marrubiastrum*, *Lythrum salicaria*, *Lysimachia vulgaris*, *Urtica dioica*, *Lypocus europeus*, *Stachys palustris* sowie Röhrichtarten wie *Phragmites australis*, *Phalaris arundinacea* und Seggen wie *Carex acuta*, *Bidens frondosa*, *Artemisia annua*, *Xanthium albinum*, *Eragrostis albensis*, *Echinochloa crus-galli* und *Erysimum cheiranthoides*. In der Niedrigwasserzone ist Pioniervegetation zu finden, wie *Eragrostis albensis*, *Juncus compressus*, *Bidens frondosa*, *Xanthium albinum*, *Bidens radiata*, *Corrigiola litoralis* und *Limosella aquatica*.

### 3.6.3 Pflanzensippen der Roten Liste im Wehninger Werder

Schließlich muss hinsichtlich der Vegetation im Untersuchungsgebiet hervorgehoben werden, dass es einige Pflanzensippen<sup>11</sup> unter den Farn- und Blütenpflanzen gibt, die in die niedersächsischen Roten Listen eingestuft sind. Diese Liste identifiziert Tier- und Pflanzenarten, deren Bestand gefährdet oder vom Aussterben bedroht ist (Garve, 2004). Nach Kaiser et al. (2005) wurden im Untersuchungsgebiet insgesamt 32 Sippen der aktuellen niedersächsischen Roten Liste gefunden, die an 264 Einzelwuchsorten aufzufinden sind. Die Pflanzen der Roten Liste befinden sich normalerweise am Ufer der Elbe, an und in anderen Gewässern, an Geländekanten und am Rand der Gehölzbestände. Diese Sippen fehlen nahezu in landwirtschaftlich genutzten Wiesen und Weiden.

Im Anhang 8.5 sind die Gebiete benannt, in denen Einzelnachweise der folgenden Pflanzen gefunden wurden: *Allium angulosum*, *Apium inundatum*, *Cucubalus baccifer*, *Cnidium dubium*, *Dianthus carthusianorum*, *Euphorbia palustris*, *Scutellaria hastifoli* und *Senecio paludosus*. Diese Pflanzen sind nach der Klassifizierung des Gefährdungsgrads für das niedersächsische Tiefland nach Grave (2004) in der Kategorie „stark gefährdet“ erfasst.

---

<sup>11</sup> Die Begriffe „Sippe“ und „Taxon“ bezeichnen ähnliche Konzepte, d.h. die Bezeichnung einer erkannten Gruppe von Lebewesen mit gleicher Abstammung. Sie umfassen sämtliche Arten und Unterarten (BfN, 2015).



#### **4. MATERIAL UND METHODEN**

Die Methode der dynamischen Interaktion von Modellen, die in Kapitel 2.5 (siehe Abb. 2.13 und Abb. 2.14) zur Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels vorgeschlagen wurde, wird im Wehninger Werder (Elbe-km 511 bis 515) als Fallstudie angewendet.

Die Aspekte, die zur Bestimmung der Entwicklung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels in diesem Untersuchungsgebiet ausgewertet werden, sind folgende: a) Änderungen der Flussauen- und Flussmorphologie aufgrund der Variationen der Abflussregime und b) Änderungen der Verteilung der potenziellen Fläche der Pflanzengesellschaften aufgrund von Veränderungen des Überflutungsgeschehens und des Bodenwasserhaushaltes. Die Analyse der Entwicklung des Vorlandes ermöglicht es, die Variationen des Flusswasserstandes aufgrund der Änderungen der Morphologie und der Verteilung der Vegetation zu berechnen. Auf diese Weise können die Änderungen von Risikobedingungen (Hochwasserrisiko, Deichbruch) in den Flussquerprofilen evaluiert werden.

Die während dieser Untersuchung durchgeführten Aktivitäten können so in zwei Gruppen eingeteilt werden: a) Geländearbeiten und b) Modellierungen.

Da zur Prüfung der Robustheit der Modellierungen Felddaten des Untersuchungsgebiets erforderlich sind, die normalerweise nicht zur Verfügung stehen, wie auch im Fall des Untersuchungsgebiets des Wehninger Werders, müssen Feldarbeiten durchgeführt werden, die die Erhebung von Daten oder die Ergänzung der bestehenden Datenreihen ermöglichen.

Daher wurden verschiedene Geländearbeiten während eines begrenzten Zeitraums im Untersuchungsgebiet Wehninger Werder durchgeführt, um die für diese Untersuchung von bestimmten Parametern notwendigen Messungen zu erhalten. Diese Daten ermöglichen die Kalibrierung der für das Untersuchungsgebiet verschiedenen angewandten mathematischen Modelle (Fluss-, Sedimenttransport- und Bodenwassermodell). In diesem Kapitel werden die Aktivitäten, Materialien und Methoden, die die Erhebung der Felddaten und die Modellierungen ermöglichten, detailliert dargestellt.

So werden der Einbau der Messstationen (Klima- und Bodenstationen, Grundwasserstation, Flusspegel) im Untersuchungsgebiet und die verschiedenen durchgeführten Messungen im folgenden Kapitel 4.1 beschrieben. In Kapitel 4.2 werden die verschiedenen zur Anwendung gekommenen Methoden für die Entwicklung der lokalen Modellierungen, die Analyse der Verteilung der Vegetation und die Interaktionen der Modelle (Flussmodell, Sedimenttransportmodell, Bodenwassermodell und stochastisches Modell) erläutert.

## 4.1. Material

Die Geländearbeiten wurden zwischen November 2009 und Juli 2011 im Rahmen des BMBF-geförderten Projekts KLIMZUG-NORD durchgeführt. Die Arbeiten können in zwei Phasen eingeteilt werden: a) Einbau von Messstationen und b) Durchführung von Messungen. Vor dem Bau der Messstationen wurden die relevanten Parameter für die Kalibrierung der Modelle festgelegt:

- Klimaparameter (Temperatur, Niederschlag, Sonnenstrahlung, Windrichtung, Windgeschwindigkeit)
- Grundwasserstand
- Bodenparameter (Wasserspannung, Wassergehalt, Bodentemperatur)
- Flusswasserstand / Überflutungsniveau in den Auen

Nach der Festlegung welche Parameter erfasst werden sollen, wurden die Messstationen entworfen und die Standorte für die Installation der verschiedenen Messgeräte unter Berücksichtigung der Überflutungsmerkmale der verschiedenen Bereiche im Deichvorland des Wehninger Werders ausgewählt. Dabei musste berücksichtigt werden, dass die Mehrheit der Messsensoren unter Wasser keine Ergebnisse liefern.

### 4.1.1 Errichtung von Messstationen im Untersuchungsgebiet

Die zwei im Rahmen dieser Untersuchungen eingerichteten Messstationen im Bereich Wehninger Werder an der Elbe (Elbe-km 512) wurden als „Plateau-Station“ (PE) und „Tiefstation“ (TE) bezeichnet. In Abbildung 4.1 und in Tabelle 4.1 sind die entsprechenden Standorte und die geographischen Koordinaten dieser Messstationen zu finden.



Abb. 4.1: Standorte der Messstationen im Wehninger Werder (Elbe-km 512) (Quelle: Eigene Darstellung; Google Earth)

Tabelle 4.1: Geographische Koordinaten der Messstationen in Wehningen (Quelle: Eigene Darstellung)

Messstation	Breite	Länge	Höhe (m)
Plateau-Station (PE) (Klima-, Boden- und GW Station)	53.16968327°	11.15799319°	13.88
Tiefstation (TE) (Boden- und Flusspegel Station)	53.17222634°	11.14697878°	11.61

### a. Plateau-Station

Die Plateau-Station wurde im September 2009 in einer Höhe von 13.88 m ü. NN errichtet, um die für die Untersuchung benötigten Daten über einen möglichst langen Zeitraum ohne Gefährdung der Instrumente durch mögliche Überflutungen erheben zu können. Die Plateau-Station stand 260 m vom Elbe-Flussufer entfernt. Sie nahm eine Fläche von 25 m<sup>2</sup> ein und enthielt drei verschiedene Messstationen: a) Klimastation, b) Bodenstation und c) Grundwasserstation. Eine Draufsicht der Plateau-Station ist in Abbildung 4.2 dargestellt. Die Plateau-Station wurde durch den Einbau eines metallischen Wildzauns mit Pfosten im Abstand von 2.5 m und mit einer Höhe von 1.5 m geschützt. Der Zaun wurde unter dem Aspekt leichter Montage und Demontage gebaut, um ihn am Ende der definierten Messperiode des Projekts KLIMZUG-NORD (Jahr 2011) schnell abbauen zu können. Der ausgewählte Maschendraht sollte den Zugang von Tieren zu den Messgeräten verhindern. Die Plateau-Station hatte lediglich einen einzigen Zugang durch eine metallische Tür im Wildzaun. In Abbildung 4.3 ist die Plateau-Station zu zwei verschiedenen Zeitpunkten zu sehen.

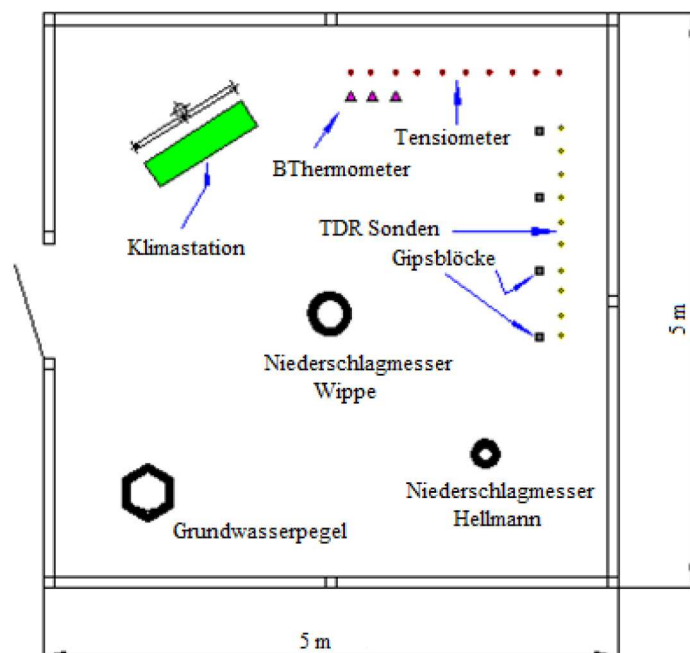


Abb. 4.2: Draufsicht auf die Plateau-Station im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)



(a)



(b)

Abb. 4.3: Plateau-Station im Dez. 2009 (a) und Okt. 2010 (b) (Foto: Emilio Torres)

Im Folgenden werden die in der Plateau-Station eingerichteten Messstationen im Detail beschrieben.

### **Klimastation: Beschreibung der Messgeräte**

Die Klimastation nahm die Datenerfassung im September 2009 auf. Die automatischen Sensoren waren mit Ausnahme des Niederschlagsmessers in 2 m Höhe angebracht. Die technischen Merkmale der Sensoren und Datenlogger sind im Anhang 8.6 aufgeführt. Es handelte sich um folgende Geräte:

- Temperatur- und Luftfeuchtigkeitssensor: Rotronic MPH101A
- Sonnenstrahlungssensor: Pyranometer Kipp & Zonen Modell CMP6
- Windgeschwindigkeitssensor: Thies Modell Compac Typ 4.3519.00.173
- Windrichtungssensor: Thies Modell Compac Typ 4.3129.00.173
- Niederschlagssensor: Thies mit Wippensystem Typ 5.4032.30.007

Diese Geräte waren am Datenlogger Modell DL2e angeschlossen (siehe Abb. 4.4).



(a)



(b)

Abb. 4.4: Klimastation Jan. 2010 (a) und Datenlogger Modell DL2e Sept. 2010 (b) (Foto: Emilio Torres)

Neben den automatischen Geräten wurde ein Hellmann-Niederschlagsmesser angebracht, um zusätzliche Angaben über Bestandsniederschläge zu erhalten. Die Klima-Messgeräte ermöglichten die Messung folgender Parameter: a) Temperatur, b) Luftfeuchtigkeit, c) Sonnenstrahlung, d) Windgeschwindigkeit, e) Windrichtung und f) Niederschlag.

### **Bodenmessstation: Beschreibung der Messgeräte**

Die Bodenmessstation erfasste ab November 2009 Daten. Die ersten Daten stammten von den Sensoren der Tensiometer und der TDR (*Time Domain Reflectometry*). Die Gipsblöcke-Sensoren wurden im Mai 2010 in Betrieb genommen und die Bodenthermometer im Juli 2010. Eine Liste der Sensoren ist in Tabelle 4.2 zu finden.

Tabelle 4.2: Sensoren der Bodenmessstation in der Plateau-Station (Quelle: Eigene Darstellung)

Sensor	Marke/Modell	Menge
Tensiometer	Marke UMS Modell T4/T6	10
TDR	Marke Easy Test Modell FP mts	10
Bodenthermometer	Modell SKTS 200	3
Gipsblöcke	Marke Watermark	4

Nur die Tensiometer und die Bodenthermometer wurden an den Datenlogger DL2e angeschlossen. Die Messungen mit TDR-Sensoren wurden durch das Lesegerät FOM/mts (*Field Operator Meter*) erfasst. Die Gipsblöcke-Sensoren wurden durch das Lesegerät Watermark ausgelesen. Die technischen Merkmale der Sensoren sind im Anhang 8.7 zu sehen.

Die Tensiometer wurden in einer Reihe in unterschiedlichen Tiefen installiert, um über 10 Kontrollpunkte zu verfügen (siehe Abb. 4.2). Die Tiefen unter Geländeoberkante (u. GOK) waren: 13 cm, 20 cm, 33 cm, 44 cm, 55 cm, 65 cm, 81 cm, 107 cm, 133 cm und 159 cm. Bei der Installation wurde ein Neigungswinkel ( $\theta$ ) von  $10^\circ$  beachtet. Dieser Neigungswinkel zur Vertikalen dient laut Herstellerangaben der Eliminierung von Blasen in der Keramik des Sensors bei Wiederbefüllung im Gelände. Die TDR-Sensoren wurden nach dem gleichen Schema wie die Tensiometer verbaut, um ebenfalls 10 Kontrollpunkte zu erhalten (siehe Abb. 4.2). Die Tiefen u. GOK waren: 16 cm, 26 cm, 36 cm, 47 cm, 58 cm, 67 cm, 84 cm, 109 cm, 135 cm und 163 cm. Auch bei diesen Sensoren wurde ein Neigungswinkel ( $\theta$ ) von  $10^\circ$  beachtet, um einen besseren Kontakt zwischen dem Boden und den Stangen der Sensoren zu gewährleisten. Die Bodensensoren ermöglichen die Bestimmung von folgenden Parametern: a) Wassergehalt, b) Wasserspannung und c) Bodentemperatur.

### **Grundwassermessstation: Beschreibung der Messgeräte**

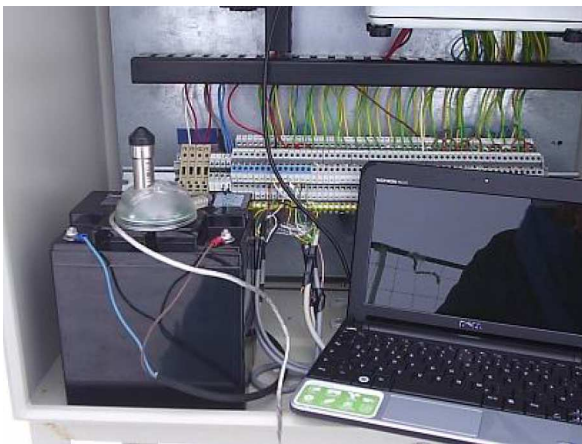
Die Grundwassermessstation hat ab Januar 2010 Daten erhoben. Es wurden folgende Sensoren verbaut: a) Diver-Grundwassermesser und b) Diver-Barometer. Die Lage der Grundwasserpegel in der Plateau-Station ist in Abbildung 4.2 zu sehen. Die technischen Merkmale der Sensoren sind dem Anhang 8.8 zu entnehmen. Die Bohrung wurde mit dem Edelman-Bohrer (Handbohrer) in einer Tiefe von bis zu 4.4 m u. GOK durchgeführt (siehe Abb. 4.5). Das Material von Rohr und Filter ist aus HDPE, mit einem Durchmesser

von 2 Zoll (ca. 50 mm). Der Filter besitzt eine Länge von 1 m und wurde in der letzten Stufe der Bohrung eingebaut, d.h. zwischen 3.4 bis 4.4 m u. GOK.



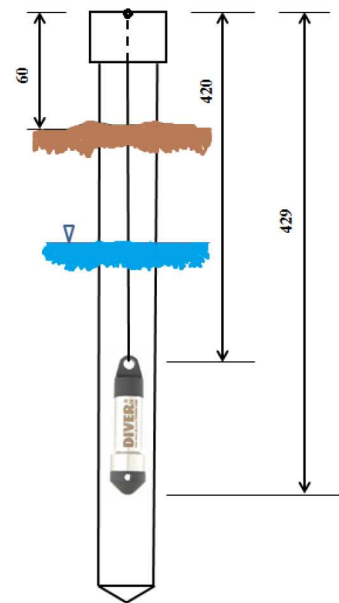
Abb. 4.5: Bohrung der Grundwassermessstation, Jan. 2010 (Foto: Emilio Torres)

Im oberen Teil der Bohrung wurde das Rohr mit einem Beton-Sockel mit den Maßen 0.5 x 0.5 m fixiert. Die Messungen wurden mit Hilfe von zwei Diver-Messgeräten durchgeführt. Das Diver-Barometer zur Messung des Luftdrucks befand sich innerhalb des metallischen Schaltschranks. Der Diver-Grundwassermesser wurde im Rohr (Piezometer) in einer Tiefe von 3.60 m eingebaut und durch ein Stahlkabel ( $\varnothing$  2 mm) gesichert, siehe Abbildung 4.6b. Die Kabellänge von 4.20 m wurde an der Verschlusskappe befestigt.



(a)

Abb. 4.6: Diver-Barometer der Plateau-Station, Juni 2010 (a) (Foto: Emilio Torres) und Skizze der Einrichtung des Diver-Grundwassermessers (b) (Quelle: Eigene Darstellung)



(b)

Die Grundwasser-Sensoren messen folgende Parameter: a) Grundwasserstand, b) Grundwassertemperatur und c) Luftdruckschwankungen (Barometer).



## b. Tiefstation

Die Tiefstation wurde im Oktober 2009 in einer Höhe von 11.61 m ü. NN aufgebaut. Im Gegensatz zur Plateau-Station wurde sie an einem niedrigen Punkt der Topografie des Wehninger Werders eingerichtet, um für die Untersuchung Daten in einem Gebiet mit häufigeren Überflutungsereignissen als bei der Plateau-Station zu erheben. Die Tiefstation war 240 m vom Elbufer entfernt und hatte eine Fläche von ca. 25 m<sup>2</sup>. Auf ihr wurden zwei Messeinrichtungen eingerichtet: a) die Bodenmessstation und b) der Flusspegel. Anfangs war auch die Einrichtung einer Grundwassermessstation vorgesehen, auf die aber wegen der häufigen Überflutungen verzichtet wurde. Eine Draufsicht der Tiefstation ist in Abbildung 4.7 dargestellt.

Die Tiefstation wurde durch einen metallischen Wildzaun mit Holzpfosten (Ø 150 mm) in einer Höhe von 1.5 m geschützt. Im Gegensatz zur Plateau-Station waren die Zaunpfosten schwer zu installieren, um die Stabilität der Einrichtung während der Überflutungen sicher zu stellen. Wegen der häufigen Überflutungen wurde eine über 2 m hoch gelegene Plattform für einen dort montierten Datalogger und für die Durchführung der Messungen im Überflutungsfall errichtet. In Abbildung 4.8 ist die Tiefstation an zwei verschiedenen Zeitpunkten dargestellt.

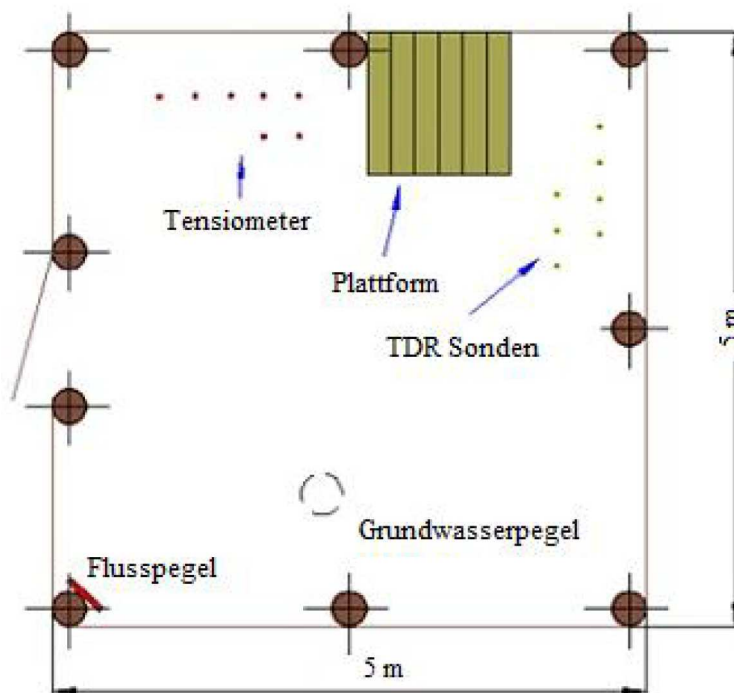


Abb. 4.7: Draufsicht auf die Tiefstation im Wehninger Werder (Eigene Darstellung)



(a)



(b)

Abb. 4.8: Tiefstation im Wehninger Werder, Jan. 2010 (a) und Mai 2010 (b) (Foto: Emilio Torres)

### **Bodenmessstation an der Tiefstation: Beschreibung der Messgeräte**

Die Bodenmessstation der Tiefstation hat im November 2009 mit der Datenerfassung begonnen. Die ersten Daten waren die der TDR-Sensoren. In Tabelle 4.3 ist eine Liste der Sensoren dargestellt.

Tabelle 4.3: Sensoren der Bodenmessstation in der Tiefstation Station (Quelle: Eigene Darstellung)

Sensor	Marke/Modell	Menge
Tensiometer	Marke UMS Modell T4/T6	7
TDR	Marke Easy Test Modell FP mts	7

Die Messungen der TDR-Sensoren wurden wie in der Plateau-Station durch das Lesegerät FOM/mts registriert. Die technischen Merkmale der Sensoren und des Lesegeräts sind im Anhang 8.7 aufgeführt. Die Tensiometer wurden in einer Reihe von 7 Kontrollpunkten in unterschiedlichen Tiefen eingebaut (siehe Abb. 4.7). Die Tiefen waren 13 cm, 20 cm, 33 cm, 44 cm, 55 cm, 65 cm und 81 cm. Bei der Installation wurde wie in der Plateau-Station ein Neigungswinkel ( $\theta$ ) von  $10^\circ$  beachtet. Die TDR-Sensoren wurden nach denselben Regeln verbaut, d.h. 7 Kontrollpunkte in zwei Reihen. Die Tiefen waren 16 cm, 26 cm, 36 cm, 47 cm, 58 cm, 67 cm und 84 cm. Auch bei diesen Sensoren wurde ein Neigungswinkel ( $\theta$ ) von  $10^\circ$  beachtet. Bei der Einbautiefe der TDR-Sonden wurden die zwei Stäbchen des Sensors mit einer Länge von 100 mm berücksichtigt (siehe Anhang 8.7).

Aufgrund der ständigen Überflutungen, dem großen Risiko eines Verlusts von Sensoren und den komplizierten Bedingungen für die Ablesung der Daten während des Untersuchungszeitraums wurden im Mai 2010 alle Sensoren der Tiefstation abgebaut. In Abbildung 4.9 ist ein Beispiel der Überflutungssituation im Bereich der Tiefstation zu sehen. Bei dieser Überflutung waren alle Sensoren fast 2 m unter dem Wasser.





Abb. 4.9: Überflutung im Bereich der Tiefstation, März 2010 (Foto: Emilio Torres)

### **Flusspegel: Beschreibung der Messgeräte**

Für die notwendige Kontrolle der Wasserstände bei Hochwasserereignissen wurde am Messpunkt der Tiefstation eine Flusspegellatte eingebaut. Der Nullpunkt stimmte mit der durch das DGM für die Messstelle generierten Höhe überein, d.h. 11.61 m ü. NN. Die Pegellatte wurde im rechten Winkel zum Wasserspiegel angebracht und war von jedem Winkel aus sichtbar, sodass die Wasserstände auch aus einiger Entfernung ablesbar waren, insbesondere bei Überflutungen unter 2 m.

Die Lage des Flusspegels im Wehninger Werder ist der Tabelle 4.4 zu entnehmen. Die Pegellatte hatte eine Länge von zwei Metern in zwei verschiedenen Farben (rot-schwarz). Die Farbgebung erlaubte eine einfache Beobachtung des Wasserstandes. Die technischen Merkmale sind in Anhang 8.8 enthalten. In Abbildung 4.10 ist der Flusspegel zu zwei verschiedenen Zeitpunkten zu sehen.



(a)



(b)

Abb. 4.10: Pegellatte im Bereich der Tiefstation, März 20 (a) und Januar 2010 (b) (Foto: Emilio Torres)

Tabelle 4.4: Geographische Koordinaten des Flusspegels im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

	Breite	Länge	Höhe (m)
Flusspegel	53.17222634°	11.14697878°	11.61

### **Art der Messungen an der Tiefstation**

Die verschiedenen Sensoren ermöglichen die Bestimmung des a) Bodenwassergehalts, b) der Wasserspannung, c) Bodentemperatur und d) des Überflutungswasserstands.

#### **4.1.2. Durchführung**

Die an den Messstationen durchgeführten Feldmessungen stellen ein Set von in situ Messdaten über das Verhalten des Wassers im Boden, das lokale Klima, das Verhalten des Grundwassers und die Höhe der Überflutungen, die das Gebiet aufgrund der Hochwasser der Elbe betreffen, zur Verfügung. Bei den beiden im Wehninger Werder eingerichteten Messstationen wurden im Untersuchungsverlauf unterschiedliche Erfahrungen gemacht. Bei der als Tiefstation bezeichneten Messstelle sind ernsthafte Hindernisse für Bodenmessungen aufgetreten, da die Messstation von wiederholten, erheblichen Überflutungen betroffen war, die den ständigen Zugang zu den Bodensensoren verhinderten. Die wenigen mit den TDR-Sensoren durchgeführten Messungen haben vermutlich wegen der Befeuchtung von elektrischen Leitungen starke Abweichungen hervorgebracht, die eine Verwendung bei dieser Untersuchung ausschlossen. Aufgrund des Risikos des Verlusts der Sensoren dieser Messstelle und der niedrigen Qualität der gemessenen Daten wurden die Bodensensoren im Mai 2010 entfernt.

Die Messungen des Oberflächenwassers mit Hilfe der Pegellatte fanden bis zur Flut vom Januar 2011 ohne Beeinträchtigungen statt. Mit dieser Flut wurde jedoch die gesamte Messstation, einschließlich der Pegellatte, zerstört und durch das Wasser weggeschwemmt. Im Anhang 8.9 sind einige Lichtbilder der Überflutung von Februar 2011 im Wehninger Werder zu sehen.

In der "Plateau-Station" ist eine große Anzahl von Messungen zustande gekommen, die in dieser Untersuchung verwendet werden. Auch wenn es Perioden normaler Arbeit der Messstationen gab, haben Überflutungen und Trockenheit zeitweilig die Funktion des Dataloggers wegen des Ausfalls von Bodensensoren beeinträchtigt. Dabei ist es zu Datenverlusten gekommen. Aufgrund der Überflutungen musste die Plateau-Station in einem Fall komplett demontiert werden (Januar 2011). Während der Zeiträume, in denen Daten gewonnen werden konnten, haben die Messstationen unterschiedlich gearbeitet: Im Fall der Klimastation gab es einige Phasen, in denen aufgrund des Ausfalls des Dataloggers keine Daten erhoben werden konnten (siehe Tabelle 4.6). Ähnlich verhielt es sich mit der Bodenmessstation. Die Grundwassermessstation dagegen hat während des gesamten Untersuchungszeitraumes gearbeitet, auch während der extremen Überflutungen im Januar-Februar 2011.

## Zeitraum und Frequenz der Datenerhebung

Die Häufigkeit der Erhebung von Felddaten war abhängig von der Art der installierten Messstationen. Es können laufende oder wöchentliche Frequenzen unterschieden werden. Die laufende Erhebung fand durch die elektronischen Sensoren statt. Diese Daten wurden im Datalogger gespeichert. Die wöchentliche Erhebung wurde durch eine direkte Ablesung der Sensoren, Pegel oder messtechnischen Geräte aufgenommen und in einem Protokoll erfasst. Ein Beispiel des verwendeten Protokolls ist im Anhang 8.10 aufgeführt. Die Häufigkeit der Messungen der entsprechenden Sensoren jeder Messstation ist der Tabelle 4.5 zu entnehmen.

Tabelle 4.5: Häufigkeit der Messungen von verschiedenen Sensoren im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)


Messstation	Parameter / Sensor	Messhäufigkeit
Klimastation	Temperatur	stündlich
	Luftfeuchtigkeit	stündlich
	Windgeschwindigkeit	stündlich
	Windrichtung	stündlich
	Niederschlag Wippe	stündlich / Intervall 5 min
	Niederschlag Hellmann	1x Woche
Bodenmessstation	Bodentension	stündlich
	Wassergehalt	1x Woche
	TDR- Temperatur	1x Woche
	TDR-Salzgehalt	1x Woche
	Gipsblöcke	1x Woche
	Bodentemperatur	stündlich
Grundwassermessstation	Wasserniveau	15 Minuten
	Atmosphärische Luftdruck	15 Minuten
	GW-Temperatur	15 Minuten
Flusspegel	Hochwasserniveau	1x Woche

Der Zeitraum, in dem Felddaten erhoben wurden, lag zwischen November 2009 und Juli 2011, wie in Tabelle 4.6 detailliert erläutert wird. Während der Erhebung der Daten gab es zwei Arten von Einschränkungen für eine ständige Speicherung der Messdaten: a) Probleme mit dem Datalogger und b) Überflutungen. Die Zeiträume der erfolgreichen Messungen der verschiedenen Sensoren in den Messstationen und der aufgetretenen Betriebseinschränkungen sind in Tabelle 4.6 dargestellt. Die rote Fläche zeigt die Periode der Störungen im Datalogger; die blaue Farbe zeigt den Zeitraum extremer Überflutung im Wehninger Werder.

Tabelle 4 6: Zeitraum der Messungen mit verschiedenen Sensoren im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

		Bodenmessstation				Klimastation		Grundwassermessstation		Pegel								
		Tensiometer		TDR /Gipsblöcke (ab 28.05.2010)		von	bis	von	bis									
		von	bis															
2009	November	01.11.2009	30.11.2009	23.11.2009														
	Dezember	01.12.2009	31.12.2009	04.12.2009	11.12.2009	18.12.2009	29.12.2009	01.12.2009	31.12.2009									
2010	Januar	01.01.2010	31.01.2010	04.01.2010	12.01.2010	22.01.2010	29.01.2010	01.01.2010	31.01.2010									
	Feb	01.02.2010	28.04.2010	05.02.2010	12.02.2010	19.02.2010	23.02.2010	01.02.2010	28.04.2010	19.02.2010	28.02.2010							
	März	01.03.2010	31.03.2010	05.03.2010	12.03.2010	19.03.2010	26.03.2010	31.03.2010	01.03.2010	31.03.2010	05.03.2010	12.03.2010	19.03.2010	26.03.2010	31.03.2010			
	April	01.04.2010	30.04.2010	06.04.2010	13.04.2010	20.04.2010	27.04.2010	01.04.2010	30.04.2010	01.04.2010	30.04.2010	06.04.2010	13.04.2010	20.04.2010	27.04.2010			
	Mai	01.05.2010	19.05.2010	04.05.2010	11.05.2010	19.05.2010	28.05.2010	01.05.2010	19.05.2010	01.05.2010	31.05.2010	19.05.2010				28.05.2010		
		28.05.2010	29.05.2010					28.05.2010	29.05.2010									
	Juni	14.06.2010	21.06.2010	04.06.2010	08.06.2010	14.06.2010	21.06.2010	29.06.2010	14.06.2010	21.06.2010	01.06.2010	30.06.2010	04.06.2010				08.06.2010	14.06.2010
	Juli			02.07.2010	06.07.2010	13.07.2010	16.07.2010	23.07.2010			01.07.2010	31.07.2010						
				13.07.2010	31.07.2010				13.07.2010	31.07.2010								
	August	01.08.2010	31.08.2010	03.08.2010	10.08.2010	17.08.2010	27.08.2010	01.08.2010	31.08.2010	01.08.2010	31.08.2010	17.08.2010						
	September	01.09.2010	30.09.2010	03.09.2010	07.09.2010	14.09.2010	21.09.2010	01.09.2010	30.09.2010	01.09.2010	30.09.2010	03.09.2010	07.09.2010	14.09.2010	21.09.2010			
Oktober	01.10.2010	31.10.2010	01.10.2010	04.10.2010	12.09.2010	26.10.2010	01.10.2010	31.10.2010	01.10.2010	31.10.2010	01.10.2010	04.10.2010	12.09.2010	19.10.2010	26.10.2010			
November	01.11.2010	30.11.2010	02.11.2010	12.11.2010	16.11.2010	22.11.2010	01.11.2010	30.11.2010	01.11.2010	30.11.2010	02.11.2010	12.11.2010	16.11.2010	22.11.2010				
Dezember	01.12.2010	31.12.2010	03.12.2010	07.12.2010	14.12.2010	21.12.2010	01.12.2010	31.12.2010	01.12.2010	31.12.2010	03.12.2010	07.12.2010	14.12.2010					
2011	Januar	01.01.2011	13.01.2011	04.01.2011	11.01.2011		01.01.2011	13.01.2011	01.01.2011	31.01.2011								
	Februar									01.02.2011	28.02.2011							
		18.02.2011	28.02.2011					18.02.2011	28.02.2011									
	März	01.03.2011	31.03.2011	04.03.2011	11.03.2011	15.03.2011	22.03.2011	01.03.2011	31.03.2011	01.03.2011	31.03.2011							
	April	01.04.2011	11.04.2011	01.04.2011	05.04.2011	12.04.2011	21.04.2011	26.04.2011	01.04.2011	11.04.2011	01.04.2011	30.04.2011						
	Mai			13.05.2011				17.05.2011	27.05.2011	30.05.2011			01.05.2011	31.05.2011				
		17.05.2011	24.05.2011					17.05.2011	24.05.2011									
	27.05.2011	30.05.2011					27.05.2011	30.05.2011										
Juni			07.06.2011	17.06.2011	28.06.2011				01.06.2011	30.06.2011								
							01.06.2011	08.06.2011										
							28.06.2011	30.06.2011										
Juli			05.07.2011	14.07.2011	21.07.2011		01.07.2011	21.06.2011	01.07.2011	21.07.2011								

 Problem mit Datalogger

 Extreme Überflutung

## 4.2. Methoden

Die für die Prognose der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels notwendigen Modellierungen können, wie in Abbildung 2.21 schematisiert wurde, in zwei Gruppen eingeteilt werden:

- Modellierung der Morphologie durch ein 1D-Flussmodell/ 1D-Sedimenttransportmodell
- Prognose der Variation der Verteilung der Vegetation in Auen durch ein 1D-Flussmodell/ 1D-Grundwasser-Bodenwassermodell

Für das Flussmodell, das für beide Gruppen notwendig ist, muss die zukünftige Abflussprognose verwendet werden, die durch das stochastische Modell ARMA/Variation erhalten werden kann. Schließlich wird der zukünftige Flusswasserstand im Untersuchungsgebiet, der das Überflutungsrisiko dieser Flussstrecke (Fluss und Auen) bestimmen wird, durch die gemeinsame Analyse der Ergebnisse der neuen Morphologie und der neuen Verteilung der Vegetation (neue Manningkoeffizienten) prognostiziert. Auf diese Weise ergibt sich die Prognose der zukünftigen **hydraulischen** Bedingungen des Vorlandes aus der Analyse der Änderungen der Morphologie, der Variationen der Vegetation und letztlich aus dem neuen Überflutungsrisiko.

Im Folgenden werden die Methoden und notwendigen Parameter für diese Untersuchung dargestellt, die neben den in Kapitel 2.4 dargelegten Kriterien und Parametern die Analyse der zukünftigen hydraulischen Bedingungen des Vorlandes (d.h. der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes) im Untersuchungsgebiet Wehninger Werder ermöglichen. Daher müssen die Kapitel 2.4 und 4.2 im Zusammenhang betrachtet werden.

Das Kapitel 4.2 gliedert sich in 4 Unterkapitel:

- In Kapitel **4.2.1** werden die Methodologie, Parameter und Kriterien für die Modellierung der **zukünftigen Änderungen der Morphologie** und für die Kalibrierung der jeweiligen Modelle (Fluss- und Sedimenttransportmodell) behandelt
- In Kapitel **4.2.2** werden die Methodologie, Parameter und Kriterien für die Analyse der **Variation der Verteilung der Vegetation** in Auen und für die Kalibrierung des Bodenwassermodells dargelegt
- In Kapitel **4.2.3** werden die Methodologie, Parameter und Kriterien für die Prognose der **zukünftigen Abflüsse** und für die Kalibrierung des ARMA/Variation-Modells behandelt
- In Kapitel **4.2.4** werden die Parameter und Kriterien für die Anwendung der Methode der **dynamischen Interaktion der Modelle** für die Analyse der Veränderungen des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels dargelegt

## 4.2.1. Methoden zur Bestimmung der zukünftigen Fluss- und Flussaunenmorphologie

In diesem Kapitel wird zunächst die Methode zur Gewinnung der für die Fluss- und Sedimenttransportmodellierung erforderlichen Daten (*a. hydrologische Daten; b. Sedimenttransportdaten; c. Wassertemperaturdaten; d. Geländedaten*) dargelegt (Kap. 4.2.1.1). Anschließend werden in Kapitel 4.2.1.2 die für die Modellierung der Fluss- und Flussaunenmorphologie notwendigen Kriterien und Parameter durch ein Fluss- und Sedimenttransportmodell erläutert. Schließlich wird in Kapitel 4.2.1.3 die Methodologie für die Kalibrierung des Fluss- und Sedimenttransportmodells dargelegt.

### 4.2.1.1. Gewinnung der Daten zur Modellierung der Fluss- und Flussaunenmorphologie

In diesem Kapitel wird die Methodologie der Datengewinnung zur Fluss- und Sedimenttransportmodellierung dargelegt. Diese Daten entsprechen: a. den hydrologischen Daten; b. den Sedimenttransportdaten; c. den Wassertemperaturdaten und d. den Topografie- und Landnutzungsdaten, deren Gewinnung für das Untersuchungsgebiet im Folgenden behandelt wird.

#### *a. Hydrologische Daten*

Wie in Kapitel 3.5 erwähnt, besteht im Bereich Wehningen kein Pegel. In der Nähe liegt der Pegel Neu Darchau (Koordinate DHDN Besser 1841: 5.900.604,2; 4.425.902,6) mit einer langen Reihe von erfassten Abflussdaten von über mehr als 100 Jahren. Neu Darchau ist ca. 24 km elbabwärts von Wehningen entfernt. Es existiert eine direkte Beziehung zwischen den entsprechenden Einzugsgebietsflächen.

**a1. Einzugsgebiet Wehningen:** Für die Berechnung des Einzugsgebietes von Wehningen (Elbe-km 511) wurden die kartographischen Daten der Elbe und des Pegels Neu Darchau aus dem Hydrologischen Atlas von Deutschland<sup>12</sup> berücksichtigt. Die Fläche der verschiedenen Einzugsgebiete wurde mit der Software AutoCAD 2014 bearbeitet und folgendermaßen berechnet:

- Digitalisierung eines Teils der Karte „3.2 Flussgebiete“ des Hydrologischen Atlas von Deutschland (BMU, 2003)
- Abgrenzung der Einzugsgebiete der Elbe bei Neu Darchau und Wehningen
- Berechnung der entsprechenden Flächen

Die berechnete Fläche des Wehningen-Einzugsgebiets ist Tabelle 4.7 zu entnehmen.

Tabelle 4.7: Einzugsgebiet der Elbe, von Neu Darchau und Wehningen (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von BMU, 2003)

<b>Einzugsgebiet</b>	<b>Fläche (Km<sup>2</sup>)</b>
Gesamt-Einzugsgebiet Elbe	148,270
Einzugsgebiet Neu Darchau	131,950
Einzugsgebiet Wehningen	129,863

<sup>12</sup> Hydrologischer Atlas BfG: <http://geoportal.bafg.de/mapapps/resources/apps/HAD/index.html?lang=de>

Der Unterschied der Einzugsgebietsflächen zwischen Neu Darchau und Wehningen bezieht sich insbesondere auf das Einzugsgebiet des Nebenflusses Jeetzel. Die Beziehung zwischen beiden Einzugsgebieten kann durch eine mathematische Gleichung berechnet werden. Auf diese Weise kann die Beziehung zwischen Neu Darchau und Wehningen durch den Faktor  $f$  in Gl. 4.1 dargestellt werden.

$$f = \frac{A_w}{A_{ND}} = 0.984 \quad (\text{Gl. 4.1})$$

$A_w$  entspricht dabei der Fläche des Einzugsgebietes von Wehningen und  $A_{ND}$  der des Einzugsgebietes von Neu Darchau. Durch den Faktor  $f$  ist die gesamte historische Abflussreihe von Neu Darchau zu Wehningen in Beziehung gesetzt worden.

**a2. Abflüsse in Neu Darchau und Wehningen:** Neu Darchau verfügt über eine gemessene Abflussreihe von über 100 Jahren. Die erste Erfassung fand am 01.11.1874 statt. Über den erstellten Faktor  $f$  können die Abflüsse von Neu Darchau und Wehningen korreliert werden. Die Abbildung 4.11 zeigt ein Beispiel der Abflusskorrelation zwischen 1971 und 2000. Einige wichtige gewässerkundliche Hauptwerte ( $MQ$ ,  $Q_{max}$ ,  $Q_{min}$ ) zwischen 1900 und 2010 können dem Anhang 8.11 entnommen werden.

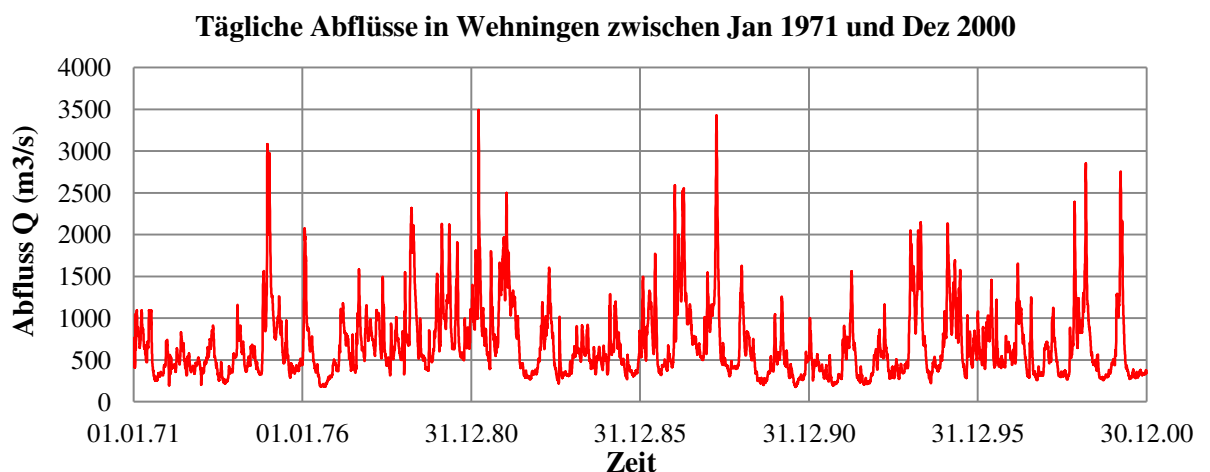


Abb. 4.11: Korrelierte tägliche Abflüsse in Wehningen zwischen 1971 und 2000 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Pegel Neu Darchau - WSV)

**a3. Gefälle des Flusses:** Die Entwicklung des Gefälles an der untersuchten Flussstrecke ist in Tabelle 4.8 dargestellt:

Tabelle 4.8: Gefälle des Flussbodens der Elbe im Bereich Wehningen (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von Kiene et al., 2002; Faulhaber, 2000)

Zeitraum	Gefälle
1888 - 1959	0.0001178
1993 - 1995	0.0001324

Während der letzten 100 Jahre ist eine Zunahme des Gefälles der Elbe zu verzeichnen. Die Werte bieten allerdings nur eine ungefähre Vorstellung der möglichen aktuellen Werte in Wehningen, insbesondere wegen der beweglichen Flusssohle der Elbe. Unter



Berücksichtigung der Daten des DGM (Digitales Geländemodell) wurde von einem Gefälle von 0.0001310 ausgegangen.

## **b. Sedimenttransportdaten**

### **b.1. Feststoffeintrag im Untersuchungsgebiet**

Die Wasser- und Schifffahrtsämter (WSA) und die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) haben entlang der Elbe verschiedene Geschiebe- und Schwebstoffmessungen durchgeführt (siehe Kap. 3.4.3). Da es keine direkte Messung des Feststoffeintrags (Geschiebe und Schwebstoff am Rand des Untersuchungsgebiets) im Bereich Wehningen (Elbe-km 512) gibt, musste die Kurve des Sedimenttransports für diesen Standort auf Grundlage der in Langendorf (Elbe-km 500.56) und Wilkenstorf (Elbe-km 516.16) gemessenen Daten entwickelt werden. Die von den WSA gemessenen Daten sind für die Messstellen Langendorf und Wilkenstorf aufgrund der ähnlichen angewandten Messtechniken vergleichbar (vgl. Haunschild, 1994; Vollmer et al., 2014). Im **Anhang 8.12** sind die entwickelten Beziehungen Transport-Abfluss von Geschiebe, suspendiertem Sand und Feinschwebstoff für Langendorf und Wilkenstorf zu sehen. Im Vergleich mit der Literatur haben die erhaltenen Beziehungen bessere Bestimmtheitsmaße  $R^2$  (vgl. Sauer et al., 2000). In Abbildung 4.12 sind die Standorte der Messstellen von Langendorf und Wilkenstorf und ihre Lage hinsichtlich des Untersuchungsgebiets zu sehen



Abb. 4.12: Standorte der Messstellen Langendorf und Wilkenstorf (Quelle: Eigene Darstellung; Google Earth)

Da Wehningen näher an Wilkenstorf als an Langendorf liegt, sollte die Form der Sedimenteintragskurve (Sedimenttransportkurve, Beziehung Transport-Abfluss) für Wehningen ähnlich wie die Form der Sedimenttransportkurve in Wilkenstorf aussehen. Die in dieser Untersuchung entwickelte projizierte Kurve für Wehningen ist in Abbildung 4.13 zu sehen. Ähnlich wie bei der Analyse der Daten in Langendorf und Wilkenstorf hat die Beziehung Transport-Abfluss für das Untersuchungsgebiet in Abbildung 4.13 eine



nichtlineare Form  $m=aQ^b$ , mit  $a$  und  $b$  als Koeffizienten der Kurve. Die Daten der erstellten Sedimenttransportkurve von Wehningen sind dem Anhang 8.12 zu entnehmen.

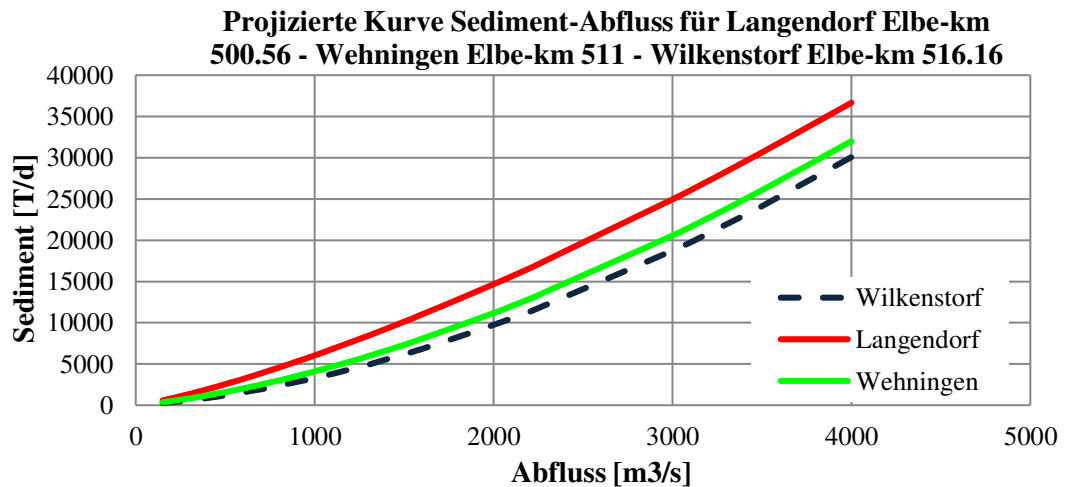


Abb. 4.13: Projizierte Sedimenttransportkurve für Langendorf, Elbe-km 500.56, Wehningen, Elbe-km 511 sowie Wilkenstorf, Elbe-km 516.16 (Quelle: Eigene Darstellung)

Nicht nur die Gesamtsedimentfracht variiert mit der Zunahme der Abflüsse, sondern auch das Verhältnis zwischen transportiertem Geschiebe, suspendiertem Sand und Feinschwebstoff. Dieses Verhalten ist bei Wehningen (Elbe-km 511) in der Komponente Sand intensiver ausgeprägt (Abb. 4.14).

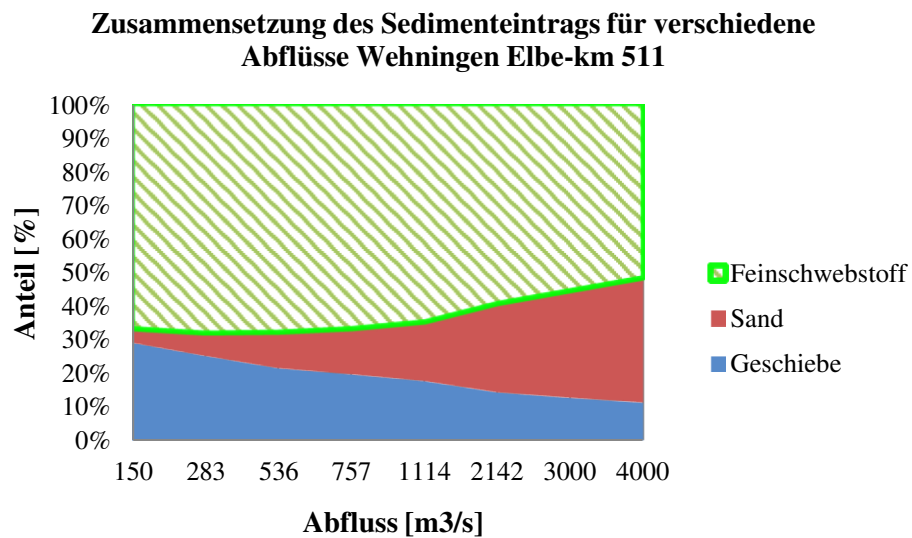


Abb. 4.14: Zusammensetzung des Sedimenteintrags in Wehningen für verschiedene Abflüsse (Quelle: Eigene Darstellung)

Bei niedrigen Abflüssen bildet die Feinschwebstofffracht ca. 70% des projizierten Sedimenteintrags in dieser Flussstrecke der Elbe. Nur ca. 5% davon ist Sand. Im Gegensatz steigt die Beteiligung der Sandfraktion bei höheren Abflüssen auf ca. 38% der Gesamtsedimentfracht.

## b.2 Kornfraktion des Feststoffeintrags

Die analysierten Daten des WSA können in zwei große Gruppen innerhalb der Messungen des Sedimenteintrags eingeteilt werden: Geschiebe und Schwebstoff. Eine allgemeine Klassifizierung der Feststoffe laut Literatur ist in Tabelle 4.9 zusammengefasst (vgl. Vollmer und Schriever, 2004; Naumann et al., 2003).

Tabelle 4.9: Allgemeine Feststoffbezeichnungen (Naumann et al., 2003)

Korngröße (mm)	Feststoffbezeichnung	Frachtart		
		allgemein	speziell	Gesamt
Ton /Schluff < 0,063	Feinschwebstoff	Suspensionsfracht	Spülfracht ( <i>wash load</i> )	Gesamtfeststoff- fracht  ( <i>total sediment load</i> )
Sand 0,063 – 2	Suspendierter Sand			
Kies 2 – 63	Geschiebe	Bodenfracht Geschiebefracht ( <i>bed load</i> )	Bettbildende Fracht	
Steine > 63				

In Tabelle 4.9 kann gesehen werden, dass es für die Klassifizierung der Komponenten des Feststofftransports in der Literatur verschiedene Grenzen zwischen den Fraktionen gibt. Für die Erstellung der Kornverteilungskurve des Sedimenteintrags für das Untersuchungsgebiet ist die vorhandene Klassifizierung nicht ausreichend, insbesondere wegen der unklaren Grenze zwischen suspendiertem Sand und Geschiebe. Das Geschiebe umfasst ein Korngemisch verschiedener Herkunft und Korngröße, und besteht vor allem aus Sand, Kies und Steinen (Schnabel und Christ, 2003), was die Bestimmung der Grenze mit der Fraktion „suspendierter Sand“ erschwert. In der Literatur befindet sich die Grenze für suspendiertes Sohlmaterial und Geschiebe zwischen 0.2 mm bis 1 mm (vgl. BMLFUW, 2011; Maniak, 2010). Diese Grenze ist variabel und von der Zunahme der Abflüsse abhängig. Daher ist es für die Modellierung in dieser Untersuchung notwendig, eine präzisere Klassifizierung zu definieren. Da die Messungen entlang der untersuchten Flussstrecke (für Langendorf Elbe-km 500.56 und Wilkenstorf Elbe-km 516.16) einen maximalen Korndurchmesser von 10 mm ergeben haben, ist es sinnvoll, bei der Kornverteilung der Sedimenteintragskurve für den Wehninger Werder nur 12 Klassen zu definieren. Die neue Klassifizierung (vgl. Tabelle 4.9) ist der Tabelle 4.10 zu entnehmen.

Tabelle 4.10: Neue Feststoffbezeichnungen für die Modellierung im Untersuchungsgebiet (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von USACE, 2010)

Korngröße (mm)	Feststoffbezeichnung
0.004-0.008	Feinschwebstoff
0.008-0.016	
0.016-0.032	
0.032-0.0625	
0.0625 – 0.125	Susp. Sand
0.125 – 0.25	
0.25 – 0.5	
0.5 – 1	Geschiebe
1 – 2	
2 – 4	
4 – 8	
8 - 16	

### ***b.3. Kornverteilungskurven des Feststoffeintrags in die untersuchte Flusstrecke***

Die Kornverteilungskurven des Feststoffeintrags in die untersuchte Flusstrecke können durch die Klassifizierung des Feststoffeintrags aus Tabelle 4.10 und die Kenntnis über die Zusammensetzung des Sedimenteintrags für verschiedene Abflüsse (Abb. 4.14) erstellt werden. Die Abbildung 4.15 zeigt die Kornverteilungskurve für Wehningen (Elbe-km 511). Für die entsprechenden Kornverteilungskurven wurden folgende Abflüsse berücksichtigt:  $Q_1=150$  ( $m^3/s$ ),  $Q_2=283$  ( $m^3/s$ ),  $Q_3=536$  ( $m^3/s$ ),  $Q_4=757$  ( $m^3/s$ ),  $Q_5=1114$  ( $m^3/s$ ),  $Q_6=2142$  ( $m^3/s$ ),  $Q_7=3000$  ( $m^3/s$ ) und  $Q_8=4000$  ( $m^3/s$ ).

Die Abbildung 4.15 zeigt deutliche Änderungen der abgeleiteten Kornverteilungskurven bei zunehmenden Abflüssen. Die besondere Form der Summenkurven für niedrige Abflüsse beruht auf dem erheblichen Anteil der Feinschwebstofffraktion an der Gesamtfeststofffracht.

Entwickelte Kurve Sedimenteintrag-Kornverteilung für verschiedene Abflüsse in Wehningen (Elbe-km 511)

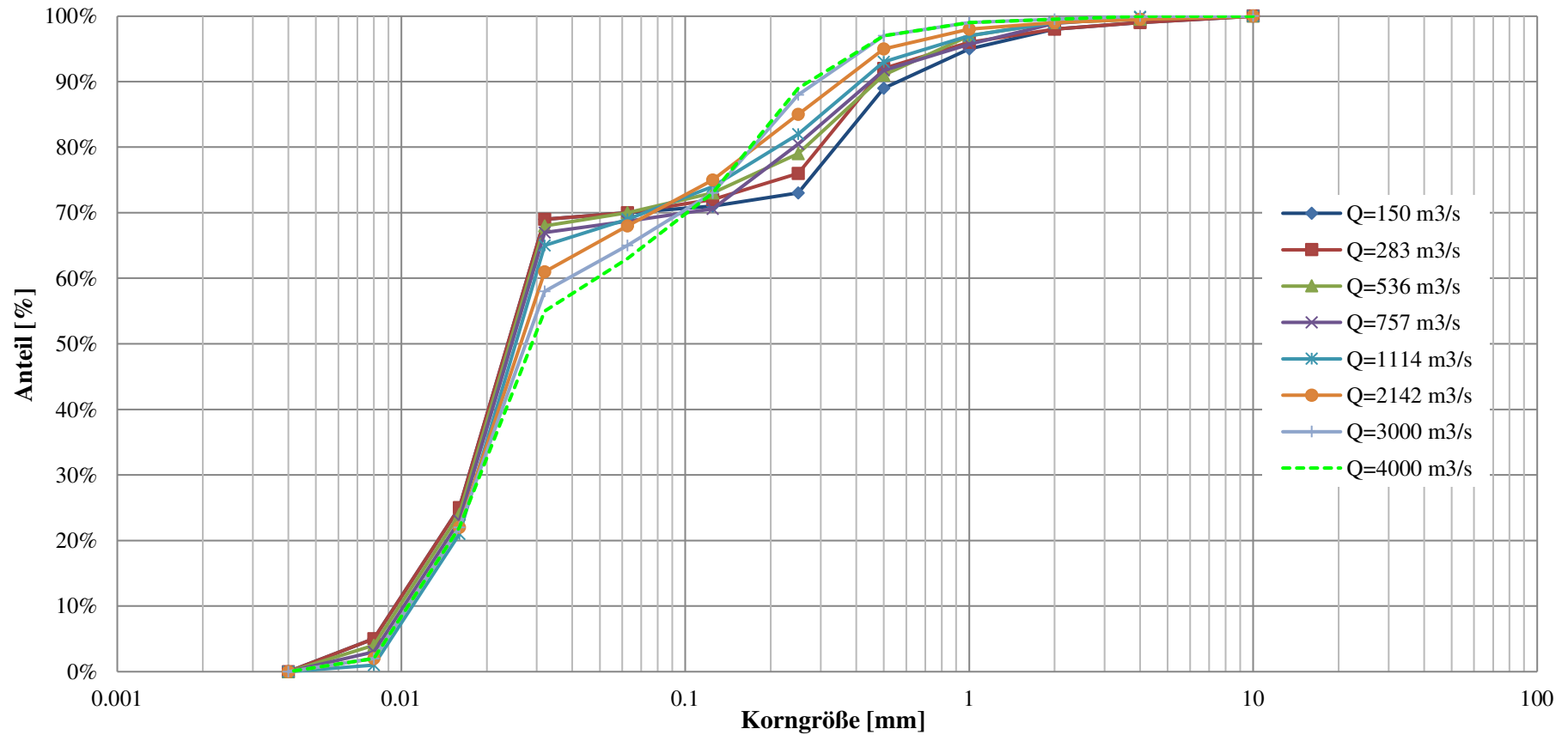


Abb. 4.15: Entwickelte Summenkurven der Sedimenteintrag-Kornverteilung für verschiedene Abflüsse in Wehningen (Elbe-km 511) (Quelle: Eigene Darstellung)

### c. Wassertemperaturdaten

Die Wassertemperatur spielt im Jahresverlauf eine wichtige Rolle für die Sedimentationsprozesse. Die Änderung der Temperatur des Wassers beeinflusst die kinematische Viskosität und daher auch die Sinkgeschwindigkeit. Diese Beziehung wird bei verschiedenen Transportfunktionen berücksichtigt, z.B. bei der Transportfunktion von Toffaleti (1968), bei der es verschiedene Tabellen, in denen die Beziehung zwischen Korngröße und Temperatur verknüpft wird, gibt. Die Temperatur an verschiedenen Punkten der Elbe sowie andere Parameter für die Wassergüte (z.B. pH-Wert, Sauerstoffgehalt, elektrische Leitfähigkeit) werden durch die Messprogramme der Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe durch ARGE-ELBE<sup>13</sup> erfasst (ARGE-ELBE, 2009). Die einzige Messstation, die die Temperatur nahe dem Untersuchungsgebiet täglich erfasst, ist die Messstation Schnackenburg (Elbe-km 474.5). Tägliche Temperaturmessungen liegen für den Zeitraum von 1996 bis 2009 vor, siehe Anhang 8.13. Die Abbildung 4.16 zeigt die berechnete mittlere Monatstemperatur des Elbewassers in Schnackenburg. Es ist zu sehen, dass sich die höchsten Wassertemperaturen mit über 20°C auf die Sommermonate Juni, Juli und August verteilen. Im Gegensatz dazu erreicht die Wassertemperatur für Januar nur einen Durchschnittswert von 2°C.

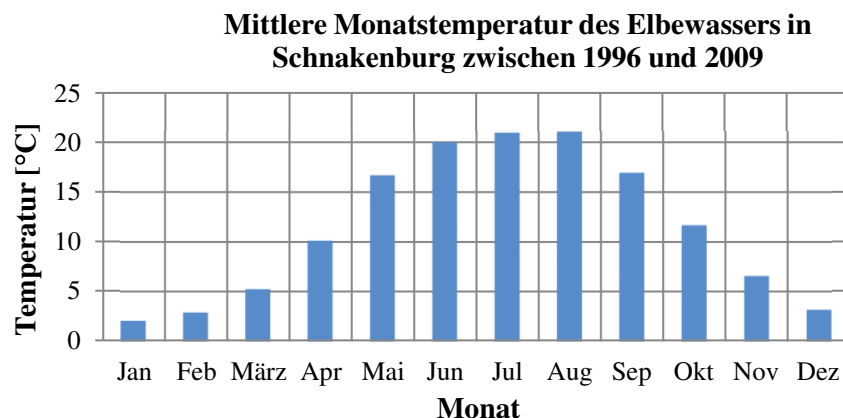


Abb. 4.16: Mittlere Monatstemperatur des Elbewassers in Schnackenburg zwischen 1996 und 2009  
(Quelle: Eigene Darstellung nach Angabe von ARGE-ELBE, 2009)

Da der Abstand zwischen Schnackenburg und Wehningen relativ klein ist, kann der Verlauf der Wassertemperatur von Schnackenburg auf Wehningen übertragen werden. Das bedeutet, dass die täglichen Messungen für den gemessenen Zeitraum für beide Standorte ähnlich berücksichtigt wurden. Mit den gemessenen täglichen Temperaturdaten zwischen 1996 und 2009 wurde die mittlere Monatstemperatur des Elbewassers eines typischen Jahres modelliert (Abb. 4.16) und anschließend auf 100 Jahre projiziert.

<sup>13</sup> 1977 wurde die Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe ARGE-ELBE mit den Bundesländern Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein gegründet. 2004 fand die Umsetzung der EG-WRRL im deutschen Teil der Elbe die Flussgebietsgemeinschaft (FGG Elbe) statt. Die Teilnehmer dieser FGG sind die 10 Bundesländer Bayern, Berlin, Brandenburg, Hamburg, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen, Sachsen, Sachsen-Anhalt, Schleswig-Holstein und Thüringen.

#### ***d. Topographie- und Landnutzungsdaten***

Die Charakteristiken des Flusses und der Landschaft im Untersuchungsgebiet wurden in den Kapiteln 3.4 und 3.6 (*Geomorphologie und Boden; Landnutzung und Vegetation*) dargestellt. Wichtige geometrische Informationen für diese Untersuchung werden durch das Digitale Geländemodell (DGM) erhalten. Das DGM der Elbe wurde von der Verwaltung des Biosphärenreservats Niedersächsische Elbtalaue für das Projekt KLIMZUG-NORD zur Verfügung gestellt. Das DGM-W repräsentiert nach Brockmann (2011) die relevanten Gewässerbereiche einer deutschen Wasserstraße, z.B. der Elbe, zwischen Ausbreitungslinien der Abflüsse eines 100-jährlichen (HQ100) bis zu den eines 500-jährlichen (HQ500) Hochwassers. Das für den Wehninger Werder verwendete DGM-W ist ein Abschnitt des sogenannten DGM-W Elbe-Nord (Elbe-km 473 bis 585.89). Einige technische Merkmale dieses DGM sind:

- Auflösung des DGMs = 1 m-Grid
- Lagegenauigkeit  $U_x = U_y = 30$  cm bis 50 cm
- Höhengenaugigkeit für Bühnen- und Parallelwerksbereiche:  $U_H = 15$  cm
- Höhengenaugigkeit für die vegetationsfreien flachen Geländebereiche:  $U_H = 15$  cm
- Höhengenaugigkeit für die flachen bis wenig geneigten Geländebereiche mit Vegetationsresten:  $U_H = 30$  bis 40 cm
- Höhengenaugigkeit für stark geneigte Geländebereiche mit geringer Vegetation:  $U_H = 40$  cm

Mehr Informationen über die von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) angewandte Prozesskette für den Aufbau von DGM-W kann aus Brockmann (2011) und Faulhaber et al. (2005) entnommen werden. Laut BfG (2006) wurden die Laserscannerdaten im Bezugssystem ETRS89 UTM Z 33m, DHHN92 bearbeitet. Die Peilungsdaten wurden vom WSA Lauenburg für die Elbe-km 502 bis Elbe-km 585 in LS 100 GK Streifen 3, teilweise Streifen 4, DHHN92 vorbereitet. Die Transformation der Datensätze wurde mit den von der BfG vorgegebenen Transformationsparametersätzen durchgeführt (vgl. BfG, 2006).

Unter Berücksichtigung des DGMs und des Einsatzes von DV-Programmen zur Auswertung digitaler Information, wie *Hec-GeoRas 10.1* und *ArcGIS 10.1*, konnten geometrische Daten für die Modellierung des Flusses gewonnen werden, u.a. 1) die Lage des Flusses, der Auen, der Deiche und Bühnen, 2) Querprofile des Flusses, 3) Landnutzung, 4) Manning-Faktoren, 5) inaktive Bereiche. Im Folgenden werden die gewonnenen geometrischen Daten und die jeweiligen angewendeten Kriterien in dieser Untersuchung erläutert:

**Altarm:** Wie in Kapitel 3.6.2 b dargestellt wurde, liegen in der untersuchten Flussstrecke einige Stillgewässer. Da das Wasser in den Altarmen bis zu einer bestimmten Höhe der Überflutungen keine Fließgeschwindigkeit aufweist, wurden diese Bereiche für die Modellierung als inaktive Bereiche (*ineffective areas*) bezeichnet. Dieser Bereichstyp bleibt inaktiv, bis in diesem begrenzten Bereich das Wasser eine Höhe von 30 cm ü. GOK

erreicht. Das heißt, für das Flussmodell wird dieser Bereich bis zu einer Höhe von 30 cm in den hydraulischen Berechnungen nicht berücksichtigt.

**Flussquerprofile:** Es wurden 149 Profile verwendet, um die unterschiedliche Topografie des Untersuchungsbereichs darzustellen, insbesondere die Profile an den Standorten der Messstationen, siehe Abbildung 4.17. Die Gewässerbettdaten wurden aus dem DGM gewonnen. Die Profile umfassen die Fläche zwischen den Deichen, d.h. des ganzen Vorlandes der Flussstrecke zwischen Elbe-km 511 bis Elbe-km 515.

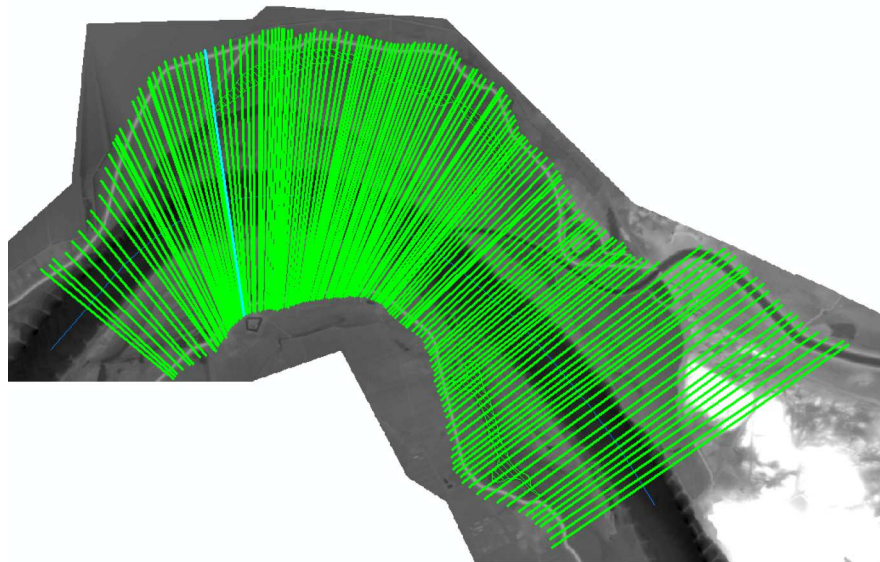


Abb. 4.17: Definierte Flussquerprofile zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 (Maßstab 1:25.000)  
(Quelle: Eigene Darstellung)

**Landnutzung:** Die Beschreibung der Landnutzung der Flussstrecke zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 wurde u.a. durch Daten aus der Literatur (Kaiser et al., 2005; Scholz et al., 2005; Rommel, 2010; Redecker, 2001; Heinken, 2002; Hellwig, 2000), Google Earth, Fotografien, Exkursionen und Feldarbeiten gewonnen. Wie in Kapitel 3.6 und in Tabelle 3.8 erläutert, ist der untersuchte Bereich hauptsächlich von Grünland bedeckt. In Abbildung 4.18 ist die berücksichtigte Landnutzung des Untersuchungsgebiets dargestellt.

**Manningkoeffizienten:** Die für diese Untersuchung definierten Werte von Manningkoeffizienten beruhen auf der Dichte der Vegetation als kritischer Widerstandsfaktor. Daher ist die Kenntnis der Landnutzung wesentlich, um die Manningkoeffizienten im Untersuchungsgebiet zu bestimmen. In dieser Untersuchung werden charakteristische Werte für Manningkoeffizienten für die in Kapitel 3.6.2 bezeichneten Biotoptypen berücksichtigt. Diese Werte entsprechen den von der Literatur berücksichtigten Werten. Für das Grünland, das dem großen Anteil der Fläche im Untersuchungsgebiet entspricht, wurden Manningkoeffizienten unter Berücksichtigung der in Kapitel 3.6.2 c erwähnten Pflanzengesellschaften bestimmt. Das Grünland wird häufig als Mähwiese, Mähweide oder für die Beweidung durch Rinder oder Pferde genutzt. Deshalb wird im Untersuchungsgebiet normalerweise zweimal pro Jahr gemäht. Dies bedingt die Charakteristiken des Fließwiderstands im Untersuchungsgebiet.



Andererseits befinden sich kleine Sektoren mit hohen Anteilen von Hartholzauengehölzen. Unter Berücksichtigung der oben genannten Bedingungen werden die Manningkoeffizienten im Untersuchungsgebiet für jede Pflanzengesellschaftskategorie nachfolgend (siehe Tabelle 4.11) bestimmt.

Tabelle 4.11: Manningkoeffizienten für die untersuchte Flussstrecke (Gr. = Grünland) (Quelle: Eigene Darstellung nach USACE Daten, 2010). (\*) Pflanzengesellschaften nach Heinken (2002)

Kategorie	Pflanzengesellschaft (*)	Manning $n$
Gr.-Pflanzengesellschaft 1	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfrisch)	0,025
Gr.-Pflanzengesellschaft 2	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfeucht)	0,032
Gr.-Pflanzengesellschaft 3	Elymus repens – Alopecurus pratensis	0,035
Gr.-Pflanzengesellschaft 4	Phalaridetum arundinaceae - undyn. Zone	0,04
Gr.-Pflanzengesellschaft 5	Ranunculo-Alopecuretum geniculati	0,045
Gr.-Pflanzengesellschaft 6	Phalaridetum arundinaceae – dynam. Zone	0,05
Busch		0,05
Wald		0,06
Kanal		0,03
Buhnen		0,1

Aus der Abbildung 4.18 kann die Verteilung der Pflanzengesellschaften gemäß der Zuordnung der oben genannten Tabelle 4.11 entnommen werden.

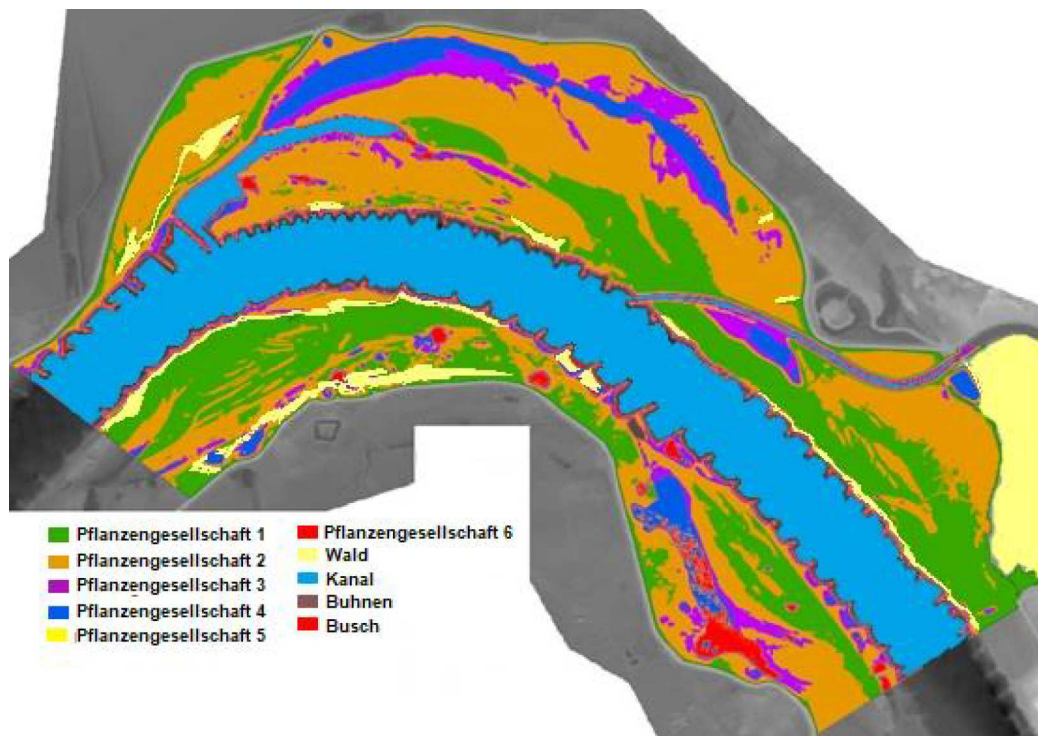


Abb. 4.18: Definierte Landnutzung zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 4.2.1.2. Kriterien und Parameter für die Modellierung der Fluss- und Flussauenmorphologie

Die Modellierung der Elbe wird mit dem Ziel durchgeführt, das Verhalten und die Dynamik des Flusses und des Sedimenttransports im Abschnitt des Wehninger Werders, also von Elbe-km 511 bis Elbe-km 515, darzustellen. Für diese Modellierung, die einen



zukünftigen Zeitraum von 100 Jahren umfasst, wurde der Einsatz eines 1D-Flussmodells aufgrund der Merkmale der Modelle (siehe Kap. 2.2.2.4) gewählt. Dieses Modell entspricht dem eindimensionalen Modell **Hec-Ras 4.1**. (USACE, 2010). **Hec-Ras** ermöglicht die Modellierung von stationären und instationären hydraulischen Berechnungen, die für diese Untersuchung notwendig sind. Während das stationäre Flussmodell die Kalibrierung ermöglicht, können aus dem instationären Modell die für die Modellierung des Sedimenttransports und Bestimmung der Abflusskurven im Wehninger Werder erforderlichen Informationen gewonnen werden. Ebenso enthält das **Hec-Ras 4.1** ein besonderes Modul für die Modellierung des Sedimenttransports. Für die Modellierung des Flusses und des Sedimenttransports müssen die Kriterien, die in Kapitel 2.4.3 erläutert wurden, berücksichtigt werden. Die Wasserstände werden durch die Lösung der Energiegleichung zwischen zwei Flussquerschnitten mit einem iterativen Prozess – der sogenannten *standard step method* – berechnet. Die Energiegleichung hat die folgende Form:

$$Z_2 + Y_2 + \frac{\alpha_2 V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \frac{\alpha_1 V_1^2}{2g} + h_e \quad (\text{Gl. 4.2})$$

Dabei entspricht  $Z_1$ ,  $Z_2$  der Höhe des Flussbetts;  $Y_1$ ,  $Y_2$  der Wassertiefe in Flussquerschnitten;  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  den gewichteten Koeffizienten;  $V_1$ ,  $V_2$  der mittleren Strömungsgeschwindigkeit;  $g$  der Erdbeschleunigung und  $h_e$  der Verlusthöhe zwischen den Flussquerschnitten. Für die **instationäre** eindimensionale Modellierung berücksichtigt **Hec-Ras** die Impuls- und Massenerhaltungsgesetze (siehe Kap. 2.2.2.1). Die von **Hec-Ras** angewandten eindimensionalen Gleichungen für die instationäre Modellierung sind folgende:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(\Phi Q)}{\partial x_c} + \frac{\partial[(1 - \Phi)Q]}{\partial x_f} = 0 \quad (\text{Gl. 4.3})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial\left(\frac{\Phi^2 Q^2}{A_c}\right)}{\partial x_c} + \frac{\partial\left(\frac{(1 - \Phi)^2 Q^2}{A_f}\right)}{\partial x_f} + gA_c \left[ \frac{\partial Z}{\partial x_c} + S_{fc} \right] \\ + gA_f \left[ \frac{\partial Z}{\partial x_f} + S_{ff} \right] = 0 \end{aligned} \quad (\text{Gl. 4.4})$$

Dabei beziehen sich  $c$  und  $f$  auf den Kanal und die Flussauen und  $\Phi$  stellt das Verhältnis zwischen dem hydraulischen Leitwert für den Kanal und dem gesamten hydraulischen Leitwert, d.h.  $\Phi = K_c / (K_c + K_f)$ , dar.  $S_{fc}$  und  $S_{ff}$  entsprechen jeweils dem Gefälle von Kanal und Flussauen;  $Z$  ist der Wasserstand und  $Q$  der Gesamtabfluss. Die Lösung der Gl. 4.3 und Gl. 4.4 wird durch finite Differenzen angenähert (siehe USACE, 2010; Barkau, 1996).

**Hec-Ras** berechnet die Rauigkeit durch die Manning-Gleichung. Der Manningkoeffizient  $n$  kann im **Hec-Ras** entlang des Flussquerschnitts und auch zwischen den

Flussquerschnitten, u.a. in Beziehung mit den verschiedenen Bodencharakteristiken und der Vegetation, variieren. Mit den verschiedenen Koeffizienten  $n$  werden die hydraulischen Leitwerte  $K$  für die linke Seite, den Hauptkanal, und die rechte Seite berechnet. Auf diese Weise ist es möglich, die Variationen der Vegetation in den Flussauen in die Profilberechnung zu inkorporieren, wie in Kapitel 2.4.4.1 und 2.4.4.2 (siehe Abb. 2.20) bestimmt wurde. Da in der Literatur eine große Spannweite von möglichen  $n$ -Werten besteht, ist die richtige Auswahl des  $n$ -Wertes von Bedeutung für die Genauigkeit der Berechnung der Wasserstände in natürlichen Flüssen.

Die geometrischen Daten im *Hec-Ras* können durch Programme wie *Hec-GeoRAS 10.1* (USACE, 2012) und *ArcGIS* (ESRI, 2013) in einem automatischen Datenaustausch übertragen werden. Um diesen Austausch richtig durchzuführen, müssen die aus *Hec-GeoRAS 10.1* importierten Daten gefiltert und wie folgt optimiert werden:

- *Maximale Anzahl von Punkten in den Profilen:* *Hec-Ras 4.1* verwendet maximal 500 Punkte zur Darstellung eines Flussquerprofils. Da die importierten Profile von *Hec-GeoRAS* mehr als 2000 Punkte beinhalten, ist eine Reduktion der Punkte erforderlich. Für die Modellierung wurde entschieden, alle Profile auf 300 Punkte herab zu filtern. *Hec-Ras 4.1* bietet eine automatische Filtrierung der Profildaten, ohne die ursprünglichen Profilmerekmale zu verlieren.
- *Manning-Koeffizienten:* *Hec-Ras 4.1* kann nicht mehr als 20 verschiedene Manningwerte entlang eines Profils berechnen. Diese Werte müssen für alle aus *Hec-GeoRAS* importierten Profile berücksichtigt werden.

Die Interaktion zwischen *Hec-Ras* und *ArcGIS* ermöglicht es, die eindimensionalen (1D) Berechnungen und Informationen in eine zweidimensionale (2D) Plattform zu übertragen und umgekehrt. Dies bietet die Möglichkeit einer Evaluierung der Veränderung der Verteilung der Vegetation in den Flussauen.

Mit den geometrischen und hydrologischen Daten kann ein **stationäres** Flussmodell für das Untersuchungsgebiet zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 entwickelt werden. Für dieses Modell wurden 27 verschiedene Abflüsse berücksichtigt: 367 m<sup>3</sup>/s, 521 m<sup>3</sup>/s, 531 m<sup>3</sup>/s, 563 m<sup>3</sup>/s, 604 m<sup>3</sup>/s, 613 m<sup>3</sup>/s, 664 m<sup>3</sup>/s, 751 m<sup>3</sup>/s, 781 m<sup>3</sup>/s, 866 m<sup>3</sup>/s, 890 m<sup>3</sup>/s, 917 m<sup>3</sup>/s, 950 m<sup>3</sup>/s, 1000 m<sup>3</sup>/s, 1048 m<sup>3</sup>/s, 1066 m<sup>3</sup>/s, 1086 m<sup>3</sup>/s, 1106 m<sup>3</sup>/s, 1125 m<sup>3</sup>/s, 1153 m<sup>3</sup>/s, 1192 m<sup>3</sup>/s, 1395 m<sup>3</sup>/s, 1401 m<sup>3</sup>/s, 1507 m<sup>3</sup>/s, 1559 m<sup>3</sup>/s, 1642 m<sup>3</sup>/s und 1691 m<sup>3</sup>/s. Die definierten Abflüsse werden im weiteren Verlauf mit den am Flusspegel der Tiefstation und den an verschiedenen Stellen angebrachten *Divern* gemessenen Wasserständen des Flusses verglichen und kalibriert. Aus den Ergebnissen des stationären Modells und seiner Kalibrierung kann ein **instationäres** Flussmodell entwickelt werden, das die jeweiligen Abflusskurven berechnet. Die Modellierung kann demnach die Beziehungen zwischen Abflüssen und Wasserständen an verschiedenen Kontrollstationen für die gesamte Strecke des Untersuchungsgebiets darstellen. Diese Abflusskurven werden für die Modellierung des Sedimentationstransports und der Verteilung der Vegetation verwendet. Darüber hinaus werden wichtige hydrologische Informationen von Wehningen erhalten, wie z.B.  $Q_{max}$ ,  $Q_{min}$ , und die Abflussganglinie.

Der Entwicklung dieses instationären Modells werden die gleichen geometrischen Daten zugrunde gelegt, die auch das stationäre Modell berücksichtigt. Für die hydraulischen Eingangsbedingungen am oberen Flussprofil wird die Abflussganglinie in einem Zeitraum von 10 Jahren (Jahr 2000 bis 2010) berücksichtigt. In einer zweiten Simulation werden die extremen Ereignisse des Jahres 1940 aufgenommen. Mit beiden Zeiträumen wird das gesamte Spektrum von Abflüssen zwischen minimalen und maximalen Ereignissen (Niedrigwasser und Hochwasser) der Elbe im Untersuchungsbereich Wehningen erfasst und modelliert.

Wie in Kapitel 2.2.2.4 erläutert, ist die eindimensionale Modellierung des **Sedimenttransports** eine oft verwendete Methode für die Simulation von Veränderungen der Morphologie von Flüssen und Mündungen über lange Zeiträume (Van Rijn, 1989; Nelson et al., 2009). *Hec-Ras* wendet für die Modellierung des Sedimenttransports die Exner-Gleichung an. Die Erläuterung dieser Gleichung für die eindimensionale Modellierung befindet sich in Kapitel 2.2.2.3. Die Exner-Gleichung hat folgende Notierung:

$$(1 - \lambda_p)B \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial Q_s}{\partial x} \quad (\text{Gl. 4.5})$$

Darin steht  $B$  für die Flussbreite;  $\eta$  ist die Flusssohlenhöhe;  $\lambda_p$  die Porosität der aktiven Schicht;  $t$  die Zeit;  $x$  die Distanz stromabwärts und  $Q_s$  die transportierte Sedimentfracht. Die Exner-Gleichung wird durch *Hec-Ras* für jedes Querprofil berechnet. Bevor der Sedimenttransport durch *Hec-Ras* berechnet wird, bearbeitet das Programm die hydrodynamischen Daten durch eine Vereinfachung, um die Flusshydraulik zu bestimmen. In *Hec-Ras* wird eine quasi-instationäre Flussmodellierung verwendet. Es werden also fortlaufende Abflussganglinien durch diskrete stationäre Profile genähert, mit denen die Rechenzeit verringert werden kann. Die stationären Profile werden für die Ermittlung des Sedimenttransports in kleine Zeitabschnitte unterteilt. Dafür werden verschiedene Intervalltypen, wie *Flow Duration*, *Computation Increment* und *Mixing Time Step*, verwendet.

Aufgrund der Merkmale der gemessenen und projizierten Sedimenttransportdaten, die einen wichtigen Anteil der Sandfraktion zeigen, wurde die **Transportfunktion** von Toffaleti (1968) ausgewählt, die den Sandkorngrößenbereich umfasst. Nach USACE (2010) ist diese Funktion nicht besonders auf die Schubspannungsgeschwindigkeit angewiesen. Wichtiger sind Wassertemperaturen und empirische Exponenten, die die Beziehungen zwischen Sedimenten und hydraulischen Bedingungen beschreiben. Während der Kalibrierungsphase wurden auch andere Transportfunktionen angewendet, wie von Acker-White (1973), Copeland (1994) und Yang (1973). Alle Transportfunktionen sind Gesamtfrachtfunktionen und umfassen die Kornzusammensetzung der transportierten Sedimente.

Die **Erosion** kann aufgrund des Entstehens einer Decke auf dem Flussboden begrenzt werden. Die sogenannten *Armor-Layer* bilden sich durch die Mobilisierung des

Feinmaterials, während das Grobmaterial bewegungslos bleibt. Das Grobmaterial lagert sich auf der Oberfläche der Flusssohle ab und schützt damit die Tiefbodenschichten vor dem Abtransport. Dieser natürliche Prozess wurde bei der Modellierung durch die Exner-5-Methode berücksichtigt (vgl. USACE, 2010; Paola und Voller, 2005); diese Methode beruht auf der Beobachtung von zwei Bodenschichten, der aktiven Schicht und der inaktiven Schicht. Die aktive Schicht besteht aus zwei Unterschichten: der Deckschicht und der Unterschicht.

Nach Albers (2012) ist die **Sinkgeschwindigkeit** eine Verhaltenseigenschaft des Sedimentpartikels. Die Sinkgeschwindigkeit liegt vor, wenn der Strömungswiderstand des Partikels dem um den Auftrieb verringerten Gewicht des Partikels entspricht. Nach USACE (2010) bleibt ein Partikel in Suspension oder Schwebezustand, sofern die vertikale Turbulenz am Boden stärker ist als die Sinkgeschwindigkeit. Die Sinkgeschwindigkeit wird für die Modellierung des Sedimenttransports durch die Methoden von Van Rijn (1993) oder Rubey (1933) berechnet (siehe Kap. 2.2.2.3).

Die **hydrologischen Daten** von Wehningen (Elbe-km 511), die für die **Modellierung des Sedimenttransports** verwendet werden, sind die historischen Daten, die für das instationäre Flussmodell erstellt wurden. Die Datenreihe für die Modellierung des Sedimenttransports umfasst die Zeit zwischen 1900 und 2010, d.h. mehr als 100 Jahre täglicher Abflussdaten. Aufgrund der großen Anzahl von Abflussdaten – mehr als 50.000 Datensätze – und der Schwierigkeiten bei der Datenverarbeitung durch das Programm *HEC-RAS* musste eine neue Abflussganglinie entwickelt werden, die zu einer anwendungsfreundlichen Verringerung der Daten führt. Die neue Abflussganglinie musste folgende Kriterien erfüllen: a) Die neue Kurve soll der ursprünglichen Kurve ähnlich sein; b) Die neue Kurve darf nicht mehr als 6.000 Datensätze für 100 Jahre enthalten; c) Tagesabflussdaten mit einer bestimmten Schwankung müssen zusammengefügt werden. Auf der Grundlage dieser Kriterien und der Annahme einer Schwankung kleiner als 100 m<sup>3</sup>/s ergibt sich eine Kurve für 100 Jahre mit 5.240 Abflussdaten.

Hinsichtlich des Verhaltens des Sedimenttransports unter neuen Klimabedingungen werden ähnliche Kriterien verwendet. Der Zeitraum wird in diesem Fall zwischen Jahren 2001 und 2100 festgesetzt. Das Jahr 2001 wird als Ist-Zustand der Morphologie bestimmt.

#### **4.2.1.3. Methodologie für die Kalibrierung des Fluss- und Sedimenttransportmodells**

Für den **Kalibrierungsvorgang des Flussmodells** wurden die erhobenen Abflussdaten aus dem Untersuchungsgebiet verwendet (siehe Kap. 4.1.1). So wurde dieses Verfahren von zwei Messmethoden unterstützt: a) durch handgemessene Wasserstände mit der eingebauten Pegellatte an der Tiefstation und b) durch automatisch mit Divern gemessene Wasserstände. Im Untersuchungsgebiet wurden die verschiedenen Standorte und Höhen der Messstationen, Pegel und Diver mit GPS und der Software *ArcGIS 10.1* definiert und sind in der Tabelle 4.12 und in Abbildung 4.19 zu sehen.

Tabelle 4.12: Standorte und Höhe von Divern und Flusspegel im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

Bezeichnung	Standort		Höhe (m)
	Breite	Länge	
D1-Diver Flutrinne	53,172049	11,147328	11,9
D2-Diver Ufer	53,171883	11,136729	12,09
D3-Diver Alter Hacken	53,174705	11,148083	12,25
Tiefstation/Pegel	53,172226	11,146979	11,61

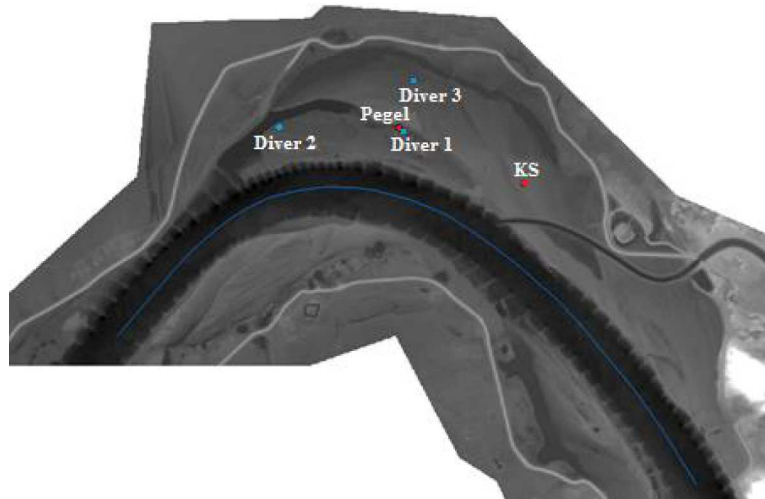


Abb. 4.19: Standorte von Divern und Pegeln im Wehninger Werder (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Zeiträume der für die Kalibrierung berücksichtigten Daten sind in Tabelle 4.13 aufgeführt.

Tabelle 4.13: Berücksichtigte Zeiträume für die Kalibrierung der Flussmodelle (Quelle: Eigene Darstellung)

Messgerät	Zeitraum		Messungsart
	Von	bis	
Pegel	März 2010	Dezember 2010	punktueller Ablesung
Divers	März 2010	Mai 2010	fortlaufende Ablesung

Bevor die Kalibrierung der modellierten Daten durchgeführt wird, ist eine Kalibrierung der Diver erforderlich. Der Kalibrierungsvorgang der Diver kann in **Anhang 8.14** gesehen werden. Für die Kalibrierung der modellierten Daten werden die kalibrierten Daten der Diver und die abgelesenen Daten des Pegels verwendet. Sowohl die kalibrierten Daten der Diver als auch die abgelesenen Daten des Pegels sind in Anhang 8.15 aufgeführt. Für die Kalibrierung der Flussmodelle wurden die folgenden Schritte durchgeführt:

- Bestimmung des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) der Modellierung, d.h. der maximale annehmbare Unterschied zwischen modellierten und gemessenen Daten. Unter Berücksichtigung der Auflösungsfehler bei DGM und GPS sowie

des aufgrund der visuellen Ablesung der Pegellatte möglichen Fehlers werden als RMSE  $\pm 10$  cm festgestellt

- Durchführung von verschiedenen Simulationen mit Sensibilisierung von Parametern wie Gefälle und Manning-Koeffizienten, deren Ergebnisse anschließend mit den Feldmessungen (Pegel und Divern) verglichen wurden, um den Umfang der Fehler festzustellen und zu kalibrieren

Für die Kalibrierung des **Sedimenttransportmodells** muss berücksichtigt werden, dass keine direkte Messung der transportierten Sedimentmengen in der untersuchten Elbstrecke bei Wehningen besteht, sowie keine Messung der Schwankungen der Kornverteilung bei verschiedenen Abflüssen. Der Kalibrierungsvorgang des Sedimenttransportmodells wurde durch zwei Wege durchgeführt:

- Bestimmung von Parametern oder Charakteristiken der Elbe wie Erosionstendenz und Jahresfracht nach Angaben der Literatur
- Durchführung von verschiedenen Simulationen mit Sensibilisierung von Parametern wie Feststoffeintrag, Zusammensetzung des Feststoffeintrags, Zusammensetzung des Flussbodens, Transportfunktion und Sinkgeschwindigkeit. Die Ergebnisse werden anschließend mit den Daten aus der Literatur (vgl. u.a. Faulhaber, 1998, 2000; Vollmer und Schriever, 2005) verglichen, um den Umfang der Fehler festzustellen und zu adjustieren

Die berücksichtigten Zeiträume für die Kalibrierung des Modells sind die Zeiträume 1959-1994 (35 Jahre) und 1992-2001 (10 Jahre).

#### **4.2.2. Methoden zur Analyse der Veränderungen hinsichtlich der Verteilung der Vegetation in den Auen**

In diesem Kapitel wird zunächst die Methodik der Gewinnung der für die Bodenwassermodellierung erforderlichen Daten (*a. Klimadaten; b. Grundwasserstandsdaten*) dargelegt (Kap. 4.2.2.1).

In Kapitel 4.2.2.2 werden die für die Modellierung des Bodenwassers durch ein Bodenwassermodell notwendigen Kriterien und Parameter behandelt.

In Kapitel 4.2.2.3 wird das methodische Vorgehen der Kalibrierung des Bodenwassermodells dargelegt. Durch die Anwendung der in Kapitel 4.2.2.1 bis 4.2.2.3 dargelegten Methode ist es möglich, die Prognose der Bewegung des Bodenwassers in den Flussauen zu bestimmen. Dies ermöglicht neben der Analyse der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften eine Bestimmung der zukünftigen Verteilung der Vegetation in den Auen. In Kapitel 4.2.2.4 wird die Methodik für die Gewinnung der für die Analyse der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften erforderlichen Daten (*a. Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet; b. Geländedaten; c. Überflutungsparameter*) dargelegt.

Schließlich wird in Kapitel 4.2.2.5 die Methodik der Analyse der zukünftigen Verteilung der Vegetation in den Auen erläutert.

#### 4.2.2.1. Methodik der Datengewinnung zur Modellierung des Bodenwassers

Für die Modellierung der Bodenwasserbewegung im Untersuchungsgebiet müssen die Information über Klimaparameter, Bodenparameter, Bodenhorizonte und Anfangsbedingungen (Grundwasserstand, Bodenspannungen) des Modellgebiets berücksichtigt werden. In Abbildung 4.20 ist eine Übersicht der benötigten Rand- und Anfangsbedingungen dargestellt.

Die Kriterien und Methoden zur Erlangung der Daten, die in diesem Kapitel erläutert werden, stehen in engem Zusammenhang mit den Kriterien und mathematischen Beziehungen, die in **Kapitel 2.4.4.1** erläutert wurden, insbesondere hinsichtlich der Kopplung zwischen Fluss-, Grund- und Bodenwasser im Wehninger Werder. Daher müssen die Kriterien dieses Kapitels zusammen mit denen des Kapitels 2.4.4.1 betrachtet werden.

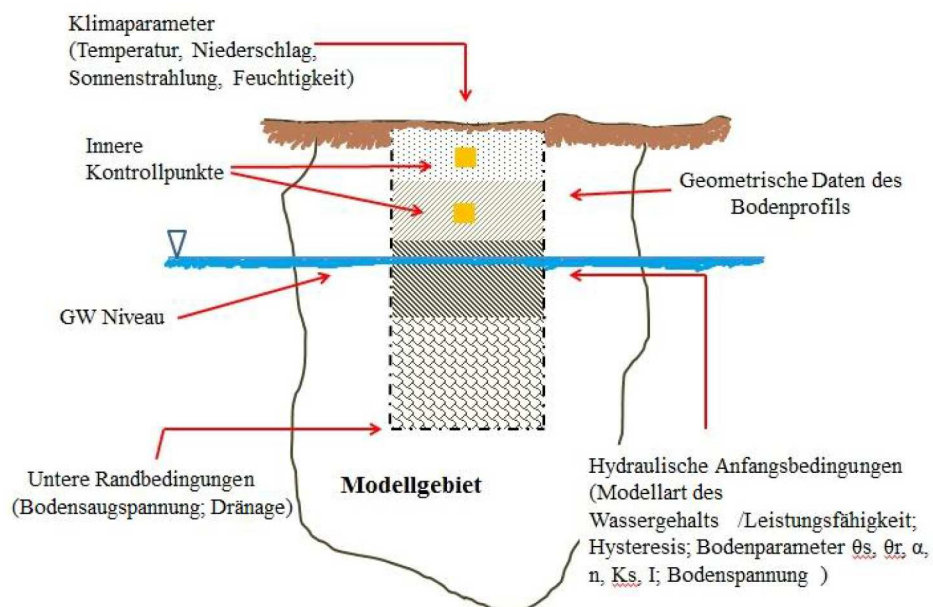


Abb. 4.20: Rand- und Anfangsbedingungen für die Modellierung der Bodenwasserbewegung (Quelle: Eigene Darstellung)

#### a. Klimadaten

Für die Modellierung werden hauptsächlich die gemessenen Klimadaten der eingebauten Klimastation in Wehningen berücksichtigt. Aufgrund der Probleme mit der automatischen Datenspeicherung des Dataloggers (siehe Kap. 4.1.1) werden für die Arbeit mit Klimadaten die folgenden Schritte durchgeführt:

- Revisionsprozess der erhobenen Klimadaten
- Analyse der Tendenz und Form der gemessenen Daten

- Vergleich der erhobenen Datenreihen mit jenen aus den DWD-Wetterstationen Hitzacker, Lenzen/Elbe, Lüchow und Marnitz. Tabelle 4.14 zeigt die Lage dieser letzten DWD-Messstationen
- Ergänzung der fehlenden Daten. Die neuen Daten stammen aus dem Durchschnitt der entsprechenden Daten von DWD-Klimastationen<sup>14</sup> (siehe Gl. 4.6).

Tabelle 4.14: Geographische Koordinaten der DWD-Messstationen nahe Wehningen (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

Klimastation DWD	Breite	Länge	Höhe (m) ü NHN
Hitzacker	53.150000°	11.033333°	28
Lenzen/Elbe	53.100000°	11.483333°	20
Lüchow	52.966667°	11.133333°	17
Marnitz	53.316667°	11.933333°	81

$$x_w = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (\text{Gl. 4.6})$$

$x_w$  entspricht dem im Untersuchungsgebiet fehlenden Wert;  $n$  gibt die Nummer von Klimastationen an und  $x_i$  ist die Klimastation. Die relevanten Klimadaten der Klimastationen Wehningen, Hitzacker, Lenzen/Elbe, Lüchow und Marnitz zwischen Dezember 2009 und Dezember 2010 sind dem Anhang 8.16 zu entnehmen.

### ***b. Grundwasserstandsdaten***

Die Dynamik des Grundwassers bestimmt die Eigenschaften der Auenböden, bei denen es ständige Schwankungen des Bodenwassers gibt. Unter allen Faktoren, die diese Dynamik bestimmen, ist der direkte Einfluss durch den Wasserstand der Elbe die bei weitem wichtigste Einflussgröße. Wie in Kapitel 4.1.1 erläutert, besteht die Grundwasser-Messstation der Plateau-Station hauptsächlich aus einem in einer Tiefe bis zu ca. 4.4 m unter der Oberfläche verbauten Rohr, in dem der elektronische, automatische Messsensor Diver installiert wurde. Die gemessenen Daten zwischen 2010 und 2011 befinden sich im Anhang 8.17.

Für die Benutzung dieser Daten in der Modellierung wurden folgende Schritte durchgeführt:

- Revisionsprozess der mittels Diver erhobenen Grundwasserdaten und ihrer jeweiligen Temperaturen
- Vergleich der gemessenen Grundwasserdaten mit den durch Lichtlot gemessenen punktuellen Daten
- Analyse der Tendenz und Form der gemessenen Daten

<sup>14</sup> Die Daten von DWD-Stationen wurden aus DWD-Webwerdis (<https://www.werdis.dwd.de>) des DWD erhalten.



- Vergleich der gemessenen Grundwasser- und Flusswasserstandsdaten im gleichen Zeitraum und Bestimmung der Beziehung zwischen beiden. Anwendung der Gleichung 2.133 und Gleichung 2.134
- Bestimmung der Fehler hinsichtlich der Beziehung zwischen den gemessenen Grundwasser- und Flusswasserstandsdaten. Anwendung der Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (Root Mean Square Errors, RMSE) als Anpassungs- und Vergleichskriterium

Laut Ruiz et al. (1992) erhält die Gleichung des RMSE unter Berücksichtigung der Fluss- und Grundwasserdaten die folgende Form:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_{FWi} - Y_{GW_i})^2}{n}} \quad (\text{Gl. 4.7})$$

$n$  entspricht dabei der Anzahl der Daten;  $Y_{FW}$  stellt die Flusswasserdaten und  $Y_{GW}$  die Grundwasserdaten dar.

#### 4.2.2.2. Kriterien und Parameter für die Modellierung des Bodenwassers

Für die Modellierung der Wasserspannung und des Wassergehalts im Auenboden (Normvega) des Untersuchungsgebiets wird das Programm *HYDRUS-1D* (Šimůnek et al., 2013) verwendet (siehe Kap. 2.3.2.5). Dieses Programm arbeitet mit der Richards-Gleichung, allerdings wird in dieser Gleichung mit nur einer Variable gerechnet, da angenommen wird, dass die Luft keine bedeutende Rolle im Prozess der flüssigen Strömung spielt. Ebenso wird der Einfluss des thermischen Gradienten auf die Wasserströmung vernachlässigt. Die demzufolge veränderte Gleichung sieht folgendermaßen aus:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (\text{Gl. 4.8})$$

$h$  entspricht dabei dem bereits beschriebenen Potenzial;  $\theta$  ist der volumetrische Wassergehalt;  $t$  die Zeit;  $z$  die vertikale Raumkoordinate und  $\alpha$  der Winkel zwischen der Strömungsrichtung und der Senkrechten ( $0 < \alpha < 90^\circ$ ).  $K$  steht für die Funktion hydraulischer Leitfähigkeit, die in Gl. 4.9 beschrieben wird:

$$K(h, x) = K_s(x) K_r(h, x) \quad (\text{Gl. 4.9})$$

Darin entspricht  $K_r$  der relativen hydraulischen Leitfähigkeit und  $K_s$  der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Für die Lösung der Richards-Gleichung durch *HYDRUS-1D* wird das Modell von Van Genuchten-Mualem (Van Genuchten, 1980) verwendet, das von einer statistischen Verteilung der Porengrößen ausgeht. Mit diesem Modell kann eine prognostische Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit, die im Verhältnis zu den Parametern der Wasserretention steht, gewonnen werden, siehe Kapitel 2.3.2. Die Gleichung von Van Genuchten (1980) setzt den Parameter  $m$  folgendermaßen ein:

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1 \quad (\text{Gl. 4.10})$$

Die in der Modellierung eingesetzten Gleichungen sind:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (\text{Gl. 4.11})$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (\text{Gl. 4.12})$$

Der Parameter  $l$  wurde mit dem Wert 0.5 für die Mehrheit der Böden von Mualem (1976) eingesetzt. Die Aktivität der Pflanzenwurzeln wird über die Feddes-Gleichung einbezogen. Laut Feddes et al. (2001) ist der Rang der maximalen Wasserentnahme  $S_p(z)$  [1/d] im Verhältnis zur Tiefe der Pflanzenwurzel gleich dem Rang der potenziellen Transpiration  $T_p$  [cm/d], die durch die atmosphärischen Bedingungen bestimmt wird. Die sich daraus ergebende Gl. 4.13 lautet:

$$S_p(z) = \frac{\pi_{root}(z)}{\int_{-D_{root}}^0 \pi_{root}(z) \partial z} T_p \quad (\text{Gl. 4.13})$$

Darin drücken  $\pi_{root}$  [cm/cm] die Längendichte der Wurzel und  $D_{root}$  [cm] die Wurzeltiefe aus. Unter Berücksichtigung der vorangegangenen Ausführungen kann der Parameter  $S$ , das Wasservolumen, das innerhalb einer Zeiteinheit aus einer Bodeneinheit durch Wurzeln aufgenommen wird, folgendermaßen definiert werden:

$$S(h) = \alpha(h) S_p \quad (\text{Gl. 4.14})$$

$\alpha(h)$  stellt dabei eine Reduktionsfunktion aufgrund des Wasserstress bzw. des Stress durch den Wassermangel für die Pflanzen dar. Für  $\alpha$  gilt:  $0 < \alpha < 1$ . Im Untersuchungsgebiet existiert kein Anbau von Pflanzen. Ein- oder zweimal im Jahr, zwischen Mai und Juni und August und September, erfolgt dort die Mahd der Stromtalwiesenkräuter und -gräser. Laut Weniger (2010) befinden sich die Pflanzenwurzeln im ersten Bodenhorizont aAh, d.h. zwischen 0 bis 17 cm (siehe Abbildung 3.13). Für die Modellierung wird eine Wurzeltiefe von 15 cm innerhalb der obersten Schicht des Bodens berücksichtigt. Die Klimavariablen sind in der im Untersuchungsgebiet eingerichteten Klimastation erfasst worden. Ebenfalls hinzugezogen wurden Daten von in der Nähe des Untersuchungsgebietes gelegenen Wetterstationen. Auf der Grundlage dieser Variablen wurde die Evapotranspiration  $ET$  nach Penman-Monteith-Gleichung (Allen et al., 1998) berechnet (siehe Gl. 2.78).

### Tiefe des modellierten Bodenprofils und Kontrollpunkte

Da die während der Zeitabschnitte 2010-2011 (siehe Tabelle 4.6) erfassten Daten ergaben, dass das Grundwasser nicht unter die 3m-Marke gefallen ist, wird die Modellierung der Variation des Grundwasserstands in Vertikalrichtung ( $z$ -Achse) in einem 300 cm langen, senkrechten Bodenprofil durchgeführt. In diesem Profil sind vier Bodenhorizonte (BH1, BH2, BH3, BH4) eingerichtet, deren Mächtigkeit dem in

Feldstudien und im Labor identifizierten Bodenaufbau entsprechen. Auf der linken Seite der Abbildung 4.21 sind das durch *HYDRUS-1D* modellierte Bodenprofil und die entsprechenden Bodenhorizonte zu sehen. Die Stärken der Bodenhorizonte sind Tabelle 4.15 zu entnehmen. Auf der rechten Seite der Abbildung 4.21 befinden sich die Kontrollpunkte der Modellierung. Die Kontrollpunkte ermöglichen eine Speicherung der Daten der ausgewählten Tiefen während der Rechenzeit. Die Tiefen der Kontrollpunkte P1, P2, P3 und P4 sind Tabelle 4.16 zu entnehmen.

Tabelle 4.15: Stärke der modellierten Bodenhorizonte (Quelle: Eigene Darstellung)

Bodenhorizont	Mächtigkeit (cm)	Akkumulative Mächtigkeit (cm)
BH1	17	17
BH2	58	75
BH3	15	90
BH4	210	300

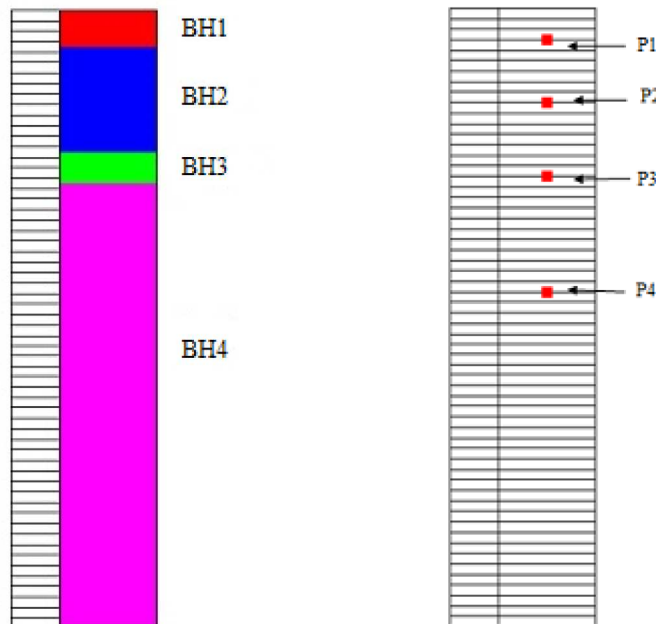


Abb. 4.21: Bodenprofil mit Bodenhorizonten und Kontrollpunkten (Quelle: Eigene Darstellung)

Tabelle 4.16: Tiefe der Kontrollpunkte (Quelle: Eigene Darstellung)

Kontrollpunkt	Tiefe (cm)
P1	10
P2	45
P3	80
P4	135

Für die Gesamtheit des modellierten Bodenprofils wird ein Gitter mit einer Auflösung von 5x5 cm verwendet. Dieser Gitterabstand ermöglicht eine höhere Genauigkeit der erhaltenen Ergebnisse dieser Modellierungsart. Die senkrechten Kontrollpunkte werden entsprechend der Einbautiefe der Tensiometer und der TDR-Sonden an der

Bodenmessstation in der Plateau-Station eingerichtet, um zu Messergebnissen in den Bodenschichten zu gelangen, die mit den realen Ergebnissen vergleichbar sind.

Wasserspannung ( $h$ )

Als Anfangsbedingung der Wasserspannung (Druckhöhe)  $h$  [hPa] und des Wassergehalts  $\theta$  [%] wird der im Untersuchungsfeld am ersten Tag der Modellperiode ( $h_1$ ) gemessene Wert eingesetzt, der über die verbauten Tensiometer dokumentiert ist. Während der Modellperiode wird von Schwankungen der Wasserspannung  $h$  im ausgewählten senkrechten Profil unter dem Einfluss der Dynamik des Grundwasserstandes ausgegangen.

Hydraulische Bodenparameter

Die Werte der hydraulischen Parameter  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  und  $K_s$ , die das Verhalten des Wassers im Untersuchungsgebiet am genauesten beschreiben und die in Gl. 4.10 und 4.11 verwendet werden, werden folgendermaßen durchgeführt:

- Analyse der Ergebnisse der Laboruntersuchung der Bodeneigenschaften (Ton ( $T$ ) [%], Schluff ( $U$ ) [%], Sand ( $S$ ) [%], Lagerungsdichte ( $Lg$ ) [g/cm<sup>3</sup>], pF 1,8; pF 2,5; pF4,2 und nutzbare Feldkapazität (nFK) [%])
- Analyse der Feldmessungen bezüglich der Beziehung zwischen Wassergehalt und Wasserspannung für verschiedene Bodenhorizonte
- Anwendung des Programms Rosetta Lite v 1.2 für die Prognose der hydraulischen Bodenparameter

Das Programm Rosetta Lite v 1.2 wurde von Schaap (2002) im U.S. Salinity Laboratory (USDA – U.S. Department of Agriculture) entwickelt und ermöglicht die Bestimmung der hydraulischen Bodenparameter und der gesättigten Leitfähigkeit  $K_s$  durch die Anwendung von Pedotransferfunktionen. Nach Zimmermann und Basile (2008) verknüpfen die Pedotransferfunktionen die hydraulischen Parameter mit dem Bodengefüge und sind eine indirekte und empirische Methode. Diese Methode beruht darauf, dass ähnliche Böden ähnliche hydraulische Bodenparameter besitzen. In Tabelle 4.17 sind die Anfangswerte der hydraulischen Bodenparameter aufgeführt.

Tabelle 4.17: Hydraulische Bodenparameter (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben des Programms Rosetta Lite v 1.2)

	$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\alpha$ (1/cm)	$n$	$K_s$ (cm/d)
BH1	0.0704	0.5013	0.0082	1.4004	62.7600
BH2	0.0516	0.3953	0.0066	1.5165	19.8200
BH3	0.0402	0.3861	0.0417	1.8825	134.6100
BH4	0.0519	0.3832	0.0380	3.6813	873.9300

Retentionskurve

Für die Bestimmung der Retentionskurve werden die gemessenen Daten von Tensiometern, TDR-Sonden und auch Gipsblöcken verwendet. Die gemessenen Daten

sind Anhang 8.18 zu entnehmen. Im Folgenden sind die Schritte für die Bestimmung der Retentionskurve aufgeführt:

- Analyse der Plausibilität und Filtrierung der gemessenen Daten von Wasserspannung und -gehalt der Bodensensoren der Plateau-Station
- Kalibrierung der Messdaten von TDR-Sensoren. In den Feldmessungen wurde ein TDR-Sensor (*Time Domain Reflectometry*) des Typs FP/mts der Firma Easy Test verwendet. Hinzu kam ein tragbarer Mikroprozessor des Typs FOM/mts (*Field Operated Meter*), mit dem in situ Feldmessungen der Feuchte, der Temperatur und des Salzgehaltes in einem Vorgang erfolgen. Nach Herstellerangabe erfolgt die Kalibrierung des Geräts in Anlehnung an die empirische Kalibrierung von Malicki et al. (1996). Laut Malicki et al. (1996) ist das Verhältnis zwischen dem volumetrischen Wassergehalt  $\theta$  und der mit dem TDR bestimmten relativen dielektrischen Konstante  $\varepsilon^*$  wie folgt:

$$\sqrt{\varepsilon^*} = 1.44 + 7.16\theta \quad (\text{Gl. 4.15})$$

Bei der Untersuchung der Faktoren, die den größten Einfluss auf die TDR-Messung haben, also die Parameter  $\varepsilon^*$ ,  $\theta$  und die Lagerungsdichte  $\rho_{BD}$ , haben Malicki et al. (1996) für TDR-Messungen des volumetrischen Wassergehalts eine universelle Konversionsfunktion für alle Bodenarten definiert:

$$\theta(\varepsilon^*, \rho_{BD}) = \frac{\sqrt{\varepsilon^*} - 0.819 - 0.168 * \rho_{BD} - 0.159\rho_{BD}^2}{7.17 + 1.18\rho} \quad (\text{Gl. 4.16})$$

Die Anwendung der vorstehenden Gleichungen auf die durch Feldmessungen und im Labor gewonnenen Werte zeigt, dass die Ergebnisse der TDR-Messungen korrigiert und um 19% verringert werden müssen.

- Bestimmung der Beziehungen zwischen Wassergehalt (WG) und Wasserspannung (WS) durch die Entwicklung einer Graphik WS-WG
- Anwendung der mit Rossetta Lite v 1.2 ermittelten hydraulischen Bodenparameter für die Erreichung der Anfangskurve
- Kalibrierung der hydraulischen Bodenparameter, Bestimmung der besten WS-WG Kurve

#### 4.2.2.3. Methodologie für die Kalibrierung des Bodenwassermodells

Für das Untersuchungsgebiet Wehninger Werder existieren keine historischen Messungen der Bewegung des Wassers im Boden. Der Kalibrierungsvorgang des Bodenwassermodells wird mit folgenden Schritten durchgeführt:

- Analyse der gemessenen Bodendaten, des Wassergehaltes, der Wasserspannung, der Temperatur, der Klima- und Grundwasserdaten; Plausibilisierung, Ermittlung von Ablesefehlern, Kalibrierung der Sensoren
- Analyse und Bestimmung des Zusammenhangs von Flusswasserstand und Grundwasserstand nach Gl. 2.132 und 2.133

- Anwendung der Inversen Modellierungsmethode, ausgehend von den Ergebnissen der vorgenommenen Feldmessungen bei Minimierung der Zielfunktion (Van Genuchten-Mualem), mit der die Differenzen zwischen tatsächlichen Messergebnissen und den Ergebnissen der Simulation betrachtet werden. Laut Arbat et al. (2005) sind die Schwankungen des Wassergehalts bei Sättigung  $\theta_s$ , gefolgt von den Faktoren  $\alpha$ ,  $n$  und der hydraulischen Leitfähigkeit  $K_s$ , und in geringerem Maße der Restwassergehalt  $\theta_r$ , die sensibelsten Parameter der Van Genuchten-Gleichung.
- Anwendung der Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (*Root Mean Square Error, RMSE*) als Anpassungs- und Vergleichskriterium. Laut Ruiz et al. (1992) erhält die Gleichung unter Berücksichtigung des modellierten und gemessenen Wassergehalts die folgende Form:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{est} - \theta_{med})^2}{n}} \quad (\text{Gl. 4.17})$$

Dabei entspricht  $n$  der Anzahl der Datenpaare des Parameters Spannung-Wassergehalt;  $\theta_{est}$  ist der durch das Modell geschätzte Wassergehalt und  $\theta_{med}$  stellt die Feldmessung des Wassergehalts dar.

Die Kalibrierungsphase fand im Zeitraum Dezember 2009 bis August 2010 statt, umfasste also jahreszeitlich Winter, Frühling und Sommer im Untersuchungsgebiet.

#### **4.2.2.4 Methodologie für die Gewinnung der Daten zur Ermittlung der potenziellen Flächen für eine Ansiedlung von Pflanzengesellschaften**

Die Grundlagen und Kriterien für die Prognose der räumlichen Verteilung der Vegetation bzw. Pflanzengesellschaften wurden in den Kapiteln 2.3.1 und 2.4.4.2 dargestellt. Im Untersuchungsgebiet gibt es keine registrierten historischen Informationen über die Entwicklung bzw. Variation der Biotoptypen. Für diese Analyse werden die Informationen von Pflanzengesellschaften an der Elbe, u.a. von Kaiser et al. (2005), Heinken (2002), Redecker (2001), Hellwig (2000) und Ellenberg et al. (2001), verwendet. Im Rahmen der Überwachungsarbeiten gemäß der FFH-Richtlinie führten Kaiser et al. (2005) eine Erhebung der Vegetation im Teilgebiet Wehninger Werder (Elbe-km 511 bis 515) durch. Die Autoren führen aus, dass ein großer Teil der Vegetation im Untersuchungsgebiet als Grünland genutzt wird.

Andererseits, wie in Kapitel 2.3.1 erläutert, wird das Überleben und Wachstum der Auenvegetation stark von den Umweltbedingungen beeinflusst, wie z.B. vom Überflutungsgeschehen, das die verschiedenen Pflanzenarten, abhängig von der jeweiligen Überflutungstoleranz, während der Vegetationsperiode beeinträchtigt. Nach Russel und Sanders (1986) ist die Toleranz gegenüber Überflutung/Sättigung ein kritischer Faktor, der einen direkten Einfluss auf die Verteilung der Vegetation bzw. auf die Pflanzengesellschaften hat. Der Stress der Auenvegetation im Deichvorland aufgrund

der ständigen Schwankungen des Flusswasserstands ist differenzierbar und davon abhängig, ob die Überflutungen im Winter, Frühjahr oder Sommer stattfinden. Van Eck et al. (2006) und Klimešová (1994) bewiesen, dass die Saison der Überflutungen neben der Überflutungstoleranz jeder Pflanzenart für das Überleben der Pflanzen entscheidend ist. So wurde festgestellt, dass die Überflutungen während der Wintersaison weniger Einfluss haben als jene während der Frühjahrsaison (Vegetationsperiode).

#### ***a. Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet***

Die geographische Lage in der Übergangszone zwischen subatlantischem und subkontinentalem Klimaraum ist ein wichtiger Faktor für das botanische Inventar im Untersuchungsbereich. Kaiser et al. (2005) identifizierten in der Erstinventur verschiedene Pflanzenarten, die in jede dieser beiden Kategorien (subatlantische bzw. subkontinentale Pflanzenarten) eingestuft werden können. Auf diese Weise bestätigt diese Erstinventur, dass der Wehninger Werder in einem Übergangsklima zwischen subatlantischem und subkontinentalem Klima liegt. Unter Anwendung der Methodologie von Ellenberg et al. (2001) können 22 Pflanzenarten von den insgesamt 264 am Deichvorland identifizierten Arten subkontinentaler bzw. kontinentaler Verbreitung und weitere 106 Pflanzenarten subatlantischer bzw. atlantischer Verbreitung zugeordnet werden. Im Anhang 8.19 sind die jeweils identifizierten Pflanzenarten eingestuft nach Ellenberg et al. (2001) dargestellt. Zudem kommen in der Aue, speziell an der Mittelelbe im Untersuchungsgebiet eine Reihe von Arten vor, die für die sogenannten Stromtalwiesen charakteristisch sind. Diese Pflanzenarten haben sich an die in den Auen dieses Flusstyps vorherrschenden Bedingungen angepasst. Sie benutzen die Überflutungen auch, um von Pflanzen freie Gebiete erstzubesiedeln und sich als Pioniervegetation und/oder Neophyten anzusiedeln (Hellwig, 2000; Heinken, 2002).

Beschreibungen der Zusammensetzung der Pflanzengesellschaften (Assoziationen, Subassoziationen und Varianten), die in den Flussauen der Elbe vorkommen, können bei Redecker (2001), Heinken (2002), Hellwig (2000) und Pott et al. (2000) gefunden werden. Nach den in Kapitel 2.4.4.2 vorgeschlagenen Kriterien für die „Interaktion der Modelle“ werden die folgenden fünf Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet berücksichtigt:

- *Leucanthemo-Rumicetum*<sup>15</sup> (Straußampfer-Margeriten-Wiese), wechselfrischer Bereich
- *Leucanthemo-Rumicetum* (Straußampfer-Margeriten-Wiese), wechselfeuchter Bereich
- *Elytrigia repens-Alopecurus pratensis*<sup>16</sup> (Quecken-Wiesenfuchsschwanz)
- *Phalaridetum arundinaceae* in dynamischer und undynamischer Abflussbedingung<sup>17</sup> (Rohrglanzgras-Röhrichte)

---

<sup>15</sup> Nach Heinken (2002) besiedelt diese Gesellschaft ausschließlich mittlere bis hohe Lagen des Deichvorlandes, die nur bei stärkeren Hochwässern überflutet werden.

<sup>16</sup> Heinken (2002); Redecker (2001); Pott et al. (2000)

<sup>17</sup> Heinken (2002); Redecker (2001); Hellwig (2000); Pott et al. (2000)

- *Ranunculo-Alopecurus geniculati*<sup>18</sup> (Knickfuchsschwanz-Rasen)

Diese Pflanzengesellschaften sind bezogen auf die topographische Höhe des Mittelbevorlandes repräsentativ für die Vegetation (Abb. 4.22). Die Pflanzenarten dieser Gesellschaften sind auszugsweise im Anhang 8.20 dargestellt. Die ausgewählten Pflanzengesellschaften werden auf Flächen gefunden, die als "frischer", "feuchter" und "nasser" Bereich bezeichnet werden, was auf die Überflutungsdauer und den Grundwasserstand zurückgeht (vgl. Hellwig, 2000; Heinken, 2002; Redecker, 2001; Scholz et al., 2005) (siehe Kap. 2.4.4.2). Die Pflanzengesellschaft *Leucanthemo-Rumicetum* befindet sich in wechselfrischen und wechselfeuchten Bereichen, *Elytrigia repens-Alopecurus pratensis* liegt in wechselfrischen Bereichen und *Phalaridetum arundinaceae* und *Ranunculo-Alopecurus* sind Gesellschaften, die generell in feuchten und nassen Bereichen vorzufinden sind.



Abb. 4.22: Skizze der Verbreitung wesentlicher Pflanzengesellschaften hinsichtlich der Geländehöhe im Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

### **b. Geländedaten (Topografische Höhe)**

Die Topografie im Deichvorland bestimmt die Dynamik der Überflutungen, sowohl während der Zunahme als auch während der Abnahme des Wasserstandes. Dieser Parameter ermöglicht die Entstehung von Bereichen mit schneller Wasserbewegung gegenüber anderen, in denen das Wasser lange zurückgehalten wird. Angesichts der direkten Beziehung zwischen Vegetation und Höhe ist eine präzise Kenntnis der Geländeeigenschaften erforderlich. Im Fall des Untersuchungsgebiets wurde die topographische Höhe aus dem DGM erhalten (siehe Kapitel 4.2.4). Darüber hinaus wurden die Softwares *ArcGIS 10.1* und *HEC-GeoRAS 10.1* verwendet. Diese ermöglichen nicht nur die Interpolation der Höhe und die Erstellung von verschiedenen Informationsschichten (Layer), sondern auch ihre Kombination mit modellierten Daten.

### **c. Überflutungsparameter während der Vegetationsperiode**

Für diese Untersuchung wurden die jährlichen Überflutungen während der Vegetationsperiode berücksichtigt, d.h. zwischen dem 15. April und 15. Oktober.

<sup>18</sup> Heinken (2002); Redecker (2001); Hellwig (2000); Pott et al. (2000)



Die Überflutungsdauer in verschiedenen topographischen Höhen des Vorlands bestimmt eine Vegetationszonierung und ist deshalb begrenzt auf die Modellierung der Fläche, wo sich die entsprechende Pflanzengesellschaft ansiedeln und wachsen könnte. Die verschiedenen Pflanzengesellschaften haben eine mittlere natürliche Überflutungstoleranz, die in Verbindung mit der Überflutungsdauer der Auen die Charakteristika der Landschaft des Vorlandes bestimmt. In der Literatur besteht ein breites Spektrum von Werten für die Überflutungstoleranz bezüglich der verschiedenen Pflanzenarten (vgl. u.a. Guillo et al., 2011; Bendix und Stella, 2013; Amarell und Klotz, 2001; Hellwig, 2000; Heinken, 2002; Redecker, 2001). Untersuchungen im Auenbereich der Unteren Mittelbe zeigen Unterschiede bezüglich der Überflutungsdauer und des Bestands von Pflanzengesellschaften. Während das Phalaridetum nach Härdtle und Redecker (2001) eine jährliche Überflutungsdauer zwischen 72 und 122 (Tage/Jahr) zulässt, ist diese Pflanzengesellschaft laut Hellwig (2000) sogar in einer Zone von 130 Überflutungstagen im Jahr zu finden. Die *Elymus repens* – *Alopecurus pratensis* Gesellschaft erträgt nach Redecker (2001) eine Überflutungsdauer von 12 bis 100 Tagen im Jahr. Nach Pott et al. (2000) kann die gleiche Gesellschaft bis zu 71 Tage im Jahr überflutet werden.

Die Überflutungsdauer während der Vegetationsperiode, die für jede in dieser Untersuchung berücksichtigten Pflanzengesellschaften (siehe Kap. 4.2.8.1) angenommen wird, ist in Tabelle 4.18 dargestellt.

Tabelle 4.18: Überflutungsdauer für Grünlandvegetationstypen (Quelle: Heinken, 2002)

<b>Zone</b>	<b>Vegetationstypen</b>	<b>Überflutungsdauer (Tag/Vegetationsperiode)</b>
1	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfrisch)	0-3
2	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfeucht)	4-20
3	<i>Elymus repens</i> – <i>Alopecurus pratensis</i>	21-41
4	Phalaridetum arundinaceae (undynamische Abflussbedingung)	42-83
5	Ranunculo-Alopecuretum geniculati	84-88
6	Phalaridetum arundinaceae (dynamische Abflussbedingung)	84-104

Die Werte in Tabelle 4.18 wurden von Heinken (2002) während einer syntaxonomischen Analyse des floristischen Inventars im Lütkenwischer Werder (Elbe-km 476.3) erhoben. Angesichts der ähnlichen Charakteristika der Vegetation, der Topographie und des geringen räumlichen Abstands zum Wehninger Werder (Elbe-km 511) werden die Ergebnisse dieser Analyse auf den Wehninger Werder angewendet.

Die gewässerkundlichen Hauptwerte für das Untersuchungsgebiet, die für die Modellierung der Variation der potenziellen Flächen der ausgewählten Pflanzengesellschaften wesentlich sind, wurden aus den historischen Abflussdaten erhalten (Tab. 4.19).

Tabelle 4.19: Gewässerkundliche Hauptwerte der Elbe bei Wehningen (Quelle: nach Angabe von WSV Pegel Neu Darchau)

Parameter	m <sup>3</sup> /s
MNW	265
MW	692
MHW	1906

Zur Bestimmung der Variation des Wasserstands  $V_{WS}$  bezüglich des Mittelwassers wird die durch das instationäre Flussmodell erhaltene Abflusskurve verwendet. Die  $y$ -Achse der Abflusskurve wird durch die Differenz zwischen den Wasserständen und dem Mittelwasserstand ersetzt, um eine neue Kurve zwischen Abfluss und Variation bezüglich des MW dazustellen. Die Gleichung der neuen Kurve kann mit einem Bestimmtheitsmaß  $R^2 = 0.9993$  angenähert werden:

$$V_{MW} = 1E-10x^3 - 1E-06x^2 + 0.004x - 2.3335 \quad (\text{Gl. 4.18})$$

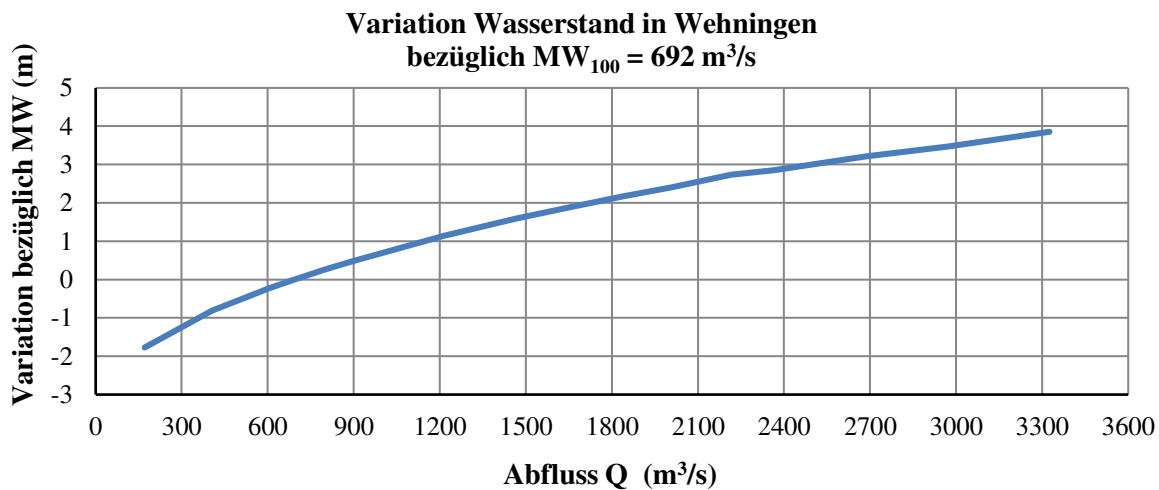


Abb. 4.23: Variation Wasserstand-Abfluss bezüglich des MW in Wehningen (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 4.2.2.5. Methodologie für die Analyse der zukünftigen Verteilung der Vegetation

Unter Berücksichtigung der mithilfe der entwickelten Modellierungen (Flusswassermodell, Bodenwassermodell) erhaltenen Daten werden die GIS-Werkzeuge für die Analyse der Änderung der potenziellen Flächen für die Entwicklung der verschiedenen Pflanzengesellschaften verwendet. Im Folgenden wird die Methodologie erläutert, die neben den in Kapitel 2.4.4.2 dargelegten Kriterien eine Analyse der zukünftigen Verteilung der Vegetation ermöglicht:

- Anwendung des in Kapitel 4.2.4 beschriebenen DGM
- Modellierung der Überflutungs-/Sättigungsbereiche in Verbindung mit bestimmten Abflüssen mithilfe des DGM während der Vegetationsperiode
- Darstellung der Vegetationsbedeckung während der Vegetationsperiode 1971-2000 als Ist-Zustand in ArcGIS
- Darstellung der Vegetationsbedeckung während der Vegetationsperiode 2031-2050 als Untersuchungszeitraum für die mögliche zukünftige Verteilung der

potenziellen Flächen (Vegetation) mithilfe der Flussmodelle ARMA/Variation, BfG1, BfG 2, BfG3 mit ArcGIS

- Bestimmung des Klimawandeleinflusses auf die Vorland-Vegetation basierend auf dem Vergleich zwischen dem Ist-Zustand der Pflanzengesellschaften und den prognostizierten potentiellen Flächen für eine zukünftige Ansiedlung

Eine Zusammenfassung des methodischen Vorgehens (mit Beschreibung der Informationsquelle) zur Prognose der zukünftigen Verteilung der potenziellen Flächen der Pflanzengesellschaften ist der Abbildung 4.24 zu entnehmen.

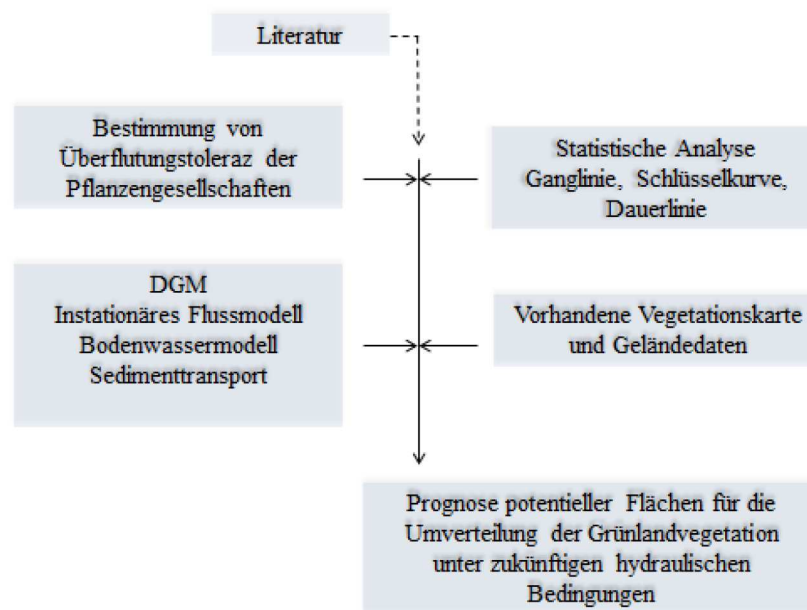


Abb. 4.24: Zusammenfassung der Methodologie für die Prognose der potenziellen Flächen der Pflanzengesellschaften (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 4.2.3. Methoden des Prognostizierens der zukünftigen Abflüsse (Langzeitprognosen) unter Berücksichtigung des Klimawandeleinflusses

Die Modellierung der zukünftigen Abflüsse und Wasserstände im Untersuchungsgebiet ist für die Analyse des Einflusses des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung des Vorlandes wesentlich, da die Abflüsse die Sedimentationsprozesse, die Flussmorphologie, die Überflutungsänderungen und die Verteilung der Vegetation beeinflussen, wie in Kapitel 2 weitgehend beschrieben wurde. Dazu wird das stochastische Modell ARMA (Autoregressive gleitende Mittelwerte) verwendet. Um die zukünftige Klimaänderung infolge der Variation des Niederschlags in das stochastische ARMA-Modell aufzunehmen, wurde in dieser Untersuchung das sogenannte Modell ARMA/Variation entwickelt (siehe Kap. 2.4.2.2). Die partikulären Kriterien und Methoden für die Berechnung der zukünftigen Abflüsse werden in diesem Kapitel dargestellt.

In Abbildung 4.25 ist eine Übersicht der Methodologie (Grundinformation) für die Berechnung der zukünftigen Abflüsse dargestellt.

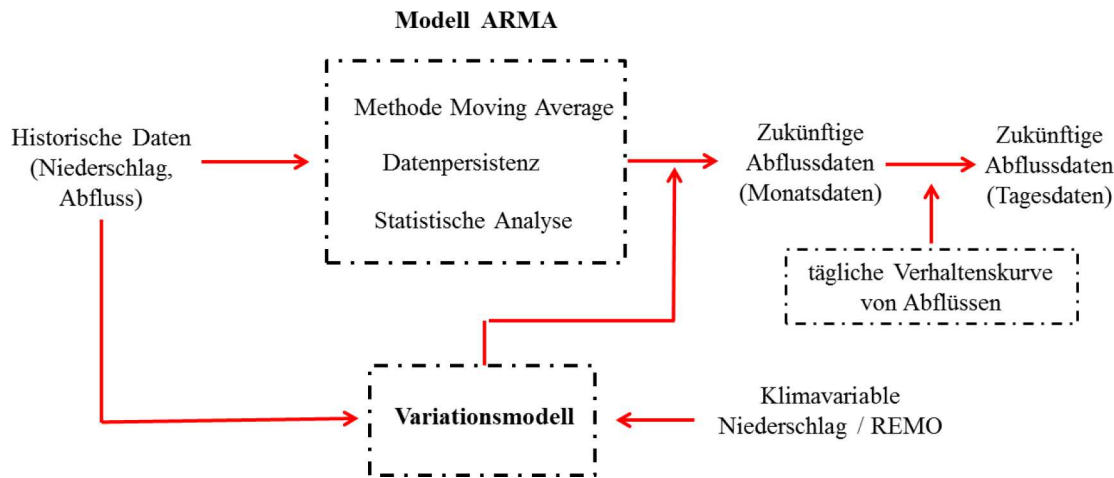


Abb. 4.25: Schema der Methodologie für eine Langzeitprognose durch das Modell ARMA/Variation (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 4.2.3.1. Methodologie der Datengewinnung zur Modellierung der zukünftigen Abflüsse

In Anhang 8.11 sind die Daten von Jahresmaxima, -minima und der jährlichen mittleren Abflüsse der Elbe im Untersuchungsgebiet dargestellt. Durch das Verhalten der registrierten täglichen mittleren Abflussdaten der Elbe im Untersuchungsgebiet ist eine Bestimmung der Schwankungen der Abflüsse im Jahresverlauf möglich. Demzufolge treten im Allgemeinen die größten Abflussmengen am Winterende und im Frühjahr auf. Darüber hinaus gibt es eine weitere Gruppe hoher Abflussmengen, die im Herbst registriert werden. Ein Grund hierfür ist, dass in diesen Zeiträumen jeweils ein niveo-pluviales Regime bzw. ein pluvio-nivales Regime vorherrscht, das zu diesen deutlichen Erhöhungen der Abflussmengen führt (vgl. Baufeld et al, 2015; Kofalk et al, 2015; Faulhaber, 2013).

Ausgehend von den Tagesdaten wurden in der vorliegenden Untersuchung Monats- und Jahresdurchschnitte gebildet. Damit ist es möglich, die trockenen und nassen Jahre für einen Zeitraum von 100 Jahren zu identifizieren. Zwischen den Jahren 1934 und 1940 sind beispielsweise die Durchschnittswerte der Extremereignisse (extremes Niedrigwasser – extremes Hochwasser) der gesamten betrachteten Periode zu verzeichnen. Die Reihe der Minimal- und Maximalereignisse weist ebenfalls eine zum Ende des Jahrhunderts hin leicht zunehmende Tendenz auf, wobei jedoch innerhalb der Datenperiode lediglich rund 2% der Jahresabflüsse  $3.500 \text{ m}^3/\text{s}$  leicht überschreiten und rund 4% der Jahresabflüsse bei Werten zwischen  $100$  und  $150 \text{ m}^3/\text{s}$  liegen. Die Häufigkeit großer Abflussmengen im Untersuchungsgebiet, also über  $3.000 \text{ m}^3/\text{s}$ , hat sich im Verlauf der betrachteten 100 Jahre verändert: Während es in den ersten 30 Jahren lediglich zu *einem* solchen Ereignis gekommen ist, sind allein in der ersten Dekade nach dem Jahr 2000 zwei Extremereignisse mit Abflüssen von mehr als  $3.200 \text{ m}^3/\text{s}$  aufgetreten.

### a. Moving Average Methode

Diese Methode (siehe Kap. 2.4.2.1.5) wird nur für die Erkennung der jährlichen Periodizität und Tendenz der berücksichtigten gemessenen Abflussdaten verwendet. Der Faktor  $w_j$  in Gl.2.105 wurde als  $w_j = 1/m$  berücksichtigt, und  $m = 3$ .

### b. Datenpersistenz

Für die Ermittlung der Persistenz werden Gleichung 2.106 bis Gleichung 2.110 angewendet. Dafür werden folgende Schritte durchgeführt:

- Berechnung der mittleren Monatsabflüsse zwischen 1900 und 2010
- Aufteilung der Gesamtheit der durchschnittlichen Monatsabflüsse (Partition) in 4 Gruppen. In Tabelle 4.20 sind die eingeteilten Gruppen dargestellt.

Tabelle 4.20: Vier Gruppen (n1-n4) von Monatsabflussdaten (Quelle: Eigene Darstellung)

	Anzahl von Daten
n1	333
n2	666
n3	999
n4	1332

- Berechnung der Mittelwerte der Datenreihe  $\mu$ , der Standardabweichung der Mittelwerte  $S$ , der kumulierten Summen und der Standardabweichung jeder Gruppe  $S_n$
- Berechnung der Faktoren  $M_N^*$ ,  $m_N^*$  und  $Rn$  der Gl. 2.107
- Gegenüberstellung des natürlichen Logarithmus ( $N$ ) und des Logarithmus  $RAR$  in einer Grafik, wobei  $N$  die Anzahl der Daten der Partition sei
- Bestimmung der Einstellungsgleichung, der Graphik und Bestimmung ihres Gefälles

### 4.2.3.2. Kriterien und Parameter für die Modellierung der zukünftigen Abflüsse durch das stochastische Modell ARMA/Variation

Die Kriterien und Gleichungen des Modells ARMA/Variation wurden in Kapitel 2.4.2.2 erläutert. Diese Kriterien werden durch die folgenden partikulären Kriterien für die Modellierung der Langzeitdaten im Untersuchungsgebiet ergänzt:

Für die Modellierung der **Monatsabflussdaten** durch das **ARMA-Modell** werden zwischen 2001 und 2100 Gleichung 2.116 und Gleichung 2.117 verwendet. Hier wird der Faktor der Autokorrelation  $\rho$  der historischen Daten berücksichtigt.

Für die Entwicklung des **Variationsmodells** (Gl. 2.120) wird eine Beziehung zwischen dem mittleren Monatsniederschlag im Einzugsgebiet von Wehningen und dem am Pegel oder im Untersuchungsgebiet gemessenen mittleren Monatsabfluss bestimmt. Da das Einzugsgebiet von Wehningen größer als 78,000 km<sup>2</sup> ist und das Verhalten des Niederschlags auf die verschiedenen Nebenfluss-Einzugsgebiete unterschiedlich ist, wird

das Wehningen-Einzugsgebiet in 7 Teileinzugsgebiete (TEZG) unterteilt. Diese Teileinzugsgebiete stehen in Beziehung zu den wichtigen Nebenflüssen der Elbe und verfügen über DWD-Klimastationen (vgl. BMU, 2003). In Anhang 8.21 sind das Wehninger-Einzugsgebiet, die Teileinzugsgebiete und die Lage der DWD-Klimastationen zu sehen. Tabelle 4.21 zeigt die DWD-Klimastationen und die jeweils berücksichtigten Einflussbereiche [km<sup>2</sup>]. Jedem Bereich wurde ein Gewicht ( $\omega$ ) hinsichtlich der Gesamtoberfläche zugeteilt. Die berücksichtigten Nebenflüsse sind Mulde, Saale, Spree und Havel. Die Elbe wurde aufgrund ihrer Länge in drei (3) TEZG unterteilt.

Tabelle 4.21: Teileinzugsgebiete von Wehningen (Quelle: nach Angaben von BMU, 2003)

DWD-Stationen	Breite (°)	Länge (°)	Flussabschnitt oder Nebenfluss	Einflussbereich Km <sup>2</sup>	Gewicht $\omega$
Dresden	51.116667	14.316667	Elbe 1	10,930	0.139
Fichtelberg	50.416667	12.950000	Mulde	7,098	0.090
Erfurt	50.983333	10.950000	Saale	24,860	0.317
Cottbus	51.783333	14.316667	Spree	9,938	0.127
Magdeburg	52.100000	11.583333	Elbe 2	6,415	0.082
Postdam	52.383333	13.050000	Havel	13,609	0.173
Marnitz	53.316667	11.930000	Elbe 3	5,672	0.072
<b>Total EZG</b>				<b>78,523</b>	

Der Faktor *FMV* der Gleichung 2.119 stammt aus der Beziehung zwischen dem mittleren Monatsabfluss und dem mittleren Abfluss im untersuchten Zeitraum. Für den Zeitraum 1971-2000 betrug der mittlere Abfluss in Wehningen 679 m<sup>3</sup>/s. Der FMV für diesen Zeitraum ist in Tabelle 4.22 aufgeführt.

Tabelle 4.22: Faktor Monatsvariation FMV zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Monat	FMV (30 Jahre)	Monat	FMV (30 Jahre)
Jan	1.219	Jul	0.715
Feb	1.320	Aug	0.668
März	1.700	Sept	0.611
April	1.950	Okt	0.700
Mai	1.200	Nov	0.824
Jun	0.843	Dez	1.011

Der Faktor *VMN* (für zukünftige Abflussprognosen) von Gleichung 2.120 wird durch REMO-daten berechnet. Um die durch das Klimamodell REMO modellierten zukünftigen Niederschlagsdaten verwenden zu können, müssen diese Daten zuerst mit gemessenen Daten für den Zeitraum 1971-2000 verglichen und eingestellt werden. Dazu wurden die gemessenen Daten der DWD-Klimastationen aus Tabelle 4.21 berücksichtigt. Ziel dieses Vorgangs ist die Entwicklung von Kalibrierungsfaktoren für die REMO-Daten, die für den Zeitraum 2001-2100 verwendet werden. Die Daten des REMO-Modells wurden aus der CERA-Datenbank entnommen (siehe Anhang 8.1). Dabei wurden z.B. die für das 20. und 21. Jahrhundert modellierten stündlichen

Niederschlagsdaten berücksichtigt. Aus diesen stündlichen Daten wurden die täglichen und monatlichen Reihen entwickelt. Die Datenbank CERA wurde vom Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) im Jahr 1998 für die Speicherung der Ergebnisse der Klimaforschung und den wissenschaftlichen Austausch in Deutschland entwickelt. Die Ergebnisse der mit verschiedenen regionalen Modellen durchgeführten Modellierungen befinden sich gegenwärtig in der Datenbank CERA (<http://cera-www.dkrz.de>). Die Ergebnisse, z.B. des Modells REMO, sind in drei Datengruppen aufgeteilt, nämlich REMO-UBA Datenstrom 1, Datenstrom 2 und Datenstrom 3 (Jacob et al., 2008), siehe Anhang 8.1 und 8.2.

Die verwendeten REMO<sup>19</sup>-Datenreihen sind RE\_UBA\_C20\_1\_1H\_DPREC und RE\_UBA\_A1B\_1\_1H\_DPREC. Für die Übernahme und Verarbeitung der Daten aus der CERA-Datenbank wurden die Programme *CDO* (Climate Data Operators), *OpenGrADS* (Grid Analysis and Display System) und *Cygwin* für die Simulation von Unix verwendet (vgl. Rybski et al., 2014; Schulzweida et al., 2011). Die Ergebnisse der REMO-Monatsdaten zwischen 2001 und 2100 sind im Anhang 8.22 zu finden. Im REMO-Gitter werden die in Tabelle 4.21 aufgeführten DWD-Klimastationen durch Umwandlung der geographischen Koordinaten jeder DWD-Station in das rotierte Koordinatensystem ( $\pi$ ,  $\lambda$ ) von REMO bestimmt. Die rotierten Koordinaten sind in Tabelle 4.23 aufgeführt.

Tabelle 4.23: Rotierte Koordinaten von DWD-Stationen (Nach eigenen Daten aus den Ergebnissen des Klimamodells REMO)

Wetterstation DWD	$\pi$	$\lambda$
Cottbus	1.0900	-2.2782
Dresden	0.4432	-2.6666
Fichtelberg	-0.2237	-3.2155
Erfurt	0.4445	-4.4318
Magdeburg	1.5207	-3.9380
Potsdam	1.7343	-3.0205
Marnitz	2.7154	-3.6260

Für jede Wetterstationslage ist der Mittelwert von 4 Gitterboxen zu berücksichtigen. Die entsprechenden Gitterboxen sind in Tabelle 4.24 dargestellt.

Tabelle 4.24: REMO-Gitterboxen für jede DWD-Station (Quelle: Eigene Darstellung nach den Ergebnissen des Klimamodells REMO)

Wetterstation DWD	Modellgitterboxen			
Cottbus	80	81	70	71
Dresden	76	77	62	63
Fichtelberg	70	71	55	56
Erfurt	56	57	62	63
Magdeburg	61	62	75	76
Potsdam	72	73	77	78
Marnitz	65	66	87	88

<sup>19</sup> In REMO wurden lt. Jacob et al. (2008) Simulationen mit einer horizontalen Präzision von 0.088° (ca. 10 km) durchgeführt; sie betrafen Deutschland, Österreich und die Schweiz, außerdem die Einzugsgebiete von Rhein und Elbe, siehe Anhang 8.2.



Die erhaltenen Reihen von Niederschlagsdaten für jede Wetterstation wurden mit gemessenen Niederschlagsdaten verglichen. Damit wurde der mittlere Niederschlag für jede Wetterstation während des Zeitraums zwischen 1971 und 2000 eingestellt. Die Korrekturfaktoren (FC) jeder Reihe von REMO-Niederschlagsdaten sind in Tabelle 4.25 zu sehen.

Tabelle 4.25: Korrekturfaktoren für REMO-Reihen (Quelle: Eigene Darstellung)

Messtation	FC
Cottbus	0.826
Dresden	0.742
Fichtelberg	1.058
Erfurt	0.675
Magdeburg	0.804
Potsdam	0.840
Marnitz	0.776

Die eingestellten modellierten Niederschlagsdaten  $N_E$  können durch folgende Gleichung berechnet werden:

$$N_{E\ i,j} = FC * N_{R\ i,j} \quad 1 < i < n; 1 < j < 12 \quad (\text{Gl. 4.19})$$

Darin entspricht  $FC$  dem Korrekturfaktor.  $FC$  wird durch das Verhältnis zwischen mittleren gemessenen Niederschlagsdaten und mittleren modellierten Niederschlagsdaten für jede berücksichtigte Wetterstation berechnet (Tabelle 4.25)  $N_R$  sind die ursprünglichen Niederschlagsdaten eines regionalen Klimamodells REMO,  $i$  ist das Jahr und  $j$  der Monat.

Die **täglichen Abflussdaten** werden für die Modellierung des zukünftigen Sedimenttransports, für die Analyse der Änderungen der Überflutungsdauer und der Änderungen der Verteilung der Vegetation in den Auen benötigt. Die täglichen Abflussdaten werden auf der Grundlage der Entwicklung jährlicher Verhaltenskurven  $VKn$  aus den gemessenen täglichen Daten zwischen den Jahren 1900 und 2000 gewonnen (siehe Gl. 2.122 und Gl. 2.123). Für die Berechnung der modellierten täglichen Abflussdaten wird die Gl. 2.124 verwendet.

#### 4.2.3.3. Methodologie der Kalibrierung des Modells ARMA/Variation

Der Kalibrierungsvorgang der durch ARMA/Variation erhaltenen Langzeitprognose beinhaltet folgende Schritte:

- Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Daten für den Zeitraum 1971-2000. Anwendung der Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (*Root Mean Square Errors, RMSE*) als Anpassungs- und Vergleichskriterium
- Validierung der modellierten Daten im Zeitraum 2001-2010
- Vergleich zwischen den durch ARMA/Variation modellierten Daten und den durch BfG-Modelle modellierten Daten für den Zeitraum 2001-2100.



- Bestimmung der Fehler und Grenzen der Modelle

### Projektion der Abflüsse durch BfG-Modelle

Für die Validierung der Datenprognose des entwickelten Modells ARMA/Variation ist es wesentlich, dessen Ergebnisse mit den Ergebnissen anderer gültiger Modelle zu vergleichen. Die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) hat im Rahmen des Forschungsprojekts KLIWAS<sup>20</sup> drei Simulationen von Abflüssen zwischen 1960 und 2099 durchgeführt. Nach Nilson et al. (2014) wurden die Daten unter Annahme des Emissionsszenarios A1B und der Realisierungen des globalen Klimamodells ECHAM5 in Verbindung mit dem regionalen Klimamodell REMO (Auflösung 0.088°) generiert.

Die Simulationen für diese Untersuchung wurden als Modell BfG1, Modell BfG2 und Modell BfG3 bezeichnet. Die Zusammenfassung der Modellketten wird in Tabelle 4.26 gegeben.

Tabelle 4.26: Ausgewählte Modellkette für BfG-Simulationen (Nilson et al., 2014)

Mod.	GHG	GCM	RCM	Biaskorrektur	Verdunstung	Hydrol. Modell
BfG1	C20-A1B	EH5r1	RE-UBA	Linear scaling	Ivanov/Blaney Criddle	HBV-D
BfG2	C20-A1B	EH5r2	RE-UBA	Linear scaling	Ivanov/Blaney Criddle	HBV-D
BfG3	C20-A1B	EH5r3	RE-KLM	Linear scaling	Ivanov/Blaney Criddle	HBV-D

Die durch BfG-Modelle erhaltenen Ergebnisse ermöglichen es, die Plausibilität der durch ARMA/Variation erhaltenen Langzeitprognose zu überprüfen. Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Kapitel 5 niedergelegt.

#### **4.2.4. Parameter und Kriterien für die Anwendung der Methode der *dynamischen Interaktion der Modelle***

Da die Analyse der Veränderungen des Vorlandes – wie des Wehninger Werders – aufgrund des zukünftigen Klimawandels einen Gesamtblick erfordert, wird in Kapitel 2.4 dieser Untersuchung das Konzept Interaktion von Modellen bzw. *dynamische Interaktion von Modellen* vorgeschlagen. Dies geht von der Annahme aus, dass verschiedene interagierende Modelle, die durch Parameter, Kriterien oder Ergebnisse zusammenwirken, eine bessere Analyse der zukünftigen Beschaffenheit eines Bereichs mit ökologischer Bedeutung an einem regulierten Fluss, wie z.B. dem Wehninger Werder an der Elbe, und der weiteren Auswirkungen des Klimawandels in der Aue ermöglichen.

Für die Anwendung der Methode der *dynamischen Interaktion von Modellen* werden die folgenden Schritte unternommen:

- Bestimmung des Modellierungshorizonts für die Evaluierung der Veränderung des Vorlandes. Für diese Untersuchung wurde ein Zeitraum von 30 Jahren

<sup>20</sup> KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt) war ein Forschungsprogramm des Bundesministeriums für Verkehr und digitale Infrastruktur (BMVI), Deutschland, zwischen 2009-2013.

festgelegt, von 2031 bis 2050. Dieser Zeitraum orientiert sich hauptsächlich an der Entwicklungszeit der Vegetation in einer Auenlandschaft (siehe Kap. 2.4.4.2)

- Verwendung der Ergebnisse der projizierten Verteilung der potenziellen Flächen der ausgewählten Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet, z.B. für das Jahr 2050. Bestimmung der neuen Manningkoeffizienten in Flussquerprofilen mithilfe von GIS (2D) (siehe Kap. 4.2.1.2)
- Verwendung der Ergebnisse der durch das 1D-Modell projizierten Änderung der Flussmorphologie, Flussauen im gleichen Jahr als die projizierte Änderung der Vegetationsverteilung, d.h. in dieser Fallstudie im Jahr 2050 (siehe Kap. 4.2.1.2)
- Modellierung der Wasserstände im Untersuchungsgebiet mit Berücksichtigung der neuen Morphologie und Verteilung der Vegetation für das Jahr 2050 unter den neuen Bedingungen des Klimawandels
- Vergleich des Unterschieds zwischen zukünftigen Wasserständen und dem Ist-Zustand (Jahr 2001) aufgrund der Entwicklung des Vorlandes im Untersuchungsgebiet

Auf diese Weise können die zukünftigen hydraulischen Bedingungen des Vorlandes des Wehninger Werders unter Einfluss des Klimawandels analysiert werden.

## 5. ERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden die wesentlichen Ergebnisse der lokalen und miteinander interagierenden Modellierungen vorgestellt. Zusammengefasst gliedert sich das Kapitel in folgender Form:

- Im ersten Teil (Kap. 5.1) sind die Ergebnisse der Kalibrierungsvorgänge für die verschiedenen Modelle (Flussmodell, Sedimenttransportmodell, Bodenmodell, ARMA/Variation) dargestellt.
- Im zweiten Teil (Kap. 5.2) werden die Prognosen der zukünftigen Flussmorphologie vorgestellt.
- Im dritten Teil (Kap. 5.3) werden die Prognosen der zukünftigen Verteilung der potenziellen Flächen für die Ausbreitung der Pflanzengesellschaften aufgeführt.
- Schließlich können die Ergebnisse der Prognose über die Veränderung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels dem Kapitel 5.4 entnommen werden.

Die in den Kapiteln 5.2 bis 5.4 dargelegten Ergebnisse werden in Kapitel 6 tiefergehend behandelt.

### 5.1. Ergebnisse der Kalibrierungsvorgänge

#### 5.1.1. Kalibrierung der modellierten Flussdaten

Wie in Kapitel 4.2.1.2 dargelegt, wurde das zukünftige Verhalten und die zukünftige Dynamik des Flusses im Abschnitt des Wehninger Werders von Elbe-km 511 bis Elbe-km 515 sowohl durch ein stationäres als auch durch ein instationäres hydraulisches Flussmodell dargestellt. Beide mathematischen Modelle haben wichtige Daten für die weiteren in dieser Untersuchung verwendeten Modelle (Sedimenttransportmodell, Bodenwassermodell) geliefert.

Bei der Erstellung des Flussmodells wurden die Elemente hinsichtlich der Flussgeometrie, der Eingangsdaten und der Randbedingungen betrachtet und verschiedene Simulationen durchgeführt. Ihre Ergebnisse wurden anschließend mit den Feldmessungen Pegel und Diver verglichen, um den Umfang der mathematischen Fehler festzustellen und zu adjustieren.

Der Kalibrierungsvorgang konzentrierte sich in dieser Etappe besonders auf die erhaltenen Manningkoeffizienten und auf die Ergebnisse der modellierten Abflüsse. So wurden während der Simulationen die mit dem Gefälle und den Manning-Koeffizienten  $n$  zusammenhängenden Parameter (z.B. Fließgeschwindigkeit, Wasserstand) geprüft. Wie in Kapitel 4.2.1.2 erläutert, wurden nicht nur ein  $n$ -Wert sondern unterschiedliche  $n$ -Werte, je nach Verteilung der Pflanzengesellschaften im Vorland der Flussauen berücksichtigt. In diesem Zusammenhang muss betont werden, dass in der Literatur verschiedene Werte für die Bestimmung der Manningkoeffizienten im Fluss und in den Flussauen bestehen (vgl. Phillips und Tadayon, 2007; Barnes, 1967, USACE, 2010; Spreafico et al., 2001). Die in dieser Dissertation erhaltenen eingesetzten Manning-Werte sind in Tabelle 5.1 zu sehen.

Der Vergleich zwischen den kalibrierten Manning-Werten und den in der Literatur vorhandenen Wertebereichen für das Untersuchungsgebiet zeigt, dass die kalibrierten Daten eine angemessene Größenordnung hinsichtlich der Charakteristika von Flussmorphologie und Verteilung der Vegetation in dieser Flussstrecke zeigen (Tab. 5.1).

Tabelle 5.1: Abschließende Manning-Koeffizienten für die Modellparameter (Quelle: Eigene Darstellung)

Kategorie	Vegetation /Pflanzengesellschaft	Kalibr. Manning $n$	Manning Wertebereich $n$
Zone 1	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfrisch)	0.025	0.025-0.05
Zone 2	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfeucht)	0,032	0.025-0.05
Zone 3	Elymus repens – Alopecurus preatensis	0.035	0.025-0.05
Zone 4	Phalaridetum arundinacea - undynam. Zone	0.04	0.025-0.05
Zone 5	Ranunculo-Alopecuretum gemoculati	0.045	0.025-0.05
Zone 6	Phaleridetum arundinacea – dynam. Zone	0.05	0.025-0.05
Busch	Busch	0.05	0.035-0.07
Wald	Wald	0.06	0.05-0.08
Kanal		0.03	0.025-0.04
Buhnen		0.1	0.08-0.014

Abbildung 5.1 zeigt die Ergebnisse der gemessenen Abflussdaten (mit Divern und Pegel an den Flussauen) für die Flussstrecke Elbe-km 511 und Elbe-km 515 und die modellierten Daten (*HEC-RAS*) für einige Abflüsse, wie  $Q_1 = 664 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $Q_2 = 950 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $Q_3 = 1192 \text{ m}^3/\text{s}$  und  $Q_4 = 1559 \text{ m}^3/\text{s}$ .

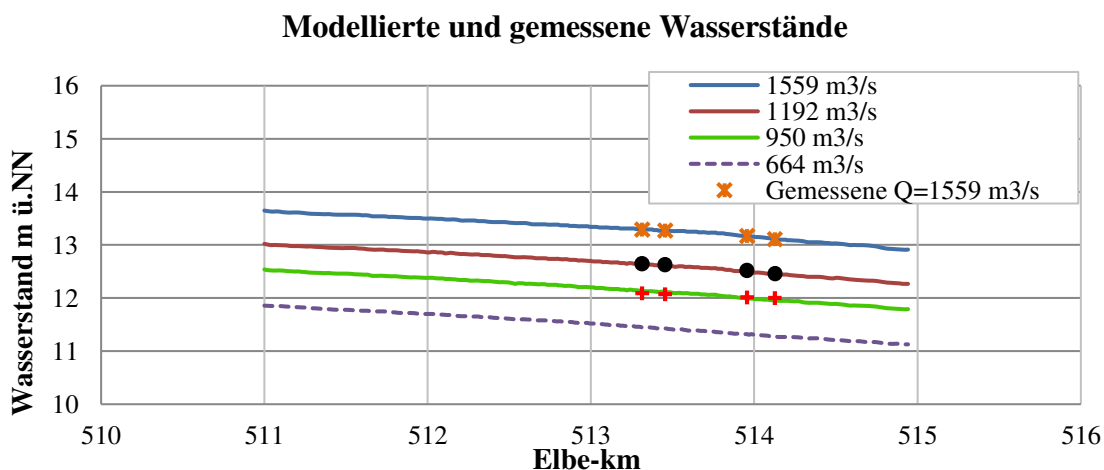


Abb.5.1: Modellerte und gemessene Wasserstände zwischen Elbe-km 511 und 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Abweichung zwischen kalibrierten modellierten Wasserständen und gemessenen Wasserständen befindet sich dabei in einem akzeptablen Umfang. Die Differenzen zwischen den Daten liegen bei  $Q_2$  zwischen 1-5 cm, bei  $Q_3$  zwischen 1-3 cm und bei  $Q_4$  zwischen 0-1 cm. Der Kalibrierungsprozess zeigt den Einfluss der Vegetation auf den

Wasserstand. Für  $Q_2$  ( $950 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ist die Rauigkeit durch das Vorhandensein von Bäumen und Büschen größer. In diesem Fall verringert sich die Rauigkeit mit der Erhöhung des Wasserstands aufgrund der Verteilung der Vegetation in den Flussauen des Untersuchungsgebiets, welches große Anteile von Grünlandvegetation aufweist.

Der Kalibrierungsprozess ist für andere Abflüsse während des Zeitraums März bis Dezember 2010 in Anhang 8.26.1 niedergelegt. Aus den durch die Kalibrierungsvorgänge erhaltenen Ergebnissen kann geschlossen werden, dass die **1D-Flussmodellierungen** korrekt durchgeführt wurden. Durch die Topographie und die berücksichtigten Widerstandsfaktoren  $n$  im Untersuchungsgebiet können die hydraulischen Eigenschaften der Elbe an der untersuchten Fließstrecke sachgemäß dargestellt werden.

### 5.1.1.2. Zusammenhang Abflüsse – Wasserstand

Durch den Kalibrierungsvorgang des Flussmodells (Kap. 5.1.1) konnte die Beziehung zwischen den Abflüssen und dem Wasserstand festgestellt werden, die bedeutend für die Modellierung des Sedimenttransports und des Bodenwassers ist.

In diesem Kapitel wird dieser Zusammenhang dargestellt. Die mit dem instationären Flussmodell durchgeführte Simulation für **100 Jahre** ergibt die Abflusskurven für die verschiedenen für den Flusslauf im Bereich Wehninger Werder zu Beginn definierten Flussquerprofile. Der Abbildung 5.2 ist die zum Standort der Klimastation (RS 2485) im Wehninger Werder gehörende berechnete Abflusskurve zu entnehmen.

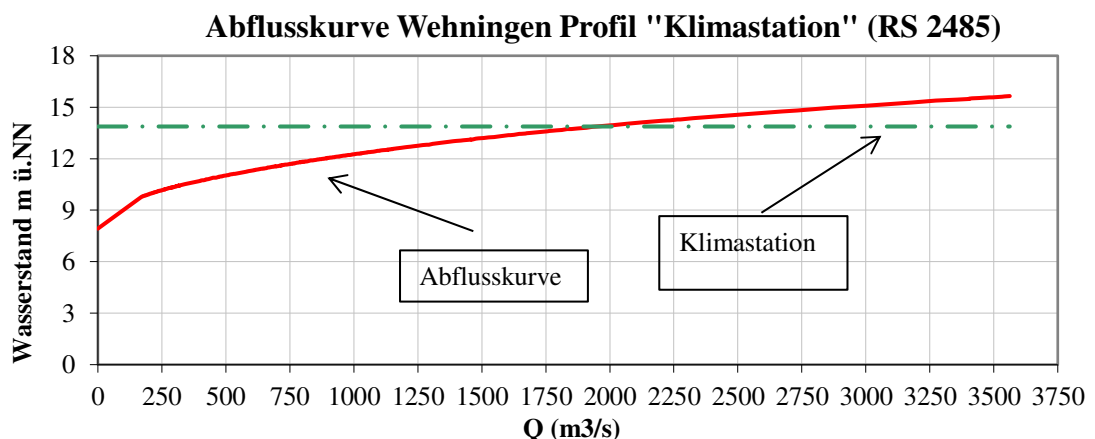


Abb.5.2: Abflusskurve des Profils „Klimastation“ am Wehninger Werder (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Bestimmung der Abflusskurve ermöglicht es, die Beziehung zwischen Abfluss und Wasserstand zu erhalten. Diese Beziehung spielt eine wichtige Rolle für die Analyse des Sedimenttransports, Grundwassers und verschiedener ökologischer Aspekte, wie der Vegetation am Wehninger Werder.

In Anbetracht der erhaltenen Abflusskurve können die modellierten Wasserstände für die Abflüsse  $Q = 521 \text{ m}^3/\text{s}$  und  $Q = 1691 \text{ m}^3/\text{s}$  verglichen werden (Abb. 5.3, 5.4). Für kleine Abflüsse wie in Abbildung 5.3 dargestellt ist der Gradient der Kurve relativ konstant, da keine bedeutende Änderung der Geometrie und Variation der Rauigkeit besteht. Im Fall

größerer Abflüsse (Abb. 5.4) zeigt der Gradient der Kurve unterschiedliche Verhalten stromabwärts und stromaufwärts der Mitte der Flusskurve, d.h. ca. bei Elbe-km 513.8.

Es kann angenommen werden, dass der niedrigere Gradient der Kurve in der ersten Teilstrecke (Elbe-km 511 bis 513.8) durch die Überflutung der vorhandenen Flussauenbereiche insbesondere an der rechten Seite des Vorlands verursacht wird. Diese Flussauenbereiche tragen zur wichtigen Erhöhung der Rauigkeit durch die Vegetation bei. Außerdem ist eine bedeutende Änderung der Flussquerschnitte im Wehninger Werder zu beobachten. Diese morphologische Änderung im Zusammenhang mit der Verteilung der Vegetation beeinflusst die Fließgeschwindigkeit und daher die Wasserstände. Ab Elbe-km 513.8 verändert sich der Gradient aufgrund der Verengung der Flussquerschnitte und der Zunahme der Fließgeschwindigkeit.

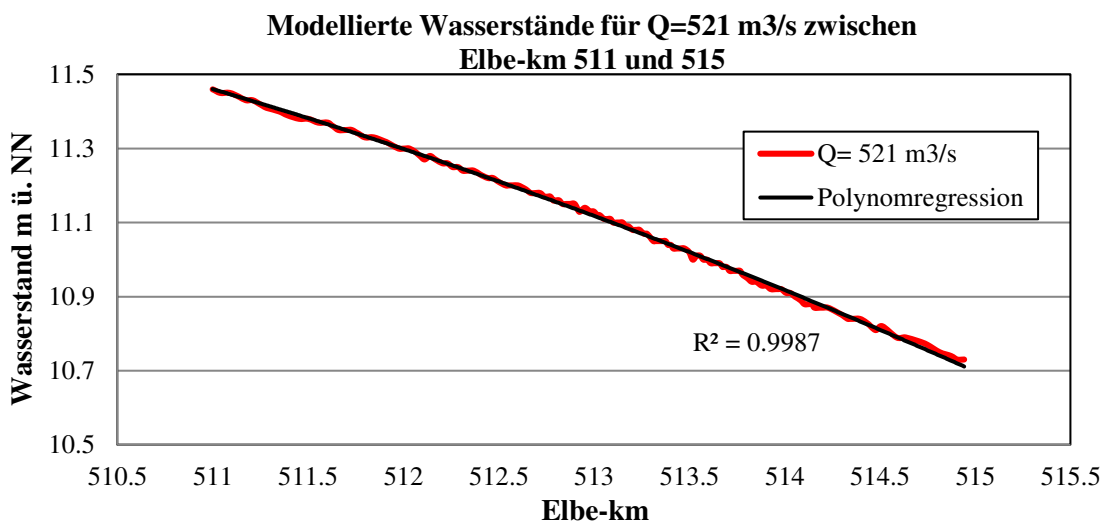


Abb.5.3: Modellerte Wasserstände für  $Q = 521 \text{ m}^3/\text{s}$  zwischen Elbe-km 511 und 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

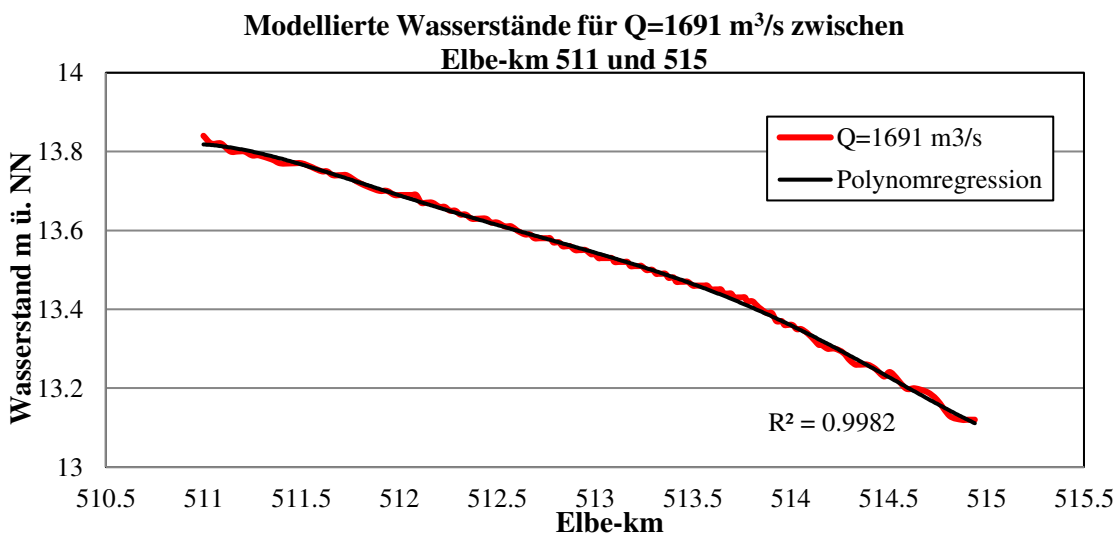


Abb.5.4: Modellerte Wasserstände für  $Q = 1691 \text{ m}^3/\text{s}$  zwischen Elbe-km 511 und 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

**Schlussfolgerung des Kalibrierungsvorgangs des Flussmodells:** a) Die durch das kalibrierte Flussmodell gelieferten Daten stellen das reale Flussverhalten näherungsweise richtig dar, was der Anwendung des 1D-Flussmodells Zuverlässigkeit verleiht. b) Durch den Kalibrierungsvorgang war es möglich, die Beziehung zwischen Wasserstand und Abfluss, bzw. Abflusskurve, zu bestimmen. Diese Abflusskurve entlang des Flusses variiert, abhängig von der Vegetation und Morphologie.

### 5.1.2. Kalibrierung der modellierten Sedimenttransportdaten

Um die zukünftige Entwicklung des Vorlandes aufgrund der wahrscheinlichen Variationen zukünftiger Abflüsse evaluieren zu können, musste zunächst festgestellt werden, ob die zukünftigen Abflüsse zu bedeutenden Änderungen der Morphologie des Flusses und der Auen führen würden. Diese Analyse ist durch die Modellierung des Sedimenttransports im untersuchten Bereich durchzuführen. Für die Kalibrierung des Modells gibt es, wie in Kapitel 4.2.1.1 erläutert, im Untersuchungsgebiet keine direkte Messung des Sedimenttransports, der Erosionstendenz oder anderer Parameter, die einen Vergleich zwischen den modellierten und realen Daten ermöglichen. Zur Behebung dieses Mangels wird jedoch die in der Literatur vorhandene Information über Erosionstendenz und mittlerer Jahresfracht für Sand und Geschiebe berücksichtigt. So wird der historische Sedimenttransport mithilfe der verfügbaren Daten von der mittleren Jahresfracht für Sand und Geschiebe in der Nähe des Untersuchungsgebiets modelliert. Die Ergebnisse dieser Modellierungen wurden mit den Daten der Literatur verglichen, um das Modell im Untersuchungsgebiet zu kalibrieren. Der Modellierungsbereich zwischen Elbe-km 511 bis 515 kann Abbildung 5.5 entnommen werden.

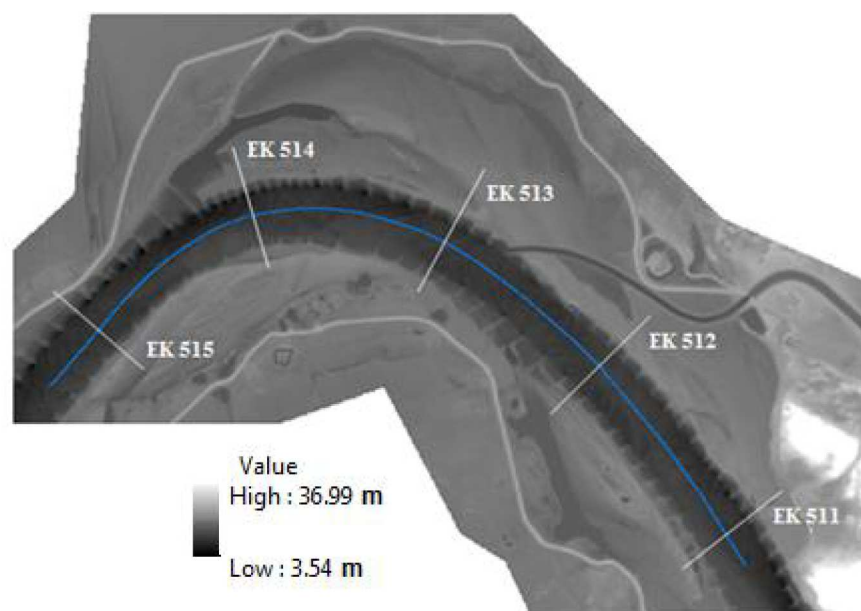


Abb. 5.5: Modellgebiet zwischen Elbe-km 511 und 515 (Maßstab 1:25.000; EK = Elbe-km) (Quelle: Eigene Darstellung)

Zwischen Elbe-km 512 und 513 mündet der kleine Nebenfluss Löcknitz (Abb. 5.5) mit einem mittleren Abfluss  $MQ = 2.33 \text{ m}^3/\text{s}$  am Pegel Gadow (HPA, 2012). Die wichtigste Funktion dieses Nebenflusses ist die Ent- und Bewässerung von landwirtschaftlichen

Flächen. Im Fall von Überflutungen der Elbe wird Lößnitz durch das Wehr Wehningen geschützt. Durch die Schließung des Wehrs werden die landwirtschaftlichen Flächen vor Überschwemmungen geschützt. Da der Sedimentbeitrag dieses Nebenflusses aufgrund seiner niedrigen Abflüsse nicht relevant für morphologische Änderungen der Elbe ist, wurde dieser in der Untersuchung nicht berücksichtigt.

In den folgenden Kapiteln (5.1.2.1 Flusslängsprofil – Erosionstendenz; 5.1.2.2 Sedimenttransport) werden die Ergebnisse des Kalibrierungsvorgangs dargelegt.

### 5.1.2.1. Flusslängsprofil – Erosionstendenz

Aufgrund der Dynamik des Flusses bzw. der Änderung der Sedimenttransportkapazität während eines bestimmten Zeitraums ändert sich das Längsprofil des Flusses. In den Abbildungen 5.6, 5.7 und 5.8 in Verbindung mit Abbildung 5.5 ist die Veränderung des Flussbetts in der Flusstrecke zwischen Elbe-km 511 und 515 nach der in dieser Dissertation durchgeführten Modellierung für den Zeitraum 1959-1994, d.h. über 35 Jahre, dargestellt. Über die kumulative Änderung des Flussbetts können entlang des Flusslängsprofils verschiedene Bereiche identifiziert werden, in denen Erosions- oder Sedimentationsprozesse während dieses Zeitraums stattgefunden haben. Die größten erosiven Prozesse treten insbesondere in den geraden Flussabschnitten auf, wie zwischen Elbe-km 511 und 513 oder am Ende der Fluss Schleife (ca. Elbe-km 515) zu beobachten ist. Andererseits treten einige Sedimentationsprozesse in tiefen Punkten des Flussbetts innerhalb der Fluss Schleife zwischen Elbe-km 513 und 514 auf. Zwischen beiden Übergangszonen besteht ein Gleichgewicht.

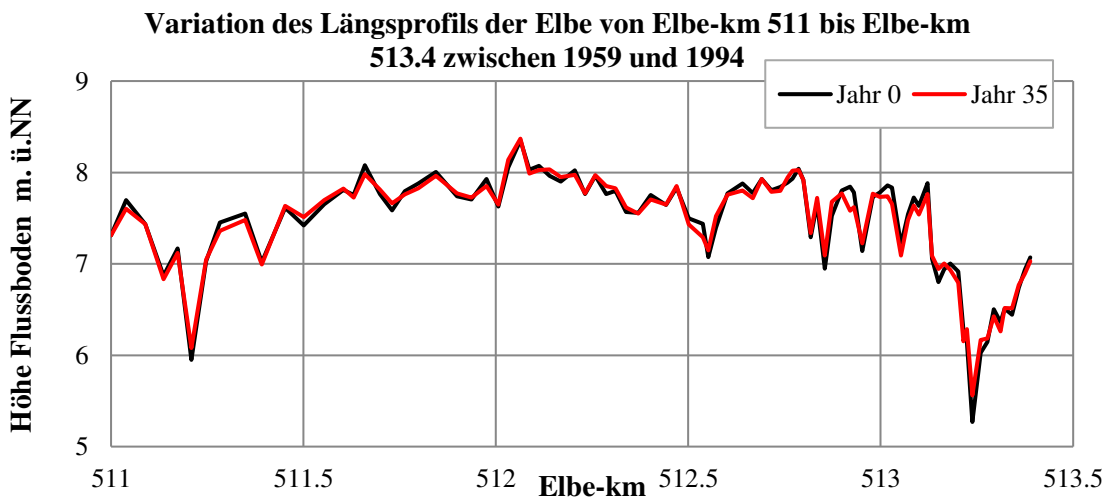


Abb. 5.6: Variation des Längsprofils der Elbe zwischen 1959 und 1994 zwischen Elbe-km 511 und 513.4 (Quelle: Eigene Darstellung) / Abb. 5.7



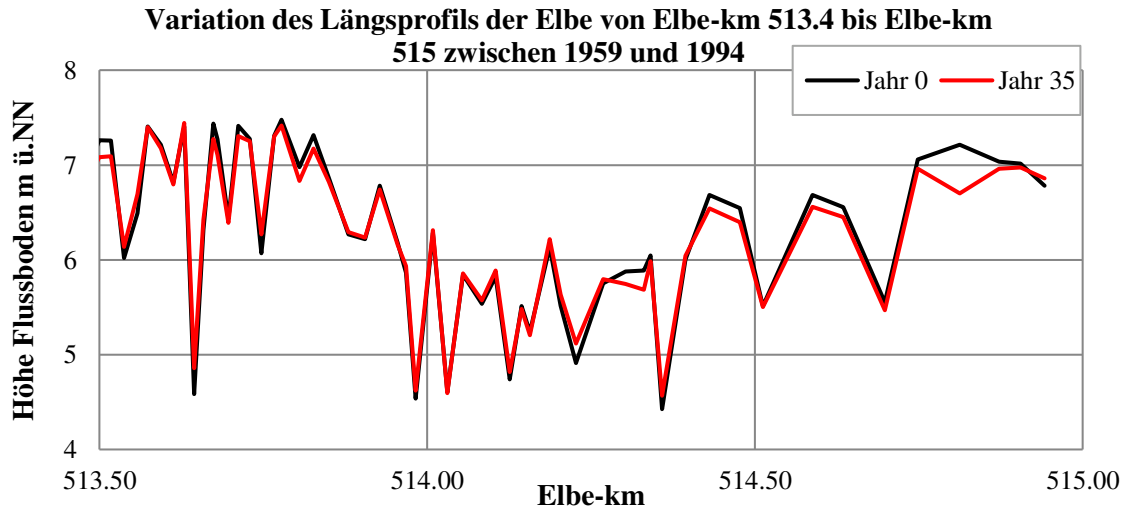


Abb. 5.7: Variation des Längsprofils der Elbe zwischen 1959 und 1994 zwischen Elbe-km 513.4 und 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

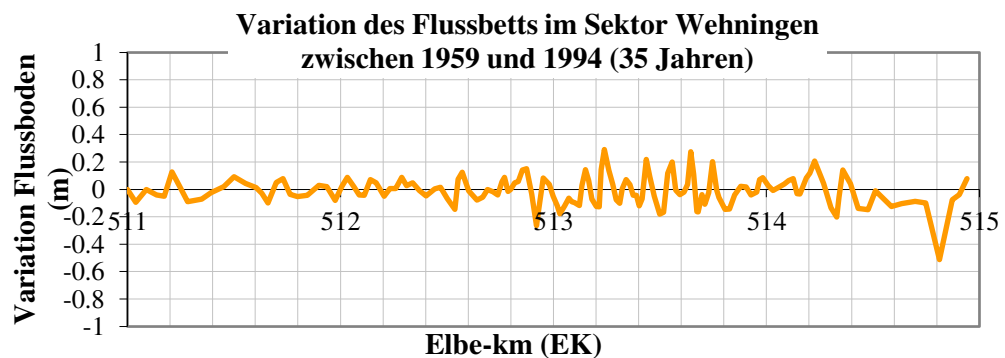


Abb. 5.8: Variation des Flussbetts in 35 Jahren zwischen Elbe-km 511 und 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 5.1.2.2. Sedimenttransport

Zwischen 1992 und 2001 erreichte die mittlere Jahresfracht für Sand und Geschiebe in Langendorf (Elbe-km 500.56) und Wilkenstorf (Elbe-km 516.16) laut Vollmer und Schriever (2004) zwischen 200,000 und 250,000 t/a. Das Sedimenttransportmodell zeigt eine Projektion der Kurve der jährlichen Sedimentfracht (Sand und Geschiebe) im Untersuchungsbereich für einen vergleichbaren Zeitraum von 10 Jahren, nämlich zwischen 1992 und 2001. Diese Kurve ergibt einen mittleren Wert von ca. 229.000 (t/a) und kommt somit den Angaben aus der Literatur für Langendorf und Wilkenstorf sehr nahe. Die Verteilung der modellierten mittleren jährlichen Sedimentfracht durch das Flusslängsprofil ist in der Abbildung 5.9 zu sehen.

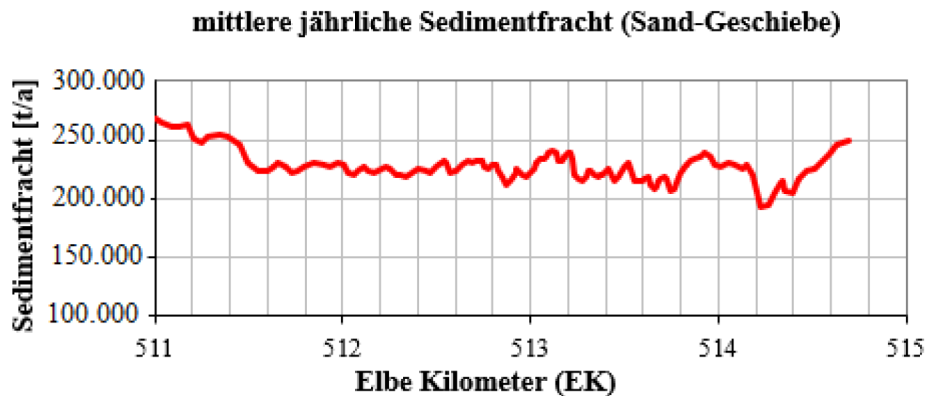


Abb. 5.9: Modellierter mittlere jährliche Sedimentfracht in Wehningen zwischen 1992 und 2001 (Quelle: Eigene Darstellung)

**Schlussfolgerung des Kalibrierungsvorgangs des Sedimenttransportmodells:** Unter Berücksichtigung der erhaltenen Ergebnisse für das Längsprofil und die transportierte Sedimentfracht in der untersuchten Flussstrecke für unterschiedliche Zeiträume kann geschlossen werden, dass das 1D-Sedimenttransportmodell korrekt durchgeführt wurde. Daher ist es möglich, dieses Sedimenttransportmodell anzuwenden, um die zukünftige Veränderung der Morphologie des Flusses und der Flussauen in der untersuchten Flussstrecke zu modellieren.

### 5.1.3. Kalibrierung der modellierten Bodenwasserdaten

#### 5.1.3.1. Beziehung zwischen Grundwasser- und Flusswasserstand

Wie in Kapitel 2.4.4.1 erläutert, ist die Dynamik des Grundwassers (GW) ein wichtiger Faktor für die Auenbodenentwicklung. Die Dynamik des Grundwassers im Deichvorland von Wehningen ist eng verknüpft mit der Dynamik des Flusswassers (FW), wie der Abbildung 5.10 für den Standort der Plateau-Station zu entnehmen ist.

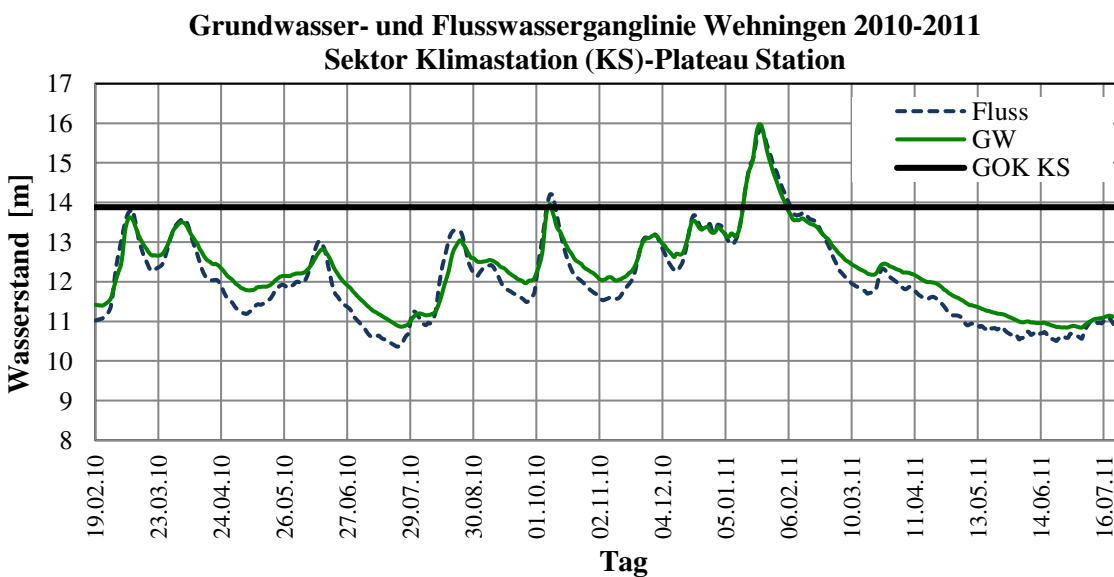


Abb.5.10: Vergleich zwischen Grundwasser- und Flusswasserganglinie an der Plateau-Station in Wehningen in den Jahren 2010 bis 2011 (GOK KS = Geländeoberkante Klimastation) (Quelle: Eigene Darstellung)

Aus der Abbildung 5.10 geht hervor, dass die Wasserstände im Fluss während der 518 Untersuchungstage (19.02.2010 - 21.07.2011) einen ähnlichen Verlauf haben wie die in der Grundwassermessstation durch die Diver registrierten Grundwasserhöhen. Somit wurde das zwischen beiden bestehende Verhältnis verifiziert. Die bestehenden Differenzen treten hauptsächlich bei sinkenden Flusswasserständen auf. Die Differenz ist im Wesentlichen auf die Wirkung des Bodengefüges zurückzuführen, das eine Verzögerung von Anstieg und Senkung des Grundwasserspiegels bewirkt (vgl. u.a. Sauer, 2009; Montenegro, 2013). In Abbildung 5.11 ist die vertikale Beziehung zwischen dem Grundwasser- ( $h_{GW}$ ) und dem Flusswasserstand ( $h_{FW}$ ) dargestellt. Diese Beziehung wird durch die Gleichung 2.133 beschrieben. Die Faktoren  $C_W$  und  $C_0$  in Gleichung 2.132 entsprechen jeweils den Werten  $0.8428$  und  $2.1349$  für diese Flussstrecke.

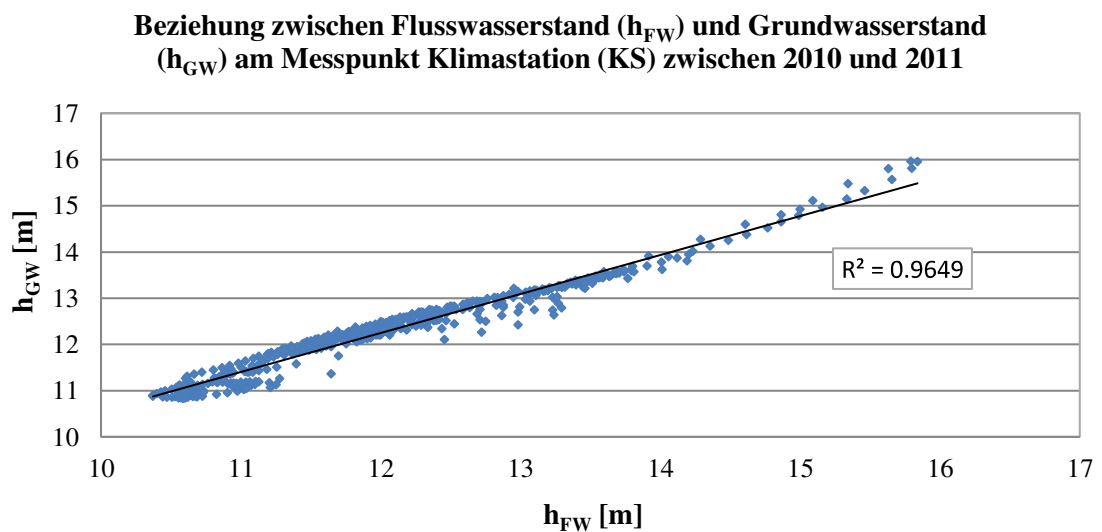


Abb. 5.11: Beziehung zwischen Flusswasserstand ( $h_{FW}$ ) und Grundwasserstand ( $h_{GW}$ ) in Wehningen zwischen 2010 und 2011 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die direkte und sofort wirkende Beziehung zwischen Flusswasser- und Grundwasserstand am Messpunkt ermöglicht die Verwendung der Werte des modellierten Flusswasserstandes für die Modellierung der Bodenwasserbewegung. Der mittlere quadratische Fehler (RSME) zwischen den Datenreihen beträgt 29 cm. Die vergleichbaren Daten zwischen Flusswasser- und Grundwasserstand sind dem Anhang A.17 zu entnehmen.

### 5.1.3.2. Numerische Modellierung der Bodenwasserbewegung

#### Optimierung der hydraulischen Bodenparameter

Wie in Kapitel 4.2.2.2 dargelegt, wurden für die Lösung der Richards-Gleichung die Gleichungen von Van Genuchten (1980) (Gl. 4.10; Gl. 4.11 und Gl. 4.12) angewendet. Durch das Programm *Rosetta Lite v.11* wurden die Anfangswerte der hydraulischen Bodenparameter der Tabelle 4.17 erhalten. Nach der Anwendung der Methodologie der Inversmodellierung über die Gleichung von Van Genuchten (1980) als Zielfunktion wurden diese Bodenparameter adjustiert. Tabelle 5.2 zeigt das Ergebnis der Adjustierung der modellierten hydraulischen Bodenparameter.

Tabelle 5.2: Optimierte hydraulische Bodenparameter für jeden Bodenhorizont (BH) (Quelle: Eigene Darstellung)

	$\theta_{r^*}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_{s^*}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\alpha^*$ (1/cm)	$n^*$	$K_s^*$ (cm/d)
BH1	0.0710	0.4704	0.0108	1.3061	19.94
BH2	0.0640	0.4230	0.0147	1.2854	21.10
BH3	0.0210	0.3878	0.0330	1.3497	90.86
BH4	0.0248	0.3839	0.0593	2.0005	705.61

Jeder Bodenhorizont BH hat bestimmte die Wasserbewegung beeinflussende Bodenparameter, d.h. eine daraus resultierende bestimmte Retentionskurve. Die entsprechende Gleichung und die Resultate der Anwendung dieser adjustierten hydraulischen Parameter, die in Verbindung mit den im Wehninger Werder durchgeführten Feldmessungen und den Laborergebnissen stehen, sind in den folgenden Abbildungen 5.12, 5.13, 5.14 und 5.15 zu sehen. In den Abbildungen entsprechen *T1*, *T2*, *T3*, *T4*, *T5*, *T6*, *T7*, *T8*, *T9* und *T10* den Tensiometern (vgl. Kap. 4.1.1), *GB* den Gipsblöcken, *TML* sind die im Labor gemessenen Wasserspannungen und Wassergehalte und *VG* ist die Kurve nach Van Genuchten bzw. nach Van Genuchten-Mualem.

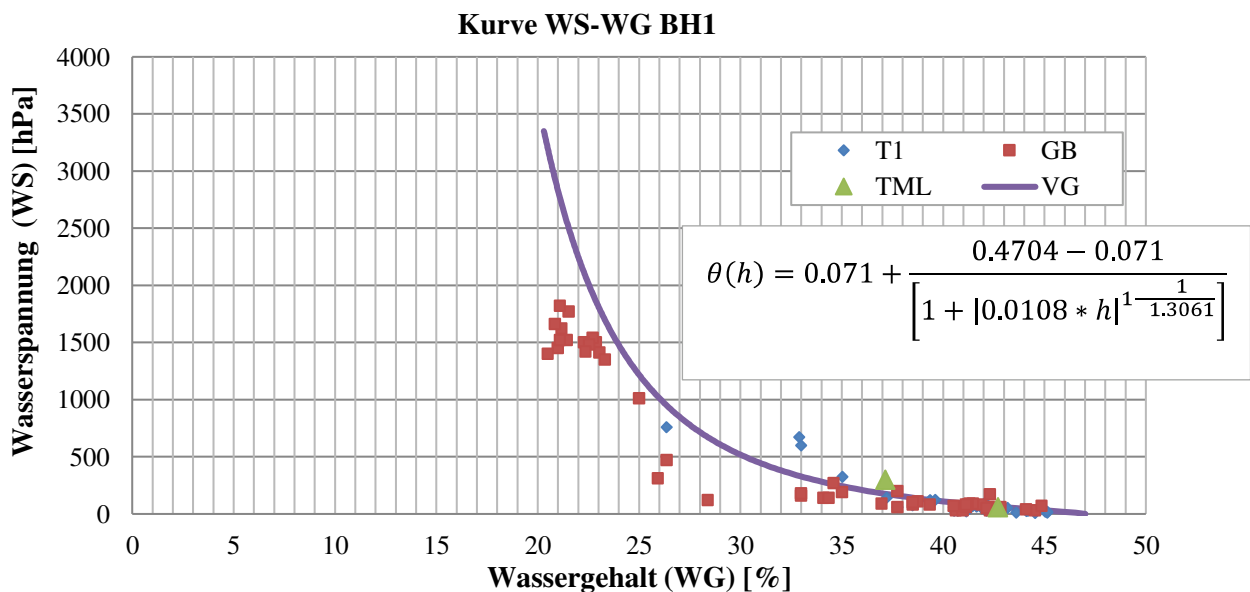


Abb. 5.12: Kurve Wasserspannung (WS)-Wassergehalt (WG) im Bodenhorizont BH1 (0-17 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten (Quelle: Eigene Darstellung)

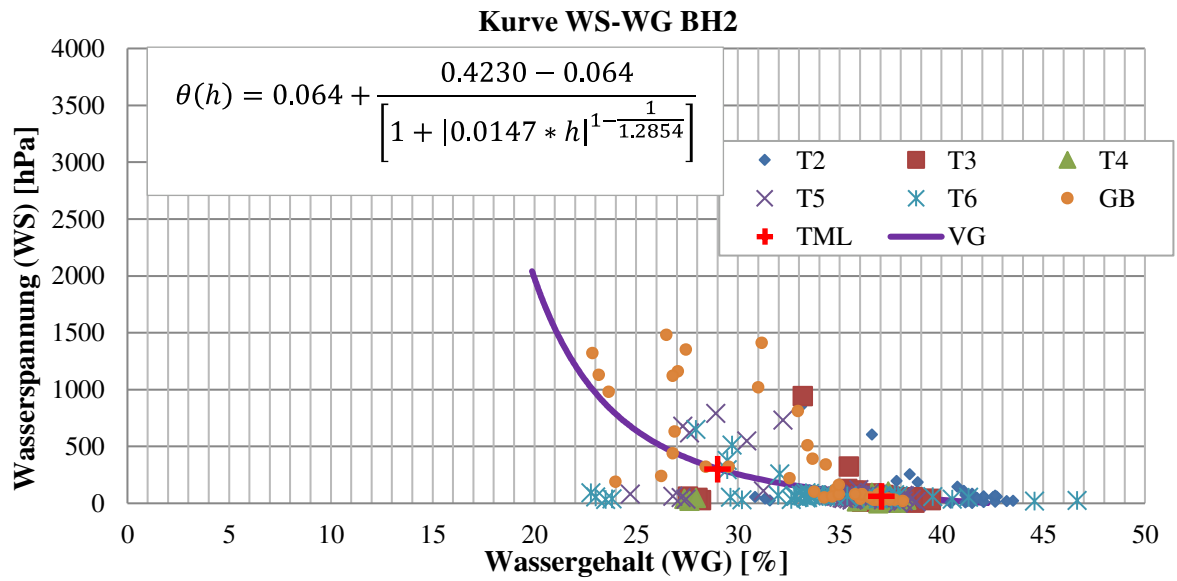


Abb. 5.13: Kurve Wasserspannung (WS)-Wassergehalt (WG) im Bodenhorizont BH2 (17-74 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten (Quelle: Eigene Darstellung)

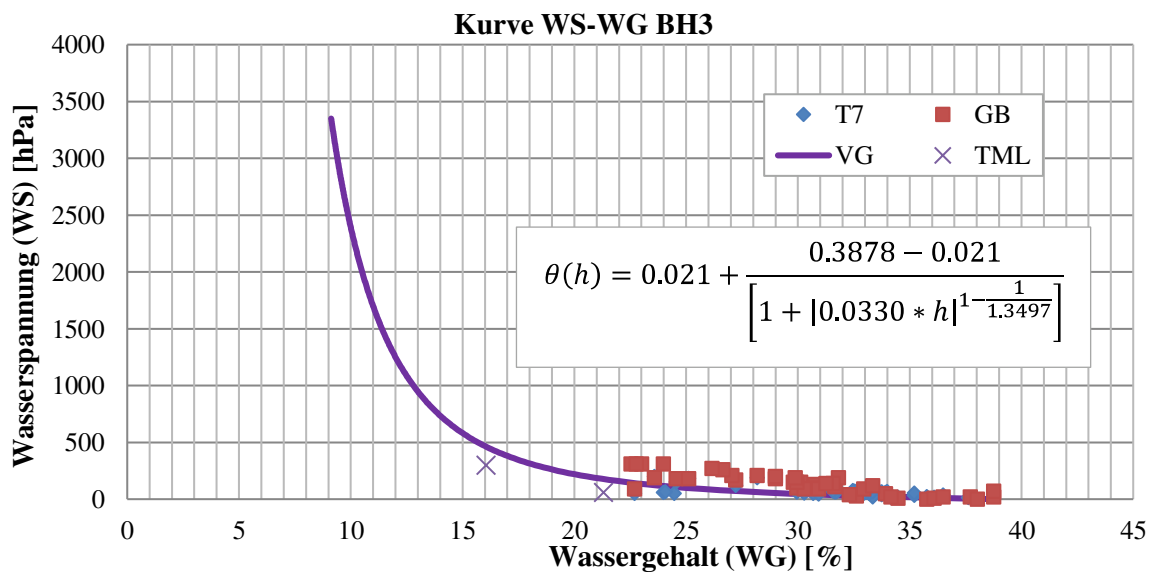


Abb. 5.14: Kurve Wasserspannung (WS)-Wassergehalt (WG) im Bodenhorizont BH3 (74-90 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten (Quelle: Eigene Darstellung)

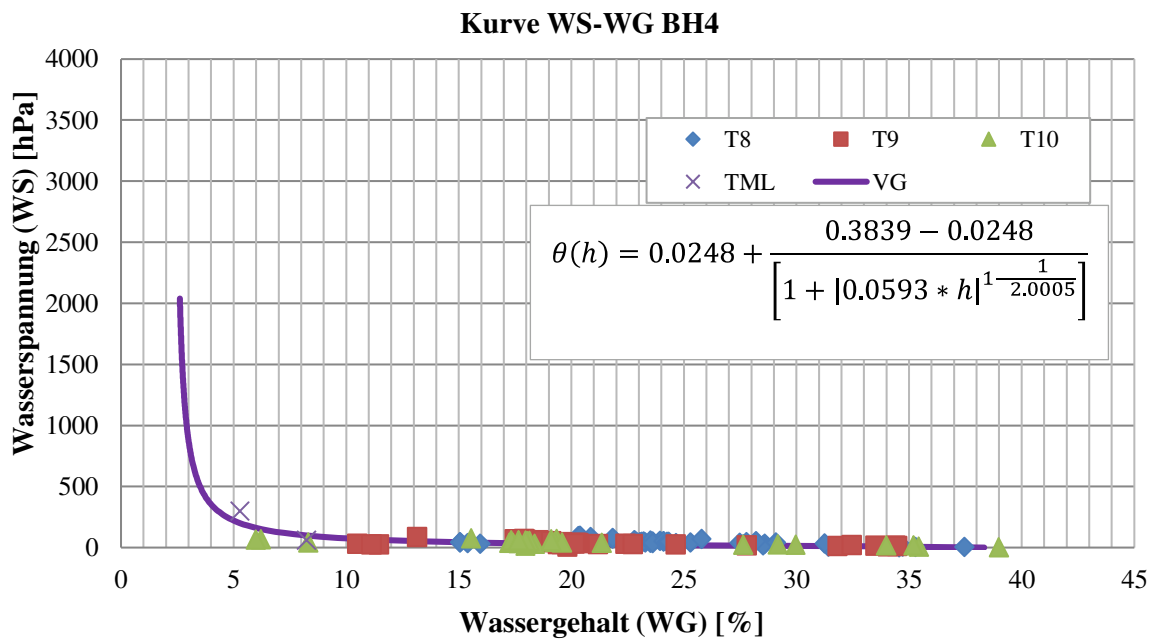


Abb. 5.15: Kurve Wasserspannung (WS)-Wassergehalt (WG) im Bodenhorizont BH4 (90-160 cm u. GOK) durch Anwendung der Van Genuchten-Gleichung (VG) und der Felddaten (Quelle: Eigene Darstellung)

Die aus der Van Genuchten-Mualem-Gleichung (VG) abgeleiteten Kurven für jeden der Bodenhorizonte bewegen sich innerhalb des Bereichs der Feldmessungen und der Laborwerte (siehe Anhang A.18). Sie ergeben somit den für das Verhältnis von Wassergehalt und Wasserspannung geeigneten Kurvenverlauf. In Tabelle 5.3 kann der RMSE (Gl. 4.17) der Retentionskurve für jeden Bodenhorizont entnommen werden. Die Abbildungen 5.12 bis 5.15 zeigen, wie sich die Wasserspannung mit der Variation des Wassergehalts, d.h. die Retentionskurve in jedem Bodenhorizont, verhält. Die oberen Bodenschichten enthalten vorwiegend feines Material, das eine relative rapide und progressive Steigerung der Wasserspannung bei Verringerung der Wasserverfügbarkeit im Boden verursacht. Die Form der Kurve in Abbildung 5.12 des ersten Horizonts BH1 weicht vom Kurvenverlauf des 4. Horizontes BH4 deutlich ab (Abb. 5.15). In den tieferen Schichten (BH4) liegt überwiegend Mittelsand mit größeren Poren vor, in dem die Bewegung des Wassers ohne wesentliche Änderung der Wasserspannung möglich ist.

Tabelle 5.3: Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) des Wassergehalts in [%] jedes Bodenhorizonts BH abgeleitet nach Van Genuchten (Quelle: Eigene Darstellung)

Bodenhorizont	RMSE Wassergehalt (%)
BH1	2.93
BH2	4.21
BH3	5.19
BH4	6.29

Die kalibrierten Parameter von Tabelle 5.2 und die erhaltenen Retentionskurven für die definierten Bodenhorizonte werden in der Modellierung der Bodenwasserbewegung im Wehninger Werder angewandt.

### Kalibrierung des Bodenwassermodells

Für die Kalibrierung des Bodenwassermodells wurden die gemessenen Daten der Klimadaten, Wasserspannung, des Wassergehalts, Flusswassers und Grundwassers aus den Anhängen 8.16, 8.17 und 8.18 berücksichtigt. Die Schritte des Kalibrierungsprozesses wurden in Kapitel 4.2.2.3 ausführlich beschrieben. Der definierte Zeitraum dieses Prozesses lag zwischen Dezember 2009 und August 2010. Es wurden 9 Kontrollpunkte im modellierten Bodenprofil angenommen, für die die Einbautiefen der Tensiometer, der TDR Sonden und GB berücksichtigt wurde. Die Sensoren lagen bei 10 cm, 15 cm, 35 cm, 40 cm, 45 cm, 80 cm, 85 cm, 90 cm und 135 cm. Das Ergebnis der Kalibrierung ist in den Abbildungen 5.16 bis 5.19 zu sehen.

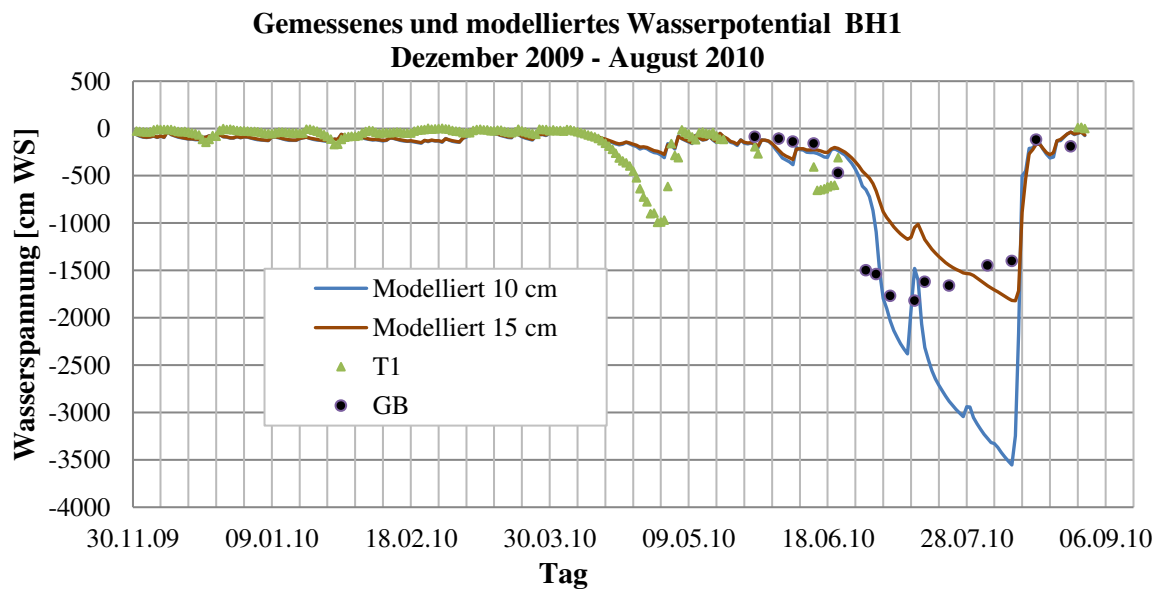


Abb.5.16: Gemessene und modellierte Wasserspannung des Bodenhorizonts BH1 (0-17 cm u. GOK) Dez 2009 - Aug 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

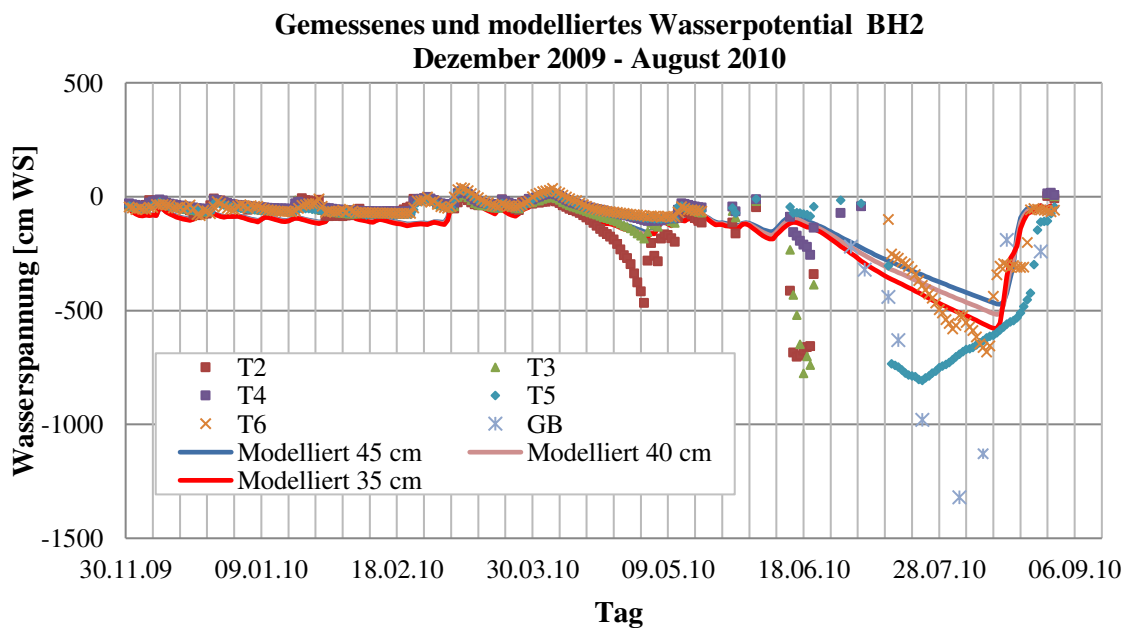


Abb.5.17: Gemessene und modellierte Wasserspannung des Bodenhorizonts BH2 (17-74 cm u. GOK) Dez. 2009 – Aug. 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

**Gemessenes und modelliertes Wasserpotential BH3  
Dezember 2009 - August 2010**

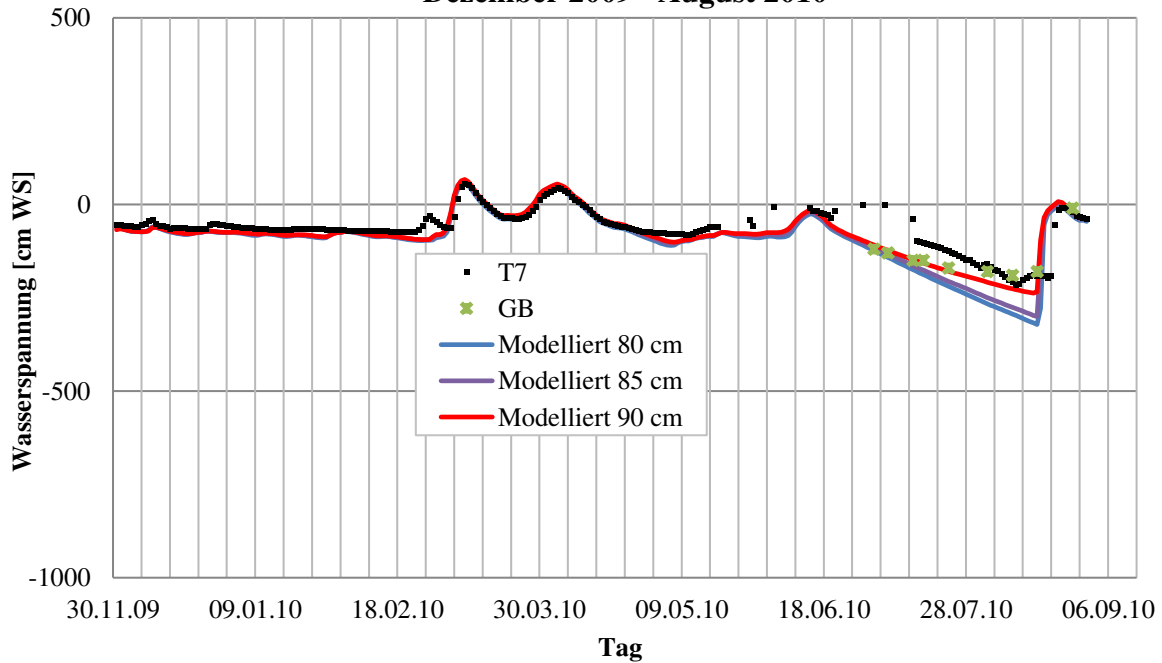


Abb.5.18: Gemessene und modellierte Wasserspannung des Bodenhorizonts BH3 (74-90 cm u. GOK) Dez. 2009 – Aug. 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

**Gemessenes und modelliertes Wasserpotential BH4  
Dezember 2009 - August 2010**

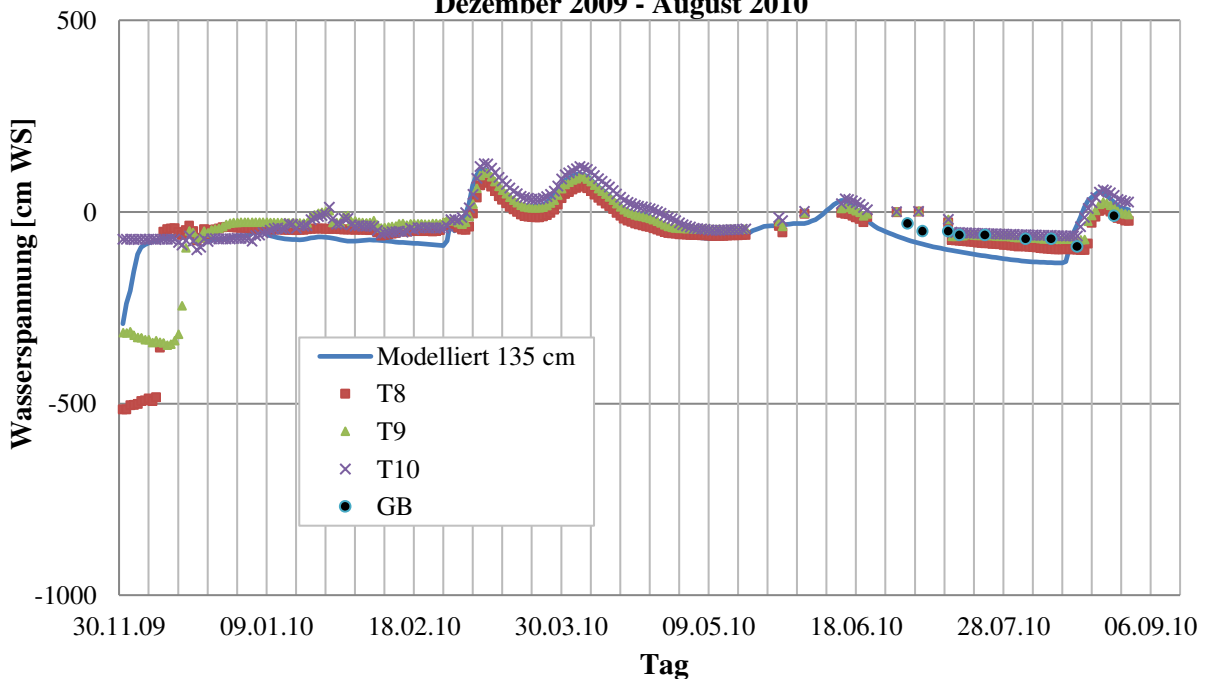


Abb.5.19: Gemessene und modellierte Wasserspannung des Bodenhorizonts BH4 (90-160 cm u. GOK) Dez. 2009 – Aug. 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

In den Abbildungen 5.16 und 5.19 sind  $T1$ ,  $T2$ ,  $T3$ ,  $T4$ ,  $T5$ ,  $T6$ ;  $T7$ ,  $T8$ ,  $T9$  und  $T10$  die Tensiometer;  $GB$  entspricht den Gipsblöcken. Wie in den Abbildungen 5.16 bis 5.17 zu



sehen ist, haben die modellierten Daten im Allgemeinen einen dem der gemessenen Daten ähnlichen Verlauf der Wasserspannung. In Tabelle 5.4 ist der RMSE (Gl. 4.17) der Wasserspannungsreihe für jeden Bodenhorizont aufgeführt.

Tabelle 5.4: Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) der Wasserspannung jedes Bodenhorizonts BH (cm WS = cm Wassersäule) (Quelle: Eigene Darstellung)

Bodenhorizont	RMSE Wasserspannung (cm WS)	RMSE Wasserspannung (hPa)
BH1	65.92	64.64
BH2	40.77	39.98
BH3	16.80	16.47
BH4	52.7	51.68

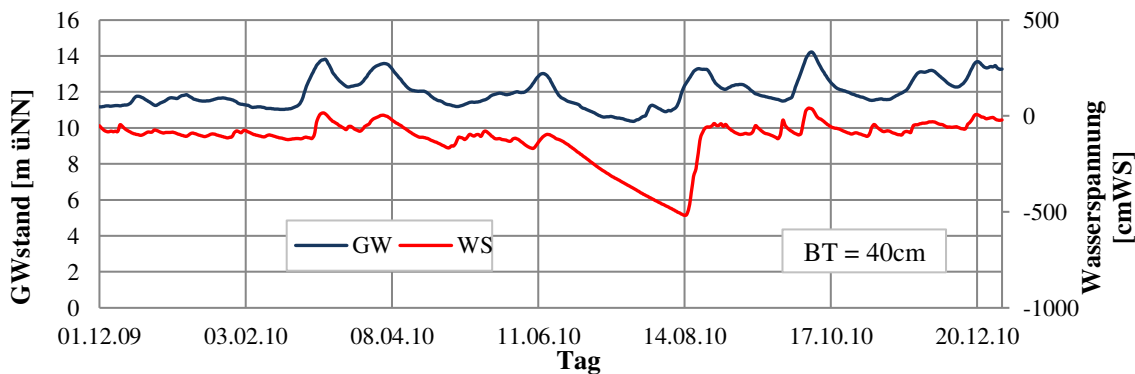
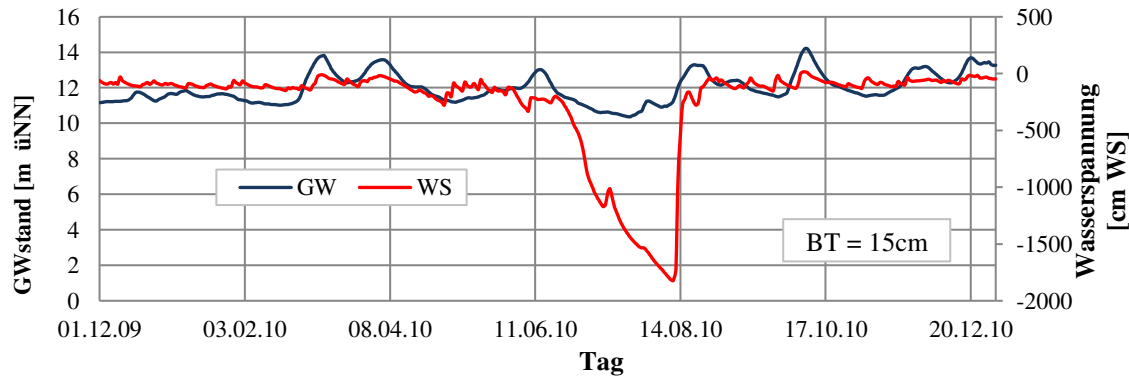
Mit den gemessenen und modellierten Daten ist es möglich, die Bewegung des Bodenwassers während eines Jahres zu evaluieren. Bei **Bodenhorizont Nr. 1 (BH1)** (Abb. 5.16) ist zu beobachten, dass er sich während der ersten Monate in einer feuchten Zone befindet, was möglicherweise auf die winterlichen Bedingungen, also niedrige Temperaturen und geringe Evapotranspiration, zurückzuführen ist. Die für diese Monate modellierten Daten liegen etwas niedriger als die Messergebnisse der Tensiometer. Später, während der Monate von Juni bis August, konnten die Tensiometer keine Messergebnisse liefern, da sie die Obergrenze ihres plausiblen Erfassungsbereichs überschritten hatten (max. 1000 hPa). Während dieser Zeit lieferten die Gipsblocksensoren (GB) Daten aus einem größeren Messbereich, da ihr Funktionsbereich bis 2000 hPa reicht. Ungeachtet dessen erreichten die Wasserspannungen zwischen Juni und August extreme Werte außerhalb des Grenzbereichs aller Messgeräte, wie die modellierten Kurven zeigen. Diese Situation kehrt sich erst gegen Mitte August um, wahrscheinlich in Zusammenhang mit den zunehmenden Sommerniederschlägen. Die Form der modellierten Kurven in diesem Bodenhorizont zeigt, dass das Verhalten der Wasserspannung bzw. des Wassergehalts in den oberen Bodenschichten durch die Klimabedingungen stark beeinflusst wird. Bei **Bodenhorizont Nr. 2 (BH2)** (Abb. 5.17) ist ein dem Bodenhorizont BH1 ähnlicher Verlauf zu beobachten; allerdings werden im Juli niedrigere Spannungswerte als bei BH1 verzeichnet. Die erfassten und die modellierten Werte haben im Allgemeinen einen gleichen Verlauf; die Modellwerte zeigen die Zunahme des Grundwasserspiegels im März und übersteigen im Juli in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Tensiometer nicht 600 cm WS (Wassersäule), während dagegen die GB-Sensoren über 1200 cm WS anzeigten. Zwischen Juni und August zeigten die Messungen durch die Tensiometer und GB starke Abweichungen, die auf Probleme bei der Datenspeicherung zurückzuführen sind. Bei **Bodenhorizont Nr. 3 (BH3)** (Abb. 5.18) zeigt sich eine bedeutende Ähnlichkeit zwischen den Modelldaten und den realen Daten. Der Einfluss des Grundwasserspiegels wird im März und in Teilen des Aprils am Umschlag der Spannung vom negativen in den positiven Bereich deutlich, während im Juli der Einfluss des Grundwassers tendenziell abnimmt. Bei **Bodenhorizont Nr. 4 (BH4)** (Abb. 5.19) ist ein größerer Einfluss des Grundwasserspiegels festzustellen, der besonders im März auftritt, wenn die Wasserspannung in hydrostatischen Druck umschlägt und dabei hohe positive Werte erreicht. Im Juli sinkt der Grundwasserspiegel auf den niedrigsten Stand im modellierten Profil. Ihm entsprechen die höchsten

Spannungswerte, die im Untersuchungsverlauf in diesem Bodenhorizont gemessen wurden.

### 5.1.3.3. Einfluss des Grundwassers auf das Bodenwassermodell

Wie in Kapitel 2.4.4.1 erläutert, hat die Dynamik des Grundwassers einen großen Einfluss auf die vertikale Bewegung des Wassers in den Auenböden, insbesondere im Deichvorland, wie im Wehninger Werder. Dieser Einfluss kann durch den Grundwasserstand und die Wasserspannung in jedem untersuchten Bodenhorizont (BH) für den Zeitraum Dezember 2009 bis Dezember 2010 für die verschiedenen Bodentiefen der Abbildung 5.20 entnommen werden. Die Kontrollmesspunkte lagen bei 15 cm (BH1), 40 cm (BH2), 80 cm (BH3) und 135 cm (BH4).

Die in Abbildung 5.20 dargestellten Ergebnisse bestätigen, dass eine enge Verknüpfung zwischen dem Grundwasserstand und der Wasserspannung bzw. dem Wassergehalt in den Auenböden im Wehninger Werder im Laufe des Jahres besteht. Während der Trockenzeit (Sommermonate) bzw. der Verringerung des Grundwassers steigt die Wasserspannung (höhere negative Werte) insbesondere in den oberen Bodenschichten deutlich an, vgl. Abbildung 5.20 BT = 15 cm. Der Wasserspannungsverlauf der oberen Bodentiefe (15 cm) zeigt Abweichungen im Vergleich zum Grundwasserverlauf aufgrund des Einflusses der Niederschläge.



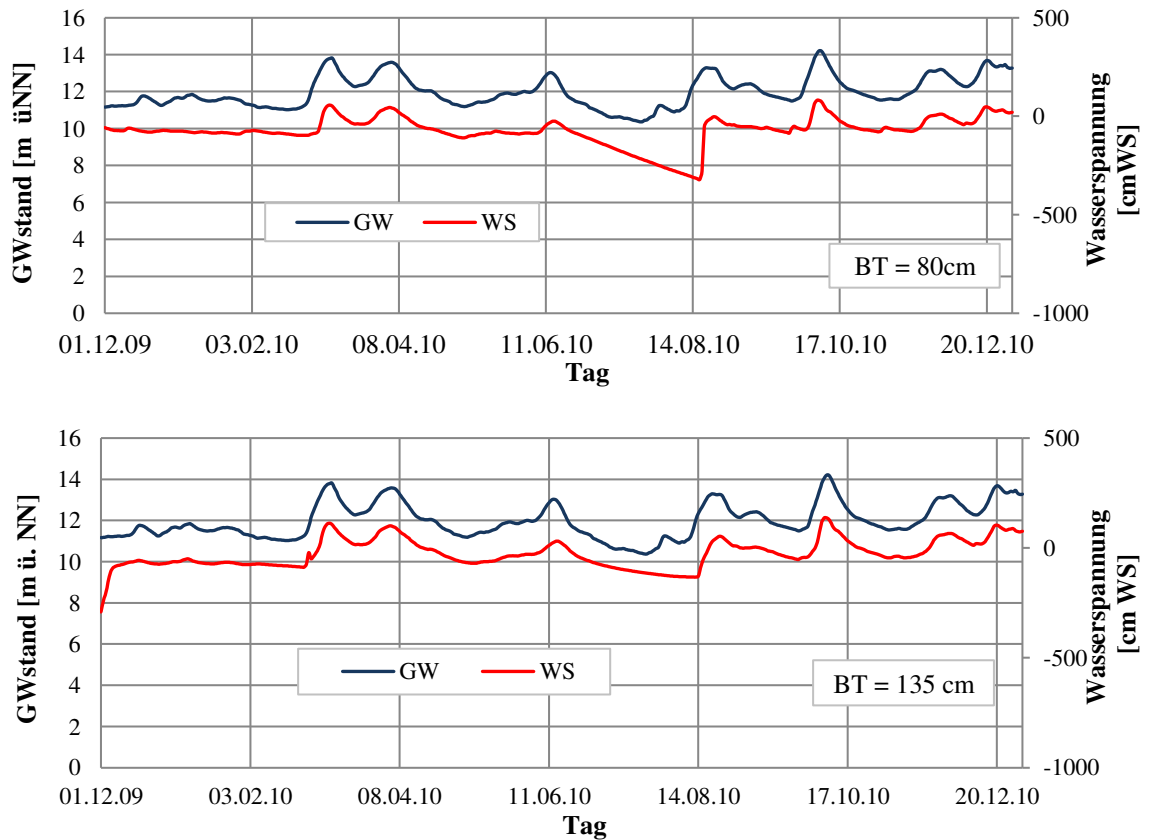


Abb.5.20: Verhalten des gemessenen Grundwasserstands und der modellierten Wasserspannung in verschiedenen Bodentiefen (BT), Dez. 2009 bis Dez. 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

### Schlussfolgerung des Kalibrierungsvorgangs des Bodenwassermodells:

Durch den Kalibrierungsvorgang des Bodenwassermodells konnte festgestellt werden, dass der in der Literatur beschriebene Zusammenhang zwischen Flusswasser, Grundwasser und Bodenwasser im Untersuchungsgebiet deutlich ausgeprägt ist. Ebenso wurde festgestellt, dass das kalibrierte Bodenwassermodell genauere Ergebnisse liefert.

#### 5.1.4. Langzeitprognose

Wie in Kapitel 4.2.3 dargelegt, hängt die Analyse des hydraulischen Verhaltens der Elbe am Wehninger Werder und daher auch die Entwicklung des Vorlands vom zukünftigen Abflussverhalten der Elbe ab. Für die Prognose der Abflüsse wurde das Modell ARMA/Variation verwendet (siehe Kapitel 4.2.3.2). In diesem Kapitel werden zunächst die Charakteristika der historischen Abflussdatenreihen (Periodizität, Persistenz) im Wehninger Werder analysiert. Danach werden die Ergebnisse der stochastischen Modelle ARMA und ARMA/Variation verglichen, um die Robustheit der Prognose der Modelle zu prüfen. Schließlich werden in gleicher Weise die Ergebnisse der Modelle ARMA/Variation und BfG (BfG1, BfG2, BfG3) verglichen.

### 5.1.4.1 Charakteristika der historischen Datenreihe

#### Periodizität der historischen Daten

Für die Projektion der Daten wurde zunächst eine Analyse der Periodizität der Datenreihe historischer Abflüsse durchgeführt (siehe Kapitel 2.4.2.1.5). Dazu wurde die Methode *Moving Average* (MA) mit einem Faktor  $m=3$  verwendet. Damit ist deutlich zu erkennen, dass sich die Schwankungen der Abflussmengen im Jahrestakt wiederholen und trockene und feuchte Perioden aufweisen. Kleinere Abflüsse treten im Allgemeinen während der Sommermonate zwischen Juni und September auf, große Abflüsse üblicherweise in der Zeit von Februar bis März.

#### Datenpersistenz

Die Ermittlung der Datenpersistenz erfolgt mit der Methode *Rescaled Adjusted Range* (RAR), für die die Gesamtheit der 1332 durchschnittlichen Monatsabflüsse (d.h. 111 Jahre) in 4 Gruppen unterschiedlicher Zeiträume eingeteilt wurden (siehe Kap. 4.2.3.1). Der Tabelle 5.5 sind die Ergebnisse der Parameter  $N$ ,  $R$  und  $S$  zu entnehmen. Aus den Daten der Tabelle 5.5 wurden die Abflusstendenzen der Elbe im Bereich Wehningen gewonnen und in Tabelle 5.6 aufgeführt.

Tabelle 5.5: Parameter für die Berechnung des Hurst-Koeffizienten (Quelle: Eigene Darstellung)

PARAMETER		
N	R	S
333	11027.503703	371.7495647
666	20444.962843	386.282775
999	23538.924290	388.1738023
1332	28186.619215	390.5153251

Tabelle 5.6: Abflusstendenzen (Quelle: Eigene Darstellung)

Ln(N)	Ln(R/S)
5.80814249	3.389927353
6.501289671	3.968922137
6.906754779	4.104957499
7.194436851	4.279135435

Der Hurst-Koeffizient wird aus den Daten der Tabelle 5.6 berechnet. Abbildung 5.21 zeigt das Verhältnis der Logarithmen dieser Parameter.

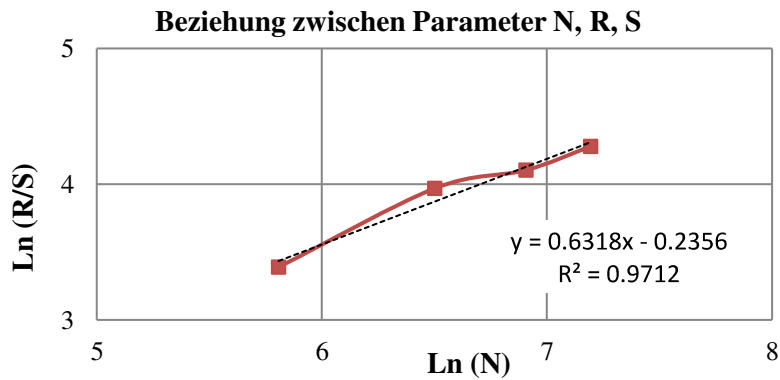


Abb. 5.21: Beziehung zwischen Parameter N, R und S (Quelle: Eigene Darstellung)

Der Hurst-Koeffizient ( $h$ ) wird aus der Gleichung der Regressionskurve für die Datenreihe mittlerer Monatsabflüsse abgeleitet. Der Wert entspricht  $h = 0.631$  und zeigt, dass sich der Hurst-Koeffizient der untersuchten Zeitreihe im Bereich  $0.5 < h < 1$  befindet. Daraus kann abgeleitet werden, dass in der Zeitreihe ein „persistentes Verhalten“ vorliegt. Das bedeutet, dass das Verhalten zukünftiger Werte mit historischen Werten verknüpft ist und bei einer Zunahme vom Zeitpunkt  $t_{i-1}$  zum Zeitpunkt  $t_i$  wahrscheinlich eine gleichgerichtete Zunahme vom Zeitpunkt  $t_i$  zum Zeitpunkt  $t_{i+1}$  vorliegt. Ähnlich verhält es sich bei abnehmenden Werten. Das erhaltene Ergebnis erlaubt die Annahme, dass Zukunftsprojektionen auf Grundlage des historischen Verlaufs der Zeitreihe, wie es in den Modellen des Typs ARMA geschieht, auf die untersuchten Daten anwendbar sind.

#### 5.1.4.2. Stochastisches Modell ARMA

Für die Modellierung durch das stochastische Modell ARMA wurden die Gleichungen 2.102, 2.116 und 2.117 angewandt.

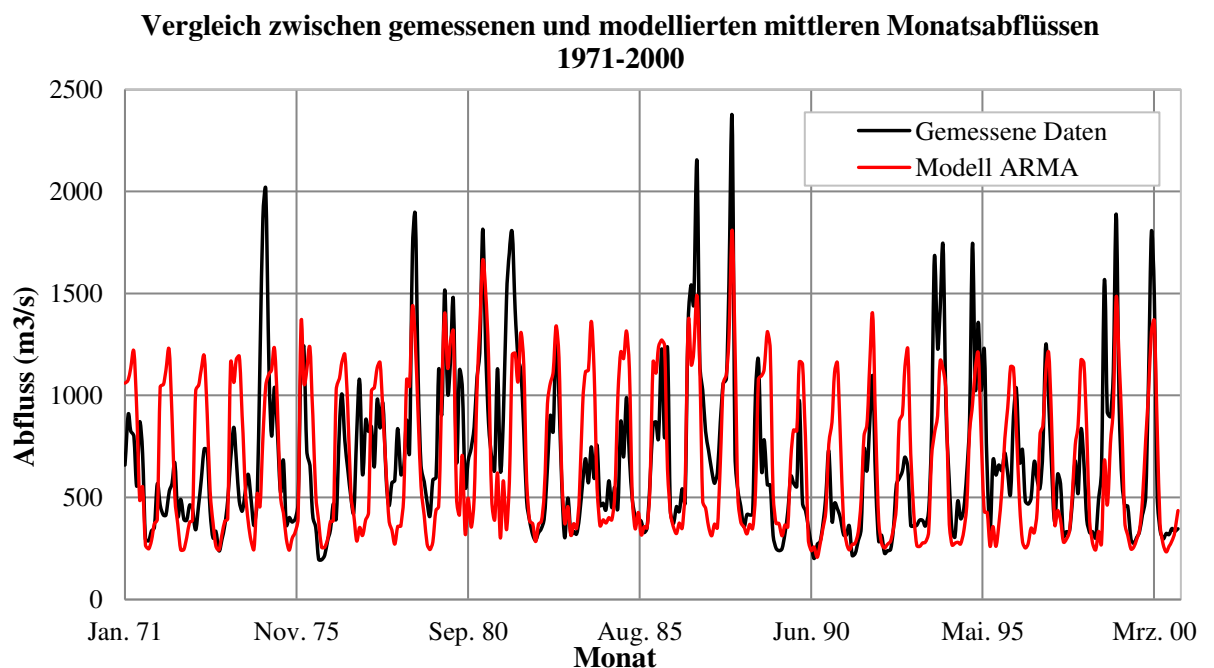


Abb. 5.22: Vergleich zwischen gemessenen und durch das Modell ARMA modellierten mittleren Monatsabflüssen in Wehningen im Zeitraum 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abbildung 5.22 zeigt die durch das ARMA-Modell modellierten und gemessenen mittleren Monatsabflüsse in Wehningen für einen Zeitraum von 30 Jahren (1971-2000). Die statistischen Parameter beider Datenreihen sind der Tabelle 5.7 zu entnehmen.

Tabelle 5.7: Statistische Parameter gemessener und modellierter Datenreihen in einem Zeitraum von 30 Jahren (Quelle: Eigene Darstellung)

Quelle der Daten	$\bar{X}$ (m <sup>3</sup> /s)	$S_{n-1}$ (m <sup>3</sup> /s)
Gemessene Daten	679	384.7
Modell ARMA	679	381.3

Die statistischen Werte der gemessenen und modellierten Datenreihen in Tabelle 5.7 sind sehr ähnlich und erfüllen deshalb die Grundkonzepte der stochastischen Modellierung. Trotz dieser Ähnlichkeit bestehen insbesondere für trockene Jahre deutliche Unterschiede im Verlauf beider Abflussdatenreihen, wie in Abbildung 5.22 zu sehen ist. Um die Prognose zu verbessern, wird das Modell ARMA/Variation angewandt.

### 5.1.4.3. Modell ARMA/Variation

Wie in Kapitel 2.4.2.2 erläutert, inkorporiert das Modell ARMA/Variation die zukünftige Variabilität des Niederschlags im Einzugsgebiet in die Berechnung der Abflussdaten. Für die Anwendung dieses Modells wurden die Gleichungen 2.120 und 2.121 angewandt. Ein Beispiel der Ergebnisse dieses Modells ist in Tabelle 5.8 zu sehen.

Tabelle 5.8: Vergleich zwischen gemessenen und modellierten mittleren Monatsabflüssen im Jahr 1971 (Quelle: Eigene Darstellung)

Monat	Gemessene Monatsabfluss (m <sup>3</sup> /s)	ARMA (m <sup>3</sup> /s)	Mod Var. (m <sup>3</sup> /s)	ARMA/Variation (m <sup>3</sup> /s)
Jan. 71	658	1060	318	677
Feb. 71	906	1076	512	781
Mrz. 71	824	1134	500	803
Apr. 71	798	1214	921	1050
Mai. 71	555	921	1002	945
Jun. 71	868	489	1259	860
Jul. 71	717	551	115	328
Aug. 71	296	266	375	315
Sep. 71	287	248	337	288
Okt. 71	336	289	280	280
Nov. 71	353	372	544	451
Dez. 71	566	393	787	580

Tabelle 5.8 zeigt eine Verbesserung der Prognose mit der Anwendung des Modells ARMA/Variation hinsichtlich der durch das ARMA-Modell erhaltenen Ergebnisse. Diese Feststellung wird durch die Berechnung des RMSE (Gl. 4.14) für beide Datenreihen belegt (vgl. Tabelle 5.9).

Tabelle 5.9: Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) zwischen gemessenen und modellierten Monatsabflüssen in Wehningen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	RMSE (m <sup>3</sup> /s)
ARMA	318
ARMA/Variation	295

Abbildung 5.23 zeigt eine graphische Annäherung zwischen der durch ARMA/Variation erhaltenen Abflussganglinie und der gemessenen Abflussganglinie. Im Vergleich mit Abbildung 5.22 beschreibt das Modell ARMA/Variation die unterschiedlichen Abflüsse während des modellierten Zeitraums in besserer Form. Während des analysierten Zeitraums von 1971-2000 hat das Modell ARMA/Variation das Verhalten der Abflüsse – insbesondere für kleine Abflüsse – gut modelliert. Bei Extremereignissen wie extreme Hochwasser erreicht die Prognose des Modells nicht die gemessenen Werte. Ungeachtet dessen enthält das kombinierte Modell (ARMA/Variation) den Mittelwert, das Verhalten und die Tendenz der mittleren Werte – alle wichtigen Aspekte, um zukünftige Daten zu simulieren.

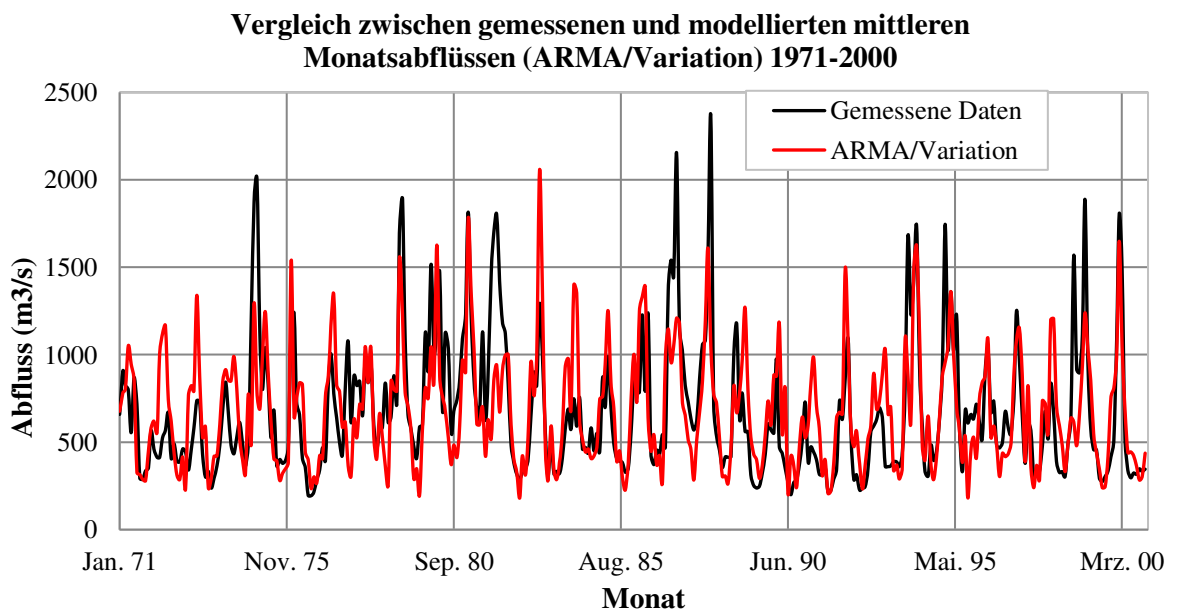


Abb.5.23: Vergleich zwischen gemessenen und durch das Modell ARMA/Variation modellierten Monatsabflüssen, 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

#### 5.1.4.4. REMO-Daten

Wie in Kapitel 4.2.3.2 ausgeführt, werden die REMO-Niederschlagsdaten durch Anwendung der Gleichung 2.120 in das Modell einbezogen. Die berichtigten Datenreihen von REMO-Daten im Vergleich mit den gemessenen Daten der verschiedenen Wetterstationen DWD (siehe Kapitel 4.2.3.2) während des Zeitraums 1971-2000 sind Anhang 8.24 zu entnehmen. Obwohl dieser Vergleich im Allgemeinen eine akzeptable Modellierung der Niederschläge durch REMO zeigt, liegen Unterschiede zwischen modellierten und gemessenen Daten vor. Die Kalibrierung durch die Korrekturfaktoren

FC (Tabelle 4.25) ermöglicht es abzusichern, dass der gesamte gefallene Niederschlag (Volumen) während des Zeitraums 1971-2000 für beide Datenreihen ähnlich ist. Dabei bleibt zu bedenken, dass die Kalibrierung die zeitliche Verteilung der durch REMO modellierten Niederschläge nicht korrigieren kann. Es wird deutlich, dass durch die zeitliche Verteilung der Niederschläge Überflutungsprozesse bestimmt werden können. Im Fall, dass die prognostizierte Verteilung nicht korrekt ist, kann sich deshalb eine Einschränkung für die Modellierung der Hochwasser ergeben.

#### 5.1.4.5. Modellerte Monatsabflüsse zwischen 2001-2100

Für die Modellierung der Monatsabflüsse zwischen 2001 und 2100 wurden für das Modell ARMA/Variation REMO-Daten verwendet. Zunächst wurden die modellierten Daten zusammen mit gemessenen Abflussdaten zwischen 2001 und 2010 eingestellt und anschließend eine Validierung durchgeführt. Die statistischen Daten für die modellierten und gemessenen Abflussdatenreihen sind in Tabelle 5.10 dargestellt.

Die Abflussdatenreihen zeigen einen Unterschied in der Standardabweichung  $S_{n-1}$ . Dieser Unterschied erklärt sich durch die extremen Überflutungen von 2002 und 2006, die durch die REMO-Monatsniederschläge nicht prognostiziert und daher nicht korrekt im Modell ARMA/Variation dargestellt wurden.

Tabelle 5.10: Statistische Parameter gemessener und modellierter Datenreihen zwischen 2001 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

	$\bar{X}$ (m <sup>3</sup> /s)	$S_{n-1}$ (m <sup>3</sup> /s)
Gemessene Daten	712	416
Modell ARMA/Variation	712	332

Nach der Analyse des Modells ARMA/Variation zwischen 2001 und 2010 wurde die Projektion der Abflussdaten für den Zeitraum 2001-2100 durchgeführt. Im Anhang 8.25 sind die Ergebnisse des Modells ARMA/Variation aufgeführt.

#### 5.1.4.6. Vergleich der Ergebnisse des Modells ARMA/Variation und der BfG-Modelle

Wie in Kapitel 4.2.3.3 erläutert, wurden von der BfG im Rahmen des Forschungsprojekts KLIWAS mit Berücksichtigung der REMO-Daten drei Simulationen für die Zeit zwischen 1960 und 2099 für Neu Darchau durchgeführt (Nilson et al., 2014). Die Simulationen wurden in dieser Untersuchung als Modelle BfG1, BfG2 und BfG3 bezeichnet. Für den Vergleich der Ergebnisse des Modells ARMA/Variation und der BfG-Modelle wurden die von der BfG modellierten Daten durch die Anwendung von Gl. 4.1 auf Wehningen übertragen. Der durchschnittliche Abfluss und der Korrekturfaktor für den Zeitraum 1960-2000 sind Tabelle 5.11 zu entnehmen.



Tabelle 5.11: Korrekturfaktor für die Modelle der BfG im Zeitraum 1960-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	$\bar{X}$ (m <sup>3</sup> /s)	<i>FK</i>
BfG1	779	0.90
BfG2	721	0.97
BfG3	695	1.01
Wehningen	700	1

Mit der Anwendung der *FK*-Faktoren der Tabelle 5.11 werden die modellierten Abflussdaten der verschiedenen Modelle (BfG1, BfG2, BfG3) zwischen 1960 und 2000 vergleichbar. In Tabelle 5.12 sind die RMSE für die BfG-Modelle und ARMA/Variation für mittlere Monatsabflüsse zwischen 1971-2000 zu sehen.

Tabelle 5.12: Quadratwurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) zwischen gemessenen und modellierten Monatsabflüssen für verschiedene Modelle in Wehningen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	RMSE (m <sup>3</sup> /s)
BfG1	596
BfG2	526
BfG3	502
ARMA/Variation	295

Nach den Ergebnissen in Tabelle 5.12 sind die quadratischen Fehler (RMSE) der BfG-Modelle höher als die des Modells ARMA/Variation. Die BfG-Modelle zeigen hohe Abflusswerte bzw. extreme Überflutungen während des Zeitraums 1960-2000, die in der Realität nicht stattgefunden haben. In Anhang 8.26 ist ein graphischer Vergleich zwischen modellierten und gemessenen täglichen Abflüssen zwischen 1960 und 2000 dargestellt. Aus Tabelle 5.13 geht die Tendenz der Abflussganglinie der Monatsdaten der BfG-Modelle und des Modells ARMA/Variation für den Zeitraum 1971-2000 erkennbar hervor. Alle Modelle stimmen darin überein, dass die Tendenz der Daten zwischen 1971 und 2000 negativ ist. Das Modell BfG3 zeigt die größte negative Tendenz im Vergleich mit dem Modell ARMA/Variation. Das Modell ARMA/Variation ergibt eine den gemessenen Abflussdaten ähnliche Tendenz.

Tabelle 5.13: Tendenz der Abflussganglinie von Monatsdaten zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	Tendenz
BfG1	-0.0012
BfG2	-0.0046
BfG3	-0.0278
ARMA/Variation	-0.0039
Gemessene Daten	-0.0039

Für die Projektionen zwischen 2001-2099 werden die Tendenzen der Ergebnisse der Modelle in Tabelle 5.14 dargestellt.

Tabelle 5.14: Tendenz der projizierten Abflussganglinie der Monatsdaten zwischen 2001-2099 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	Tendenz
BfG1	-0.0066
BfG2	-0.0053
BfG3	-0.0014
ARMA/Variation	-0.0006

Die Ergebnisse der Tabelle 5.14 zeigen, dass alle Modelle eine negative Tendenz der mittleren Abflüsse für das Ende des Jahrhunderts voraussagen. Das Modell BfG1 prognostiziert den höchsten negativen Wert. Im Gegensatz dazu sagt das Modell ARMA/Variation den niedrigsten Wert vorher. Für einen kürzeren Zeitraum, wie z.B. zwischen 2021 und 2050, ergeben die Modelle ebenfalls Differenzen, wie in Tabelle 5.15 zu entnehmen ist.

Tabelle 5.15: Tendenz der projizierten Abflussganglinie der Monatsdaten zwischen 2021-2050 (Quelle: Eigene Darstellung)

Modell	Tendenz
BfG1	-0.0042
BfG2	-0.0178
BfG3	-0.0284
ARMA/Variation	0.0011

Für den Zeitraum 2021-2050 zeigen die BfG-Modelle in Tabelle 5.15 eine negative Tendenz der mittleren Monatsabflüsse. Im Gegensatz dazu prognostiziert das Modell ARMA/Variation eine positive Tendenz für diese 30 Jahre. Dabei zeigt sich auch der Einfluss der Tendenz der REMO-Niederschlagsdaten, die für diesen Zeitraum ebenfalls eine positive Tendenz aufweisen. Grundsätzlich prognostiziert das Klimamodell REMO eine Zunahme der Niederschläge im Wehninger-Einzugsgebiet für den Zeitraum 2021-2050 auf. Die Zunahme der Niederschläge führt mit großer Wahrscheinlichkeit zu einer Zunahme der Abflüsse in der Elbe, was durch das Modell ARMA/Variation sachgerecht dargestellt wird. Die Abbildungen 5.24 und 5.25 zeigen die maximalen und minimalen jährlichen Abflüsse im Zeitraum 2021-2050. Während die maximalen jährlichen Abflüsse in diesem Zeitabschnitt im Modell ARMA/Variation einen Wert von 3.000 [m<sup>3</sup>/s] nicht überschreiten, erreichen sie in den Modellen BfG1 und BfG3 fast 7.000 [m<sup>3</sup>/s]. Bei den minimalen Abflüssen im Zeitraum 2021-2050 befinden sich alle Modelle im Allgemeinen in einer Bandbreite zwischen 200 [m<sup>3</sup>/s] und 300 [m<sup>3</sup>/s].

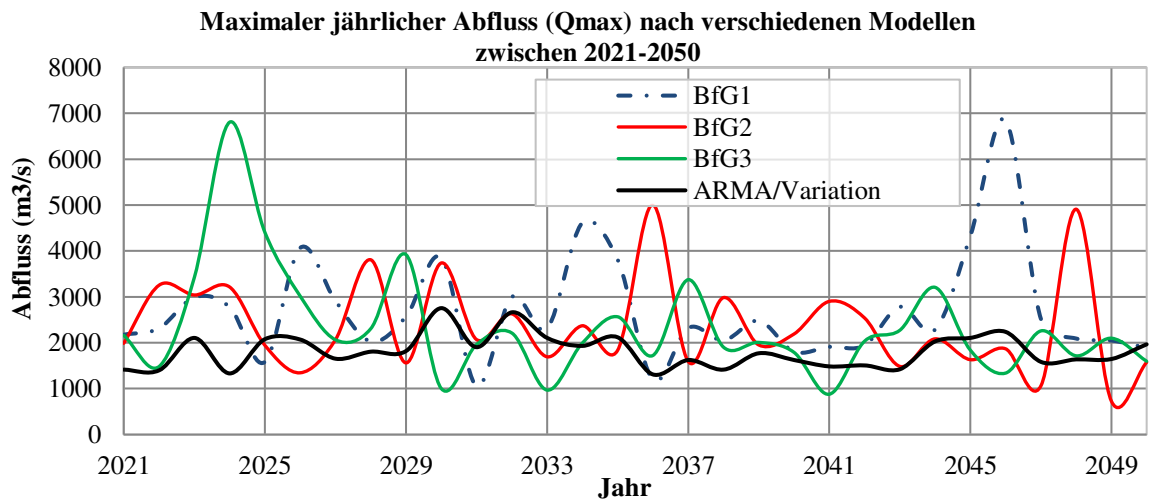


Abb.5.24: Maximaler jährlicher Abfluss ( $Q_{max}$ ) der Modelle BfG1, BfG2, BfG3 sowie ARMA/Variation zwischen 2021 und 2050 (Quelle: Eigene Darstellung)

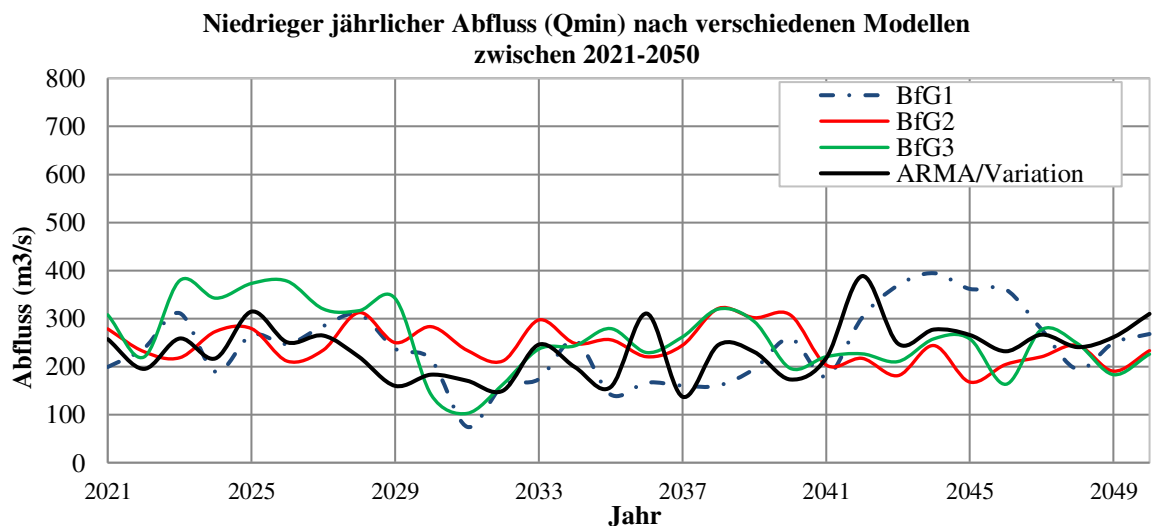


Abb.5.25: Niedrigster jährlicher Abfluss ( $Q_{min}$ ) der Modelle BfG1, BfG2, BfG3 und ARMA/Variation zwischen 2021 und 2050 (Quelle: Eigene Darstellung)

**Schlussfolgerung des Kalibrierungsvorgangs des Modells ARMA/Variation:** Die durch das kalibrierte Modell ARMA/Variation erhaltenen Ergebnisse stellen eine plausible Prognose der zukünftigen Abflüsse dar, die im Vergleich zu den BfG-Modellen Unterschiede zeigen, insbesondere im Fall von maximalen jährlichen Abflüssen. Die Unterschiede der Ergebnisse sind im Allgemeinen auf die Rahmenbedingungen und Eingangsdaten der Modelle zurückgeführt.

### 5.1.5 Zusammenfassung der Kalibrierung

Kapitel 5.1 enthält die Ergebnisse der Kalibrierungsvorgänge der erforderlichen Modellierungen für die zukünftige Prognose der Fluss- und Flussauenmorphologie, der Änderung der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften und der Wasserstände im Untersuchungsgebiet Wehninger Werder. Diese Modellierungen sind für die Anwendung der vorgeschlagenen Methode der *dynamischen Interaktion von Modellen* zwecks Analyse der zukünftigen Entwicklung des Vorlandes (siehe Kap. 2.4) wesentlich. Die Modellierungen wurden durch die Anwendung eines: a) Flussmodells (stationär und

instationär – HEC RAS Modell); b) Sedimenttransportmodells (HEC-RAS-Modell); c) Bodenwassermodells (HYDRUS) und d) stochastischen Modells (Langzeitprognose – Modell ARMA/Variation) durchgeführt.

Hinsichtlich der Flussmodellierung war vorab aufgrund der Notwendigkeit, tägliche Abflüsse über einen Zeitraum von 100 Jahren zu modellieren, das Kriterium definiert worden, die Modellierung durch ein eindimensionales Modell (1D) durchzuführen (siehe Kapitel 4.2). Für die Bestimmung des Manning-Koeffizienten  $n$ , der für die Flussmodellierung notwendig ist, wurde die Verteilung einiger Pflanzengesellschaften im Vorland berücksichtigt (siehe Tabelle 5.1).

Die Kalibrierung der Flussmodelle wurde durch die gemessenen WSV-Abflussdaten und Geländemessungen (elektronische Messungen des Divers und manuelle Messungen der Pegellatte) durchgeführt. Die Differenz zwischen den modellierten und gemessenen Daten für verschiedene Abflüsse erreichte bis zu 5 cm. Der Kalibrierungsprozess ermöglichte es, den Einfluss der Vegetation auf den Wasserstand, sowie die Gewinnung von wesentlichen hydraulischen Parametern, wie z.B. die Abflusskurve bzw. Schlüsselkurve für jede untersuchte Station (Profil) im Untersuchungsgebiet, festzustellen (siehe Abb. 5.2).

Hinsichtlich der Kalibrierung des Sedimenttransportmodells wurde in Kapitel 4.2.1.3 erwähnt, dass im Bereich des Wehninger Werders keine direkte Messung des Feststoffeintrags (Geschiebe und Schwebstoff am Rand des Untersuchungsgebiets) existiert. Daher wurden die von WSV und BfG an den Messstationen Langendorf (Elbe-km 500.56) und Wilkenstorf (Elbe-km 516.16) gemessenen Daten verwendet. Außerdem wurden die in der Literatur vorhandenen Daten berücksichtigt (vgl. Faulhaber, 1998, 2000; Vollmer und Schriever, 2004). Die modellierten Daten der 35 Jahre zwischen 1959 und 1994 zeigten, dass es während dieses Zeitraums keine wichtige Variation der Erosion/Sedimentation gab. Die modellierte Strecke zeigte Variationen von  $\pm 20$  cm, d.h. eine durchschnittliche Erosion von 0.5 cm pro Jahr (vgl. Vollmer und Schriever, 2005). Dies stimmt mit der Literatur überein. Faulhaber (1998, 2000) beschreibt, dass während des gleichen Zeitraums, d.h. von 1959 bis 1994, zwischen Schnackenburg (Elbe-km 474) und Neu Darchau (Elbe-km 536) eine *leichte Erosion* von weniger als 20 cm aufgetreten ist. Wie in Kapitel 5.1.2.1 erwähnt, zeigt dies insgesamt eine Stabilität des Flussbetts über diesen Zeitraum. In Abbildung 5.8 konnten einige lokale Erosions-/Sedimentationsprozesse beobachtet werden. Im Fall der letzten modellierten Strecke (200 m) besteht eine Erosion größer als 20 cm, wobei diese wichtige Variation des Flussbetts als Fehler der Randbedingung des Modells interpretiert werden kann. Ein weiterer wichtiger Aspekt für die Kalibrierung des Sedimenttransportmodells war das Volumen des transportierten Sediments. Die modellierte mittlere Jahresfracht für Sand und Geschiebe in Wehningen für den Zeitraum 1992-2001 erreichte im Durchschnitt 229,000 t/a.

Für die Untersuchung möglicher Auswirkungen von Abflussänderungen im Wehninger Werder wurden die bestehenden **Zusammenhänge zwischen Grundwasser, Flusswasser und Bodenwasser im Deichvorland** bestimmt. Hinsichtlich des

**Bodenwassermodells** wurde in Kapitel 5.1.3.1 zunächst der Zusammenhang zwischen **Flusswasser/Grundwasser** bestimmt. Es existiert eine direkte Beziehung zwischen Flusswasser und Grundwasser durch die Faktoren  $C_W$  und  $C_0$ , deren Werte für diese Flusstrecke 0.8428 und 2.1349 entsprechen. Diese Beziehung wurde durch Feldmessungen (Diver) zwischen Februar 2010 und Juli 2011 bestätigt. Die Bestimmung einer direkten Beziehung zwischen Flusswasser und Grundwasser für das Deichvorland von Wehningen ermöglicht es, das Niveau des Grundwassers mithilfe des Niveaus des Flusswassers zu ermitteln. Dies erleichtert für diesen Typ von Auenbereichen die schnelle Bestimmung des Grundwasserstands.

In Kapitel 5.1.3.2 wurde die **Bodenwasserbewegung** im Wehninger Werder durch die Entwicklung eines Bodenwassermodells modelliert. Dafür wurde die Gleichung von Van Genuchten-Mualem verwendet (siehe auch Kap. 4.2.2.2), die die Richards-Gleichung löst (vgl. Nakei und Šimůnek, 2014; Linares, 2012; Van Genuchten, 1980; Van Genuchten und Nielsen, 1985). Angesichts der Merkmale des Auenbodens und der Schwankungen des Grundwassers wurde die Entwicklung eines 1D-Modells für die Evaluierung der vertikalen Bewegung des Wassers im Auenboden berücksichtigt. Für die Modellierung wurde ein Bodenprofil von 300 cm festgelegt, das in Bodenhorizonte in Anlehnung an die von Weniger (2010) durchgeführten Gelände- und Laborarbeiten gegliedert wurde. Für die Kalibrierung der Ergebnisse des Modells wurden die in der Plateau-Station gemessenen Felddaten zu Wasserspannung, Wassergehalt, Temperatur, Klima und Grundwasser verwendet (siehe Kap. 4.2.2.1). Die kalibrierten Werte wurden durch die Anwendung der Methodologie der Inverse-Modellierung über die Gleichung von Van Genuchten-Mualem erhalten (siehe Tabelle 5.2). Diese kalibrierten Werte sind übereinstimmend mit den in Kapitel 3.4 beschriebenen Bodencharakteristika. Die mit der Gleichung von Van Genuchten-Mualem erhaltenen verschiedenen Retentionskurven für die Bodenhorizonte ermöglichen die Bestimmung der Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt des Auenbodens in der Plateau-Station (siehe Kap. 5.1.3.2). Trotz der Streuung der gemessenen Daten hatten die modellierten Daten des Wassergehalts einen RMSE von unter 6.3 % (vgl. Tab. 5.3), d.h. die erhaltenen Kurven beschreiben mit angemessener Genauigkeit die untersuchte Beziehung. Die Unterschiede der Verläufe der Retentionskurven zwischen den Bodenhorizonten in Abbildung 5.12 bis Abbildung 5.15 ergeben sich aus der Bodentextur jedes Bodenhorizonts (vgl. Reyna, 2008; Feike et al., 1997; Fredlung et al., 1994, Fredlung und Xing, 1994).

Die Fehler (RMSE) zwischen modellierten und gemessenen Wasserspannungsdaten sind niedriger als 70 cm WS (siehe Tabelle 5.4). Der größte Fehler (65.92 cm WS) ist in der oberen Bodenschicht BH1 entstanden und stand möglicherweise in Zusammenhang mit Defekten der Messsensoren aufgrund der höheren Spannungen im Boden während der Trockenzeit. Die unteren Bodenschichten zeigen ein homogenes Verhalten unter dem Einfluss des Grundwassers.

Die Beziehung zwischen **Grundwasser und Bodenwasser** wurde für die vier Bodenhorizonte des Plateaustandortes (Klimastation) in Abbildung 5.20 dargestellt. Den Abbildungen ist zu entnehmen, dass die Verläufe der Wasserspannung für alle

Bodenhorizonte eine direkte Beziehung zum Verlauf des Grundwassers besitzen, insbesondere bei den unteren Bodenhorizonten. Im Fall der oberen Bodenschicht addiert sich der Einfluss der Niederschläge, der einige Unterschiede bezogen auf den Einfluss des Grundwassers verursacht. Der Einfluss des Niederschlags verringert nicht den Einfluss des Grundwassers (siehe Abb. 5.20  $BT = 15 \text{ cm}$ ). Mit Hilfe der festgestellten Beziehung zwischen Grundwasser und Bodenwasser konnten für das Deichvorland die feuchte Periode und Trockenzeit durch die Höhe des Grundwasserstandes bzw. die Dynamik der Überflutungen charakterisiert werden. Dieser Aspekt ist sehr wichtig für die Entwicklung der Vegetation im Deichvorland (vgl. Hellwig, 2000; Heinken, 2002; Redecker, 2001).

Für die **Erstellung von zukünftigen Daten** für die Analyse der Auswirkungen des Klimawandels im Untersuchungsgebiet aufgrund der möglichen Überflutungsänderungen der Elbe wurde das **stochastische Modell ARMA** (Autoregressives Modell gleitender Mittelwerte) verwendet (siehe Kap. 4.2.3.2). Dieses stochastische Modell ermöglicht die Projektion von monatlichen Abflüssen (synthetische Reihe) unter Berücksichtigung des historischen Verhaltens der gemessenen registrierten Abflüsse (vgl. Garcia, 2010; Moreno und Salazar, 2008; Salas et al., 1980). Das Verhalten der historischen Abflüsse wurde durch **Periodizität** mit der Methode *Moving Average* analysiert, siehe Kapitel 2.4.2.1.3 und 5.1.4.1 (vgl. McCuen, 2003) und durch **Persistenz** mit der Methode *Rescaled Adjusted Range* (RAR), siehe Abbildung 5.21 (vgl. Smith, 1983; McLeod und Hipel, 1978; Hurst, 1951). Durch die Periodizität wurde bestätigt, dass sich die Variationen in der Elbe im Jahrestakt wiederholen und von trockenen bis feuchte Perioden variieren. Für die Persistenz wurde ein Hurst-Koeffizient von  $h = 0.632$  erhalten. Dieser Hurst-Koeffizient gibt an, dass in der Zeitreihe ein *persistentes Verhalten* besteht bzw. das Verhalten der zukünftigen Werte mit den historischen Werten verknüpft ist. Der Wert des Hurst-Koeffizienten bestätigt, dass die Anwendung der ausgewählten stochastischen Methodologie für Wehningen möglich ist.

Aus der Abbildung 5.22 geht ein Vergleich von den durch das **Modell ARMA** modellierten und gemessenen mittleren Monatsabflüssen während des Zeitraums 1971-2000 hervor. Die statistischen Werte für Mittelwert und Standardabweichung sind für beide Datenreihen ähnlich (siehe Tabelle 5.7). Dies ist auch bei den vom Modell ARMA verwendeten Kriterien zu sehen (siehe Kap. 2.4.2.2). Ungeachtet dessen sind in Abbildung 5.22 deutliche Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Datenreihen zu erkennen, die insbesondere trockene Jahre betreffen, in denen die modellierten Daten über den gemessenen Werten liegen. Dieser Unterschied könnte die Qualität der Prognose betreffen. Um eine Verbesserung der modellierten Daten zu erreichen, wurde in dieser Untersuchung eine Modifizierung des Modells ARMA durch die Aufnahme einer messbaren Variablen vorgenommen, die die Variabilität der Abflüsse ausdrückt. Dazu beschreibt Kapitel 2.4.2.2 die Entwicklung des sogenannten Variationsmodells, das die Variation des Niederschlags über das entsprechende Einzugsgebiet verwendet und mit dem ARMA-Modell kombiniert. Daraus entstand das als **ARMA/Variation** bezeichnete Modell. Die Ergebnisse der Anwendung des Modells ARMA/Variation sind in Abbildung 5.23 dargestellt.

Für die Berücksichtigung des Klimawandels in den Abflussprognosen bis zum Jahr 2100 wurden beim Modell ARMA/Variation die durch das **Regionale Klimamodell REMO** modellierten Niederschlagsdaten verwendet (siehe Kap. 5.1.5.4). Die REMO-Daten entsprechen dem Niederschlag über dem Einzugsgebiet von Wehningen und wurden grundsätzlich durch den Vergleich mit den gemessenen Niederschlagsdaten während des Zeitraums 1971-2000 kalibriert. Der Kalibrierungsvorgang konzentrierte sich hauptsächlich auf das Volumen des gefallenen Niederschlags während des Zeitraums, in dem auch durch REMO die Niederschlagsdaten modelliert wurden, d.h. 1971-2000. In Anhang 8.24 sind die Verläufe der modellierten und gemessenen Daten zu sehen, die Unterschiede zeigen. Da die Vorhersage von REMO nur durch REMO-Modellierer selber adjustiert werden darf, konnten die beobachteten Unterschiede in dieser Untersuchung nicht korrigiert werden.

Durch die Anwendung der REMO-Daten im Modell ARMA/Variation konnten die mittleren Monatsabflüsse zwischen 2001 und 2100 erhalten werden (siehe Kap. 5.1.4.5). Die modellierten Abflussdaten wurden für den Zeitraum 2001-2010 validiert (siehe Tabelle. 5.10).

Schließlich wurden die durch das Modell ARMA/Variation generierten zukünftigen Abflussdaten mit den Ergebnissen von BfG-Modellen (siehe Kap. 5.1.4.6), die ebenso REMO-Daten verwenden, verglichen. Dazu wurden zunächst die Datenreihen der BfG-Modelle mit den gemessenen Abflussdaten kalibriert (siehe Tabelle 5.11). Anschließend wurden die quadratischen Fehler (RMSE) der Ergebnisse der BfG-Modelle mit denen des Modells ARMA/Variation verglichen (siehe Tabelle 5.12). Für den Zeitraum 1971-2000 zeigen die BfG-Modelle höhere RMSE als das Modell ARMA/Variation. Für den Zeitraum 2001-2099 zeigen die Modelle eine negative Tendenz, d.h. sie stimmen alle darin überein, dass es für das Ende des Jahrhunderts eine Abnahme des mittleren Abflusses der Elbe geben wird (siehe Tabelle 5.14).

Hinsichtlich des Zeitraums 2021-2050 bestehen zwischen den verschiedenen Modellen einige Unterschiede. Während aus den BfG-Modellen eine negative Tendenz geschlossen wird, also eine Verminderung der Abflüsse der Elbe für diesen Zeitraum, zeigt das Modell ARMA/Variation eine leichte Zunahme der Abflüsse ( $m = 0.0011$ ), siehe Tabelle 5.15. Die Ergebnisse des Modells ARMA/Variation sind übereinstimmend mit der Tendenz der durch REMO prognostizierten Niederschläge, die eine positive Tendenz für den gleichen Zeitraum im Einzugsgebiet der Elbe zeigen.

Hinsichtlich der durch die verschiedenen Modelle für den Zeitraum 2021-2050 prognostizierten minimalen und maximalen Abflüsse (siehe Abb. 5.24 und Abb. 5.25) können ebenso Unterschiede festgestellt werden. Im Fall der maximalen Abflüsse sind die prognostizierten Werte der BfG-Modelle im Allgemeinen höher als die des Modells ARMA/Variation. Während die maximalen jährlichen Abflüsse nach den BfG-Modellen über  $4000 \text{ m}^3/\text{s}$  und sogar bis zu  $7000 \text{ m}^3/\text{s}$  erreichen würden, würden sie nach dem Modell ARMA/Variation ca.  $3000 \text{ m}^3/\text{s}$  erreichen. Im Fall von minimalen Abflüssen in der Elbe würden sie nach allen Modellen in einem angemessenen Wertebereich während des Zeitraums 2021-2050 bleiben, d.h. zwischen  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  und  $300 \text{ m}^3/\text{s}$ .

## **5.2. Prognosen der zukünftigen Flussmorphologie**

Nach der Kalibrierung des Sedimenttransportmodells (siehe Kapitel 5.1.2) wurde eine Simulation für 100 Jahre (2001-2100) durchgeführt, bei der als Eingangsdaten die Geometrie des Flusses und die Daten der Abflussprognosen berücksichtigt wurden. Im Folgenden werden die Ergebnisse bezüglich a) der Variation des Flusslängsprofils und b) der Änderung des Querprofils analysiert.

### **a) Variation des Längsprofils**

Die Abbildungen 5.26 und 5.27 zeigen den projizierten Zustand des Flussbetts in den Jahren 2050 und 2100 im Vergleich zum Jahr 2001. Die modellierten Daten der Variation des Flussbetts befinden sich in Anhang 8.27.



Längsprofil Fluss Elbe zwischen EK 511 und EK 515  
Jahr 2001 / 2050 / 2100

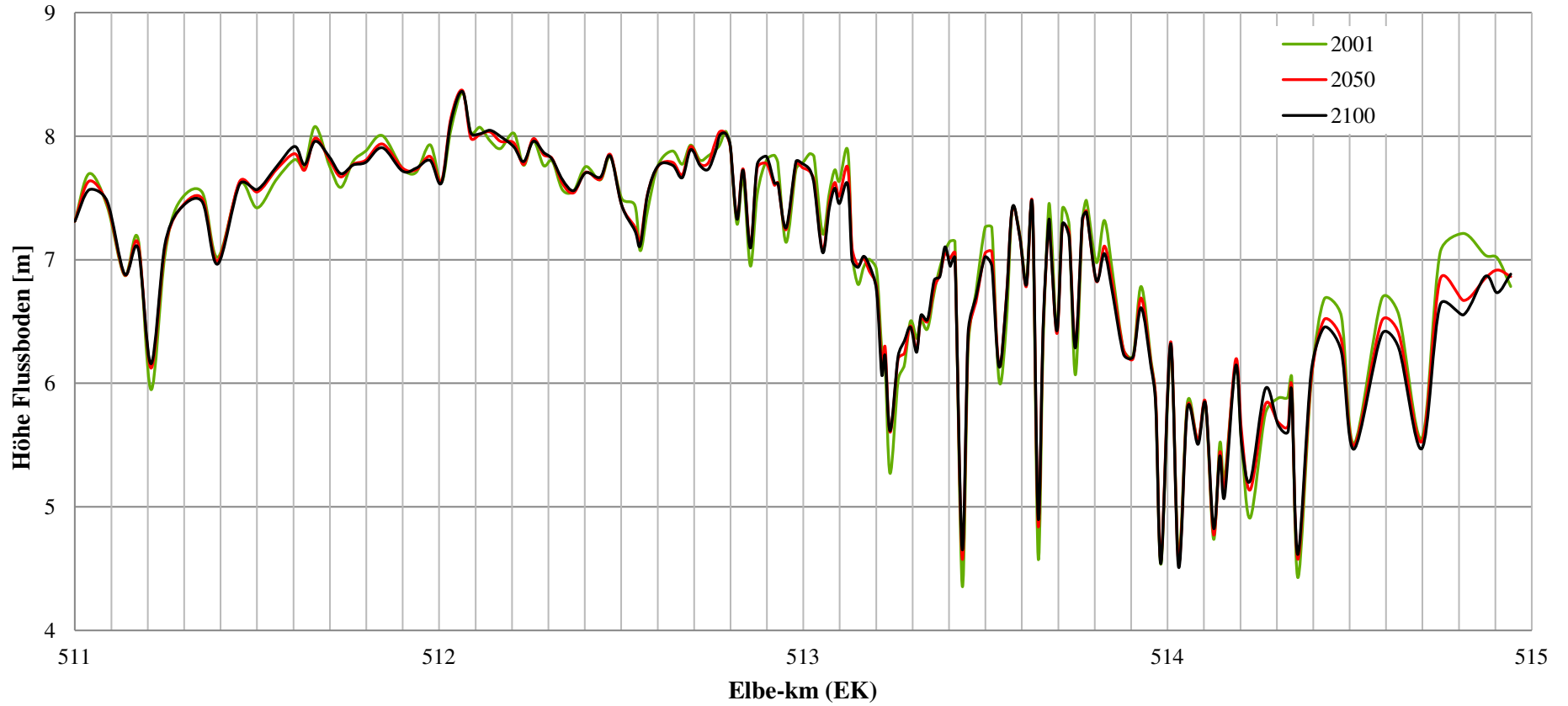


Abb.5.26: Entwicklung des Flusslängsprofils in 100 Jahren (2001-2100), (Quelle: Eigene Darstellung)

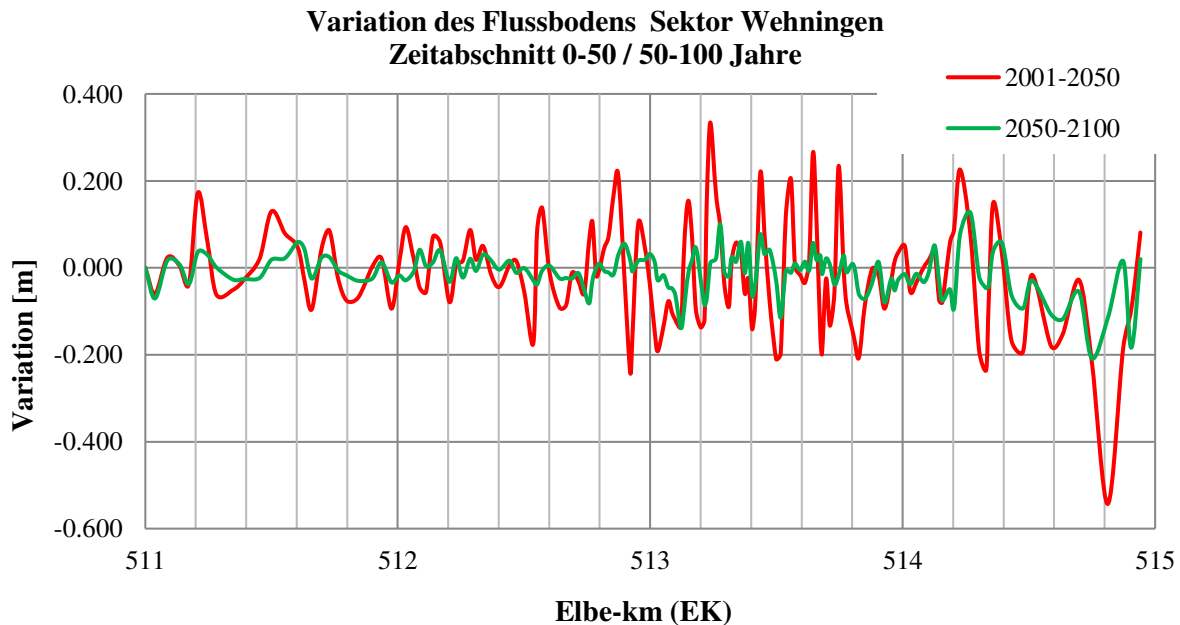


Abb.5.27: Variation des Flussbetts in den Zeitabschnitten 2001-2050 und 2050-2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

Hinsichtlich der Entwicklung des Flusslängsprofils im Untersuchungsbereich ist bei der Modellierung zwischen 2001 und 2050 eine beachtliche Vertiefung des letzten Abschnitts (Elbe-km 514.8) von ca. 40 cm zu beobachten (siehe Abb. 5.26). Diese erosive Veränderung nimmt im Laufe der Zeit ab und erreicht am Ende des Jahrhunderts in diesem Punkt ein Gleichgewicht unter 20 cm. Sedimentations- und Erosionsprozesse zeigen in der restlichen modellierten Flussstrecke nur begrenzte Veränderungen.

Die Abbildung 5.27 stellt die Dynamik des Sedimenttransports im Laufe der Zeit dar, die zur schrittweisen Entwicklung des Flussbetts führt, wie in Abbildung 5.27 für den Zeitraum 0-50 Jahre und 50-100 Jahre beobachtet werden kann. Die Variationen der Erosion/Sedimentation während der verschiedenen Zeitabschnitte konzentrieren sich besonders auf die Elbe-km 513 bis 514, in denen sich die Richtung des Verlaufs des Flusses aufgrund einer Flussschleife (Kurve) verändert (siehe Modellgebiet in Abb. 5.5).

In den letzten 200 Metern des modellierten Bereiches (Elbe-km 514.8) kann eine beachtliche örtliche Veränderung beobachtet werden, die möglicherweise einer durch die Modellierung verursachten Störung der Auslauftrandbedingungen entspricht. Für eine genauere Analyse des Sedimenttransports in diesen letzten 200 Metern wäre eine Erweiterung des Modellbereichs zweckmäßig, da die jetzt vorliegenden Ergebnisse durch mögliche Deformationen des Modells im Randbereich des modellierten Gebiets gestört sein können.

Aus Tabelle 5.16 ist die mittlere Variation des Flussbetts zwischen Elbe-km 511 und 515 während des gesamten modellierten Zeitraums zu entnehmen.

Tabelle 5. 16: Durchschnittliche Variation des Flussbetts der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 für die Zeiträume 2001-2050 und 2050-2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

Zeitabschnitt	Durchschnittliche Variation (cm)
2001-2050	-1.64
2050-2100	-1.24

Tabelle 5.16 zeigt, dass sich die Variationen des Flussbodens in dieser Flussstrecke am Ende des Jahrhunderts verringern.

### **b) Änderung des Querprofils**

Die mit dem Sedimenttransportmodell durchgeführten Simulationen verfügen über vollständige Anfangs- und Endprofile entlang der untersuchten Flussstrecke, so dass ein Vergleich ihrer Entwicklung in einer 100-jährigen Periode möglich ist. In Abbildung 5.28 sind die sieben untersuchten Querprofile dargestellt.

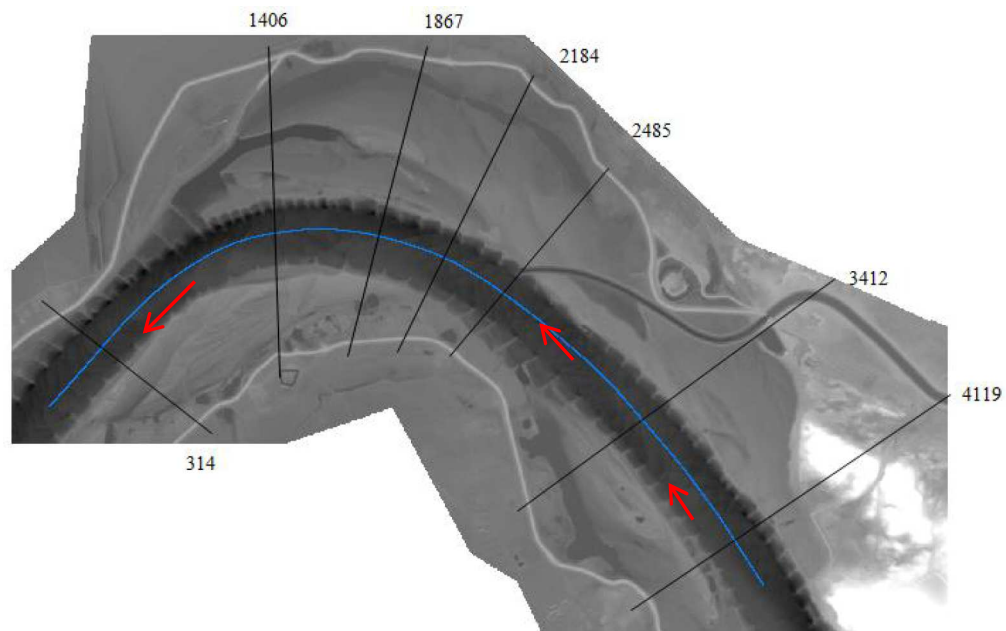


Abb.5.28: Querprofile der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung auf DGM-Elbe Nord-Brookmann, 2011)

Die Nummerierung der Querprofile in Abbildung 5.28 entspricht der verwendeten Nummerierung der im hydraulischen Flussmodell definierten Querprofile. Als Ist-Zustand wurde das Jahr 2001 berücksichtigt. Den Abbildungen 5.29 bis 5.35 können die Ergebnisse des Vergleichs zwischen der Situation der Querprofile im Jahr 2001 (Ist-Zustand) und im Jahr 2100 entnommen werden. Die entsprechenden Daten sind dem Anhang 8.28 zu entnehmen.

Querprofilveränderungen 2001 und 2100 - RS 4119

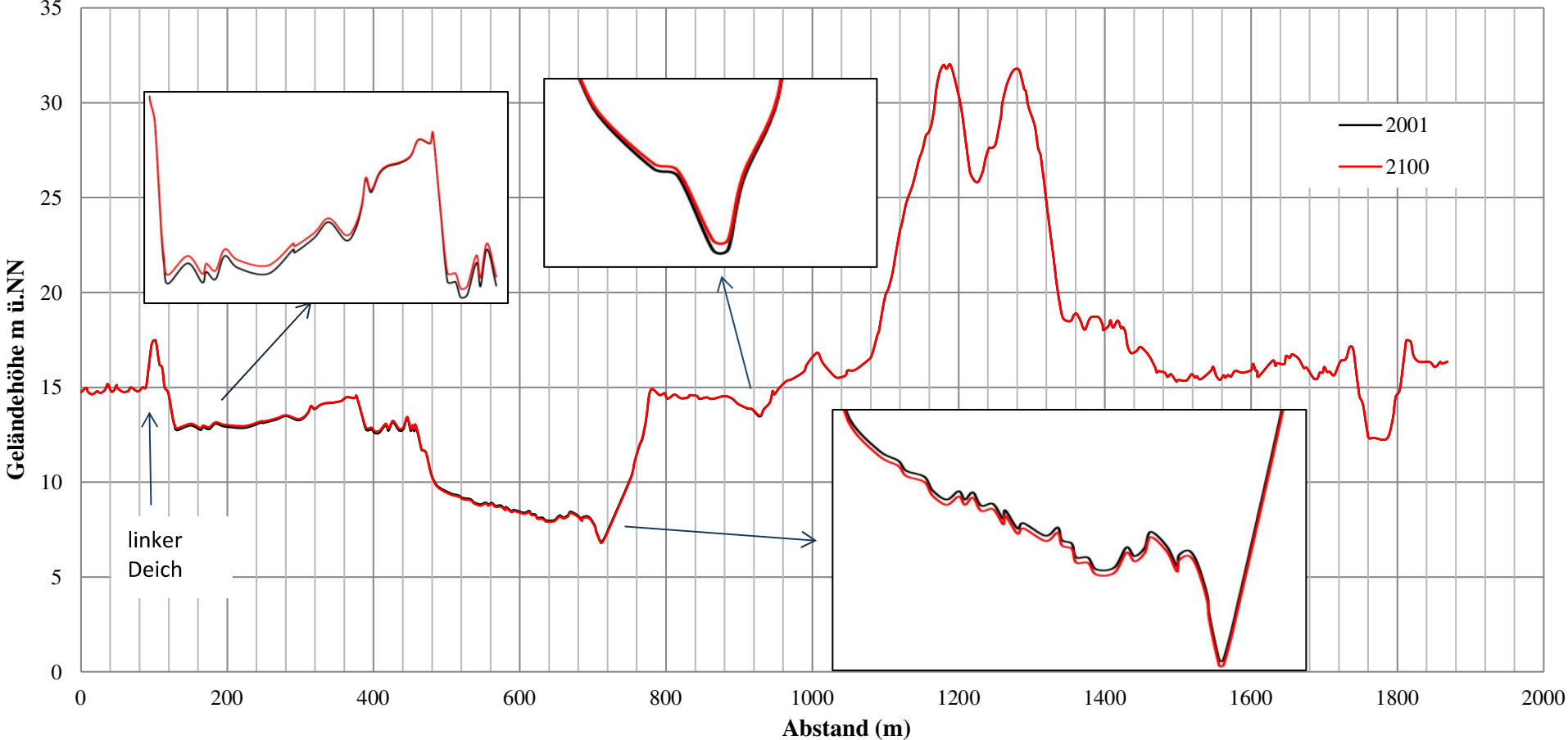


Abb.5.29: Veränderung des Querprofils RS 4119 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

### Querprofilveränderungen 2001 und 2100 - RS 3412

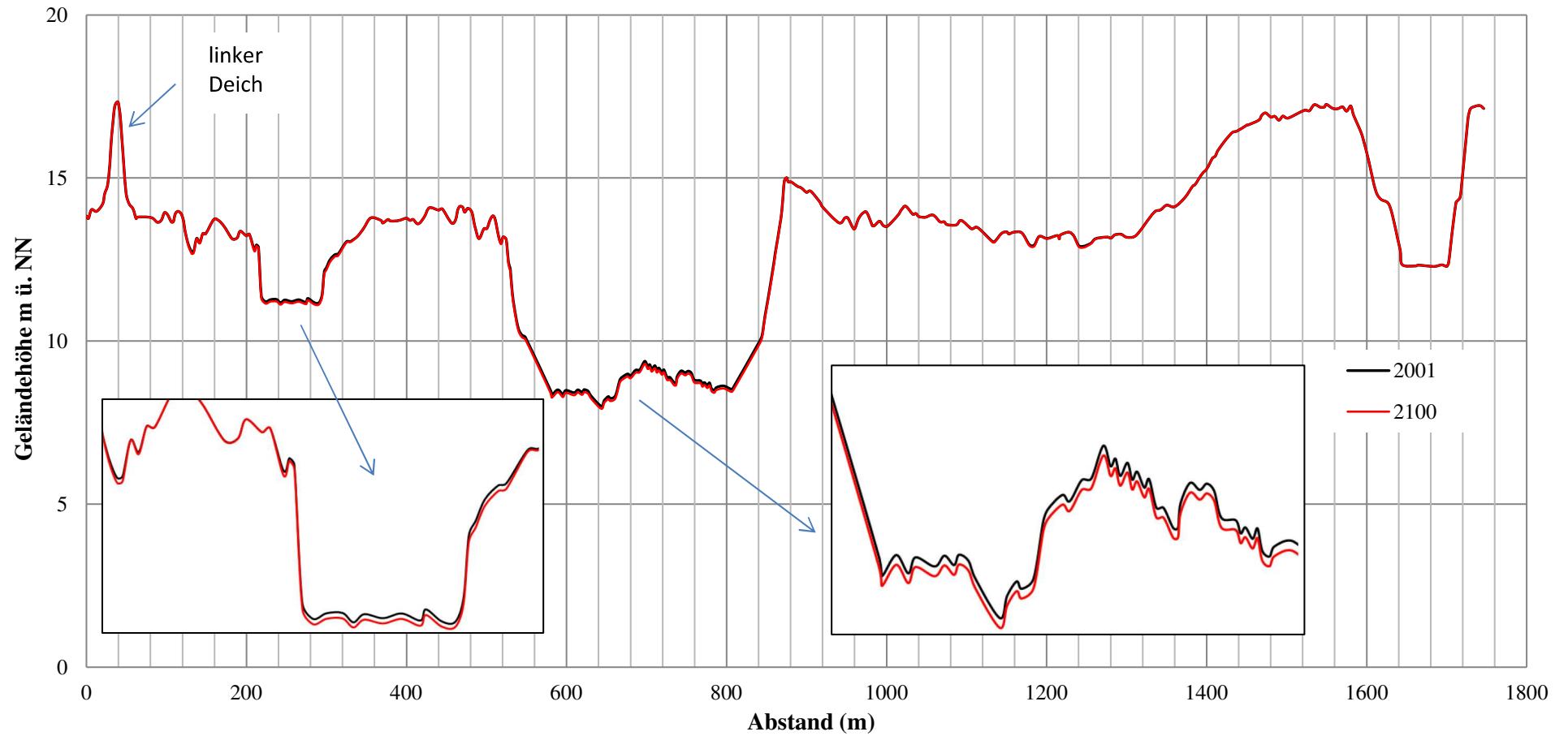


Abb.5.30: Veränderung des Querprofils RS 3412 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

### Querprofilveränderungen 2001 und 2100 - RS 2485

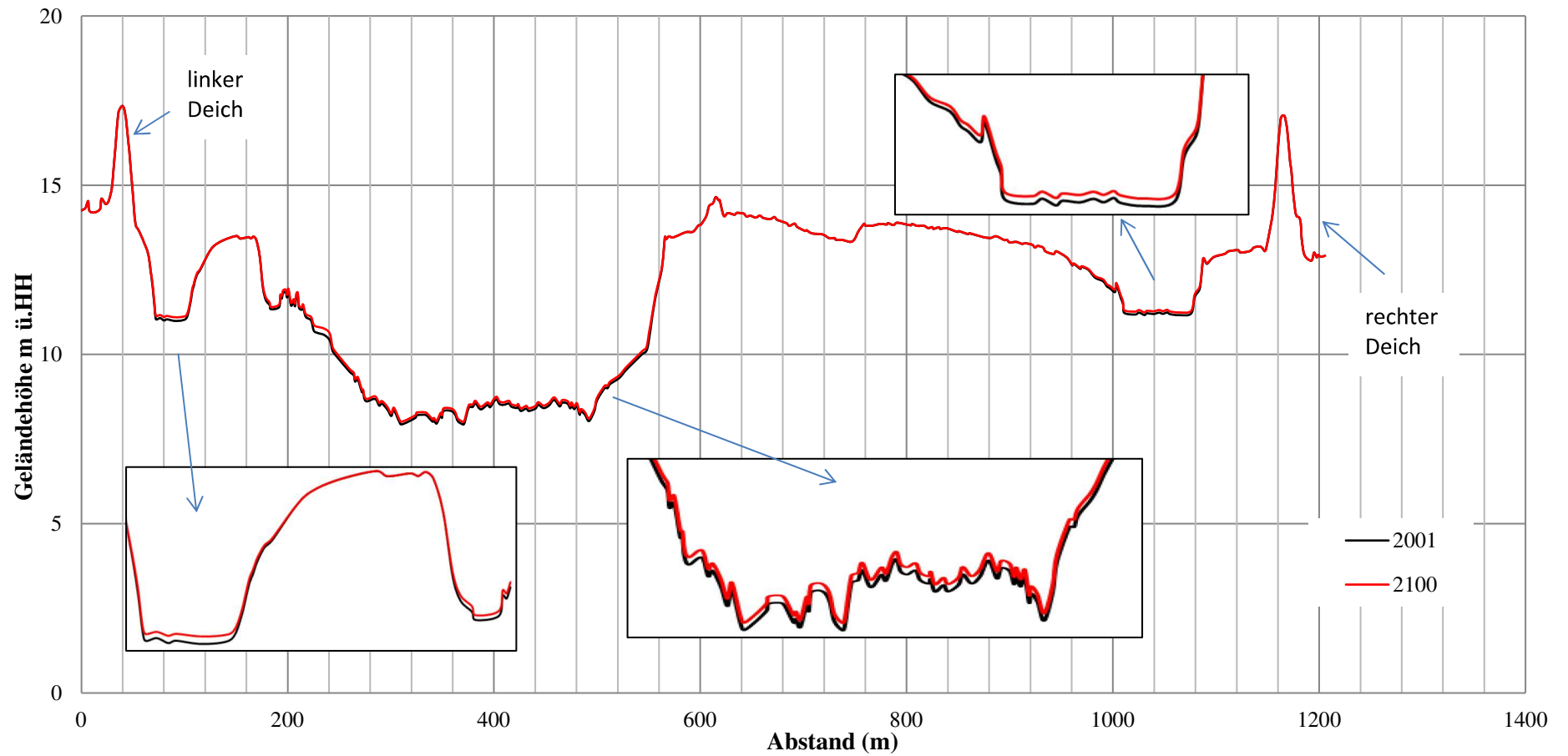


Abb.5.31: Veränderung des Querprofils RS 2485 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

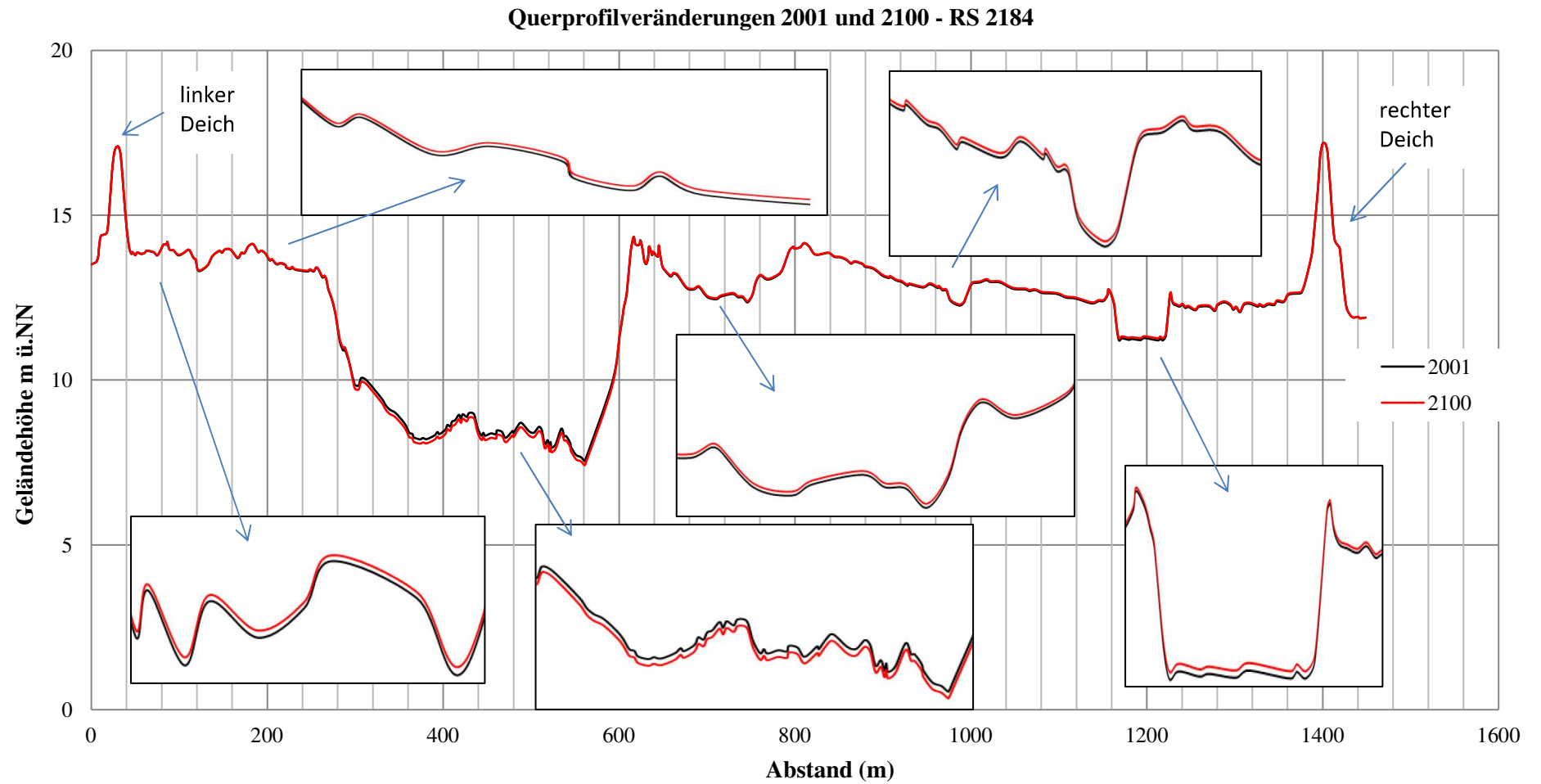


Abb.5.32: Veränderung des Querprofils RS 2184 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

### Querprofilveränderungen 2001 und 2100 - RS 1867

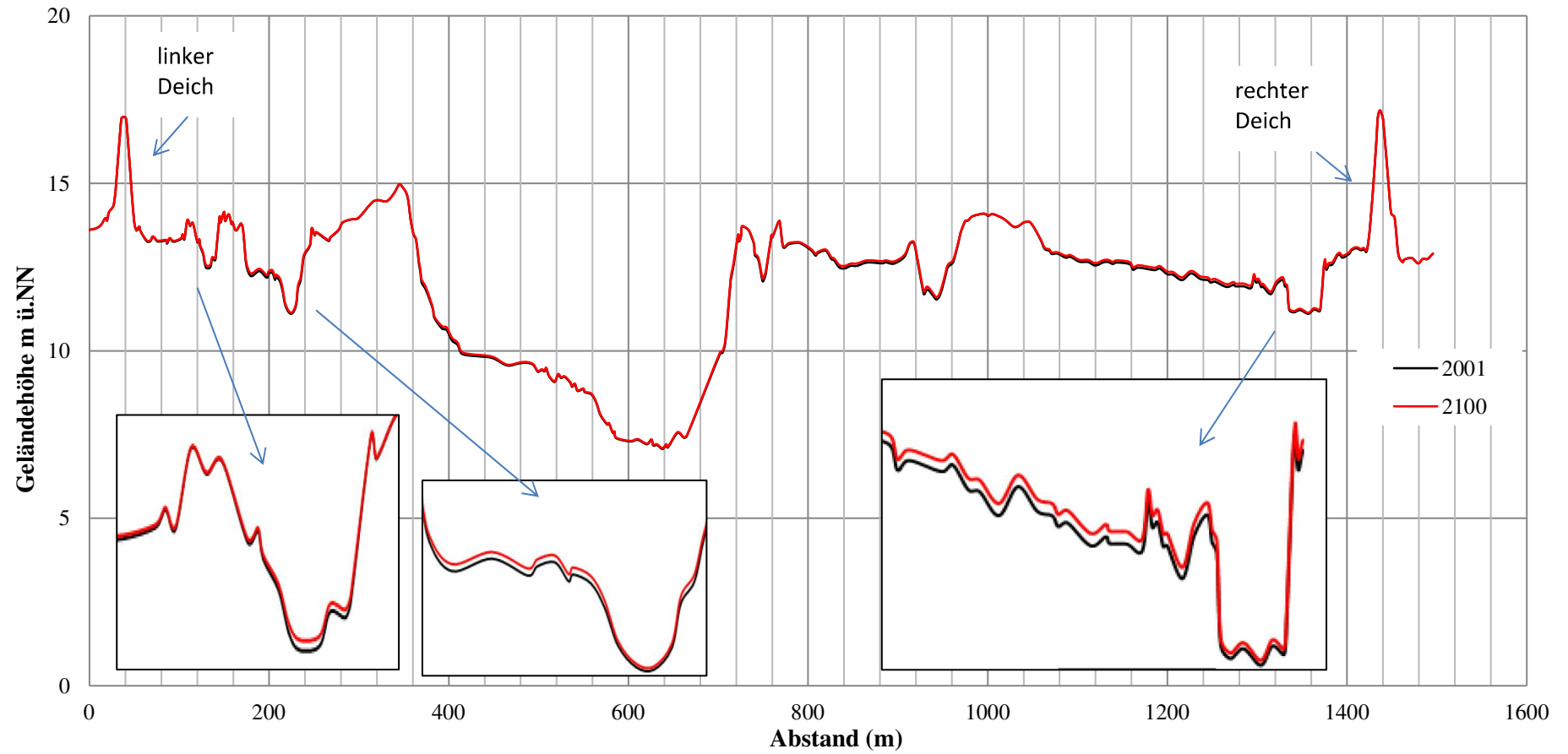


Abb.5.33: Veränderung des Querprofils RS 1867 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)



### Querprofilveränderungen 2001-2100 - RS 1406

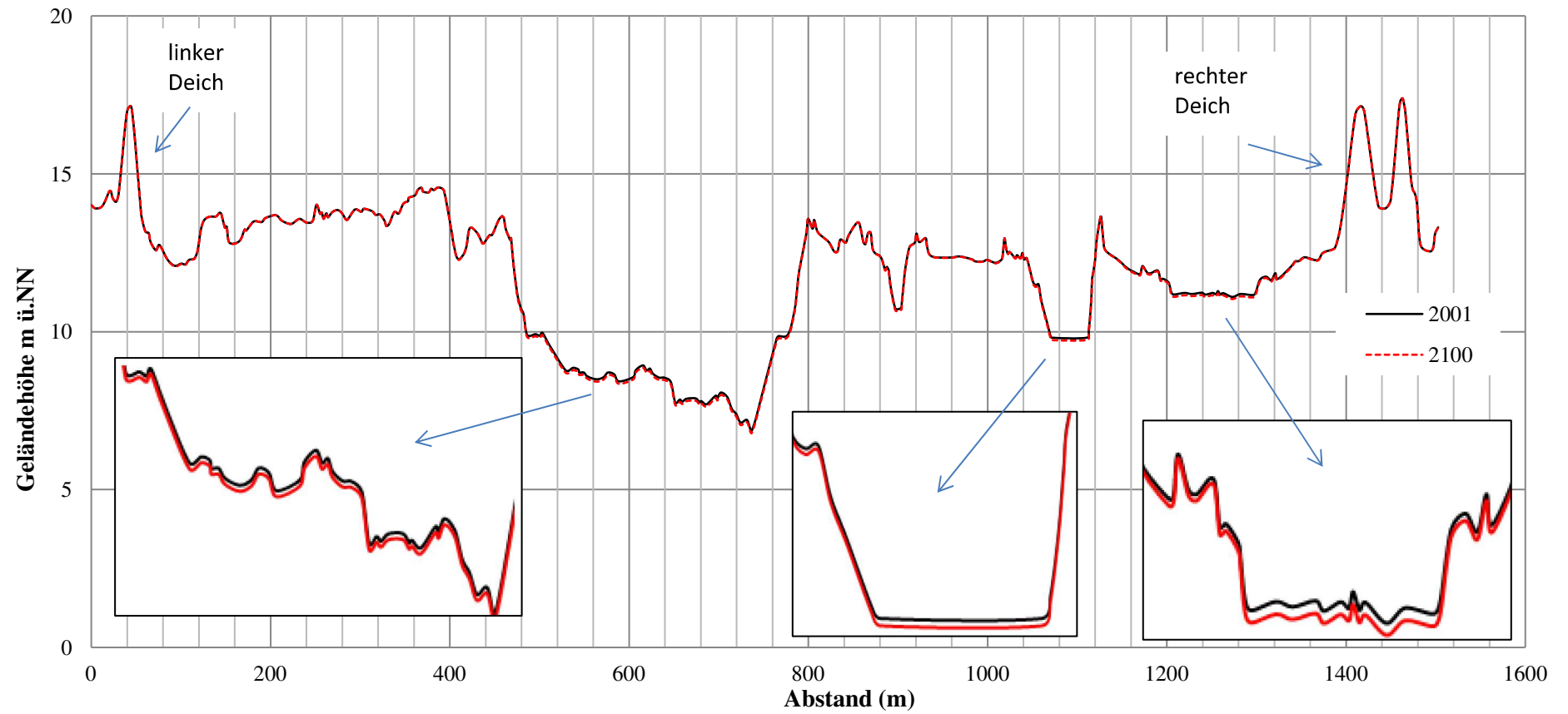


Abb.5.34: Veränderung des Querprofils RS 1406 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

### Querprofilveränderungen 2001-2100 - RS 314

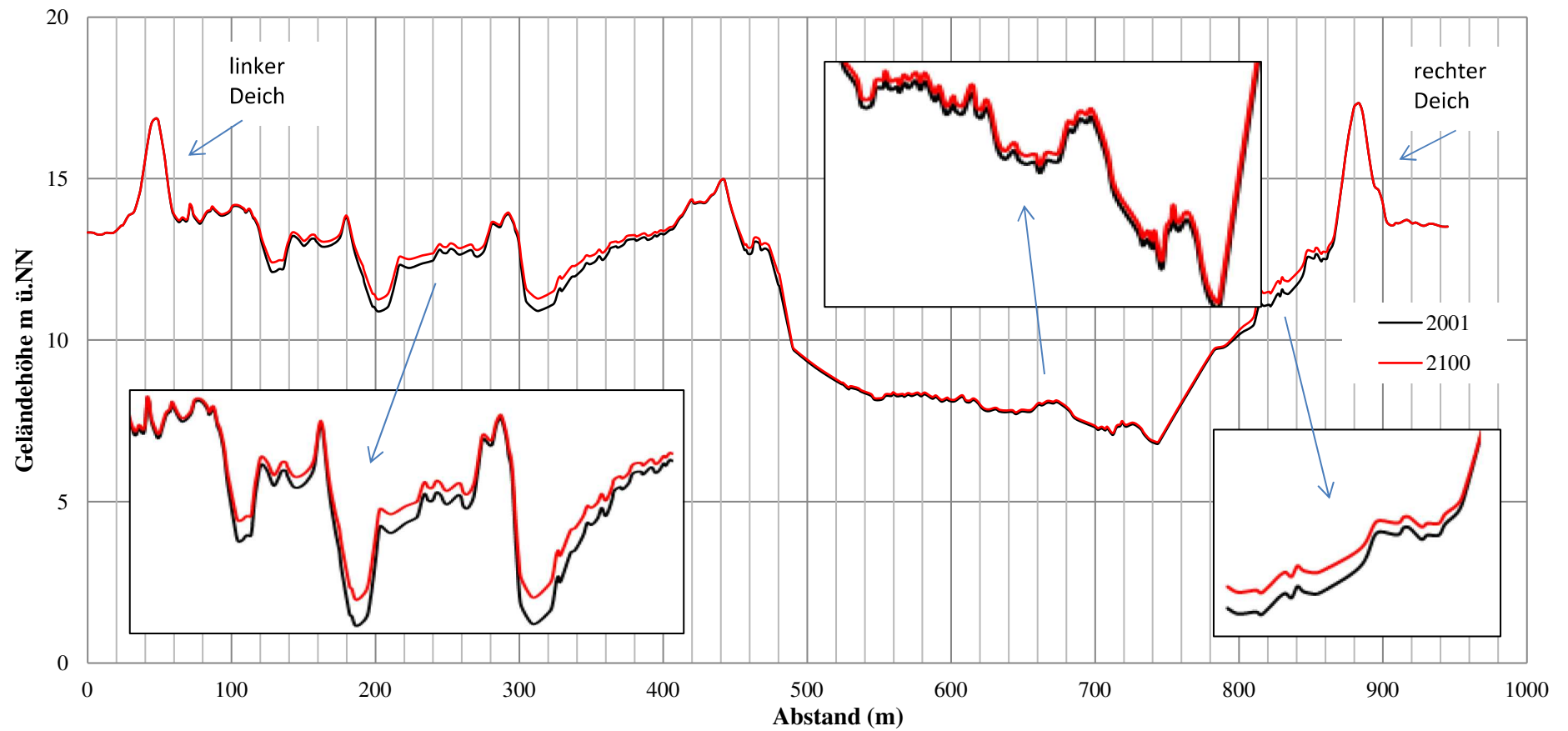


Abb.5.35: Veränderung des Querprofils RS 314 zwischen den Jahren 2001 und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Abbildungen 5.29 bis 5.35 zeigen sieben Kontrollquerprofile entlang der untersuchten Flussstrecke. Diese sieben Querprofile zeigen Variationen des Flussbetts und des Bodens in den Auen in bestimmten Punkten der Flussstrecke (Abb. 5.28). Diese Veränderungen (Sedimentation/Erosion) sind im Laufe der folgenden 100 Jahre nicht signifikant. Sie zeigen in jedem Querprofil die folgenden Charakteristika:

Im **Querprofil 4119** (Elbe-km 511.14) besteht eine durchschnittliche Sedimentation im linken Auenbereich von ca. 6 cm (siehe Abb. 5.29). Im Flussbett beträgt die durchschnittliche Erosion ca. -3 cm. Im rechten Auenbereich gibt es fast keine Veränderung (0.16 cm). Das **Querprofil 3412** (Elbe-km 511.84) zeigt in Abbildung 5.30 eine durchschnittliche Erosion im linken Auenbereich von ca. -1.5 cm. Im Flussbett beträgt die durchschnittliche Erosion ca. -6 cm. Im rechten Auenbereich gibt es fast keine Variation (-0.19 cm). Im **Querprofil 2485** (Elbe-km 512.77) liegt ein Sedimentationsprozess vor, der das gesamte Querprofil umfasst (siehe Abb. 5.31). Während in den Auen die Sedimentation zwischen 1 und 3 cm variiert, liegt im Flussbett eine durchschnittliche Sedimentation von 8 cm vor. Das **Querprofil 2184** (Elbe-km 513.07) zeigt in Abbildung 5.32 eine durchschnittliche Erosion von ca. 9 cm im Flussbett. Dagegen besteht eine durchschnittliche Sedimentation in den Auenbereichen von ca. 1 und 2 cm.

Im **Querprofil 1867** (Elbe-km 513.39) können Sedimentationsprozesse für das gesamte Profil beobachtet werden (siehe Abb. 5.33). Die durchschnittliche Sedimentation für den Auenbereich und das Flussbett variiert zwischen ca. 2 und 4 cm. Das **Querprofil 1406** (Elbe-km 513.85) zeigt eine durchschnittliche Erosion von ca. 6 cm im Flussbett (siehe Abb. 5.34). In der rechtsseitigen Aue kommt es zu einer durchschnittlichen Erosion von ca. 2 cm; dagegen weist in der Modellierung die linksseitige Aue fast keine Variationen auf. Im **Querprofil 314** (Elbe-km 514.94) ergibt sich ein Sedimentationsaufwuchs ca. 8 cm für das Flussbett, und im Auenbereich ist eine wichtige Sedimentation an der linken und rechten Flussseite von ca. 13 cm festzustellen (siehe Abb. 5.35). Dieses Ergebnis muss mit Vorsicht aufgenommen werden, da die Lage dieses Profils am Rand des modellierten Gebietes zu einem verfälschten Ergebnis geführt haben könnte.

Eine Zusammenfassung der durchschnittlichen Variation der untersuchten Querprofile ist in Tabelle 5.17 zu sehen.

Tabelle 5.17: Durchschnittliche Variation der Querprofile zwischen den Jahren 2001 (Ist-Zustand) und 2100 (Quelle: Eigene Darstellung)

<b>Profil</b>	<b>Elbe-km</b>	<b>linker Auenbereich (cm)</b>	<b>Fluss (cm)</b>	<b>rechter Auenbereich (cm)</b>
4119	511.14	6.23	-3.05	0.16
3412	511.84	-1.51	-6.58	-0.19
2485	512.77	3.27	8.01	1.36
2184	513.07	0.84	-9.33	2.35
1867	513.39	2.54	3.07	4.50
1406	513.85	-0.21	-6.31	-2.42
314	514.94	13.84	8.54	13.55

Tabelle 5.17 zeigt eine durchschnittliche Variation für die gesamte Breite jedes Kontrollquerprofils. Die höchsten Werte der Sedimentation und/oder Erosion während des untersuchten Zeitraums sind nahe dem Ufer in einigen Profilen und/oder nahe den Senken in anderen Profilen zu sehen, was den Einfluss des topografischen Reliefs auf die physikalischen Erosions- und Sedimentationsprozesse widerspiegelt. Tabelle 5.18 beinhaltet eine Zusammenfassung dieser topografischen Daten und der maximalen Variation der jeweiligen Querprofile.

Tabelle 5.18: Maximale Veränderung der Querprofile zwischen den Jahren 2001 (Ist-Zustand) und 2100 und der entsprechende Uferabstand

Profil	Elbe-km	linke Aue (cm)	Abstand zum linken Ufer (m)	rechte Aue (cm)	Abstand zum rechten Ufer (m)
4119	511.14	10.49	58.16	4.59	132.84
3412	511.84	-7.19	207.29	-3.80	371.25
2485	512.77	10.92	104.87	8.21	451.84
2184	513.07	2.06	6.65	6.23	580.89
1867	513.39	8.25	134.56	8.34	539.29
1406	513.85	-2.51	367.27	-7.47	309.42

Tabelle 5.18 zeigt Unterschiede zwischen linker und rechter Aue entlang der untersuchten Flussstrecke. Die maximale Sedimentation im Zeitraum der nächsten 100 Jahre für diese Flussstrecke findet nach Modellierungen in Elbe-km 512.77 (Profil 2485) mit 10.92 cm für die linke Aue und 8.21 cm für die rechte Aue in 100 Jahren statt, d.h. jeweils ca. 1.09 mm/a und 0.821 mm/a.

### 5.3. Prognose der räumlichen Variation der potenziellen Fläche für Pflanzengesellschaften

Die Veränderung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels, wie in Kapitel 2.4 dargestellt, wird durch die Analyse der Änderung der Morphologie (Fluss und Auen) und der Variation der potenziellen Fläche für die Pflanzengesellschaften in den Auen bestimmt (siehe Abb. 2.21). Im Folgenden werden die Ergebnisse der Prognose der neuen Verteilung der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften im Wehninger Werder dargestellt. Der Ist-Zustand (aktuelle Landschaft) wird für den Zeitraum 1971-2000 bestimmt. Nach Kapitel 4.2.2.4 entsprechen die berücksichtigten Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet den fünf repräsentativen Pflanzengesellschaften in der Vegetation im unteren Mittelelbe-Vorland und beziehen sich auf die topographische Höhe des Vorlandes (Zone). Die berücksichtigten Pflanzengesellschaften und die ihnen zugewiesenen Zonen sind in Tabelle 5.19 dargestellt.

Tabelle 5.19: Pflanzengesellschaften am Wehninger Werder nach Kaiser et al. (2005) (Quelle: Eigene Darstellung)

Zone	Pflanzengesellschaften
1	Leucanthemo-Rumicetum (wechselfrisch)
2	Leucanthemo-Rumicetum (wechelfeucht)
3	Elymus repens – Alopecurus pratensis
4	Phalaridetum arundinaceae (undynamischer Abfluss)
5	Ranunculo-Alopecuretum geniculati
6	Phalaridetum arundinaceae (dynamischer Abfluss)

Der projizierte neue Zustand für den Zeitraum 2021-2050 (zukünftiges Landschaftsbild) ist das Ergebnis der Anwendung von verschiedenen Modellen (ARMA/Variation; BfG-Modelle). Schließlich werden der neue Zustand und der Ist-Zustand verglichen, um die neue Situation der potenziellen Fläche für die verschiedenen Pflanzengesellschaften aufgrund des Einflusses des Klimawandels zu bestimmen.

### 5.3.1 Ist-Zustand

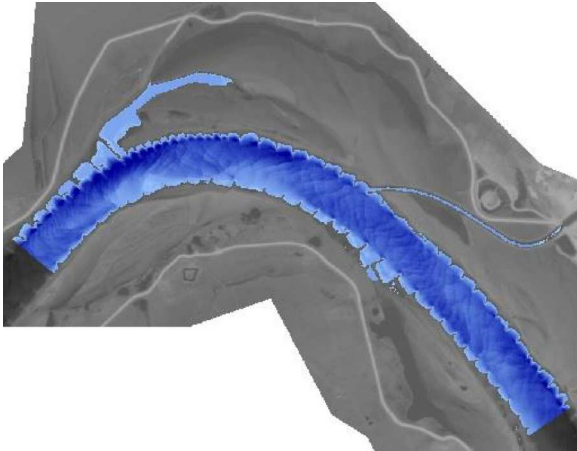
Als Ist-Zustand für die Auenlandschaft wird der Zeitraum 1971-2000 berücksichtigt. In Anbetracht der definierten Werte des Mittelwassers (MW) für diesen Zeitraum (siehe Tabelle 4.19) und der Überflutungs-/Bodenwassersättigungstoleranz der Pflanzengesellschaften (siehe Tabelle 4.18) kann der Zusammenhang zwischen topografischen Höhen, Abflüssen und Verteilung der Vegetation in der Auenlandschaft hergestellt werden. Die Beziehungen zur topografischen Höhe und zum Abfluss für jede der 6 Zonen der entsprechenden 5 Pflanzengesellschaften sind in der Tabelle 5.20 dargestellt.

Tabelle 5. 20: Topographische Höhe hinsichtlich des MWs für Vegetationszonierung (Quelle: Eigene Darstellung)

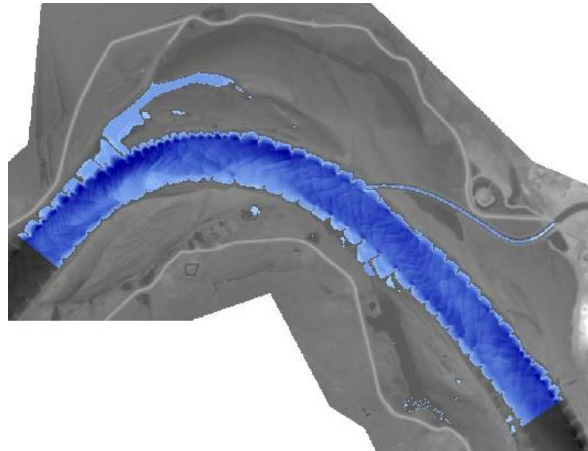
Abfluss	Höhe					
	-0.76 m	-0.610 m	-0.56 m	0.06 m	0.58 m	1.92 m
425 (m <sup>3</sup> /s)	6					
472 (m <sup>3</sup> /s)		5				
490 (m <sup>3</sup> /s)			4			
720 (m <sup>3</sup> /s)				3		
951 (m <sup>3</sup> /s)					2	
1600 (m <sup>3</sup> /s)						1

Aus Abbildung 5.36 sind die mit blauer Farbe dargestellten, mit den Abflüssen von Tabelle 5.20 verbundenen Wasserstände ersichtlich.

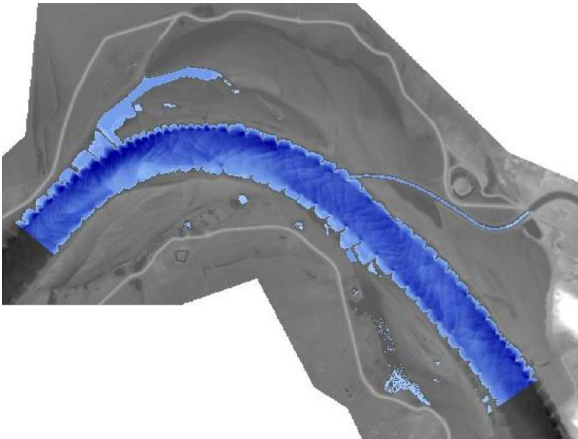
**Q= 425 m<sup>3</sup>/s**



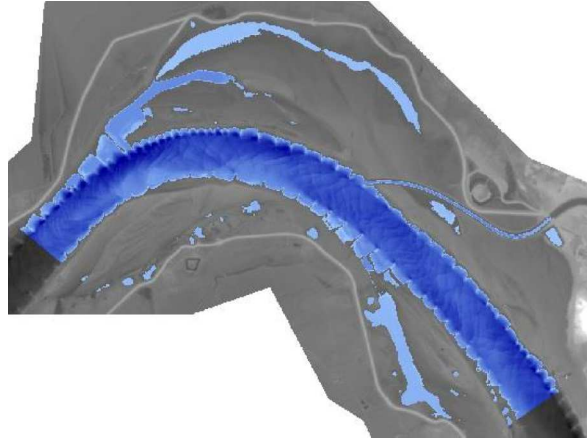
**Q = 472 m<sup>3</sup>/s**



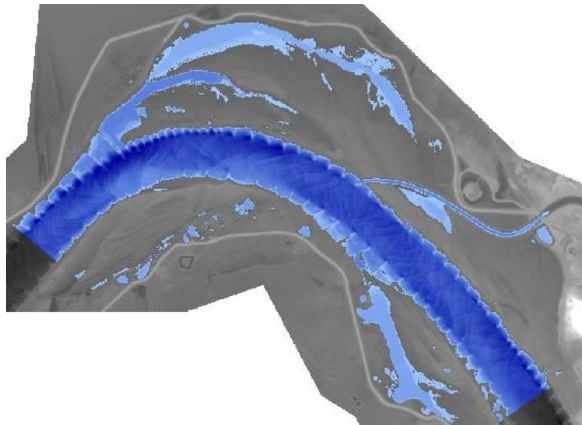
**Q= 490 m<sup>3</sup>/s**



**Q= 720 m<sup>3</sup>/s**



**Q= 951 m<sup>3</sup>/s**



**Q= 1600 m<sup>3</sup>/s**

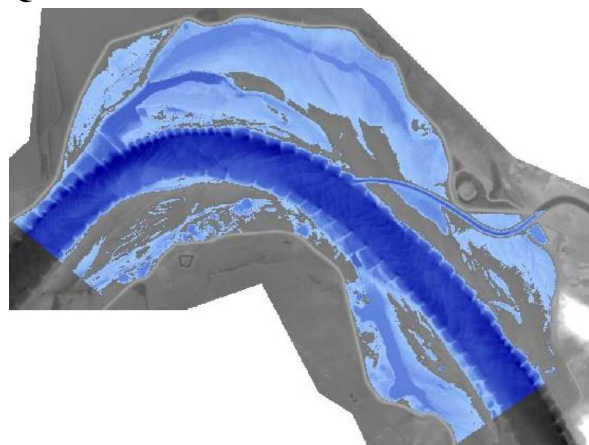


Abb.5.36: Wasserstände für verschiedene Abflüsse im Zeitraum 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Aus Tabelle 5.20 und Abbildung 5.36 kann gefolgert werden, dass bereits kleine Veränderungen der topographischen Höhe die Überflutungen in der Aue beeinflussen. Diese Überflutungsdynamik bestimmt letztlich wesentlich die Verteilung der Pflanzengesellschaften in den Auen.

Die hohen Abflüsse in der Elbe lösen während des Jahres die Überflutungen im Wehninger Werder aus. Die wichtigen Überflutungen im Wehninger Werder finden jedes Jahr während der Vegetationsperiode statt. Sie sind jedoch nicht homogen bezüglich ihrer Häufigkeit und Höhe. Während einige Bereiche des Deichvorlands jedes Jahr in der Vegetationsperiode unter Wasser stehen, gibt es andere, von denen nicht mehr als 30% innerhalb des gleichen Zeitraums überflutet werden. In Abbildung 5.37 ist das Überflutungsgeschehen für jede Vegetationszone zwischen 1971 und 2000 zu sehen.

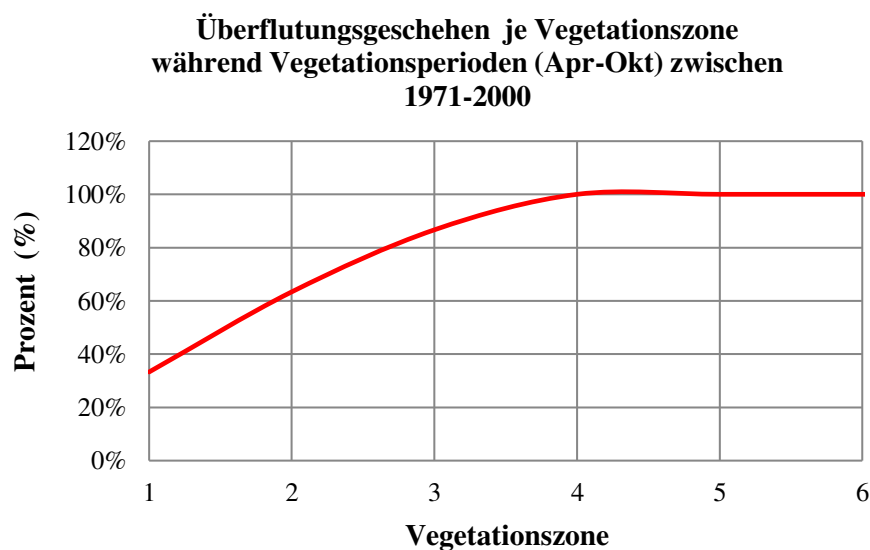


Abb.5. 37: Überflutungsgeschehen je Vegetationszone während Vegetationsperioden zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abbildung 5.37 zeigt, dass die Bereiche mit *Phalaridetum arundinaceae* (Zone 4 und 6) und *Ranunculo-Alopecuretum geniculati* (Zone 5) Gesellschaften zwischen 1971 und 2000 zu 100% von jährlichen Überflutungen betroffen waren. Die Bereiche mit *Leucanthemo-Rumicetum* (Zone 1 bis 2) und *Elymus repens-Alopecurus pratensis* (Zone 3) wurden im Zeitraum 1971-2000 dagegen zwischen 30% und 80% überflutet.

Die Dynamik des Flusswassers beeinflusst auch die Dynamik des Grund- und Bodenwassers in den Auen (siehe Kap. 2.4.4), so dass ausgehend von den Flusswasserdaten die Erstellung von Grundwasserdauerlinien für die untersuchten Pflanzengesellschaften möglich ist. In Abbildung 5.38 ist die mittlere tägliche Grundwasserhöhe in zunehmender Reihenfolge für den Zeitraum 1971-2000 zu sehen.

**Dauerlinie des Grundwasserstands für verschiedene Pflanzengesellschaften (gegliedert nach Zonen) am Wehninger Werder zwischen 1971-2000**

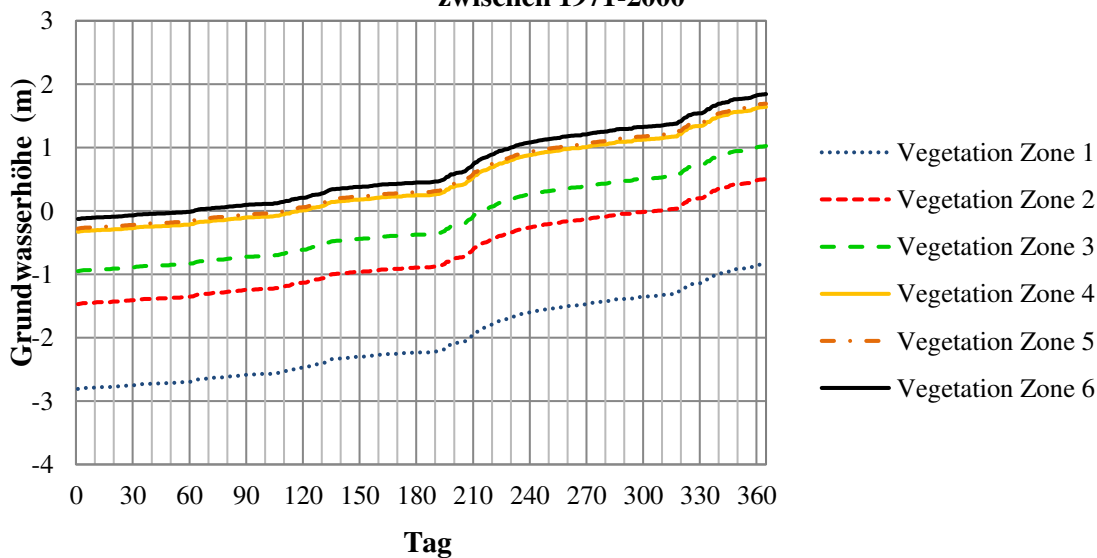


Abb. 5.38: Dauerlinie des Grundwasserstands für verschiedene Pflanzengesellschaften des Wehninger Werders zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Dauerlinien des Grundwasserstands für die untersuchten Pflanzengesellschaften in Abbildung 5.38 zeigen einen ähnlichen Verlauf sowie eine ähnliche Amplitude (Unterschied zwischen maximalem und minimalem Wert). Die Phalaridetum arundinaceae Gesellschaft (in Zone 4, 6) und das Ranunculo-Alopecuretum geniculati (in Zone 5) stehen im beobachteten Zeitraum im Durchschnitt während einer großen Anzahl von Tagen unter Wasser. Der Boden in diesem Bereich bleibt gesättigt und das Grundwasser wandelt sich i.d.R. in Überflutungswasser um. Das Wasser befindet sich zwischen -0.13 (m) bis 1.8 (m) ü. GOK. Im Gegensatz dazu zeigt die Leucathemorumicetum Gesellschaft (in Zone 1) an ihren Standorten an, dass das Grundwasser während dieses Zeitraums im Durchschnitt unter der Geländeoberkante (u. GOK) bleibt. Das Wasser befindet sich zwischen -2.8 (m) und -0.84 (m) u. GOK. In Tabelle 5.21 ist eine Zusammenfassung einiger Kenngrößen des Grundwassers in Wehningen zwischen 1971 und 2000 dargestellt.

Tabelle 5.21: Kenngröße des Grundwassers für verschiedene Pflanzengesellschaften entsprechender Zonen in Wehningen zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Zone der Vegetation	Minimum (m)	25% Quartil	50% Quartil	75% Quartil	Maximum (m)
1	-2.81	-2.58	-2.23	-1.45	-0.84
2	-1.47	-1.24	-0.89	-0.11	0.50
3	-0.95	-0.72	-0.37	0.41	1.02
4	-0.33	-0.10	0.25	1.03	1.64
5	-0.28	-0.05	0.30	1.08	1.69
6	-0.13	0.10	0.45	1.23	1.84



In Abbildung 5.39 ist das Verhalten des Bodenwassers in verschiedenen Tiefen (Kontrollpunkten) durch die tägliche Variation der Wasserspannung in zunehmender Reihenfolge für den Zeitraum 1971-2000 zu sehen.

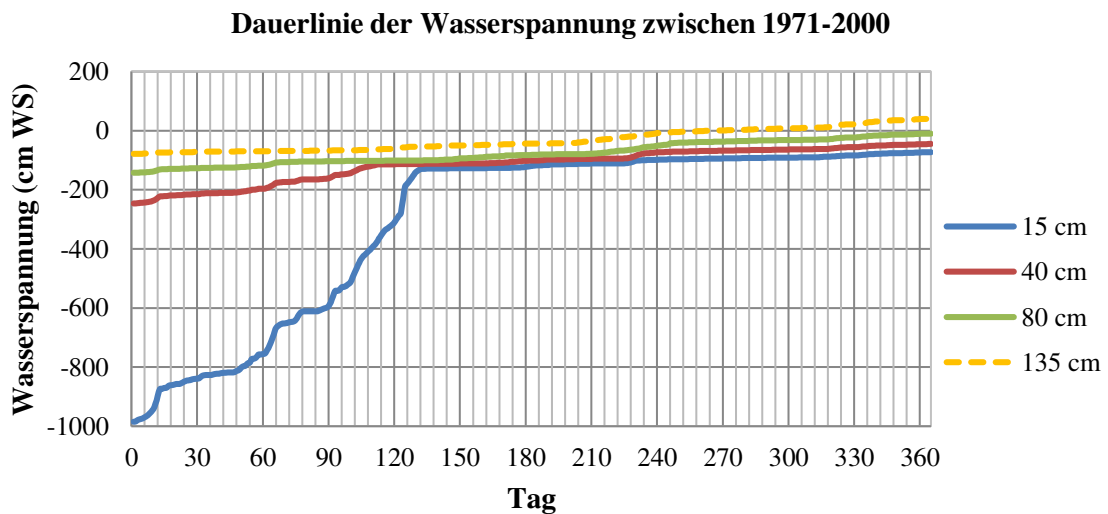


Abb.5. 39: Dauerlinie der Wasserspannung zwischen 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Abbildung 5.39 zeigt eine niedrige Wasserspannung für die tieferen Bodenschichten des Plateaustandorts. Das bedeutet, dass der Einfluss des Grundwassers auf die Bodenfeuchte in diesen Bodenschichten das gesamte Jahr überwiegt. Der Kontrollpunkt 135 cm u. GOK zeigt für einige Tage Wasserdruck, d.h. diese Bodenschicht bleibt während dieser Tage gesättigt. Im Gegensatz dazu bestehen nahe der Bodenoberfläche (15 cm) starke Wasserspannungen, insbesondere während der Sommermonate. Die hohen Temperaturen und die Sonnenstrahlung beeinflussen die Bodenfeuchte negativ. Diese Situation ändert sich jedoch mit der Zunahme der Niederschlagsmenge in den Sommermonaten, in denen die Niederschlagsmenge flachwurzeln Pflanzen begünstigt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Verteilung der potenziellen Flächen für die Entwicklung der verschiedenen Pflanzengesellschaften durch die bestehende Beziehung zwischen „Wasserstand-Grundwasser-Bodenwasser“, Geländehöhe und Vegetation im Auenbereich des Deichvorlands prognostiziert werden kann. In dieser Untersuchung wurden 30 Jahre als geeigneter Zeitraum für die Evaluierung der Verteilung der potenziellen Flächen in der Auenlandschaft berücksichtigt. Als Ist-Zustand wurde der Zeitraum 1971-2000 festgelegt. In Abbildung 5.40 wird die Verteilung der potenziellen Flächen im Deichvoland für den Zeitraum 1971-2000 dargestellt. Die größten verfügbaren Flächen sind für das *Leucanthemo-Rumicetum* (Zone 1 und 2) und die *Elymus-Alopecurus pratensis* Gesellschaft (Zone 3) geeignet. In geringerem Maße konzentrieren sich die Röhrichte des *Phalaridetum arundinaceae* (Zone 4) in der Nähe von Altarmen, Senken und des Flusses, also dort, wo die Topographie niedrig und das Niveau des Grundwassers oder des Stillwassers hoch ist.

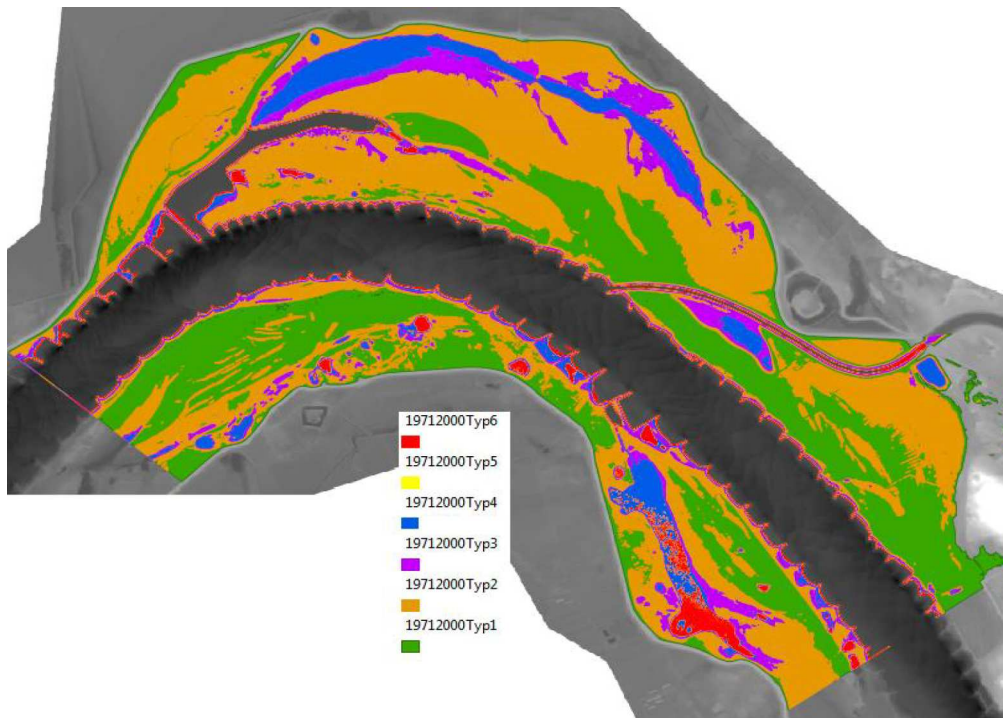


Abb.5.40: Modellierte potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften zwischen 1971-2000 im Deichvorland der Elbe, Sektor Elbe-km 511 bis 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

Das untersuchte Gebiet am Wehninger Werder ist durch die Einmündung des Löcknitz-Kanals geteilt, so dass zwei Bereiche entstehen, die auf Überflutungen unabhängig reagieren. Die Teilung dieser Bereiche findet in einem hohen Niveau des Geländes statt. Die topographische Höhe dieses Bereichs entspricht den Ergebnissen der Modellierung, d.h. die in Abbildung 5.40 dargestellten Zonen neben dem Löcknitz-Kanal entsprechen Zonen mit weniger Wasserverfügbarkeit (höheren Zonen), wo die Bedingungen für Pflanzengesellschaften mit weniger Überflutungstoleranz geeignet sind. Ebenso ist neben dem Löcknitz-Kanal (Abb. 5.40) ein für Röhrichte geeigneter Bereich zu sehen, der möglicherweise wegen des hohen Grundwasserniveaus bzw. Flusswassers auftritt (vgl. Kap. 5.1.3.1). In Tabelle 5.22 werden die gesamten Flächen dargestellt, die zwischen 1971 und 2000 für die 6 definierten Zonen, in denen sich die im Untersuchungsgebiet auftretenden Pflanzengesellschaften entwickeln, vorhanden waren.

Tabelle 5.22: Flächen für die Entwicklung verschiedener Pflanzengesellschaften zwischen 1971-2000 im Deichvorland Elbe, Sektor Elbe-km 511 bis 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

Zone	Fläche (m2)	Fläche (ha)
1	1,522,085	152.2
2	1,796,789	179.6
3	342,521	34.2
4	330,447	33.0
5	25,815	2.5
6	53,056	5.3

Die Verteilung der für den Zeitraum 1971-2000 erhaltenen potenziellen Flächen wird als Ist-Zustand für den Vergleich mit dem zukünftigen Zustand berücksichtigt. Die zukünftige Verteilung der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften ergibt sich aus zukünftigen Abflussänderungen, die durch das Modell ARMA/Variation für den Zeitraum 2021-2050 prognostiziert werden. Die Ergebnisse des Modells ARMA/Variation werden schließlich mit den Ergebnissen der BfG-Modelle für die Bestimmung der zukünftigen potenziellen Fläche verglichen.

### 5.3.2. Potenzielle Fläche 2021-2050

Für diese Analyse werden die Modellierungen der Modelle BfG1, BfG2, BfG3 und ARMA/Variation (siehe Kap. 4.2.3.2, 4.2.3.3 und 5.1.4.6) berücksichtigt. Dadurch können die Schwankungen der Flusswasser- bzw. Grundwasser-/Bodenwasserstände mit der Komponente zukünftiger Klimawandel verbunden und ihr Einfluss auf das Deichvorland prognostiziert werden.

#### Modell ARMA/Variation

Die durch das Modell ARMA/Variation für den untersuchten Zeitraum prognostizierten Abflussdaten und die Daten der Überflutungstoleranz/Überflutungsdauer der verschiedenen Pflanzengesellschaften im Deichvorland von Wehningen zwischen Elbekm 511 und 515 (siehe Tabelle 4.18) ermöglichen es, die entsprechende Beziehung zwischen Abfluss (Flusswasserstand-, Grund- und Bodenwasser) und topographischer Höhe herzustellen. Tabelle 5.23 ist diese Beziehung für den Zeitraum 2021-2050 zu entnehmen.

Tabelle 5.23: Beziehung zwischen topographischer Höhe und Abfluss für jede ausgegliederte Pflanzengesellschaft (Zone) nach den Ergebnissen des Modells ARMA/Variation für den Zeitraum 2021-2050 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abfluss	Höhe					
	-0.56 m	-0.35m	-0.28 m	0.41 m	0.99 m	1.92 m
490 (m <sup>3</sup> /s)	6					
560 (m <sup>3</sup> /s)		5				
585 (m <sup>3</sup> /s)			4			
880 (m <sup>3</sup> /s)				3		
1150 (m <sup>3</sup> /s)					2	
1600 (m <sup>3</sup> /s)						1

Tabelle 5.23 zeigt, dass im Allgemeinen die durch das Modell ARMA/Variation für den Zeitraum 2021-2050 erhaltenen Abflusswerte höher als die Werte der zwischen 1971-2000 gemessenen Abflussreihe sind (vgl. Tabelle 5.20). Bei zwischen 490 m<sup>3</sup>/s und 1600 m<sup>3</sup>/s schwankenden Abflüssen besteht für den Zeitraum 2021-2050 eine Erhöhung der Wasserstände, die eine Änderung der verfügbaren potenziellen Flächen für die definierten Pflanzengesellschaften verursacht. So wird z.B. eine neue Verteilung und Größe von potenziellen Flächen für die Phalaridetum arundinaceae Gesellschaften (in Zone 4 und 6), Elymus-Alopecurus pratensis Gesellschaften (in Zone 3) und Leucanthemo-Rumicetum wechselfeucht Gesellschaften (in Zone 2) prognostiziert. Die mit

Leucanthemo-Rumicetum wechselfrische Gesellschaft (in Zone 1) assoziierte potenzielle Fläche zeigt fast keine Veränderung.

Aus der Abbildung 5.41 kann die Verteilung der durch die Anwendung des Modells ARMA/Variation erhaltenen potenziellen Flächen für die Ansiedlung der Pflanzengesellschaften im Zeitraum 2021-2050 entnommen werden.

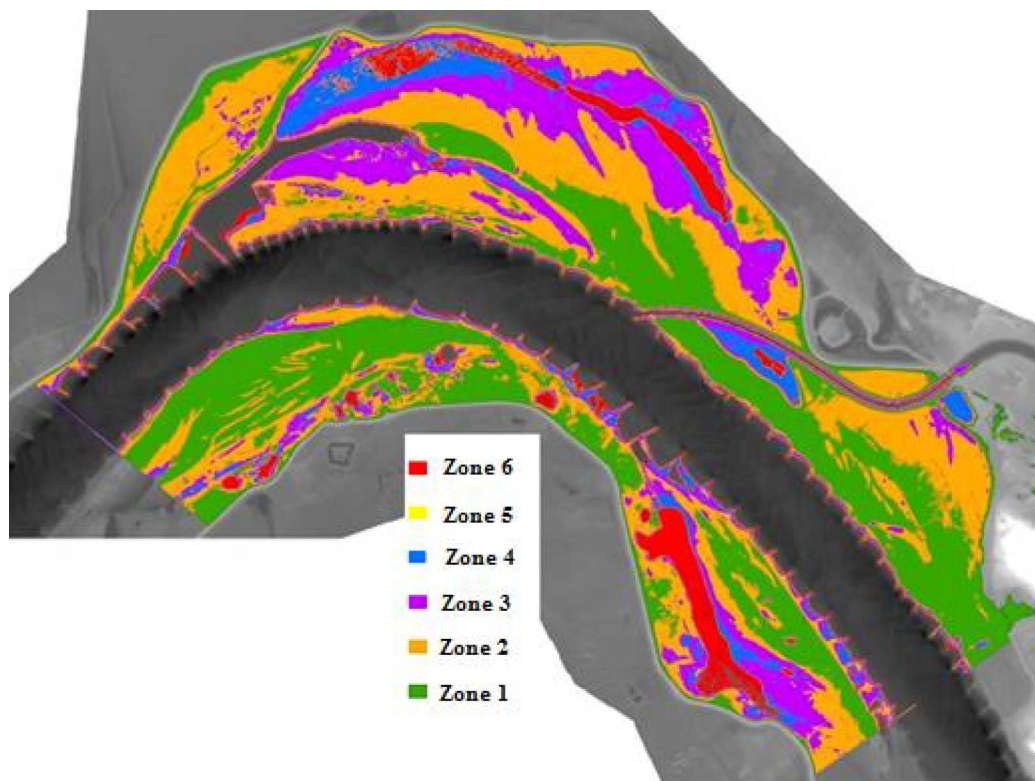


Abb.5.41: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften je nach Zone zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 unter Anwendung des Modells ARMA/Variation (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

### BfG-Modelle (BfG1, BfG2, BfG3)

Die durch die Modelle BfG1, BfG2 und BfG3 unter ähnlichen Eingangsbedingungen erhaltenen Abflussprognosen werden verwendet, um die Beziehung zwischen topographischer Höhe, Abflüssen und Vegetationszonierung nach den Abflussprognosen des Modells ARMA/Variation zu vergleichen (siehe Kap. 5.1.4.6). Die Beziehung zwischen topographischer Höhe, Abflüssen und Vegetationszonierung nach den Abflussprognosen des Modells BfG1, BfG2 und BfG3 ist in den Tabellen 5.24, 5.25 und 5.26 dargestellt. Im Allgemeinen zeigen die Tabellen eine Zunahme der mit den Überflutungen verknüpften Abflüsse für alle BfG-Modelle. Diese Zunahme führt zu einer Veränderung der Wasserstände und damit zu Veränderungen der verfügbaren potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften.

Tabelle 5.24: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG1 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abfluss nach Modell BfG1	Höhe					
	-0.6 m	-0.41m	-0.35 m	0.36 m	1.09 m	3.54 m
475 (m <sup>3</sup> /s)	6					
540 (m <sup>3</sup> /s)		5				
560 (m <sup>3</sup> /s)			4			
850 (m <sup>3</sup> /s)				3		
1200 (m <sup>3</sup> /s)					2	
2300 (m <sup>3</sup> /s)						1

Tabelle 5.25: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG2 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abfluss nach Modell BfG2	Höhe					
	-0.67 m	-0.51m	-0.45 m	0.12 m	0.74 m	2.83 m
455 (m <sup>3</sup> /s)	6					
505 (m <sup>3</sup> /s)		5				
525 (m <sup>3</sup> /s)			4			
745 (m <sup>3</sup> /s)				3		
1025 (m <sup>3</sup> /s)					2	
2000 (m <sup>3</sup> /s)						1

Tabelle 5.26: Topographische Höhe hinsichtlich verschiedener Abflüsse nach Modell BfG3 im Zeitraum 2021-2050 für die Pflanzengesellschaften der Zonen 1-6 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abfluss nach Modell BfG3	Höhe					
	-0.63 m	-0.5m	-0.45 m	0.12 m	0.66 m	1.92 m
465 (m <sup>3</sup> /s)	6					
510 (m <sup>3</sup> /s)		5				
525 (m <sup>3</sup> /s)			4			
745 (m <sup>3</sup> /s)				3		
990 (m <sup>3</sup> /s)					2	
1600 (m <sup>3</sup> /s)						1

Die durch die Modelle BfG1 und BfG2 prognostizierten Abflüsse führen zu einer bedeutenden Änderung der für jede Pflanzengesellschaft assoziierten Fläche für den Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Zeitraum 1971-2000. Im Fall des Modells BfG3 ergibt sich keine Veränderung für die potenzielle Fläche der Leucanthemo-Rumicetum Gesellschaft (in Zone 1). Sie behält eine ähnliche Größe wie im Zeitraum 1971-2000. In Abbildung 5.42, Abbildung 5.43 und Abbildung 5.44 sind die Variationen der potenziellen Flächen nach den Modellen BfG1, BfG2 und BfG3 dargestellt.



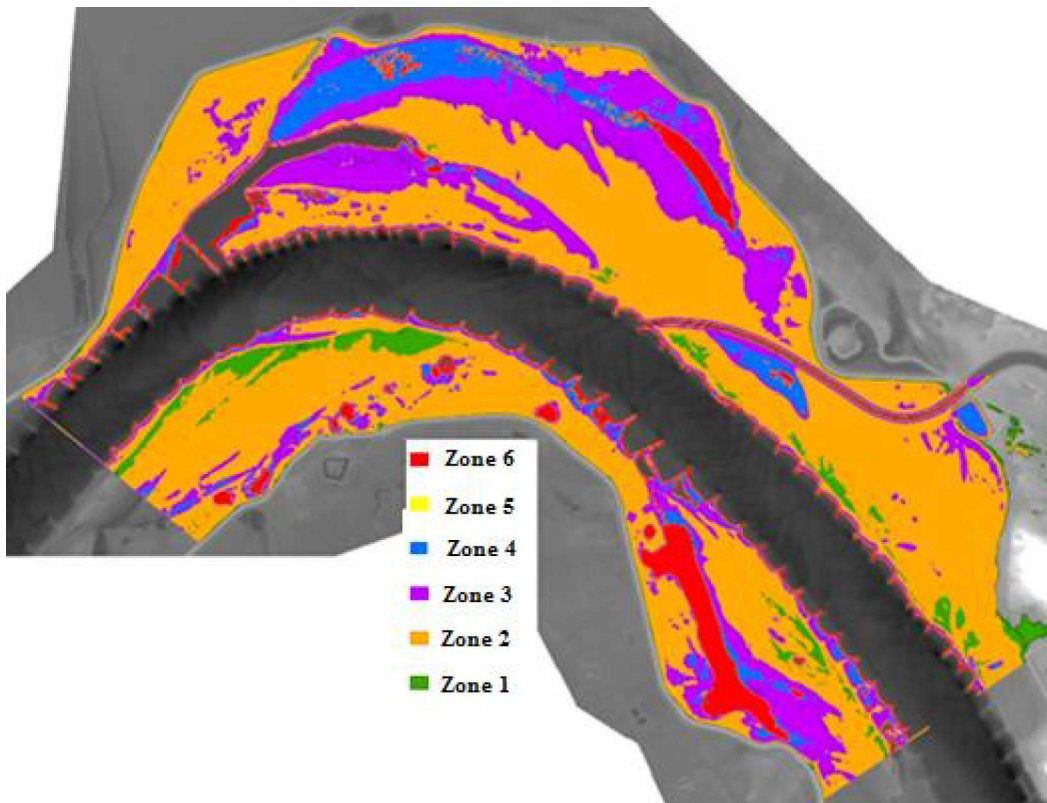


Abb.5.42: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften (nach Zonen gegliedert) laut Modell BfG1 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

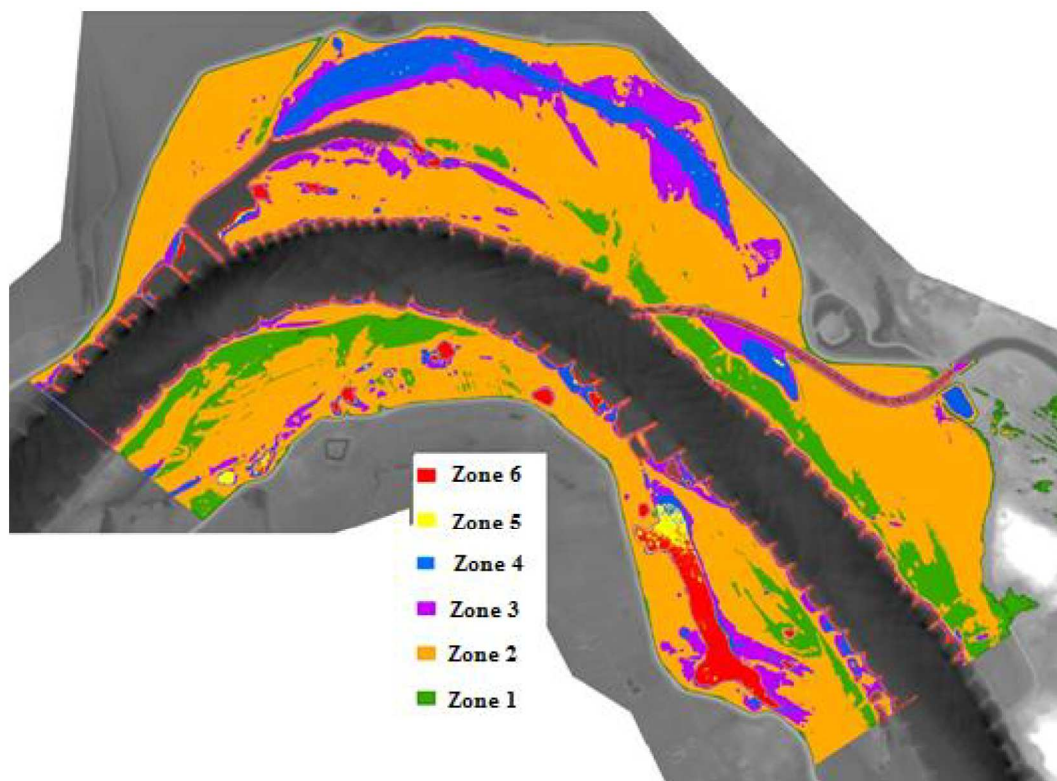


Abb.5.43: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften (nach Zonen gegliedert) laut Modell BfG2 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

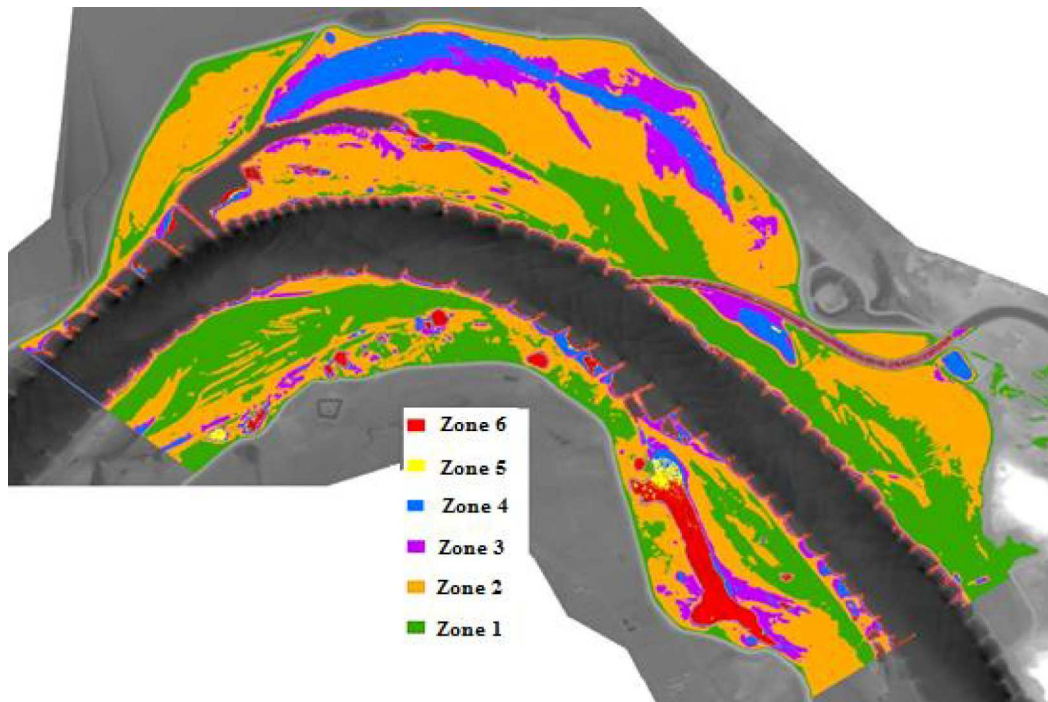


Abb.5.44: Potenzielle Fläche für verschiedene Pflanzengesellschaften (nach Zone gegliedert) laut Modell BfG3 zwischen 2021-2050 im Deichvorland von Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 (Maßstab 1:25.000) (Quelle: Eigene Darstellung)

Eine Zusammenfassung der prozentualen Verteilung der Änderung der Flächen für die verschiedenen Pflanzengesellschaften laut den für die Prognose der zukünftigen Abflüsse verwendeten Modellen ist der Tabelle 5.27 zu entnehmen.

Tabelle 5.27: Vergleich der Variation der potenziellen Flächen für verschiedene Pflanzengesellschaften zwischen 2021-2050 in Bezug auf 1971-2000 im Deichvorland von Wehningen Elbe-km 511 – 515 (Quelle: Eigene Darstellung)

Zone	I-Zustand 1971-2000	Zukünftige Entwicklung 2021-2050			
		ARMA/Variation	BfG1	BfG2	BfG3
		m2	%	%	%
1	152	0.0%	-83.2%	-61.4%	0.0%
2	180	-19.1%	23.8%	36.0%	-3.2%
3	34	129.2%	167.2%	47.3%	7.8%
4	33	34.2%	27.3%	2.6%	2.6%
5	3	97.3%	13.2%	52.6%	-1.4%
6	5	242.6%	167.1%	21.6%	39.3%

Tabelle 5.27 zeigt, dass alle angewandten Modelle (ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3) eine Variation der Auenlandschaft für den Zeitraum 2021-2050 hinsichtlich des Zeitraums 1971-2000 (Ist-Zustand) prognostizieren. Die potenziellen Flächen der Phalaridetum arundinaceae (in Zone 4, 6), Ranunculo Alopecuretum geniculati (in Zone 5) und Elymus Alopecurus (in Zone 3) Gesellschaften wachsen. Im Gegensatz dazu verkleinert sich die potenzielle Fläche der Leucanthemo-Rumicetum Gesellschaft (in Zone 1) für den gleichen Zeitraum. Die Ergebnisse der modellierten potenziellen Flächen sind in Anhang A.29 aufgeführt.

### 5.3.3. Überflutungsgeschehen zwischen 2021-2050

Der Vergleich zwischen den Modellen ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 ermöglicht eine umfassende Analyse der möglichen Veränderungen der Abflussbedingungen und somit der möglichen Variationen der potenziellen Flächen, die den Pflanzengesellschaften zwischen 2021 und 2050 hinsichtlich des Ist-Zustands (1971-2000) jeweils während der Vegetationsperiode zur Verfügung stehen. Eine Umsetzung dieser Prognose in die Realität ist als sehr wahrscheinlich einzustufen. Ebenso wurde bei der Analyse der Veränderung der potenziellen Flächen für die Pflanzengesellschaften die Häufigkeit der Überflutungen berücksichtigt (siehe Kapitel 6). Dieser Parameter wurde analysiert, um die Anzahl der jährlichen Überflutungen, die jede Pflanzengesellschaft in der Vegetationsperiode während des untersuchten Zeitraums (30 Jahre) erfährt, bestimmen zu können. Die Häufigkeit der Überflutungen ist in Abbildung 5.45 dargestellt.

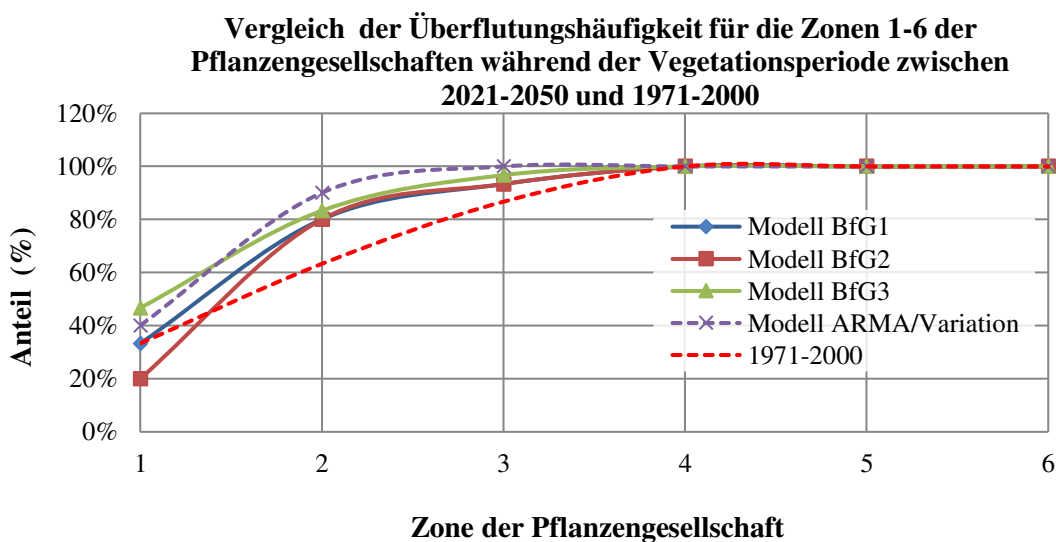


Abb. 5.45: Vergleich der Überflutungshäufigkeit während der Vegetationsperiode zwischen 2021-2050 und 1971-2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

### 5.4 Zukünftige hydraulische Situation im Fluss und in den Auen

Wie in Kapiteln 2.2 und 2.3 erläutert, bestimmen die Änderungen der Morphologie im Fluss und in den Flussauen neben der Änderung der räumlichen Verteilung der Vegetation im Deichvorland das Verhalten des Vorlandes, d.h. die neuen hydraulischen Bedingungen dieses Gebiets. Neue hydraulische Bedingungen können eine Erhöhung des Hochwasserrisikos in regulierten Flussstrecken mit sich bringen. Dieser Aspekt wird in diesem Kapitel für das Jahr 2050 im Untersuchungsgebiet evaluiert.

Die bis hier erhaltenen Ergebnisse der Modellierung der Flussmorphologie und die durch ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 prognostizierten Veränderungen der potenziellen Fläche für die Pflanzengesellschaften ermöglichen eine Modellierung der Flusswasserstände für das Jahr 2001 und 2050 sowie eine Analyse ihrer Entwicklung. Die berücksichtigten Querprofile für diese Analyse sind in Abbildung 5.28 zu sehen. In der folgenden Abbildung 5.46 wird der Ist-Zustand (2001) für das Profil 2485 (Elbe-km



512.8) mit einem modellierten Wasserstand für  $Q= 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  (maximal registriertes historisches Hochwasser in der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515) dargestellt. Für diese Hochwassersituation haben die Deiche in diesem Querprofil ein Freibord (vertikaler Abstand zwischen Krone der Deiche und Hochwasser) von ca. 1.6 m.

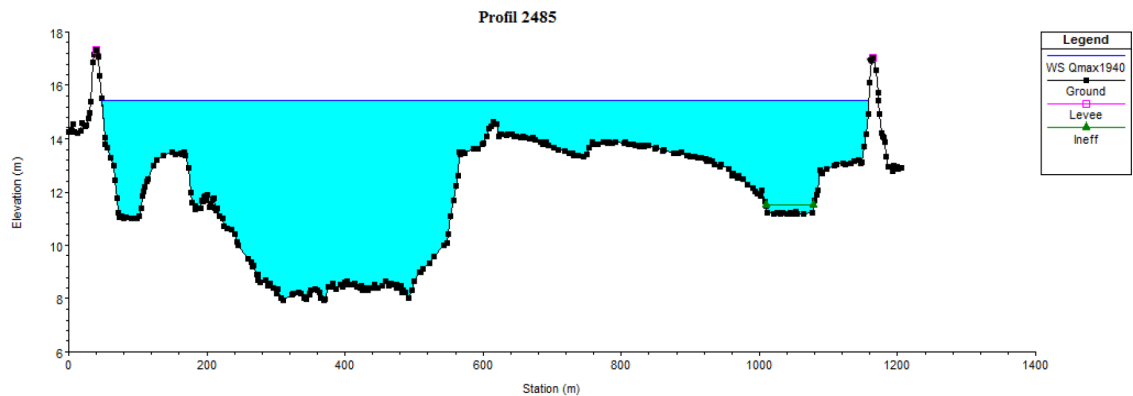


Abb. 5.46: Wasserstand für  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach den Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) im Jahr 2001 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die folgende Abbildung 5.47 entspricht dem aus der zukünftigen Flussmorphologie und zukünftigen Verteilung der Vegetation modellierten Profil 2485, d.h. dem aus den neuen Flussbedingungen modellierten Profil 2485 (Abb. 5.28). Für die Modellierung des Profils 2485 wurden die zukünftigen Abflusswerte des Modells ARMA/Variation für das Jahr 2050 verwendet (Abb.5.47).

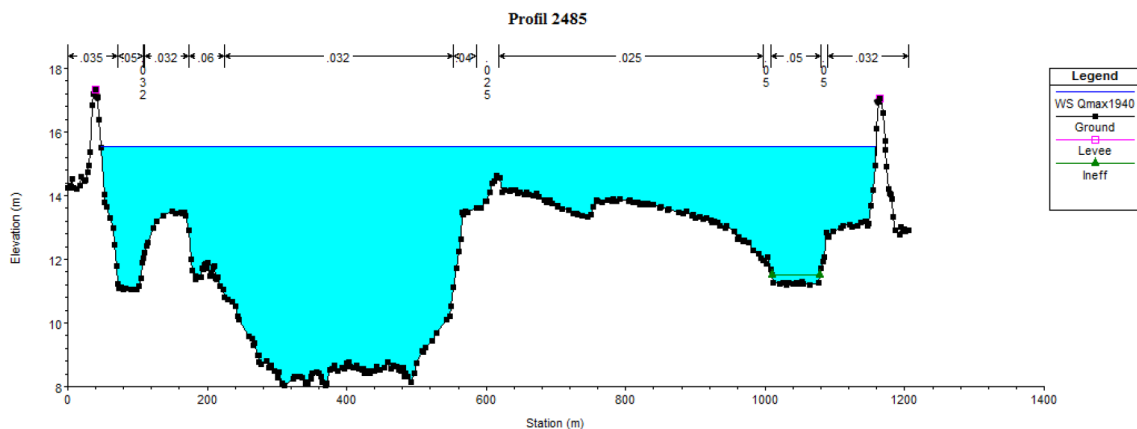


Abb. 5.47: Wasserstand für  $Q= 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach modellierten Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) für das Jahr 2050. Ergebnisse nach der Anwendung des Modells ARMA/Variation (Quelle: Eigene Darstellung)

Im oberen Teil der Abbildung 5.47 sind die aus den neuen Flussbedingungen des Profils sich ergebenden Manningkoeffizienten zu sehen. In den folgenden Abbildungen 5.48, 5.49 und 5.50 werden das Querprofil 2485 und die jeweiligen Manningkoeffizienten nach den Abflusswerten der Modelle BfG1, BfG2 und BfG3 für das Jahr 2050 dargestellt.

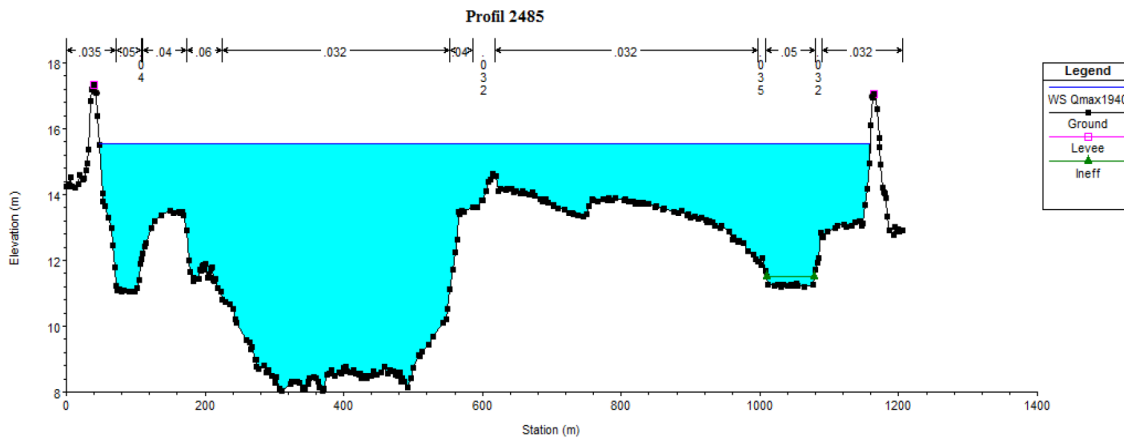


Abb. 5.48: Wasserstand für  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach modellierten Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) für das Jahr 2050. Ergebnisse nach der Anwendung des Modells BfG1 (Quelle: Eigene Darstellung)

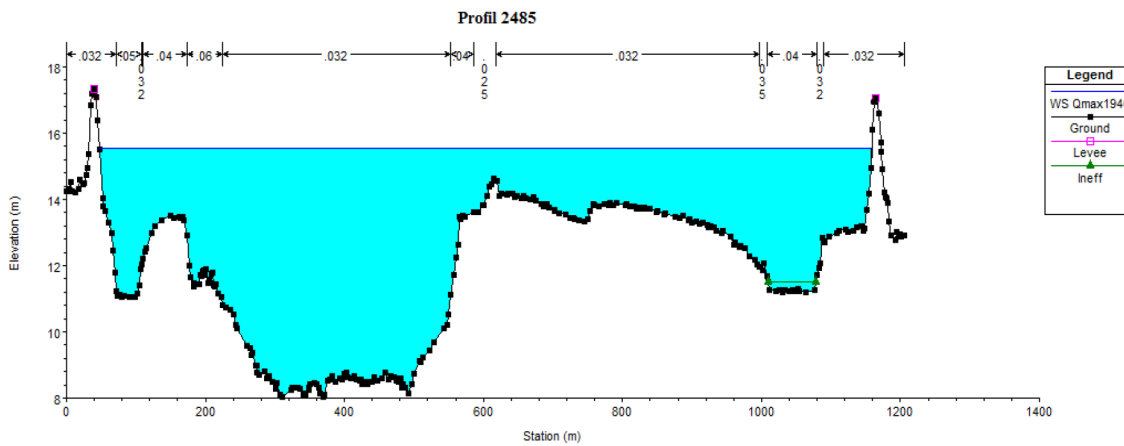


Abb. 5.49: Wasserstand für  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach modellierten Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) für das Jahr 2050. Ergebnisse nach der Anwendung des Modells BfG2 (Quelle: Eigene Darstellung)

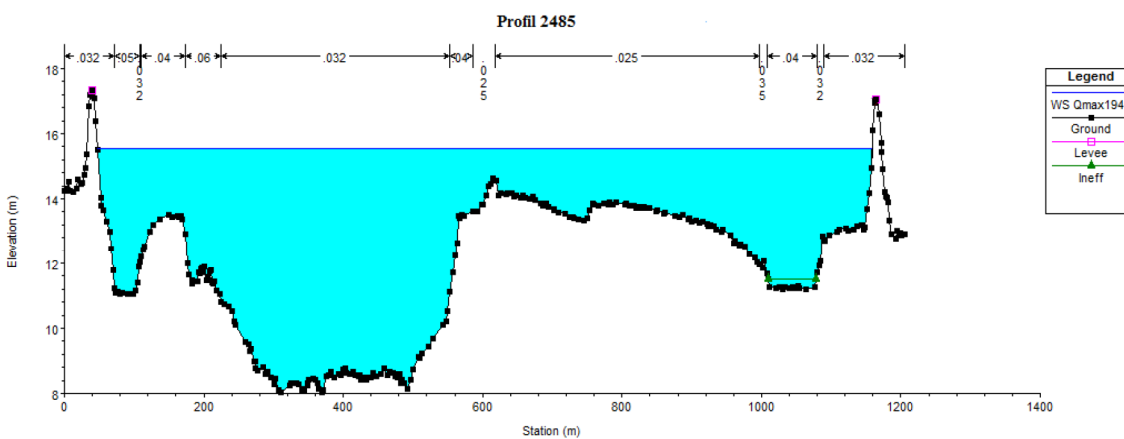


Abb.5.50: Wasserstand für  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Profil 2485 (Elbe-km 512.8) nach modellierten Flussbedingungen (Morphologie und Vegetation) für das Jahr 2050. Ergebnisse nach der Anwendung des Modells BfG3 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Manningkoeffizienten der Abbildungen 5.47, 5.48, 5.49 und 5.50 sind das Ergebnis der prognostizierten räumlichen Verteilung der Pflanzengesellschaften für dieses Querprofil im Jahr 2050.

In Tabelle 5.28 ist eine Zusammenfassung des Vergleichs zwischen den Wasserständen im Ist-Zustand und im Jahr 2050 für die untersuchte Flusstrecke (Elbe-km 511 und 515) unter den neuen, sich aus dem Klimawandel ergebenden Flussbedingungen (Morphologie, Vegetation) zu sehen.

Tabelle 5.28: Vergleich der Variation des Wasserstands (bei  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ ) zwischen Ist-Zustand (2001) und dem Zustand des Jahres 2050 in Wehninger Werder Elbe-km 511 bis 515 als Ergebnis der Änderung der Morphologie und der räumlichen Verteilung der Auenvegetation (Quelle: Eigene Darstellung)

Querprofil	WASSERSTAND NACH MODELL			
	ARMA/Variation (cm)	BfG1 (cm)	BfG2 (cm)	BfG3 (cm)
4256	9.8	11.6	9.8	8.6
4119	9.9	11.7	9.9	8.8
3412	10.6	12.1	10.7	9.4
2485	11.3	11.6	10.9	10.2
2184	11.5	11.6	11.0	10.5
1867	11.7	11.8	11.2	10.7
1406	11.9	12.0	11.6	11.2
314	11.9	11.9	11.9	11.9

Aus den in Tabelle 5.28 dargestellten Werten, kann gefolgert werden, dass bei einem Hochwasser von  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$  im Jahr 2050 eine Erhöhung des Wasserstands im Verhältnis zum Ist-Zustand größer als 10 cm für diese Flusstrecke auftreten wird. Diese zukünftige Situation bringt eine Verkleinerung des verfügbaren Freibords für diese Flusstrecke mit sich.

## 6. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Das Equilibrium der Beziehung zwischen Abfluss, Sedimenten und Vegetation bestimmt die Morphodynamik des Flusses und daher auch die Änderungen auf Ebene der physikalischen Prozesse, die im Fluss und in den Auen im Laufe der Zeit stattfinden (vgl. Kap. 2.2). Die in dieser Arbeit durchgeführte Untersuchung hat sich besonders auf diese Beziehung konzentriert. Dabei wurde die zukünftige Entwicklung des Vorlandes als eine komplexe Erscheinung betrachtet, die eine ganzheitliche Untersuchung der obengenannten Faktoren (Abflüsse, Sedimente, Vegetation) und ihrer Interaktionen erfordert. In diesem Zuge wurde die Methode der *Dynamischen Interaktion von Modellen* vorgestellt, um die Auswirkungen des Klimawandels auf das Vorland, bzw. auf die hydraulischen Bedingungen, die das Verhalten des Vorlandes bestimmen, vollständig analysieren zu können.

In diesem Kapitel werden im ersten Teil die Ergebnisse des Kalibrierungsvorgangs und im zweiten Teil die Ergebnisse der Prognose der zukünftigen Bedingungen für die Entwicklung des Vorlandes diskutiert.

Aus den in Kapitel 5.1 dargestellten Kalibrierungsvorgängen können folgende Ergebnisse hergeleitet werden:

### *Flusslängsprofil und Sedimenttransport*

In Abbildungen 5.6, 5.7 und 5.8 wurde die modellierte Variation des Flussbodens in der Flussstrecke zwischen Elbe-km 511 und 515 für den Zeitraum 1959-1994 dargestellt. Prozesse wie Erosion und Sedimentation liegen vor, doch es besteht ein morphologisches Gleichgewicht.

Der Literatur zufolge ist es zwischen 1959 und 1994, also in einem Zeitraum von 35 Jahren, zwischen Schnackenburg (Elbe-km 474) und Neu Darchau (Elbe-km 536) zu einer leichten Erosion des Flussbettes gekommen (vgl. Faulhaber, 1998, 2000). Nach Faulhaber (2000) zeigt sich für diesen Zeitraum zwischen Elbe-km 474 und 536 eine Wasserspiegeldifferenz von weniger als 20 cm. Eine leichte Erosion führte zu einer geringen Veränderung des Wasserspiegels.

Abbildung 5.8 zeigt, dass sich die Variation des Flussbodens nach einer Simulationszeit von 35 Jahren in einem Bereich von  $\pm 20$  cm befindet. Die durch Erosion ausgelöste Sohlhöhenänderung ergibt ca. 0.5 cm pro Jahr (vgl. Vollmer und Schriever, 2005). Das bedeutet, dass die Flusssohle während dieses Zeitraums stabil geblieben ist. Obwohl es zu lokaler Erosion kam, wie z.B. im letzten Abschnitt der untersuchten Flussstrecke, zeigen die Ergebnisse insgesamt, dass sich in dieser letzten Zeit entlang dieser Flussstrecke keine ausgeprägte Erosionstendenz ergeben hat. Diese Schlussfolgerung stimmt mit der Literatur überein, in der davon ausgegangen wird, dass zwischen Wittenberg und Geesthacht aktuell von keiner Erosionstendenz gesprochen werden kann (Faulhaber, 1998, 2000).

Ein weiterer wichtiger Aspekt ist das Volumen des transportierten Sediments. Abbildung 5.9 zeigt die modellierte mittlere jährliche Sedimentfracht in Wehningen zwischen 1992 und 2001. Die modellierte mittlere Jahresfracht für Sand und Geschiebe erreichte für diesen Zeitraum in Wehningen im Durchschnitt 229,000 t/a. Dieses Volumen ist vergleichbar mit Vollmer und Schriever (2004), laut denen zwischen 1992 und 2001 in Langendorf (Elbe-km 500.56) und Wilkenstorf (Elbe-km 516.16) eine mittlere Jahresfracht zwischen 200,000 und 250,000 t/a für Sand und Geschiebe zu verzeichnen war.

#### *Einfluss des Grundwassers auf das Bodenwasser*

Abbildung 5.20 bestätigt eine enge Verknüpfung zwischen Grundwasserstand und Wasserspannung bzw. Wassergehalt der Auenböden im Wehninger Werder.

Diese Ergebnisse stimmen mit der Literatur überein. Das Grundwasser beeinflusst gravierend die hydraulischen Prozesse im Auenboden. Unter dieser Annahme analysierten Chen et al. (2004) die Grundwasserdynamik und ihren Einfluss auf die hydrologischen Prozesse in den Nebraska Sandhills<sup>21</sup>. Laut Chen et al. ist die Bodenfeuchte insbesondere im Wurzelraum vom Grundwasserspiegel abhängig. Der Einfluss des Grundwasserstands ist signifikant in den Gebieten, in denen der Grundwasserspiegel näher an der Oberfläche liegt. In gleicher Form berücksichtigte Bethge-Steffens (2007) durch wägbare Lysimeter den Einfluss des Grundwassers für die Berechnung des Bodenwasserhaushalts in zwei Flussauenstandorten an der Mittellebe. Ergebnis dieser Untersuchung war der bedeutende Einfluss, den das Grundwasser auf das Verhalten des Auenbodenwassers, insbesondere während der Verdunstungsprozesse in trockenen Zeiträumen, hat.

#### *Modell ARMA/Variation*

Die Abbildungen 5.22 und 5.23 zeigen einen Vergleich zwischen der durch die Modelle ARMA und ARMA/Variation erhaltenen Abflussganglinie und der gemessenen Abflussganglinie.

Es ist zu beobachten, dass der Verlauf der durch ARMA/Variation erhaltenen und der gemessenen Abflussganglinie ähnlich ist, d.h. die Änderungen der trockenen und feuchten Zeiten im Vergleich zum ARMA-Modell graphisch genauer beschrieben wurden. Das bestätigte auch die Analyse der RMSE für die Datenreihen des Modells ARMA und ARMA/Variation. Der Vergleich beider Datenreihen ergab, dass das Modell ARMA/Variation (RMSE = 295 m<sup>3</sup>/s) einen niedrigeren RMSE als das Modell ARMA (RMSE = 318 m<sup>3</sup>/s) für den Zeitraum 1971 bis 2000 aufweist (siehe Tabelle 5.9). Dies bestätigt, dass das Modell ARMA/Variation die Eigenschaften des Modells ARMA beibehält und die Qualität der Prognose verbessert.

Aus den in Kapitel 5.2 bis 5.4 dargestellten Ergebnissen geht die Folgerung hervor, dass die **zukünftige Entwicklung** der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515, Sektor Wehninger

---

<sup>21</sup> Die Nebraska Sandhills sind eine Prärieregion aus Sanddünen in den USA.

Werder, als analysiertes Beispiel der Entwicklung des Vorlandes unter dem Einfluss des Klimawandels, durch die folgenden Aspekte geprägt wird:

*a. Variation der Abflüsse*

Die zukünftigen Abflüsse, die durch das entwickelte stochastische Modell ARMA/Variation berechnet wurden (siehe Kap. 2.4.2.2 und 4.2.3.2), zeigen für die Elbe eine **negative Tendenz** für den Zeitraum **2001 bis 2100**. Diese Tendenz stimmt mit den negativen Niederschlagsprognosen des Regionalen Klimamodells REMO für den ähnlichen Zeitraum überein, die durch einen auf die Variation des Niederschlags bezogenen Faktor in die Berechnung der zukünftigen Abflüsse inkorporiert werden. Die Wahrscheinlichkeit des Eintretens der Projektion dieses Ergebnisses (negative Tendenz) ist hoch, da die Robustheit der Ergebnisse des Modells ARMA/Variation durch den Vergleich mit 3 verschiedenen Modellen der BfG (Bundesanstalt für Gewässerkunde) überprüft wurde (siehe Kap. 5.1.4.3). Diese 3 Modelle nahmen auch die REMO-Daten auf, so dass ein Vergleich mit dem Modell ARMA/Variation möglich war. Die negative Tendenz der Abflussprognose wurde durch alle Modelle (ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3) dargestellt (siehe Tabelle 5.14). Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die Tendenz für den Zeitraum 1971 bis 2000 mit den gemessenen Daten **-0,0039** ergab, während sie nach dem Modell ARMA/Variation für den Zeitraum 2001 bis 2100 **-0,0006** ergab. Demzufolge kann eine Veränderung der Tendenz (-0,0006 im Vergleich zu -0,0039) für die Zukunft im Vergleich zu den letzten 30 Jahren des vergangenen Jahrhunderts beobachtet werden. Somit ist zu sehen, dass das Modell ARMA/Variation für den Zeitraum 2021 bis 2050 eine leicht positive Tendenz im Vergleich zum Zeitraum 1971 bis 2000 zeigt. Diese positive Tendenz von ARMA/Variation hängt mit der Niederschlagsprognose des Klimamodells REMO für den gleichen Zeitraum zusammen. Grundsätzlich prognostiziert das Klimamodell REMO eine Zunahme der Niederschläge im Wehningen-Einzugsgebiet für den Zeitraum 2021 bis 2050. Diese Zunahme der Niederschläge führt mit großer Wahrscheinlichkeit zu einer Zunahme der Abflüsse in der Elbe zwischen 2021 und 2050, die durch das Modell ARMA/Variation entsprechend dargestellt wird. Die BfG-Modelle hingegen prognostizieren für diesen Zeitraum eine Verringerung der Abflüsse (siehe Tabelle 5.15), die mit den Prognosen des Klimamodells REMO nicht übereinstimmen.

Hinsichtlich der maximalen jährlichen Abflüsse bestehen ebenso gewisse Unterschiede. Während sie nach dem Modell ARMA/Variation für den Zeitraum 2021 bis 2050 Werte von 3,000 m<sup>3</sup>/s zeigen, erreichen die maximalen jährlichen Abflüsse nach den Modellen BfG1 und BfG3 fast 7,000 m<sup>3</sup>/s für dieselbe Periode. Ungeachtet dessen prognostizieren alle Modelle mehr Wasser im Fluss. Aus den Prognosen kann gefolgert werden, dass eine Steigerung der zukünftigen Abflüsse (durchschnittliche Werte nach ARMA/Variation; maximale jährliche Abflüsse nach den BfG-Modellen) sehr wahrscheinlich ist.

Nach den in Kapitel 2 untersuchten Interaktionen ist zu schlussfolgern, dass eine Änderung der Abflüsse auch eine Änderung der Wasserstände und Fließgeschwindigkeit, die Erosions- und Sedimentationsprozesse beeinflussen, mit sich bringt, wodurch letztendlich morphologische Änderungen verursacht werden können. Die erhaltenen

Abflussprognosen erfordern daher eine Analyse der möglichen morphologischen Änderungen im Untersuchungsgebiet.

#### *b. Änderung der Morphologie in Fluss und Auen*

Die Änderungen der Morphologie im Fluss und in den Auen des Wehninger Werder (Elbe-km 511 und 515), die durch ein eindimensionales Modell dargestellt wurden (siehe Kap. 2.2.2.3 hinsichtlich der Charakteristika der eindimensionalen Modelle des Sedimenttransports), zeigen, dass der Einfluss des Klimawandels durch die Steigerungen der Abflüsse innerhalb des nächsten Jahrhunderts wahrscheinlich keine substantielle morphologische Änderung im untersuchten Flusslängsprofil auslösen wird, wenn alle anderen Randbedingungen gleich bleiben.

Zur Erhaltung der im letzten halben Jahrhundert bestehenden Situation des morphologischen Equilibriums in der untersuchten Flussstrecke (siehe Ergebnisse in Kap 5.3) trägt die bestehende Bedingung der seitlichen Begrenzung der Erosion aufgrund des Baus von Flussdeichen und Buhnen entlang dieser Flussstrecke bei.

Diese Ergebnisse (Situation des Equilibriums) müssen hinsichtlich zweier wichtiger Aspekte der zukünftigen Flussmorphologie analysiert werden: a) die Entwicklung des Längsprofils des Flusses und b) die Entwicklung des Flussquerprofils (Fluss und Auen).

Die Prognose der Entwicklung des Längsprofils der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 zeigt, dass diese Flussstrecke im Laufe des untersuchten Zeitraums von 2001 bis 2100 Gleichgewicht und Stabilität behalten wird, ohne bedeutende Variation des Flussbettes (siehe Tabelle 5.16). Es ist wahrscheinlich, dass das niedrige Gefälle des Flusses und der Bau von Buhnen im untersuchten Bereich Gleichgewicht und Stabilität geschaffen haben. Diese Ergebnisse stimmen mit dem untersuchten Verhalten des Flusses während des letzten Jahrhunderts überein (vgl. u.a. Faulhaber, 2000, 1998; Vollmer und Schriever, 2005; Rommel, 2013).

Hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung des Flussquerprofils (Fluss und Auen) zeigen die Kontrollquerprofile (siehe Abb. 5.28) für den Zeitraum 2001-2100 unterschiedliche akkumulative lokale Erosions- und Sedimentationsprozesse im linken Auenbereich, im Hauptkanal und in der rechtsseitigen Aue (siehe Tabelle 5.18 und 5.19). Die maximalen Werte von Sedimentation und Erosion während des untersuchten Zeitraums befinden sich in Übereinstimmung mit dem Einfluss des topographischen Reliefs in einigen Profilen nahe des Ufers und nahe bzw. in einer Senke. Die maximale Sedimentation im Bereich dieser Flussstrecke wird bei Elbe-km 512.77 (Profil 2485) mit 10.92 cm für die linke Aue und 8.21 cm für die rechte Aue im Laufe eines Zeitraums von 100 Jahren stattfinden. Es ergibt sich somit jeweils eine Sedimentationsrate von ca. 1.09 mm/a (mm/Jahr) und 0.821 mm/a.

Diese Untersuchungsergebnisse stimmen mit der Analyse von Rommel (2010) überein. Laut dessen zeigte die Flussstrecke der Elbe zwischen Elbe-km 505 und 526 einen Trend zu gesteigerter Vorlandsedimentation während des Zeitraums 1902-2006. So findet nach Rommel (2013) zwischen Elbe-km 505.5 und 515.5 für diesen Zeitraum eine Auflandung

von 0.13 m statt. Nach Krüger et al. (2006) besteht seit 1932 eine Sedimentationsrate zwischen 0.02 und 1.5 cm für die Mittlere Elbe nahe des Ufers. Diese abweichenden Werte werden durch die Anwendung von verschiedenen Berechnungen und Messmethoden erhalten. Aus der Modellierung des Sedimenttransports kann schließlich gefolgert werden, dass die Sedimentations-/Erosionsrate auf die Auen und den Fluss im Untersuchungsgebiet während des nächsten Jahrhunderts keine große Variation im Vergleich zu den aktuellen Sedimentationsraten zeigen wird. Interessant ist somit die Beobachtung, dass diese Tendenz eine mögliche Änderung hinsichtlich der von Krüger (2015) beschriebenen Verringerung der summarischen, kumulierten Sedimentraten im Laufe des letzten Jahrhunderts entlang der Elbe aufgrund der Landnutzung signalisieren könnte. Da die prognostizierten Sedimentationsraten eine eindeutige Schlussfolgerung über die zukünftige Tendenz der Morphologie nicht zulassen, ist das Einbeziehen der Modellierungsergebnisse über die Änderungen der Vegetation im Untersuchungsgebiet wesentlich. Durch diese Analyse können neue Manning-Werte erhalten werden, die auf gewisse Weise eine Tendenz über die zukünftigen Erosions- und Sedimentationsprozesse, d.h. über die Flussmorphologie, verdeutlichen.

#### *c. Änderung der räumlichen Verteilung der potenziellen Flächen der Pflanzengesellschaften im Wehninger Werder*

Die Analyse der Veränderungen der Vegetation zeigt, dass beachtliche Variationen der potenziellen Flächen für die berücksichtigten Pflanzengesellschaften (Leucanthemo-Rumicetum, wechselfrischer Bereich; Leucanthemo-Rumicetum, wechselfeuchter Bereich; Elymus repens - Alopecurus pratensis; Phalaridetum arundinaceae - in dynamischer und undynamischer Abflussbedingung; Ranunculo-Alopecuretum geniculati) für den Zeitraum 2021-2050 bezogen auf den Zeitraum 1971-2000 (als definierter Ist-Zustand) im Untersuchungsgebiet bestehen (siehe Kap. 4.2.8.1).

Diese Analyse der zukünftigen Verteilung beruht auf folgenden Annahmen und Voraussetzungen:

#### *Ist-Zustand*

Um den **Ist-Zustand**, d.h. die modellierte Auenlandschaft **zwischen 1971-2000** (siehe Abb. 5.40) abzubilden, wurde ein Zusammenhang zwischen den topographischen Höhen des Vorlandes, den Abflüssen und der realen Verteilung der Vegetation der Auenlandschaft hergestellt (siehe Kap. 5.3.1). Für diese Beziehung wurde die Überflutungs-/Sättigungstoleranz der Pflanzengesellschaften (siehe Tabelle 4.18) und das MW (Mittelwasser) für diesen Zeitraum (siehe Tabelle 4.19) berücksichtigt. Durch die Analyse dieses Zusammenhangs konnte bestätigt werden, dass die Verteilung der Überflutungshäufigkeit und -dauer die Charakteristika der Vegetation in der Aue prägt (siehe Tabelle 5.20).

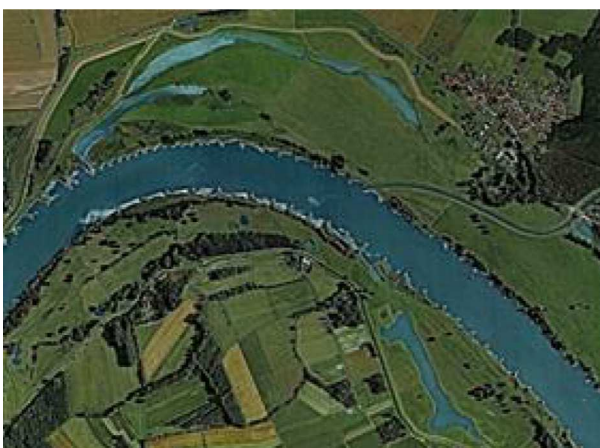
Aus den Abbildungen 5.37 bis 5.40 geht hervor, dass ca. 10% des modellierten Auenbereichs im Zeitraum 1971-2000 mehr als 42 Tage pro Jahr überflutet oder gesättigt



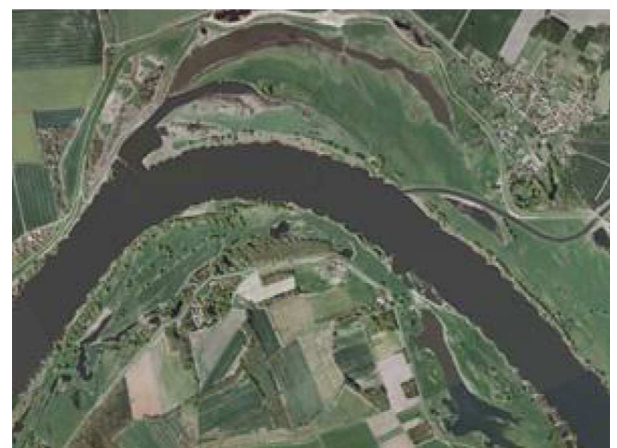
blieben. In Bezug auf Tabelle 4.18 (Überflutungsdauer) wachsen auf diesen potenziellen Flächen die *Phalaridetum arundinaceae* (Zone 4, 6) und *Ranunculo-Alopecuretum geniculati* Gesellschaft (Zone 5). Im Gegensatz dazu blieben mehr als 90% der Fläche weniger als 42 Tage pro Jahr während dieses Zeitraums überflutet. *Leucanthemo-Rumicetum* und *Elymus repens-Alopecurus pratensis* Gesellschaften charakterisieren diese potenziellen Flächen. Die *Leucanthemo-Rumicetum* Gesellschaft der Zone 1 befindet sich auf hohen Standorten, wo das Grundwasser im Laufe des Jahres durchschnittlich zwischen -2.8 (m) und -0.84 (m) Höhe u. GOK erreicht (siehe Abb. 5.38).

Die modellierte Verteilung der potenziellen Fläche für den Zeitraum 1971-2000, die in Abbildung 5.40 dargestellt wird, stimmt mit den Angaben der Literatur (Brunotte et al., 2009; Krüger, 2015; Kaiser et al., 2005; Heinken, 2002; Redecker, 2001) für das Untersuchungsgebiet überein, was für die Plausibilität der zukünftigen Prognose spricht. Diese modellierte Verteilung, des Grünlands, erreichte für diesen Zeitraum ca. 70% des Anteils des Untersuchungsgebiets. Nach Brunotte et al. (2009) bestimmt das Grünland einen wesentlichen Anteil der rezenten Auen (Vorland) in der Elbe zwischen Schöna (Elbe-km 0) und Geesthacht (Elbe-km 586). Durchschnittlich nimmt das Grünland ca. 70% des Vorlandes ein, doch dieser Anteil variiert entlang des Flusses. Nach Krüger (2015) erreicht das Grünland über 85% des Anteils der rezenten Auen zwischen Wittenberge (Elbe-km 454) und Hitzacker (Elbe-km 523), siehe Abb. 3.15. Nach Kaiser et al. (2005) nimmt die Grünlandfläche (Grünland, Röhrichte, Flutrasen) ca. 70% des Vorlandes ein (siehe Tab. 3.8).

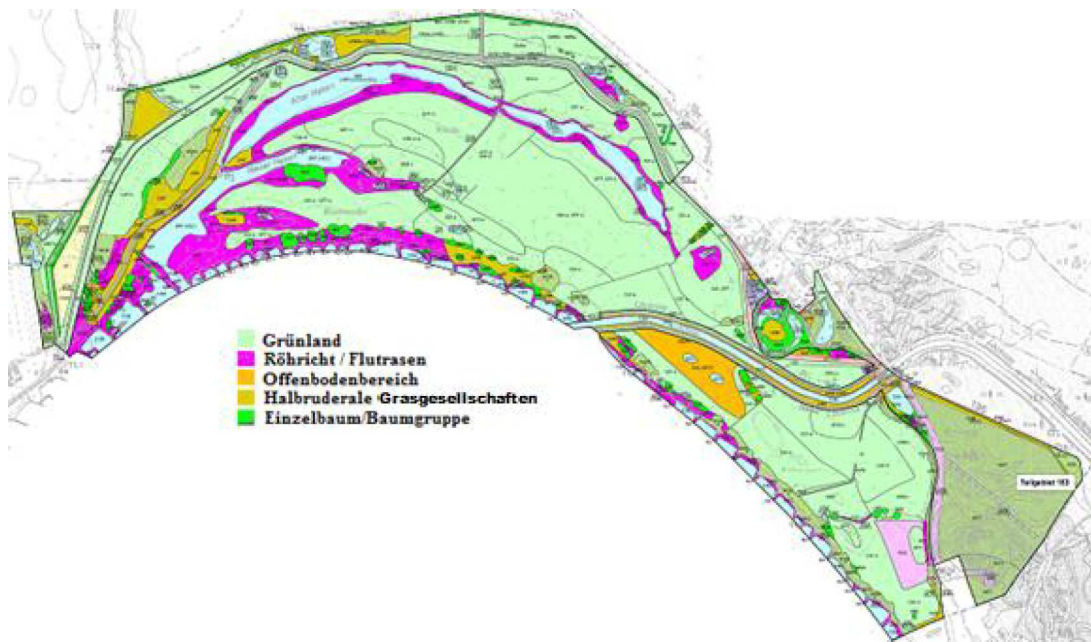
In Abbildung 6.1 wird die modellierte Verteilung der Pflanzengesellschaften für den Zeitraum 1971-2000 mit: (a) Satellitenfoto des Jahres 2004 (Google Earth, 2004), (b) Satellitenfoto des Jahres 2009 (Google Earth, 2009) und (c) Ergebnis der Erstinventur von Kaiser et. al (2005) (siehe **Anhang 8.4**), graphisch verglichen.



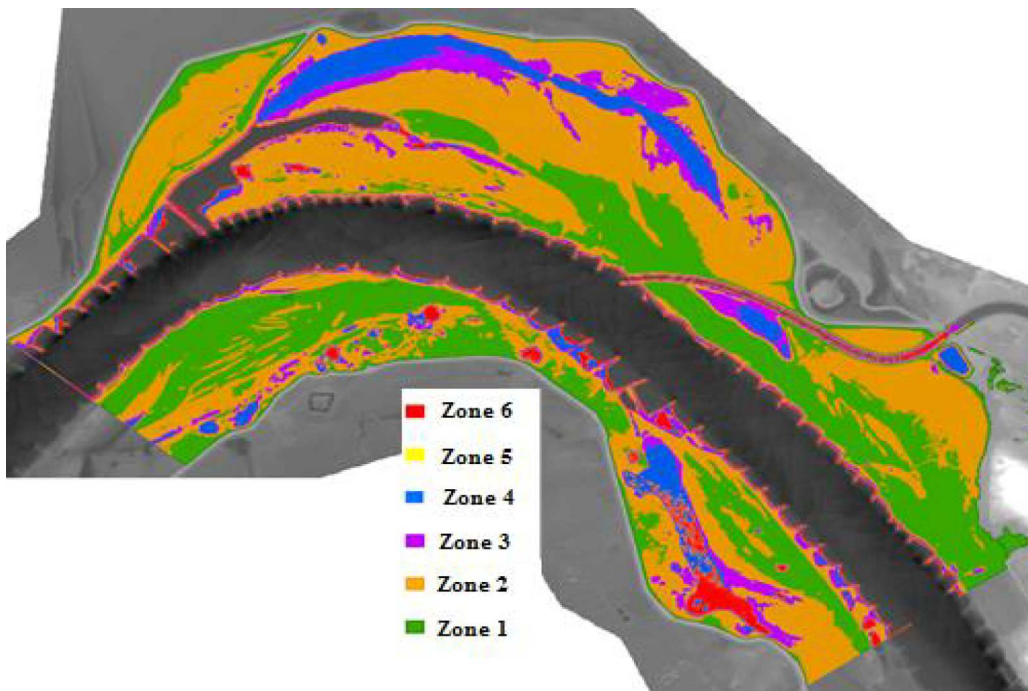
6.1 a) Oktober 2004 (Quelle: Google Earth)



6.1 b) Dezember 2009 (Quelle: Google Earth)



6.1 c) Jahr 2005 (Quelle: Kaiser et al., 2005; **bessere Auflösung siehe Anhang 8.4**)



6.1 d) Modelliertes Jahr 2000 (Quelle: Eigene Darstellung)

Abb. 6.1: Vergleich zwischen modellierter und realer Auenlandschaft im Deichvorland von Wehningen, Elbe-km 511 bis 515 (Quelle: Eigene Darstellung; Google Earth; Kaiser et al., 2005).

Die Abbildungen 6.1 a) und b) zeigen zwei Zustände des Wehninger Werders (Elbe-km 511 bis 515) im Jahr 2004 und 2009. Die Abbildung c) zeigt die Ergebnisse der

Erstinventur nach Kaiser et al. (2005) und Abbildung d) zeigt die Ergebnisse der in dieser Untersuchung modellierten Auenlandschaft für das Jahr 2000.

Im Vergleich der Abbildungen 6.1 a) und 6.1 b) sind einige Unterschiede der Auenlandschaft zu beobachten. Diese Unterschiede können auf die jährlichen Agraraktivitäten in diesem Bereich (zweischürige Mahd) zurückgeführt werden. Abbildung 6.1 b) zeigt eine weniger durch den Menschen beeinflusste Auenlandschaft, deren Wasserstand nahe dem MW liegt. Abbildung 6.1 b) zeigt im Vergleich mit dem modellierten Ist-Zustand (Abb. 6.1 d)) besonders hinsichtlich der Verteilung der als Grünland genutzten Stromtalwiesen Ähnlichkeiten bei hoher topografischer Lage. Im Gegensatz dazu bestehen Unterschiede zwischen den Flächen in Abbildung 6.1 b) und 6.1 d), die besonders in den tieferen Bereichen des Altarms respektive dort liegen, wo sich gesättigte Bodenverhältnisse finden. Im Ist-Zustand (Abb. 6.1 d)) besteht eine potenzielle Fläche für Röhrichte Phalaridetum arundinaceae (Zone 4 und 6) im Bereich des Altarms. Dieses Ergebnis, das zunächst unschlüssig erscheinen mag, ist durch die Topographie des DGM zu erklären. Möglicherweise wurde im DGM eine geringere Tiefe in Bereichen des Altarms beobachtet als tatsächlich vorhanden war. In einem solchen Fall muss normalerweise eine lokale Topographie/Bathymetrie durchgeführt werden, um die richtige Tiefe des Altarms zu messen und das DGM zu ergänzen.

Abbildung 6.1 d) stimmt mit den Ergebnissen der Erstinventur von Kaiser et al. (2005) (Abb. 6.1 c)) überein. Zwischen beiden Abbildungen bestehen besonders in Hinblick auf die Verteilung der Grünlandvegetation in höheren Niveaus Ähnlichkeiten. Im Gegensatz dazu können, ähnlich wie in Abbildungen 6.1 a) und 6.1 b) dargestellt, Unterschiede in tieferen Bereichen beobachtet werden, wie z.B. in der Nähe des neuen Hakens. Kaiser et al. (2005) zeigen in der Nähe des neuen Hakens eine größere Konzentration von Röhrichten oder „Busch“ als im modellierten Ist-Zustand (Abb. 6.1 d). Ein Grund dafür kann der Einfluss von menschlichen Aktivitäten, wie die Mahd, die im Laufe des Jahres das Wachstum einiger Pflanzenarten begünstigt, sein. Ein anderer Grund wäre die mögliche Diskrepanz zwischen dem DGM und der topographischen Beschaffenheit in tieferen Bereichen.

Zusammenfassend ist zu unterstreichen, dass obwohl gewisse Unterschiede zwischen dem für den Zeitraum 1971-2000 modellierten Ist-Zustand und den Satellitenfotos im Jahr 2004 und 2009 (Google Earth) im Wehninger Werder bestehen, die auf die menschlichen Aktivitäten oder die Topographie des DGM zurückgeführt werden können, diese punktuell sind. Deshalb stellt der modellierte Ist-Zustand den Zustand der Auenlandschaft für den Zeitraum 1971-2000 geeignet dar.

#### *Potenzielle Fläche zwischen 2021 und 2050*

Die durch die Anwendung der Abflussdaten des Modells ARMA/Variation und der BfG-Modelle erhaltene Prognose der zukünftigen potenziellen Flächen zeigt bemerkenswerte Veränderungen der Auenlandschaft für den Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Ist-Zustand (siehe Abb. 5.41 bis 5.44). Die prognostizierten Änderungen der Wasserstände

und der Überflutungsdauer für den Zeitraum 2021-2050 bedingen die mögliche Verschiebung der Pflanzengesellschaften. Eine Zusammenfassung der Veränderung der Geländehöhe (mittlere relative Höhe hinsichtlich des MW) in Bezug auf die für jede potenzielle Fläche der Pflanzengesellschaft definierte Überflutungsdauer für den Zeitraum 2021-2050 ist der Abbildung 6.2 zu entnehmen

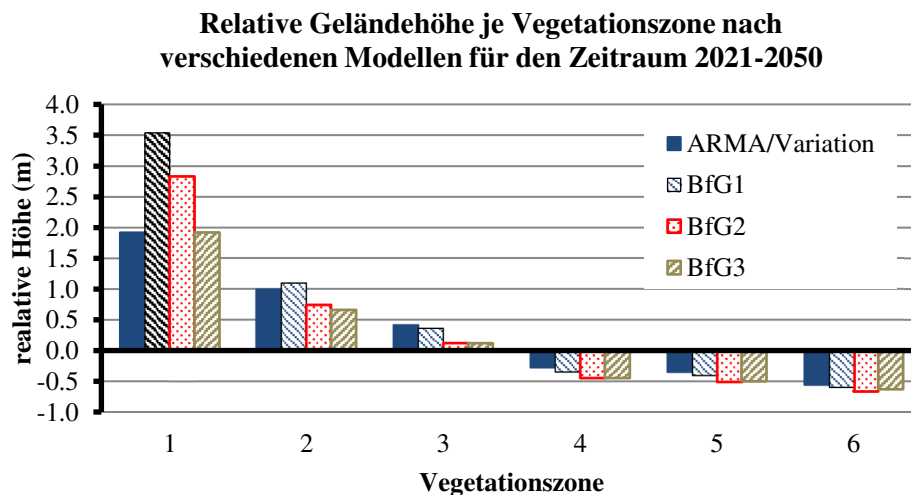


Abb. 6.2: Relative Geländehöhe je Vegetationszone nach den verschiedenen Modellen für den Zeitraum 2021-2050 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Pflanzengesellschaften respektive Zonen in Abbildung 6.2 entsprechen den folgenden Zonen: Zone 1: Fläche, auf der *Leucanthemo-Rumicetum* (wechselfrisch) vorkommt; Zone 2: Fläche mit *Leucanthemo-Rumicetum* (wechselfeucht); Zone 3: Fläche, auf der *Elymus repens – Alopecurus pratensis* vorkommt; Zone 4: Fläche, auf der sich *Phalaridetum arundinaceae* (undynamische Abflussbedingung) befindet; Zone 5: Fläche, auf der *Ranunculo-Alopecuretum geniculati* vorkommt; Zone 6: Fläche mit *Phalaridetum arundinaceae* (dynamische Abflussbedingung).

Abbildung 6.2 zeigt, dass die größeren Unterschiede zwischen den durch die verschiedenen Modelle erhaltenen Ergebnissen in den höheren Bereichen des Deichvorlands auftreten. Der Grund dafür ist, dass das Modell BfG1 größere Abflüsse bzw. höhere Wasserstände als andere Modelle prognostiziert. Bei den durch das Modell BfG1 prognostizierten extremen Wasserständen verschwindet die Zone des wechselfrischen *Leucanthemo-Rumicetum* (Zone 1) fast komplett, so dass sie sich nur auf die höchsten Bereiche, wie z.B. den Süden der Löcknitz, reduziert (siehe Abb.5.42).

Der Variationsanteil bezüglich des Ist-Zustands ist in Abbildung 6.3 zu sehen. Diese Abbildung stellt drei Situationen dar: die potenzielle Fläche nimmt ab, nimmt zu oder bleibt unverändert. Im Fall der Vegetationszone für die *Phalaridetum arundinaceae* Gesellschaft (Zone 4, 6) zeigen alle Modelle, dass eine Zunahme der potenziellen Flächen von ca. 3% bis 240% stattfindet, je nachdem, ob diese Fläche im dynamischen oder undynamischen Bereich liegt, d.h. in Bereichen wo das Wasser fließt oder längere Zeit steht (Senken, Altarm). Allerdings wird die neue potenzielle Fläche für die *Phalaridetum arundinaceae*-Gesellschaft im Vergleich mit den für andere Pflanzengesellschaften verfügbaren Flächen noch als klein betrachtet. Im Fall des *Ranunculo-Alopecuretum*



geniculat, das in Zone 5 verbreitet ist, prognostiziert die Mehrheit der Modelle eine Zunahme von bis zu 98% der potenziellen Fläche im Vergleich mit dem Ist-Zustand. Lediglich das Modell BfG3 sagt voraus, dass eine geringe Abnahme von 1.4% stattfinden wird.

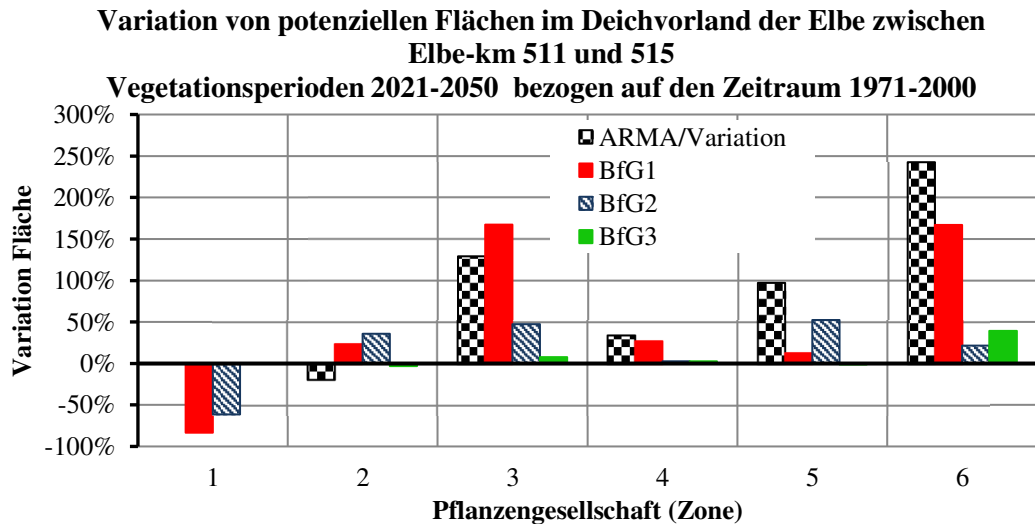
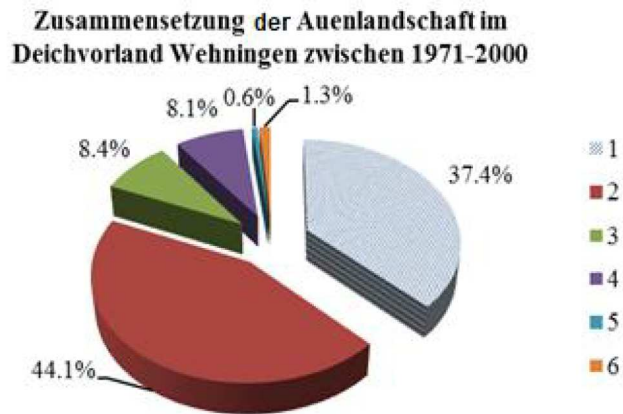


Abb. 6.3: Variation der potenziellen Flächen im Deichvorland der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 während der Vegetationsperioden 2021-2050 bezogen auf den Zeitraum 1971-2000 (Ist-Zustand)

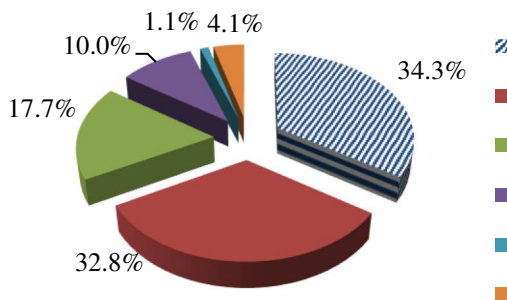
Hinsichtlich der potenziellen Fläche für die *Elymus repens*-*Alopecurus pratensis*-Gesellschaft (Zone 3) prognostizieren alle Modelle eine Zunahme. Diese Zunahme beträgt zwischen 8% und 130% bezogen auf den modellierten Ist-Zustand (1971-2000). Die potenzielle Fläche für das *Leucanthemo-Rumicetum* wechselfrisch und -feucht weist Unterschiede zwischen den Modellen auf. Während das Modell ARMA/Variation und BfG3 eine Verringerung von 3% bis 20% der mit *Leucanthemo-Rumicetum* wechselfeucht assoziierten Flächen (Zone 2) ergibt, prognostizieren die Modelle BfG1 und BfG2 eine Zunahme von 24% bis 36%. Dagegen ergeben die Modelle ARMA/Variation und BfG, dass die potenzielle Fläche für das *Leucanthemo-Rumicetum* wechselfrisch (Zone 1) gleich bleibt, während sie nach den Modellen BfG1 und BfG2 um ca. 84% abnimmt. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der angewandten Modelle beziehen sich auf die verschiedenen prognostizierten Abflussdaten bzw. Wasserstanddaten der Modelle für den Zeitraum 2021-2050. Nach den Modellen BfG1 und BfG2 überschreiten die prognostizierten Wasserstände die für den Zeitraum 1971-2000 modellierten Ist-Zustand für die *Leucanthemo-Rumicetum* Gesellschaft (Zone 1). Damit verursacht die neue hydraulische Bedingung die Verschiebung dieser Pflanzengesellschaft zum höheren Niveau mit der entsprechenden Verkleinerung der potentiellen Fläche für diese.

Die Zusammensetzung der Auenlandschaft (Ist-Zustand) im Deichvorland der Elbe zwischen Elbe-km 511 bis 515 bezogen auf die Vegetationszonen ist in Abbildung 6.4 dargestellt. Diese Verteilung der Pflanzengesellschaften wird aufgrund der Änderungen der Wasserstände (Flusswasser, Grundwasser, Bodenwasser) unter Einfluss des Klimawandels variieren (siehe Kap. 5.3). In Abbildung 6.5 sind die prognostizierten Zusammensetzungen der Auenlandschaft für den Zeitraum 2021-2050 dargestellt.

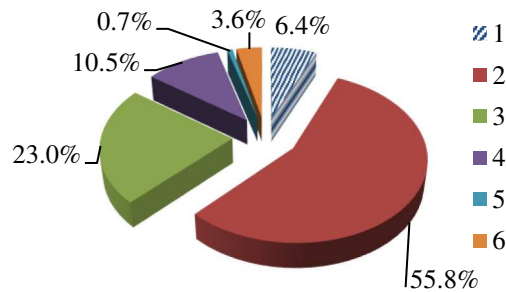
Abb. 6.4: Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen im Zeitraum 1971-2000 je nach Vegetationszone 1, 2, 3, 4, 5 und 6 nach Modellierungsergebnissen (Quelle: Eigene Darstellung)



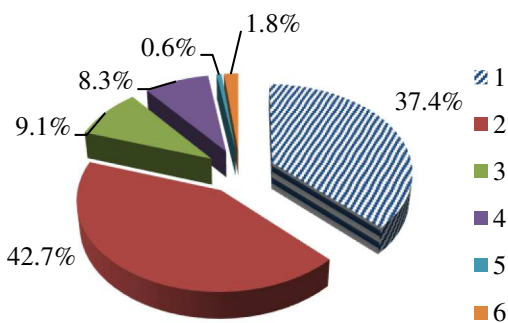
**Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen zwischen 2021-2050 ARMA/Var. Modell**



**Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen zwischen 2021-2050 BfG 1 Modell**



**Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen zwischen 2021-2050 BfG 3 Modell**



**Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland Wehningen zwischen 2021-2050 BfG 2 Modell**

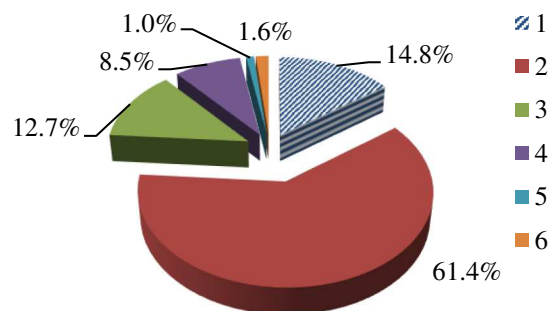


Abb. 6.5: Zusammensetzung der Auenlandschaft im Deichvorland von Wehningen nach den Modellen ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 zwischen 2021-2050 und bezogen auf Vegetationszone 1, 2, 3, 4, 5 und 6 (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Abbildungen 6.4 und 6.5 ermöglichen den Vergleich der Veränderungen der Auenlandschaft (d.h. die Änderungen der potenziellen Flächen) an der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 zu zwei verschiedenen Zeiträumen. Das Verhalten der Auenwälder wurde bei der Darstellung der zukünftigen Verteilung der Vegetation in dieser

Untersuchung nicht berücksichtigt, da die Auenwälder heutzutage im Wehninger Werder nur einen geringen Präsenz haben. Allerdings ist der Fließwiderstand von Auenwäldern höher als den von in dieser Dissertation untersuchten Pflanzengesellschaften, daher muss eine mögliche Anpflanzung im Wehninger Werder diese neue Bedingung (ein höherer Widerstand) für die Steigerung der Überflutungsrisiko in der Zukunft berücksichtigen (vgl. Neuschulz und Purps, 2003). In diesem Zusammenhang sind wesentliche Fragestellungen: welche ist die Größe und Dichte der Anpflanzung und wo sich der Auenwalgürtel befinden würden. Charakteristiken der Auenwälder an der Elbe in Bezug auf die Überflutungstoleranz bzw. -dauer können Redecker (2001), Hellwig (2000), Rommel (2010), Brunotte et al. (2009) und Mosner et al. (2009) entnommen werden. Nach Härdtle und Redecker (2001) befindet sich die Weichholzaue in Bereichen, in denen die Überflutungsdauer zwischen 76 und 122 Tagen liegt. Nach Mosner et al. (2009) können Weichholzaunenarten Überflutungsdauern von bis zu 300 Tagen im Jahr überleben, jedoch nicht im Jungpflanzenstadium. Unter diesen Bedingungen können sich bestimmte Arten aus der Weichholzaue z.B. Schwarz-Pappel (*Populus nigra*), Silber-Weide (*Salix alba*) oder Mandel-Weide (*Salix triandra*) wegen ihrer Überflutungstoleranz in der Auenlandschaft des Wehninger Werders problemlos anpassen. Allerdings muss auch das Equilibrium (Gleichgewicht) zwischen ökologischen und hydraulischen Bedingungen berücksichtigt werden. Obschon die Weichholzaunen nach Anhang I der FFG-Richtlinie als prioritär zu schützender, natürlicher Lebensraumtyp eingestuft wurden, ist ihre Ansiedlung nur dann umsetzbar, wenn sich diese bei einem Hochwasserereignis hochwasserneutral (d.h. innerhalb der grenzwertigen Standsicherheit des Hochwasserschutzsystems) verhält (vgl. Mosner et al., 2009). Andernfalls besteht das Risiko, dass Hochwasserschutzsysteme Bedingungen von höheren Fließwiderständen, die für die Projektplanungsphase nicht berücksichtigt wurden, nicht standhalten.

Die durch die Anwendung der Abflussprognosen der Modelle ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 erhaltenen Ergebnisse zeigen, dass sich die zukünftige potenzielle Fläche der Pflanzengesellschaft - Zone 1 (*Leucanthemo-Rumicetum*, wechselfrisch) möglicherweise verringert. Dieser neue Zustand ist auf die zukünftigen Veränderungen der Abflussprognosen zurückzuführen.

Die Zunahme der Häufigkeit der Überflutungen im Deichvorland der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 515 (siehe Abb. 5.45) für den Zeitraum 2021-2050 führt zur Entstehung einer neuen Auenlandschaft. Die Abbildung 5.45 zeigt, dass die hoch gelegenen Standorte (Zone 1, 2) mehr Überflutungen während der Vegetationsperiode erfahren werden. Diese Zunahme der Überflutungen bedeutet auch eine Zunahme des Grundwasser- und Bodenwasserstands im Auenboden aufgrund der miteinander bestehenden Beziehung. Damit ist eine Zunahme der Sättigungsdauer in den Auen, die im Laufe der Zeit direkten Einfluss auf eine neue Verteilung der Pflanzengesellschaften nimmt, sehr wahrscheinlich. Der neue Feuchtigkeitszustand im Auenboden wird die Verschiebung einiger weniger überflutungstoleranter Pflanzenarten zugunsten derjenigen, die mehr Überflutungstoleranz haben, bedingen. Deshalb ist der Eintritt der Prognose über die neue Verteilung der potenziellen Flächen für die berücksichtigten Pflanzengesellschaften an der Elbe zwischen Elbe-km 511 und 516 als sehr wahrscheinlich einzuschätzen falls die

Anfangsbedingungen der Modellierung der Vegetation durch Nutzungsveränderungen nicht modifiziert werden.

Änderungen der Nutzung der Auenböden im Untersuchungsgebiet müssen die Regelungen des Biosphärenreservats Niedersächsische Elbtalaue berücksichtigen.

Die neue Verteilung der Auenvegetation (potenzielle Flächen) führt zu einer neuen Verteilung der Rauheitsbeiwerte (Manning-Koeffizienten, n-Werte; vgl. Phillips und Tadayon, 2007) und somit zu höheren Werten, die eine wichtige Rolle bei der Bestimmung neuer hydraulischer Bedingungen spielen. Die Zunahme der potenziellen Flächen, z.B. Zonen 4, 5 und 6, bedeutet, dass eine größere Fläche mit höheren Rauigkeiten für die neuen Abflüsse im Wehninger Werder bestehen wird. Demzufolge kann eine Erhöhung der Wasserstände stattfinden. Die Manning-Koeffizienten für die Modellierungen wurden in Tabelle 5.1 dargestellt.

#### d. Zukünftige hydraulische Situation im Fluss und in den Auen

Die erhaltenen Ergebnisse der Flussmorphologie und der Verteilung der Auenvegetation ermöglichen eine Prognose der neuen hydraulischen Bedingungen, d.h. der neuen Flusswasserstände für die untersuchte Flussstrecke (vgl. Kap. 5.4).

Diese hydraulischen Bedingungen stellen eine robuste Prognose der neuen Hochwasserbedingungen dar, da sie aus der gemeinsamen Analyse der veränderten Flussmorphologie (Fluss und Auen) und der Verteilung der Vegetation im Vorland erfolgen.

Für die Ermittlung des zukünftigen Wasserstands im Jahr 2050 bezogen auf den Wasserstand im Jahr 2001 wurde der Abfluss  $Q = 3562 \text{ m}^3/\text{s}$ , der dem aus dem Jahr 1940 erreichten Extremhochwasser entspricht, berücksichtigt. Die Ergebnisse zeigen, dass sich eine **Erhöhung des Wasserstands im Fluss von mehr als 10 cm** unter den neuen hydraulischen Bedingungen für das Jahr 2050 ergeben wird. Die Modelle ARMA/Variation, BfG1, BfG2 und BfG3 wurden mit der projizierten Flussmorphologie und der für jedes Modell prognostizierten Verteilung der Manning-Koeffizienten evaluiert. Die Manning-Koeffizienten sind das Ergebnis der prognostizierten räumlichen Verteilung der Pflanzengesellschaften für die untersuchte Flussstrecke (Elbe-km 511 und 515). Aufgrund der projizierten räumlichen Verteilung der Pflanzengesellschaften findet im Durchschnitt eine Zunahme der Fläche mit Rauheitsbeiwerten (Manning-Werten) zwischen 0.035 bis 0.05 für das Jahr 2050 im Vergleich zum Jahr 2001 statt.

Die Veränderung des Wasserstands wird durch die Variationen der Morphologie des Flusses und die Änderung der Verteilung der Vegetation bestimmt, wie die Abbildungen 5.46 bis 5.50 deutlich zeigen. Die Erhöhung des Wasserstands für das modellierte Jahr 2050 wird durch die neuen Rauheitsbeiwerte (Manning-Werte), die aufgrund der modellierten Umverteilung der Vegetation entstehen, im besonderen Maße beeinflusst.

Eine Zunahme der Rauheitsbeiwerte (Manning-Werte) bedeutet nicht nur eine mögliche Erhöhung der Wasserstände für die untersuchte Flussstrecke, sondern auch neue



Bedingungen für die Sedimentationsprozesse im Vorland. Die Berücksichtigung der Gesamtheit der genannten Prozesse (Erhöhung der Abflüsse (MW), neue Verteilung (Zunahme) der Rauheitsbeiwerte (Manning-Werte), Erhöhung der Sedimentation in den Auen) erlaubt die Erwägung, dass eine Änderung der morphologischen Tendenz im Untersuchungsgebiet während des nächsten Jahrhunderts möglich ist, d.h. dass die Sedimentationsrate mindestens zwischen 1.09 mm/a und 0.821 mm/a bleiben wird.

Zusammenfassend ist die Folgerung möglich, dass das Vorland im Wehninger Werder aufgrund des Einflusses des Klimawandels für den Zeitraum 2021-2050 zunehmenden Überflutungen (Häufigkeit, Höhe) an der Elbe im Vergleich zum Zeitraum 1971-2000 ausgesetzt sein wird. Auch die morphologischen Tendenzen in der untersuchten Flussstrecke werden während eines ähnlichen Zeitraums variieren.

Für die Analyse des Einflusses des Klimawandels auf die zukünftige Entwicklung des Vorlandes wurde die Methode der Dynamischen Interaktion von Modellen für den Zeitraum 2021-2051 angewandt. Durch die Evaluierung neuer Zeiträume bzw. Etappen kann diese Analyse verbessert werden. Sie kann sogar zwingend nötig werden, falls Veränderungen des Flusses und des Vorlandes, z.B. aufgrund starker anthropogener Eingriffe (u.a. Abholzung) oder durch Effekte der Renaturierung des Flusses (u.a. Entwicklung von Weichholzaunen) vorliegen.

#### *e. Übertragbarkeit*

Die Anwendung der Methode der *Dynamischen Interaktion von Modellen* für die zukünftige Prognose der Entwicklung des Vorlandes ermöglicht eine genauere Analyse im Fall der Variationen der Morphologie. Diese Methode lässt sich auf Flussstrecken oder Flüsse mit ähnlichen Charakteristika an der untersuchten Flussstrecke übertragen.

Die Methode kann in der Praxis bei der Analyse von möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf Hochwasserschutzanlagen hilfreich sein, da solche Projekte eine sehr präzise Analyse des Risikos fordern.

Im Fall von regulierten Flüssen können die Auswirkungen des Klimawandels auf die Wasserstände, bzw. auf die Deiche und Buhnen, schwerwiegender sein, falls eine Auenvvegetation mit höherer Rauigkeit, wie Weichholz- oder Hartholzaue, ohne menschliche Eingriffe (landwirtschaftliche Tätigkeiten) im Vorland bestehen. Die Auswirkungen können ebenso gravierend sein, falls z.B. die Prognosen der Modelle BfG1 und BfG3 von Überflutungen von bis zu 7.000 m<sup>3</sup>/s erfüllt werden (Nilson et al., 2014), da die Stabilität der Deiche und Buhnen bei Wasserständen, die die Krone überschreiten, beeinträchtigt wird.

Die Relevanz der Analyse und die Berücksichtigung der zukünftigen Flussmorphologie und Verteilung der Vegetation im Vorland ist frühzeitig bei der Projektplanungsphase von Hochwasserschutzanlagen in Flüssen zu betonen. Die vorgeschlagene Methode der Dynamischen Interaktion von Modellen kann auf andere Flüsse und Regionen übertragen werden. Die Analyse der zukünftigen hydraulischen Bedingungen nach dieser Methode ist für die gebauten und projizierten Hochwasserschutzanlagen aufgrund der kommenden

Auswirkungen des Klimawandels von Bedeutung, um neue Infrastrukturmaßnahmen, wie z.B. die Erhöhung der Wasserretentionskapazität der Flussstrecke im Deichvorland, zu evaluieren.

Eine genauere Analyse ist besonders wichtig im Fall der europäischen Flüsse, da sie sich von anderen Flüssen unterscheiden. Die meisten europäischen Flüsse sind reguliert, d.h. entlang des Flusses wurden verschiedene Bauarten (Deiche und Buhnen) für den Hochwasserschutz errichtet, so dass die Entstehung von zwei Zonen – Deichvorland (Vorland) und Deichhinterland – begünstigt wird. Beide Zonen zeigen unterschiedliche hydraulische Dynamiken (Makaske et al., 2011; Brunotte et al., 2009; Scholz et al., 2005).

Die Funktion der Flussauen als Puffersystem der Hochwasserereignisse (siehe Kap. 3.4.4; vgl. Burek, 2003; Gepp, 1986; Gerken 1988; Krause, 2005; Brunotte et al., 2009) ist durch den Bau dieser Hochwasserschutzwerke auf einem engen Streifen im Vergleich mit dem ursprünglichen Gebiet (ohne menschliche Eingriffe) beschränkt. Obgleich der Bau dieser Werke einen positiven Effekt hat, da er die Bevölkerung vor Überflutungen schützt, wird gleichzeitig das Equilibrium des Vorlandes aufgrund der Verkleinerung der ursprünglichen Fläche empfindlicher.

Aktuelle Entwicklungspolitiken für die Flussauen fordern von den europäischen Ländern, auf die Erhaltung der Biota im Auenbereich zu achten (vgl. European Commission, 2007), ohne die Funktion des Puffersystems des Scheitels der Überflutungen vor extremen Niederschlagsereignissen zu vernachlässigen (Pfister et al., 2004). Diese neue Forderung macht es notwendig, den ökologischen Zustand der Flussauen zu verbessern und gleichzeitig auf die Sicherheitsbedingungen der Deiche hinsichtlich extremer Überflutungen zu achten.

Ein Abbruch der Deiche bringt große Schäden mit sich, wie z.B. der von LHW (2014) beschriebene Fall über die Deichbrüche in Sachsen-Anhalt (Elbe im Deich km 45+300; Saale, Deich km 0+400 bis 0+540) im Jahr 2013, bei dem 3,000 Menschen betroffen waren und ein Schaden von über 260 Millionen Euro entstand.

Aus diesem Grund ist die Bestimmung des Risikofaktors für den Bau von Deichen essentiell (Berechnungen der hydraulischen Kapazität der Flussauen und Bemessung der Deichhöhe) und bedingt sorgfältige Analyse. Allerdings bestehen zwei Faktoren, die im Allgemeinen nicht genügend Berücksichtigung finden (vgl. Makaske et al., 2011; Thompson und Clayton, 2002, USACE, 2000; USACE, 2014). Diese Faktoren, die entlang der Zeit variieren, sind: a) die Änderungen der Flussmorphologie und b) die räumlichen/zeitlichen Variationen der Auenvegetation, bzw. mögliche Nutzungsänderungen.

Darüber hinaus müssen die Auswirkungen des Klimawandels auf die zukünftigen Abflüsse beachtet werden, da diese bei den ursprünglichen Entwürfen von Deichen nicht berücksichtigt wurden und auch heutzutage nicht mit einbezogen werden.

In der Gegenwart zeigen zahlreiche Flüsse bedeutende Veränderungen in ihrem Abflussverhalten, dass entlang der verschiedenen Flussläufe an den jeweiligen Pegeln

ermittelt wurde und höchstwahrscheinlich auf den Einfluss des Klimawandels zurückzuführen ist. Ausführungen dazu können z.B. dem Bericht über das Hochwasser im Jahr 2014 beim Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (LHW) gefunden werden.

Laut diesem Bericht erreichten die Überflutungen im Jahr 2013 die Deichhöhe in einigen Strecken der Elbe und in ihren Nebenflüssen in Sachsen-Anhalt. In einigen Fällen überschritten sie sogar diese Höhe. Die gemessenen Abflüsse im Jahr 2013 erreichten Wiederkehrintervalle zwischen 100 und 200 Jahren ( $Q_{\text{Magdeburg}2013} = 5146 \text{ m}^3/\text{s}$  /  $Q_{\text{Magdeburg}HHQ} = 4180 \text{ m}^3/\text{s}$ ;  $Q_{\text{Wittenberge}2013} = 4250 \text{ m}^3/\text{s}$  /  $Q_{\text{Wittenberge}HHQ} = 3830 \text{ m}^3/\text{s}$ ;  $Q_{\text{Calbe}} = 1028 \text{ m}^3/\text{s}$  /  $Q_{\text{Calbe}HHQ} = 741 \text{ m}^3/\text{s}$ ;  $Q_{\text{Oberthau}} = 492 \text{ m}^3/\text{s}$  /  $Q_{\text{Oberthau}HHQ} = 3830 \text{ m}^3/\text{s}$ ), die die Berechnungen der Standsicherheit zur Abwehr von Hochwasser der jeweiligen Flussstrecke überschritten. Diese extremen Abflüsse verursachten im Jahr 2013 letztendlich Deichbrüche in verschiedenen Flussstrecken der Elbe und in ihren Nebenflüssen.

Das Verhalten der Überflutungen aufgrund des Einflusses der Auenvegetation wird für den Entwurf von Hochwasserschutzwerken bisher kaum berücksichtigt (vgl. Maskaske et al., 2011), obwohl die Auenvegetation die hydraulische Rauigkeit der Auen bestimmt (vgl. Kap. 2.2.2.2). Die unterschiedlichen Pflanzengesellschaften beeinflussen die Verteilung der Wassergeschwindigkeit, den Fließwiderstand und dadurch den Wasserstand und die Flussmorphologie (Yen, 2002; Wu et al., 2006; Perignon et al., 2013; Sear et al., 2003), so dass das Hochwasserrisiko schließlich auch von der Auenvegetation beeinflusst wird.

In der Zukunft werden nach den klimatischen Prognosen (vgl. Kap. 2.1) die bereits beobachtete Steigerung von Abflüssen und der Einfluss der Auenvegetation besonders spürbar für Länder, wie z.B. die Niederlande, die auf ihre Hochwasserschutzsysteme angewiesen sind. Makaske et al., 2011 modellierten die hydraulischen Auswirkungen der Sukzession einiger bestimmter Pflanzengesellschaften auf einer Fläche von 12,000 ha von Flussauen entlang des Flusses IJssel in sechs Zeiträumen (0, 2, 5, 10, 30, 100 Jahre). Die Forscher folgerten, dass die Planung von Rehabilitierungsprojekten von Flussauen die Auswirkungen der Vegetation auf die Hochwasserschutzwerke nicht angemessen berücksichtigt. Nach Makaske et al. (2011) konnte für den untersuchten Fall festgestellt werden, dass der Wasserstand nach einer Sukzessionszeit von 10 Jahren ca. 0.5 m aufgrund des Einflusses der Vegetation anstieg, was den entworfenen Sicherheitsstandard des Hochwasserschutzsystems in mehr als 70% dieses untersuchten Bereichs überschritt.

Ein weiterer Kritikpunkt hinsichtlich der Analyse des Sicherheitsrisikos von Hochwasserschutzwerken bezieht sich auf das Versäumnis, den Einfluss der Änderungen der Fluss- und Flussauenmorphologie zu berücksichtigen. Die Analyse des Überflutungsrisikos beruht im Allgemeinen auf der Überflutungsprognose hinsichtlich Wiederkehrintervallen von 100 Jahren (vgl. BLU, 2014). Diese Methoden berücksichtigen während dieses Zeitraums nicht die Änderungen der Fluss- und Flussauenmorphologie, die die Anfangsbedingungen der Prognose modifizieren können. Aggradations- oder Degradationsprozesse (siehe Kap. 2.2.1) können Änderungen des

Wasserstands auf lange Zeit nicht nur in natürlichen Flüssen, sondern auch in regulierten Flüssen verursachen, was die Sicherheitsbedingungen, z.B. von Deichen und Buhnen, vor zukünftigen Überflutungen ändert.

Thompson und Clayton (2002) bejahen in diesem Sinne, dass der Begriff des Überflutungsrisikos die Flussdynamik nicht beinhaltet. Sie betonen, dass die auf den Klimawandel bezogenen Änderungen der Abflussregime und in der Landnutzung Variationen der Häufigkeit der extremen Hochwasser mit sich bringen können, was die Risikobedingungen entlang des Flusses aufgrund der Änderungen der Flussmorphologie beeinträchtigt. Die Forscher folgern daraus, dass die Analyse der geomorphologischen Änderungen bei der Identifizierung von Flussstrecken mit höherem Überflutungsrisiko aufgrund der Intensivierung von Erosions- und Sedimentationsprozessen helfen kann.

Die Deiche und Buhnen ermöglichen es, den Fluss zu regulieren und einzugrenzen. Obgleich sich die Bemessungen der Höhe von Flussdeichen auf die Statistik von Hochwasserereignissen beziehen, wird in der Bemessung der Höhe von Flussdeichen grundsätzlich kein durch Risikofaktoren bestimmtes Wiederkehrintervall berücksichtigt. Das heißt, dass die Bemessungen weder in Anbetracht der zukünftigen Flussmorphologie noch in Anbetracht anderer Risikofaktoren für ein bestimmtes Wiederkehrintervall entworfen werden (vgl. Steuernagel, 2008; Haselsteiner, 2007). Die Bestimmung der Höhe von Flussdeichen wird grundsätzlich unter Berücksichtigung des erwünschten Schutzgrades definiert.

Der Schutzgrad wird u.a. im Hinblick auf ökonomische Aspekte bestimmt. Es wird für die Entscheidung über die Bemessung der Hochwasserwerke demnach berücksichtigt, welches Schadenspotential erträglich ist. Daher entspricht das Bemessungshochwasser in den meisten Fällen nicht dem größtmöglichen Hochwasserereignis (PMF – Probable Maximum Flood) (vgl. Steuernagel, 2008; LfU, 2005).

Die Bemessung der Deiche wird unter Einbeziehung der Scheitelwerte des Hochwassers berechnet. Diese Methode berücksichtigt die Abflusskurve der jeweiligen analysierten Flussabschnitte. Nachdem das Bemessungshochwasser bestimmt wurde, wird im Regelfall ein sogenannter Freibord addiert, der je nach Deichhöhe zwischen 0.5 m und 1.0 m variiert (vgl. Haselsteiner, 2007; USACE, 2000). Die Bemessung der Höhe der Hochwasserwerke berücksichtigt nicht den Einfluss der Vegetation, die nur für die Stabilität der Werke einbezogen wird (vgl. USACE, 2014).

#### e. Unsicherheiten der Modellierungen

Für die Analyse der Unsicherheiten der Modellierungen in dieser Untersuchung müssen als bedeutende Fehlerquellen berücksichtigt werden:

- Modellierungen im eindimensionalen Raum
- Fluss- und Sedimenttransportmodell: *Abflusskurve, Messdaten der Messstation in Wehningen, Übertragungsfaktor der Abflüsse von Neu Darchau-Messstation, Sediment-Abfluss Kurve, Kornverteilungskurve, Manningkoeffizienten, u.a.*

- Grundwasser: *Beziehungsfaktor  $C_w$  zwischen Fluss- und Grundwasser, Messungen von Diver in Messstation Wehningen, gemessene Hochwasserabflüsse durch Pegel in Wehningen*
- Bodenwassermodell: *gemessene Klimadaten, hydraulische Bodenparameter, gemessenen Wasserspannungs- und Wassergehaltsdaten, Retentionskurve*
- Vegetation: *Bestimmung der Pflanzengesellschaften im Untersuchungsgebiet, Überflutungsdauern, Variation des Wasserstandes, Manningkoeffizienten, Auentopografie*
- ARMA-Modell: *Hurst-Koeffizient, gemessene Abflussdaten, REMO-Daten, Autokorrelationsfaktor, Variation des Niederschlages*

*Dynamische Interaktion der Modelle: Zeitraum der Modellierung, Verteilung der potenziellen Flächen, zukünftige Manningkoeffizienten, zukünftige Morphologie der Fluss und Flussauen, Wasserstand*

#### *Ausblick*

Zusammengefasst kann geschlussfolgert werden, dass die Auswirkungen des Klimawandels auf die zukünftigen Flusswasserstände aufgrund der Änderungen der Abflüsse und dadurch auch der Änderungen der Flussmorphologie und der Verteilung der Vegetation bei den heutzutage angewandten Methoden für den Entwurf von Hochwasserschutzwerken unzureichende oder keine Berücksichtigung finden. Ebenso werden die Auswirkungen der Renaturierung von Flüssen für den Entwurf dieser Werke vernachlässigt.

Heutzutage wird gefordert, dass die Funktionen von Flussdeichen und Buhnen durch die Flussrenaturierungen nicht beeinträchtigt werden, so dass der Schutzgrad dieser Hochwasserschutzwerke bewahrt wird. In der Zukunft müssen zudem die Auswirkungen des Klimawandels berücksichtigt werden, was eine Anwendung von Bemessungsmethoden für die Hochwasserschutzwerke voraussetzt. Diese Methoden müssen die Variationen der Wasserstände aufgrund der Änderungen der Fluss- und Flussmorphologie sowie die Änderungen der Verteilung der Vegetation berücksichtigen. Die in dieser Dissertation vorgeschlagene Methode der *Dynamischen Interaktion von Modellen* trägt zu dieser Analyse bei, da sie die Berücksichtigung einer integralen Darstellung der zukünftigen hydraulischen Bedingungen für die Entwicklung des Flusses und des Vorlandes beim Entwurf von Hochwasserschutzwerken ermöglicht.

## 7. LITERATUR

Abderrezzak, K., Paquier, A., Gay, B. (2008): One-dimensional numerical modelling of dam-break waves over movable beds: application to experimental and field cases. *Environmental Fluid Mechanics*, Vol. 8, Issue 2, S. 169-198.

Abderrezzak, K., Paquier, A., Gay, B. (2009): One-dimensional numerical modeling of sediment transport and bed deformation in open channels. *Water Resources Research*, Vol. 45, S. 1-20.

Abdussamatov, H. (2012): Bicentennial Decrease of the Total Solar Irradiance Leads to Unbalanced Thermal Budget of the Earth and the Little Ice Age. *Applied Physics Research*, Vol. 4, No. 1, S. 178-184.

Abernethy, B., Rutherford, I.D. (2000): The Effect of Riparian Tree Roots on the Mass-Stability of Riverbanks. *Earth Surface Processes and Landform*, Vol. 25, S. 921-937.

Abudu, S., Cui, Ch., King, J.P., Abudukadeer, K. (2010): Comparison of performance of statistical models in forecasting monthly streamflow of Kizil River, China. *Water Science and Engineering*, Vol. 3, Issue 3, S. 269-281.

Acker, P., White, W. (1973): Sediment transport: A new approach and analysis. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 99, No. HY11, S. 2041-2060.

Ahmed, K., Wang, G. Silander, J., Wilson, A., Allen, J., Horton, R., Anyah, R. (2013): Statistical downscaling and bias correction of climate model outputs for climate change impact assessment in the U.S. northeast. *Global and Planetary Change*, Vol. 100, S. 320-332.

Albers, T. (2012): Messung und Analyse morphologischer Änderungen von Ästuarwatten – Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung. *Hamburger Wasserbau-Schriften, Band 15*, Technische Universität Hamburg-Harburg, 263 S.

Alcaraz, F. (2013): Geobotánica- Fundamentos de la Clasificación de la vegetación. Tema 10, *Guía docente*, Universidad de Murcia, España (fcalcaraz@um.es). 14 S.

Alden, A., Munster, C. (1997): Assessment of River-Floodplain Aquifer Interactions. *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. III, No. 4, S. 537-548.

Alfadhli, I., Yan, S., Sivakumar, M. (2014): Influence of Vertical Motion on Initiation of Sediment Movement. *Journal of Water Resource and Protection*, Vol. 6, S. 1666-1681.

Alibekov, L.A. (2000): Mountain deforestation in Middle Asia and agroforest ameliorations. *Oecología Montana 2000*, Vol. 9, S. 44-47.

Alkama, R., Marchand, L., Ribes, A., Decharme, B. (2013): Detection of global runoff changes: result from observations and CMIP5 experiments. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 17, No. 7, S. 2967-2979.

Allen, J.J., Shocklin, M.A., Kunkel, G.J., Smits, A.J. (2007): Turbulent flow in smooth and rough pipes. *Philosophical Transactions of The Royal Society Academy*, Vol. 365, S. 699-714.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage paper 56*, FAO-Food and Agriculture Organization of the United Nations, 277 S.

Amarell, U., Klotz, S. (2001): Nutzung von Flora und Vegetation zur Bioindikation in Auen. In: *Indikation in Auen – Präsentation der Ergebnisse aus dem RIVA-Projekt*. UFZ-

- Bericht Nr. 8/2001, Scholz, M., Stab, S., Henle, K. (Hrsg.), UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH., S. 84-88.
- Andrews, E.D. (1986): Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 97, S. 1012-1023.
- Aneiros-Pérez, G., Vieu, P. (2008): Nonparametric time series prediction: A semi-functional partial linear modeling. *Journal of Multivariate Analysis*, Vol. 99, S. 834-857.
- Arbat, G., Puig, J., Barragán, J., Bonany, J., Ramirez de Cartagena, F. (2005): Modelación directa e inversa de la dinámica del agua en una plantación de Manzanos regada por microaspersión. In: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Samper, J., González, A. (eds.), Vol.VII, S. 243-248.
- Arganis Juárez, M.L., Domínguez Mora, R., Fuentes Mariles, G., Gutiérrez-López, A. (2010): Synthetic generation of monthly sea Surface temperatures in “El Niño” regions by means of the Fiering-Svanidze method. *Atmósfera*, Vol. 23, No.4, S. 367-386.
- ARGE-ELBE - Arbeitsgemeinschaft für Reinhaltung der Elbe (2009): Wassergüte der Elbe von Schmilka bis zur See. *Zahlentafel 2007*, 206 S.
- Arulanandan, K., Gillogley, E., Tully, R. (1980): Development of a Quantitative Method to Predict Critical Shear Stress and rate of erosion of Natural Undisturbed Cohesive Soils. Technical Report GL-80-5, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Geotechnical Laboratory, 103 S.
- Assouline, S., Tessier, D., Bruand, A. (1998): A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resources Research*, Vol. 34, No.2, S. 223-231.
- Aucelli, P.P.C., Roskopf, C. (2000): Last century valley floor modifications of the Trigno River (Southern Italy): A preliminary report. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 23, S. 105-115.
- Baran, T., Bacanlı, Ü.G. (2006): Evaluation of Suitability Criteria in Stochastic Modeling. *European Water*, Issue 13/14, S. 35-43.
- Barnes, F.B. (1954): Storage required for a city water supply. *Journal of Institution of Engineers*, Australia, Vol.26, S. 198-203.
- Barnes, H.H. (1967): Roughness Characteristics of Natural Channels. *Paper 1849*, U.S. Geological Survey Water-Supply - USGS, USA, 211 S.
- Barsugli, J., Guentchev, G., Horton, R., Wood, A., Mearns, L., Liang, X., Winkler, J., Dixon, K., Hayhoe, K., Rood, R., Goddard, L., Ray, A., Buja, L., Ammann, C. (2013): The Practitioner’s Dilemma: How to Assess the Credibility of Downscaled Climate Projections. *Eos Transactions*, American Geophysical Union, Vol. 94, No. 46, S. 424-425.
- Bates, P.D., Stewart, M.D., Desitter, A., Anderson, M.G., Renaud, J.P. (2000): Numerical simulation of floodplain hydrology. *Water Resources Research*, Vol. 36, No. 9, S. 2517-2529.
- Barkau, R.L. (1996): UNET One-Dimensional Unsteady Flow Through a Full Network of Open Channels, User’s Manual. Version 3.1, US Army Corps of Engineers, USA, 288 S.
- Beck, M.B. (1983): A Procedure for Modeling. In: *Mathematical Modeling of Water Quality: Stream, Lakes and Reservoirs*, Orlob, G (Hrsg.), S. 11-38.

- Baufeld, R., Evers, M., Kofalk, S. (2015): Management und Renaturierung von Auen im Elbeinzugsgebiet – Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft, *Bd. 3* (Doppelband 2/3). Weißensee Verlag, Berlin, Deutschland, 789 S.
- Becker, A., Lahmer, W. (2004): Wasser- und Nährstoffhaushalt im Elbegebiet und Möglichkeit zur Stoffeintragsminderung – Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft, *Bd. 1*. Weißensee Verlag, Berlin, Deutschland, 494 S.
- Belmans, C., Wesseling, J.G., Feddes, R.A. (1983): Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWAPRE. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, Issues 3-4, S. 271-286.
- Belz, J.U., Burek, P., Matthäus, H., Rudolf, B., Vollmer, S., Weichmann, W. (2006): Das Hochwasser der Elbe im Frühjahr 2006. BfG 1514. Bundesanstalt für Gewässerkunde - BfG, Koblenz, Deutschland, 43 S.
- Belz, J. U., Böhm, T., Brockmann, H., Busch, N., Gratzki, N., Hatz, M., Krahe, P., Löpmeier, F.-J., Malitz, G., Meißner, D., Moser, H., Mürlebach, M., Riediger U., Rademacher, S., Schmidt, T., Supper-Nilges, D., Wiechmann, W. (2013): Das Juni-Hochwasser des Jahres 2013 in Deutschland. *BfG-Bericht 1793*, 59 S.
- Bendix, J., Hupp, C.R. (2000): Hydrological and geomorphological impacts on riparian plant communities. *Hydrological Processes*, Vol. 14, S. 2977-2990.
- Bendix, J., Stella, J.C. (2013): Riparian Vegetation and the Fluvial Environment: A Biogeographic Perspective. In: *Treatise on Geomorphology*, Vol. 12: Ecogeomorphology, Buttler, D., Hupp, C. (eds.), S. 53-74.
- Bernard, P.S., Handler, R.A. (1990): Reynolds stress and the physics of turbulent momentum transport. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 220, S. 99-124.
- Bertoldi, W., Drake, N.A., Gurnell A.M. (2011): Interactions between river flows and colonizing vegetation on a braided river: exploring spatial and temporal dynamics in riparian vegetation cover using satellite data. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 36, S. 1474-1486.
- Bertoldi, W., Ashmore, P., Tubino, M. (2009): A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, Vol. 103, S. 330 – 340.
- Bethge-Steffens, D. (2007): Der Bodenwasserhaushalt von zwei repräsentativen Flussauenstandorten der Mittelelbe – Untersuchungen mit wägbaren Grundwasserlysimetern. *Dissertation*, Universität Rostock, 126 S.
- Beven, K., Binley, A. (1992): The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction, *Hydrological Processes*, Vol. 6, S. 279-298.
- Beven, K., Germann, P. (1982): Macropores and Water Flow in Soils. *Water Resources Research*, Vol. 18, No.5, S. 1311-1325.
- BfG-Datenbank SedDB: die zentrale Sedimentdatenbank (SedDB), Bundesanstalt für Gewässerkunde – BfG, <http://www.bafg.de/>
- BfG - Bundesanstalt für Gewässerkunde (2006): FE Datenauswertung ELBE - Los 3 - Km 502.25 – 586.0, Leistungsphase 2. *Technischer Bericht*, ARGE SCHMID-AVT-WENGER/OEHN, unveröff., 12 S.
- BFL – Biosphärenreservat Flusslandschaft Elbe (2006): Rahmenkonzept für das länderübergreifende UNESCO-Biosphärenreservat Flusslandschaft Elbe. Projektgruppe Rahmenkonzept der Biosphärenreservatsverwaltungen, 150 S.



- BfN – Bundesamt für Naturschutz (2015): Artenschutz-Report 2015 – Tiere und Pflanzen in Deutschland. Bonn, Deutschland, 52 S.
- Biron, P.M., Ronson, C., Lapointe, M.F., Gaskin, S.J. (2004): Comparing different methods of bed shear stress estimates in simple and complex flow fields. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 29, S. 1403-1415.
- Biron, P.M., Lane, S.N., Roy, A.G., Kate, F.B., Richards, K.S. (1998): Sensitivity of bed shear stress estimated from vertical velocity profiles: The problem of sampling resolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 23, S. 133-139.
- Bitelli, M. (2010): Measuring Soil Water Potential for Water Management in Agriculture: A Review. *Sustainability*, Vol. 2, S. 1226-1251.
- Blanckaert, K., de Vriend, H.J. (2010): Meander dynamics: A nonlinear model without curvature restrictions for flow in open-channel bends. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, S. 1-22.
- Blom, A., Parker, G. (2004): Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers: A modeling framework. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 109, Issue F2, S. 1-15.
- Blom, A., Ribberink, J.S., Parker, G. (2008): Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers: A sorting evolution model. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, S. 1-19.
- Blom, A. (2008): Different approaches to handling vertical and streamwise sorting in modeling river morphodynamics. *Water Resources Research*, Vol. 44, S. 1-16.
- BLU – Bayerisches Landesamt für Umwelt (2014): Hochwassergefahrenkarten und Hochwasserrisikokarten. Augsburg, Deutschland, 11 S.
- BMLFUW – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (2011): Fließgewässermodellierung – Arbeitsbehelf Feststofftransport und Gewässermorphologie, Wien, Österreich, 235 S.
- BMU - Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (2009): Auenzustandsbericht – Flussauen in Deutschland. Berlin, Deutschland, 35 S.
- BMU - Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bonn/Berlin, Deutschland. 239 S.
- BNE - Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalau (2007): Naturschutzfachliche Ziel- und Maßnahmenswerpunkte. *Leitfaden C-1*, unveröff, 4 S.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., Martin, E. (2007): Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, Vol. 27, Issue 12, S. 1643-1655
- Boedeltje, G., Bakker, J.P., Brinke, A.T., Van Groenendaal, J.M., Soesbergen, M. (2004): Dispersal phenology of hydrochorous plants in relation to discharge, seed release time and buoyancy of seeds: the flood pulse concept supported. *Journal of Ecology*, Vol. 92, S. 786-796.
- Boer, A.d. (2003): Comparison of two numerical schemes for solving the 1D shallow water equations. University of Twente, The Netherlands, 81 S.
- Booker, D.J., Sear, D.A., Payne, A.J. (2001): Modelling Three-Dimensional Flow Structures and Patterns of Boundary Shear Stress in a Natural Pool-Riffle Sequence. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 26, S. 553-576.

- Booth, B., Dunstone, N., Halloran, P., Andrews, T., Bellouin, N. (2012): Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, Vol. 484, S. 228-232.
- Botros, F.E., Onsoy, Y.S., Ginn, T.R., Harter, T. (2012): Richards Equation-Based Modeling to Estimate Flow and Nitrate Transport in a Deep Alluvial Vadose Zone. *Vadose Zone Journal*, Vol. 11, Issue 4, S. 1-16.
- Böhme, M., Krüger, F., Ockenfeld, K. Geller, W. (2005): Schadstoffbelastung nach dem Elbe-Hochwasser 2002, Eine Kurz-Darstellung der Fakten und Hilfen zu deren Bewertung. UFZ- Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Deutschland, 101 S.
- Bradley, C., Gilvear, D.J. (2000): Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland. *Hydrological Processes*, Vol. 14, S. 2945-2958.
- Braudeau, E., Hovhannissian, G., Assi, A.T., Mohtar, R.H. (2014): Soil water thermodynamic to unify water retention curve by pressure plates and tensiometer. *Frontier in Earth Science - Hypothesis and Theory Article*, Vol. 2, Article 30, S. 1-13
- Braudeau, E., Mohtar, R.H. (2009): Modeling the soil system: Bridging the gap between pedology and soil-water physics. *Global and Planetary Change* Vol. 67, S. 51-61.
- Braudrick, C.A., Dietrich, W.E., Leverich, G.T., Sklar, L.S. (2009): Experimental evidence for the conditions necessary to sustain meandering in coarse-bedded rivers. *Proceedings of the National Academy of Sciences-PNAS*, Vol. 106, No. 40, S. 16936-16941.
- Brockmann, H. (2011): Zeitgemäße Erfassung und Bereitstellung von Geobasisdaten für die WSW- eine Standortbestimmung. In: *Zeitgemäße Erfassung und Bereitstellung von Geobasisdaten für die WSW- Veranstaltung BfG 3/2011*. Bundesanstalt für Gewässerkunde. Koblenz, Deutschland. S. 5-15.
- Brooks, R. H., Corey, A. T. (1964): Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrology Papers Colorado State University*, Fort Collins, Colorado, USA, 25 S.
- Brownlie, W.R. (1983): Flow Depth in Sand-Bed Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, American Society of Civil Engineers - ASCE, Vol. 109, No.7, S. 959-990.
- Brunotte, E., Dister, E., Günther-Diringer, D., Koenzen, U., Mehl, D. (2009): Flussauen in Deutschland – Erfassung und Bewertung des Auenzustandes. *Naturschutz und Biologische Vielfalt*, Heft 87, Bundesamt für Naturschutz, Bonn-Bad Godesberg, Deutschland, 135 S.
- Buffin-Bélanger, T., Rice, S., Reid, I., Lancaster, J. (2006): Spatial heterogeneity of near-bed hydraulics above a patch of river gravel. *Water Resources Research*, Vol. 42, S. 1-12.
- Buffington, J.M. (2012): Changes in Channel Morphology Over Human Time Scales. In: *Gravel-bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. Church, M., Biron, P.M., Roy, A.G. (eds.). John Wiley & Sons Ltd., S. 435-463.
- Buffington, J.M., Montgomery, D.R. (1997): A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 8, S. 1993-2029.
- Bui, M.D., Rutschmann, P. (2012): Numerical investigation of hydro-morphological changes due to training works in the Salzach River. In: *River Flow 2012*, Murillo, R.E. (ed.), S. 589-594.

- Burdine, N.T. (1953): Relative Permeability Calculations from Pore Size Distribution Data. *Petroleum Transactions AIME*, Vol 198, S. 71-78.
- Burt, T.P., Pinay, G., Matheson, F.E., Haycock, N.E., Butturini, A., Clement, J.C., Danielescu, S., Dowrick, D.J., Hefting, M.M., Hillbricht-Ilkowska, A., Maitre, V. (2002): Water table fluctuations in the riparian zone: comparative results from a pan-European experiment. *Journal of Hydrology*, Vol. 265, Issue 1-4, S. 129-148.
- Callender, R.A. (1978): River Meandering. *Annual Review of Fluids Mechanics*, Vol. 10, S. 129-158.
- Camporeale, C., Perucca, E., Ridolfi, L., Gurnell, A.M. (2013): Modeling the interactions between river morphodynamics and riparian vegetation. In: *Reviews of Geophysics*, Vol. 51, No. 3, S. 379-414.
- Camporeale, C., Ridolfi, L. (2006): Riparian vegetation distribution induced by river flow variability: A stochastic approach. *Water Resources Research*, Vol. 42, S. 1-13.
- Canarache, A., Vintila, I., Munteanu, I. (2006): Elsevier's Dictionary of Soil Science: In English (with definitios), French, German and Spanish, Elsevier Science Verlag, 1360 S.
- Chambers, D., Merrifield, M., Nerem S. (2012): Is ther a 60-year oscillation in global mean sea level?. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, Issue 18, S. 1-6.
- Cancelliere, A., Salas, J.D. (2010): Droughth probabilities and return period for annual streamflows series. *Journal of Hydrology*, Vol. 391, S. 77-89.
- Canestrelli, A., Lanzoni, S., Fagherazzi, S. (2014): One-dimesional numerical modeling of the long-term morphodynamic evolution of a tidally-dominated estuary: The Lower Fly River (Papua New Guinea). *Sedimentary Geology*, S. 197-119.
- Capon, S.J. (2003): Plant Community Responses to Wetting and Drying in a Large Arid Floodplain. *River Research and Applications*, Vol. 19, S. 509-520.
- Carbone, M., Brunetti, G., Piro, P. (2015): Modelling the Hydraulic Behaviour of Growing Media with the Explicit Finite Volume Solution. *Water*, Vol. 7, S. 568-591.
- Carbone, A., Castelli, G., Stanley, H.E. (2004): Time-dependent Hurst exponent in financial time series. *Physica A*, Vol. 344, S. 267-271.
- Carling, P.A. (1988): Channel Change and Sediment Transport in Regulated U.K. Rivers. *Regulated Rivers: Research and Management*, Vol. 2, S. 369-387.
- Carlson, R.F., Maccormick, A.J.A., Watts, D.G. (1970): Application of Linear Random Models to Flour Annual Streamflow Series. *Water Resources Research*, Vol. 6, No. 4, S. 1070-1078.
- Casagli, N., Rinaldi, M., Gargini, A., Curini, A. (1999): Pore water pressure and streambank stability: results from a monitoring site on the sieve river, italy. *Earth Surface and Landforms*, Vol. 24, S. 1095-1114.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., Zarba, R.L. (1990): A General Mass-Conservative Numerical Solution for the Unsaturated Flow Equation. *Water Resources Research*, Vol. 26, S. 1483-1496.
- Celik, I.B. (1999): Introductory Turbulence Modeling. Mechanical and Aerospace Engineering Dept., West Virginia University, USA, 91 S.
- Chapman, W., Walsh, J. (2007): A Synthesis of Antarctic Temperatures. *Journal of Climate*, Vol. 20, S. 4096-4117.

- Chang, H.H. (2006): FLUVIAL-12 Mathematical Model for Erodible Channels. *Users Manual*, Chang Consultants, USA, 45 S.
- Chanson, H. (2004): *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. Second Edition, Cap. 10, Elsevier Butterworth-Heinemann, Oxford, UK, 579 S.
- Chatanantavet, P., Lajeunesse, E., Parker, G., Marverti, L., Meunier, P. (2010): Physically based model of downstream fining in bedrock streams with lateral input. *Water Resources Research*, Vol. 46, S. 1-21.
- Chatterjee C., Förster, S., Bronstert, A. (2008): Comparison of hydrodynamic models of different complexities to model floods with emergency storage areas. *Hydrological Processes*, Vol. 22, S. 4695-4709.
- Chaudari, S.K., Somawanshi, R.B. (2000): Modelling pF curve of clay, clay loam and silt loam soils under different quality water. *Agropedology*, Vol. 10, S. 183-194
- Chen, N. (2011): Representative roughness height of submerged vegetation. *Water Resources Research* Vol. 47, S. 1-18.
- Chen, G., Abraham, B., Bennet, G.W. (1997): Parametric and Non-Parametric Modelling of Time Series – An Empirical Study. *Environmetrics*, Vol. 8, S. 63-74.
- Chebaane, M., Salas, J. D., Boes, D. (1995): Product periodic autoregressive processes for modeling intermittent monthly streamflows. *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 6, S. 1513-1518.
- Chesnaux, R., Molson, J.W., Chapuis, R.P. (2005): An Analytical Solution for Ground Water Transit Time through Unconfined Aquifers. *Ground Water*, Vol. 43, No.4, S. 511-517.
- Chin, N. (1985): Changes in River Regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 10, S. 143-159.
- Chow, V.T. (2004): *Hidráulica de Canales Abiertos*. McGraw-Hill, Colombia, 655 S.
- Chow V., Maidment, D., Mays L. (1988): *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Inc., USA. 565 S.
- Christiansen, B. (2011): Seeberge-biologische Oasen im Meer und möglich Auswirkungen des Klimawandels. In: *Warnsignal Klima: Die Meere-Änderungen & Risiken*. Lozán, J., Grassl, H., Karbe, L., Reise, K (Hrg.), S. 230 – 234.
- Christensen, J.H., Rummukainen, M., Lenderink, G. (2009): Formulation of very-high-resolution regional climate model ensembles for Europe. In: *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Van der Linden, O., Mitchell, J.F.B. (eds.). Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, United Kingdom, 160 p.
- Chung, C., Salas, J. (2000): Drought Occurrence Probabilities and Risks of Dependent Hydrologic Processes. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 5, Issue 3, S. 259-268.
- Chylek, P., Folland, C., Frankcombe, L., Dijkstra, H., Lesins, G., Dubey, M. (2012): Greenland ice core evidence for spatial and temporal variability of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, L09705, S. 1-6.
- Cloutier, C., Buffin-Bélanger, T., Larocque, M., (2014): Controls of groundwater floodwave propagation in a gravelly floodplain. *Journal of Hydrology*, Vol. 511, S. 423-431.

- Colebrook, C.F. (1939): Turbulent Flow in Pipes, with particular reference to the Transition Region between the Smooth and Rough Pipe Laws. *Journal Inst. Civil Engineer*, Paper No. 5204, S. 133-156.
- Coleman, S.E., Nikora, V.I. (2009): Exner equation: A continuum approximation of a discrete granular system. *Water Resources Research*, Vol. 45, S. 1-8.
- Cook, J., Nuccitelli, D., Green, S.A., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., Way, R., Jacobs, P., Skuce, A. (2013): Quantifying the consensus on anthropogenic global warming scientific literature. *Environmental Research Letters*, Vol. 8, S 1-7.
- Coon, W.F. (1995): Estimates of Roughness Coefficients for Selected Natural Stream Channels with Vegetated Banks in New York. U.S. Geological Survey Open-File Report 93-161, New York, USA, 43 S.
- Copeland, R.R. (1994): Application of Channel Stability Methods – Case Studies. Flood Control Channels Research Program, *Technical Report HL-94-11*, U.S. Army Corps of Engineers, USA, 47 S.
- Cowan, W.K. (1956): Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering*, Vol. 37, No.7, S. 473-475.
- Crawford, R.M.M (2003): Seasonal differences in plant responses to flooding and anoxia. *Canadian Journal of Botany*, Vol. 81, No. 12, S. 1224-1246.
- Cui, Y., Parker, G., Braudrick, C., Dietrich, W., Cluer, B. (2006): Dam Removal Express Assessment Modells (DREAM). Part 1: Model development and validation. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 44, Issue 3, S. 291-307.
- Cui, Y., Wilcox, A. (2008): Development and application of numerical models of sediment transport associated with dam removal. In: *Sedimentation Engineering: Theory, Measurements, Modeling, and Practice*, ASCE Manual 110, Chapter 23, García, M.H. (ed.), S. 995-1020.
- Curran, J.C., Waters, K.A. (2014): the importance of bed sediment sand content for the structure of a static armor layer in a gravel bed river. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, S. 1484-1497.
- Curran, J.C., Tan, L. (2010): An Investigation of Bed Armoring Process and The Formation of Microclusters. In: *Proceedings of 2nd Join Federal Interagency Conference 2010 - June 27-July 1, Las Vegas, USA*, S. 1-12.
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D. (2009): Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal Climate*, American Meteorological Society, Vol. 22, S. 2773-2792.
- Darby S. E., Rinaldi, M., Dapporto, S. (2007): Coupled simulations of fluvial erosion and mass wasting for cohesive river banks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, Issue F3, S. 1-15
- Darby, S.E., Thorne, C. (1996): Predicting Stage-Discharge Curves in Channels with Bank Vegetation. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 122, Issue 10, S. 583-586.
- Das, H.S., Imran, J., Pirmez, C., Mohrig, D. (2004): Numerical modeling of flow and bed evolution in meandering submarine channels. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 109, Issue C10, S. 1-17.
- David, T.S., Pinto, C.A., Nadezhdina, N., Kurz-Besson, C., Henriques, M.O., Quilhó, T., Cermak, J., Chavez, M.M., Pereira, J.S., David, J.S. (2013): Root functioning, tree water

use and hydraulic redistribution in *Quercus suber* trees: A modeling approach based on root sap flow. *Forest Ecology and Management*, Vol. 307, S. 136-146.

Dawson, T.E. (1996): Determining water use by trees and forest from isotopic, energy balance and transpiration analyses: the roles of tree size and hydraulic lift. *Tree Physiology*, Vol. 16, S. 263-272.

Defra – Department for Environment Food and Rural Affairs (2004): Reducing uncertainty in river flood conveyance, phase 2 – Conveyance Manual. Environment Agency Flood and Coastal Defence R&D Programme, UK, 91 S.

Dengler, J. (2003): Entwicklung und Bewertung neuer Ansätze in der Pflanzensoziologie unter besonderer Berücksichtigung der Vegetationsklassifikation. Band 14, *Archiv naturwissenschaftlicher Dissertationen*, Martina Galunder-Verlag, Nümbrecht, Deutschland, 287 S.

DHI – Danish Hydraulic Institut (2009): MIKE 11 – A Modelling System for Rivers and Channels. *Reference Manual*, Version 2009, Denmark, 519 S.

Dieck, J., Robinson, L.R. (2004): General Classification Handbook for Floodplain Vegetation in Large River System. Chapter 1 of Book 2, Collection of Environmental Data, Section A, Biological Science, *Techniques and Methods 2 A-1*, U.S. Geological Service – USGS, USA, 51 S.

Dierschke, H. (1994): Pflanzensoziologie – Grundlagen und Methoden. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, Stuttgart, Germany, 683 S.

Dierßen, K. (1990): Einführung in die Pflanzensoziologie (Vegetationskunde). Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, Deutschland, 237 S.

Dijkstra, J.T., Uittenbogaard, R.E. (2010): Modeling the interaction between flow and highly flexible aquatic vegetation. *Water Resources Research*, Vol. 46, Issue 12, S. 1-14.

Dirksen, C. (2000): Unsaturated hydraulic conductivity. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods, Second Edition*, Smith, K.A., Mullins, C.E. (eds.), S. 183–237.

Dister, E. (1985): Auelebensräumen und Retentionsfunktion. In: Die Zukunft der ostbayerischen Donaulandschaft. Laufener Seminarbeiträge 3/85. Bayerische Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege (ANL) (Hrsg.), S. 74-90.

DKKV – Deutsches Komitee Katastrophenvorsorge e.V. (2015): Das Hochwasser im Juni 2013 – Bewährungsprobe für das Hochwasserrisikomanagement in Deutschland. *DKKV-Schriftenreihe Nr. 53*, Bonn, Deutschland, 198 S.

DWD – Deutsche Wetterdienst, <http://www.dwd.de>.

DWD – Webwerdis, <https://www.werdis.dwd.de>.

Down, P.W., Thorne, C.R. (2000): Rehabilitation of a lowland river: Reconciling flood defence with habitat diversity and geomorphological sustainability. *Journal of Environmental Management*, Vol. 58, S. 249-268.

Douda, J., Boublik, K., Slezák, M., Biurrun, I., Nociar, J., Havrdova, A., Doudova, J., Acic, S., Brisse, H., Brunet, J., Chytrý, M., Claessens, H., Csiky, J., Didukh, Y., Dimopoulos, P., Dullinger, S., FitzPatrick, U., Guisan A., Horchler, P., Hrivnak, R., Jandt, U., Kacki, Z., Kevey, B., Landucci, F., Lecomte, H., Lenoir, J., Paal, J., Paternoster, D., Pauli, H., Pielech, R., Rodwell, J., Roelandt, B., Svenning, J., Sibik, J., Silc, U., Skvorc, Z., Tsiripidis, I., Tzonev, R.T., Wohlgemuth, T., Zimmermann, N.E. (2015):

- Vegetation classifications and biogeography of European floodplain forest and alder carrs. *Applied Vegetation Science*, Doi: 10.1111/avsc.12201, S. 1-17.
- Döll, P., Fiedler, K., Zhang, J. (2009): Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 13 S. 2413-2432.
- Du Boys, D. (1879): Le Rhône et les rivières à lit affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, Série 5, Vol. 18, S. 141-195.
- Eckelmann, K., Lange, J. (2013): Die Sedimente der Bautzener Elbe: Verbreitung, Zusammensetzung und Rekonstruktion des Flusslaufes. *Geologica Saxonica*, Vol. 59, S. 31-43.
- Efron, B. (1979): Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife, *The Annals of Statistics*, Vol. 7, No. 1, S. 1-26.
- Einstein H.A. (1950): The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows, *Technical Bulletin*, No. 1026, 71 S.
- Ellenberg, H., Webber, H.E., Düll, R., Wirth, V., Werner, W. (2001): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. *Scripta Geobotanica*, Vol. 18, 3. Auflage, Verlag Erich Goltze KG, Göttingen, Deutschland, 258 S.
- Ellis, A.S., Fowler, A.C. (2010): On an evolution equation for sand dunes. *Report Number 10/26*, Oxford Centre for Collaborative Applied Mathematics, England, 24 S.
- Engel, H., Nicodemus, U., Heininger, P., Pelzer, J., Disse, M., Wilke, K. (2002): Das Augusthochwasser 2002 im Elbegebiet. Bundesanstalt für Gewässerkunde - BfG, Koblenz, Deutschland, 43 S.
- Engelung, F., Hansen, E. (1967): A monograph on sediment transport in alluvial streams. Teknisk Forlag, Copenhagen, Denmark, 60 S.
- ESRI (2013): ArcGIS Tutorial. <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/> Google Earth, [www.google.com/earth/](http://www.google.com/earth/)
- European Commission (2007): Richtlinie 92/43/EWG des Rates von 21. Mai 1992 zur Erhaltung der natürlichen Lebensräume sowie der wildlebenden Tiere und Pflanzen. Konsolidierte Version 01.01.2007, 68 S.
- Exner, F. M. (1925): Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen, Akademie der Wissenschaften in Wien, Sitzungsberichte, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Vol. 134, No. 2, S. 165 – 204.
- Fayer, M.J. (2000): UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model, Theory, *User Manual, and Examples*, PNNL-13249, U.S. Department of Energy, USA, 182 S.
- Faulhaber, P. (1998): Entwicklung der Wasserspiegel- und Sohlenhöhe in der deutschen Binnenelbe innerhalb der letzten 100 Jahren – Einhundert Jahre ‚Elbestromwerk‘. In: *Gewässerschutz im Einzugsgebiet der Elbe – 8. Magdeburger Gewässerschutzseminar*, B.G. Teubner Stuttgart Verlag, Leipzig, S. 217-220.
- Faulhaber, P. (2000): Veränderung hydraulisch- morphologischer Parameter der Elbe. *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau N°82*, Bundesanstalt für Wasserbau – BAW, S. 97-117.
- Faulhaber, P. (2013): Charakteristik der Elbe zwischen Havelmündung und Dömitz. *BAW Mitteilungen Nr. 97*, S. 7-22.

- Faulhaber, (BAW), Brocker (WSA Lauenburg), Brockmann (BfG), Gebert (WSA Magdeburg), Papenbaum (WSD Ost), Ludolph (WSA Dresden), Schwehla (WSA Dresden) (2005): Auswertung digitaler Fernerkundungsdaten des Elbe-Wasserlaufs (FE-Datenauswertung Elbe). *Anlage 1, Version 1.1*, Bundesanstalt für Gewässerkunde – BfG, 24 S.
- Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., Rosnay, P., Dirmeyer, P., Jackson, R.B., Kabat, P., Kleidon, A., Lilly, A., Pitman, J. (2001): Modeling Root Water Uptake in Hydrological and Climate Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 82, S. 2797-2809.
- Feike, J., Walter, B., Scott, M. (1997): Closed-Form Expressions for Water Retention and Conductivity Data. *Ground Water*, Vol. 35, N°5, S. 848-858.
- Felkel, K. (1960): Gemessene Abflüsse in Gerinnen mit Weidenbewuchs. *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Karlsruhe*, Heft 15, S. 34-51.
- Ferguson, R. (2007): Flow resistance equations for gravel- and boulder- bed streams. *Water Resources Research*, Vol. 43, S. 1-12.
- Filipovic, V. (2013): Numerical Modeling of Water Flow and Contaminant (Nitrates) Transport in Agriculture: Review. *Agriculturae Conspectus Scientificus*, Vol. 78, No.2, S. 79-84.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., Rummukainen, M. (2013): Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S.743-824.
- Florsheim, J.L., Mount, J.F., Chin, A. (2008): Bank Erosion as a Desirable Attribute of Rivers. *BioScience*, Vol. 58, No.6, S. 519-529.
- Foekler, F., Orendt, C., Kretschmer, W., Schmidt, H. (1994): Gewässertypisierung und -bewertung im Bereich der Donau-Aue bei Straubing (Bayern) anhand von Weichtiergemeinschaften. *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Niederösterreichischen Landesmuseum*, Vol. 8, S. 119-125.
- Fox-Rabinovitz, M., Côte, J., Dugas, B., Déqué, M., McGregor, J. (2006): Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison Project (SGMIP). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, S. 1-21.
- Fredlung, D.G., Xing, A. (1994): Equation for the soil-water characteristic curve, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, No. 3, S. 521-532.
- Fredlung, D. G., Xing, A., Huang, S. (1994): Predicting the permeability function for unsaturated soil using the soil water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, No3, S. 533-546.
- Friedl, F., Weitbrecht, V., Boes, R. (2015): The role of bank erosion in restoration works in gravel-bed rivers. *E-proceedings of the 36<sup>th</sup> IAHR World Congress 28 June-3 July 2015*, The Hague, The Netherlands, 12 S.
- Frings, R.M., Ottevanger, W., Sloff, C.J. (2010): Downstream fining in sand-bed rivers. In: *River Flow 2010 – Proceedings of the International Conference on Fluvial*



*Hydraulics*, Vol. 1, Dittrich, Koll, Aberle & Geisenhainer (eds.), Bundesanstalt für Wasserbau, S. 261-268.

Frausto-Solis, J., Pita, E., Lagunas, J. (2008): Short-term Streamflow Forecasting: ARIMA Vs Neural Networks. *American Conference on Applied Mathematics, Harvard, Massachusetts*, WSEAS Press, S. 402-407.

Furman, A. (2008): Modeling Coupled Surface-Subsurface Flow Processes: A Review. *Vadose Zone Journal*, Vol. 7, S. 741-756.

Galema, A. (2009): Vegetation resistance – Evaluation of vegetation resistance descriptors for flood management. *Master Thesis*, University of Twente, The Netherland, 61 S.

Gallager, R.G. (2013): Stochastic Processes - Theory for Applications. Cambridge University Press, UK, 530 S.

Gao, P., Wang, Z., Siegel, D., (2015): Spatial and temporal changes of sedimentation in Three Gorges Reservoir of China. *Lakes and Reservoirs: Research and Mangement*, Vol. 20, S. 1-10.

Garcia, M., Parker, G. (1991): Entrainment of Bed Sediment into Suspension. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol 117, No.4, S. 414-435.

García, F. (2010): Modelación Hidrológica Estocástica: Desarrollo de un Modelo de Generación Sintética de Serie de Tiempo. Universidad Autónoma Gabriel Rene Moreno, Bolivia, 24 S.

Gardes, L., Girard, S. (2008): A moving window approach for nonparametric estimation of the conditional tail index. *Journal of Multivariate Analysis*, Vol. 99, S. 2368-2388.

Gardner, C.M.K., Laryea, K.B., Unger, P.W. (1999): Soil Physical Constraints to plant growth and crop production. *AGL/MISC/24/99*, Land and Water Development Division – FAO, Rome, Italy, 83 S.

Garssen, A.G., Baattrup-Pedersen, A., Voesenek, L.A.C.J., Verhoeven, J.T.A., Soons, M.B. (2015): Riparian plant community responses to increased flooding: a meta-analysis. *Global Change Biology*, Vl. 21, S. 2881-2890.

Garve, E. (2004): Rote Liste und Florenliste der Farn- und Blütenpflanzen in Niedersachsen und Bremen, 5. Fassung. *Heft 1*, Informationsdienst Naturschutz Niedersachsen, Niedersächsisches Landesamt für Ökologie, 76 S.

Gepp, J. (1986): Auengewässer als Ökozellen, Flussaltarme, Altwässer und sonstigen Auen-Stillgewässer Österreichs, Bestand, Ökologie und Schutz. *Grüne Reihe des Bundesministeriums für Gesundheit und Umweltschutz*, Vol. 4, 2. Auflage, Wien, Österreich, 321 S.

Gerken, B. (1988): Auen – verborgene Lebensadern der Natur. Verlag Rombach, Freiburg, Deutschland, 132 S.

Gerten, D., Rost, S., von Bloh, W., Lucht, W. (2008): Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, Issue 20, S. 1-5

Gesterngarbe, F., Werner, P., Österle, H., Burghoff, O. (2013): Winter storm- and summer thunderstorm-related loss events with regards to climate change in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 114, Issue 3-4, S. 715-724.

- Gillet, N.P., Arora, V.K., Flato, G.M., Scinocca, J.F., von Salzen, K (2012): Improved constraints on 21st-century warming derived using 160 years of temperature observations. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, S. 1-5.
- Gilmore, M., Yu, C.X., Rhodes, T.L., Peebles, W.A. (2002): Investigation of rescaled range analysis, the Hurst exponent, and long-time correlations in plasma turbulence. *Physics of Plasmas*, Vol. 9, No.4, S. 1312-1317.
- Giorgi, E. (1990): Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, Vol. 3, S. 941-963.
- Glazik, G. (1963): Studie über die Möglichkeiten zur Erhöhung der Tauchtiefe der Elbe durch Niedrigwasserregulierung. Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser und Grundbau, Berlin (unveröff.), Deutschland.
- Glenz, C. (2005): Process-bases, Spatially-explicit Modelling of Riparian Forest Dynamics in Centro Europe – Tool for Decision-making in River Restoration. *Dissertation*, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Université de Lausanne, Suisse, 189 S.
- Gobiet, A., Truhetz, H. (2008): Klimamodelle, Klimaszenarien und Ihre Bedeutung für Österreich. In: *Auswirkungen des Klimawandels auf die Österreichische Wasserwirtschaft*. Böhm, R., Godina, R., Nachtnebel H.P., Pirker, O. (eds.), Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft und Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband (ÖWAV), Wien, S. 71-82.
- Gottardi, G., Venutelli, M. (1993): Richards: Computer Program for the Numerical Simulation of One-Dimensional Infiltration into Unsaturated Soil. *Computers & Geosciences*, Vol. 19, No.9, S. 1239-1266.
- Graf, W.L. (2006): Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, Vol. 79, Issues 3-4, S. 336-360.
- Gran, K.B., Montgomery, D.R., Sutherland, D.G. (2006): Channel bed evolution and sediment transport under declining sand inputs. *Water Resources Research*, Vol. 42, S. 1-14.
- Graves, T., Gramacy, R.B., Watkins, N., Franzke, C. (2014): A brief history of long memory. arXiv:1406.6018 [stat.OT], Cornell University Library, USA, 31 S.
- Gudmundsson, L., Bremnes, J.B., Haugen, J.E., Engen-Skaugen, T. (2012): Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 16, S. 3383-3390.
- Guilloy, H., González, E., Muller, E., Hughes, F.M.R., Barsoum, N. (2011): Abrupt Drop in Water Table Level Influence the Development of *Populus nigra* and *Salix alba* Seedlings of Different Ages. *Wetlands*, Vol. 31, S. 1249-1261.
- Gunduz, O., Aral, M.M. (2005): River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. *Journal of Hydrology*, Vol. 301, S. 216-234.
- Guo, Y., Zhang, L., Zhang, J. (2006): Numerical Simulation of Free Overfall in a Rough Channel. *European Conference on Computational Fluid Dynamics ECCOMAS CFD 2006*, Wesseling, O., Oñate, E., Périaux, J. (eds.), The Netherlands, 11 S.

- Gurnell, A., Thomson, K., Goodson, J., Moggridge, H. (2008): Propagule deposition along river margins: linking hydrology and ecology. *Journal of Ecology*, Vol. 96, S. 553-565.
- Gurnell, A., Surian, N., Zanoni, L. (2009): Multi-thread river channels: A perspective on changing European alpine river systems. *Aquatic Sciences*, Vol. 71, Issue 3, S. 253-265.
- Gurnell, A., Bertoldi, W., Corenblit, D. (2012): Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperated, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Sciences Reviews*, Vol. 111, S. 129-141.
- Hannah, D., Demuth, S., van Lanen, H., Looser, U., Prudhomme, C., Rees, G., Stahl, K., Tallaksen, L. (2011): Large-scale river flow archives: importance, current status and future needs. *Hydrological Processes*, Vol. 25, Issue 7, S. 1191-1200.
- HPA – Hamburg Port Authority (Hrsg.) (2012): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch – Elbegebiet, Teil III. Freie und Hansestadt Hamburg, Deutschland, 176 S.
- Hardelauf, H., Javaux, M., Herbst, M., Gottschalk, S., Kasteel, R., Vanderborght, J., Vereecken, H. (2007): PARSWMS: A Parallelized Model for Simulating Three-Dimensional Water Flow and Solute Trnsaport in Variably Saturated Soils. *Vadose Zone Journal*, Vol. 6, S. 255-259.
- Härdtle, W., Redecker, B. (2001): Schutzwürdigkeit und Schutzzperspective der Stromtal-Wiesen an der unteren Mittelbe - Ein vegetationskundlicher Beitrag zur Leitbildentwicklung. *Abschlussbericht*. BMBF gefördertes Projekt, Lüneburg, Deutschland, 170 S.
- Harvey D., Gregory, J., Hoffert, M., Jain, A., Murari, L., Leemans, R., Raper., S., Wigley, T., de Wolde, J. (1997): An introduction to simple climate models used in the IPCC second assessment report – Intergovernmental Panel on Climate Change. In: *IPCC Technical Paper II*, Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Grigg, D.J., Maskell, K. (eds.), 51 S.
- Harwood, K., Brown, G. (1993): Fluvial Processes in a forested anastomosing river: flood partitioning and changing flow patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 18, S. 741-748.
- Haschenburger, J.K., Curran, J. (2012): Sediment Transport Modeling of Reach Scale Geomorphic Processes. *Final Report TWDB*, Contract No. 0904830889, 48 S.
- Haselsteiner, R. (2007): Hochwasserschutzdeiche an Fließgewässern und ihre Durchsickerung. Technische Universität München, Deutschland, 373 S.
- Hassanzadeh, Y. (2012): Hydraulics of Sediment Transport. In: *Hydrodynamics - Theory and Model*. Zheng, J.H. (ed.), S. 23-58 InTech, <http://www.intechopen.com/books/hydrodynamics-theory-and-model>.
- Haunschild, A., Schlicht, R., Schmegg, J., Schmidt, A. (1994): Kornzusammensetzung der Elbesohle von der tschechisch-deutschen Grenzen bis zur Staustufe Geesthacht. BfG 0834, Bundesanstalt für Gewässerkunde. Berlin. Deutschland, 29 S.
- Hazen, A. (1914): Storage to be provided in impounding reservoirs for municipal water supply. *Transactions of the American Association of Civil Engineers*, Vol. 77, S. 1539-1669.
- Heinken, A. (2002): Vegetationsentwicklung von Auengrünland nach Wiederüberflutung, *Dissertation*, Humboldt- Universität zu Berlin, 162 S.

- Hellwig, M. (2000): Auenregeneration an der Elbe - Untersuchungen zur Syndynamik und Bioindikation von Pflanzengesellschaften an der Unteren Mittel-Elbe bei Lenzen. *Dissertation*, Institut für Geobotanik, Universität Hannover, 113 S.
- Herrmann, R. (1977): Einführung in die Hydrologie. Teubner Verlag, Stuttgart, Deutschland, 151 S.
- Hickin, E. (1984): Vegetation and River Channel Dynamics. *The Canadian Geographer*, Vol. 28, Issue 2, S. 111-126.
- Hin, L.S., Zakaria, N.A., Ghani, A.A., Hasan, Z.A., Kiat, C.C., Yusof, M.F., Siang, L.C., Selama, O.S. (2015): Flow Resistance and Discharge Estimation for Flooding Rivers. River Engineering and Urban Drainage Research Centre – REDAC, University Sains Malaysia, <http://redac.eng.usm.my/v2/index.php/rnd/projects/118-flow-resistance-and-discharge-estimation-for-flooding-rivers>.
- Hinwood, J.B., Gould, O., McLean, E.J. (2005): A One-Dimensional Tidal River Morphological Model. In: *MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation*, Zergem A., Argent, R.M. (eds), Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, S. 2359-2365.
- Hirano, M. (1971), River bed degradation with armoring. *Proceedings of Japan Society of Civil Engineers*, Vol. 195, S. 55–65.
- Hollweg, H., Böhm, U., Fast, I., Hennemuth, B., Keuler, K., Keup-Tjiel, E., Lautenschlager, M., Legutke, S., Radtke, K., Rockel, B., Schubert, M., Will, A., Woldt, M., Wunram, C. (2008): Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. *Technical Report No 3*, Hamburg, Deutschland, 127 S.
- Honti, M., Scheldegger, A., Stamm, C. (2014): The importance of hydrological uncertainty assessment methods in climate change studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, S. 3301-3317.
- Hooke, J.M. (2007): Monitoring morphological and vegetation changes and flow event in dryland river channels. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol 127, S. 445-457.
- Hopmans, J.W., Guttiérrez-Ravé, E. (1988): Calibration of a root water uptake model in spatially variable soils. *Journal of Hydrology*, Vol. 103, S. 53-65.
- Hopmans, J.W., Stricker, J.N.M. (1989): Stochastic Analysis of Soil Water Regime in a Watershed. *Journal of Hydrology*, Vol. 105, S. 57-84.
- Hopmans, J.W., van Genuchten, M.Th. (2005): Vadose Zone: Hydrological Processes. In: *Encyclopedia of Soils in the Environment*, Hillel, D. (ed.), Elsevier Ltd., Oxford, UK, S. 209-216.
- Hsieh, P.A., Wingle, W., Healy, R.W. (2000): VS2DI- A Graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media. *Water-Resources Investigations Report 9 9-4130*, U.S. Geological Survey, Lakewood, USA, 15 S.
- Huang, K., Mohanty, B.P., van Genuchten, M.Th. (1996): A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve the variable saturated flow equation. *Journal of Hydrology*, Vol. 178, S. 69-81.
- Huges, F.M.R., Adams, W.M., Muller, E., Nilsson, C., Richards. K.S., Barsoum, N., Decamps, H., Foussadier, R., Girel, J., Guillois, H., Hayes, A. Johansson, M., Lambs, L.,

- Pautuo, G., Peiry, J.L., Perrow, M., Vautier, F., Winfield, M. (2001): The Importance of Different Scale Processes for the Restoration of Floodplain Woodlands. *Regulated Rivers: Research & Management*, Vol. 17, S. 325-345.
- Hung, N.V., Phien H.N., Chien, T.Q. (2014): Computer Simulation of Streamflows with GAR(1)-Monthly and GAR(1)-Fragments Models. *World of Computer Sciences and Information Technology Journal (WCSIT)*, Vol. 4, No. 11, S. 150-156.
- Hupp, C., Rinaldi, M. (2007): Riparian Vegetation Patterns in Relation to Fluvial Landforms and Channel Evolution Along Selected Rivers of Tuscany (Central Italy). *Annals of the Association of American Geographers*, Vol. 97, Issue 1, S. 12-30.
- Hupp, C., Bornette, G. (2009): Vegetation as a Tol in the Interpretation of Fluvial Geomorphic Processes and Landforms in Humid Temperated Areas. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. Kondolf, G.M., Piégay, H. (eds.), John Wiley & Sons, UK, S. 269-288.
- Hurst, H.E. (1951): Long-terms Storage of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 116, S. 770-808.
- Hygelund, B., Manga, M. (2003): Field measurements of drag coefficients for model large woody debris. *Geomorphology*, Vol. 51, S. 175-185.
- IAEA - International Atomic Energy Agency (2008): Field Estimation of Soil Water Content: A practical guide to Methods, Instrumentation and sensor technology. *Training Course Series 30*, IAEA- Vienna, Austria. 131 S.
- Idso, C., Idso S., Carter, R., Singer, F (2014): Climate Change Reconsidered II: Biological Impacts, The Hearland Institute, Chicago, USA, 1055 S.
- Idso, C., Singer, F. (2009): Climate Change Reconsidered: 2009 Report of the Nongovernmental Panel on Climate Change (NIPCC). The Hearthland Institute, Chicago, USA, 739 S.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2014): Hydrologische Auswertung des Hochwassers vom Juni 2013 im Einzugsgebiet der Elbe. IKSE, Magdeburg, Deutschland, 49 S.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2012): Die Erfüllung des Aktionsplans Hochwassersschutz Elbe 2003-2011. *Abschlussbericht*, Magdeburg, Deutschland, 66 S.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2005): Die Elbe und ihr Einzugsgebiet - Ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick. Magdeburg, Deutschland, 255 S.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2003): Aktionsplan Hochwasserschutz Elbe. Magdeburg, Deutschland, 77 S.
- Imbery, F., Plagemann, S., Namyslo, J. (2013): Processing and analyzing an ensemble of climate projections for the joint research project KLIWAS. *Advances in Sciences and Research*, Vol. 10, S. 91-98.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change (2000): Emissions Scenarios. Nakicenovic, N., Swart, R. (eds.), Cambridge University Press, UK, 570 S.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): Climate Change 2007- The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 S.

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change (2010): Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Midgley, P.M (eds.), IPCC Working Groups I Technical Support Unit, University of Bern, Bern, Switzerland, 117 S.

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 S.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2014): Mitigation of Climate Change – Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edenhofer, O., Pichs-Madruga, R., Sokona Y., Minx, J.C., Farahani, E., Kadner, S., Seyboth, K, Adler, A., Baum, I., Brunner, S., Eickemeier, P., Kriemann, B., Savolainen, J., Schlömer, S., von Stechow, C., Zwickel, T. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom an New York, NY, USA, 1450 S.

Ishikawa, Y., Sakamoto, T. (2010): Effect of density of riparian vegetation on effective tractive force. *Journal of Forestry Research*, Vol. 8, S. 235-246.

Jackson, B.B. (1975): Markov Mixture Models for Drought Lengths. *Water Resources Research*, Vol. 11, No.1, S. 64-74.

Jacob, D., Bülow, K., Kotova, L., Moseley, C., Petersen, J., Rechid, D. (2012): Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland: Ensemble-Simulationen für die Klimafolgenforschung. Climate Service Center, CSC Report 6, 48 S.

Jacob, D., Göttel, H., Klotarski, S., Lorenz, P., Sieck, K.. (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Umweltforschungsplan des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. *Forschungsbericht 204 41 138*, Umweltbundesamt, 60 S.

Jacobs, P.A., Lewis, P.A.W. (1978): Discrete Time Series Generated by Mixtures. I: Correlational and Runs Properties. *Journal of the Royal Statistical Society*, Vol. 40, No. 1, S. 94-105.

Jain, V., Tandon, S.K., Sinha, R. (2012): Application of modern geomorphic concepts for understanding the spatio-temporal complexity of the large Ganga river dispersal system. *Current Science*, Vol. 103, Issue 11, S. 1300-1319.

Jarret, R.D. (1985): Determination of Roughness Coefficients for Streams in Colorado. *Water-Resources Investigations Report 85-4004*, U.S. Geological Survey – USGS, USA, 53 S.

Järvelä, J. (2002): Determination of flow resistance of vegetated channel banks and floodplain. In: *River Flow 2002, International Conference on Fluvial Hydraulics – September 4-6, 2002, Louvain-La\_Neuve, Belgium*, Bousmar, D., Zech, Y. (eds.), S. 311-318.

Joris, I., Feyen, J. (2003): Modelling water flow and seasonal soil moisture dynamics in an alluvial groundwater-fed wetland. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 7, No. 1, S. 57-66.

Kaiser, T., Büscher, E., Heintzmann, A. (2005): Monitoring im FFH-Gebiet Elbeniederung zwischen Schnackenburg und Lauenburg, Teilgebiet Wehningen Werder

(C-18) – Erstinventur – Biosphärenreservatsverwaltung Niedersächsische Elbtalaue. unveröff. 31 S.

Karamisheva, R.D., Lyness, J.F., Myers, W.R.C., Cassels, J.B.C., O’Sullivan, J.J. (2006): Sediment transport formulae for compound channel flows. *Proceedings of the ICE – Water Management*, Vol. 159, No.3, S. 183-193.

Karman, Th. v. (1931): Mechanical Similitude and Turbulence – Reprint from Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, 1930. *Technical Memorandums*, National Advisory Committee for Aeronautics, Washington, USA, 22 S.

Karrenberg, S., Edwards, P.J., Kollmann, J. (2002): The life history of Salicaceae living in the active zone of floodplains. *Freshwater Biology*, Vol. 47, S. 733-748.

KAS - Konrad Adenauer Stiftung (2007): Klimareport International. ISBN 978-3-939826-67-5, Berlin, Deutschland, 132 S.

Kaule, G. (1991): Arten- und Biotopschutz. 2. Auflage. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, Deutschland, S. 264-268.

Keese, K.E., Scanlon, B.R., Reedy, R.C. (2005): Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling. *Water Resources Research*, Vol. 41, S. 1-12.

Keim, D.M., West, L.J., Odling, N.E. (2012): Convergent Flow in Unsaturated Fractured Chalk. *Vadose Zone Journal*, Vol. 11, Issue 4, S. 1-16.

Kellog, C.H., Zhou, X. (2014): Impact of the construction of a large dam on riparian vegetation cover at different elevation zones as observed from remotely sensed data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 32, S. 19-34.

Kelman, J. (1977): Stochastic Modeling of Hydrologic, Intermittent Daily Processes. *Hydrology Papers 89*, Colorado State University, Colorado, USA, 64 S.

Keup-Thiel, E., Hennemuth, B., Pfeifer, S. (2012): Besonderheiten und Merkmale regionaler Klimamodelle im Hinblick auf die weitere Kopplung mit Impactmodellen, *CSC Report 9*, Climate Service Center, Germany, 21 S.

Kiene, S., Harms, O., Büchele B., Nestmann, F. (2002): Morphologische Entwicklung der Elbe vor dem Hintergrund anthropogener Einflüsse – eine Zusammenstellung von Angaben aus der Literatur. In: *Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlagen-CD*, Nestmann, F., Büchele, B. (Hrsg.), Forschungsverbund Elbe-Ökologie, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe, Deutschland, S. 31-38.

Kim, B.S., Kim, H.S., Seoh, B.H. (2004): Streamflow simulation and skewness preservation based on the bootstrapped stochastic models. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Vol. 18, Issue 6, S.386-400.

Kim, S.J., Stoesser, T. (2011): Closure modeling and direct simulation of vegetation drag in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research*, Vol. 47, S. 1-15.

Kirilova, E. (2004): Disaggregation Modelling of Spring Discharges. *International Journal of Speleology*, Vol. 33, S. 65-72.

Klaus, V. (2007): Blauer Planet in grünen Fesseln – Was ist bedroht: Klima oder Freiheit?. Varl Gerold’s Sohn Verlag, Wien. Österreich, 126 S.

- Klimešová, J. (1994): The effects of timing and duration of floods on growth of young plants of *Phalaris aundinacea* L. and *Urtica dioica* L.: an experimental study. *Aquatic Botany*, Vol. 48, S. 21-29.
- KLIWA - Klimaveränderung und Wasserwirtschaft (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland – Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. *KLIWA Berichte - Heft 9*, Arbeitskreis KLIWA, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW), Bayerischen Landesamt für Umwelt (BLfU), Deutscher Wetterdienst (DWD) (eds.), Deutschland, 104 S.
- Knorr, W. (2009): Is the airborne fraction of anthropogenic CO<sub>2</sub> emissions increasing?. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L21710, S. 1-5.
- Kofalk, S., Scholten, M., Faulhaber, P., Baufeld, R., Kleinwächter, M., Kühlborn, J. (2015): Struktur und Dynamik der Elbe – Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft, *Bd. 2* (Doppelband 2/3). Weißensee Verlag, Berlin, Deutschland, 789 S.
- Koirala, S.R., Gentry, R.W., Mulholland, P.J., Perfect, E., Schwartz, J.S., Sayler, G.S. (2011): Persistence of hydrologic variables and reactive stream solute concentrations in an east Tennessee watershed. *Journal of Hydrology*, Vol. 401, Se. 221-230.
- Kondolf, G.M., Curry, R.R. (1986): Channel erosion along the Carmel River, Monterey County, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 11, S. 307-319.
- Kondolf, G.M., Montgomery, D.R., Piégay, H., Schmitt, L. (2009): Geomorphic Classifications of Rivers and Stream. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. Kondolf, G.M., Piégay, H. (eds.), John Wiley & Sons, UK, S. 171-204.
- Kondolf, G.M., Piégay, H., Landon, N. (2002): Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrast between two catchments. *Geomorphology*, Vol. 45, S. 35-51.
- Koßmann, M. (2010): Regionale Klimaprojektionen für das LAG Gebiet und die Wirkmodelle des Deutschen Wetterdienstes. *Vortrag für die Akademie für Raumforschung und Landesplanung – Landesarbeitsgemeinschaft Hesse/Rheinland-Pflaz/Saarland*, Deutscher Wetterdienst Zentrales Gutachtenbüro Offenbach am Main.
- Krause, S., Bronstert, A., Zehe, E. (2007): Groundwater-surface water interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology*, Vol. 347, S. 404-417.
- Krause, S. (2005): Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten Landschaften am Beispiel der Unteren Havel. *Dissertation*, Universität Potsdam, 165 S.
- Krayer von Krauss, M. P., Walker, W. E., van der Sluus, J. P., Janssen, P., van Asselt, M. B. A., & Rotmans, J. (2006): Response to "To what extent, and how, might uncertainty be defined" by Norgon, Brown, and Mysiak. *IAJ - The Integrated Assessment Journal*, Vol. 6 Issue 1, S. 89-94.
- Kroes, J.G., van Dam, J.C., Groenendijk, P., Hendriks, R.F.A., Jacobs, C.M.J. (2008): SWAP Version 3.2. Theory description and user manual. *Alterra Report 164(02)*, Alterra, Wageningen, The Netherlands, 265 S.
- Krüger, M. (2001): History and principles of close to nature forest management: A Central European perspective. *Tool for Preserving Woodland Biodiversity, Naconex 2001*, Denmark, S. 56-60



- Krüger, F. (2015): Hochwassergebundener Sediment- und Schadstoffeintrag in die Auen der Mittel- und Unterelbe. *Dissertation*. Leuphana Universität Lüneburg, 132 S.
- Krüger F., Tucci, M., Urban, B. (2014): Bodenökologische Untersuchungen in Elbauen-Entstehung und Entwicklung der Böden in der Mäanderschleife Wehningen. In: *Klimafolgenanpassung im Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalaue – Modellregion für nachhaltige Entwicklung – Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten*. Band 5. Prüter, J., Keienburg, T., Schreck, C. (Hrsg.), TuTech Verlag, Hamburg, S. 53-62.
- Krüger, F., Schwartz, R., Kunert, M., Friese, K. (2006): Methods to calculate sedimentation rates of floodplain soils in the middle region of the Elbe River. *Acta hydrochimica et hydrobiologica*, Vol. 34, S. 175-187.
- Kubatko, E.J., Westerink, J.J. (2007): Exact Discontinuous Solutions of Exner's Bed Evolution Model: Simple Theory for Sediment Bores. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 133, Issue 3, S. 305-311.
- Kubrak, E., Kubrak, J., Rowinski, P.M. (2008): Vertical velocity distribution through and above submerged flexible vegetation. *Hydrological Sciences – Journal-des Sciences Hydrologiques*, Vol. 53, No. 4, S. 905-920.
- Kumar, C. P., (2002): Modeling of Unsaturated Flow. *National Conference on Modern Trends in Water Resources Development and Environmental Management*, Vellore Institute of Technology, Vellore (Tamil Nadu), India, S. 1-9.
- Kuzmin, D., Mierka, O. (2006): On the implementation of the  $k-\epsilon$  turbulence model in incompressible flow solvers based on a finite element discretization. *International Conference BALI 2006*, University of Göttingen, Germany, S. 1-8.
- Kuznetsov, M., Yakirevich, A., Pachepsky, Y.A., Sorek, S., Weibrod, N. (2012): Quasi 3D modeling of water flow in vadose zone and groundwater. *Journal of Hydrology*, Vol. 450-451, S. 140-149.
- Kyselý, J., Dubrovský, M. (2005): Simulation of Extreme Temperature Events by a Stochastic Weather Generator: Effects of Interdiurnal and Interannual Variability Reproduction. *International Journal of Climatology*, Vol. 25, S. 251-269.
- Labat, D., Goddérís, Y., Probst, J.L., Guyot, J.L. (2004): Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advance in Water Resources*, Vol. 27, Issue 6, S.631-642.
- Lane, E.W. (1955): The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineer*, Vol. 81, Paper No. 745, S. 1-17.
- Lane, E.W. (1955b): The design of stable channels, *Trans. ASCE*, Vol.120, S. 1234-1279.
- Langendoen, E.J. (2000): CONCEPTS – Conservational Channel Evolution and Pollutant Transport System. *Research Report No.16*, USDA-ARS National Sedimentation Laboratory, USA, 155 S.
- Langendoen, E.J., Alonso, C.V. (2008): Modeling the Evolution of Incised Streams: I. Model Formulation and Validation of Flow and Streambed Evolution Components. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 134, No. 6, S. 749-762.
- Latrubesse, E. (2008): Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, Vol 101, Issue 1-2, S. 130-145.

- Laursen, E. (1958): The Total Sediment Load of Streams. *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 84, No. 1, S. 1-36.
- Lawless, M., Robert, A., (2001): Scales of boundary resistance in coarse-grained channels: turbulent velocity profiles and implications. *Geomorphology*, Vol. 39, S. 221-238.
- Lazowski, W. (2007): Überlegungen zur Funktionsfähigkeit von Flussauen und Feuchtgebieten aus vegetationsökologischer Sicht. *Natur in Tirol-Naturkundliche Beiträge der Abteilung Umweltschutz, Band 13: Internationales LIFE-Symposium Riverine Landscapes Restoration-Flood protection-Conservation*, Amt der Tiroler Landesregierung, S. 84-107.
- Le Bouteiller, C., Venditti, J.G. (2014): Vegetation-driven morphodynamic adjustments of a sand bed. *Geophysical Research Letters*, Vol. 41, S. 1-8.
- Leconte, R., Brissette, F.P. (2001): Soil Moisture Profile Model for Two-Layered Soil Based on Sharp Wetting Front Approach. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 6, No.2, S. 141-149.
- Leder, A. (1966): Geschiebelängsschnitt der Elbe im Gebiet der DDR. *Besondere Mitteilungen zum Gewässerkundlichen Jahrbuch der DDR*, Nr. 6, S. 43-53.
- Lee, J.S., Julien, P.Y. (2012): Utilizing Concept of Vegetation Freeboard Equivalence in River Restoration. *International Journal of Contents*, Vol. 8, No.3, S. 34-41.
- Lehmer, D.H. (1949): Mathematical methods in large-scale computing units. In: *Proceedings of a 2nd Symposium on Large-Scale Digital Calculating Machinery, Cambridge, MA, 1949*, Harvard University Press, S. 141-146.
- Leij, F.J., Russel, W.B., Lesch, S.M. (1997): Closed-Form Expressions for Water Retention and Conductivity Data. *Ground Water*, Vol. 35, No. 5, S. 848-858.
- Legates, D., Lins, H.F., McCabe, G. (2005): Comments on “Evidence for global runoff increase related to climate warming” by Labat et al. *Advances in Water Resources*, Vol. 28, Issue 12, S. 1310-1315.
- Leopold, L.B., Bagnold, R.A., Wolman, M.G., Brush, L.M. (1960): Flow Resistance in Sinuous or Irregular Channels. *Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional, Paper 282-D, Washington, USA, S. 111-134.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. (1957): River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. Professional Paper 282-B, Geological Survey, USA, 85 S.
- Leung, L.R., Mearns, L.O., Giorgi, F., Wilby, R.L. (2003): Regional Climate Research – Needs and Opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 84, Issue 1, S. 89-95.
- Lewandowski, J., Lischeid, G., Nützmann, G. (2009): Driver of water level fluctuations and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland River Spree (Germany): field study and statistical analyses. *Hydrological Processes*, Vol. 23, S. 2117-2128.
- LfU – Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (2002): Hydraulik naturnaher Fließgewässer, Teil 2 Neue Berechnungsverfahren. *Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie* 75, Germany, 209 S.

- LfU – Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (2005): Festlegung des Bemessungshochwassers für Anlagen des technischen Hochwasserschutzes. Karlsruhe, Deutschland, 52 S.
- LHW – Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (2014): Bericht über das Hochwasser im Juni 2013 in Sachsen-Anhalt, Entstehung, Ablauf, Management und statistische Einordnung. Deutschland, 62 S.
- Li, M. (2009): Fractional Gaussian Noise and Network Traffic Modeling. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> WSEAS International Conference on Applied Computer and Applied Computational Science – Hangzhou – China*, Chen, S., Li, Q. (eds.), S. 34-39.
- Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., Trotter, C.M. (2005): Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Application*, Vol. 21. Issue 7, S. 739-756.
- Linares, J. (2012): Aplicación de un Modelo Unidimensional para flujo en suelos saturados y no saturados y transporte de herbicidas. Aplicación en zona centro de la Provincia de Córdoba. *Tesis Maestría*, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad nacional de Córdoba, Argentina, 127 S.
- Linsley, R., Kohler, M., Paulus, J. (1977): Hidrología para Ingenieros. Segunda Edición, Editorial Mc Graw-Hill Latinoamericana S.A., Colombia, 357 S.
- Liu, X. (2013): Parallel Modeling of Three-Dimensional Variably Saturated Ground Water Flow with Unstructured Mesh using Open Source Finite Volume Platform OPENFOAM. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, Vol. 7, No.2, S. 223-238.
- Lohman, S.W. (1972): Ground-Water Hydraulics. *Geological Survey Professional Paper 708*, Department of the Interior, USA, 67 S.
- Lohmann, D., Lettenmaier, D.P, Liang, X., Wood E.F., Boone, A., Chang S., Chen F., Dai, Y., Desborough, C., Dickinson, R.E., Duan Q., Ek, M., Gusev, Y.M., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchell, K., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D., Warrach, K., Wetzel, P., Xue, Y., Yang Z.L., Zeng, Q. (1998): The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analyses of water fluxes. *Global and Planetary Change*, Vol. 19, S. 161-179.
- López Alonso, R., Barragán Fernández, J., Colomer Cugat, A. (2009) Flow resistance equations for mountain rivers. *Investigación Agraria: Sistemas y Recursos Forestales*, Vol. 18, No.1, S. 81-91.
- Loucks, D. P., Beek, E. (2005): Water Resources Systems Planning and Management – An Introduction to Methods, Models and Applications. *Studies and Reports in Hydrology*, Unesco Publishing, 677 S.
- Lourenco, S.D.N, Gallipoli, D., Toll, D.G., Augarde, C.E., Evans, F.D., Medero, G.M (2008): Calibrations of a high-suction tensiometer. *Géotechnique*, Vol. 58, No. 8, S. 659-668.
- Ludewig, C., Hanke, J.M., Korell, L., Jensen, K. (2014): Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die Vegetation von Auenwiesen entlang der Mittleren Elbe. In: *Klimafolgenanpassung im Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalaue – Modellregion für nachhaltige Entwicklung*, Prüter, J., Keienburg, T., Schreck, C. (Hrsg.), Berichte aus der KLIMZUG-NORD Modellregion, Band 5, S. 27-34.

- Lupo, A., Kininmonth, W. (2013): Global Climate Models and Their Limitation. In: *Climate Change Reconsidered II: Physical Science*. Idso, C., Carter, R., Singer, S. (eds.), Nongovernmental International Panel on Climate Change (NIPCC), Chicago, USA, 148 S.
- Lüttig, G., Meyer, K.D. (1974): Geological History of the River Elbe, mainly of its Lower Course. Centenaire de la Société Géologique de Belgique – L'Évolution des Bassins Fluviaux de la Mer du nord Méridionale, Liège, S. 1-19.
- Ma, Y., Huang, H.Q., Nanson, G., Li, Y., Yao, W. (2012): Channel adjustments in response to the operation of large dams: The upper reach of the lower Yellow River. *Geomorphology*, Vol. 147-148, S. 35-48.
- Madej, M.A., Ozaki, V. (1996): Channel response to sediment wave propagation and movement, Reedwood Creek, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 21, S. 911-927.
- Magilligan, F.J., Nislow, K.H. (2005): Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology*, Vol 71, S. 61-78.
- Makaske, B. (2001): Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Review*, Vol. 53, Issue 3-5, S. 149-196.
- Makaske, B., Maas, G.J., Van den Brink, C., Wolfert, H.P. (2011): The Influencia of Floodplain Vegetation Sucession on Hydraulic Roughness: Is Ecosystem Rehabilitation in Dutch Embanked Floodplains Compatible with Flood Safety Standars?. *Ambio – A Journal of the Human Environment*, Vol. 49, Issue 4, S. 370-376.
- Malicki, M. A., Plagge, R., Roth C. H. (1996): Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science*, Vol. 47, S. 357-366.
- Mandelbrot, B.B., Wallis, J.R. (1968): Noah, Joseph, and Operational Hydrology. *Water Resources Research*, Vol. 4, No.5, S. 909-918.
- Mangelsdorf, J., Scheumann, K. (1980): Flussmorphologie – Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. Oldenbourg Verlag, Oldenburg, Deutschland. 260 S.
- Maniak, U. (2010): Hydrologie und Wasserwirtschaft – Eine Einführung für Ingenieure. 6. Auflage, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, Deutschland, 681 S.
- Mascagni, M. (1999): Parallel Pseudorandom Number Generation, *SIAM News*, Vol.32, No.5, S.1-6.
- Matalas, N.C., Wallis, J.R. (1971): Statistical Properties of Multivariate Fractional Noise Processes. *Water Resources Research*, Vol.7, No.6, S. 1460-1468.
- Matella, M.K., Merelender, A.M. (2015): Scenarios for restoring floodplain in ecology given changes to river flows under climate change: Case from the San Joaquin River, California. *River Research and Applications*, Vol. 31, Issue 3, S. 280-290.
- Matgen, P., Pfister, L. (2004): Unsicherheiten in hydrologischen Modellen: Über die Notwendigkeit der Einbeziehung von Unsicherheitsquellen in der Qualitätsabschätzung von Modellergebnissen, Seminarreihe Regionale Wasserwirtschaft in Theorie und Praxis, S. 57-66.
- Matthews, E.R. (2011): Piedmont Alluvial Vegetation: Classification, Geographic Variation, and Restoration, *Dissertation*, University of North Carolina at Chapel Hill, USA, 210 S.

- Marion, A., Fraccarollo, L. (1997): Experimental investigation of mobile armoring development. *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 33, S. 1447-1453.
- Mattot, L.S., Babendreir, J.E., Puruker, S.T. (2009): Evaluating uncertainty in integrated environmental models: A review of concepts and tools. *Water Resources Research*, Vol. 45, 14 S.
- Maurer E.P., Hidalgo, H.G. (2008): Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: an intercomparison of two statistical downscaling methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 12, S. 551-563.
- Mazza de Almeida, G.A., Rodríguez, J.F. (2012): Spontaneous formation and degradation of pool-riffle morphology and sediment sorting using a simple fractional transport model. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, S. 1-7.
- McCuen, R. (2003): *Modeling Hydrologic Change - Statistical Methods*. Lewis Publishers, USA, 429 S.
- McDonough, J.M. (2007): *Introductory Lectures on Turbulence – Physics, Mathematics and Modeling*. Department of Mechanical Engineering and Mathematics, University of Kentucky, USA, 163 S.
- McLeod, A., Hipel, K. (1978): Preservation of the Rescaled Adjusted Range 1- A Reassessment of the Hurst Phenomenon. *Water Resources Research*, Vol. 14, N°3, S. 491-508.
- McMahon, T., Adeloje, A. (2005): *Water Resources Yield*. Water Resources Publications, Colorado, USA, 218 S.
- Melillo, Jerry M., Terese (T.C.) Richmond, and Gary W. Yohe, Eds., 2014: *Highlights of Climate Change Impacts in the United States: The Third National Climate Assessment*. U.S. Global Change Research Program, 148 S.
- Mosner, E., Schneider, S., Lehmann, B., Leyer, I. (2009): Weichholzauen-Entwicklung als Beitrag zum naturverträglichen Hochwasserschutz im Biosphärenreservat Mittelelbe. In: *Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt - 46. Jahrgang*, Sonderheft ISSN 0940-6638S. 29-40.
- Merdun, H., Quisenberry, V.L. (2005): Evaluation of MACRO model by short-term water and solute transport simulation in Maury silt loam soil. *Plant Soil Environmental*, Vol. 51, S. 110-123.
- Merritt, D.M., Scott, M.L., Poff, N.L., Auble, G.T., Lytle, D.A. (2010): Theory. Method and tools for determining environmental flows for riparian vegetation: riparian vegetation-flow response guilds. *Freshwater Biology*, Vol. 55, S. 206-225.
- Merritt, D.M., Cooper, D.J. (2000): Riparian Vegetation and Channel change in Response to River Regulation: A comparative study of regulated and unregulated Streams in the Green River Basin, USA. *Regulated Rivers: Research & Management*, Vol. 16, S. 543-564.
- Meskini-Vishkaee, F., Mohammadi, M.H., Vanclooster, M. (2014): Predicting the soil moisture retention curve, from soil particle size distribution and bulk density data using packing density scaling factor. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 18, S. 4053-4063.
- Meyer-Peter, E., Müller, R. (1948), Formulas for bed-load transport. *Second Meeting - IAHR congress*, International Association of Hydraulic Structures Research IAHR, Stockholm, S. 39-64.

- Michaels, P., Knappenberger, P., Frauenfeld, O., Davis, R. (2002): Revised 21st century temperature projections. *Climate Research*, Vol. 23, S. 1-9.
- Millar, R.G. (2000): Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research*, Vol. 36, No. 4, S. 1109-1118.
- Miori, S., Repetto, R., Tubino, M. (2006): A one-dimensional model of bifurcations in gravel bed channels with erodible Banks. *Water Resources Research*, Vol. 42, S. 1-12.
- Mitchell, K.E., Lohmann, D., Houser, P.R., Wood, E.F., Schaake, J.C., Robock, A., Cosgrove, B.A., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., Higgins, R.W., Pinker, R.T., Tarpley, J.D., Lettenmaier, D.P., Marshall, C.H., Entin, J.K., Pan, M., Shi, W., Koren, V., Meng, J., Ramsay, B.H., Bailey, A.A. (2004): The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, S. 1-32.
- Montenegro, H. (2013): Untersuchung des Wirkungszusammenhangs zwischen Abflussdynamik und Grundwasser. In: *Die Deichrückverlegung bei Lenzen an der Elbe-BAW Mitteilungen Nr. 97*, Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe, Deutschland, S.135-148.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1997): Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 109, No. 5, S. 596-611.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1998): Channel Processes, Classification and Response. In: *River Ecology and Management*. Naiman, R., Bilby, R. (eds.), Springer-Verlag, New York, USA, S. 13-42.
- Moody, L.F. (1944): Friction Factors for Pipe Flow. *Transaction of the A.S.M.E.*, S. 671-684.
- Moreno, J., Salazar, J. (2009): Class Based Multivariate Autoregressive Model for Hydrological Series Generation. *Dyna*, No 157, S. 101-108.
- Mosner E., Schneider S., Lehmann, B., Leyer, I. (2009): Weichholzauen-Entwicklung als Beitrag zum naturverträglichen Hochwasserschutz im Biosphärenreservat Mittelelbe. *Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt*, 46. Jahrgang, Sonderheft 29-40, S. 29-40.
- Mualem, Y. (1976): A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 3, S. 513-522.
- MUBW - Ministerium für Umwelt Baden-Württemberg (1988): Hochwasserschutz und Ökologie – ein „Integrales Rheinprogramm“ schützt vor Hochwasser und erhält naturnahe Flussauen, Stuttgart, Deutschland, 27 S.
- Mueller, E.R., Pitlick, J., Nelson, J.M. (2005): Variation in the reference Shields stress for bed load transport in gravel-bed streams and rivers. *Water Resources Research*, Vol. 41, S. 1-10.
- Mueller, E.R., Pitlick, J. (2005): Morphologically based model of bed load transport capacity in a headwater stream. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, S. 1-14.
- Mujumdar, P., Nagesh, D., (1990): Stochastic models of streamflow: some case studies, *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 35, No. 4, S. 395-410.
- Murphy, E., Ghisalberti, M., Nepf, H. (2007): Model and Laboratory study of dispersion in flows with submerged vegetation. *Water Resources Research*, Vol. 43, S. 1-12.

- Musa, J.J. (2013): Stochastic Modelling of Shiroro River Stream flow Process. *American Journal of Engineering Research*, Vol. 2, Issue 6, S. 49-54.
- Nabben, R.H.M., Blom, W.P.M., Voesenek, L.A.C.J. (1999): Resistance to complete submergence in *Rumex* species with different life histories: the influence of plant size and light. *New Phytologist*, Vol. 144, S. 313-321.
- Naiman, R.J., Décamps, H. (1997): The Ecology of Interfaces: Riparian Zones. *Annual Review of Ecology and Systematics*, Vol. 28, S. 621-658.
- Nakhaei, M., Šimůnek, J. (2014): Parameter estimation of soil hydraulic and thermal property functions for unsaturated porous media using the HYDRUS-2D code. *Journal of Hydrologie and Hydromechanics*, Vol. 62, S. 7-15.
- Naumann, S., Schriever, S., Möhlung, M., Hansen, O. (2003): Bedeutung der Nebenflüsse für den Feststoffhaushalt der Elbe. *Abschlussbericht*, BfG 1382, Bundesanstalt für Gewässerkunde – BfG, Koblenz, Deutschland, 205 S.
- Ndiritu, J. (2011): A variable-length block bootstrap method for multi-site synthetic streamflow generation. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 56, Issue 3, S. 362-379.
- Nelson, J.M., Bennet, J.P., Wiele, S.M. (2009): Flow and Sediment-transport modeling. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. Kondolf, G.M., Piégay, H. (eds.), John Wiley & Sons, UK, S. 539-576.
- Nelson, P.A., Seminara, G. (2012): A theoretical framework for the morphodynamics of bedrock channels. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, S. 1-5.
- NEMS – National Environmental Monitoring Standards (2013): Soil Water Measurement – Measurement, Processing and Archiving of Soil Water Content Data. Version 1.0, Land Air Water Aotearoa – LAWA, New Zealand, 32 S.
- Neuschulz, F., Purps, J. (2003): Auenregeneration durch Deichrückverlegung - ein Naturschutzprojekt an der Elbe bei Lenzen mit Pilotfunktion für einen vorbeugenden Hochwasserschutz. *Naturschutz und Landschaftspflege in Branden*, Heft 3, S. 85-91.
- Newson, M.D. (2002): Geomorphological concepts and tools for sustainable river ecosystem management. *Aquatic Conservation: Marina and Freshwater Ecosystems*, Vol. 12, S. 365-379.
- NIBIS - Niedersächsischen Bodeninformationssystem (2015): KARTENSERVEN-LBEG. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie – LBEG. <http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>
- Nikuradse, J. (1950): Laws of flow in rough pipes. *Technical Memorandum 1292*, National Advisory Committee for Aeronautics, Washington, USA, 64 S.
- Nilsson, C., Svedmark, M. (2002): Basic Principles and Ecological Consequences of Changing Water Regimes: Riparian Plant Communities. *Environmental Management*, Vol. 30, No.4, S. 468-480.
- Nilson, E., Krahe, P., Lingemann, I., Horsten, T., Klein, B., Carambia, M., Larina, M., Maurer, T. (2014): Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und die Binnenschiffahrt in Deutschland. *KLIWAS – Schriftenreihe*: DOI:10.5675/Kliwas\_43/2014\_4.01.
- Nimmo, J.R. (2005): 150: Unsaturated Zone Flow Processes. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences: Part 13-Groundwater*. Anderson M.G., Bear, J. (eds.), Wiley, UK, S. 2299-2322.

- Nimmo, J. R. (2004): Porosity and Pore Size Distribution. In: *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Vol. 3, Hillel, D. (ed.), S. 295-303.
- Niño, Y. (2002): Ecuaciones diferenciales de flujo y transporte en aguas superficiales – CI71D Modelación Numérica en Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, 15 S.
- Niswonger, R.G. Prudic, D.E., Regan, S. (2005): Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZFI) Package for Modeling Unsaturated Flow Between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW-2005. *Techniques and Methods 6-A19, Chapter 19 of Section A, Ground Water, of Book 6, Modeling Techniques*, U.S. Geological Survey – USGS, 33 S.
- Noe, G.B., Hupp, C.R., Rybicki, N.B. (2013): Hydrogeomorphology Influences Soil Nitrogen and Phosphorus Mineralization in Floodplain Wetlands. *Ecosystems*, Vol. 16, S. 75-94.
- NRC – National Research Council (2002): Riparian Areas – Functions and Strategies for Management. National Academy Press, Washington DC, USA, 425 S.
- Nützmann, G., Lewandowski, J. (2009): Wechselwirkungen zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser an einem Tieflandfluss (Spree). *Grundwasser-Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, Vol. 14, S. 195-205.
- Ogden, F.L., Lai, W., Steinke, R.C., Zhu, J. (2015): Validation of finite water-content vadose zone dynamics method using column experiments with a moving water table and applied surface flux. *Water Resources Research*, Vol. 51, S. 1-18.
- Okamoto, T., Nezu, I. (2010): Flow resistance law in open-channel flows with rigid and flexible vegetation. In: *River Flow 2010 – Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics*, Vol. 1, Dittrich, Koll, Aberle & Geisenhainer (eds.), Bundesanstalt für Wasserbau, S. 261-268.
- Orlowsky, B., Gerstengarbe, F. W., Werner, P.C. (2007): A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical Applied Climatology*, Vol. 92, Issue 3-4, S. 209-223.
- Ostrowski, M.W. (2003): Linearity of Hydrological Models and related Uncertainty, Conference: Hydrological Risk: recent advances in peak river flow modelling, prediction and real-time forecasting. Assessment of the impacts of land-use and climate changes, Proceedings of the ESF LESC Exploratory Workshop held at Bologna, Italy, October 24-25 2003, 11 S.
- Pachepsky, Y., Timlin, D., Rawls, W. (2003): Generalized Richards' equation to simulate water transport in unsaturated soils. *Journal of Hydrology*, Vol. 272, S. 3-13.
- Paola, C., Voller, V.R. (2005): A generalized Exner equation for sediment mass balance. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, Issue F4, S. 1-8.
- Papanicolaou, A.N., Bdour, A., Wicklein, E. (2004): One-dimensional hydrodynamic/sediment transport model applicable to steep mountain streams. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 42, Issue 4, S. 357-375.
- Papanicolaou, A.N., Elhakeen, M., Krallis, G., Prakash, S., Edinger, J. (2008): Sediment Transport Modeling Review – Current and Future Developments. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 134, Issue 1, S. 1-14.



- Pappenberger, F., Matgen, P., Beven, K. J., Henry, J. B., Pfister, L., de Fraipont, P. (2006): Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions, *Adv. Water Resources.*, 29, S. 1430–1449.
- Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M., Blazkova, S. (2005): Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations, *J. Hydrol.*, 302, S. 46–69.
- Pappenberger, F., Matgen, P., Beven, K. J., Henry, J. B., Pfister, L., de Fraipont, P. (2004): The Influence of rating curve uncertainty on flood inundation predictions, Conference on Flood Risk Assessment, Bath 7/8 September 2004.
- Parker, G., Paola, C., Leclair, S. (2000): Probabilistic Exner Sediment Continuity Equation for Mixtures with No Active Layer. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 126, Issue 11, S. 818-826.
- Parker, G. (1990), Surface based bedload transport relationship for gravel rivers. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 28, Issue 4, S. 417–436.
- Pender, G., Shvidchenko, B., Chegini, A. (2007): Supplementary data confirming the relationship between critical Shields stress, grain size and bed slope. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 32, S. 1605-1610.
- Perignon, M.C., Tucker, G.E., Griffin, E.R., Friedman, J.M. (2013): Effects of riparian vegetation on topographic change during a large flood event, Rio Puerco, New Mexico, USA. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 118, S. 1193-1209.
- Pesch, T., Schröders, S., Allelein, H.J., Hake, J.F. (2015): A new Markov-chain-related statistical approach for modelling synthetic wind power time series. *New Journal of Physics*, Vol 17, S. 1-15.
- Pfister, L., Kwadijk, J., Musy, A., Bronstert, A., Hoffmann, L. (2004): Climate Change, Land Use Change and Runoff Prediction in The Rhine-Meuse Basins. *River Research and Applications*, Vol. 20, S. 229-241.
- Phillips, J.D. (2003): Toledo Bend Reservoir and Geomorphic Response in the lower Sabine River. *River Research and Applications*, Vol. 19, S. 137-159.
- Phillips, J.D., Slattery, M.C., Musselman, Z.A. (2005): Channel adjustment of the lower Trinity River Texas, downstream of Livingston Dam. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 30, S. 1419-1439.
- Phillips, J.V., Tadayon, S. (2007): Selection of Manning's Roughness Coefficient for Natural and Constructed Vegetated and Non-Vegetated Channels, and Vegetation Maintenance Plan Guidelines for Vegetated Channels in Central Arizona. *Scientific Investigation Report 2006-5108*, U.S. Geological Survey Water-Supply - USGS, USA, 41 S.
- Piégay, H., Schumm, S.A. (2009): System Approaches in Fluvial Geomorphology. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. Kondolf, G.M., Piégay, H. (eds.), John Wiley & Sons, UK, S. 105-134.
- Pizzuto, J. (2009): An empirical model of event scale cohesive bank profile evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 34, Issue 9, S. 1234-1244.

- Poff, N.L., Allan, J.D., Bain, M.B., Karr, J.R., Prestegard, K.L., Richter, B.D., Sparks, R.E., Stromberg, J.C. (1997): The Natural Flow Regime – A paradigm for river conservation and restoration. *BioScience*, Vol. 47, No.11, S. 769-784.
- Poggi, D., Porporato, A., Ridolfi, L. (2004): The Effect of Vegetation Density on Canopy Sub-layer Turbulence. *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 111, S. 565-587.
- Pott, R., Speier, M., Hellwig, M., Kunitz, T. (2000): Auenregeneration durch Deichrückverlegung – Teilprojekt 1: Vegetationskunde. *Endbericht*, Verbundvorhaben FKZ 0339571, Forschungsverbund Elbe-Ökologie, 148 S.
- Prasuhn, A.L. (1993): Modification of the Ackers-White Procedure to Calculate Sediment Transport by Size Fractios. *Report HL-93-4*, Flood Control Channels Research Program, U.S. Army Corps of Engineers, 18 S.
- Pusch, M., Fischer, H. (eds.) (2006): Stoffdynamik und Habitatstruktur in der Elbe – Konzept für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft, *Bd. 5*, Weißensee Verlag, Berlin, Deutschland, 383 S.
- Rahman, M.M., Meriläinen, A., Sadrul Islam, A.K.M., Lampinen, M.J. (2013): Evaluating  $k-\epsilon$  with One-Equation Turbulence Model. *Procedia Engineering*, Vol. 56, S. 206-216.
- Rajkai, K., Kabos, S., van Genuchten, M T. (2004): Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. *Soil & Tillage Research*, Vol. 79, S. 145-152.
- Rasheed, S., Siskumar, K. (2015): Modelling Vertical Infiltration in An Unsaturated Porous Media Using Neural Network Architecture. International Conference on Water Resources, Coastal and Ocean Engineering (ICWRCOE 2015), *Aqua Procedia* 4, S. 1008-1015.
- Randall, D., Wood, S., Bony, R., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R., Akimasa, S., Taylor, K. (2007): Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M, Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 591-648.
- Redecker, B. (2001): Schutzwürdigkeit und Schutzperspektive der Stromtal-Wiesen an der unteren Mittelalbe - Ein vegetationskundlicher Beitrag zur Leitbildentwicklung. *Band 13*, Martina Galunder-Verlag, Deutschland, 164 S.
- Rechid, D., Petersen, J., Schoetter, R., Jacob, D. (2014): Klimaprojektionen für das Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalaue. In: *Klimafolgeanpassung im Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalaue – Modellregion für nachhaltige Entwicklung, Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten, Band 5*. Prüter, J., Keienburg, T., Schreck, C. (Hrsg.), S. 9-18. TuTech Verlag, Hamburg, Deutschland.
- Reichler T., Kim, J. (2008): How well do coupled models simulate today's climate?. *Bulletin of American Meteorological Society*. Vol. 89, Issue 3, S. 303-311.
- Reyna, T. M. (2008): Acoplamiento de los Procesos de Esgurrimiento Superficial e Infiltración. *Tesis Doctoral*, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. 211 S.

Riehl, K. (1993): Untersuchung zur Kornzusammensetzung der Ebesedimente an Sand- und Kiesbänken sowie Bühnenfeldern zwischen Strom-Kilometer 8.2 und 449.2. BfG 0736, Bundesanstalt für Gewässerkunde. Berlin. Deutschland.

Rinaldi, M., Wyzga, B., Dufour, S., Bertodli, W., Gurnell, A. (2013): River Processes and Implications for Fluvial Ecogeomorphology: A European Perspective. In: *Treatise on Geomorphology*. Shroder, J., Buttler, D.R., Hupp, C.R (eds.). Academic Press, San Diego, CA, Vol. 12, Ecogeomorphology, S. 37-52.

Rinaldi, M., Darby, S.E. (2008): Modelling river-bank-erosion processes and mass failure mechanisms: progress towards fully coupled simulations. In: *Gravel-Bed Rivers VI: From Process Understanding to River Restoration*. Habersack, H., Piégay, H., Rinaldi, M. (eds.), S. 213-239.

Robert, A. (2011): Flow resistance in alluvial channels. *Progress in Physical Geography*, Vol. 35, No. 6, S. 765-781.

Rodriguez, E. (2012): Hurst Hydrology and Box Counting for the analysis of persistence, volatility and risk in two colombian time series. *Cuadernos Latinoamericanos de Administración*, Vol. VIII, No.14, S. 41-50.

Roeckner, E., Brasseur, G., Giogetta, M., Jacob, D., Jungclaus, J., Reick, C., Sillmann, J. (2006): Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, Deutschland, 26 S.

Rommel, F. (2000): Laufentwicklung der deutschen Elbe bis Geesthacht seit ca. 1600. Informationssystem ELISE, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz – Berlin, Deutschland, 60 S.

Rommel, J. (2010): Aspekte der Ufer- und Vorlandhöhenänderung entlang der freifließenden deutschen Elbe. Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe, Deutschland, S. 62-95.

Rommel, J. (2013): Anthropogen beeinflusste Ufer- und Vorlandentwicklung an der Unteren Mittelelbe. *BAW Mitteilungen Nr. 97*, Bundesanstalt für Wasserbau, Deutschland, S. 149-170.

Rood, S.B., Braatne, J.H., Hughes, F.M.R. (2003): Ecophysiology of riparian cottonwoods: stream flow dependency, water relations and restoration. *Tree Physiology*, Vol. 23, 1113-1124.

Rosgen D.L. (2001): A stream channel stability assessment methodology. In: *Proceeding of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference*, Vol. 2: Stream Restoration, S. 18-26.

Rosier, B., Boillat, J., Schleiss, J. (2009): One-Dimensional Numerical Modelling of Mobile Bed Evolution in a Flume with a Seid Weir. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, Vol. 3, No.4, S. 487- 498.

Rouse, H. (1937): Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers ASCE*, Vol. 102, No. 1, S. 523-543.

Rouse, H. (1965): Critical analysis of open-channel resistance. *Journal of the Hydraulics Division – Proceeding of the American Society of Civil Engineers*, ASCE, Vol. 91, No.4, S. 1-23.

- Rovira, A., Batalla, R.J., Sala, M. (2005): Response of a river sediment Budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). *River Research and Applications*, Vol. 21, Issue 7, S. 829-847.
- Rubey, W. (1933): Settling velocities of gravel sand and silt particles. *American Journal of Science*. 5th Series, Vol. 25, S. 325-338.
- Ruiz, M. E., Utset, A., Lau, Q., Herrera, P., Llanos, M. A. (1992): Tres modelos para la Curva Tensión-Humedad en algunos tipos de suelos. *Revista Cubana de Física*, Vol. 12, N°1, S. 45-50.
- Russel, T., Sanders, D. (1986): A Concept and Procedure for Developing and Utilizing Vegetation Flood Tolerance Indices in Wetland Delineation – Wetland Research Program. *Technical Report Y-86-1*, Wetlands Research Program, Department of the Army-USACE, Washington DC, USA, 25 S.
- Rust, H. (2007): Detection of Long- Range Dependence – Applications in Climatology und Hydrology. *Dissertation*, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Universität Potsdam, 153 S.
- Rybski, D., Böttle, M., Steinhäuser, M. (2014): How to extract and handle CLM data from CERA. Version 4. <http://www.rybski.de/diego/files/cera2ascii.pdf>
- Salant, N.L., Renshaw, C.E., Magilligan, F.J. (2006): Short and Long-term changes to bed mobility and bed composition under altered sediment regimes. *Geomorphology*, Vol. 76, Issue 1-2, S. 43-53.
- Salas, J., Obeysekera, J. (1992): Conceptual Bases of Seasonal Streamflow Time Series Models. *Journal of hydrologic Engineering ASCE*, Vol. 188, No. 8, S. 1186 - 1194.
- Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V., Lane, W. L. (1980): Applied Modeling of Hydrologic Time Series. Water Resources Publications, Colorado, USA, 482 S.
- Salas, J., Chung, Ch., Cancelliere A. (2005): Correlations and Crossing Rates of Periodic-Stochastic Hydro-logic Processes. *Journal of hydrologic Engineering ASCE*, S. 278-287.
- Sales, E.G., Alemeida, C.D.N., Farías, A., Coelho, V.F.R. (2014): Hydrodynamic characterization of soils within a representative watershed in northeast Brazil. *Evolving Water Resources Systems: Understanding, Predicting and Managing Water-Society Interactions Proceedings of ICWRS2014, Bologna, Italy*, Castellarin, A., Ceola, S., Toth, E., Montanari, A. (eds.), IAHS Publ. No. 364, S. 94-99.
- Samadi, A., Amiri-Tokaldany, E., Darby, S.E. (2009): Identifying the effects of parameter uncertainty on the reliability of riverbank stability modelling. *Geomorphology*, Vol. 106, Issue 3-4, S. 219-230.
- Sánchez, F.J. (2012): Hidráulica Subterránea: Principios Básicos. Universidad de Salamanca, 13 S. <http://hidrologia.usal.es>.
- Sánchez Granero, M.A., Trinidad Segovia, J.E., García Pérez, J. (2008): Some comment on Hurst exponent and the long memory processes on capital markets. *Physica A*, Vol. 387, S. 5543-5551.
- Sang, J., Allen, P., Dunbar, J. (2015): Determination of critical shear stress of non-cohesive soils using submerged jet test and turbulent kinetic energy. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 40, S. 1182-1190.
- Saucke, U., Brauns, J. (2002): Stromtalgeschichte und Flussgeologie im deutschen Elbegebiet. In: *Morphodynamik der Elbe - Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes*

mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlagen CD. Nestmann, F., Büchele, B. (Hrsg.), Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe, Deutschland, S. 23-40.

Sauer, W., Götz, E., Schmidt, A. (2000): Quantifizierung sohlhöherelevanter Feststofftransportprozesse in der Elbe. Abschlussbericht der Teilprojekte II.3 „Suspendierte Feststoff-Bilanz-Modell (HFBM)“ des Verbundvorhabens „Morphodynamik der Elbe“. *BfG 1307*, Bundesanstalt für Gewässerkunde – BfG, Klobenz/Berlin, Deutschland, 41 S.

Sauer, T. (2009): Modellierung von Bodenwasserhaushalt und Abflussprozessen auf der Plotskale in Abhängigkeit von Substrat und Landnutzung. *Dissertation*, Universität Trier, Deutschland, 251 S.

Schaap, M.C. (2002): Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Version 1.2*, <http://www.cals.arizona.edu/research/rosetta/index.html>.

Scharnke, M., Krüger F., Urban, B., Schneider, W. (2014): Modellierung von klimainduzierten Veränderungen des Bodenwasserhaushaltes von Auenböden an der unteren Mittel-Elbe. In: *Klimafolgenanpassung im Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalaue – Modellregion für nachhaltige Entwicklung – Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten*. Band 5. Prüter, J., Keienburg, T., Schreck, C. (Hrsg.), TuTech Verlag, Hamburg, S. 35-43.

Schäfer, W. (1978): Der Oberrhein, Ökotechnisch gesehen. *Curier Forschungsinstitut Senckenberg, Nr. 31*, Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt, Deutschland, 87 S.

Schlichting, H. (1979): *Boundary-Layer Theory*. McGraw-Hill Book Company, USA, 815 S.

Schmitt, F. (2007): About Boussinesq's turbulent viscosity hypothesis: historical remarks and a direct evaluation of its validity. *Comptes Rendus Mécanique*, Vol. 335, Issue 9-10, S. 617-627.

Schnabel, Y., Christ, C. (2002): Untersuchungen zur aktuellen Morphodynamik der Dahme. In: *Zur Flussgeschichte der Dahme – Bericht zum Projektseminar*, Juschus, O. (Hrsg.), Geographisches Institut Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, Deutschland, S. 2-32.

Scholz, M., Schwartz, R., Weber, M. (2005): Flusslandschaft Elbe-Entwicklung und heutiger Zustand. In: *Lebensräume der Elbe und Ihrer Auen – Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft*, Scholz, M., Stab, S., Dziock, F., Henle, K., (Hrsg.), Bd.4, Weißensee Verlag Berlin, Deutschland, 380 S.

Schulte-Rentrop, A., Koll, K., Aberle, J., Dittrich, A. (2005): Sediment budget of a Heathland sand-bed river. *Acta Geographica Polonica*, Vol. 53, No.4, S. 553-565.

Schulte-Rentrop (2009): Morphodynamic hazard analysis for river restoration and flood mitigation measures. *Dissertation*, University of Braunschweig, 212 S.

Schulzweida, U., Kornbluh, L., Quast, R. (2011): CDO User's Guide, Clima Data Operators, *Version 1.5.2*, Max-Planck-Institut for Meteorology, 185 S.

Schumm, S.A., Lichty, R.W. (1965): Time, Space and Causality in Geomorphology. *American Journal of Science*, Vol. 263, S. 110-119.

- Schumm, S.A. (1985): Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 13, S. 5-27.
- Schwarz, R. (2003): Vorkommen und Eigenschaften der Böden in der Lenzener Elbaue. *Brandenburgische Geowissenschaft Beiträge*, Vol. 10, Heft 1/ 2, S. 77-89.
- Schwarz, R. (2001): Die Böden der Elbaue bei Lenzen und ihre möglichen Veränderungen nach Rückdeichung. *Dissertation*, Universität Hamburg, 391 S.
- Sear, D.A., Newson, M.D., Thorne, C.R. (2003): Guidebook of Applied Fluvial Geomorphology – R&D Technical Report FD1914. Defra Flood Management Division, London, UK, S. 36-79.
- Şengül, S., Can, I. (2011): Stochastic modelling of mean monthly flows of Karasu River, in Turkey. *Water and Environmental Journal*, Vol. 25, S. 31-39.
- Seibert, P. (1962): Die Auenvegetation an der Isar nördlich von München und ihre Beeinflussung durch den Menschen. *Landschaftspflege und Vegetationskunde*, Heft 3, München, Deutschland, 123 S.
- Sharma, T.C., Panu, U.S. (2012): Prediction of hydrological drought durations based on Markov chains: case of the Canadian prairies. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 57, Issue 4, S.
- Shen, C., Phanikumar, M. (2010): A process-based, distributed hydrologic model based on a large-scale method for surface-subsurface coupling. *Advances in Water Resources*, Vol. 33, S. 1524-1541.
- Shields, A. (1936): Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteilungen Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Heft 26, Berlin. 26 S.
- Shields, F., Gippel, C.J. (1995): Prediction of Effects of Woody Debris Removal on Flow Resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 121, Issue 4, S. 341-354.
- Shields, F.D, Copeland, R.R., Klingeman, P.C., Doyle, M.W., Simon, A. (2003): Design for Stream Restoration. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 129, Issue 8, S. 575-584.
- Smith, R. (1983): Simulación de Caudales con larga memoria. In: *Experiences in the development and Application of Mathematical models in Hydrology and Water Resources in Latin America*. IAHS Simposio Hydromath Tegucigalpa, S. 267-287.
- Simões, F.J.M. (2014): Shear velocity criterion for incipient motion of sediment. *Water Sciences and Engineering*, Vol 7, No. 2, S. 183-193.
- Simon, A., Castro, J. (2009): Measurement and Analysis of Alluvial Channel Form. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. Kondolf, G.M., Piégay, H. (eds.), John Wiley & Sons, UK, S. 291-322.
- Simon, A., Collison, A.J.C. (2002): Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 27, S. 527-546.
- Simon, A., Darby, S.E. (2002): Effectiveness of grade-control structures in reducing erosion along incised river channels: the case of Hotopia Creek, Mississippi. *Geomorphology*, Vol. 42, S. 229-254.
- Simon, A., Pollen-Bankhead, Thomas, R., (2011): Development and Application of a Deterministic Bank Stability and Toe Erosion Model for Stream Restoration. In: *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools*,

Geophysical Monograph Series, Vol. 194, Simon, A., Bennett, S., Castro, J.M. (eds.), American Geophysical Union, USA, S. 453-474.

Simon, A., Rinaldi, M. (2006): Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *Geomorphology*, Vol. 79, Issue 3-4, S. 361-383.

Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M.T. (2013): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, *Version 4.17*, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 306 S.

Šimůnek, J., Bradford, S.A. (2008): Vadose Zone Modeling: Introduction and Importance. *Vadose Zone Journal*, Vol. 7, S. 581-586.

Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. (1994): The CHAIN\_2D Code for Simulating Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media, Version 1.1, *Research Report No. 136*, U.S. Department of Agriculture, USA, 187 S.

Singer, M.B. (2007): The Influence of major Dams on hydrology through the drainage network of the Sacramento River Basin, California. *River Research and Application*, Vol. 23, S. 55-72.

Siviglia, A., Toffolon, M. (2008): Quasi-two-dimensional enhancement of the De Saint Venant-Exner coupled model for unsteady simulations in natural channels. In : *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2007*, Dohmen-Janssen, C.M., Hulscher, S.J.M.H. (eds.), Taylor & Francis Group, London, UK , S. 897-904.

Slimene, E.B., Lassabatere, L., Winiarski, T., Gourdon, R. (2015): Modeling Water Infiltration and Solute Transfer in a Heterogeneous Vadose Zone as a Function of Entering Flow Rates. *Journal of Water Resource and Protection*, Vol. 7, S. 1017-1028.

Slingo, J., Bate, K., Nikiforakis, N., Piggott, M., Roberts M., Shaffrey, L., Stevens, I., Vidale, P., Weller, H. (2009): Developing the next-generation climate system models: challenges and achievements. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, Vol. 367, Issue 1890, S. 815-831.

Solmsdorf, H., Mrass, W., Lohmeyer, W. (1975): Ermittlung und Untersuchung der schutzwürdigen und naturnahen Bereiche entlang des Rheins (Schutzwürdige Bereiche im Rheintal), *Schriftenreihe für Landschaftspflege und Naturschutz*, Bundesanstalt für Vegetationskunde, Naturschutz und Landschaftspflege, Bonn-Bad Godesberg, Deutschland, 186 S.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Alley, R., Berntsen, T., Bindoff, N., Chen, Z., Chidthaisong, A., Gregory, J., Hegerl, G., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Somerville, R., Stocker, T., Whetton, P., Wood R., Wratt, D. (2007): Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. (eds.).. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 21-87.

Soong, D.T., Prater, C.D., Halfar, T.M., Wobig, L.A. (2012): Manning's Roughness Coefficients for Illinois Streams. Data Serie 668, U.S. Geological Survey – USGS, USA, 13 S.

Spekat, A., Enke, W., Kreienkamp, F. (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetteranlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1-A1B und A2. *Endbericht*, Publikationen des Umweltamtes, 106 S.

Spencer, R. (2010): The Great Warming Blunder – How Mother Nature Fooled the World's Top Climate Scientists. Encounter Books, New York, USA, 176 S.

Spreafico, M., Hodel, H.P., Kaspar, H. (2001): Rauheiten in ausgesuchten schweizerischen Fließgewässern. *Bericht des BWG, Serie Wasser Nr. 1*, Bundesamt für Wasser und Geologie – BWG, Schweiz, 101 S.

Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J, Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jódar, J. (2010): Streamflow trend in Europa: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol.14, S. 2367-2383.

Stern, N. (2008): The Economics of Climate Change. *American Economic Review*, Vol. 98, No. 2, S. 1-37.

Steuernagel, J. (2008): Möglichkeiten zur Optimierung von Sanierungsmaßnahmen an Flussdeichen. *Dissertation*, Technische Universität Darmstadt, Deutschland, 105 S.

Stone, B.M., Shen, H.T. (2002): Hydraulic Resistance of Flow in Channels with Cylindrical Roughness. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 128, Issue 5, S. 500-506.

Stoppelenburg, F.J., Kovar, K., Pastoors, M.J.H., Tiktak, A. (2005): Modelling the interactions between transient saturated and unsaturated groundwater flow – Off-line coupling of LGM and SWAP. *RIVM report 5000026001/2005*, The Dutch National Institute for Public Health and the Environment, The Netherlands, 70 S.

Stromberg, J.C., Lite, S.J., Dixon, M.D. (2010a): Effects of Stream Flow Patterns on Riparian Vegetation of Semiarid River: Implications for a Changing Climate. *River Research and Applications*, Vol. 26, S. 712-729.

Stromberg, J.C., Tluczek, M., Hazelton, A.F., Ajami, H. (2010b): A century of riparian forest expansion following extrema disturbance: Spatio-temporal change in Populus/Salix/Tamarix forests along the Upper San Pedro River, Arizona, USA. *Forest Ecology and Management*, Vol. 259, Issue 7, S. 1181-1189.

Sudler, C. (1927): Storage required for the regulation of streamflow. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 91, S. 622-660.

Sumer, B.M. (2007): Mathematical modelling of scour: A review. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 45, No. 6, S. 723-735.

Surian, N., Rinaldi, M. (2004): Channel adjustments in response to human alteration of sediment fluxes: examples from Italian rivers. In: *Sediment Transfer through the Fluvial System - Proceedings of the International Symposium held in Moscow, Russia from 2 to 6 August 2004*. Golosov, V., Berlyayev, V., Walling, D.E. (eds.), IAHS Publ. 288, S. 276-282.



- Surian, N., Rinaldi, M., Pellegrini, L. (2011): Channel Adjustment and Implications for River Management and Restoration. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 34, S. 145-152.
- Su, T., Wang, S., Mei, Y., Shao, W. (2015): Comparison of channel geometry changes in Inner Mongolian reach of the Yellow River before and after joint operation of large reservoirs. *Journal of Geographical Sciences*, Vol. 25, S. 930-942.
- Tal, M., Paola, C. (2010): Effects of vegetation on channel morphodynamics: result and insights from laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 35, S. 1014-1028.
- Tal, M., Narteau, C., Jerolmack, D. (2010): Single-thread channels as the result of localized erosion and deposition driven by vegetation. In: *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2009*, Vol., 2, Vionnet, M., García, M.H., Latrubesse, E.M., Perillo, G.M.E. (eds.), Taylor & Francis Group, London, UK, S. 587 – 593.
- Take, W.A., Bolton, M.D. (2003): Tensiometer saturation and the reliable measurement of soil suction. *Géotechnique*, Vol. 54, No.3, S. 229-232.
- Tennekes, H., Lumley, J.L. (1972): A First Course in Turbulence. The Massachusetts Institute of Technology – MIT Press, USA, 295 S.
- Thaisiam, W., Shimizu, Y., Kimura, I. (2009): Effect of Non-Uniform Sediment on Dune Formation. *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 53, S. 163-168.
- Thomas, H., Nisbet, T.R. (2007): An assessment of the impact of floodplain woodland on flood flows. *Water and Environment Journal*, Vol. 21, S. 114-126.
- Thomas, M.F. (2001): Landscape sensitivity in time and space – an introduction. *Catena*, Vol. 42, Issues 2-4, S. 83-98.
- Thomas, H.A., Fiering, M.B. (1962): Mathematical synthesis of streamflow sequences for the analysis of river basins by simulation. In: *Design of Water Resource Systems*, Maass, A., Hufschmidt, M., Dorfman, R., Thomas, H., Marglin, S., Maskew, G. (eds.), Harvard University Press, S. 459-493.
- Thomas, B.E., Pool, D.R. (2006): Trends in Streamflow of the San Pedro River, Southeastern Arizona, and Regional Trends in Precipitation and Streamflow in Southeastern Arizona and Southwestern New Mexico. *Professional Paper 1712*, U.S. Geological Survey – USGS, Virginia, USA, 77 S.
- Thompson, A., Clayton, J. (2002): The role of geomorphology in flood risk assessment. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Civil Engineering*, Vol. 150, S. 25-29
- Thorne, C.R. (1997): Channel types and morphological classification. In: *Applied fluvial geomorphology for river engineering*. Thorne, C.R., Hey, R.D., Newson, M.D. (eds.), J. Wiley and Sons, S. 175-222.
- Thorne, C.R., Tovey, N.K. (1981): Stability of composite river banks. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 6, S. 469-481.
- Tian, F., Gao, L., Hu, H. (2011): a two-dimensional Richards equation solver based on CVODE for variable saturated soil water movement. *Science China – Technological Sciences*, Vol. 54, No.12, S. 3251-3264.

- Tian, W., Li, X., Cheng, G.D., Wang, X.S., Hu, B.X. (2012): Coupling a groundwater model with a land surface model to improve water and energy cycle simulation. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 16, S. 4707-4723.
- Tinet, A.J., Chanzy, A., Braud, I., Crevoisier, D., Lafolie, F. (2015): Development and evaluation of an efficient soil-atmosphere model (FHAVeT) based on the Ross fast solution of Richards equation for bare soil conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 19, S. 969-980.
- Toffaletti, F.B. (1968): A procedure for computation of the total river sand discharge and detailed distribution, bed to surface. *Technical Report No.5*, Committee on Channel Stabilization, U.S. Army Corps of Engineers, USA, 29 S.
- Tosonoğlu, F., Can, I. (2015): Synthetic Daily Flow Duration Curves for the Coruh River Basin, Turkey. *International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*, Vol. 9, No. 6, S. 724-727.
- Tracy, H.J., Lester, C.M. (1961): Resistance Coefficients and Velocity Distribution Smoot Rectangular Channel. *Laboratory Studies of Open-Channel Flow*, Geological Survey Water-Supply, Paper 1592-A, Washington, USA, 18 S.
- Trimble, S.W. (1997): Contribution of Stream Channel Erosion to Sediment Yield from an Urbanizing Watershed. *Science*, Vol. 278, S. 1442-1444.
- Turkeltaub, T., Kurtzman, D., Bel, G., Dahan, O. (2015): Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone. *Journal of Hydrology*, Vol. 552, S. 618-627.
- Twarakavi, N.K.C., Šimůnek, J., Seo, S. (2008): Evaluating Interactions between Groundwater and Vadose Zone Using the HYDRUS-Based Flow Package for MODFLOW. *Vadose Zone Journal*, Vol. 7, S. 757-768.
- Tyralla, C. (2016): Identifikation und Reduktion struktureller Unsicherheiten in hydrologischen Modellen, Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik, Ruhr-Universität Bochum, Dissertation, 235 S.
- Tyree, M.T. (2003): Matric Potential. *Encyclopedia of Water Science*, Stewartm B.A., Howell, T.A. (eds.), New York, USA, S. 615-617.
- Urban, B. (2002): Manual for Analysis of Soils and Related Materials. In: *Sustainable Water and Soil Management*, Kunst, S., Kruse, T., Burmester, A. (eds.), Springer Verlag, Heidelberg, Deutschland, S. 321-369.
- USACE - U.S. Army Corp of Engineers (2000): Design and Construction of Levees. *Manual No. 1110-2-1913*, USA, 164 S.
- USACE - U.S. Army Corp of Engineers (USACE) (2010): Hec Ras River Analysis System. *Hydraulic Reference Manual*, Version 4.1, USA, 417 S.
- USACE - U.S. Army Corp of Engineers (2012): Hec GeoRas – GIS Tools for Support of HEC-RAS using ArcGIS 10, User's Manual, Version 10, USA, 242 S.
- USACE - U.S. Army Corp of Engineers (2014): Guidelines for Landscape Planting and Vegetation Management at Levees, Floodwalls, Embankment Dams, and Appurtenant Structures. *Technical Letter No. ETL 1110-2-583*, USA, 48 S.
- USDA – U.S. Department of Agriculture (2007): Rosgen Geomorphic Channel Design. In: Part 654 Stream Restoration Design – National Engineering Handbook, Chapter 11, 76 S.

USDA – U.S. Department of Agriculture (2009): Streambank erosion factors, mechanisms, and causes. In: *EFH Notice 210-WI-119*, Chapter 16, Companion Document 580-4, 6 S.

USDBR - U.S. Department of Interior Bureau of Reclamation (2006): *Erosion and Sedimentation Manual*. Sedimentation and River Hydraulics Group, Denver, Colorado, USA, Cap. 5, 83 S.

Valencia, D., Schaake, J.C. (1973): Disaggregation Processes in Stochastic Hydrology. *Water Resources Research*, Vol. 9, No. 3, S. 580-585.

Vanoni, V. (1964): Measurements of Critical Shear Stress for Entraining Fine Sediment in a Boundary Layer. *Report No. KH-R-7*, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, USA, 46 S.

Van Eck, W.H.J.M., Lenssen, J.P.M., van de Steeg, H.M., Blom, C.W.P.M., de Kroon, H. (2006): Seasonal dependent effects of flooding on plant species survival and zonation: a comparative study of 10 terrestrial grassland species. *Hydrobiology*, Vol. 565, S. 59-69.

Van Genuchten, M.T. (1978): Numerical Solutions of the One-Dimensional Saturated-Unsaturated Flow Equation. *Research Report 78-WR-09*, Water Resources Program, Department of Civil Engineering, Princeton University, USA, 56 S.

Van Genuchten, M. Th. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 44, N°5, S. 892-898.

Van Genuchten, M. Th., Nielsen, D.R. (1985): On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annals Geophysical*, Vol. 3, S. 615-628.

Van Rijn, L.C. (1989): The State of the Art in Sediment Transport Modelling. *Invited Lecture International Symposium*, American Society of Civil Engineers -ASCE, New Orleans, USA, 32 S.

Van Rijn, L.C. (1993): *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, The Netherlands, 614 S.

Vahrenholt, F., Lüning, S. (2012): *Die Kalte Sonne – Warum die Klimakatastrophe nicht stattfindet*. Hoffmann und Campe Verlag, Hamburg, Deutschland, 441 S.

Västilä, K., Järvelä, J., Aberle, J. (2013): Characteristic reference areas for estimating flow resistance of natural foliated vegetation. *Journal of Hydrology*, Vol. 492, S. 49-60.

Vargas-Luna, A., Crosato, A., Uijtewall, W.S.J. (2015): Effects of vegetation on flow and sediment transport: comparative analyses and validation of predicting models. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol 40, S. 157-176.

Venditti, J., Church, A. (2005): Bed Form initiation from a flat sand bed. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, S. 1-19.

Vervuren, P.J.A., Blom, W.P.M., De Kroon, H. (2003): Extreme flooding events on the Rhine and the survival and distribution of riparian plant species. *Journal of Ecology*, Vol. 91, S. 135-146.

Viera, D.A., Wu, W. (2002): One-Dimensional Channel Network Model CCHE1D Version 3.0 – User's Manual. Technical Report No. NCCHE-TR-2002-02, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, The University of Mississippi, USA. 171 S.

- Viparelli, E., Gaeuman, D., Wilcock, P., Parker, G. (2011): A Model to Predict the Evolution of a Gravel Bed River Under an Imposed Cyclic Hydrograph and its Application to the Trinity River. *Water Resources Research*, Vol. 47, S. 1-22.
- Vogel, T., Cislserova, M. (1988): On the Reliability of Unsaturated Hydraulic Conductivity Calculated from the Moisture Retention Curve. *Transport in Porous Media*, Vol. 3, S. 1-15.
- Vogel, R., Tsai, Y., Limbrunner, J. (1998): The regional persistence and variability of annual streamflow in the United States. *Water Resources Research*, Vol.34, No.12, S. 3445-3459.
- Vollmer, S., Schriever, S. (2004): Feststofftransport und Flussbettentwicklung der Elbe, *Bericht BfG 1431*, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, Deutschland, 38 S.
- Vollmer, S., Schriever, S. (2005): Feststoffhaushalt der Elbe. In: Feststoffhaushalt und Sedimentbewirtschaftung – anthropogene Steuerung natürlicher Prozesse?. Veranstaltungen 4/2005, Bundesanstalt für Gewässerkunde. S. 25-36.
- Vollmer, S., Grätz, D., Schriever, S., Krötz, K., König, F., Svenson, C., Promny, M., Busch, N., Hatz, M. (2014): Sedimenttransport und Flussbettentwicklung der Binnenelbe. *KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS – 67/2014*, 95 S.
- Von Storch, H. (1999): On the Use of “Inflation” in Statistical Downscaling. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, Vol. 12, Issue 12, S. 3505-3506.
- Walling, D.E., Owens, P.N., Leeks, G.J.L. (1999a): Fingerprinting suspended sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK, S. 955-975.
- Walling, D.E., Owens, P.N., Leeks, G.J.L. (1999b): Rates of contemporary overbank sedimentation and sediment storage on the floodplains of the main channel systems of the Yorkshire Ouse and River Tweed, UK. *Hydrological Processes*, Vol. 13, S. 993-1009.
- Wassen, M.J., Peeters, W.H.M., Venterink, H.O. (2002): Patterns in vegetation, hydrology, and nutrient availability in an undisturbed river floodplain in Poland. *Plan Ecology*, Vol. 165, S. 27-43.
- Westra, S., Brown, C., Lall, U., Sharma, A. (2007): Principal component analysis or independent component analysis?. *Water Resources Research*, Vol. 43, S. 1-11.
- Weniger, T. (2010): Untersuchungen zur Auenbodenentwicklung und zu ausgewählten Standorteigenschaften in der Mäanderschleife Wehningen – Ein Beitrag zur zukunftsfähigen Gestaltung der Kulturlandschaft an der unteren Mittel-Elbe. *Diplomarbeit*, Leuphana Universität Lüneburg, 89 S.
- White, M.D., Oostrom, M. (2003): STOMP Subsurface Transport Over Multiple Phases – Version 3.0. *User’s Guide PNNL-14286*, Pacific Northwest National Laboratory, U.S. Department of Energy, USA, 316 S.
- Wichmann, B. A., Hill, I. D. (1982): Algorithm AS183 An Efficient and Portable Pseudo-random Number Generator. *Applied Statistics*, Vol. 31, No.2, S. 188-190.
- Wiesel, A., Bibi, O., Globerson, A. (2013): Time Varying Autoregressive Moving Average Models for Covariance Estimation. *IEEE Transactions on Signal Processing*, Vol. 61, N0.11, S. 2791-2801.
- Wilcock, P.R. (1996): Estimating local bed shear stress from velocity observations. *Water Resources Research*, Vol. 32, No. 11, S. 3361-3366.

- Wilcock, P.R., Kenworthy, S.T., Crowe, J.C. (2001): Experimental study of the transport of mixed sand and gravel. *Water Resources Research*, Vol. 37, No.12, S. 3349-3358.
- William, G.P., Wolman, M.G. (1984): Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. *Geological Survey Professional Paper 1286*, U.S. Department of the Interior, USA, 65 S.
- Williams, M. (2000): Dark ages and dark areas: global deforestation in the deep past. *Journal of Historical Geography*, Vol. 26, Issue 1, S. 28-46.
- Wilmanns, O. (1998): Ökologische Pflanzensoziologie – Eine Einführung in die Vegetation Mitteleuropas. 6. Auflage, Quelle & Meyer Verlag, Wiesbaden, Deutschland, 387 S.
- Wilson, C.A.M.E., Hoyt, J., Schnauder, I. (2008): Impact of Foliage on the Drag Force of Vegetation in Aquatic Flows.
- Wirtz, C. (2004): Hydromorphologische und morphodynamische Analyse von Bühnenfeldern der unteren Mittelbe im Hinblick auf eine ökologische Gewässerunterhaltung. *Dissertation*, Freie Universität Berlin, 290 S.
- Witkowska-Walczak, B. (2006): Hysteresis between wetting and drying processes as affected by soil aggregate size. *International Agrophysics*, Vol. 20, S. 359-365.
- Woldstedt, P. (1955): Die Geschichte des Flussnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 7, S. 5-12.
- Wolman, M.G., Miller, J.P. (1960): Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *The Journal of Geology*, Vol. 68, Issue 1, S. 54-74.
- WSV – Wasser- und Schifffahrtverwaltung des Bundes, Deutschland. [www.pegelonline.wsv.de](http://www.pegelonline.wsv.de)
- Wu, W., He, Z., Wang, S.S.Y. (2006): Flow Conveyance and Sediment Transport Capacity in Vegetated Channels. *The 7<sup>th</sup> International Conference on Hydroscience and Engineering (ICHE-2006)*, Philadelphia, USA, S. 1-12.
- Wu, F., Shen, H.W., Chou, Y. (1999): Variation of Roughness Coefficients for Unsubmerged and Submerged Vegetation. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 125, Issue 9, S. 934-942.
- Wunder, S., Lehmann, B., Nestmann, F. (2011): Determination of the coefficients of emergent and just submerged willows. *International Journal of River Basin Management*, Vol. 9, Issue 1, S. 1-6.
- Wechsung F. (2008): Challenges of global change for the Elbe river basin. In: *Integrated Analysis of the Impacts of Global Change on Environment and Society in the Elbe Basin – GLOWA Global Change and the Hydrological Cycle*. Wechsung, F., Kaden, S., Behrendt, H., Klöcking, B. (eds.). Weißensee Verlag, Berlin, Deutschland, S. 3-50.
- Yakowitz, S. (1973): A Stochastic Model for Daily River Flows in an Arid Region. *Water Resources Research*, Vol. 9, Issue 5, S. 1271-1285.
- Yang, S., Hu, J., Guo, Y.K., Li, D., Wang, X. (2010): Study of flow resistance in open channels. *River Flow 2010 – Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics*, Vol. 1, Dittrich, Koll, Aberle & Geisenhainer (eds.), Bundesanstalt für Wasserbau, S. 353-358.

- Yang, X. (2003): Manual on Sediment Management and Measurement. *WMO-No.948. Operational Hydrology Report No 47*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 158 S.
- Yang, C.T., Huang, J.V., Greimann, B.P. (2005): GSTAR-1D 1.0.2 – Generalized Sediment Transport for Alluvial Rivers – One Dimension. *User's Manual*, US Department of Interior Bureau of Reclamation Technical Service Center, USA, 73 S.
- Yang, C.T. (1973): Incipient Motion and Sediment Transport. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, Vol. 99, No. NY10, S. 1679-1704.
- Yen, B.C. (2002): Open Channel Flow Resistance. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 128, No. 1, S. 20-39.
- Yen, B.C., Tsai, C.W.S. (2001): On noninertia wave versus diffusion wave in flood routing. *Journal of Hydrology*, Vol. 244, S. 97-104.
- Yevjevich, V. (1963): Fluctuations of Wet and Dry Years: Research data assembly and mathematical models – Part 1. *Hydrology Papers*, No 1, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 55 S.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G. (2002): The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, Vol. 16, S. 1807-1829.
- Zapata, C., Vahos, M., Romero C. (2007): Modelamiento del Caudal de un río para estudios de confiabilidad de largo plazo de sistemas eléctricos. *Scientia et Technica*, Año XIII, Vol. 1, No 34, Universidad Tecnológica de Pereira.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, f., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A.P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L., Cáceres, B., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L., Delgado Granados, H., Demuth, M., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V., Portocarrero, C., Prinz, R., Sangewar, C., Severskiy, I., Sigurðsson, O., Soruco, A., Usubaliev, R., Vincent, C., (2015): Historically unprecedented global glacier decline in early 21st century. *Journal of Glaciology*, Vol. 61, No. 228, S. 745-762.
- Zeng, X., Decker, M. (2009): Improving the Numerical Solution of Soil Moisture-Based Richards Equation for Land Models with a Deep or Shallow Water Table. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 10, S. 308-319.
- Zhu, Y., Shi, L., Lin, L., Yang, J., Ye, M. (2012): A fully coupled numerical modeling for regional unsaturated-saturated water flow. *Journal of Hydrology*, Vol. 475, S. 188-203.
- Zieger, C. (1989): Kornzusammensetzung der Elbesohle zwischen Strom-km 473.95 und 582.08 auf Grund von Sohlenprobenahmen im August/September 1988. BfG 0522, Bundesanstalt für Gewässerkunde. Berlin. Deutschland.
- Zimmermann, E.D., Basile, P.A. (2008): Uso de funciones de pedotransferencia para la estimación de parámetros hidráulicos en suelos limosos (Llanura Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, Vol 119, Nr. 1, S. 71-80.
- Zobeyer, A.T.M.H., Steffler, P.M. (2010): Modeling flow in curved open channel by a quasi-3D model. *River Flow 2010 – Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics*, Vol. 2, Dittrich, Koll, Aberle & Geisenhainer (eds.), Bundesanstalt für Wasserbau, S. 1535-1542.

## 8.- ANHANG

### 8.1 CERA-Datenbank

#### (Siehe Kapitel 4.2.3.2)

Im vorliegenden Abschnitt wird Bezug auf die CERA<sup>22</sup>-Datenbank genommen, da Daten von CERA (Klimamodell REMO) für die vorliegende Untersuchung verwendet wurden.

Die Datenbank CERA wurde vom Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) im Jahr 1998 für die Speicherung der Ergebnisse der Klimaforschung und den wissenschaftlichen Austausch in Deutschland entwickelt. Die Ergebnisse der mit verschiedenen regionalen Modellen durchgeführten Modellierungen befinden sich gegenwärtig in der Datenbank CERA (<http://cera-www.dkrz.de>). Die Ergebnisse, z.B. vom Modell REMO, sind in drei Datengruppen aufgeteilt, nämlich REMO-UBA<sup>23</sup> Datenstrom 1, Datenstrom 2 und Datenstrom 3 (Jacob et al., 2008). Wesentliche Merkmale dieser Gruppen sind:

REMO-UBA Datenstrom 1: Daten, die mit dem Modell-Gitter (System rotierter Koordinaten) verknüpft sind. Diese Gruppe enthält Stundendaten in Monatsreihen und Monatsdurchschnitten, z.B. zu Bewölkung [Fraktion], 2m-Temperatur [K], Bodentemperatur [K], thermische Strahlung [ $W/m^2$ ], 10m-Windgeschwindigkeit [m/s] und Blattflächenindex [-].

REMO-UBA Datenstrom 2: Komplementäre Daten zu denen der vorhergehenden Gruppe, wie Extremwerte und Indizes. Die zeitliche Auflösung ist variabel, z.B. Niederschlag [mm], Abfluss [mm], Evaporation [mm], Temperatur [K], Feuchte [Fraktion] und Strahlung [ $W/m^2$ ].

REMO-UBA Datenstrom 3: Daten der SGA (Service-Gruppe-Anpassung), die in ein gleichmäßiges geografisches Gitter interpoliert wurden. Enthält Teile der Daten der in REMO genutzten Variablen sowie abgeleitete Parameter. Die zeitliche Auflösung ist variabel, z.B. Bewölkung [Fraktion], Albedo [ $W/m^2$ ] und Evaporation [mm].

---

<sup>22</sup> CERA ist die Abkürzung von *Climate and Environmental Retrieval and Archive*

<sup>23</sup> REMO-UBA ist der Lauf des REMO-Modells im Auftrag von Umweltbundesamt im Jahr 2006. REMO\_UBA-Läufe stehen über die CERA-Datenbank zur Verfügung.

## 8.2 SRES-Szenarien

### (Siehe Kapitel 2.1.4)

Die SRES-Szenarien (*Special Report on Emissions Scenarios-SRES*) sind wahrscheinliche zukünftige Szenarien für die Emission der Treibhausgase. Diese Szenarien wurden zwischen 1990 und 1992 durch das IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) entwickelt. Sie haben eine breite Anwendung für die Analyse des Klimawandels, seine Auswirkungen und für die Optionen des Klimaschutzes. Die Szenarien wurden 1996 geändert, als neue Merkmale eingefügt wurden, die nach 1992 identifiziert worden waren.

Die Szenarien berücksichtigen demografische Aspekte (Bevölkerungswachstum), wirtschaftliche Aspekte (Wirtschaftswachstum) und technologische Aspekte, letztere bezogen auf die Emission von Treibhausgasen und Schwefeldioxid (Energieversorgung, Energiebedarf, Fluorchlor- und Halogenkohlenwasserstoffe, Entwaldung, Landwirtschaft), siehe Abb. 8.2.1.

Die definierten Szenarien-Familien erhielten die Bezeichnungen A1, B1, A2, B2, und die definierten Gruppen von Szenarien A1F1, A1T, A1B, A2, B1, B2. Die Mehrheit der modellierten Szenarien konzentrierte sich auf die Entwicklungslinie der Familie A1.

Die SRES-Szenarien und einige Kombinationen davon werden durch die globalen und regionalen Klimamodelle simuliert (IPCC, 2000). Die wesentlichen Merkmale der Emission-Szenarien A1, A2, B1 und B2 sind:

**A1:** Es gibt ein sehr rasches wirtschaftliches Wachstum. Abnahme der Weltbevölkerung ab Mitte des 21. Jahrhunderts. Rasche Einführung von neuen und effizienteren Technologien. Annäherung der Regionen mit erheblicher Verminderung der regionalen Differenzen im Pro-Kopf-Einkommen. Die drei A1-Gruppen unterscheiden sich durch ihre technologischen Schwerpunkte: intensive Nutzung fossiler Brennstoffe (**A1F1**), nicht fossiler Energiequellen (**A1T**) und Ausgeglichenheit über alle Energieträger (**A1B**)

**A2:** Beschreibt eine sehr heterogene Welt, in der Selbstgenügsamkeit und die Erhaltung lokaler Identitäten hervortreten. Es gibt eine stetige Zunahme der Weltbevölkerung. Die Wirtschaftsentwicklung ist regionalisiert, das Wirtschaftswachstum pro Kopf und der technologische Wandel sind fragmentiert und verlaufen langsamer als in anderen Entwicklungslinien.

**B1:** Beschreibt eine Welt, in der die Bevölkerung bis zur Jahrhundertmitte ein Maximum erreicht, um danach abzunehmen, wie in der Entwicklungslinie A1, jedoch mit schneller Veränderung der wirtschaftlichen Strukturen. Die Wirtschaft orientiert sich an Dienstleistungen und Information, mit geringerem Rohstoffverbrauch und der Einführung sauberer Technologien auf der Grundlage effizienter Ressourcennutzung. Weltweit zunehmende Orientierung auf wirtschaftliche, soziale und ökologische Nachhaltigkeit, ebenso wie auf mehr Gerechtigkeit. Es gibt keine zusätzlichen Klima-Initiativen.



**B2:** Weltweit herrschen lokale Lösungen für wirtschaftliche, soziale und ökologische Nachhaltigkeit vor. Die Bevölkerung nimmt langsamer als in A2 zu, mit einer mittleren wirtschaftlichen Entwicklung, weniger schnellen aber sehr unterschiedlichen technologischen Veränderungen, als dies für die Entwicklungslinien B1 und A1 unterstellt wird. Es gibt Maßnahmen zum Umweltschutz und zugunsten sozialer Gleichheit, jedoch in lokaler und regionaler Ausprägung.

## SRES Scenarios

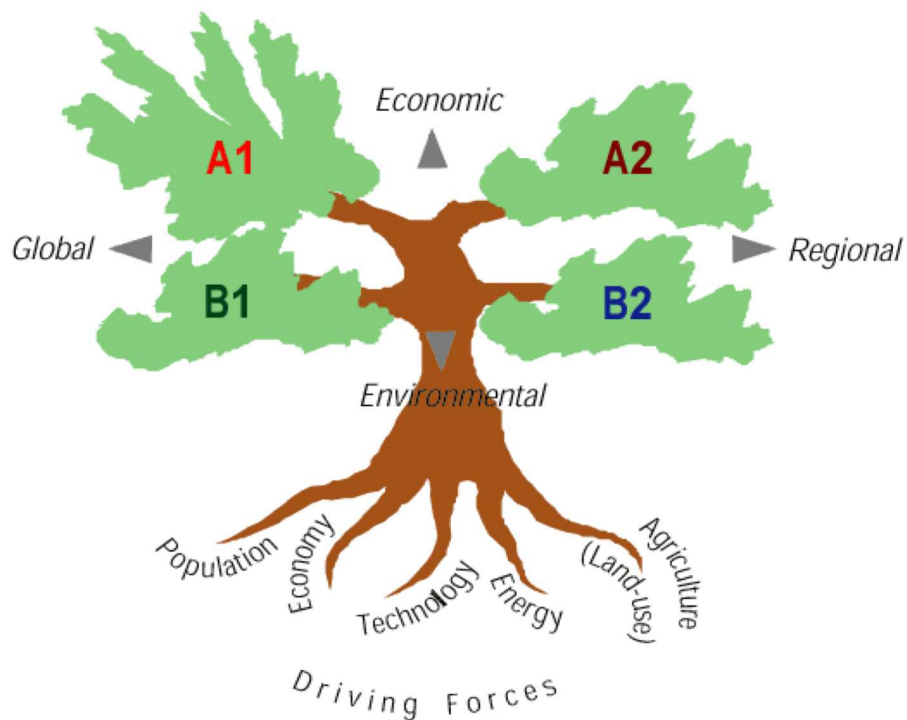


Abb. 8.2.1: Schematische Darstellung SRES-Szenarien (IPCC, 2000)

### SRES-Szenarien in REMO

In REMO wurden nach Jacob et al. (2008) Simulationen mit einer horizontalen Präzision von  $0.088^\circ$  (ca. 10 km) durchgeführt; sie betrafen Deutschland, Österreich und die Schweiz, außerdem die Einzugsgebiete von Rhein und Elbe, wie der Abbildung 8.2.2 zu entnehmen ist:

Die Szenarien A1B, A2 und B1 sind für den Zeitraum von 2001 bis 2100 entwickelt worden. Zusätzlich wurden Kontroll- und Validierungsszenarien für die Zeiträume 1950 bis 2000 und 1979 bis 2003 entworfen. Die Tabelle 8.2.1 zeigt eine Zusammenfassung der analysierten Szenarien:

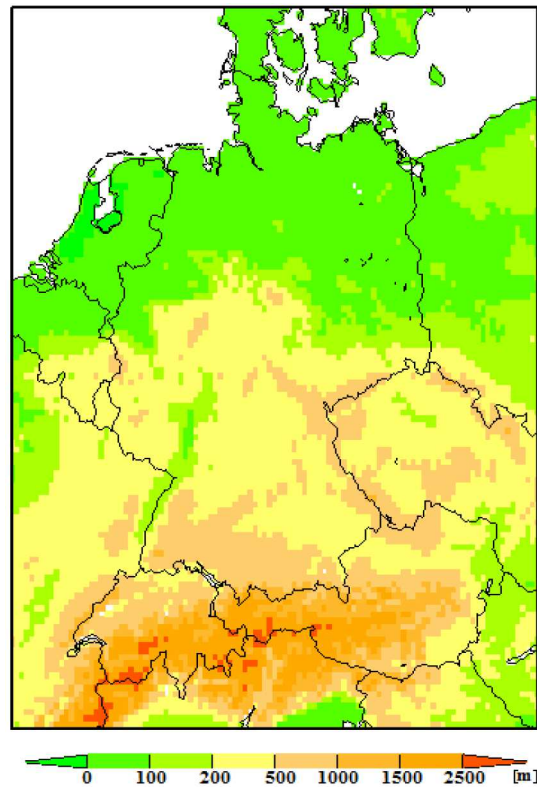


Abb. 8.2.2: REMO-Modellgebiet (Jacob et al., 2008)

In der Tabelle 8.2.1 sind zwei verschiedene horizontale Auflösungen zu sehen. Für die Erreichung einer horizontalen Präzision von  $0.088^\circ$  wurde die Methode der Doppelnestung verwendet. Durch diese Methode wurden zuerst die Ergebnisse des globalen Klimamodells ECHAM-5 als Eingangsparameter der REMO-Simulationen mit einer horizontalen Präzision von  $0.44^\circ$  (ca. 50 km) verwendet. In einem zweiten Schritt wurden die Ergebnisse der REMO-Simulationen von  $0.44^\circ$  als Eingangsparameter der REMO-Simulationen mit einer horizontalen Präzision von  $0.088^\circ$  (ca. 10 km) verwendet.

Tabelle 8.2.1: REMO-SRES Szenarien, Validierungs- und Kontrolllauf (Jacob et al., 2008)

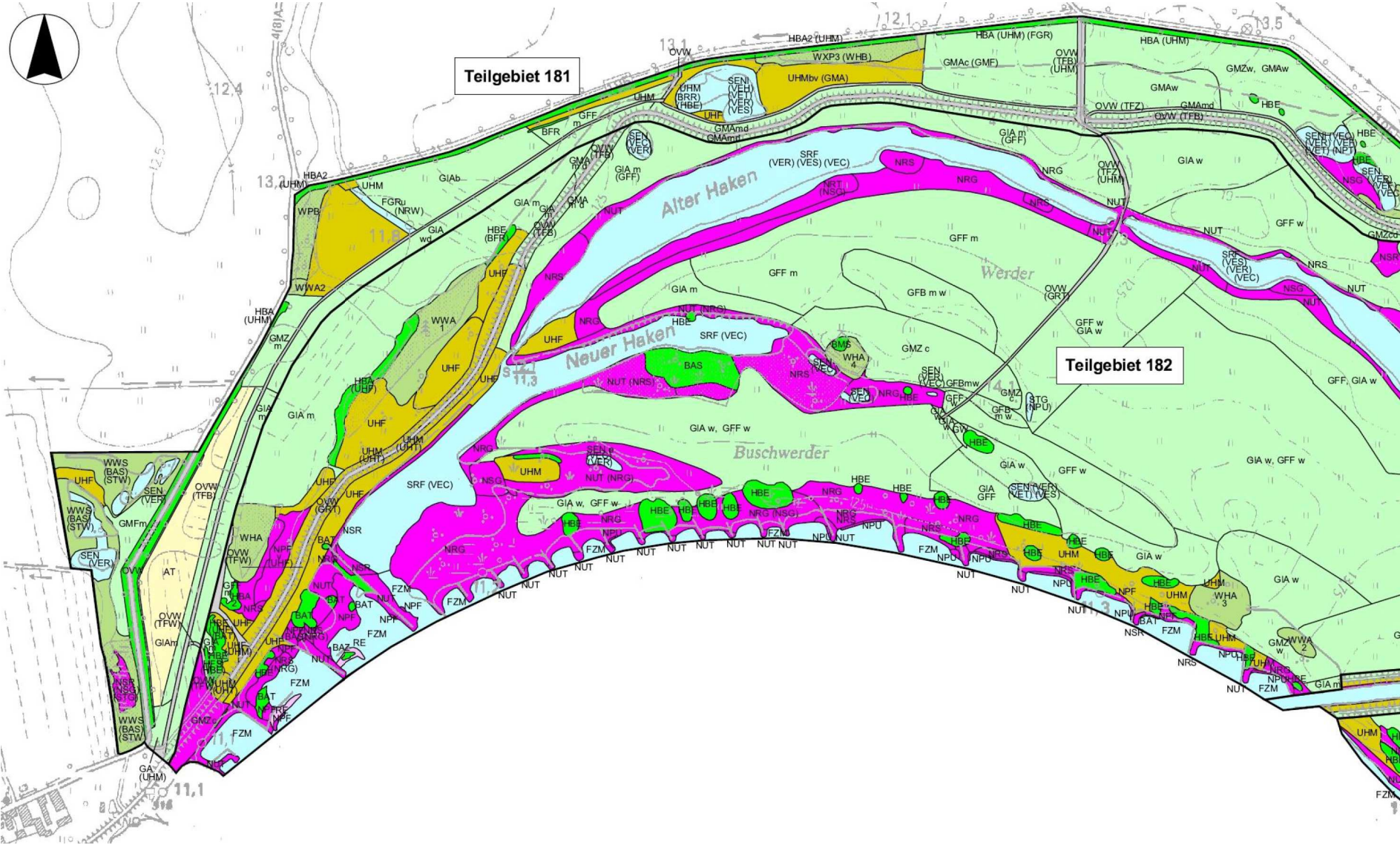
REMO-Version	horizontale Auflösung	Beschreibung	Zeitraum
5.8	$0.44^\circ$	Validierungslauf	1979-2003
5.8	$0.088^\circ$	Validierungslauf	1979-2003
5.8	$0.44^\circ$	Kontrolllauf	1950-2000
5.8	$0.088^\circ$	Kontrolllauf	1950-2000
5.8	$0.44^\circ$	A1B-Szenario	2001-2100
5.8	$0.088^\circ$	A1B-Szenario	2001-2100
5.8	$0.44^\circ$	A2-Szenario	2001-2100
5.8	$0.088^\circ$	A2-Szenario	2001-2100
5.8	$0.44^\circ$	B1-Szenario	2001-2100
5.8	$0.088^\circ$	B1-Szenario	2001-2100

### 8.3 Nachgewiesene Pflanzen im Wehninger Werder (Kaiser et al., 2005)

<i>Acer campestre</i>	<i>Campanula patula</i>	<i>Eleocharis palustris</i>
<i>Acer pseudoplatanus</i>	<i>Capsella bursa-pastoris</i>	<i>Elymus repens</i>
<i>Achillea millefolium</i>	<i>Cardamine pratensis</i>	<i>Equisetum arvense</i>
<i>Achillea ptarmica</i>	<i>Carduus crispus</i>	<i>Eragrostis albensis</i>
<i>Aegopodium podagraria</i>	<i>Carduus nutans</i>	<i>Eryngium campestre</i>
<i>Agrimonia eupatoria</i>	<i>Carex acuta</i>	<i>Erysimum cheiranthoides</i>
<i>Agrostis capillaris</i>	<i>Carex acutiformis</i>	<i>Euphorbia esula</i>
<i>Agrostis gigantea</i>	<i>Carex arenaria</i>	<i>Euphorbia palustris</i>
<i>Agrostis stolonifera</i>	<i>Carex disticha</i>	<i>Fagus sylvatica</i>
<i>Agrostis vinealis</i>	<i>Carex hirta</i>	<i>Fallopia convolvulus</i>
<i>Alisma plantago-aquatica</i>	<i>Carex praecox</i>	<i>Festuca ovina</i>
<i>Alliaria petiolata</i>	<i>Carex vesicaria</i>	<i>Festuca pratensis</i>
<i>Allium schoenoprasum</i>	<i>Carex vulpina</i>	<i>Festuca rubra</i>
<i>Allium scorodoprasum</i>	<i>Carpinus betulus</i>	<i>Filago arvensis</i>
<i>Allium vineale</i>	<i>Centaurea jacea</i>	<i>Frangula alnus</i>
<i>Alnus glutinosa</i>	<i>Cerastium arvense</i>	<i>Fraxinus excelsior</i>
<i>Alopecurus geniculatus</i>	<i>Cerastium holosteoides</i>	<i>Galeopsis tetrahit</i> agg.
<i>Alopecurus pratensis</i>	<i>Chaerophyllum bulbosum</i>	<i>Galium album</i>
<i>Angelica archangelica</i>	<i>Chaerophyllum hirsutum</i>	<i>Galium aparine</i>
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	<i>Chelidonium majus</i>	<i>Galium palustris</i>
<i>Anthriscus sylvestris</i>	<i>Chenopodium album</i>	<i>Galium verum</i>
<i>Apium inundatum</i>	<i>Chenopodium glaucum</i>	<i>Geranium robertianum</i>
<i>Arctium lappa</i>	<i>Chenopodium polyspermum</i>	<i>Glechoma hederacea</i>
<i>Armeria maritima</i> ssp. <i>elongata</i>	<i>Cichorium intybus</i>	<i>Glyceria fluitans</i>
<i>Arrhenatherum elatius</i>	<i>Cirsium arvense</i>	<i>Glyceria maxima</i>
<i>Artemisia annuus</i>	<i>Cirsium palustre</i>	<i>Gnaphalium uliginosum</i>
<i>Artemisia campestris</i>	<i>Cirsium vulgare</i>	<i>Hedera helix</i>
<i>Artemisia vulgaris</i>	<i>Cnidium dubium</i>	<i>Heracleum sphondylium</i>
<i>Asparagus officinalis</i>	<i>Convolvulus arvensis</i>	<i>Herniaria glabra</i>
<i>Aster parviflorus</i>	<i>Conyza canadensis</i>	<i>Hieracium laevigatum</i>
<i>Atrip patula</i>	<i>Corrigiola littoralis</i>	<i>Hieracium umbellatum</i>
<i>Atriplex prostrata</i>	<i>Corynephorus canescens</i>	<i>Holcus lanatus</i>
<i>Betula pendula</i>	<i>Crataegus spec.</i>	<i>Humulus lupulus</i>
<i>Bidens frondosa</i>	<i>Cruciata laevipes</i>	<i>Hydrocotyle vulgaris</i>
<i>Bidens radiata</i>	<i>Cucubaler baccifer</i>	<i>Hypericum perforatum</i>
<i>Bidens tripartita</i>	<i>Cuscuta campestris</i>	<i>Hypochaeris radicata</i>
<i>Bolboschoenus maritimus</i>	<i>Cuscuta europaea</i>	<i>Impatiens parviflora</i>
<i>Bromus hordeaceus</i>	<i>Dactylis glomerata</i>	<i>Inula britannica</i>
<i>Bromus inermis</i>	<i>Daucus carota</i>	<i>Iris pseudacorus</i>
<i>Butomus umbellatus</i>	<i>Deschampsia cespitosa</i>	<i>Jasione montana</i>
<i>Calamagrostis epigejos</i>	<i>Deschampsia flexuosa</i>	<i>Juncus articulatus</i>
<i>Callitriche palustris</i> agg.	<i>Dianthus carthusianorum</i>	<i>Juncus compressus</i>
<i>Calluna vulgaris</i>	<i>Dianthus deltoides</i>	<i>Juncus effusus</i>
<i>Caltha palustris</i>	<i>Dryopteris carthusiana</i>	<i>Juncus filiformis</i>
<i>Calystegia sepium</i>	<i>Echium vulgare</i>	<i>Lathyrus pratensis</i>
<i>Lemna gibba</i>	<i>Potentilla reptans</i>	<i>Sonchus asper</i>

<i>Lemna minor</i>	<i>Prunella vulgaris</i>	<i>Sparganium erectum</i>
<i>Lemna trisulca</i>	<i>Prunus spinosa</i>	<i>Spergularia echinosperma</i>
<i>Leontodon autumnale</i>	<i>Pseudolysimachion longifolium</i>	<i>Spirodela polyrhiza</i>
<i>Leonurus marrubiastrum</i>	<i>Pulicaria vulgaris</i>	<i>Stachys palustris</i>
<i>Leucanthemum vulgare</i>	<i>Quercus robur</i>	<i>Stellaria aquatica</i>
<i>Linaria vulgaris</i>	<i>Ranunculus acris</i>	<i>Stellaria graminea</i>
<i>Lolium perenne</i>	<i>Ranunculus bulbosus</i>	<i>Stellaria media</i>
<i>Lotus corniculatus</i>	<i>Ranunculus flammula</i>	<i>Stellaria palustris</i>
<i>Lotus pedunculatus</i>	<i>Ranunculus peltatus</i>	<i>Stratiotes aloides</i>
<i>Lycopus europaeus</i>	<i>Ranunculus repens</i>	<i>Symphytum officinale</i>
<i>Lysimachia nummularia</i>	<i>Rhamnus cathartica</i>	<i>Tanacetum vulgare</i>
<i>Lysimachia vulgaris</i>	<i>Ribes rubrum</i>	<i>Taraxacum officinale</i> agg.
<i>Lythrum salicaria</i>	<i>Rorippa amphibia</i>	<i>Teesdalia nudicaulis</i>
<i>Maianthemum bifolium</i>	<i>Rorippa palustris</i>	<i>Thalictrum flavum</i>
<i>Melampyrum pratense</i>	<i>Rorippa sylvestris</i>	<i>Tilia cordata</i>
<i>Mentha arvensis</i>	<i>Rosa canina</i>	<i>Torilis japonica</i>
<i>Milium effusum</i>	<i>Rubus caesius</i>	<i>Tragopogon pratensis</i>
<i>Myosotis arvensis</i>	<i>Rubus fruticosus</i> agg.	<i>Trientalis europaeus</i>
<i>Myosotis scorpioides</i>	<i>Rumex acetosa</i>	<i>Trifolium arvense</i>
<i>Myosurus minimus</i>	<i>Rumex acetosella</i>	<i>Trifolium campestre</i>
<i>Nuphar lutea</i>	<i>Rumex crispus</i>	<i>Trifolium dubium</i>
<i>Oenanthe aquatica</i>	<i>Rumex maritimus</i>	<i>Trifolium pratense</i>
<i>Oenanthe fistulosa</i>	<i>Rumex obtusifolius</i>	<i>Trifolium repens</i>
<i>Oenothera parviflora</i>	<i>Rumex thyrsoiflorus</i>	<i>Tripleurospermum perforatum</i>
<i>Persicaria amphibia</i>	<i>Sagittaria sagittifolia</i>	<i>Typha latifolia</i>
<i>Persicaria hydropiper</i>	<i>Salix alba</i>	<i>Ulmus laevis</i>
<i>Persicaria lapathifolium</i>	<i>Salix cinerea</i>	<i>Ulmus minor</i>
<i>Phalaris arundinacea</i>	<i>Salix viminalis</i>	<i>Urtica dioica</i> ssp. <i>dioica</i>
<i>Phleum pratense</i>	<i>Sambucus nigra</i>	<i>Urtica dioica</i> ssp. <i>galeopsifolia</i>
<i>Phragmites australis</i>	<i>Saponaria officinalis</i>	<i>Vaccinium myrtillus</i>
<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Schoenoplectus lacustris</i>	<i>Valeriana officinalis</i>
<i>Plantago lanceolata</i>	<i>Scrophularia nodosa</i>	<i>Veronica chamaedrys</i>
<i>Plantago major</i>	<i>Scutellaria galericulata</i>	<i>Veronica scutellata</i>
<i>Poa nemoralis</i>	<i>Scutellaria hastifolia</i>	<i>Vicia cracca</i>
<i>Poa palustris</i>	<i>Sedum acre</i>	<i>Vicia sepium</i>
<i>Poa pratensis</i>	<i>Senecio aquaticus</i>	<i>Viola riviniana</i>
<i>Poa trivialis</i>	<i>Senecio paludosus</i>	<i>Viola tricolor</i> ssp. <i>tricolor</i>
<i>Polygonatum multiflorum</i>	<i>Silene flos-cuculi</i>	<i>Xanthium albinum</i>
<i>Polygonum aviculare</i>	<i>Silene latifolia</i> ssp. <i>alba</i>	
<i>Populus nigra</i>	<i>Silene vulgaris</i>	
<i>Populus tremula</i>	<i>Sisymbrium officinale</i>	
<i>Populus xcanadensis</i>	<i>Sium latifolium</i>	
<i>Potamogeton trichoides</i>	<i>Solanum dulcamara</i>	
<i>Potentilla anserina</i>	<i>Solidago canadensis</i>	

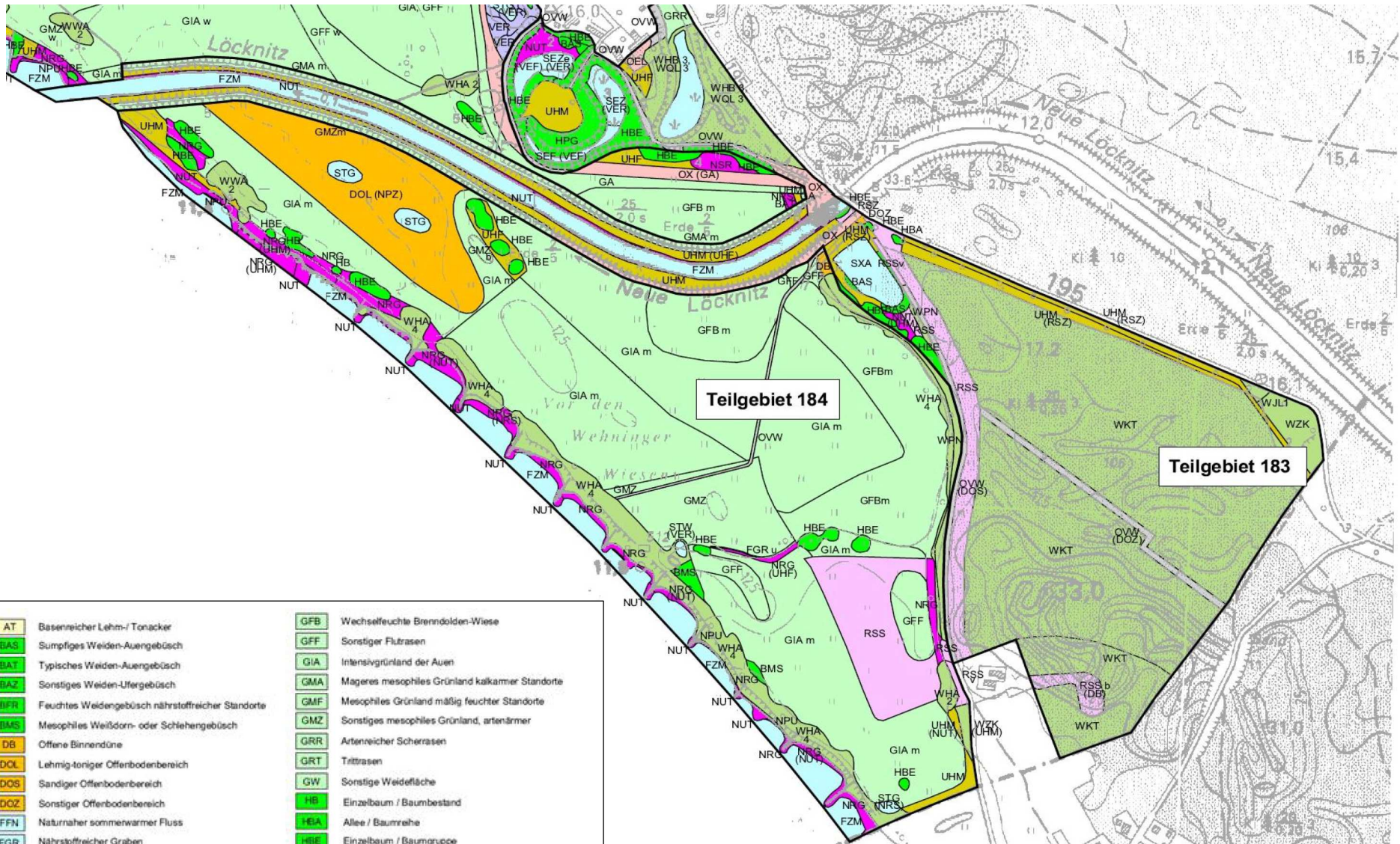
**8.4 Biotoptypen des Wehninger Werders 2005**  
 (Kaiser et al., 2005)





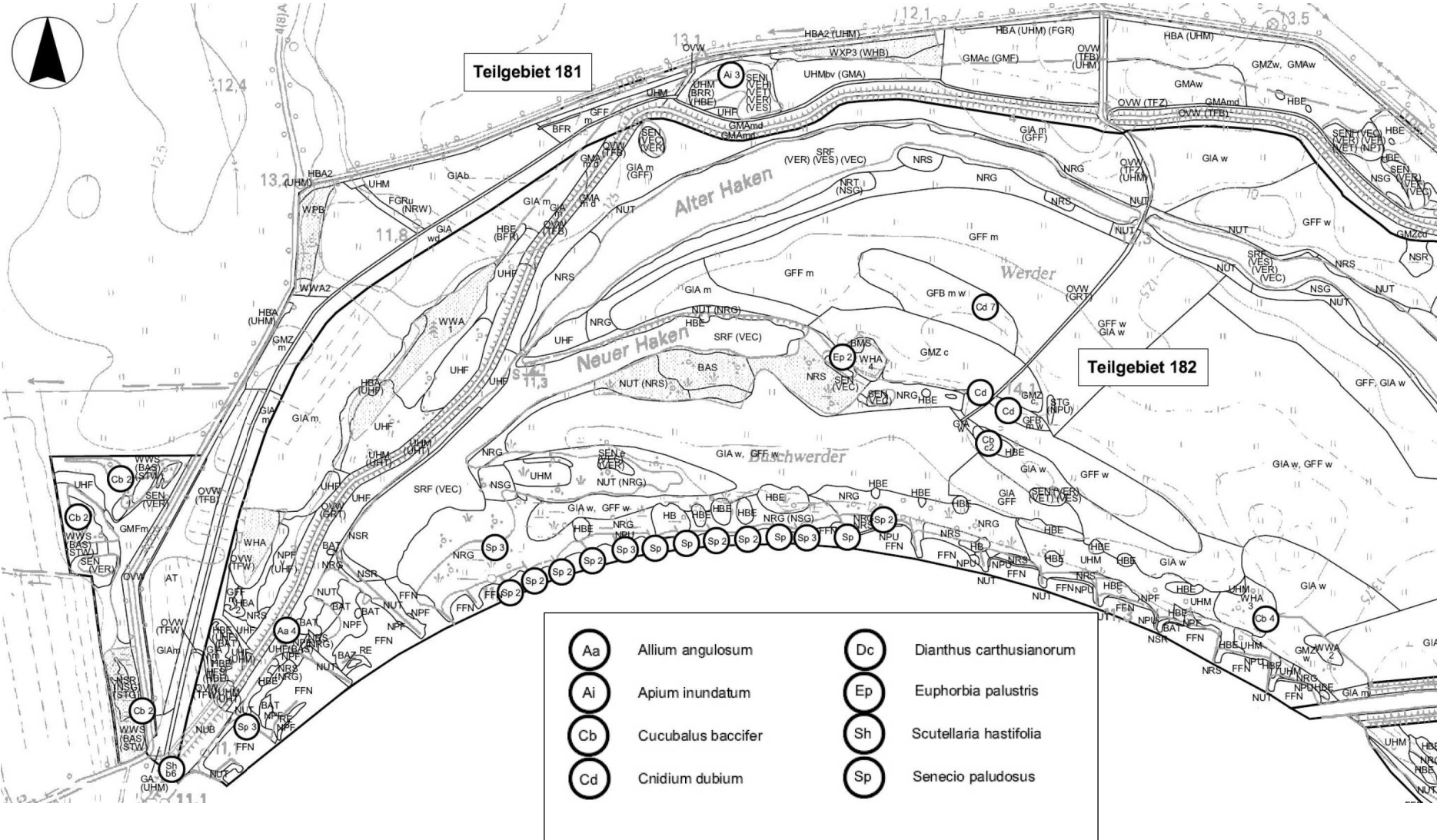




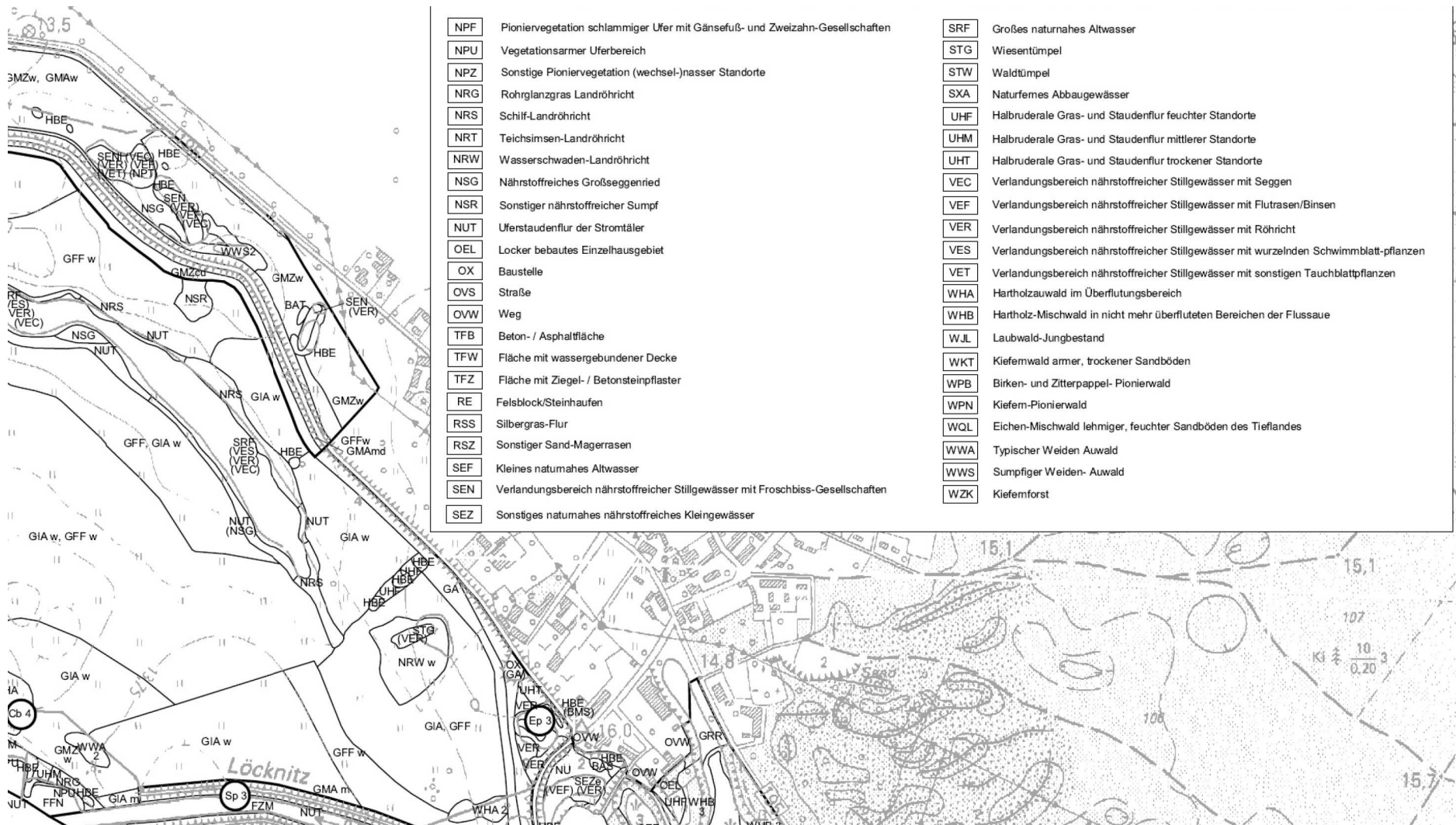


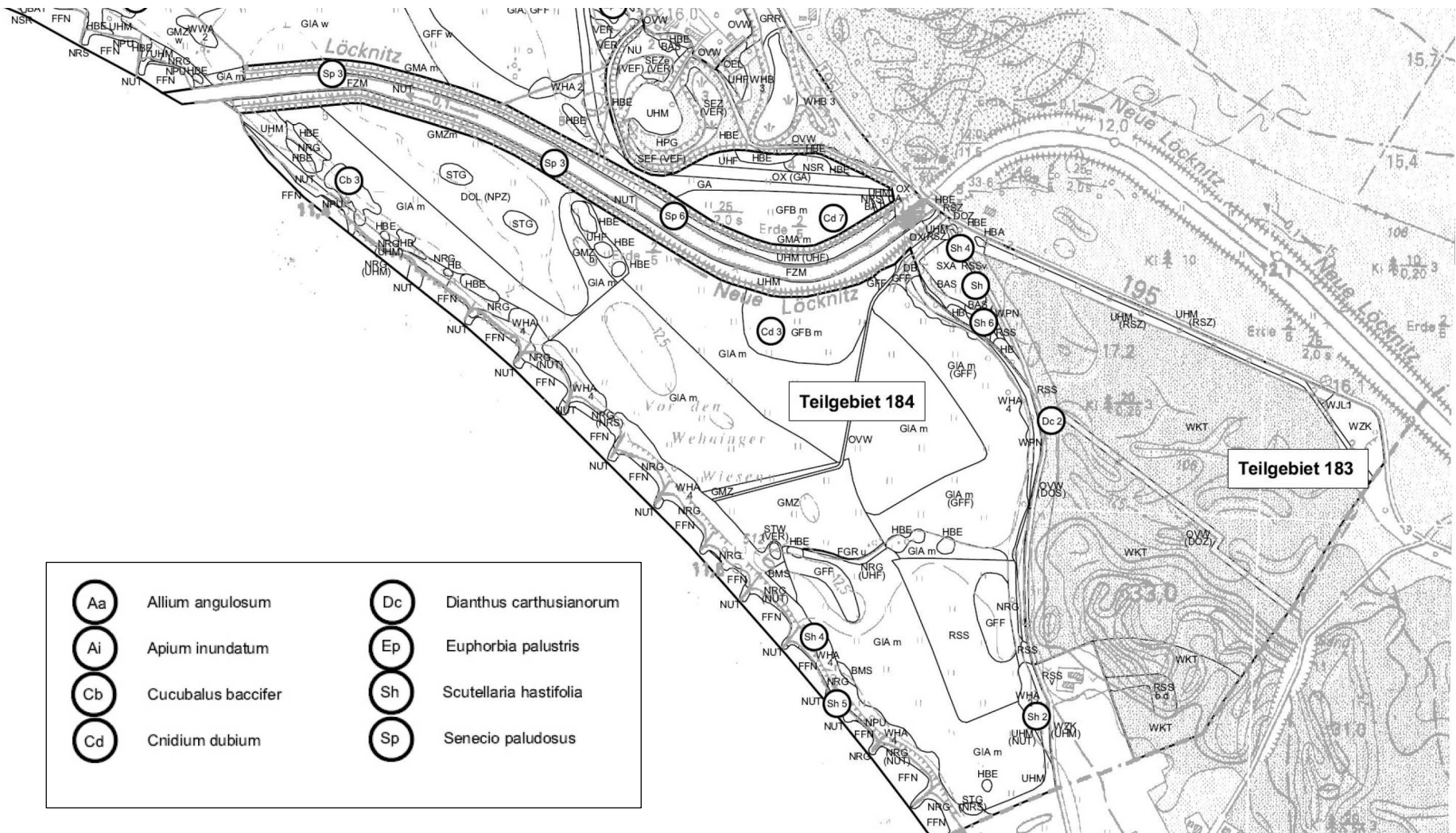
AT	Basenreicher Lehm-/Tonacker	GFB	Wechsefleuchte Brennolden-Wiese
BAS	Sumpfiges Weiden-Auengebüsch	GFF	Sonstiger Fluträsen
BAT	Typisches Weiden-Auengebüsch	GIA	Intensivgrünland der Auen
BAZ	Sonstiges Weiden-Ufergebüsch	GMA	Mageres mesophiles Grünland kalkarmer Standorte
BFR	Feuchtes Weidengebüsch nährstoffreicher Standorte	GMF	Mesophiles Grünland mäßig feuchter Standorte
BMS	Mesophiles Weißdorn- oder Schlehengebüsch	GMZ	Sonstiges mesophiles Grünland, artenärmer
DB	Offene Binnendüne	GRR	Artenreicher Scherrasen
DOL	Lehmig-toniger Offenbodenbereich	GRT	Taltrassen
DOS	Sandiger Offenbodenbereich	GW	Sonstige Weidefläche
DOZ	Sonstiger Offenbodenbereich	HB	Einzelbaum / Baumbestand
FFN	Naturnaher sommerwarmer Fluss	HBA	Allee / Baumreihe
FGR	Nährstoffreicher Graben	HBE	Einzelbaum / Baumgruppe
FZM	Mäßig ausgebauter Fluss	HFS	Strauchhecke
GA	Grünland-Einsatz	HPC	Standortgerechte Gehölzpflanzung

**8.5 Farn- und Blütenpflanzen der niedersächsischen Roten Liste im Wehninger Werder (Kaiser et al., 2005)**









<b>Aa</b>	Allium angulosum	<b>Dc</b>	Dianthus carthusianorum
<b>Ai</b>	Apium inundatum	<b>Ep</b>	Euphorbia palustris
<b>Cb</b>	Cucubalus baccifer	<b>Sh</b>	Scutellaria hastifolia
<b>Cd</b>	Cnidium dubium	<b>Sp</b>	Senecio paludosus

## 8.6.- Beschreibungen der Messtechnik – Klimamessstation

### a.- Temperatur / Feuchte der Luft

- Messelement (Typ): Temperatur: Pt100 1/3 DIN  
Feuchte: ROTRONIC Hygromer
- Messbereich: Temperatur: -40...+60°C  
Feuchte: 0... 100% rF
- Abweichung en 23°C: Temperatur:  $\pm 0.1$  K  
Feuchte:  $\pm 0.1$  % rF
- Schutzart: IP65
- Hersteller: Rotronic Modell MPH101A



### b.- Sonnenstrahlung

- Messelement (Typ): Pyranometer CMP6
- Ansprechzeit: 18 s
- Nullverschiebung:
  - a) Ansprechen auf 200 W/m<sup>2</sup> Nettowärmestrahlung:  $\pm 15$  W/m<sup>2</sup>
  - b) Ansprechen auf Änderung der Umgebungstemperatur 5 K/h:  $\pm 4$  W/m<sup>2</sup>
- Temperaturansprechen:  $\pm 4\%$
- Neigungsansprechen:  $\pm 1\%$
- Spektralbereich: 310 – 2800 nm
- Empfindlichkeit: 5 – 20  $\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$
- Impedanz: 20 – 200  $\Omega$
- Hersteller: Kipp & Zonen



### c.- Windgeschwindigkeit / Windrichtung

#### Windgeber

- Messelement (Typ): Windgeber Compac
- Meßbereich: 0.5 ... 50 m/s
- Genauigkeit:  $\pm 3\%$
- Auflösung:  $< 0.1$  m/s
- Umgeb. Temperatur: -30 - +70°C



#### Windrichtung

- Messelement (Typ): Windrichtungsgeber Compac
- Meßbereich: 0.5 ... 360°
- Genauigkeit:  $\pm 5^\circ$
- Auflösung: 11.25°
- Umgeb. Temperatur: -30 - +70°C



## d.- Regenmesser

### Niederschlagssensor

- Messelement (Typ): Niederschlagsgeber Thies
- Einsatzbereich: Temperatur: 0-60°C
- Schutzart: IP65
- Messprinzip: Wippensystem (Kippwaage)
- Auffangfläche: 200 cm<sup>2</sup>
- Abmessungen: Höhe 350 mm;  
Durchmesser 186 mm



### Regenmesser

- Messelement (Typ): Regenmesser Hellmann
- Einsatzbereich: Temperatur: 0-60°C
- Auffangfläche: 100 cm<sup>2</sup>
- Abmessungen: Höhe 310 mm;  
Durchmesser 115 mm



### Beschreibungen der Datenlogger

- Messelement (Typ): Datenlogger Modell DL2e
- Speicherintervalle: 1s, 5s, 10s, 30s, 1m, 5m, 10m, 30m, 1h, 2h, 4h, 12h, 24h
- Kanäle: Max. 60 Kanäle
- Analoge Standard Karte: LAC1 mit 15 Kanälen für differentiale elektrische Spannung
- AC/CD Karte: ACD1 mit 15 Kanälen für Messungen von AC- Spannung, DC- Spannung (Differential); 2 oder 3 für Resistenz
- Genauigkeit: Input Level 10-50 mV: ±3 mV; Input Level 50-2000mV: 0.6% Ablesung.
- Kommunikationseinheit mit LCD-Anzeige, zweizeilig mit Tastatur, zur Anzeige der Momentanwerte und des Loggerzustandes.
- Hersteller: Delta-T Devices



## 8.7.- Beschreibungen der Messtechnik – Bodenmessstation

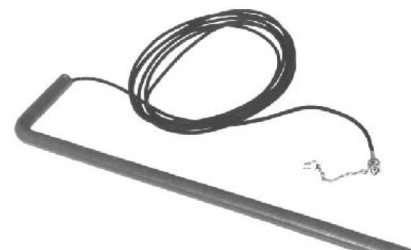
### Tensiometer

- Messelement (Typ): Tensiometer UMS Modell T4/T6
- Keramik:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Sinter, Lufteintrittspunkt  $> 15.000$  hPa; Länge 60mm,  $\varnothing$  24 mm
- Gehäusematerial: PA6
- Druckaufnehmer: -1000 hPa...+1000 hPa (elektr.)  
-850 hPa...+1000 hPa (physik.)
- Bodenwasserspannung: -850 hPa... 0 hPa
- Stauwasserbereich: 0 hPa... 1000 hPa
- Genauigkeit:  $\pm 5$  hPa
- Hersteller: UMS



### TDR (Time Domain Reflectometry) Sensor und Lesegerät FOM/mts

- Messelement (Typ): TDR Easy Test Modell FP mts
- Sensor: 2 Stange parallel Länge 100 mm,  $\varnothing$  2 mm und getrennt 16 mm.
- Sensorträger: PCV-Rohr  $\varnothing$  2 cm, Länge 15 – 150 cm
- Lesegerät: Easy Test Modell FOM/mts
- Messbereich volumetrische Wassergehalt: 0... 100%
- Messbereich Temperatur:  $-20^\circ\text{C}$ ...  $+50^\circ\text{C}$
- Messbereich elektrische Leitfähigkeit: 0.000... 1 S/m
- Genauigkeit Wassergehalt:  $\pm 2\%$
- Genauigkeit Temperatur:  $\pm 0.5^\circ\text{C}$
- Genauigkeit el. Leitfähigkeit:  $\pm 10\%$
- Messungszeit: 5s
- Hersteller: Easy Test





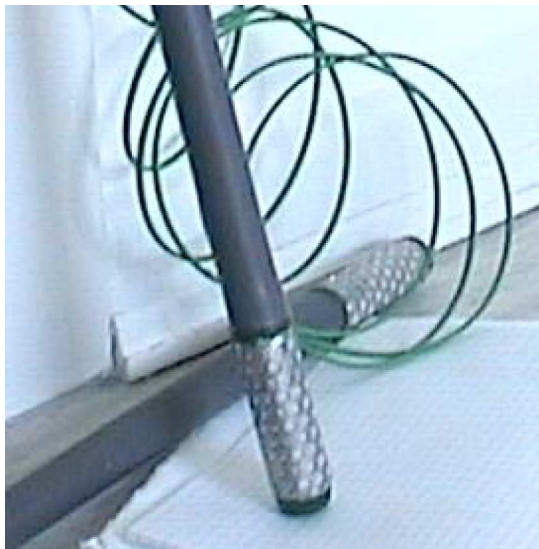
## Bodenthermometer

- Messelement: Thermometer Modell SKTS 200
- Durchmesser: 6 mm
- Länge: 60 mm
- Messbereich:  $-20^{\circ}\text{C} \dots +60^{\circ}\text{C}$
- Genauigkeit:  $0.2^{\circ}\text{C}$  ( $0..60^{\circ}\text{C}$ )
- Auflösung:  $0.01^{\circ}\text{C}$
- Widerstand: 10 kOhm bei  $25^{\circ}\text{C}$



## Gipsblöcke und Lesegerät

- Messelement: Gipsblöcke Marke Watermark
- Lesegerät: Watermark Soil Moisture Meter
- Messbereich:  $0 \dots 200 \text{ kPa}$  ( $0 \dots 200 \text{ cbar}$ )
- Lebensdauer Gipsblöcke: 3 – 5 Jahre
- Hersteller: Irrrometer Company



## 8.8.- Beschreibungen der Messtechnik – Grundwassermessstation und Flusspegel

### Rohr und Filter

- Material: HDPE
- Farbe: Weiß
- Durchmesser: 2 Zoll (ca. 50 mm)
- Länge Rohr: 4 m
- Länge Filter: 1 m
- Filter: HDPE mit 4-fach Schlitzung (0.3 mm)
- Verschlusskappe und Spitze: HDPE mit Außen- und Innengewinde



### DIVER Barometer und Grundwassermesser

- Messelement: Barometer DIVER Modell Mini-Diver  
Wasserstand DIVER Modell Mini-Diver
- Abmessungen: Durchmesser 22 mm. Länge 90 mm
- Gewicht: ca. 70 g.
- Speicherkapazität: 24.000 Messungen
- Temperaturmessbereich: -20°C ... +80°C
- Material: Gehäuse von Edelstahl 316L  
Druckaufnehmer von Aluminiumoxid (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)
- Kommunikation: optisch getrennt
- Samplegeschwindigkeit: 0.5 Sek. Bis 99 Std.



### Flusspegel

- Material: Hartschaum
- Farbe: schwarz/weiß und rot/weiß
- Abmessung: 1000x100x10 mm
- Gewicht: 250 g
- Teilung: 2 cm – E- Teilung
- Messbereich: 00-90 cm aufsteigend



## 8.9.- Lichtbilder der Überflutungen am Wehninger Werder Überflutung von Feb. 2011



(Quelle: Emilio Torres, 2011)

### Nach Überflutung vom Feb. 2011



(Quelle: Emilio Torres, 2011)



### 8.10.- Protokoll für Erhebung der Messdaten

Standort *Plateau*  
 Datum *07.12.10*  
 Uhrzeit *09:35*  
 Wetter *bewölkt / schnee*

	$\theta\%$	T °C	$\Gamma$ (s/m)	Thermometer	Gipsblock
TDR 1	48,5	8,4	0,013	2,2	8
TDR 2	47,8	3,0	0,015		
TDR 3	47,6	3,5	0,015		
TDR 4	45,7	4,1	0,016		6
TDR 5	43,9	7,3	0,018		
TDR 6	50,5	5,7	0,02		
TDR 7	44,7	18,2	0,013		1
TDR 8	41,9	51,9	0,013		
TDR 9	42,3	10,3	0,01		0
TDR 10	43,5	33,0	0,011		

*11 53,8 9,9 0,012*

Anmerkung: Lichtlot

GWS: *167*  
 Uhrzeit *09:45*

Höhe *Gras* *Eisschicht*  
 (cm) *3cm*

Messung von Pegellatte (Teifstation) WS: *90cm (siehe Foto) & eisfrei*  
 Uhrzeit *10:16 Uhr*

Messung Hellmann WS: *22,5 mm (Teil gefroren)*  
 Uhrzeit *09:55*

**8.11 Jährliche mittlere Abflüsse. Jahresmaxima und –minima**  
(Quelle: Pegel Neu Darchau – WSV)

Jahre	Mittl Q <sub>m</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Max Q <sub>max</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Min Q <sub>min</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Jahre	Mittl Q <sub>m</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Max Q <sub>max</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Min Q <sub>min</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Jahre	Mittl Q <sub>m</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Max Q <sub>max</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Min Q <sub>min</sub> (m <sup>3</sup> /s)
1900	825	2842	261	1941	1350	3198	367	1982	739	2499	266
1901	651	1784	246	1942	760	2175	293	1983	613	1603	220
1902	653	1363	285	1943	415	1004	206	1984	573	919	331
1903	594	1570	239	1944	760	2371	250	1985	549	1289	270
1904	484	1333	126	1945	678	1584	257	1986	704	1771	319
1905	714	1358	264	1946	734	2745	252	1987	1074	2588	498
1906	759	2071	262	1947	516	3444	143	1988	861	3427	305
1907	819	2675	333	1948	736	2568	241	1989	510	1626	201
1908	594	1404	230	1949	499	1161	214	1990	439	1258	178
1909	623	1899	254	1950	541	1250	220	1991	376	1001	198
1910	774	1295	372	1951	512	1260	195	1992	507	1563	205
1911	530	1844	136	1952	559	1496	176	1993	502	1798	276
1912	597	1205	271	1953	564	1830	226	1994	847	2146	225
1913	554	1309	264	1954	540	2844	145	1995	894	2135	285
1914	627	1946	244	1955	895	1948	423	1996	659	1456	392
1915	873	2440	238	1956	945	2480	335	1997	599	1653	259
1916	800	2091	315	1957	801	1791	281	1998	639	2391	265
1917	701	2497	194	1958	921	2686	440	1999	663	2854	259
1918	492	1702	182	1959	500	1181	232	2000	639	2756	276
1919	632	1659	186	1960	591	1319	309	2001	594	1534	326
1920	793	3232	268	1961	856	1909	329	2002	1118	3355	357
1921	457	1476	185	1962	659	1624	236	2003	618	2976	170
1922	735	1597	223	1963	422	1004	187	2004	503	1384	198
1923	753	2868	246	1964	415	775	165	2005	659	2254	260
1924	736	2071	310	1965	957	2204	397	2006	697	3544	230
1925	564	1026	256	1966	1025	1889	453	2007	686	1793	289
1926	1075	2706	418	1967	982	2116	405	2008	633	1600	212
1927	856	1968	213	1968	848	2027	319	2009	626	1911	212
1928	634	1594	231	1969	731	1643	187	2010	970	2099	266
1929	480	1643	197	1970	902	2381	214				
1930	591	1781	194	1971	595	1092	253				
1931	721	1427	345	1972	470	830	199				
1932	624	1919	323	1973	441	909	206				
1933	414	1102	156	1974	722	3082	325				
1934	373	847	151	1975	751	2976	287				
1935	545	1427	166	1976	519	2075	180				
1936	570	1004	264	1977	730	1582	347				
1937	739	1761	262	1978	717	1497	315				
1938	746	1958	194	1979	893	2319	329				
1939	1001	2647	252	1980	977	2128	496				
1940	1061	3562	320	1981	1114	3493	391				

## 8.12 Feststoffeintrag in Langendorf und Wilkenstorf (Siehe Kap. 4.2.1.1.b)

Die Wasser- und Schifffahrtsämter (WSA) und die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) haben entlang der Elbe verschiedene Geschiebe- und Schwebstoffmessungen durchgeführt. Die Kurve des Sedimenttransports für den Standort Wehningen (Elbe-km 512) wird auf Grundlage der in Langendorf (Elbe-km 500.56) und Wilkenstorf (Elbe-km 516.16) gemessenen WSA-Daten entwickelt. Die Analyse der Daten sind ähnlich für die Messstellen Langendorf und Wilkenstorf. In Abbildung 8.12.1 sind die Standorte der Messstellen von Langendorf und Wilkenstorf zu sehen.



Abb. 8.12.1: Standorte der Messstellen Langendorf und Wilkenstorf (Quelle: Google Earth)

### a. Langendorf

Die Messstelle Langendorf befindet sich am Elbe-km 500.56. Die von dort stammende Datenreihe umfasst 15 Jahre, allerdings mit unregelmäßigen Erfassungen. In der Tabelle 8.12.1 sind die Messergebnisse für verschiedene Abflüsse zu entnehmen.

Tabelle 8.12.1: Gemessene Sedimenttransport an der Messstelle Langendorf (Quelle: BfG-Datenbank SedDB)

Datum	Abfluss (m3/s) Neu Darchau	Geschiebe (kg/s)	susp. Sand (kg/s)	Schwebstoff (kg/s)
08.07.2009	978	11.48	5.052	22.075
19.02.2009	519	8.209	1.754	6.067
10.12.2008	553	13.776	1.428	7.438
10.07.2008	288	2.618	0.709	6.639
05.02.2008	1572	24.197	13.208	29.448
25.01.2007	838	9.912	11.279	34.542
27.06.2006	431	4.643	1.38	25.593
16.02.2006	666	6.828	2.912	14.425
01.12.2005	359	2.397	0.636	2.203
19.02.2004	1197	9.962	8.857	37.381
13.02.2003	1235	4.136	8.022	43.403
28.11.2002	1930	16.724	13.661	24.961

Datum	Abfluss (m3/s) Neu Darchau	Geschiebe (kg/s)	susp. Sand (kg/s)	Schwebstoff (kg/s)
14.02.2000	1272	16.024	52.553	74.203
12.05.1999	564	0.726	1.019	9.608
20.01.1999	978	6.895	6.117	11.003
20.01.1998	717	2.861	2.923	11.801
14.08.1997	543	1.688	1.511	26.185
05.08.1997	888	6.141	3.026	34.477
27.11.1996	794	6.375	9.956	21.803
14.08.1996	440	2.938	3.035	34.547
07.08.1996	527	1.933	2.479	41.694
29.11.1995	844	1.916	4.168	7.234
22.02.1995	1620	39.109	19.418	74.836
08.02.1995	2150	11.535	73.727	274.004

Ausgehend von den vorigen Daten sind mathematische Beziehungen zwischen Abflüssen und transportierten Sedimenten erstellbar, mit denen die am besten geeignete Darstellung des Sedimenttransports zu finden ist. Es handelt sich dabei um unterschiedliche Gleichungen für den Geschiebe-, suspendierten Sand- und Feinschwebstofftransport, Abbildung 8.12.2, Abbildung 8.12.3 und Abbildung 8.12.4.

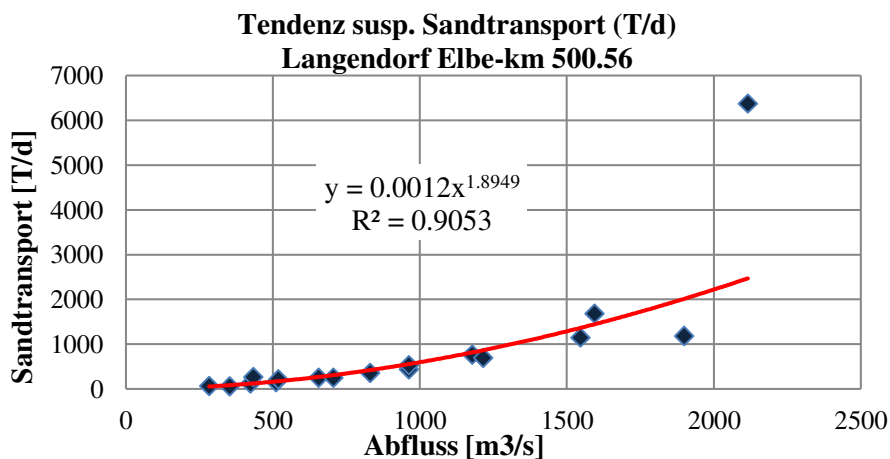


Abb. 8.12.2: Tendenz des suspendierten Sandtransports in Langendorf, Elbe-km 500.56

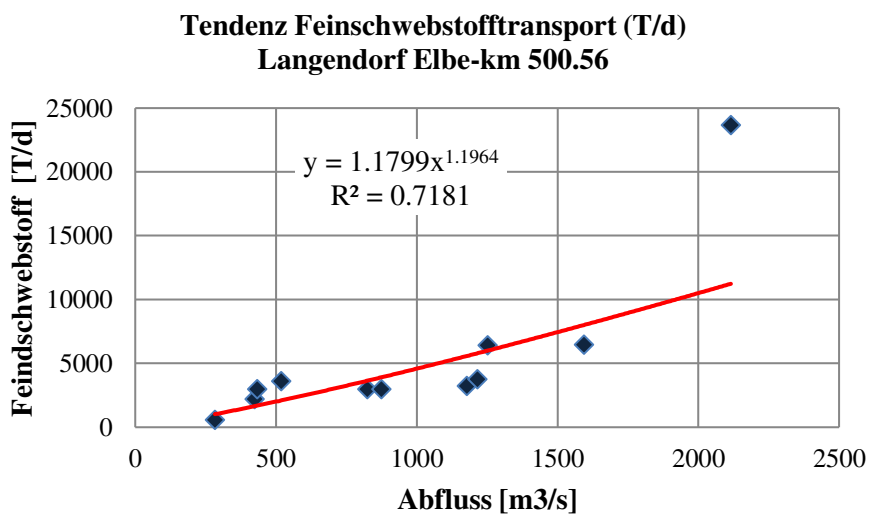


Abb. 8.12.3: Tendenz des suspendierten Feinschwebstofftransports in Langendorf, Elbe-km 500.56

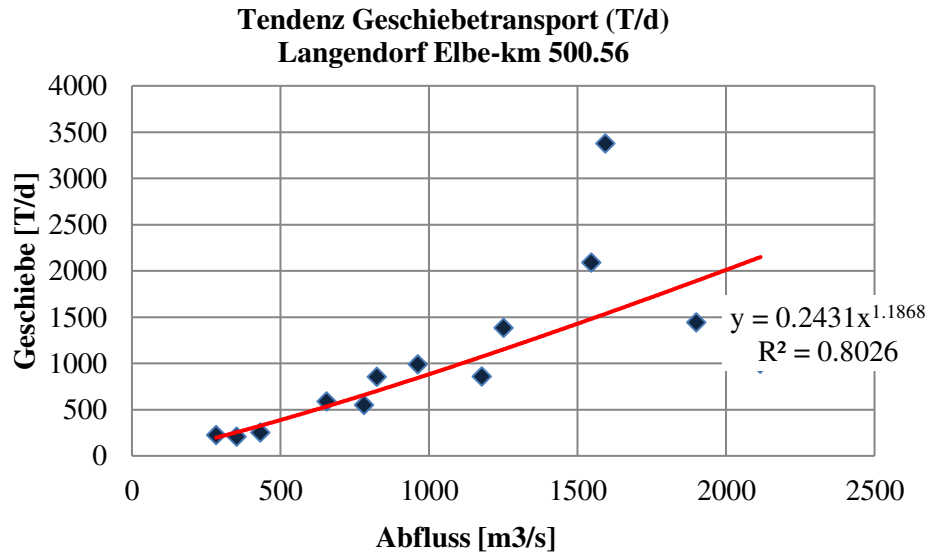


Abb. 8.12.4: Tendenz des Geschiebetransports in Langendorf, Elbe-km 500.56

Für die Modellierung des Sedimenttransports ist die Entwicklung einer einzigen Feststofftransportkurve erforderlich, in der die Merkmale von Geschiebe-, suspendiertem Sandtransport und der Feinschwebstoffbewegung enthalten sind. In diesem Sinne gilt die Feststoffeintragskurve als die Summe der projizierten Kurven für Geschiebe (Geschiebe und suspendiertem Sand) und Schwebstoffe. Die Abbildung 8.12.5 zeigt die projizierte Sedimenteintragskurve und die gemessenen Sedimentfrachten für Langendorf.

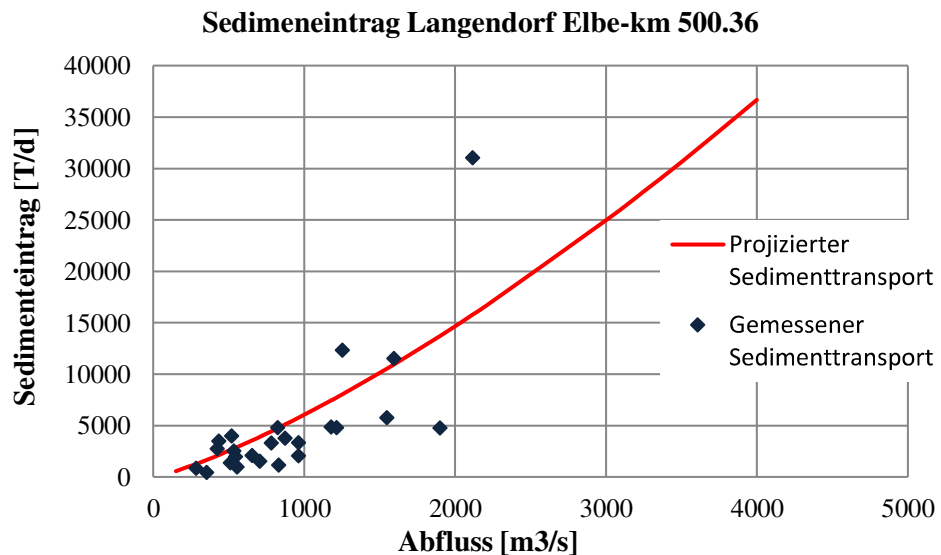


Abb. 8.12.5: Projizierter und gemessener Sedimenteintrag in Langendorf, Elbe-km 500.56

## b- Wilkenstorf

Die Messstelle Wilkenstorf befindet sich am Elbe-km 516.16, ca. 16 Km stromabwärts der Messstelle Langendorf. Die Datenreihe umfasst 15 Jahre unregelmäßiger Erfassungen. In Tabelle 2 sind die gemessenen Daten für verschiedene Abflüsse zu sehen.

Tabelle 8.12.2: Gemessener Sedimenttransport an der Messstelle Wilkenstorf (Quelle: BfG-Datenbank SedDB)

Datum	Abfluss (m <sup>3</sup> /s)	Geschiebe (kg/s)	susp. Sand (kg/s)	Schwebstoff (kg/s)
09.07.2009	991	5.191	4.854	25.134
18.02.2009	534	6.65	0.962	4.948
09.12.2008	545	10.43	1.217	6.338
09.07.2008	288	3.472	0.65	5.666
06.02.2008	1543	14.928	9.404	28.515
29.01.2007	935	14.716	3.203	21.338
28.06.2006	438	7.612	1.059	21.477
30.11.2005	436	4.388	1.32	2.395
09.02.2005	926	6.546	4.957	18.244
10.02.2004	1132	11.428	6.671	60.946
04.02.2003	1605	8.626	8.626	59.935
27.11.2002	1940	14.112	20.116	57.959
11.07.2002	364	8.487	2.275	30.669
29.01.2002	1330	7.226	17.45	104.139
21.11.2001	561	0.473	0.68	4.917
17.07.2001	374	4.128	0.933	16.95
30.01.2001	436	8.358	0.699	2.855
15.02.2000	1290	8.428	9.726	32.923
21.01.1999	1018	5.069	6.892	13.198
21.07.1998	346	4.489	1.532	16.599
21.01.1998	801	5.223	3.059	14.744
06.08.1997	820	7.536	3.502	40.836
26.11.1996	769	7.095	13.073	26.229
21.11.1996	657	5.662	2.854	7.525
15.08.1996	428	3.33	1.848	31.844
13.08.1996	456	3.091	2.1	32.525
08.08.1996	510	2.241	3.602	47.679
30.11.1995	810	2.077	4.105	9.603
23.02.1995	1600	32.382	20.559	96.319
09.02.1995	2177	24.404	21.492	94.51

Ähnlich wie bei Analyse der Daten in Langendorf hat die Beziehung Transport-Abfluss für Wilkenstorf eine nichtlineare Form wie  $m=aQ^b$ , mit  $a$  und  $b$  als Koeffizienten der Kurve. Die Regressionsanalyse und Korrelation für Geschiebe-, suspendierte Sand- und Feinschwebstoffmessungen sind aus Abbildung 8.12.6, Abbildung 8.12.7 und Abbildung 8.12.8 ersichtlich.

**Tendenz des susp. Sandtransports (T/d)  
Wilkenstorf Elbe-km 516.16**

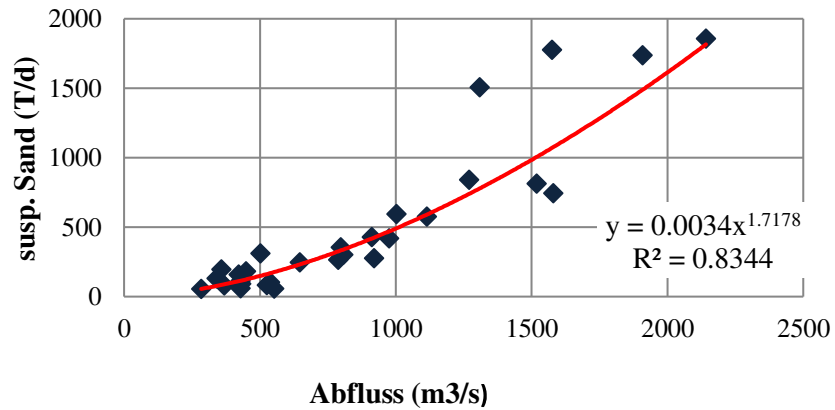


Abb. 8.12.6: Tendenz des suspendierten Sandtransports in Wilkenstorf Elbe-km 516.16

**Tendenz Feinschwebstofftransport (T/d)  
Wilkenstorf Elbe-km 516.16**

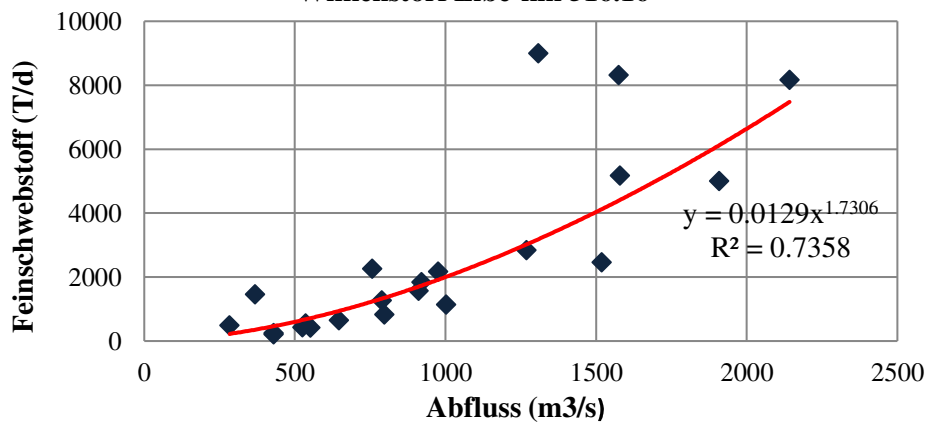


Abb. 8.12.7: Tendenz des Feinschwebstofftransports in Wilkenstorf Elbe-km 516.16

**Tendenz Geschiebetransport (T/d)  
Wilkenstorf Elbe-km 516.16**

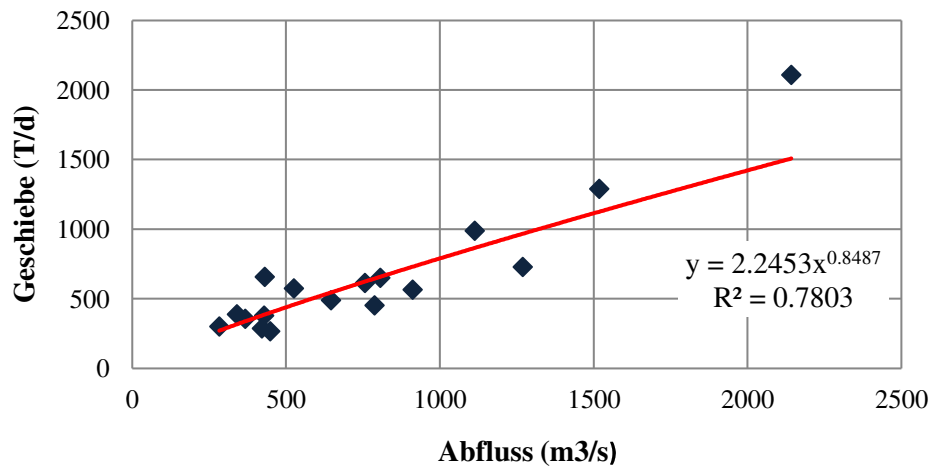


Abb. 8.12.8: Tendenz des Geschiebetransports in Wilkenstorf Elbe-km 516.16

Die Summe der Kurven des Geschiebes, suspendierten Sands und Feinschwebstoffs ermöglicht die Erstellung der projizierten Sedimenteintragskurve für Wilkenstorf (Abb. 8.12.9).

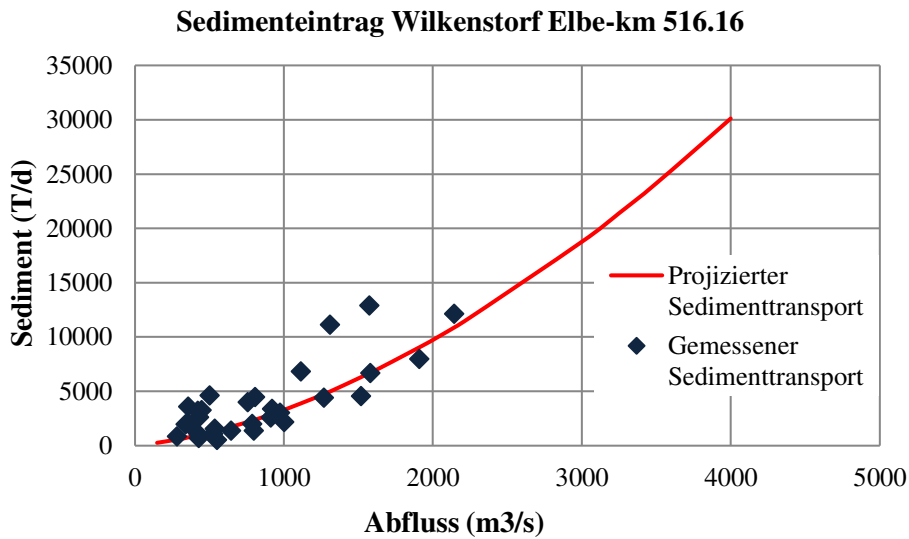


Abb. 8.12.9: Projizierte und gemessener Sedimenteintrag in Wilkenstorf Elbe-km 516.16

### c.- Vergleich zwischen Langendorf und Wilkenstorf

Die erhaltenen Kurven haben ein geeignetes Bestimmtheitsmaß (vgl. Sauer et al., 2000). In Abbildung 10 werden die erstellten Sedimenteintragskurven von Langendorf und Wilkenstorf verglichen. Der Pfeil zeigt, dass zwischen Langendorf und Wilkenstorf ein Unterschied bezüglich der transportierten Sedimente für verschiedene Abflüsse vorliegt.

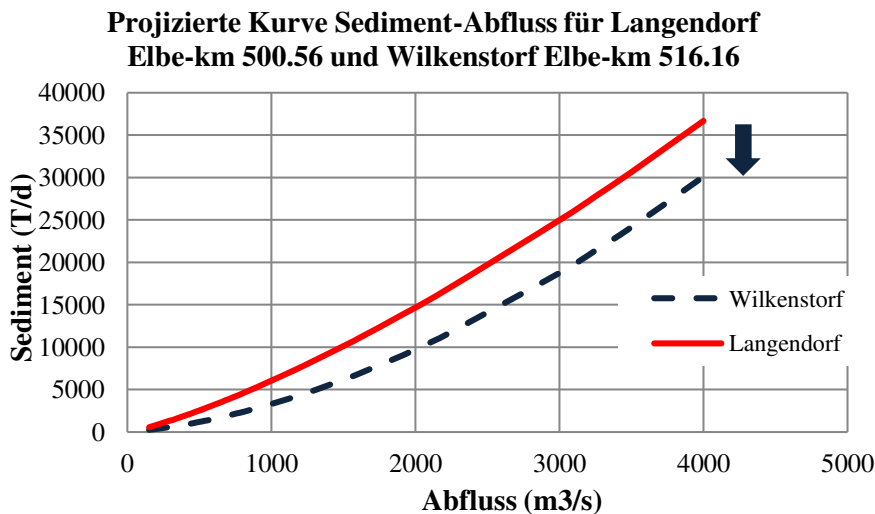


Abb. 8.12.10: Projizierte Kurven des Sediment-Abflusses in Langendorf und Wilkenstorf

Für die Entwicklung der Sedimenttransportkurve für Wehningen wurde berücksichtigt:

- Die Form der Kurve beider Messstellen (Langendorf und Wilkenstorf)
- Die Sedimenttransportkurve von Wehningen liegt im Bereich beider Kurven
- Der Abstand zwischen Wehningen (Elbe-km 511) und beiden Messstelle (Langendorf und Wilkenstorf)



Die Sedimenttransportkurve von Wehningen wird durch die Gl. 1 erhalten.

$$ST_{whn} = (ST_L - ST_W) * f_d + ST_W \quad ST_L > ST_W \quad (\text{Gl. 1})$$

Dabei sei  $ST_{whn}$  [T/d] der Sedimenttransport in Wehningen;  $ST_W$  [T/d] sei der Sedimenttransport für einen bestimmten Abfluss in Wilkenstorf;  $ST_L$  [T/d] sei der Sedimenttransport in Langendorf;  $f_d$  entspricht dem Abstands-Faktor zwischen Wehningen und den Messstellen. Der Faktor  $f_d$  ist 0.295.

#### d.- Zusammensetzung und Kornverteilungskurve des Feststoffeintrags

Bei der Bestimmung der Zusammensetzung des Feststoffeintrags in Wehningen für verschiedene Abflüsse ist es erforderlich, die vorige Analyse der Zusammensetzung der transportierten Sedimente in Langendorf und Wilkenstorf anzuwenden. Die Gl. 1 wird für die Sediment-Abfluss- Kurve von suspendiertem Sandtransport, Geschiebetransport und Feinschwebtransport der beiden Messstellen berücksichtigt. Tabelle 3 und Tabelle 4 sind die projizierten Sedimenttransportwerte zu entnehmen. Das Ergebnis der projizierten Zusammensetzung des Feststoffeintrags in Wehningen wird in Kapitel 4.2.2 dargestellt.

Tabelle 8.12.3: Zusammensetzung des Sedimenttransports in Langendorf, Elbe-km 500.56

	$y = 0.2431x^{1.1868}$	$y = 0.0012x^{1.8949}$	$y = 1.1799x^{1.1964}$
<b>korrigierter Abfluss (m3/s) (Wehningen)</b>	<b>Geschiebetransport (T/d)</b>	<b>susp. Sandtransport (T/d)</b>	<b>Feinschwebstoff (T/d)</b>
150	93	16	474
283	197	53	1012
536	421	178	2173
757	635	343	3284
1114	1004	712	5214
2142	2182	2459	11398
3000	3254	4656	17056
4000	4578	8030	24063

Tabelle 8.12.4: Zusammensetzung des Sedimenttransports in Wilkenstorf, Elbe-km 516.16

	$y = 2.2453x^{0.8487}$	$y = 0.0034x^{1.7178}$	$y = 0.0129x^{1.7306}$
<b>korrigierter Abfluss (m3/s)</b>	<b>Geschiebetransport (T/d)</b>	<b>susp. Sandtransport (T/d)</b>	<b>Feinschwebstoff (T/d)</b>
150	158	19	75
283	270	57	226
536	465	171	682
757	623	310	1239
1114	865	602	2418
2142	1507	1857	7497
3000	2006	3318	13431
4000	2561	5445	22096

### 8.13 Mittlere tägliche Wassertemperatur in Schnakenburg zwischen 1996 und 2009

Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C	Datum	Temp. °C		
01/Jan	1.7	21/Feb	3.1	12/Apr	8.8	02/Jun	19.2	23/Jul	21.2	12/Sep	17.8	02/Nov	8.8	23/Dec	1.9
02/Jan	1.8	22/Feb	3.0	13/Apr	8.9	03/Jun	19.1	24/Jul	21.4	13/Sep	17.4	03/Nov	8.8	24/Dec	1.9
03/Jan	1.8	23/Feb	3.1	14/Apr	9.2	04/Jun	19.5	25/Jul	21.4	14/Sep	17.2	04/Nov	8.6	25/Dec	2.0
04/Jan	1.8	24/Feb	3.1	15/Apr	9.4	05/Jun	19.6	26/Jul	21.5	15/Sep	16.9	05/Nov	8.5	26/Dec	2.1
05/Jan	1.7	25/Feb	3.2	16/Apr	9.7	06/Jun	19.5	27/Jul	21.6	16/Sep	16.5	06/Nov	8.3	27/Dec	2.1
06/Jan	2.1	26/Feb	3.5	17/Apr	10.0	07/Jun	19.5	28/Jul	21.7	17/Sep	16.2	07/Nov	8.0	28/Dec	2.2
07/Jan	2.0	27/Feb	3.6	18/Apr	10.0	08/Jun	19.7	29/Jul	21.9	18/Sep	16.2	08/Nov	7.9	29/Dec	2.2
08/Jan	2.1	28/Feb	3.5	19/Apr	10.1	09/Jun	19.8	30/Jul	22.0	19/Sep	16.1	09/Nov	7.7	30/Dec	2.0
09/Jan	2.1	29/Febr	3.6	20/Apr	10.3	10/Jun	20.2	31/Jul	22.0	20/Sep	15.9	10/Nov	7.4	31/Dec	1.9
10/Jan	2.2	01/Mar	3.7	21/Apr	10.6	11/Jun	20.3	01/Aug	22.0	21/Sep	16.1	11/Nov	7.3		
11/Jan	2.2	02/Mar	3.9	22/Apr	10.9	12/Jun	20.0	02/Aug	22.0	22/Sep	15.9	12/Nov	7.1		
12/Jan	2.2	03/Mar	4.0	23/Apr	11.6	13/Jun	19.8	03/Aug	22.0	23/Sep	15.8	13/Nov	6.9		
13/Jan	2.2	04/Mar	4.1	24/Apr	12.0	14/Jun	20.0	04/Aug	22.0	24/Sep	15.4	14/Nov	6.8		
14/Jan	2.2	05/Mar	4.1	25/Apr	12.3	15/Jun	20.0	05/Aug	21.8	25/Sep	15.2	15/Nov	6.7		
15/Jan	2.1	06/Mar	4.0	26/Apr	12.7	16/Jun	19.9	06/Aug	21.7	26/Sep	15.3	16/Nov	6.6		
16/Jan	2.1	07/Mar	4.2	27/Apr	13.1	17/Jun	20.0	07/Aug	21.9	27/Sep	15.2	17/Nov	6.5		
17/Jan	2.2	08/Mar	4.4	28/Apr	13.4	18/Jun	20.2	08/Aug	21.9	28/Sep	14.9	18/Nov	6.5		
18/Jan	2.3	09/Mar	4.6	29/Apr	13.5	19/Jun	20.5	09/Aug	21.9	29/Sep	15.1	19/Nov	6.2		
19/Jan	2.2	10/Mar	4.6	30/Apr	13.8	20/Jun	20.7	10/Aug	21.8	30/Sep	14.9	20/Nov	5.9		
20/Jan	2.3	11/Mar	4.8	01/May	14.2	21/Jun	20.8	11/Aug	21.6	01/Oct	14.7	21/Nov	5.6		
21/Jan	2.4	12/Mar	4.9	02/May	14.6	22/Jun	20.7	12/Aug	21.4	02/Oct	14.3	22/Nov	5.5		
22/Jan	2.2	13/Mar	5.1	03/May	14.7	23/Jun	20.6	13/Aug	21.2	03/Oct	13.9	23/Nov	4.8		
23/Jan	2.1	14/Mar	5.2	04/May	14.8	24/Jun	20.3	14/Aug	20.8	04/Oct	13.3	24/Nov	4.7		
24/Jan	2.0	15/Mar	5.3	05/May	15.1	25/Jun	20.2	15/Aug	20.7	05/Oct	13.4	25/Nov	4.9		

Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C	Datum	Temp.°C
25/Jan	1.9	16/Mar	5.4	06/May	15.0	26/Jun	20.1	16/Aug	20.7	06/Oct	13.4	26/Nov	4.5
26/Jan	2.0	17/Mar	5.7	07/May	15.5	27/Jun	19.9	17/Aug	21.1	07/Oct	13.3	27/Nov	4.5
27/Jan	1.9	18/Mar	5.8	08/May	15.4	28/Jun	20.0	18/Aug	21.3	08/Oct	13.0	28/Nov	4.3
28/Jan	1.9	19/Mar	5.8	09/May	15.5	29/Jun	20.2	19/Aug	21.3	09/Oct	13.2	29/Nov	4.4
29/Jan	2.0	20/Mar	5.8	10/May	15.7	30/Jun	20.5	20/Aug	21.3	10/Oct	12.9	30/Nov	4.6
30/Jan	2.0	21/Mar	5.7	11/May	16.1	01/Jul	20.5	21/Aug	21.1	11/Oct	12.5	01/Dec	4.5
31/Jan	2.0	22/Mar	5.7	12/May	16.3	02/Jul	20.8	22/Aug	20.8	12/Oct	12.3	02/Dec	4.5
01/Feb	2.1	23/Mar	5.7	13/May	16.4	03/Jul	21.0	23/Aug	20.6	13/Oct	12.0	03/Dec	4.5
02/Feb	2.3	24/Mar	5.7	14/May	16.6	04/Jul	20.7	24/Aug	20.5	14/Oct	11.9	04/Dec	4.5
03/Feb	2.2	25/Mar	5.7	15/May	16.7	05/Jul	20.5	25/Aug	20.5	15/Oct	11.8	05/Dec	4.4
04/Feb	2.3	26/Mar	5.8	16/May	16.7	06/Jul	20.5	26/Aug	20.4	16/Oct	11.6	06/Dec	4.4
05/Feb	2.5	27/Mar	6.2	17/May	16.9	07/Jul	20.4	27/Aug	20.1	17/Oct	11.5	07/Dec	4.2
06/Feb	2.6	28/Mar	6.2	18/May	17.1	08/Jul	20.3	28/Aug	19.8	18/Oct	11.3	08/Dec	4.0
07/Feb	2.8	29/Mar	6.5	19/May	17.2	09/Jul	20.1	29/Aug	19.4	19/Oct	11.0	09/Dec	3.9
08/Feb	2.8	30/Mar	6.8	20/May	17.3	10/Jul	20.1	30/Aug	19.2	20/Oct	10.7	10/Dec	3.7
09/Feb	2.8	31/Mar	7.2	21/May	17.6	11/Jul	20.2	31/Aug	19.0	21/Oct	10.4	11/Dec	3.7
10/Feb	2.8	01/Apr	7.7	22/May	17.6	12/Jul	20.3	01/Sep	18.9	22/Oct	10.2	12/Dec	4.0
11/Feb	2.9	02/Apr	8.1	23/May	17.4	13/Jul	20.8	02/Sep	18.9	23/Oct	10.4	13/Dec	4.3
12/Feb	3.0	03/Apr	8.2	24/May	17.8	14/Jul	20.5	03/Sep	18.8	24/Oct	10.2	14/Dec	3.9
13/Feb	3.1	04/Apr	8.5	25/May	17.7	15/Jul	20.5	04/Sep	18.6	25/Oct	9.8	15/Dec	3.6
14/Feb	3.1	05/Apr	8.8	26/May	18.0	16/Jul	20.7	05/Sep	18.5	26/Oct	9.8	16/Dec	3.2
15/Feb	2.9	06/Apr	8.4	27/May	18.2	17/Jul	20.9	06/Sep	18.6	27/Oct	10.0	17/Dec	2.9
16/Feb	3.0	07/Apr	8.6	28/May	18.3	18/Jul	20.9	07/Sep	18.6	28/Oct	9.9	18/Dec	2.7
17/Feb	3.0	08/Apr	8.7	29/May	18.7	19/Jul	21.1	08/Sep	18.5	29/Oct	9.7	19/Dec	2.5
18/Feb	2.8	09/Apr	8.7	30/May	18.5	20/Jul	21.2	09/Sep	18.1	30/Oct	9.5	20/Dec	2.4
19/Feb	3.1	10/Apr	8.7	31/May	18.7	21/Jul	21.0	10/Sep	18.2	31/Oct	9.4	21/Dec	2.2
20/Feb	2.8	11/Apr	8.8	01/Jun	18.7	22/Jul	21.0	11/Sep	18.0	01/Nov	9.1	22/Dec	2.0

## 8.14 Kalibrierungsvorgang der Diver (Siehe Kap. 4.2.1.3)

Die verschiedenen Standorte und Höhen der Messstationen, Pegel und Divers wurden mit GPS und Software *ArcGIS 10.1* definiert und sind Abbildung 8.14.1 zu entnehmen.

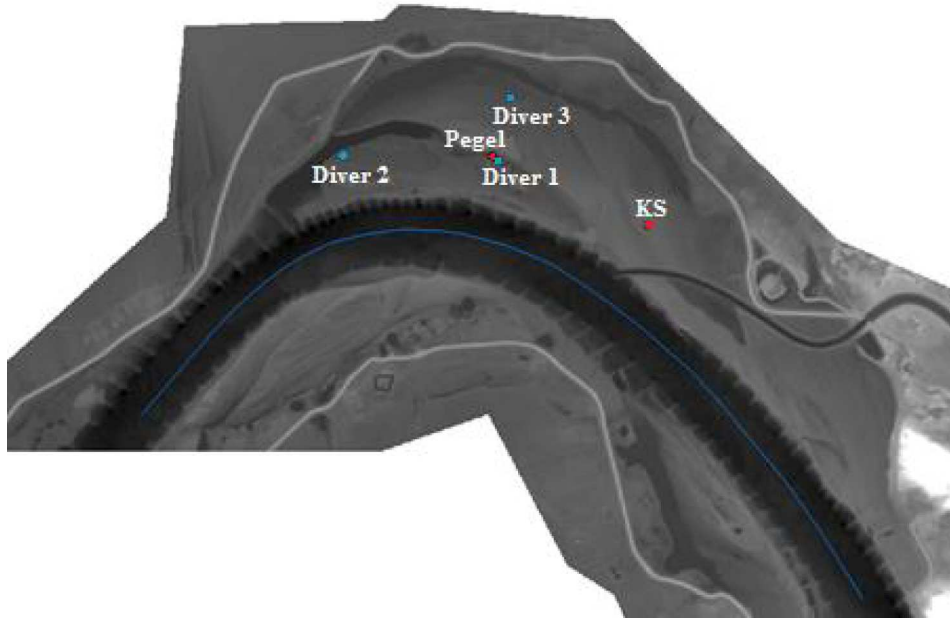


Abb. 8.14.1: Standorte von Divern und Pegel im Wehninger Werder (Maßstab 1:25.000)

Der Kalibrierungsvorgang erfolgt in den folgenden Schritten:

- Während der Überflutung vom Frühjahr 2010 wurden die Wasserstände an drei verschiedenen Punkten bei Wehningen gemessen. Die Diver wurden als D1, D2 und D3 bezeichnet, siehe Abbildung 1
- Die drei Diver wurden zuerst mit dem Diver der GW-Messstation (Barometer) hinsichtlich der Luftdruckmessung abgeglichen. Der Vergleich umfasste den Februar 2010. Während dieser Zeit ist keine Überflutung erfolgt und alle Diver (D1, D2, D3 und Barometer GW-Messstation) haben den Luftdruck gemessen.
- Aufgrund des Unterschieds zwischen den verschiedenen Luftdruckmessungen wurde ein Anpassungsfaktor  $g_i$  für jeden Diver bestimmt. Die Bestimmung des Faktors  $g_i$  ist in Gleichung 8.14.1 dargestellt

$$g_i = \frac{\sum_{j=1}^n \frac{D_B}{V_{DFi}}}{n} \quad (\text{Gl. 8.14.1})$$

Worin  $D_B$  [cm WS] die gemessenen Daten des Barometers der GW Messstation sind;  $V_{DFi}$  [cm WS] die gemessenen Daten von Diver  $i$  für Februar 2010 sind;  $n$  die Anzahl der Daten ist.

- Die Gleichung für die Kalibrierung der gemessenen Daten für den Zeitraum zwischen März 2010 und Mai 2010 ist in Gleichung 8.14.2 dargestellt

$$VN_i = g_i * V_{Di} \quad (\text{Gl. 8.14.2})$$

Darin ist  $VN_i$  [cm WS] der adjustierte Wert der Diver  $i$ ;  $V_{Di}$  [cm WS] sind die gemessenen Daten von Diver  $i$ .

Aus Abbildung 8.14.2 geht der Unterschied zwischen den gemessenen Daten der Diver D1, D2 und D3 hinsichtlich der Dooaten des Divers Barometer (GW-Messstation) hervor. Dieser Unterschied ergab sich während der Überflutungszeit und stellt die Wasserstände während dieses Zeitraums für jeden gemessenen Punkt dar.

## 2.- Ergebnisse der Kalibrierung von Divern

Einige der mit den in Abbildung 8.14.1 bezeichneten Divern gemessenen Daten und die durch das Barometer der GW-Messstation im Wehninger Werder gemessenen Daten sind aus Abbildung 8.14.3 entnommen. Die Ganglinienkurven der Diver zeigen zwischen dem 24. Februar 2010 und dem 04. März 2010 Differenzen zu den Kurven über das Barometer der GW-Messstation. Diese Differenzen nehmen besonders ab 28. Februar 2010 zu und entsprechen der beginnenden Überflutung des Messgebietes. Für die Kalibrierung der gemessenen Daten wurde der Zeitraum ohne Überflutung berücksichtigt, in dem verschiedenen Diver nur den Luftdruck gemessen haben. Während dieses Zeitraums sind alle Messgeräte vergleichbar. Mit der Anwendung der Gleichung 1 und Gleichung 2 wurde der Anpassungsfaktor  $g_i$  für jeden Diver bestimmt. Tabelle 1 zeigt den Anpassungsfaktor  $g_i$  und die mittleren quadratischen Fehler (RMSE) für die kalibrierten Diver-Daten.

Tabelle. 8.14.1: Anpassungsfaktor  $g_i$  und RMSE für die kalibrierten Diver-Daten

Diver	$g_i$	RMSE
D1	1.00473	0.34
D2	1.00290	0.27
D3	1.00361	0.29

Die Anwendung der Gleichung 8.14.2 ermöglicht die Kalibrierung der mit Divern gemessenen Daten mit den durch das Barometer der GW-Messstation gemessenen Daten. Ein geeigneter Schätzer der Fehler der korrigierten Daten ist der RMSE-Wert. Für jede Datengruppe zeigen die RMSE-Werte in Tabelle 1 eine gute Annäherung der kalibrierten Daten hinsichtlich der Daten des Barometers. Als Beispiel sind in Abbildung 8.14.4 die Ergebnisse dieser Kalibrierung für die Daten der Diver D2 zu sehen.

Mit der angewandten Kalibrierung sind die durch das stationäre Flussmodell modellierten Daten mit den durch Diver gemessenen Daten zu vergleichen.

**Gemessene Daten D1, D2, D3 und Barometerwerte  
zwischen Feb 2010 und Mai 2010**

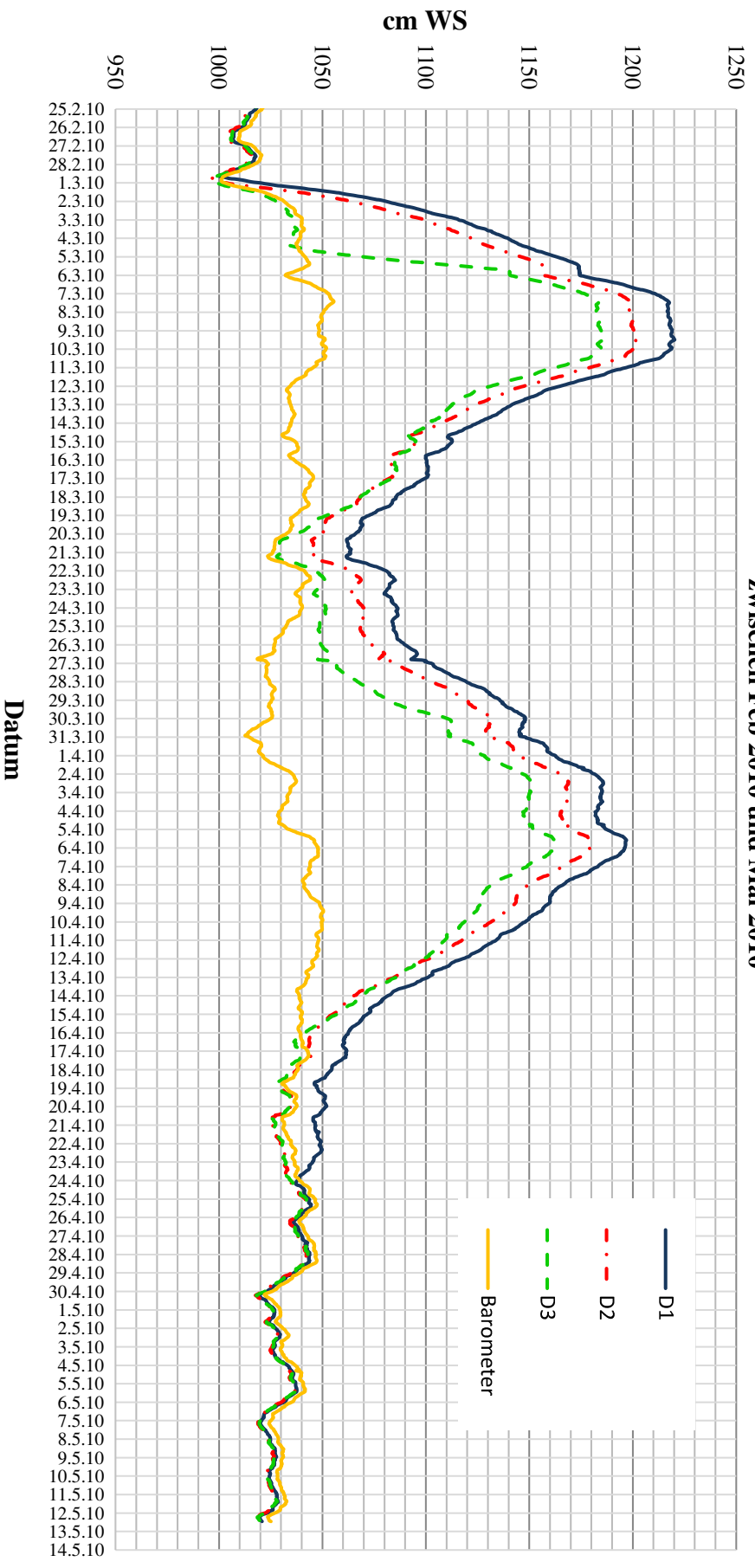


Abb. 8.14.2: Messdaten der Diver D1, D2, D3 und des Barometers im Wehninger Werder  
Zeitraum Februar 2010 – Mai 2010 (Quelle: Eigene Darstellung)

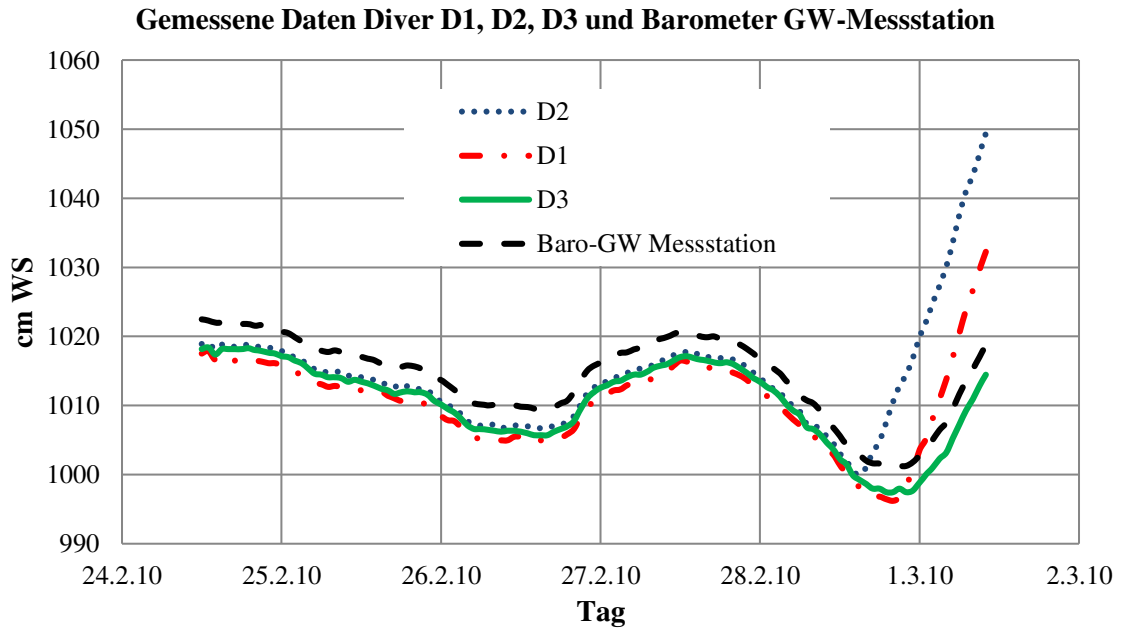


Abb. 8.14.3: Vergleich zwischen gemessenen Diverdaten und Barometerdaten der GW-Messstation (Quelle: Eigene Darstellung)

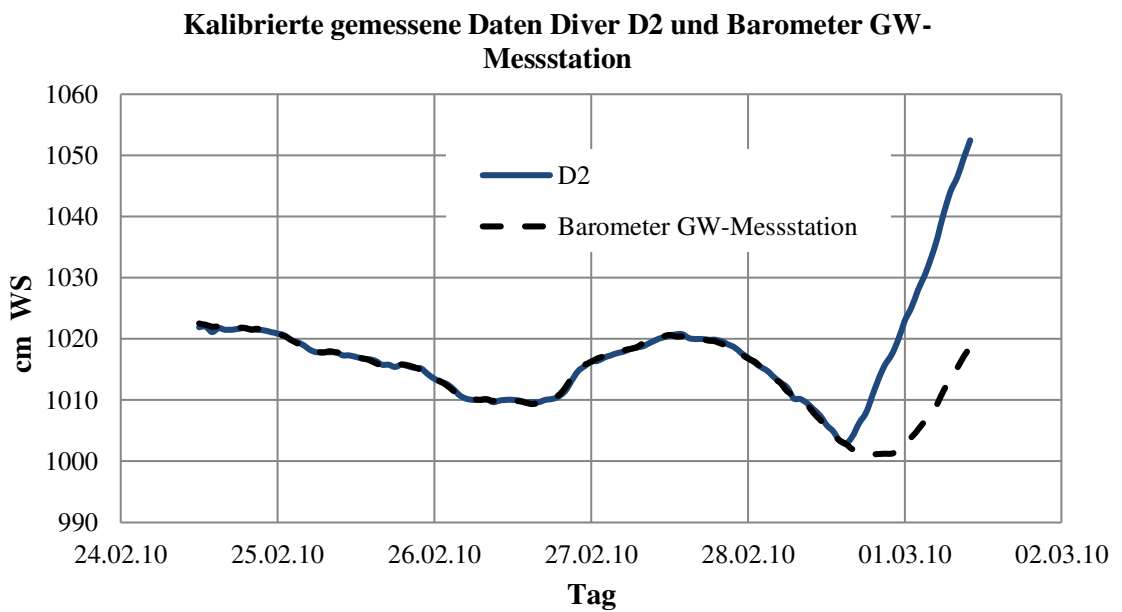


Abb. 8.14.4: Vergleich zwischen kalibrierten Diverdaten und Barometerdaten GW-Messstation (Quelle: Eigene Darstellung)

## 8.15 Modellierte Daten und gemessenen Daten von Diver D1, D2, D3 und Pegel. Diver D1, D2, D3

Tabelle. 8.15.1: Modellierte und gemessene Daten von Diver D1, D2, D3 (Quelle: Eigene Darstellung)

Tag	Q (m3/s) Wehningen	Modellierte Wasserstände (m)	Modellierte Höhe (m) im Standort Diver D1	Modellierte Höhe (cm) im Standort Diver D1	Gemessene Höhe (cm) D1
05.03.10	1559	13.29	1.39	139	135
12.03.10	1582	13.32	1.42	142	125
19.03.10	1066	12.37	0.47	47	37
26.03.10	1192	12.63	0.73	73	72
31.03.10	1594	13.34	1.44	144	140
06.04.10	1691	13.48	1.58	158	148
13.04.10	1153	12.55	0.65	65	55
20.04.10	950	12.13	0.23	23	17

Tag	Q (m3/s) Wehningen	Modellierte Wasserstände (m)	Modellierte Höhe (m) im Standort Diver D2	Modellierte Höhe (cm) im Standort Diver D2	Gemessene Höhe (cm) D2
05.03.10	1559	13.15	1.06	106	120
12.03.10	1582	13.18	1.09	109	108
19.03.10	1066	12.21	0.12	12	22
26.03.10	1192	12.49	0.4	40	58
31.03.10	1594	13.2	1.11	111	125
06.04.10	1691	13.35	1.26	126	133
13.04.10	1153	12.38	0.29	29	40
20.04.10	950	11.97	0	0	0

Tag	Q (m3/s) Wehningen	Modellierte Wasserstände (m)	Modellierte Höhe (m) im Standort Diver D3	Modellierte Höhe (cm) im Standort Diver D3	Gemessene Höhe (cm) D3
05.03.10	1559	13.29	1.04	104	86
12.03.10	1582	13.32	1.07	107	92
19.03.10	1066	12.37	0.12	12	14
26.03.10	1192	12.63	0.38	38	30
31.03.10	1594	13.34	1.09	109	106
06.04.10	1691	13.48	1.23	123	114
13.04.10	1153	12.55	0.3	30	41
20.04.10	950	12.13	0	0	0



## Flusspegel

Tabelle. 8.15.2: Modellierte und gemessene Daten von Flusspegel (Quelle: Eigene Darstellung)

	Tag	Gemessene Höhe (cm) mit Pegel	Modellierte Höhe (cm) im Standort des Pegels
05.03.10	05.03.10	164	167
12.03.10	12.03.10	153	171
19.03.10	19.03.10	65	76
26.03.10	26.03.10	102	101
31.03.10	31.03.10	170	173
06.04.10	06.04.10	179	187
13.04.10	13.04.10	86	93
20.04.10	20.04.10	48	51
28.05.10	27.04.10	19	6
04.06.10	19.05.10	10	7
08.06.10	28.05.10	28	33
14.06.10	04.06.10	38	44
17.08.10	08.06.10	88	84
03.09.10	14.06.10	136	139
07.09.10	17.08.10	149	140
14.09.10	03.09.10	76	76
21.09.10	07.09.10	88	88
01.10.10	14.09.10	20	38
04.10.10	21.09.10	15	13
12.10.10	01.10.10	70	62
19.10.10	04.10.10	168	159
12.10.10	12.10.10	171	180
19.10.10	19.10.10	70	72
26.10.10	26.10.10	35	38
02.11.10	02.11.10	20	7
12.11.10	12.11.10	10	10
16.11.10	16.11.10	35	37
22.11.10	22.11.10	122	115
03.12.10	03.12.10	140	136
7.12.10	07.12.10	90	95
14.12.10	14.12.10	90	95

**8.16 Klimadaten, Messzeitraum Dezember 2009-Dezember 2010**  
(Quelle: DWD Daten)

**Täglicher Niederschlag verschiedener Messstationen nahe Wehningen  
zwischen Dez 2009 und Dez 2010**

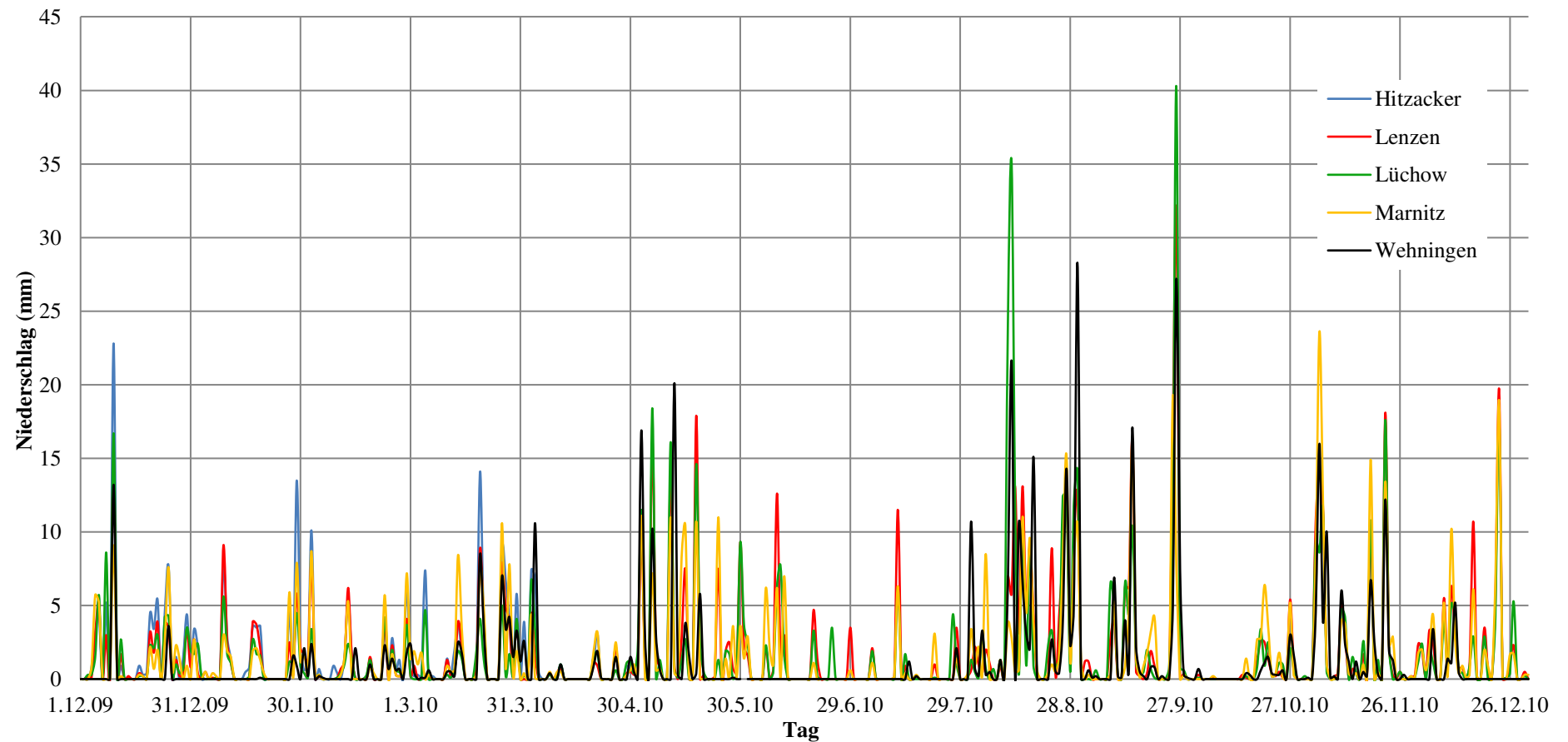


Abb. 8.16.1: Tägliche Niederschläge verschiedener Messstationen nahe Wehningen zwischen Dez 2009 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

Tägliche Temperaturgänge verschiedener Messstationen nahe Wehningen  
zwischen Dez 2009 und Dez 2010

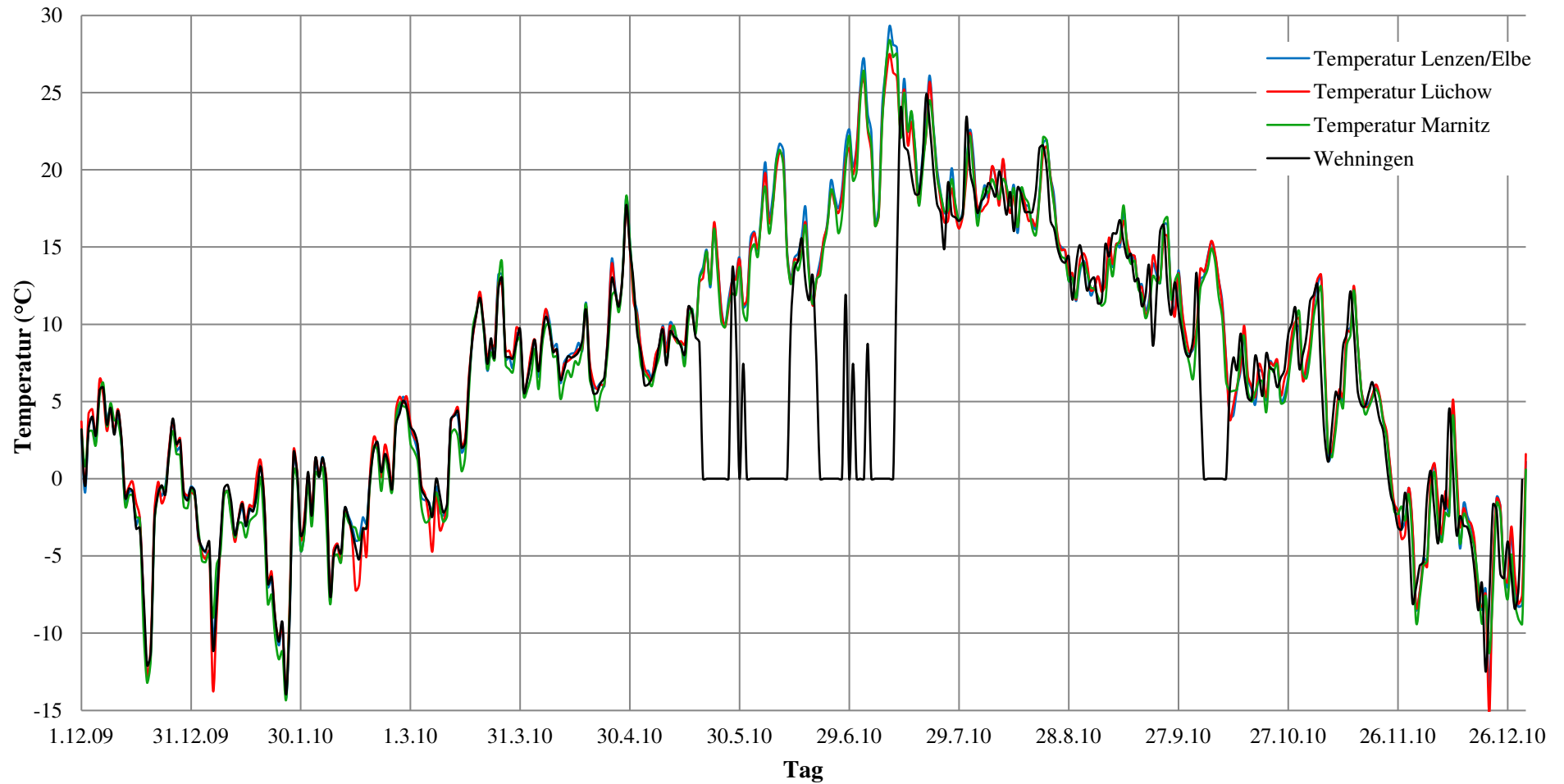


Abb. 8.16.2: Tägliche Temperaturgänge verschiedener Messstationen nahe Wehningen zwischen Dez 2009 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

Tägliche relative Feuchtigkeit verschiedener Messstationen nahe Wehningen  
zwischen Dez 2009 und Dez 2010

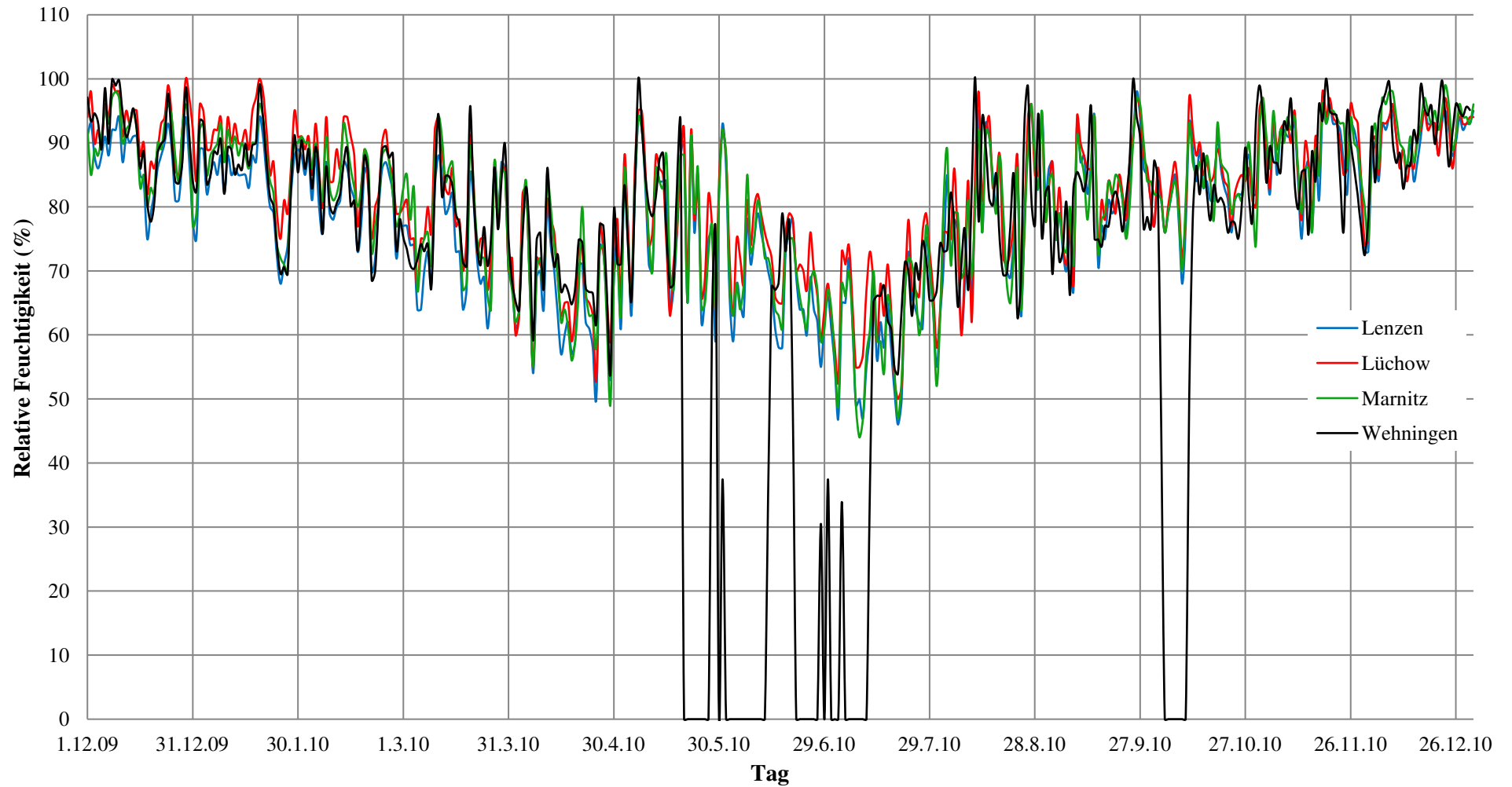


Abb. 8.16.3: Tägliche relative Feuchtigkeit verschiedener Messstationen nahe Wehningen zwischen Dez 2009 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

**Tägliche Windgeschwindigkeit verschiedener Messstationen nahe Wehningen  
zwischen Dez 2009 und Dez 2010**

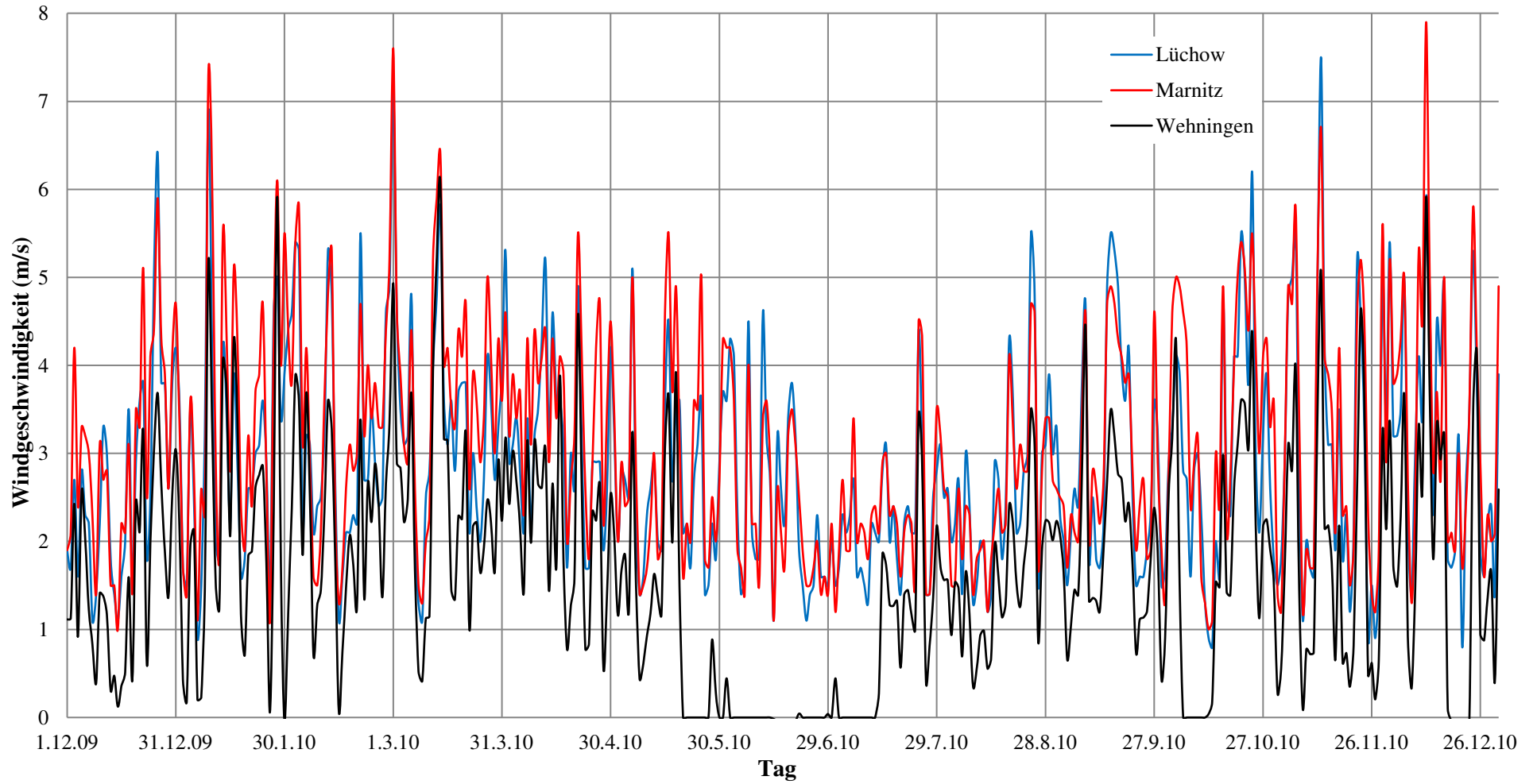


Abb. 8.16.4: Tägliche Windgeschwindigkeit verschiedener Messstationen nahe Wehningen zwischen Dez 2009 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

**Tägliche Sonnenscheindauer verschiedener Messstationen nahe Wehningen  
zwischen Dez 2009 und Dez 2010**

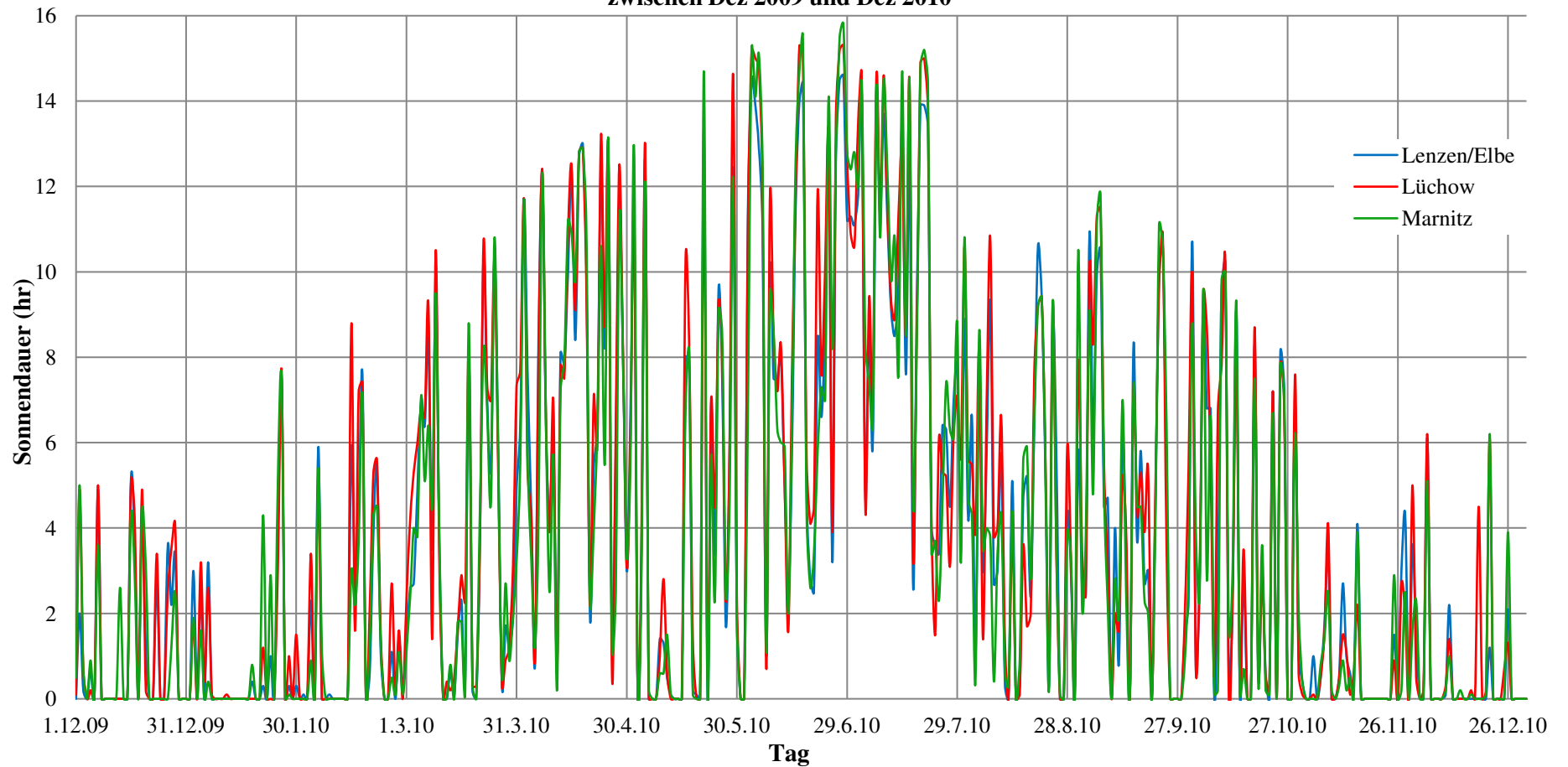


Abb. 8.16.5: Tägliche Sonnenscheindauer verschiedener Messstationen nahe Wehningen zwischen Dez 2009 und 2010 (Quelle: Eigene Darstellung nach Angaben von DWD)

## 8.17 Flusswasser- und Grundwasserstände in Wehningen

Tabelle. 8.17.1: Modellierte Flusswasserstände und gemessene Grundwasserstände (Quelle: Eigene Darstellung)

Datum	FWS (*) (m üNN)	GWS(**) (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)
19.02.10	11.02	11.42	31.03.10	13.34	13.33	10.05.10	11.31	11.79
20.02.10	11.04	11.41	01.04.10	13.43	13.38	11.05.10	11.37	11.80
21.02.10	11.05	11.40	02.04.10	13.48	13.44	12.05.10	11.42	11.85
22.02.10	11.06	11.40	03.04.10	13.54	13.48	13.05.10	11.43	11.87
23.02.10	11.08	11.40	04.04.10	13.57	13.51	14.05.10	11.42	11.87
24.02.10	11.13	11.43	05.04.10	13.58	13.48	15.05.10	11.44	11.87
25.02.10	11.18	11.46	06.04.10	13.54	13.44	16.05.10	11.45	11.87
26.02.10	11.26	11.51	07.04.10	13.44	13.36	17.05.10	11.49	11.88
27.02.10	11.40	11.58	08.04.10	13.28	13.26	18.05.10	11.54	11.89
28.02.10	11.70	11.75	09.04.10	13.11	13.17	19.05.10	11.57	11.92
01.03.10	12.12	11.94	10.04.10	12.96	13.10	20.05.10	11.65	11.96
02.03.10	12.46	12.11	11.04.10	12.81	13.02	21.05.10	11.75	12.02
03.03.10	12.72	12.27	12.04.10	12.66	12.94	22.05.10	11.83	12.06
04.03.10	12.98	12.43	13.04.10	12.50	12.83	23.05.10	11.87	12.09
05.03.10	13.23	12.74	14.04.10	12.35	12.76	24.05.10	11.90	12.13
06.03.10	13.46	13.21	15.04.10	12.22	12.67	25.05.10	11.93	12.14
07.03.10	13.63	13.47	16.04.10	12.14	12.59	26.05.10	11.91	12.15
08.03.10	13.75	13.60	17.04.10	12.08	12.54	27.05.10	11.87	12.15
09.03.10	13.79	13.63	18.04.10	12.06	12.51	28.05.10	11.85	12.14
10.03.10	13.81	13.57	19.04.10	12.04	12.47	29.05.10	11.86	12.14
11.03.10	13.59	13.44	20.04.10	12.04	12.44	30.05.10	11.90	12.18
12.03.10	13.37	13.31	21.04.10	12.05	12.45	31.05.10	11.94	12.19
13.03.10	13.10	13.18	22.04.10	12.04	12.43	01.06.10	11.99	12.21
14.03.10	12.92	13.08	23.04.10	11.98	12.39	02.06.10	12.00	12.21
15.03.10	12.76	12.99	24.04.10	11.89	12.34	03.06.10	11.97	12.21
16.03.10	12.62	12.90	25.04.10	11.77	12.28	04.06.10	11.96	12.21
17.03.10	12.51	12.83	26.04.10	11.67	12.22	05.06.10	11.99	12.23
18.03.10	12.40	12.75	27.04.10	11.59	12.16	06.06.10	12.07	12.27
19.03.10	12.30	12.69	28.04.10	11.53	12.11	07.06.10	12.19	12.31
20.03.10	12.27	12.66	29.04.10	11.50	12.08	08.06.10	12.34	12.37
21.03.10	12.30	12.67	30.04.10	11.45	12.03	09.06.10	12.53	12.45
22.03.10	12.33	12.66	01.05.10	11.36	11.97	10.06.10	12.71	12.54
23.03.10	12.36	12.66	02.05.10	11.31	11.92	11.06.10	12.87	12.62
24.03.10	12.39	12.67	03.05.10	11.29	11.90	12.06.10	12.98	12.70
25.03.10	12.44	12.70	04.05.10	11.26	11.84	13.06.10	13.03	12.76
26.03.10	12.54	12.75	05.05.10	11.22	11.83	14.06.10	12.99	12.81
27.03.10	12.70	12.84	06.05.10	11.20	11.80	15.06.10	12.88	12.81
28.03.10	12.87	12.94	07.05.10	11.19	11.79	16.06.10	12.71	12.75
29.03.10	13.06	13.07	08.05.10	11.23	11.78	17.06.10	12.47	12.67
30.03.10	13.21	13.23	09.05.10	11.26	11.79	18.06.10	12.24	12.59

Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)
19.06.10	12.00	12.49	29.07.10	10.97	11.00	07.09.10	12.41	12.55
20.06.10	11.82	12.38	30.07.10	11.21	11.07	08.09.10	12.42	12.54
21.06.10	11.69	12.29	31.07.10	11.25	11.13	09.09.10	12.38	12.52
22.06.10	11.62	12.21	01.08.10	11.20	11.18	10.09.10	12.30	12.50
23.06.10	11.55	12.13	02.08.10	11.13	11.19	11.09.10	12.22	12.46
24.06.10	11.47	12.06	03.08.10	11.06	11.20	12.09.10	12.10	12.42
25.06.10	11.44	12.01	04.08.10	11.00	11.19	13.09.10	12.00	12.37
26.06.10	11.40	11.96	05.08.10	10.93	11.17	14.09.10	11.90	12.35
27.06.10	11.37	11.91	06.08.10	10.91	11.15	15.09.10	11.87	12.33
28.06.10	11.33	11.87	07.08.10	10.97	11.16	16.09.10	11.81	12.27
29.06.10	11.26	11.81	08.08.10	10.95	11.16	17.09.10	11.78	12.23
30.06.10	11.13	11.75	09.08.10	11.04	11.19	18.09.10	11.75	12.19
01.07.10	11.09	11.70	10.08.10	11.10	11.20	19.09.10	11.72	12.16
02.07.10	11.03	11.65	11.08.10	11.28	11.27	20.09.10	11.69	12.13
03.07.10	10.98	11.59	12.08.10	11.65	11.37	21.09.10	11.66	12.08
04.07.10	10.92	11.55	13.08.10	12.06	11.52	22.09.10	11.63	12.05
05.07.10	10.86	11.50	14.08.10	12.34	11.69	23.09.10	11.60	12.04
06.07.10	10.80	11.45	15.08.10	12.54	11.87	24.09.10	11.57	12.01
07.07.10	10.72	11.40	16.08.10	12.73	12.02	25.09.10	11.53	11.97
08.07.10	10.67	11.36	17.08.10	12.94	12.18	26.09.10	11.49	11.97
09.07.10	10.61	11.31	18.08.10	13.13	12.38	27.09.10	11.52	12.02
10.07.10	10.60	11.27	19.08.10	13.24	12.64	28.09.10	11.58	12.03
11.07.10	10.62	11.24	20.08.10	13.29	12.80	29.09.10	11.63	12.04
12.07.10	10.63	11.21	21.08.10	13.27	12.89	30.09.10	11.73	12.09
13.07.10	10.64	11.18	22.08.10	13.25	12.97	01.10.10	12.06	12.21
14.07.10	10.60	11.15	23.08.10	13.26	13.04	02.10.10	12.44	12.34
15.07.10	10.56	11.12	24.08.10	13.23	13.02	03.10.10	12.75	12.50
16.07.10	10.55	11.09	25.08.10	13.07	12.94	04.10.10	13.10	12.75
17.07.10	10.54	11.07	26.08.10	12.83	12.85	05.10.10	13.45	13.24
18.07.10	10.50	11.03	27.08.10	12.59	12.76	06.10.10	13.80	13.69
19.07.10	10.46	11.00	28.08.10	12.43	12.67	07.10.10	14.06	13.90
20.07.10	10.43	10.97	29.08.10	12.32	12.60	08.10.10	14.20	13.95
21.07.10	10.40	10.94	30.08.10	12.22	12.60	09.10.10	14.19	13.81
22.07.10	10.37	10.91	31.08.10	12.17	12.56	10.10.10	14.01	13.62
23.07.10	10.37	10.88	01.09.10	12.15	12.51	11.10.10	13.77	13.43
24.07.10	10.44	10.87	02.09.10	12.22	12.50	12.10.10	13.51	13.32
25.07.10	10.47	10.86	03.09.10	12.28	12.50	13.10.10	13.28	13.27
26.07.10	10.57	10.88	04.09.10	12.34	12.51	14.10.10	13.07	13.16
27.07.10	10.64	10.90	05.09.10	12.38	12.51	15.10.10	12.88	13.05
28.07.10	10.70	10.93	06.09.10	12.40	12.53	16.10.10	12.69	12.94



Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)
17.10.10	12.53	12.83	26.11.10	13.11	13.09	05.01.11	13.18	13.18
18.10.10	12.40	12.75	27.11.10	13.10	13.10	06.01.11	13.07	13.13
19.10.10	12.28	12.69	28.11.10	13.12	13.13	07.01.11	12.98	13.14
20.10.10	12.19	12.60	29.11.10	13.18	13.16	08.01.11	12.95	13.21
21.10.10	12.13	12.54	30.11.10	13.20	13.17	09.01.11	12.96	13.19
22.10.10	12.09	12.50	01.12.10	13.16	13.15	10.01.11	13.04	13.13
23.10.10	12.06	12.48	02.12.10	13.07	13.10	11.01.11	13.16	13.20
24.10.10	12.01	12.43	03.12.10	12.95	13.02	12.01.11	13.35	13.33
25.10.10	11.96	12.37	04.12.10	12.84	12.95	13.01.11	13.60	13.57
26.10.10	11.90	12.33	05.12.10	12.73	12.92	14.01.11	13.92	13.91
27.10.10	11.86	12.30	06.12.10	12.63	12.85	15.01.11	14.29	14.27
28.10.10	11.81	12.27	07.12.10	12.51	12.79	16.01.11	14.61	14.60
29.10.10	11.77	12.24	08.12.10	12.42	12.73	17.01.11	14.86	14.81
30.10.10	11.73	12.21	09.12.10	12.35	12.67	18.01.11	15.00	14.93
31.10.10	11.70	12.17	10.12.10	12.29	12.62	19.01.11	15.09	15.11
01.11.10	11.65	12.12	11.12.10	12.27	12.70	20.01.11	15.34	15.48
02.11.10	11.59	12.06	12.12.10	12.29	12.70	21.01.11	15.63	15.80
03.11.10	11.55	12.05	13.12.10	12.38	12.68	22.01.11	15.79	15.96
04.11.10	11.53	12.04	14.12.10	12.48	12.71	23.01.11	15.84	15.96
05.11.10	11.55	12.06	15.12.10	12.64	12.80	24.01.11	15.80	15.81
06.11.10	11.57	12.10	16.12.10	12.85	12.96	25.01.11	15.66	15.57
07.11.10	11.59	12.11	17.12.10	13.11	13.13	26.01.11	15.46	15.33
08.11.10	11.61	12.11	18.12.10	13.38	13.34	27.01.11	15.33	15.14
09.11.10	11.59	12.07	19.12.10	13.59	13.51	28.01.11	15.16	14.96
10.11.10	11.57	12.03	20.12.10	13.68	13.54	29.01.11	14.99	14.79
11.11.10	11.57	12.03	21.12.10	13.65	13.49	30.01.11	14.86	14.65
12.11.10	11.59	12.06	22.12.10	13.52	13.41	31.01.11	14.77	14.52
13.11.10	11.66	12.07	23.12.10	13.40	13.34	01.02.11	14.62	14.38
14.11.10	11.74	12.10	24.12.10	13.34	13.31	02.02.11	14.49	14.25
15.11.10	11.81	12.12	25.12.10	13.36	13.35	03.02.11	14.36	14.13
16.11.10	11.87	12.16	26.12.10	13.41	13.37	04.02.11	14.23	14.02
17.11.10	11.94	12.21	27.12.10	13.39	13.38	05.02.11	14.12	13.87
18.11.10	12.01	12.25	28.12.10	13.46	13.30	06.02.11	14.01	13.78
19.11.10	12.09	12.31	29.12.10	13.32	13.24	07.02.11	13.91	13.70
20.11.10	12.25	12.40	30.12.10	13.26	13.24	08.02.11	13.80	13.59
21.11.10	12.47	12.51	31.12.10	13.27	13.27	09.02.11	13.71	13.55
22.11.10	12.69	12.66	01.01.11	13.43	13.38	10.02.11	13.67	13.55
23.11.10	12.88	12.85	02.01.11	13.43	13.35	11.02.11	13.68	13.55
24.11.10	13.04	12.98	03.01.11	13.40	13.29	12.02.11	13.70	13.57
25.11.10	13.11	13.06	04.01.11	13.30	13.24	13.02.11	13.73	13.60

Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)	Datum	FWS (m üNN)	GWS (m üNN)
14.02.11	13.74	13.58	26.03.11	12.33	12.45	05.05.11	11.08	11.54
15.02.11	13.68	13.53	27.03.11	12.30	12.46	06.05.11	11.00	11.51
16.02.11	13.63	13.50	28.03.11	12.22	12.43	07.05.11	10.93	11.47
17.02.11	13.57	13.46	29.03.11	12.15	12.41	08.05.11	10.90	11.44
18.02.11	13.56	13.45	30.03.11	12.10	12.38	09.05.11	10.93	11.41
19.02.11	13.54	13.43	31.03.11	12.06	12.36	10.05.11	10.94	11.41
20.02.11	13.51	13.40	01.04.11	12.03	12.33	11.05.11	10.95	11.39
21.02.11	13.44	13.35	02.04.11	11.99	12.32	12.05.11	10.94	11.38
22.02.11	13.33	13.28	03.04.11	11.93	12.29	13.05.11	10.92	11.36
23.02.11	13.22	13.22	04.04.11	11.89	12.27	14.05.11	10.86	11.34
24.02.11	13.12	13.16	05.04.11	11.84	12.23	15.05.11	10.89	11.32
25.02.11	13.04	13.11	06.04.11	11.82	12.24	16.05.11	10.84	11.30
26.02.11	12.94	13.08	07.04.11	11.82	12.23	17.05.11	10.81	11.28
27.02.11	12.84	13.01	08.04.11	11.86	12.23	18.05.11	10.82	11.26
28.02.11	12.71	12.93	09.04.11	11.87	12.21	19.05.11	10.87	11.26
01.03.11	12.59	12.87	10.04.11	11.82	12.19	20.05.11	10.82	11.24
02.03.11	12.48	12.81	11.04.11	11.77	12.17	21.05.11	10.83	11.22
03.03.11	12.37	12.74	12.04.11	11.73	12.14	22.05.11	10.83	11.21
04.03.11	12.27	12.69	13.04.11	11.67	12.11	23.05.11	10.80	11.20
05.03.11	12.22	12.65	14.04.11	11.64	12.08	24.05.11	10.83	11.19
06.03.11	12.17	12.59	15.04.11	11.61	12.05	25.05.11	10.87	11.19
07.03.11	12.11	12.55	16.04.11	11.57	12.02	26.05.11	10.83	11.18
08.03.11	12.06	12.52	17.04.11	11.56	12.00	27.05.11	10.76	11.16
09.03.11	12.01	12.48	18.04.11	11.57	11.99	28.05.11	10.72	11.14
10.03.11	11.96	12.44	19.04.11	11.60	11.99	29.05.11	10.69	11.11
11.03.11	11.92	12.41	20.04.11	11.62	11.98	30.05.11	10.67	11.09
12.03.11	11.90	12.39	21.04.11	11.61	11.97	31.05.11	10.65	11.07
13.03.11	11.87	12.36	22.04.11	11.58	11.96	01.06.11	10.60	11.04
14.03.11	11.83	12.32	23.04.11	11.54	11.93	02.06.11	10.62	11.02
15.03.11	11.81	12.29	24.04.11	11.49	11.89	03.06.11	10.55	11.00
16.03.11	11.78	12.27	25.04.11	11.44	11.86	04.06.11	10.58	10.98
17.03.11	11.76	12.25	26.04.11	11.38	11.80	05.06.11	10.59	10.97
18.03.11	11.70	12.21	27.04.11	11.31	11.78	06.06.11	10.66	10.98
19.03.11	11.71	12.19	28.04.11	11.23	11.73	07.06.11	10.73	11.00
20.03.11	11.73	12.18	29.04.11	11.19	11.69	08.06.11	10.73	11.00
21.03.11	11.73	12.18	30.04.11	11.16	11.66	09.06.11	10.66	10.97
22.03.11	11.78	12.19	01.05.11	11.15	11.63	10.06.11	10.68	10.97
23.03.11	11.92	12.25	02.05.11	11.15	11.61	11.06.11	10.70	10.97
24.03.11	12.15	12.34	03.05.11	11.15	11.59	12.06.11	10.64	10.95
25.03.11	12.29	12.42	04.05.11	11.13	11.57	13.06.11	10.67	10.96

<b>Datum</b>	<b>FWS (m üNN)</b>	<b>GWS (m üNN)</b>
14.06.11	10.70	10.96
15.06.11	10.70	10.96
16.06.11	10.73	10.97
17.06.11	10.68	10.94
18.06.11	10.61	10.93
19.06.11	10.55	10.91
20.06.11	10.55	10.89
21.06.11	10.53	10.88
22.06.11	10.51	10.86
23.06.11	10.56	10.86
24.06.11	10.58	10.85
25.06.11	10.55	10.85
26.06.11	10.60	10.85
27.06.11	10.59	10.84
28.06.11	10.60	10.85
29.06.11	10.69	10.87
30.06.11	10.67	10.88
01.07.11	10.69	10.88
02.07.11	10.66	10.88
03.07.11	10.62	10.86
04.07.11	10.59	10.84
05.07.11	10.57	10.85
06.07.11	10.72	10.88
07.07.11	10.83	10.92
08.07.11	10.90	10.96
09.07.11	10.97	10.99
10.07.11	11.02	11.02
11.07.11	11.04	11.05
12.07.11	10.99	11.06
13.07.11	10.96	11.07
14.07.11	10.97	11.08
15.07.11	10.95	11.08
16.07.11	11.01	11.10
17.07.11	11.07	11.12
18.07.11	11.10	11.14
19.07.11	11.08	11.14
20.07.11	11.01	11.13
21.07.11	10.93	11.12

(\*) FWS: Flusswasserstand

(\*\*) GWS: Grundwasserstand

## 8.18 Gemessene Wasserspannung und Wassergehalt

### Bodenwasserspannung (Tensiometer)

Tabelle. 8.18.1: Gemessene Wasserspannung mit Tensiometer-Sonden (Quelle: Eigene Darstellung)

	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10
<b>Tiefe (cm)</b>	13	20	33	44	55	65	81	107	133	159
<b>Bodenwasserspannung (hPa)</b>										
<b>Datum</b>	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10
04.12.09	37.5	46.46	49.58	38.3	50.22	52.62	56.54	493.7	315.1	70.14
11.12.09	11.04	19.25	21.95	16.06	28.31	31.31	39.1	458.5	334.3	69.58
18.12.09	54.78	55.02	53.18	42.86	54.94	49.82	61.18	50.3	85.82	75.58
29.12.09	15.94	25.49	29.44	23.81	35.23	39.74	51.1	38.38	31.97	69.34
4.1.10	32.42	43.42	47.66	38.94	50.94	34.65	59.34	41.82	26.17	66.22
12.1.10	37.82	55.34	59.34	49.1	60.62	55.66	64.86	45.02	27.01	41.34
22.1.10	27.98	12.4	37.18	31.74	50.46	34.22	64.06	42.62	7.18	15.48
29.1.10	116.22	84.22	63.34	50.3	62.54	61.74	65.34	44.06	26.97	31.73
5.2.10	28.1	73.9	72.86	59.98	70.14	65.9	68.06	46.3	28.29	36.86
12.2.10	43.5	71.98	72.14	63.58	73.82	70.06	69.74	55.66	36.86	51.02
19.2.10	28.94	62.54	73.18	64.3	75.66	71.58	71.02	49.26	30.66	40.86
23.2.10	-4.25	1.58	9.06	0.11	73.34	64.78	71.82	49.66	28.05	40.3
5.3.10	48.3	43.66	43.42	33.72	46.22	48.86	61.02	39.1	13.53	-5.96
12.3.10	11.71	22.49	13.67	-1.42	-6.7	-13.53	-31.71	-53.86	-79.3	-101.7
19.3.10	43.82	47.74	45.98	33.92	43.18	38.14	29.12	5.79	-18.09	-40.11
26.3.10	63.66	58.06	51.82	37.02	46.62	41.58	33.47	9.32	-14.57	-38.17
31.3.10	8.74	14.01	14.73	4.37	3.06	-7.62	-21.09	-44.01	-68.5	-92.82
6.4.10	20.13	19.19	6.31	-10.6	-14.63	-12.25	-37.61	-61.06	-85.22	-110.02
13.4.10	97.42	68.14	51.74	34.91	37.02	27.55	14.95	-7.63	-31.27	-56.26
20.4.10	324.7	147.18	86.54	59.26	64.86	59.5	54.06	32.1	9.68	-14.88
27.4.10	672.9	256.54	126.78	81.26	79.42	73.82	68.62	51.5	32.4	8.18
4.5.10	142.7	196.14	110.7	103.74	92.78	91.5	75.82	58.62	42.94	39.1
11.5.10	107.98	187.1	111.98	93.1	94.62	86.94	79.34	61.74	44.22	47.26
19.5.10	53.18	110.78	66.54	47.9	60.7	64.3	59.1	58.94	43.9	43.42
28.5.10	-4.88	-4.55	-4.62	-4.69	-4.79	-4.86	-4.59	-4.86	-4.86	-4.9
14.6.10	599.3	606.3	324.7	132.22	71.1	-5667.9	20.66	7.06	-9.82	-27.65
21.6.10	758	854	943.6	363.7	120.86	-7781.9	52.22	42.14	20.09	-4.89
16.7.10	-6.2	-5.23	-3.92	683.7	731.1	259.82	99.58	73.26	61.9	52.54
23.7.10	-2.8	-4.52	-3.62	560.9	790.6	375.9	122.46	79.58	59.1	55.02
3.8.10	-5.52	-5.73	-4.49	-12.56	679.3	512.2	153.66	87.74	64.78	58.3
10.8.10	-6.44	-5.47	-5.03	-12.8	620.4	650.5	200.46	94.22	67.66	60.22
17.8.10	-28.1	-21.76	-27.98	-30.3	550	295.74	183.9	96.7	70.46	61.5
27.8.10	-23.05	-17.43	-26.25	-27.99	108.7	58.3	18.83	4.17	-11.45	-42.7
3.9.10	11.58	10.04	-4.05	-9.63	62.54	72.06	44.78	27.33	15.38	-15.99
7.9.10	8	6.77	-6.84	-14.51	70.14	78.78	42.3	17.72	13.48	-18.64

	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10
14.9.10	1.32	1.6	-4.98	-14.24	81.5	91.58	52.86	32.91	28.43	-3.99
21.9.10	120.86	90.7	-927.1	2.66	64.78	74.94	63.9	48.14	40.06	18.55
1.10.10	45.58	44.06	-297.54	2.96	47.9	64.06	51.9	37.82	29.44	23.36
12.10.10	20.26	6.15	-401.7	-16.54	-9.82	-17.37	-38.25	-64.58	-76.1	-109.14
19.10.10	53.58	50.38	-258.18	-5.27	53.66	55.5	24.26	-3.07	-20.49	-40.88
26.10.10	70.06	65.02	-213.46	42.78	73.98	66.62	54.7	37.02	15.71	-4.15
2.11.10	59.02	53.58	57.98	30.33	72.46	76.86	61.74	51.58	37.66	18.4
12.11.10	19.75	16.55	23.53	14.57	37.02	49.82	52.06	46.7	36.14	27.83
16.11.10	46.78	41.34	44.3	41.66	51.34	60.46	55.1	48.46	35	23.74
22.11.10	39.02	37.34	38.86	36.46	43.1	54.22	45.9	33.68	6.78	-11.38
3.12.10	75.34	45.9	39.5	61.5	31.63	25.96	-7.96	-29.71	-47.14	-61.06
7.12.10	15.26	16.77	22.07	24.84	40.3	37.02	18.32	-3.76	-25.91	-44.05
14.12.10	56.06	38.7	39.26	18.4	43.9	19.38	17.45	-6	-1.17	-46.9
21.12.10	22.93	8.7	-0.39	-26.93	-19.92	-47.14	-55.62	-83.38	-80.42	-122.74
4.1.11	26.49	26.28	21.89	13.9	13.89	-12.89	-4146.9	-46.26	-64.74	-88.66
11.1.11	28.88	28.67	27.02	20.6	20.82	0.12	-6624.9	-39.04	-46.82	-69.3
4.3.11	-838.2	52.54	52.7	55.18	-78.98	-203.7	36.05	6.89	2361.2	2045
11.3.11	-783.8	9.55	14.76	36.62	-69.3	-544.4	65.74	33.95	157.74	154.54
15.3.11	-841.4	19.33	27.82	35.67	-65.86	-504.1	71.58	43.26	163.34	162.06
22.3.11	-790.8	49.02	48.86	48.3	-68.66	-536.7	78.38	52.54	177.58	180.38
1.4.11	122.3	93.5	75.9	67.02	65.98	-558.5	65.34	39.9	19.45	-4.59
5.4.11	25.11	18.45	26.85	43.26	70.78	-576.4	72.62	46.06	26.66	2.1
27.5.11				2597.3	-790.8		190.94	71.34	52.86	56.46

## Bodenwasserspannung (Gipsblöcke)

Tabelle. 8.18.2: Gemessene Wasserspannung mit Gipsblöcken (Quelle: Eigene Darstellung)

		Gb1	Gb2	Gb3	Gb4
Tiefe (cm)		13	44	81	133
Bodenwasserspannung (hPa)					
Datum		Gb1	Gb2	Gb3	Gb4
28.05.10	09:30 Uhr	90			
04.06.10	09:40 Uhr	110			
08.06.10	09:48 Uhr	140			
14.06.10	09:28 Uhr	160			
21.06.10	10:30 Uhr	470			
29.06.10	12:14 Uhr	1500			
02.07.10	09:30 Uhr	1540	220	120	30
06.07.10	09:50 Uhr	1770	320	130	50
13.07.10	11:40 Uhr	1820	440	150	50
16.07.10	09:30 Uhr	1620	630	150	60

		<b>Gb1</b>	<b>Gb2</b>	<b>Gb3</b>	<b>Gb4</b>
23.07.10	09:30 Uhr	1660	980	170	60
03.08.10	10:10 Uhr	1450	1320	180	70
10.08.10	10:00 Uhr	1400	1130	190	70
17.08.10	09:50 Uhr	120	190	180	90
27.08.10	09:50 Uhr	190	240	10	10
03.09.10	09:30 Uhr	90	50	30	0
07.09.10	09:30 Uhr	140	100	40	0
14.09.10	09:45 Uhr	30	120	90	0
21.09.10	09:45 Uhr	80	60	110	0
01.10.10	09:30 Uhr	60	40	90	0
19.10.10	10:00 Uhr	80	30	0	0
26.10.10	11:00 Uhr	90	80	50	0
02.11.10	09:45 Uhr	60	80	100	0
12.11.10	11:40 Uhr	30	30	100	0
16.11.10	09:30 Uhr	30	30	90	0
22.11.10	09:20 Uhr	30	30	90	0
03.12.10	10:20 Uhr	80	40	20	0
07.12.10	10:05 Uhr	80	60	10	0
14.12.10	10:00 Uhr	70	40	20	0
21.12.10	10:15 Uhr	60	30	70	20
04.01.11	09:56 Uhr	60	20	20	20
11.01.11	09:55 Uhr	50	30	0	0
04.03.11	09:35 Uhr	100	30	20	30
11.03.11	09:50 Uhr	70	80	120	20
22.03.11	09:00 Uhr	80	50	190	80
05.04.11	09:45 Uhr	40	80	140	80
12.04.11	09:45 Uhr	170	80	140	90
26.04.11	09:30 Uhr	270	160	150	110
09.05.11	10:07 Uhr	1010	340	190	130
13.05.11	09:10 Uhr	1410	390	180	130
17.05.11	10:40 Uhr	1350	510	200	130
27.05.11	09:30 Uhr	1500	810	210	130
31.05.11	09:10 Uhr	1520	1020	210	130
07.06.11	10:07 Uhr	1480	1410	260	160
17.06.11	09:37 Uhr	1420	320	270	160
28.06.11	10:05 Uhr	1520	1480	310	200
05.07.11	09:25 Uhr	180	1350	310	180
14.07.11	09:36 Uhr	200	1160	310	170
21.07.11	09:40 Uhr	310	1120	310	160

## Wassergehalt (TDR Sensoren)

Tabelle. 8.18.3: Gemessene Wassergehalt mit TDR-Sonden (Quelle: Eigene Darstellung)

Θ%	TDR 1	TDR 2	TDR 3	TDR 4	TDR 5	TDR 6	TDR 7	TDR 8	TDR 9	TDR 10
Tiefe (cm)	16	26	36	47	58	67	84	109	135	163
<b>Wassergehalt (%)</b>										
Datum	TDR 1	TDR 2	TDR 3	TDR 4	TDR 5	TDR 6	TDR 7	TDR 8	TDR 9	TDR 10
11/23/09	50.1	49.9	45.2	44.1	43.4	33.8	36	20.6	14.2	24.4
12/04/09	50.2	52.1	46.4	44.5	43.8	36.7	40.4	21.9	14.2	24
12/11/09	53.1	51.1	46.7	44.4	44.1	37.4	41.8	28.1	15.2	23.7
12/18/09	50.1	52.7	47.8	47	46.8	41.4	42	29.9	16.3	19.3
12/29/09	39.1	39.1	34.9	34.2	34	29.5	30.3	19.1	13	7.7
01/04/10	38.3	38.8	34.7	33.9	33.7	29.1	29.7	18.7	14.2	7.4
01/12/10	37.6	38.2	34.1	34.6	33.2	28.5	29.8	18.7	13.8	10.3
01/22/10	52	52.1	47.4	47.4	45.9	40.4	41.7	28.9	24.6	22.3
01/29/10	46.3	51.4	46.1	46.5	44.4	40.7	41.8	28.6	24.6	22.8
02/05/10	47.7	51	45.9	45.8	44.6	40.6	40.9	28.7	24.3	21.9
02/12/10	48.5	51.2	46	46.3	45.5	41	42.1	29.7	25.2	22.4
02/19/10	47.9	52.1	44.8	45.5	44.3	39.6	40.3	28.8	24.4	21.4
02/23/10	51.1	51.4	46.5	45.7	45.5	40.6	40.2	28.3	24.1	21.6
03/05/10	48.6	51.2	46.6	45.4	46	41.3	41.1	29.2	39.5	44.3
03/12/10	51.3	53.9	46.6	46.6	47.3	56	48	45.9	44.3	46.9
03/19/10	49.4	51.7	45.6	46.4	46.2	45.7	45.2	43.8	43	46.5
03/26/10	49	52.9	46.6	46.3	46.8	44.8	43.6	43.1	43.7	45.8
03/31/10	52.4	52.8	46.9	46.8	46.9	53.3	46.1	44	43.3	46.5
04/06/10	53	53.5	47.9	47.1	48.8	54.9	46.8	44.1	43.7	46
04/13/10	49.5	52.8	47.4	47.4	47.7	46.5	46.6	43.6	43.3	45.3
04/20/10	41.2	50.5	45.3	46.3	44.6	43	43.6	35.5	42.3	44.7
04/27/10	38.7	47.6	43.8	45.6	44.3	42.4	41.1	29.3	27.8	44
05/04/10	43.8	46.8	44.2	46.3	45.2	41.3	40.2	29.2	24.3	26.5
05/11/10	46.3	48.1	44.4	45.3	44.1	41.5	41.1	28.3	24.3	23.9
05/19/10	50.8	50.9	44.7	46.1	44.8	41.6	40.9	28.3	23.5	24.3
05/28/10	48.6	50.3	44.4	46	45.5	41	40	29.1	24.7	31.7
06/04/10	45.6	48.2	44.2	46.2	45	41.4	40.4	29.3	24.4	37.6
06/08/10	40.1	46.9	45	45.7	44.6	40.9	39.6	28.9	25	42.8
06/14/10	38.8	45.3	43.9	44.5	44	42.2	41.3	39	42.2	43.8
06/21/10	31	41	41.1	43.9	44.5	42.2	41.1	31.4	40.3	43.4
06/29/10	26.9	34.3	33.9	41.1	42.8	40	38.5	27.6	23.1	25
07/02/10	26.7	32	31.4	40.3	43.2	41.2	39.2	27.1	23.4	23.9
07/06/10	25.3	29.9	28.7	36.6	41.3	41	38.1	27.8	23.8	23.1
07/13/10	24.8	28.8	27	33.2	40.5	40	36.9	26.2	22.4	22.5
07/16/10	24.9	28.8	28.6	33.3	39.9	39.7	37.3	27.1	23	22.4
07/23/10	24.5	27.5	26.7	29.3	35.8	36.5	33.7	27.1	22.8	22.5

Ø%	TDR 1	TDR 2	TDR 3	TDR 4	TDR 5	TDR 6	TDR 7	TDR 8	TDR 9	TDR 10
08/03/10	24.7	27.5	26.5	28.3	33.8	36.8	30.4	25.9	22.3	22.3
08/10/10	24.1	27.6	26.6	28.7	34.2	34.6	29.2	25.2	21.7	21.5
08/17/10	33.4	38.1	30.2	29.7	37.7	36.5	31.1	25.3	22.2	21.9
08/27/10	41.2	40.4	34.5	32.5	38.7	42.3	42.7	42.9	42.1	43.9
09/03/10	43.5	45.6	41.4	42.4	43.1	41.9	40.4	34.3	42.7	45
09/07/10	40.4	44.2	41	41.8	42.8	42.3	40	35.4	42.8	45.8
09/14/10	52.4	42.1	39.6	43.1	30.6	28.2	28.1	19.8	28.2	33.2
09/21/10	46.3	45.6	42	42.9	43.2	41.2	39.2	28.4	25.1	43.7
10/01/10	49.7	47.5	42.5	44.6	43.5	43.8	40.8	29.3	26.3	34.3
10/12/10	53.1	50.1	48.8	45.9	47.6	57	48.6	41.3	43.9	44.6
10/19/10	49.3	47.5	45	45.5	43.3	45.9	44.3	41.2	43.6	44.1
10/26/10	48.8	46.9	46.3	44.7	45.4	46.9	42	30.6	41.6	44.3
11/02/10	44.4	45.7	46.4	44.7	43	46.7	37.1	29.9	25	42.2
11/12/10	49.8	48.4	47.4	45.4	44.2	46.2	38	30.1	24.8	36.2
11/16/10	47.8	48	47.4	45.9	44	49	37.5	30.2	25	37.2
11/22/10	48.2	47.9	47.8	46	43.6	51.2	38.3	30.4	39.8	42
12/03/10	45.3	46.3	48.8	46.3	46	57.8	48	43.7	43.7	44.3
12/07/10	48.5	47.8	47.6	45.7	43.9	50.2	44.7	41.9	42.3	43.5
12/14/10	47.7	48.1	48.4	46.3	44.1	55.2	42.3	42.5	43.9	44.9
12/21/10	48.4	48.8	48.7	46.7	45.4	57.2	48	43.9	44.2	45.8
01/04/11	50.4	47.9	45.6	47.2	48	57.6	46.7	42.7	44.9	45.9
01/11/11	49.6	48.4	48.9	46.4	47.2	59	47.1	43.7	44	45.3
03/04/11	45.3	45.5	47.4	45.7	43.7	62	45.2	46.5	46.9	48.8
03/11/11	52.8	51	44.7	43.3	47.3	47.3	41.3	38.8	44.7	48.2
03/15/11	49.9	48.6	45.9	44.9	47.7	47.2	41	36.1	40.3	47.8
03/22/11	48.4	47.3	46.2	45.2	47.2	45.9	39.4	35	27.7	44.1
04/01/11	46.6	45.7	44.3	45.2	47.3	45.7	39.3	34.1	34.5	48.3
04/05/11	51.9	48.6	45.2	45.7	47.2	45.3	39.1	34.5	30.6	48.4
04/12/11	49.8	45.8	44	44.3	46.2	45.1	38.7	33.9	26.3	41.3
04/21/11	46.6	34.3	45.4	42.9	43.4	46.1	43.7	36.6	32.9	24
04/26/11	40.7	43.8	43	43.3	45.8	43.8	37.1	33	25	25.8
05/09/11	29.4	35.2	39.9	42.5	45.7	44.3	37	32.8	24.9	24
05/13/11	27.1	32.9	38.1	41.7	45	43.5	35.9	32.8	24.7	24.2
05/17/11	27.4	34	37.3	41.4	44.4	43.5	35.9	32.1	23.8	23.6
05/27/11	26.2	29	33	40.8	43.8	43	34.9	32	23.7	23.7
05/31/11	25.2	27.1	30.3	38.4	42.4	42.1	33.5	32.2	23	23.5
06/07/11	26.5	39	39.8	38.6	41.6	41.6	33	30.8	23.1	23.4
06/17/11	26.3	29.5	30.3	35.2	41.7	41	32.4	30.3	23.2	23.3
06/28/11	24.8	26.8	28.3	32.8	40.5	38.7	29.7	30.8	21.9	22.3
07/05/11	38.8	35.3	33	34	42.4	39	28.5	27.9	21.3	22.2
07/14/11	44.4	36.6	33.3	33.5	41.5	37.9	27.9	29.7	21.7	23
07/21/11	30.5	32.3	33.7	33.2	41.3	38.3	28.2	29.5	21.5	22.8



## 8.19 Einstufung von Pflanzenarten des Wehninger Werders (Quelle: Kaiser et al., 2005)

Tabelle 8.19.1: Pflanzenarten nach der Gliederung von Ellenberg et al. (2001)

Pflanzenarten mit subkontinentaler bzw. kontinentaler Verbreitung	<i>Allium schoenoprasum</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Chenopodium glaucum</i>	<i>Salix alba</i>
	<i>Artemisia annuus</i>	<i>Populus nigra</i>	<i>Cnidium dubium</i>	<i>Salix viminalis</i>
	<i>Asparagus officinalis</i>	<i>Quercus robur</i>	<i>Euphorbia palustris</i>	<i>Scutellaria hastifolia</i>
	<i>Bromus inermis</i>	<i>Ribes rubrum</i>	<i>Leonurus marrubiastrum</i>	<i>Stellaria palustris</i>
	<i>Calamagrostis epigejos</i>	<i>Rorippa amphibia</i>	<i>Maianthemum bifolium</i>	<i>Trientalis europaeus</i>
	<i>Carex praecox</i>	<i>Rumex thyrsoiflorus</i>		
Pflanzenarten mit subatlantischer bzw. atlantischer Verbreitung	<i>Acer campestre</i>	<i>Dactylis glomerata</i>	<i>Juncus effusus</i>	<i>Sagittaria sagittifolia</i>
	<i>Acer pseudoplatanus</i>	<i>Dianthus carthusianorum</i>	<i>Lemna gibba</i>	<i>Sambucus nigra</i>
	<i>Achillea ptarmica</i>	<i>Dianthus deltoides</i>	<i>Lemna minor</i>	<i>Saponaria officinalis</i>
	<i>Aegopodium podagraria</i>	<i>Dryopteris carthusiana</i>	<i>Lemna trisulca</i>	<i>Schoenoplectus lacustris</i>
	<i>Agrimonia eupatoria</i>	<i>Echium vulgare</i>	<i>Leontodon autumnale</i>	<i>Scrophularia nodosa</i>
	<i>Agrostis stolonifera</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Leucanthemum vulgare</i>	<i>Sedum acre</i>
	<i>Alliaria petiolata</i>	<i>Festuca ovina</i>	<i>Lolium perenne</i>	<i>Senecio aquaticus</i>
	<i>Allium vineale</i>	<i>Festuca pratensis</i>	<i>Lotus corniculatus</i>	<i>Senecio paludosus</i>
	<i>Alopecurus geniculatus</i>	<i>Fraxinus excelsior</i>	<i>Lysimachia nummularia</i>	<i>Sium latifolium</i>
	<i>Apium inundatum</i>	<i>Galeopsis tetrahit</i> agg.	<i>Melampyrum pratense</i>	<i>Spergularia echinosperma</i>
	<i>Arctium lappa</i>	<i>Galium aparine</i>	<i>Milium effusum</i>	<i>Symphytum officinale</i>
	<i>Armeria maritima</i> ssp. <i>elongata</i>	<i>Galium palustris</i>	<i>Nuphar lutea</i>	<i>Tanacetum vulgare</i>
	<i>Arrhenatherum elatius</i>	<i>Geranium robertianum</i>	<i>Oenanthe fistulosa</i>	<i>Teesdalia nudicaulis</i>
	<i>Bromus hordeaceus</i>	<i>Glechoma hederacea</i>	<i>Oenothera parviflora</i>	<i>Tilia cordata</i>
	<i>Callitriche palustris</i> agg.	<i>Glyceria fluitans</i>	<i>Plantago lanceolata</i>	<i>Torilis japonica</i>
	<i>Calluna vulgaris</i>	<i>Gnaphalium uliginosum</i>	<i>Poa trivialis</i>	<i>Tragopogon pratensis</i>
	<i>Campanula patula</i>	<i>Hedera helix</i>	<i>Potentilla reptans</i>	<i>Trifolium arvense</i>
	<i>Carex acutiformis</i>	<i>Heracleum sphondylium</i>	<i>Prunella vulgaris</i>	<i>Trifolium campestre</i>
	<i>Carex arenaria</i>	<i>Hieracium laevigatum</i>	<i>Ranunculus acris</i>	<i>Trifolium dubium</i>
	<i>Carex hirta</i>	<i>Holcus lanatus</i>	<i>Ranunculus bulbosus</i>	<i>Trifolium pratense</i>
	<i>Carpinus betulus</i>	<i>Humulus lupulus</i>	<i>Ranunculus flammula</i>	<i>Tripleurospermum</i>
	<i>Chaerophyllum hirsutum</i>	<i>Hydrocotyle vulgaris</i>	<i>Rorippa sylvestris</i>	<i>Veronica scutellata</i>
	<i>Chenopodium polyspermum</i>	<i>Hypochaeris radicata</i>	<i>Rosa canina</i>	<i>Viola riviniana</i>
	<i>Cirsium palustre</i>	<i>Iris pseudacorus</i>	<i>Rubus caesius</i>	<i>Viola tricolor</i> ssp. <i>tricolor</i>
	<i>Cirsium vulgare</i>	<i>Jasione montana</i>	<i>Rumex acetosella</i>	<i>Xanthium alpinum</i>
	<i>Corrigiola littoralis</i>	<i>Juncus articulatus</i>	<i>Rumex crispus</i>	
	<i>Cucubaler baccifer</i>	<i>Juncus compressus</i>	<i>Rumex obtusifolius</i>	
Stromtalpflanzen	<i>Allium schoenoprasum</i>	<i>Eryngium campestre</i>	<i>Chaerophyllum bulbosum</i>	<i>Rumex thyrsoiflorus</i>
	<i>Armeria maritima</i> ssp. <i>elongata</i>	<i>Euphorbia palustris</i>	<i>Cnidium dubium</i>	<i>Scutellaria hastifolia</i>
	<i>Artemisia annuus</i>	<i>Inula britannica</i>	<i>Corrigiola littoralis</i>	<i>Senecio aquaticus</i>
	<i>Bidens frondosa</i>	<i>Leonurus marrubiastrum</i>	<i>Cruciata laevipes</i>	<i>Thalictrum flavum</i>
	<i>Bolboschoenus maritimus</i>	<i>Pulicaria vulgaris</i>	<i>Cucubaler baccifer</i>	<i>Ulmus laevis</i>
	<i>Carex praecox</i>	<i>Rumex maritimus</i>	<i>Cuscuta europaea</i>	<i>Xanthium albinum</i>

## 8.20 Einstufung von Pflanzen nach Biotoptypen in Wehninger Werder (Nach Angaben von Heinken (2002) und Kaiser et al. (2005))

Tabelle 8.20.1: Grünland (Quelle: Heinken, 2002; Kaiser et al, 2005)

	Ellenberg et. al (2001)	
	Kontinental	Ozeanisch
Rumex thyrsiflorus	x	
Leontodon autumnale		x
Bromus hordeaceus		x
Plantago lanceolata		x
Lolium perenne		x
Trifolium dubium		x
Hypochaeris radicata		x
Glechoma hederacea		x
Poa trivialis		x
Cnidium dubium	x	
Festuca pratensis		x
Trifolium pratense		x
Rorippa sylvestris		x
Potentilla reptans		x
Symphytum officinale		x
Rumex crispus		x
Alopecurus geniculatus		x
Stellaria palustris	x	
Carex praecox	x	
Xanthium albinum		x
Campanula patula		x
Lotus corniculatus		x

Tabelle 8.20.2: Röhrichte (Quelle: Heinken, 2002; Kaiser et al, 2005)

	Ellenberg et. al (2001)	
	Kontinental	Ozeanisch
Calamagrostis epigejos	x	
Galium palustris		x
Rorippa amphibia	x	
Iris pseudacorus		x
Poa trivialis		x
Glechoma hederacea		x
Leonurus marrubiastrum	x	
Rorippa sylvestris		x
Alopecurus geniculatus		x
Rumex crispus		x

	Ellenberg et. al (2001)	
	Kontinental	Ozeanisch
<i>Sium latifolium</i>		x
<i>Rumex obtusifolius</i>		x
<i>Symphytum officinale</i>		x
<i>Rumex thyrsoiflorus</i>	x	
<i>Agrostis stolonifera</i>		x
<i>Gnaphalium uliginosum</i>		x
<i>Xanthium albinum</i>		x
<i>Tanacetum vulgare</i>		x
<i>Artemisia annuus</i>	x	
<i>Achillea ptarmica</i>		x
<i>Potentilla reptans</i>		x
<i>Stellaria palustris</i>	x	

Tabelle 8.20.3: Flutrasen (Quelle: Heinken, 2002; Kaiser et al, 2005)

	Ellenberg et. al (2001)	
	Kontinental	Ozeanisch
<i>Alopecurus geniculatus</i>		x
<i>Carex praecox</i>	x	
<i>Rorippa sylvestris</i>		x
<i>Agrostis stolonifera</i>		x
<i>Poa trivialis</i>		x
<i>Glyceria fluitans</i>		x
<i>Rumex obtusifolius</i>		x
<i>Rumex crispus</i>		x
<i>Potentilla reptans</i>		x
<i>Rorippa amphibia</i>	x	
<i>Galium palustris</i>		x
<i>Sium latifolium</i>		x
<i>Rumex thyrsoiflorus</i>	x	
<i>Stellaria palustris</i>	x	
<i>Xanthium albinum</i>		x
<i>Glechoma hederacea</i>		x
<i>Symphytum officinale</i>		x
<i>Lemna minor</i>		x
<i>Veronica scutellata</i>		x

## 8.21 Wehningen-Einzugsgebiet und Teileinzugsgebiete (Quelle: BMU, 2003)

Abb. 8.21.1: Wehningen-Einzugsgebiet  
(Quelle: Eigene Darstellung)

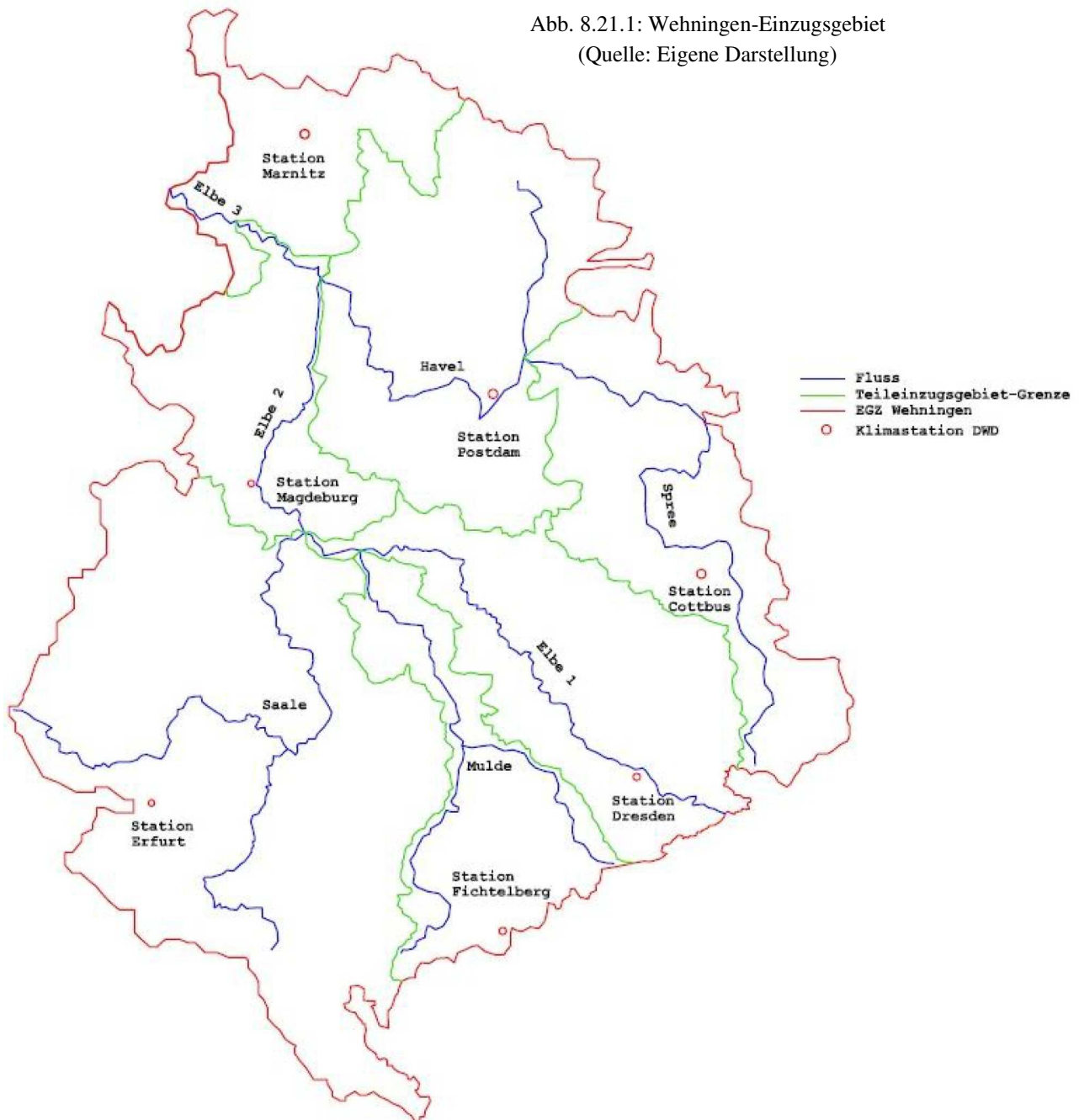


Tabelle 8.21.1: DWD-Stationen  
(Quelle: DWD)

DWD-Stationen	Breite (°)	Länge (°)	Flussabschnitt oder Nebenfluss	Einflussbereich Km <sup>2</sup>
Dresden	51.116667	14.316667	Elbe 1	10,930
Fichtelberg	50.416667	12.950000	Mulde	7,098
Erfurt	50.983333	10.950000	Saale	24,860
Cottbus	51.783333	14.316667	Spree	9,938
Magdeburg	52.100000	11.583333	Elbe 2	6,415
Postdam	52.383333	13.050000	Havel	13,609
Marnitz	53.316667	11.930000	Elbe 3	5,672
<b>Total EZG</b>				<b>78,523</b>

## 8.22 Angeglichene Monatsniederschlagswerte REMO zwischen 2001-2100

Tabelle 8.22.1: Angeglichene Monatsniederschlagswerte REMO zwischen 2001-2100 (Quelle: Nach eigenen Daten aus den Ergebnissen des Klimamodells REMO)

Zeit	Cottbus (mm)	Dresden (mm)	Fichtelberg (mm)	Erfurt (mm)	Magdeburg (mm)	Postdam (mm)	Marnitz (mm)
Jan. 01	15.9	15.6	31.3	17.7	9.9	16.4	23.6
Feb. 01	90.6	110.3	194.3	41.4	50.6	63.9	49.0
Mrz. 01	62.6	83.7	151.0	58.9	60.0	52.0	73.2
Apr. 01	18.1	27.7	25.6	21.5	40.7	34.4	14.9
Mai. 01	48.5	44.7	90.8	49.7	53.6	41.5	63.3
Jun. 01	69.6	44.4	119.2	93.0	89.2	95.1	96.4
Jul. 01	113.0	91.0	99.6	69.7	40.6	74.7	82.5
Aug. 01	35.4	68.4	69.4	42.3	38.2	33.3	39.9
Sep. 01	15.8	32.4	52.2	32.2	30.7	27.7	44.0
Okt. 01	38.9	54.9	90.1	30.8	28.4	24.1	41.6
Nov. 01	54.7	75.2	172.4	56.6	58.9	64.5	55.2
Dez. 01	16.6	22.9	46.3	10.3	18.7	16.7	19.6
Jan. 02	55.1	60.1	166.0	46.4	48.0	59.3	64.5
Feb. 02	16.1	28.1	38.5	28.2	25.6	27.5	55.1
Mrz. 02	7.4	18.2	6.8	5.2	24.5	8.4	11.7
Apr. 02	18.8	19.6	40.9	24.6	20.8	21.8	24.5
Mai. 02	40.9	76.5	123.0	53.6	34.3	26.4	33.3
Jun. 02	73.4	70.6	109.9	132.6	103.0	70.3	79.4
Jul. 02	18.7	38.0	89.5	51.2	40.2	28.9	42.2
Aug. 02	58.4	84.9	108.8	66.3	67.9	56.3	73.6
Sep. 02	31.5	52.2	59.9	19.7	38.3	63.5	63.0
Okt. 02	34.3	50.9	52.8	47.4	24.5	21.4	39.3
Nov. 02	27.0	48.3	80.7	41.4	39.2	42.4	45.0
Dez. 02	29.6	41.9	142.4	15.1	18.4	27.0	30.8
Jan. 03	38.5	40.5	64.6	15.9	26.6	32.9	26.7
Feb. 03	37.1	44.9	144.9	28.0	34.2	49.7	58.2
Mrz. 03	40.5	44.5	131.7	36.0	35.8	39.6	41.4
Apr. 03	42.6	60.7	74.5	79.9	60.5	52.2	41.9
Mai. 03	58.3	73.0	126.6	42.0	59.7	60.8	73.7
Jun. 03	31.1	35.8	39.5	54.6	41.1	25.6	70.1
Jul. 03	87.3	104.3	108.1	68.9	50.2	48.5	100.7
Aug. 03	56.2	51.0	69.9	35.2	44.0	22.2	36.5
Sep. 03	45.1	80.9	122.2	17.8	41.3	39.3	56.2
Okt. 03	12.0	26.4	40.0	27.8	19.9	25.8	34.2
Nov. 03	40.4	62.1	107.9	40.9	34.9	46.1	36.6
Dez. 03	50.1	53.9	105.5	49.1	51.8	57.3	82.5
Jan. 04	63.7	60.9	123.0	29.0	59.8	55.3	46.5
Feb. 04	33.1	43.7	70.9	35.1	19.4	22.6	33.7
Mrz. 04	71.3	78.8	150.8	61.0	41.8	66.4	70.8
Apr. 04	26.8	30.8	59.8	30.4	26.2	37.3	35.7

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 04	104.4	87.6	103.8	67.0	76.0	79.4	81.8
Jun. 04	62.9	49.6	115.3	54.9	79.9	89.1	81.5
Jul. 04	61.8	71.2	81.4	77.5	63.2	55.1	62.7
Aug. 04	60.1	54.2	124.2	48.3	71.2	40.5	34.2
Sep. 04	48.9	57.3	96.7	62.4	66.7	74.1	79.2
Okt. 04	39.4	52.1	116.6	19.1	20.6	30.5	26.5
Nov. 04	28.4	33.6	65.7	25.9	39.6	43.5	75.6
Dez. 04	34.6	33.1	41.5	28.5	41.8	43.9	70.9
Jan. 05	22.6	27.0	58.8	16.8	14.3	23.0	29.0
Feb. 05	55.2	44.7	64.0	48.8	40.1	47.1	43.6
Mrz. 05	51.2	44.6	77.8	28.2	30.7	50.9	61.3
Apr. 05	30.2	47.8	70.9	64.3	41.5	38.7	41.1
Mai. 05	79.7	58.4	75.1	25.5	48.1	47.7	50.2
Jun. 05	81.3	68.5	85.9	36.3	86.3	83.4	51.6
Jul. 05	48.2	61.6	80.8	99.6	63.4	54.7	87.6
Aug. 05	36.1	36.8	49.1	82.1	33.3	37.2	49.8
Sep. 05	43.8	53.4	95.8	33.6	13.9	30.1	11.8
Okt. 05	45.4	54.0	92.0	33.8	44.5	32.1	24.2
Nov. 05	73.5	70.7	184.7	61.7	69.5	84.4	73.3
Dez. 05	65.0	92.8	189.9	42.8	60.7	79.4	86.9
Jan. 06	49.3	65.2	114.8	43.5	43.8	60.9	75.1
Feb. 06	47.9	56.2	134.7	51.9	60.7	66.2	48.7
Mrz. 06	17.7	34.7	37.3	39.4	25.7	23.2	37.0
Apr. 06	65.7	82.5	115.1	52.5	44.2	57.6	64.2
Mai. 06	52.5	52.4	113.8	54.5	37.0	48.1	81.3
Jun. 06	243.0	161.3	183.1	90.5	76.1	122.6	89.4
Jul. 06	95.6	67.4	74.4	66.7	61.3	81.0	71.9
Aug. 06	33.9	43.8	74.9	51.4	27.6	31.2	42.1
Sep. 06	62.2	76.1	97.4	30.1	45.9	99.8	64.3
Okt. 06	29.9	46.9	49.5	36.1	31.6	22.6	19.4
Nov. 06	39.1	36.3	66.3	27.6	22.0	34.4	47.4
Dez. 06	58.5	65.3	102.9	18.0	37.0	36.9	46.3
Jan. 07	50.4	77.6	160.1	33.4	63.3	76.9	86.3
Feb. 07	33.1	40.9	110.4	23.6	28.7	32.2	22.8
Mrz. 07	67.0	66.5	119.2	52.5	54.5	55.3	55.2
Apr. 07	55.5	75.7	95.7	30.7	56.2	55.1	70.8
Mai. 07	72.9	68.4	90.9	55.6	46.2	49.2	84.7
Jun. 07	136.0	138.8	184.6	75.4	73.4	124.6	64.5
Jul. 07	42.4	65.6	87.3	51.1	67.2	68.5	92.4
Aug. 07	50.9	79.1	120.5	20.7	22.2	52.3	20.0
Sep. 07	21.9	25.1	46.7	23.1	50.8	19.8	20.2
Okt. 07	37.3	31.1	27.8	32.3	36.9	26.1	34.1
Nov. 07	51.7	51.3	83.3	44.7	52.1	54.0	42.7
Dez. 07	18.8	22.5	33.5	32.4	16.8	14.0	37.1
Jan. 08	52.3	92.7	178.8	51.3	49.0	53.1	63.0

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 08	20.5	29.3	70.6	21.2	18.8	24.1	26.2
Mrz. 08	24.7	46.3	56.5	27.9	25.1	23.5	30.8
Apr. 08	42.1	46.8	116.8	31.2	26.7	31.8	35.0
Mai. 08	117.3	124.6	163.6	110.4	100.6	125.8	85.7
Jun. 08	48.4	47.1	71.2	29.1	52.2	60.0	65.5
Jul. 08	74.7	64.1	97.7	35.2	44.0	52.6	47.5
Aug. 08	77.8	50.2	67.8	28.3	33.8	71.9	54.0
Sep. 08	52.0	52.5	73.2	42.3	56.6	49.5	52.8
Okt. 08	54.7	68.6	100.6	43.7	40.5	53.5	53.8
Nov. 08	22.7	42.8	47.4	26.6	27.3	36.6	24.8
Dez. 08	82.1	102.4	165.7	59.9	63.7	57.1	61.8
Jan. 09	57.3	76.3	191.9	36.7	48.9	58.1	74.2
Feb. 09	26.7	27.3	59.7	42.8	41.0	49.6	29.1
Mrz. 09	49.3	59.3	120.9	55.0	48.0	49.8	52.8
Apr. 09	52.0	39.5	73.0	43.1	24.8	49.9	35.7
Mai. 09	36.9	45.0	68.6	66.2	50.2	64.4	80.1
Jun. 09	31.3	65.0	105.7	18.8	13.1	33.7	26.3
Jul. 09	71.7	53.7	111.5	115.1	73.1	38.1	30.7
Aug. 09	45.7	75.9	110.0	42.8	86.4	78.0	54.8
Sep. 09	22.1	37.6	40.1	9.9	14.8	17.3	28.0
Okt. 09	82.3	107.6	209.1	43.0	56.1	62.4	58.0
Nov. 09	65.0	82.6	157.1	25.2	36.3	58.8	69.4
Dez. 09	33.5	36.4	74.9	44.5	33.5	38.4	64.0
Jan. 10	50.8	58.7	155.7	50.1	49.8	48.1	52.4
Feb. 10	31.0	34.0	80.2	38.3	39.8	21.3	35.1
Mrz. 10	11.0	31.3	82.1	18.5	20.3	11.3	23.9
Apr. 10	32.4	27.9	34.4	30.3	26.3	32.8	47.1
Mai. 10	25.4	45.5	69.1	41.0	47.0	47.6	51.9
Jun. 10	44.6	65.5	69.2	35.6	62.9	77.9	56.0
Jul. 10	54.8	97.8	137.9	90.5	90.0	81.5	94.2
Aug. 10	40.3	33.5	45.7	34.6	62.4	61.9	82.8
Sep. 10	35.7	42.4	77.9	21.8	16.7	31.1	55.6
Okt. 10	18.9	21.9	26.9	9.5	7.0	13.1	22.6
Nov. 10	93.1	140.8	127.8	34.8	47.9	78.0	63.0
Dez. 10	60.2	80.2	100.3	59.7	44.9	47.9	78.3
Jan. 11	18.4	20.9	73.5	29.6	31.2	34.3	34.6
Feb. 11	19.2	38.4	53.2	27.2	14.6	22.9	19.7
Mrz. 11	25.9	38.2	72.3	27.0	34.1	28.7	33.7
Apr. 11	61.1	60.8	61.9	49.1	46.6	48.0	46.1
Mai. 11	7.5	8.9	15.2	7.0	10.4	9.6	7.5
Jun. 11	39.5	35.9	68.4	49.3	42.3	51.5	62.8
Jul. 11	51.1	57.5	74.9	54.5	27.1	51.2	33.8
Aug. 11	55.9	143.6	123.3	41.0	36.4	28.7	91.9
Sep. 11	8.0	19.7	49.4	22.7	18.6	8.9	43.5
Okt. 11	32.2	44.5	58.4	53.3	50.6	44.5	67.3

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Nov. 11	28.4	40.2	75.6	64.3	53.0	35.9	46.5
Dez. 11	59.1	99.1	185.2	47.1	45.9	67.2	39.9
Jan. 12	44.8	55.1	132.3	42.1	30.5	47.3	63.9
Feb. 12	15.3	32.1	59.6	26.0	17.3	24.4	34.8
Mrz. 12	17.6	30.3	54.8	17.6	20.4	17.4	21.6
Apr. 12	40.1	59.9	65.4	66.5	57.9	31.7	21.4
Mai. 12	53.6	87.8	104.1	58.1	47.9	49.5	71.3
Jun. 12	68.0	73.7	70.2	42.6	41.1	55.8	56.3
Jul. 12	64.5	63.5	182.2	54.4	43.3	70.7	90.1
Aug. 12	115.7	121.5	102.6	43.1	58.1	62.5	74.8
Sep. 12	47.7	44.6	51.7	26.9	25.1	45.4	122.3
Okt. 12	81.1	69.4	129.6	50.1	77.0	79.6	66.7
Nov. 12	32.5	40.2	84.7	25.9	31.5	50.0	54.4
Dez. 12	26.1	58.5	58.0	43.1	32.2	33.1	39.7
Jan. 13	19.3	45.2	73.5	53.1	58.7	39.9	53.5
Feb. 13	46.3	44.4	71.2	36.6	25.7	45.0	32.9
Mrz. 13	29.6	46.8	85.1	34.2	26.6	33.6	27.3
Apr. 13	34.5	50.2	56.8	36.2	64.7	32.2	96.8
Mai. 13	39.0	56.4	53.9	43.3	46.7	25.7	45.7
Jun. 13	81.3	118.1	127.5	60.4	65.3	76.8	48.4
Jul. 13	95.8	95.5	198.9	66.0	85.0	93.0	74.5
Aug. 13	58.2	56.8	92.7	38.6	60.6	71.3	66.3
Sep. 13	7.6	10.5	26.9	14.5	11.3	9.3	17.9
Okt. 13	32.4	22.5	29.8	21.0	26.4	26.8	18.6
Nov. 13	38.1	33.0	49.8	25.2	15.3	23.4	24.4
Dez. 13	21.8	51.8	88.5	32.1	25.3	22.5	15.4
Jan. 14	25.2	44.0	71.2	26.7	23.5	18.3	20.9
Feb. 14	38.6	62.4	139.1	47.8	27.6	55.1	53.2
Mrz. 14	53.6	67.6	94.2	57.9	62.8	42.2	55.5
Apr. 14	22.4	28.7	55.2	26.4	22.9	17.0	38.3
Mai. 14	126.8	135.3	140.9	80.3	149.7	108.2	69.9
Jun. 14	77.1	81.0	118.3	60.7	76.6	85.1	88.4
Jul. 14	90.4	101.6	113.1	99.4	101.3	75.8	136.4
Aug. 14	95.7	85.0	111.7	60.0	53.8	65.8	76.2
Sep. 14	50.7	76.3	168.0	45.9	24.7	30.7	22.5
Okt. 14	32.5	28.4	49.9	17.6	19.5	55.1	36.3
Nov. 14	54.1	80.7	144.9	50.6	61.8	57.0	55.5
Dez. 14	40.0	54.9	168.1	23.3	37.4	43.9	40.3
Jan. 15	43.2	43.5	105.0	60.0	46.7	45.1	68.8
Feb. 15	24.9	54.9	59.4	30.7	27.8	20.8	23.7
Mrz. 15	54.8	73.7	126.5	27.1	36.9	52.8	52.2
Apr. 15	61.5	61.3	79.2	16.2	16.7	34.5	14.0
Mai. 15	61.2	79.1	129.1	56.2	54.7	56.2	93.4
Jun. 15	50.2	60.6	57.1	20.4	35.0	31.0	63.3
Jul. 15	33.6	61.6	108.3	100.8	70.0	48.1	95.1



<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 15	142.5	74.4	118.7	68.6	27.8	42.2	40.1
Sep. 15	29.4	37.6	55.3	29.4	40.2	24.1	41.8
Okt. 15	51.9	41.9	41.8	33.2	45.2	49.7	55.6
Nov. 15	54.0	85.8	138.7	27.4	28.9	47.3	37.7
Dez. 15	64.9	67.1	94.2	27.4	34.1	45.0	66.7
Jan. 16	6.3	8.4	17.7	13.4	5.2	5.5	5.9
Feb. 16	66.6	51.1	82.4	34.2	36.7	86.7	78.0
Mrz. 16	32.4	45.8	77.1	18.1	12.4	13.8	13.1
Apr. 16	20.8	43.3	49.4	25.9	38.4	60.2	49.5
Mai. 16	61.4	45.8	117.1	25.7	54.0	35.6	57.2
Jun. 16	39.4	29.1	73.4	51.3	74.5	49.6	44.5
Jul. 16	84.7	74.8	175.0	64.1	63.3	77.8	104.4
Aug. 16	106.7	70.3	68.9	42.9	74.0	83.7	68.0
Sep. 16	73.5	73.8	124.2	54.9	30.9	54.2	47.5
Okt. 16	24.0	14.7	31.7	14.0	13.4	34.7	55.9
Nov. 16	83.8	83.1	136.9	58.2	88.3	88.9	111.0
Dez. 16	47.5	46.4	79.4	45.6	48.2	69.3	82.3
Jan. 17	36.9	49.3	97.8	39.8	38.2	42.6	49.4
Feb. 17	50.8	67.1	121.6	47.8	45.3	42.7	48.0
Mrz. 17	48.1	49.5	66.6	18.1	20.7	35.4	30.9
Apr. 17	93.9	99.4	102.6	50.4	73.3	65.8	44.9
Mai. 17	69.7	76.3	119.3	32.7	40.1	56.0	54.6
Jun. 17	26.3	41.2	46.3	65.3	42.9	21.3	30.3
Jul. 17	47.6	50.6	66.9	88.3	56.5	34.7	45.9
Aug. 17	28.9	47.1	80.5	15.2	24.5	29.9	57.4
Sep. 17	27.2	24.4	24.3	33.4	15.9	20.8	64.1
Okt. 17	53.9	79.1	134.4	28.7	38.9	54.4	40.3
Nov. 17	84.5	84.4	107.3	76.2	81.9	79.0	86.1
Dez. 17	41.0	25.6	76.7	39.9	44.3	68.3	55.3
Jan. 18	32.1	44.3	108.6	12.9	29.6	42.5	40.8
Feb. 18	16.3	38.2	77.8	13.3	11.7	20.3	27.1
Mrz. 18	18.6	45.3	63.8	91.8	49.0	27.9	14.5
Apr. 18	37.7	48.1	95.3	27.8	42.5	43.8	44.8
Mai. 18	68.7	71.4	95.8	56.6	61.8	79.8	89.9
Jun. 18	54.0	66.0	144.6	36.8	21.4	48.9	52.4
Jul. 18	64.6	105.7	129.9	60.3	57.3	84.6	62.5
Aug. 18	79.6	100.6	148.9	33.6	27.2	41.9	65.7
Sep. 18	28.0	25.0	28.3	12.4	5.9	5.8	5.8
Okt. 18	9.0	13.7	44.8	42.1	21.2	27.0	51.2
Nov. 18	44.5	50.4	84.3	28.9	49.5	61.4	48.2
Dez. 18	65.6	73.8	111.3	75.5	64.6	67.7	64.8
Jan. 19	36.4	50.3	105.6	19.6	39.1	52.9	61.2
Feb. 19	35.4	20.3	41.1	13.2	18.5	25.9	16.0
Mrz. 19	35.7	40.9	87.7	29.1	16.9	33.0	31.6
Apr. 19	20.1	23.7	33.5	26.2	40.6	28.7	34.0

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 19	70.0	47.4	76.2	30.6	39.6	40.8	31.6
Jun. 19	75.8	52.8	114.4	125.6	63.2	53.1	74.5
Jul. 19	72.1	54.9	105.0	86.0	44.8	59.9	66.2
Aug. 19	48.4	49.8	69.9	25.1	49.3	33.8	61.6
Sep. 19	35.4	33.8	124.4	42.9	14.8	24.4	23.6
Okt. 19	14.8	14.5	30.4	13.6	18.3	17.6	20.9
Nov. 19	40.6	28.8	39.5	12.2	32.3	46.2	47.9
Dez. 19	39.1	57.0	87.3	45.6	34.6	33.2	41.5
Jan. 20	24.2	49.7	70.0	39.2	37.7	29.6	22.8
Feb. 20	51.9	88.3	98.9	42.5	33.1	52.2	44.9
Mrz. 20	27.8	41.2	75.4	38.0	29.9	26.4	51.4
Apr. 20	35.4	37.7	54.6	48.8	42.6	41.1	60.7
Mai. 20	64.0	77.6	93.4	41.7	38.5	41.0	86.0
Jun. 20	103.9	88.6	112.8	64.5	67.0	80.0	106.1
Jul. 20	92.8	70.2	186.8	71.7	69.5	66.9	78.6
Aug. 20	51.9	43.5	73.3	17.0	36.9	56.8	41.9
Sep. 20	57.6	49.9	70.4	25.1	29.8	48.4	57.6
Okt. 20	5.9	3.9	6.1	9.0	7.3	2.3	9.9
Nov. 20	59.7	54.1	113.3	61.6	67.5	85.6	118.8
Dez. 20	74.3	114.1	191.1	87.9	59.3	66.4	54.3
Jan. 21	50.1	62.7	131.7	45.1	36.9	37.2	42.8
Feb. 21	25.2	39.3	61.7	29.6	43.2	25.8	32.8
Mrz. 21	18.1	25.2	28.3	17.8	27.3	23.5	51.5
Apr. 21	53.2	46.2	89.5	30.3	58.8	57.5	127.5
Mai. 21	61.7	80.8	83.8	63.9	54.9	38.4	54.9
Jun. 21	28.8	62.2	179.9	42.3	50.0	40.4	98.9
Jul. 21	32.0	32.0	39.4	30.6	48.9	37.6	41.6
Aug. 21	57.1	47.2	73.3	51.5	52.0	36.5	54.0
Sep. 21	34.0	33.8	96.2	35.3	33.1	37.0	51.8
Okt. 21	14.6	17.1	49.7	8.1	16.2	20.4	29.1
Nov. 21	84.6	109.8	229.1	66.7	85.7	74.8	64.7
Dez. 21	16.3	37.2	59.9	9.4	20.8	23.7	37.6
Jan. 22	32.3	50.8	103.4	30.1	28.5	38.4	39.4
Feb. 22	32.2	62.9	101.7	50.7	28.0	24.9	27.7
Mrz. 22	14.8	16.6	15.9	11.4	10.4	11.0	13.1
Apr. 22	53.2	51.6	86.7	31.2	55.8	41.7	81.1
Mai. 22	58.6	64.6	126.1	51.7	74.1	53.2	50.9
Jun. 22	86.6	81.8	117.3	69.9	82.9	78.7	88.3
Jul. 22	76.3	85.2	227.9	36.9	41.1	38.5	41.9
Aug. 22	89.7	110.4	191.7	93.5	68.7	55.5	83.6
Sep. 22	44.3	37.0	59.6	28.7	60.0	74.1	54.0
Okt. 22	6.6	18.7	53.1	12.8	3.7	12.6	9.9
Nov. 22	75.1	60.2	76.3	9.3	22.2	50.6	33.0
Dez. 22	33.8	65.3	98.4	46.6	26.6	37.7	51.9
Jan. 23	29.5	43.5	65.1	38.5	19.3	28.6	19.8

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 23	37.3	40.7	92.9	17.5	22.2	24.5	36.7
Mrz. 23	27.4	33.7	79.3	26.8	26.6	38.5	41.6
Apr. 23	70.3	107.2	234.0	47.1	56.2	79.2	51.4
Mai. 23	77.6	57.6	74.4	51.0	65.6	46.4	69.7
Jun. 23	32.7	29.2	76.9	18.3	22.4	29.6	24.1
Jul. 23	85.6	130.0	173.1	152.5	95.6	50.0	35.5
Aug. 23	130.1	174.0	116.8	35.1	39.1	70.6	87.9
Sep. 23	26.9	40.3	40.9	15.5	24.1	35.3	45.6
Okt. 23	51.6	34.3	77.2	22.8	26.2	75.3	65.8
Nov. 23	30.6	36.8	82.2	56.5	31.4	31.2	52.4
Dez. 23	29.1	56.2	94.8	39.9	30.4	32.0	31.9
Jan. 24	39.7	64.8	102.0	23.5	22.0	34.2	35.5
Feb. 24	12.6	12.9	40.3	11.4	7.9	10.9	16.1
Mrz. 24	37.2	37.8	78.8	28.0	37.8	37.0	32.3
Apr. 24	27.7	39.4	52.9	41.9	24.3	34.9	32.2
Mai. 24	50.7	43.3	61.4	58.8	46.2	43.8	38.3
Jun. 24	77.5	83.3	153.3	33.7	52.9	43.7	44.2
Jul. 24	66.2	106.8	123.9	51.2	53.0	42.4	39.9
Aug. 24	60.6	53.3	118.6	87.0	209.6	73.1	188.2
Sep. 24	40.4	38.3	43.1	41.7	36.8	33.4	49.8
Okt. 24	58.4	31.9	19.8	15.3	27.8	51.8	35.0
Nov. 24	20.2	32.3	54.1	23.0	17.2	26.6	32.7
Dez. 24	32.2	41.2	72.1	50.0	39.7	31.5	36.3
Jan. 25	42.0	50.5	127.8	32.1	25.9	45.5	36.3
Feb. 25	6.1	8.4	17.2	14.9	23.1	23.0	33.5
Mrz. 25	37.1	47.8	86.0	28.6	27.5	33.2	28.9
Apr. 25	21.9	34.0	45.1	23.7	20.8	25.2	21.7
Mai. 25	93.0	81.7	156.7	69.6	34.0	49.8	64.8
Jun. 25	61.2	74.1	97.9	48.3	52.0	52.3	62.9
Jul. 25	64.7	83.1	153.8	56.2	66.0	76.4	115.5
Aug. 25	57.9	56.3	118.5	37.5	59.3	78.8	75.6
Sep. 25	76.4	72.9	155.9	40.8	29.8	50.7	33.1
Okt. 25	24.6	49.9	54.6	58.1	27.5	35.6	30.0
Nov. 25	72.9	63.5	156.9	73.2	47.6	66.8	66.2
Dez. 25	116.6	115.9	197.5	29.4	39.4	104.0	74.7
Jan. 26	27.8	34.3	54.6	21.4	17.9	22.7	26.9
Feb. 26	74.7	94.0	135.5	37.9	62.0	82.3	100.4
Mrz. 26	53.6	86.0	134.9	59.4	41.2	60.3	50.3
Apr. 26	37.9	48.8	98.1	39.1	30.2	41.9	44.8
Mai. 26	59.9	53.2	93.8	43.6	51.8	57.2	89.7
Jun. 26	33.0	67.2	118.4	27.9	62.2	45.7	74.5
Jul. 26	30.8	21.6	43.7	39.2	30.2	13.4	13.6
Aug. 26	40.6	63.7	71.3	21.4	106.4	44.6	135.0
Sep. 26	14.3	16.8	58.3	27.8	22.8	19.0	31.2
Okt. 26	47.7	59.9	111.3	45.1	56.4	94.0	47.9

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Nov. 26	38.5	50.6	87.2	38.7	28.5	36.8	59.2
Dez. 26	77.5	78.9	183.0	49.6	73.4	79.7	71.4
Jan. 27	62.3	48.3	43.3	37.0	39.0	52.6	50.1
Feb. 27	26.4	43.7	53.4	39.8	28.3	40.2	49.5
Mrz. 27	45.3	43.9	60.6	38.7	67.6	54.4	85.0
Apr. 27	25.8	18.7	34.7	19.9	22.7	20.7	37.6
Mai. 27	74.7	61.7	103.8	67.9	114.6	97.0	102.3
Jun. 27	60.8	63.6	63.0	26.9	45.3	40.0	62.0
Jul. 27	68.4	144.4	171.9	86.3	75.3	55.9	93.0
Aug. 27	90.9	51.3	102.7	70.4	44.6	57.4	77.9
Sep. 27	43.7	58.8	98.0	54.3	84.6	67.8	129.8
Okt. 27	9.8	11.8	9.5	13.1	13.9	8.1	16.3
Nov. 27	70.4	125.8	153.6	55.4	67.0	110.1	82.7
Dez. 27	20.2	33.6	80.6	18.7	25.7	28.6	49.4
Jan. 28	26.2	31.0	36.3	18.6	38.8	35.8	52.8
Feb. 28	56.8	50.6	80.0	16.6	32.0	40.1	49.6
Mrz. 28	31.6	27.9	62.1	22.6	42.0	43.7	23.3
Apr. 28	36.4	51.3	86.4	38.3	23.4	34.7	24.8
Mai. 28	112.9	115.7	116.8	69.6	39.8	83.7	81.6
Jun. 28	43.1	63.1	99.2	46.1	30.4	48.7	39.3
Jul. 28	34.4	92.7	54.6	21.9	37.8	76.6	81.1
Aug. 28	22.2	23.8	58.1	33.0	48.5	40.1	84.9
Sep. 28	46.3	54.9	134.4	66.0	22.8	21.3	60.0
Okt. 28	48.3	56.4	102.2	42.9	52.9	51.2	56.7
Nov. 28	47.0	39.7	124.2	24.4	39.0	56.4	111.5
Dez. 28	22.4	29.4	62.3	20.4	19.0	27.7	32.6
Jan. 29	48.1	47.8	67.4	11.3	27.1	44.1	43.9
Feb. 29	31.6	26.6	43.0	28.4	22.2	36.0	22.3
Mrz. 29	31.7	38.3	42.5	32.5	36.0	42.2	22.0
Apr. 29	17.3	37.0	46.3	25.5	18.1	15.0	10.1
Mai. 29	82.5	129.9	224.7	46.3	36.4	39.1	34.5
Jun. 29	59.4	82.1	84.4	106.3	82.3	90.7	108.0
Jul. 29	62.7	60.6	69.4	24.0	21.9	43.6	42.2
Aug. 29	96.5	71.5	80.7	33.0	36.5	50.5	44.6
Sep. 29	17.6	24.4	50.6	4.7	11.9	19.0	25.7
Okt. 29	76.3	108.3	215.4	69.2	51.5	72.0	61.9
Nov. 29	47.3	73.8	36.0	12.5	26.0	40.6	31.3
Dez. 29	85.7	99.4	167.2	85.8	98.8	89.1	83.3
Jan. 30	27.5	49.3	57.4	28.6	38.8	44.1	48.9
Feb. 30	38.3	47.8	144.4	44.8	38.4	39.5	49.3
Mrz. 30	71.5	81.7	182.6	53.0	56.2	77.4	82.1
Apr. 30	48.2	74.9	116.4	71.1	43.6	61.5	65.6
Mai. 30	141.6	79.2	63.2	53.4	43.6	55.8	69.3
Jun. 30	116.5	65.4	100.4	55.9	47.8	51.0	30.4
Jul. 30	81.9	47.4	101.5	54.1	50.1	68.4	45.1

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 30	40.9	102.8	119.9	58.3	96.6	106.8	59.5
Sep. 30	49.5	41.1	146.0	39.3	18.9	25.2	51.5
Okt. 30	2.3	1.8	2.1	3.9	7.5	2.3	2.8
Nov. 30	32.9	42.4	74.3	32.5	23.6	30.2	32.9
Dez. 30	18.0	24.1	29.3	7.8	16.4	25.9	27.6
Jan. 31	28.8	33.4	51.0	22.9	28.8	46.4	45.3
Feb. 31	62.9	85.7	154.6	44.5	35.7	78.2	71.4
Mrz. 31	23.6	18.3	29.2	33.1	41.2	30.9	25.6
Apr. 31	42.5	52.5	75.1	65.7	50.0	43.2	48.5
Mai. 31	50.3	68.9	73.4	32.3	32.6	24.5	57.5
Jun. 31	55.1	77.6	113.3	43.8	47.2	89.8	69.7
Jul. 31	38.1	39.1	70.2	43.3	38.4	43.4	69.0
Aug. 31	37.4	87.7	72.6	37.4	68.5	44.6	54.9
Sep. 31	12.0	13.4	26.3	18.0	17.9	14.1	37.1
Okt. 31	42.7	35.3	71.9	35.8	30.9	59.7	39.2
Nov. 31	20.8	24.3	40.2	13.7	7.4	11.1	14.4
Dez. 31	33.1	29.1	73.4	14.3	18.2	26.6	27.2
Jan. 32	57.6	76.2	110.9	43.4	47.9	63.5	71.0
Feb. 32	78.2	79.7	152.1	35.3	44.8	77.0	69.8
Mrz. 32	32.7	61.0	141.1	51.3	49.9	46.4	54.9
Apr. 32	98.2	72.0	129.2	29.0	53.0	57.5	52.8
Mai. 32	49.0	54.6	77.8	26.8	24.4	22.4	56.1
Jun. 32	62.8	85.6	183.8	82.5	64.6	47.8	55.0
Jul. 32	51.6	71.3	81.2	94.2	80.3	64.8	50.0
Aug. 32	50.2	72.6	90.2	28.0	29.7	78.5	74.2
Sep. 32	33.9	17.9	48.0	38.4	11.7	20.0	7.5
Okt. 32	1.9	1.2	2.9	0.9	1.2	2.6	3.0
Nov. 32	12.8	21.9	55.4	20.1	20.0	22.6	21.5
Dez. 32	27.5	27.4	51.8	26.6	25.8	31.1	50.0
Jan. 33	31.1	46.8	74.1	11.3	24.6	34.3	27.6
Feb. 33	91.9	114.5	371.5	52.3	61.8	92.8	86.7
Mrz. 33	38.8	45.4	83.2	49.7	38.4	35.2	36.0
Apr. 33	31.0	48.1	63.7	62.6	61.7	73.0	48.6
Mai. 33	65.3	60.6	75.5	50.3	56.7	42.5	43.5
Jun. 33	101.6	118.6	142.7	93.2	182.5	146.8	142.5
Jul. 33	96.5	183.7	233.0	144.7	96.9	109.1	67.8
Aug. 33	95.2	91.4	153.2	38.9	60.3	97.6	72.4
Sep. 33	93.6	76.1	127.3	97.7	88.3	76.8	105.6
Okt. 33	55.1	87.3	123.9	53.4	55.3	59.7	68.7
Nov. 33	35.7	44.5	83.9	39.9	31.9	43.8	51.3
Dez. 33	30.8	40.2	124.1	37.3	42.2	40.9	38.4
Jan. 34	19.1	17.8	16.9	13.0	12.1	17.7	12.7
Feb. 34	28.2	31.8	83.3	35.3	30.0	47.8	32.8
Mrz. 34	39.5	52.1	202.0	50.6	52.2	46.8	50.7
Apr. 34	22.6	46.4	71.9	39.2	51.0	27.2	25.0

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 34	85.5	89.1	122.8	51.2	91.7	91.8	70.5
Jun. 34	82.8	45.5	119.9	56.0	97.0	32.9	49.2
Jul. 34	93.7	106.2	165.5	54.9	46.7	78.8	94.3
Aug. 34	28.4	46.6	72.9	30.2	32.6	14.5	33.7
Sep. 34	36.5	39.2	60.1	39.7	37.6	38.2	55.8
Okt. 34	14.2	25.9	41.2	8.3	10.5	13.4	9.6
Nov. 34	33.8	46.6	109.9	40.1	40.8	53.5	66.2
Dez. 34	43.1	44.8	68.1	24.2	20.8	34.2	39.1
Jan. 35	23.0	27.2	67.3	29.5	28.3	20.7	20.7
Feb. 35	48.9	55.2	70.5	24.9	41.6	36.9	58.0
Mrz. 35	29.6	36.3	94.6	42.3	44.8	40.1	39.0
Apr. 35	24.7	36.2	64.0	15.1	41.2	45.4	53.1
Mai. 35	33.6	43.5	34.9	21.8	45.6	47.3	40.0
Jun. 35	38.7	41.4	101.2	39.0	56.2	66.0	54.7
Jul. 35	53.9	70.7	110.0	46.3	85.9	78.0	99.7
Aug. 35	60.3	31.3	34.9	30.4	22.7	32.8	49.8
Sep. 35	29.1	55.5	71.6	86.7	68.1	34.3	32.9
Okt. 35	8.1	11.3	46.6	37.1	17.6	15.3	31.1
Nov. 35	8.7	11.2	35.6	7.1	6.6	13.2	19.0
Dez. 35	28.9	56.6	62.1	45.2	34.5	25.8	35.2
Jan. 36	9.5	11.6	33.0	21.7	16.9	17.1	16.5
Feb. 36	24.2	17.9	17.9	24.3	28.3	26.2	37.0
Mrz. 36	35.2	34.4	105.9	42.5	32.7	32.0	45.1
Apr. 36	26.6	25.5	40.6	20.4	27.2	18.4	49.8
Mai. 36	47.7	54.7	113.9	54.7	74.7	37.5	42.7
Jun. 36	61.4	45.8	72.4	82.0	59.5	87.0	63.6
Jul. 36	70.5	70.6	119.1	54.8	50.1	43.7	54.7
Aug. 36	80.4	91.7	152.9	70.0	66.1	70.6	57.3
Sep. 36	29.2	49.1	94.9	57.0	29.0	30.0	66.6
Okt. 36	62.1	61.7	118.2	56.3	70.9	65.6	64.4
Nov. 36	44.9	49.3	69.3	23.6	39.3	56.9	71.2
Dez. 36	28.3	50.7	53.6	36.5	18.5	29.1	39.7
Jan. 37	31.9	51.7	84.3	46.0	41.6	47.8	58.1
Feb. 37	56.5	75.7	144.4	64.5	27.9	40.5	44.6
Mrz. 37	44.5	58.1	84.0	27.4	24.6	18.2	48.6
Apr. 37	56.0	87.1	95.4	24.2	27.2	59.8	41.6
Mai. 37	85.3	86.4	132.1	64.5	53.8	90.8	88.7
Jun. 37	77.5	82.3	134.2	56.4	44.9	59.6	71.6
Jul. 37	48.9	59.4	98.9	86.5	84.6	55.6	66.7
Aug. 37	19.2	21.7	65.6	5.4	2.5	11.3	10.6
Sep. 37	26.4	13.7	13.2	7.1	13.8	22.2	10.9
Okt. 37	31.6	44.2	70.1	30.9	28.1	27.3	36.1
Nov. 37	21.2	28.9	52.5	16.1	14.9	29.4	19.0
Dez. 37	51.3	74.1	181.4	41.6	31.7	55.0	37.3
Jan. 38	35.2	49.2	75.5	37.5	48.6	51.1	53.3

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 38	51.9	50.8	102.6	48.4	27.5	52.0	37.0
Mrz. 38	36.2	47.4	61.0	12.6	16.8	28.4	20.4
Apr. 38	30.9	55.3	84.7	34.9	25.6	16.9	13.6
Mai. 38	89.6	94.7	146.4	57.7	72.1	79.2	76.0
Jun. 38	72.4	91.2	191.9	90.3	79.7	70.5	62.9
Jul. 38	131.5	103.3	120.8	74.7	50.9	35.5	25.6
Aug. 38	25.1	30.6	73.6	74.4	125.7	34.6	66.9
Sep. 38	36.8	40.7	52.4	14.5	27.8	19.9	23.7
Okt. 38	75.9	116.9	207.4	72.7	39.7	47.7	33.1
Nov. 38	46.5	85.0	165.6	43.1	37.3	49.6	46.0
Dez. 38	35.1	33.2	76.6	47.6	38.5	57.0	60.5
Jan. 39	69.4	63.8	153.0	56.6	59.8	105.3	109.7
Feb. 39	51.9	56.5	140.5	22.9	32.4	54.3	62.6
Mrz. 39	44.7	54.3	65.1	47.5	32.3	38.5	38.0
Apr. 39	37.2	41.9	92.4	37.9	39.2	42.8	56.6
Mai. 39	31.9	57.3	115.3	46.0	23.4	21.9	29.5
Jun. 39	76.3	107.3	210.4	47.7	77.1	80.7	70.8
Jul. 39	62.5	51.7	50.0	18.6	29.1	26.6	52.8
Aug. 39	40.9	32.7	38.3	23.9	39.9	42.9	40.4
Sep. 39	112.2	105.9	75.9	27.7	38.4	47.3	17.9
Okt. 39	12.6	26.2	78.8	28.9	12.2	22.5	18.1
Nov. 39	24.1	23.5	49.2	27.0	28.6	23.9	58.1
Dez. 39	48.5	31.6	48.9	12.8	36.9	42.0	59.1
Jan. 40	42.7	38.0	102.7	38.0	45.8	32.7	62.8
Feb. 40	78.1	101.5	200.5	38.1	51.6	80.5	80.2
Mrz. 40	41.0	41.5	52.4	24.5	23.1	39.2	32.4
Apr. 40	6.9	65.4	34.4	43.7	26.8	6.6	21.8
Mai. 40	77.4	53.2	66.7	41.4	34.2	42.4	39.0
Jun. 40	61.9	63.0	87.0	69.9	79.2	52.7	56.3
Jul. 40	76.3	72.0	89.9	46.7	42.7	71.2	81.0
Aug. 40	54.7	53.3	143.9	65.8	83.0	50.1	77.6
Sep. 40	61.0	57.7	107.4	84.8	79.7	83.9	53.5
Okt. 40	54.4	57.6	63.6	38.2	29.7	51.0	37.4
Nov. 40	79.1	87.0	156.3	76.6	79.2	68.7	59.1
Dez. 40	21.2	23.7	28.3	29.6	19.1	27.2	36.9
Jan. 41	25.1	26.6	39.8	34.4	29.9	44.1	46.5
Feb. 41	14.2	21.0	29.1	5.8	6.7	12.0	8.3
Mrz. 41	21.1	31.7	48.5	25.2	30.8	21.3	19.3
Apr. 41	61.9	41.0	60.2	19.6	22.0	33.3	63.2
Mai. 41	51.4	56.0	85.8	33.5	34.9	46.2	39.9
Jun. 41	22.3	41.2	44.2	18.8	13.9	37.2	31.7
Jul. 41	72.1	89.4	135.0	61.3	99.7	58.4	99.2
Aug. 41	48.6	47.2	65.3	19.3	11.7	25.0	26.4
Sep. 41	30.9	52.8	83.8	71.5	36.4	60.3	44.9
Okt. 41	29.6	34.9	51.1	19.5	27.3	35.8	45.1

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Nov. 41	113.0	128.0	222.9	91.9	53.7	75.6	63.4
Dez. 41	26.9	27.9	60.5	24.3	29.9	45.8	36.9
Jan. 42	30.1	58.7	59.5	21.3	23.5	19.7	35.9
Feb. 42	34.5	46.6	50.9	32.0	31.6	39.9	56.3
Mrz. 42	24.5	38.2	65.8	26.2	14.1	26.0	26.3
Apr. 42	51.0	54.9	112.0	15.9	30.3	40.9	40.2
Mai. 42	62.2	76.8	134.9	66.5	56.2	88.6	74.1
Jun. 42	50.8	81.4	108.0	62.4	69.7	86.8	131.2
Jul. 42	71.5	76.6	100.7	55.0	57.8	85.8	90.7
Aug. 42	46.4	71.0	77.3	18.4	73.7	77.9	92.5
Sep. 42	66.4	116.2	110.2	65.7	87.8	129.4	78.7
Okt. 42	31.3	61.7	54.8	36.5	73.3	95.2	74.0
Nov. 42	109.3	123.3	173.9	56.1	87.1	117.3	118.8
Dez. 42	68.6	97.5	128.7	42.4	39.0	78.7	71.4
Jan. 43	78.0	92.3	148.8	59.9	50.7	80.2	116.7
Feb. 43	52.4	48.7	70.2	30.5	34.0	51.5	37.1
Mrz. 43	18.5	38.5	42.4	21.9	20.1	18.6	26.3
Apr. 43	31.1	49.7	78.7	39.6	42.0	38.6	52.9
Mai. 43	34.1	56.3	75.9	42.4	36.5	27.8	47.3
Jun. 43	77.7	82.2	143.4	69.9	89.3	79.1	85.2
Jul. 43	55.6	66.1	134.8	32.5	67.2	51.5	68.1
Aug. 43	38.1	61.4	86.1	60.2	36.6	48.6	61.7
Sep. 43	35.8	55.4	123.7	40.1	49.1	48.6	74.4
Okt. 43	78.4	49.9	90.5	41.0	57.9	81.2	68.8
Nov. 43	57.9	64.5	111.0	54.0	36.5	60.8	69.5
Dez. 43	44.0	38.0	112.3	45.8	98.6	106.4	57.2
Jan. 44	64.5	80.2	190.6	54.2	57.3	80.0	103.7
Feb. 44	25.5	28.3	60.2	27.1	20.4	21.0	55.2
Mrz. 44	19.4	33.5	61.2	16.8	25.8	25.4	48.3
Apr. 44	40.9	68.6	69.2	51.3	41.2	46.0	41.2
Mai. 44	46.4	50.9	75.1	60.5	64.6	64.7	51.5
Jun. 44	75.4	42.2	103.3	45.1	30.3	50.5	52.8
Jul. 44	182.1	137.4	165.2	86.3	186.0	170.9	176.6
Aug. 44	64.0	52.3	108.7	74.4	112.7	114.4	63.1
Sep. 44	46.5	96.1	130.5	69.9	85.1	50.8	110.5
Okt. 44	44.1	51.1	81.7	21.9	27.7	44.6	39.5
Nov. 44	47.0	34.2	41.5	21.7	29.9	57.7	55.9
Dez. 44	73.4	82.0	164.3	46.0	57.4	84.6	110.8
Jan. 45	50.2	99.9	155.5	24.4	39.4	42.3	36.5
Feb. 45	37.1	51.7	116.1	20.4	30.4	45.4	41.0
Mrz. 45	33.4	50.9	79.0	32.5	26.9	26.7	39.2
Apr. 45	82.5	97.9	105.3	65.6	70.4	63.8	92.1
Mai. 45	31.5	39.9	83.1	37.5	29.6	26.5	18.9
Jun. 45	40.0	66.2	80.5	29.2	65.2	53.0	29.5
Jul. 45	126.7	109.6	187.6	71.6	91.5	106.0	147.1



<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 45	105.0	100.0	170.9	72.3	77.2	90.6	70.9
Sep. 45	15.7	22.6	82.6	69.6	43.2	60.4	28.8
Okt. 45	56.1	69.1	153.5	57.1	42.8	59.7	51.2
Nov. 45	21.4	40.3	56.9	30.3	32.7	31.7	37.4
Dez. 45	6.4	5.7	19.6	9.2	25.4	28.2	28.0
Jan. 46	78.1	110.5	167.2	52.5	69.4	76.6	64.0
Feb. 46	61.5	74.6	118.1	68.4	36.4	46.3	37.5
Mrz. 46	90.0	117.2	238.9	62.8	71.8	88.3	102.2
Apr. 46	73.9	83.7	120.5	38.7	48.3	60.9	45.0
Mai. 46	93.6	91.3	121.7	60.5	53.5	59.6	75.5
Jun. 46	63.1	73.5	80.5	45.1	48.2	49.6	75.3
Jul. 46	68.4	54.0	140.5	83.7	59.5	87.7	95.6
Aug. 46	29.5	32.2	65.8	15.5	20.4	21.7	34.0
Sep. 46	95.4	93.2	215.5	43.0	62.9	100.6	122.8
Okt. 46	27.0	53.1	97.3	18.6	34.9	28.5	40.9
Nov. 46	65.1	94.2	129.9	64.0	76.4	67.0	41.5
Dez. 46	32.9	32.1	73.4	43.5	38.6	41.9	49.2
Jan. 47	41.3	66.7	150.2	38.2	36.2	52.6	63.4
Feb. 47	43.4	45.6	65.6	50.3	54.7	50.7	33.7
Mrz. 47	11.3	21.5	25.0	24.8	30.3	24.6	25.0
Apr. 47	28.8	31.0	53.0	61.6	29.0	28.5	21.8
Mai. 47	97.5	79.7	148.3	62.2	51.5	91.7	106.6
Jun. 47	65.7	118.7	92.2	59.8	41.3	90.2	97.0
Jul. 47	71.2	80.6	62.2	48.6	117.8	82.3	74.0
Aug. 47	72.0	79.3	138.7	41.6	70.9	90.5	113.7
Sep. 47	47.2	55.5	123.5	43.5	31.2	63.2	42.2
Okt. 47	37.7	26.4	59.1	22.6	23.9	30.3	47.2
Nov. 47	66.8	72.5	85.4	68.8	60.2	66.8	95.3
Dez. 47	73.4	90.5	141.4	69.6	59.1	85.7	82.7
Jan. 48	28.4	23.3	34.5	20.4	29.5	25.7	29.6
Feb. 48	24.0	40.7	78.2	44.3	58.8	37.8	40.1
Mrz. 48	44.0	51.7	72.1	50.2	45.4	56.4	76.4
Apr. 48	37.2	65.1	102.6	35.1	28.4	36.2	26.0
Mai. 48	54.1	42.4	101.1	91.0	61.7	52.7	29.5
Jun. 48	53.1	39.1	52.4	51.0	64.2	60.8	70.7
Jul. 48	57.1	70.4	94.6	51.3	53.7	24.1	36.3
Aug. 48	38.8	36.7	52.1	18.8	15.5	26.2	31.7
Sep. 48	10.0	36.9	76.0	34.2	50.9	11.5	44.9
Okt. 48	37.9	57.1	76.0	22.2	45.8	69.2	68.2
Nov. 48	99.8	136.7	185.1	45.0	25.3	69.1	31.7
Dez. 48	48.5	44.6	69.1	36.4	35.5	52.4	63.9
Jan. 49	25.9	37.2	44.4	26.2	38.8	36.3	60.5
Feb. 49	23.2	34.7	49.1	35.2	20.5	27.5	21.7
Mrz. 49	25.2	52.6	123.9	35.0	19.4	28.6	39.7
Apr. 49	21.4	17.7	75.0	25.7	19.1	14.2	7.8

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 49	53.3	55.3	67.5	31.7	42.1	42.1	42.9
Jun. 49	89.4	83.3	111.4	53.7	49.6	88.3	73.6
Jul. 49	25.7	16.1	43.1	14.5	17.8	17.9	30.5
Aug. 49	67.1	56.1	155.6	120.8	43.6	42.9	35.0
Sep. 49	63.8	54.5	96.6	21.4	46.6	55.5	60.0
Okt. 49	49.4	45.8	72.4	43.0	58.2	41.3	41.9
Nov. 49	26.1	38.0	52.8	42.8	30.9	26.7	32.6
Dez. 49	81.8	82.1	106.8	30.8	41.5	42.2	42.6
Jan. 50	64.8	71.8	117.8	30.7	36.0	53.8	54.5
Feb. 50	22.9	26.2	55.8	13.2	35.6	31.1	31.0
Mrz. 50	42.7	45.8	73.9	25.5	40.3	33.2	30.9
Apr. 50	34.4	41.1	107.5	57.9	51.0	48.1	49.1
Mai. 50	31.6	35.9	53.3	44.3	33.4	47.3	43.9
Jun. 50	53.6	51.8	100.4	56.9	60.0	48.2	59.1
Jul. 50	51.4	32.3	58.1	26.3	44.4	63.8	45.2
Aug. 50	54.1	66.0	138.2	22.0	59.1	57.2	47.3
Sep. 50	77.8	58.0	108.0	55.6	69.1	76.2	109.5
Okt. 50	55.8	46.5	114.2	17.3	22.5	70.5	42.6
Nov. 50	61.3	73.1	86.2	23.9	38.4	46.8	82.7
Dez. 50	65.8	78.5	102.8	51.7	57.3	66.9	67.4
Jan. 51	25.6	42.4	101.5	23.3	20.5	20.7	27.5
Feb. 51	41.7	54.1	136.0	34.9	34.7	36.1	59.1
Mrz. 51	43.8	63.0	101.2	41.5	49.2	57.9	56.7
Apr. 51	34.8	53.0	46.9	29.2	45.6	68.0	65.6
Mai. 51	52.0	50.5	61.3	37.0	44.3	57.6	56.5
Jun. 51	96.6	106.3	208.9	59.3	74.9	133.0	85.8
Jul. 51	107.8	73.9	120.5	75.9	118.7	127.8	127.9
Aug. 51	70.6	68.3	78.4	46.7	25.7	61.2	72.5
Sep. 51	18.4	24.3	57.2	16.9	35.4	25.8	40.9
Okt. 51	56.9	66.0	107.6	45.7	56.8	46.5	50.4
Nov. 51	47.9	65.9	83.4	26.9	27.3	35.0	40.8
Dez. 51	58.0	67.5	114.6	15.0	23.8	41.6	50.0
Jan. 52	59.1	69.7	78.8	62.7	63.4	62.6	60.8
Feb. 52	86.1	76.0	127.7	33.6	46.0	75.5	86.9
Mrz. 52	15.6	29.8	60.6	11.5	8.7	12.0	16.1
Apr. 52	85.8	98.3	126.9	56.4	64.8	66.4	94.4
Mai. 52	103.4	129.8	161.8	80.4	65.7	75.1	58.9
Jun. 52	159.4	92.1	155.1	142.3	61.6	50.7	83.3
Jul. 52	73.2	111.2	139.0	63.4	44.7	97.6	58.8
Aug. 52	41.7	57.8	90.1	59.9	83.5	75.8	46.7
Sep. 52	55.0	56.7	133.6	50.1	48.7	82.7	42.8
Okt. 52	14.3	23.8	66.1	15.8	36.2	27.8	22.0
Nov. 52	20.4	17.2	31.6	14.5	24.7	31.7	43.0
Dez. 52	25.9	30.9	60.1	29.2	16.0	30.8	26.8
Jan. 53	51.0	53.6	69.0	30.2	42.0	47.7	33.0

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 53	31.1	31.2	36.0	13.7	23.4	23.7	23.4
Mrz. 53	55.5	61.8	61.7	25.8	22.3	37.8	27.6
Apr. 53	34.5	39.0	51.9	42.5	38.3	44.6	63.0
Mai. 53	53.3	110.2	178.1	59.8	71.5	39.9	31.9
Jun. 53	52.1	87.7	103.8	53.9	77.2	70.9	72.8
Jul. 53	69.1	60.0	92.2	59.3	66.8	62.3	82.2
Aug. 53	56.5	75.5	140.6	57.0	59.2	70.9	82.8
Sep. 53	70.1	70.3	125.5	48.6	80.5	80.1	72.5
Okt. 53	47.2	45.7	80.4	36.8	34.4	48.6	82.0
Nov. 53	76.4	101.1	149.3	67.1	57.3	66.8	61.4
Dez. 53	58.5	83.7	144.7	19.1	43.3	63.1	69.7
Jan. 54	67.3	96.2	192.4	38.6	61.7	81.0	103.0
Feb. 54	13.3	21.2	31.8	11.8	8.1	12.2	16.2
Mrz. 54	52.5	68.6	62.3	55.0	84.4	44.4	42.6
Apr. 54	69.6	66.2	83.9	52.6	48.4	61.6	75.6
Mai. 54	24.8	43.2	71.1	27.9	23.2	21.8	10.1
Jun. 54	39.2	71.3	122.1	89.6	62.1	30.6	43.3
Jul. 54	65.7	78.7	156.5	66.1	62.4	65.9	80.1
Aug. 54	35.7	79.2	82.1	41.9	66.5	38.7	64.8
Sep. 54	24.3	35.6	70.5	78.0	74.5	51.5	49.6
Okt. 54	39.2	57.3	75.5	40.0	44.3	42.1	44.4
Nov. 54	38.4	51.7	75.5	35.9	31.5	39.1	44.3
Dez. 54	63.6	68.9	102.3	29.3	27.4	54.9	43.7
Jan. 55	13.2	25.7	39.5	8.9	10.6	12.8	11.3
Feb. 55	36.3	65.7	127.8	35.3	42.3	26.7	25.6
Mrz. 55	21.0	26.0	41.1	17.0	15.1	11.8	31.8
Apr. 55	54.1	74.7	70.5	52.5	31.6	36.3	46.5
Mai. 55	54.4	54.1	139.3	64.6	40.4	50.0	52.4
Jun. 55	75.6	54.4	105.2	38.3	89.1	78.1	66.3
Jul. 55	60.5	92.6	80.7	102.5	82.6	50.7	116.5
Aug. 55	68.5	80.3	123.5	30.6	36.8	55.5	48.6
Sep. 55	15.5	43.8	69.4	33.2	33.8	32.2	53.5
Okt. 55	24.5	43.3	93.4	23.1	19.2	29.9	39.5
Nov. 55	34.4	45.4	61.4	15.6	42.7	38.4	51.5
Dez. 55	29.0	41.4	63.2	7.4	10.8	18.9	29.1
Jan. 56	69.2	104.1	126.6	87.8	68.8	61.9	60.9
Feb. 56	55.2	53.6	76.8	52.9	42.2	45.9	41.5
Mrz. 56	56.3	68.7	76.8	97.9	47.6	64.8	49.7
Apr. 56	43.1	71.2	125.3	40.9	33.8	53.1	51.3
Mai. 56	31.2	47.6	44.1	95.3	33.4	29.6	38.9
Jun. 56	132.7	100.9	105.4	79.6	98.2	77.5	120.1
Jul. 56	75.2	98.2	141.8	81.1	90.1	120.1	45.4
Aug. 56	100.4	66.9	173.2	106.8	123.9	85.7	91.4
Sep. 56	17.3	29.1	43.7	33.1	28.5	22.0	34.4
Okt. 56	16.7	30.1	23.8	14.3	6.7	6.7	6.7

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Nov. 56	20.8	27.8	39.2	17.0	18.0	36.6	31.8
Dez. 56	93.5	93.8	101.1	50.9	52.9	73.4	60.4
Jan. 57	47.1	47.9	92.0	53.7	59.5	69.3	29.1
Feb. 57	51.0	49.3	91.0	75.9	46.6	55.2	72.7
Mrz. 57	30.7	60.9	74.5	54.9	58.6	44.2	58.3
Apr. 57	54.2	60.6	95.5	31.5	48.4	61.2	31.8
Mai. 57	58.6	91.4	147.2	57.2	72.8	86.2	77.1
Jun. 57	83.8	117.6	197.5	75.8	47.1	69.0	51.1
Jul. 57	37.9	40.2	119.9	24.5	27.4	45.3	41.9
Aug. 57	47.4	74.6	109.8	33.0	58.8	60.7	90.3
Sep. 57	70.0	49.9	87.7	29.8	40.3	67.3	52.0
Okt. 57	62.2	56.1	106.3	61.2	45.4	74.3	74.6
Nov. 57	37.9	39.8	37.0	20.2	19.5	29.5	45.2
Dez. 57	45.1	66.6	132.1	24.0	37.2	33.7	33.8
Jan. 58	8.9	13.6	22.4	14.4	12.7	14.1	9.5
Feb. 58	24.1	26.4	59.2	20.1	16.6	18.9	20.2
Mrz. 58	88.1	78.0	118.2	31.8	62.2	83.5	87.6
Apr. 58	30.1	43.4	68.7	42.9	30.1	33.5	53.6
Mai. 58	46.3	48.3	79.4	32.6	60.5	53.0	71.7
Jun. 58	46.1	41.4	88.0	32.6	35.9	43.0	42.2
Jul. 58	38.1	45.0	82.0	38.3	83.9	55.6	100.7
Aug. 58	36.0	38.7	44.5	76.8	78.9	107.9	95.6
Sep. 58	35.2	55.4	109.8	61.0	38.7	44.9	81.8
Okt. 58	15.7	42.8	78.2	15.0	10.9	11.6	13.5
Nov. 58	88.5	66.9	110.7	77.1	34.2	55.7	53.7
Dez. 58	59.9	58.4	141.7	50.8	41.6	77.4	78.9
Jan. 59	72.4	88.4	244.5	51.3	52.0	68.8	76.4
Feb. 59	46.5	42.8	85.8	14.3	28.0	50.9	56.6
Mrz. 59	30.2	55.0	59.1	8.8	17.9	31.8	34.6
Apr. 59	39.8	54.0	49.6	38.7	32.5	50.9	45.8
Mai. 59	68.4	98.1	183.1	79.8	64.8	59.0	49.4
Jun. 59	60.0	49.4	108.7	56.3	62.4	34.7	46.0
Jul. 59	35.8	38.4	49.9	41.6	37.6	27.9	36.3
Aug. 59	117.7	105.3	132.0	85.7	88.5	88.8	123.4
Sep. 59	64.2	90.4	177.2	67.7	75.8	79.3	48.5
Okt. 59	55.2	73.4	84.2	71.1	116.5	89.5	99.7
Nov. 59	58.4	96.5	197.6	28.3	26.8	46.2	43.6
Dez. 59	69.2	79.6	108.9	47.4	40.6	48.1	63.4
Jan. 60	36.4	27.0	38.0	23.9	23.2	40.9	44.4
Feb. 60	50.5	62.4	107.4	38.4	19.3	35.6	20.0
Mrz. 60	99.6	83.9	194.7	48.0	53.1	87.2	94.6
Apr. 60	24.3	44.7	63.0	16.4	18.1	24.0	32.2
Mai. 60	38.0	57.8	115.0	40.6	57.4	41.8	41.1
Jun. 60	63.0	58.8	102.9	60.7	40.0	36.7	70.0
Jul. 60	22.5	20.1	25.0	27.6	19.4	32.9	24.9

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 60	13.2	22.2	58.0	34.1	50.8	28.6	41.6
Sep. 60	34.7	46.3	76.9	58.9	64.3	58.2	75.3
Okt. 60	19.6	49.4	76.3	15.6	8.9	25.7	12.2
Nov. 60	19.4	17.6	42.4	35.3	18.5	13.2	24.3
Dez. 60	6.9	6.9	9.1	4.7	8.0	11.8	5.5
Jan. 61	32.5	50.7	130.3	15.0	22.5	33.1	29.4
Feb. 61	47.2	57.7	86.1	34.7	33.5	63.4	76.2
Mrz. 61	52.3	81.6	90.3	48.2	66.8	60.3	64.5
Apr. 61	32.8	32.1	56.7	16.6	17.1	32.8	36.1
Mai. 61	38.2	43.8	85.2	52.8	52.6	40.4	52.2
Jun. 61	42.5	68.5	75.7	35.4	46.7	26.8	86.2
Jul. 61	60.5	111.3	160.5	40.8	45.5	60.1	67.3
Aug. 61	101.9	65.2	85.9	53.6	48.0	81.3	75.3
Sep. 61	17.5	29.7	36.1	20.3	20.9	13.0	28.9
Okt. 61	36.2	78.9	181.9	39.3	17.1	28.9	30.3
Nov. 61	63.7	71.0	103.8	31.7	29.2	47.5	49.7
Dez. 61	19.8	29.4	34.4	48.5	30.0	22.4	35.1
Jan. 62	73.6	93.5	172.2	43.7	66.4	56.2	61.8
Feb. 62	18.0	22.2	26.3	23.6	22.5	33.8	30.1
Mrz. 62	29.1	31.7	75.1	32.5	21.1	23.9	46.0
Apr. 62	20.1	51.3	60.2	40.2	48.3	39.5	38.9
Mai. 62	35.8	46.5	85.5	38.6	17.0	18.7	25.8
Jun. 62	38.4	30.2	47.2	15.2	22.6	36.4	31.3
Jul. 62	4.5	10.3	16.8	5.0	29.4	18.2	7.7
Aug. 62	9.4	29.4	91.6	31.1	32.5	23.1	11.6
Sep. 62	9.3	3.4	5.3	8.7	4.0	2.5	6.3
Okt. 62	45.2	47.1	42.4	62.1	63.7	54.4	53.4
Nov. 62	71.2	90.9	141.4	63.8	66.3	83.4	95.8
Dez. 62	51.9	72.4	123.3	35.4	42.7	45.2	63.7
Jan. 63	38.1	31.5	27.4	28.9	27.3	30.5	46.7
Feb. 63	41.8	32.6	63.0	20.6	41.1	39.2	54.8
Mrz. 63	47.0	53.1	82.1	25.0	30.5	44.0	41.4
Apr. 63	23.2	24.5	72.9	40.6	64.1	32.1	48.3
Mai. 63	39.9	68.0	68.1	29.2	36.2	46.9	50.6
Jun. 63	52.6	43.6	123.3	73.7	67.3	30.2	59.5
Jul. 63	37.9	51.9	94.6	31.1	16.7	21.6	30.2
Aug. 63	45.4	67.8	128.5	79.9	14.7	37.4	36.8
Sep. 63	39.1	68.2	140.2	61.2	33.8	44.6	16.7
Okt. 63	21.1	28.8	49.4	28.4	25.2	25.0	35.5
Nov. 63	50.0	54.1	87.5	38.2	15.8	48.3	26.6
Dez. 63	39.7	60.7	151.2	49.8	41.1	38.9	51.6
Jan. 64	39.3	60.4	107.8	43.0	49.7	47.9	63.0
Feb. 64	42.1	39.5	85.8	47.1	38.3	39.3	47.2
Mrz. 64	20.4	47.8	52.6	11.8	11.3	24.8	25.1
Apr. 64	60.1	67.0	97.9	49.1	70.3	74.4	52.6

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 64	28.5	73.3	86.9	33.4	27.0	45.0	48.7
Jun. 64	45.5	77.1	89.6	36.4	54.0	80.6	132.4
Jul. 64	43.4	64.9	95.2	35.8	42.5	57.3	56.4
Aug. 64	52.4	27.7	56.0	46.4	20.8	43.7	35.1
Sep. 64	47.7	32.0	41.2	67.4	22.7	23.9	22.0
Okt. 64	23.1	21.1	39.6	12.9	15.6	41.5	39.9
Nov. 64	37.5	51.3	74.7	42.4	42.0	52.8	74.9
Dez. 64	23.9	25.7	27.2	9.7	21.8	41.1	62.9
Jan. 65	50.7	84.1	120.4	51.5	74.9	52.9	37.9
Feb. 65	17.6	24.3	56.2	46.1	22.1	29.9	44.8
Mrz. 65	34.3	55.9	59.0	31.4	22.7	22.0	51.9
Apr. 65	92.3	110.3	122.8	58.6	55.8	64.9	24.3
Mai. 65	17.4	23.1	51.8	51.5	46.0	36.1	55.5
Jun. 65	22.0	52.9	52.4	27.3	40.7	12.2	11.2
Jul. 65	62.3	82.2	131.4	68.6	99.6	62.3	50.6
Aug. 65	64.7	65.6	95.4	52.2	37.1	90.8	44.3
Sep. 65	26.1	32.2	24.2	17.5	19.9	28.7	36.3
Okt. 65	106.4	148.3	190.9	56.9	40.2	80.4	52.1
Nov. 65	37.1	70.0	121.7	40.6	56.3	55.7	44.4
Dez. 65	37.5	83.1	197.5	54.1	68.5	62.2	71.9
Jan. 66	42.9	44.5	56.2	32.2	28.6	43.5	29.1
Feb. 66	39.0	23.3	58.0	25.2	16.4	28.6	21.8
Mrz. 66	39.1	35.0	55.2	46.0	30.2	40.3	28.4
Apr. 66	37.2	80.4	125.4	76.6	45.7	51.9	58.7
Mai. 66	57.2	50.9	96.9	57.2	53.3	51.1	74.5
Jun. 66	85.6	71.9	89.1	62.0	72.4	129.2	88.7
Jul. 66	98.4	135.8	80.4	41.3	52.7	63.5	70.5
Aug. 66	32.3	57.9	104.9	38.5	64.3	58.5	40.2
Sep. 66	11.8	15.3	27.0	9.3	19.7	20.7	31.4
Okt. 66	24.2	28.2	48.4	16.0	33.5	37.3	40.9
Nov. 66	15.3	34.7	60.6	27.5	12.6	11.9	12.2
Dez. 66	59.4	53.9	44.0	34.8	40.7	46.2	60.3
Jan. 67	39.7	54.2	118.6	54.9	31.5	37.8	59.0
Feb. 67	70.9	75.7	143.5	34.8	74.9	78.0	80.1
Mrz. 67	38.4	55.5	81.9	25.0	22.8	34.8	47.0
Apr. 67	71.3	104.1	144.0	77.2	100.3	128.8	97.4
Mai. 67	69.8	61.9	102.8	74.1	24.4	59.2	58.8
Jun. 67	80.4	71.8	132.0	73.6	138.3	117.4	107.3
Jul. 67	114.8	194.3	219.6	55.3	57.1	134.1	96.9
Aug. 67	103.9	106.9	158.4	59.5	38.9	64.9	69.9
Sep. 67	80.4	98.6	103.4	61.3	65.0	63.1	39.0
Okt. 67	71.4	64.1	127.7	51.5	70.8	73.2	80.4
Nov. 67	50.5	67.5	149.2	53.4	56.5	95.9	52.0
Dez. 67	46.1	60.6	102.9	44.2	40.4	61.1	52.9
Jan. 68	32.0	57.3	103.6	30.7	29.4	37.6	22.7

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 68	45.3	52.2	68.2	46.3	27.1	44.4	61.9
Mrz. 68	15.5	26.4	65.3	43.6	31.1	19.7	35.3
Apr. 68	12.9	21.8	82.8	25.6	22.6	16.7	25.0
Mai. 68	25.4	42.2	55.0	43.0	40.6	19.5	31.1
Jun. 68	59.4	63.2	60.6	29.4	44.8	52.6	68.3
Jul. 68	25.9	44.7	66.2	17.5	32.5	37.4	33.0
Aug. 68	21.6	24.6	152.1	14.4	55.5	22.8	19.9
Sep. 68	25.8	28.9	102.3	24.2	22.0	28.8	42.4
Okt. 68	25.1	43.3	78.5	49.1	32.2	33.2	32.3
Nov. 68	11.8	11.1	10.8	8.1	8.8	11.8	14.3
Dez. 68	97.6	146.0	188.9	71.4	103.3	106.0	92.4
Jan. 69	37.7	34.2	92.1	25.0	33.4	31.1	75.6
Feb. 69	27.0	30.4	36.9	18.7	25.3	43.7	36.2
Mrz. 69	38.8	53.2	81.7	32.9	28.3	38.6	29.4
Apr. 69	36.4	63.9	109.3	47.8	52.7	46.3	44.3
Mai. 69	130.9	139.9	165.5	89.9	147.8	101.0	100.7
Jun. 69	45.6	59.0	66.5	94.3	42.5	34.1	33.4
Jul. 69	53.6	45.7	105.3	36.2	31.0	84.8	69.8
Aug. 69	55.2	121.7	125.8	46.3	38.6	53.2	48.0
Sep. 69	8.9	20.6	48.5	15.7	11.2	9.3	2.3
Okt. 69	16.4	28.6	92.1	51.9	52.5	23.8	55.8
Nov. 69	60.9	83.5	89.6	55.0	61.4	57.9	71.5
Dez. 69	51.8	53.6	119.9	29.7	31.3	50.3	61.2
Jan. 70	76.9	82.6	125.5	40.5	31.8	47.0	77.0
Feb. 70	47.3	65.3	79.7	23.6	20.1	26.4	37.0
Mrz. 70	85.3	86.8	136.8	30.3	53.9	80.3	84.3
Apr. 70	17.4	35.3	30.8	15.9	23.7	21.9	21.7
Mai. 70	21.3	16.4	28.7	25.8	46.8	61.0	30.9
Jun. 70	56.5	53.2	73.2	28.6	27.8	50.1	72.7
Jul. 70	27.6	25.5	102.4	6.6	5.6	4.6	22.4
Aug. 70	15.8	23.2	29.9	22.6	26.1	26.5	42.8
Sep. 70	13.7	19.4	43.8	18.1	18.4	26.8	24.6
Okt. 70	56.3	98.9	179.3	46.8	46.7	45.1	43.6
Nov. 70	86.3	95.7	122.7	55.3	79.9	106.9	79.2
Dez. 70	41.6	47.8	61.1	34.3	31.2	39.2	50.8
Jan. 71	61.5	55.3	118.1	56.0	60.7	62.0	71.9
Feb. 71	18.3	16.5	80.2	39.7	21.5	23.2	22.9
Mrz. 71	26.6	23.9	78.0	21.4	24.7	26.0	34.4
Apr. 71	50.6	45.4	134.9	50.3	26.6	45.8	54.6
Mai. 71	26.6	23.9	80.5	24.5	36.8	30.8	52.4
Jun. 71	90.5	81.3	152.7	57.3	66.5	108.0	75.4
Jul. 71	44.9	40.4	144.7	42.7	51.5	66.6	82.2
Aug. 71	27.5	24.7	72.7	24.1	17.5	43.5	31.6
Sep. 71	35.6	32.0	151.5	74.1	53.1	34.9	85.4
Okt. 71	37.9	34.0	103.0	70.1	42.8	45.9	31.0

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Nov. 71	75.4	67.7	143.9	61.5	64.9	64.4	52.9
Dez. 71	66.0	59.3	136.9	25.1	34.3	60.0	56.8
Jan. 72	18.6	16.7	26.8	21.4	31.7	25.3	14.6
Feb. 72	49.4	44.3	177.9	70.4	57.6	78.8	74.6
Mrz. 72	50.9	45.7	98.1	44.5	27.5	44.5	45.5
Apr. 72	35.3	31.7	56.2	29.8	27.4	31.1	17.4
Mai. 72	48.6	43.7	109.8	44.0	81.1	51.4	86.8
Jun. 72	63.1	56.7	81.8	64.4	29.2	45.1	50.1
Jul. 72	77.4	69.5	204.2	88.2	86.5	99.5	110.8
Aug. 72	120.3	108.1	119.5	47.1	69.1	67.7	94.3
Sep. 72	25.5	22.9	45.3	38.3	21.2	22.4	25.6
Okt. 72	63.6	57.1	85.9	60.6	44.0	54.1	68.2
Nov. 72	37.3	33.5	84.3	64.0	52.6	53.0	35.5
Dez. 72	20.1	18.0	65.4	53.7	18.9	17.0	23.3
Jan. 73	39.4	35.4	73.7	19.3	33.5	30.7	46.6
Feb. 73	28.9	26.0	66.3	39.6	29.1	49.9	48.0
Mrz. 73	46.8	42.0	119.2	23.8	36.0	40.8	34.1
Apr. 73	51.2	46.0	68.1	39.6	36.5	45.1	37.7
Mai. 73	38.2	34.3	86.1	107.3	82.6	46.7	56.2
Jun. 73	54.3	48.8	115.3	78.1	62.6	42.7	35.9
Jul. 73	66.9	60.1	90.5	127.8	75.6	50.2	68.4
Aug. 73	18.0	16.1	61.0	11.9	9.4	27.4	32.7
Sep. 73	34.7	31.2	17.3	14.6	6.1	11.9	15.1
Okt. 73	57.7	51.9	114.3	51.1	51.1	85.8	59.9
Nov. 73	42.7	38.3	168.3	62.9	40.2	39.6	44.0
Dez. 73	44.6	40.0	65.8	21.3	30.0	58.1	34.5
Jan. 74	68.0	61.1	91.1	53.3	38.4	50.4	60.5
Feb. 74	39.3	35.3	99.1	31.5	26.9	36.0	45.3
Mrz. 74	55.2	49.6	39.3	59.0	35.8	35.6	49.3
Apr. 74	23.3	20.9	55.4	38.8	55.8	56.8	58.5
Mai. 74	31.5	28.3	52.3	31.0	22.8	31.4	29.6
Jun. 74	55.1	49.5	120.4	84.8	55.7	65.9	59.6
Jul. 74	36.1	32.4	95.1	35.7	42.8	25.3	55.4
Aug. 74	9.2	8.3	38.8	31.7	26.5	12.9	53.7
Sep. 74	66.6	59.8	89.9	41.9	166.1	89.0	102.9
Okt. 74	27.2	24.4	53.2	18.6	24.9	20.2	33.3
Nov. 74	31.3	28.1	41.0	24.8	26.7	40.1	42.8
Dez. 74	42.0	37.8	134.2	34.3	34.6	45.2	59.7
Jan. 75	17.9	16.1	28.3	24.8	33.6	27.3	13.1
Feb. 75	94.9	85.2	129.0	32.5	70.2	101.2	126.7
Mrz. 75	81.1	72.9	136.6	29.7	46.1	82.9	45.3
Apr. 75	38.3	34.4	51.6	32.0	29.2	35.0	40.5
Mai. 75	25.4	22.8	36.1	28.7	17.9	18.2	14.7
Jun. 75	29.6	26.6	31.7	37.7	23.7	26.9	10.7
Jul. 75	56.3	50.6	71.3	66.9	79.8	65.8	56.0



<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 75	86.4	77.6	73.9	60.7	122.1	123.9	124.1
Sep. 75	25.2	22.7	118.9	41.0	44.9	36.7	43.6
Okt. 75	24.5	22.0	51.4	16.3	49.1	27.5	39.8
Nov. 75	48.2	43.3	117.4	46.7	47.0	44.3	49.7
Dez. 75	54.3	48.8	81.5	51.9	69.4	55.1	90.5
Jan. 76	64.4	78.4	117.6	33.6	36.8	55.4	64.5
Feb. 76	61.3	62.5	133.5	34.7	35.2	39.6	62.9
Mrz. 76	19.2	31.4	44.3	19.0	8.3	9.6	3.7
Apr. 76	61.9	55.6	71.4	51.4	39.5	62.7	53.7
Mai. 76	12.5	29.3	42.7	31.6	26.2	22.0	48.9
Jun. 76	90.6	86.5	168.3	71.7	90.8	100.0	93.7
Jul. 76	61.4	61.4	63.2	35.9	38.3	55.7	57.3
Aug. 76	38.7	79.0	140.0	61.9	42.3	57.5	36.3
Sep. 76	28.4	62.2	106.4	34.5	25.2	37.5	35.4
Okt. 76	56.2	62.6	135.5	31.7	23.3	42.4	50.1
Nov. 76	33.3	41.1	76.3	33.5	43.4	81.1	56.2
Dez. 76	72.9	94.1	210.2	56.6	75.1	80.7	94.3
Jan. 77	38.2	35.7	61.6	13.8	20.1	41.1	50.1
Feb. 77	24.3	44.3	79.0	26.4	21.6	27.1	13.3
Mrz. 77	70.6	102.4	193.4	38.0	64.7	57.8	34.4
Apr. 77	22.4	39.3	61.3	21.9	25.9	24.7	43.6
Mai. 77	33.0	39.0	45.9	17.9	21.9	25.8	31.3
Jun. 77	18.0	15.7	60.5	19.3	50.6	29.1	33.5
Jul. 77	32.0	34.2	40.5	20.0	82.8	63.8	84.1
Aug. 77	24.0	44.7	22.9	12.5	16.6	21.3	29.2
Sep. 77	23.4	26.7	19.7	15.8	23.8	38.4	33.7
Okt. 77	65.5	64.3	111.4	63.8	64.9	126.5	114.8
Nov. 77	23.7	22.2	47.5	55.7	58.6	38.4	72.7
Dez. 77	134.2	121.8	203.3	93.2	118.7	123.6	125.3
Jan. 78	39.4	79.7	145.6	53.3	45.7	36.4	43.8
Feb. 78	70.4	71.5	103.4	38.6	27.8	41.9	35.8
Mrz. 78	17.5	25.5	36.4	14.5	10.2	9.3	8.1
Apr. 78	20.8	26.6	46.6	42.4	32.8	45.6	34.9
Mai. 78	60.3	55.3	105.5	50.4	43.7	53.5	48.2
Jun. 78	70.4	96.4	125.2	99.7	51.3	53.2	43.9
Jul. 78	48.7	88.7	148.6	57.6	57.1	39.8	55.7
Aug. 78	19.3	25.3	42.0	12.9	20.5	12.9	41.4
Sep. 78	58.5	89.5	72.7	46.7	77.4	58.5	22.9
Okt. 78	38.7	51.4	71.9	19.6	16.7	35.3	21.1
Nov. 78	10.4	11.8	24.3	16.1	14.6	9.3	39.0
Dez. 78	41.4	28.7	80.2	21.2	19.0	47.9	50.0
Jan. 79	43.0	57.1	108.3	20.9	33.9	46.5	51.8
Feb. 79	64.3	57.9	132.3	31.3	33.8	47.7	56.9
Mrz. 79	50.4	75.0	104.0	22.0	25.1	41.8	29.1
Apr. 79	46.8	29.7	33.6	39.3	29.2	25.4	37.3

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 79	13.4	31.6	57.5	29.1	30.1	14.7	16.1
Jun. 79	19.3	27.4	85.1	69.1	18.7	13.7	28.4
Jul. 79	37.3	58.6	89.4	58.9	57.8	65.3	82.7
Aug. 79	29.5	37.0	91.4	19.0	40.3	34.3	53.6
Sep. 79	70.7	69.9	142.3	37.8	51.3	54.0	56.2
Okt. 79	52.9	68.6	72.3	42.8	103.8	81.6	89.8
Nov. 79	34.4	57.7	113.6	33.1	30.7	36.0	49.9
Dez. 79	68.0	86.3	143.9	52.4	49.5	75.8	64.5
Jan. 80	27.0	40.1	92.5	63.1	29.9	27.6	42.6
Feb. 80	19.6	33.2	47.1	22.0	25.9	33.8	48.0
Mrz. 80	39.8	36.4	53.0	24.2	32.2	51.1	43.7
Apr. 80	36.9	34.1	67.4	64.1	71.3	56.5	62.2
Mai. 80	37.8	35.8	74.8	33.7	55.6	27.6	33.2
Jun. 80	68.5	52.3	71.6	25.4	43.4	57.7	58.2
Jul. 80	91.6	150.2	193.6	73.1	46.4	61.5	86.6
Aug. 80	49.3	85.1	143.2	22.6	41.5	55.9	43.9
Sep. 80	35.6	31.0	47.8	37.0	25.6	50.0	55.5
Okt. 80	42.8	81.5	86.1	23.8	28.5	30.3	57.3
Nov. 80	37.2	40.8	91.8	59.8	52.7	73.6	65.9
Dez. 80	94.4	90.0	144.9	51.8	68.0	102.4	97.4
Jan. 81	63.1	65.4	147.3	62.4	61.1	68.1	98.1
Feb. 81	42.1	44.1	64.0	37.9	38.0	49.6	77.2
Mrz. 81	42.8	38.3	87.3	32.0	39.3	56.3	66.1
Apr. 81	19.3	29.1	26.1	21.7	13.8	17.9	22.8
Mai. 81	103.8	73.5	114.0	40.8	43.6	45.9	66.6
Jun. 81	155.3	99.8	198.2	86.2	64.2	154.6	100.9
Jul. 81	121.9	107.8	188.8	70.7	43.5	46.1	31.4
Aug. 81	60.7	48.9	88.3	58.0	88.6	96.2	79.5
Sep. 81	44.0	33.3	87.0	66.5	39.6	47.8	28.9
Okt. 81	45.5	59.6	84.7	59.7	29.4	36.8	79.6
Nov. 81	55.8	43.9	134.6	40.7	30.4	42.5	46.7
Dez. 81	61.6	98.7	119.0	80.1	77.6	76.4	86.7
Jan. 82	118.1	90.6	165.2	75.8	97.3	117.3	94.1
Feb. 82	27.7	35.3	52.7	17.7	12.6	22.3	34.6
Mrz. 82	20.9	43.3	77.3	35.6	27.8	23.9	23.5
Apr. 82	71.9	81.0	96.8	30.3	60.3	84.5	73.5
Mai. 82	60.2	55.5	77.3	34.8	39.3	62.2	67.9
Jun. 82	8.6	24.5	37.9	28.4	14.0	24.4	17.5
Jul. 82	142.9	118.9	157.3	85.3	92.1	82.6	99.5
Aug. 82	50.1	66.6	96.5	48.1	76.2	43.5	50.4
Sep. 82	19.0	26.7	54.4	23.8	30.5	23.9	19.2
Okt. 82	49.8	63.6	117.8	87.9	55.4	38.5	42.3
Nov. 82	48.9	62.9	131.0	36.3	46.5	44.6	46.1
Dez. 82	60.8	73.9	145.7	61.2	51.8	72.2	90.4
Jan. 83	21.0	34.9	86.6	25.0	19.3	37.3	32.9

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 83	45.6	43.3	79.9	49.4	53.3	47.9	34.1
Mrz. 83	20.7	33.6	71.1	32.2	53.1	26.5	44.6
Apr. 83	21.6	27.1	25.3	19.8	13.7	20.9	38.8
Mai. 83	103.1	134.1	159.1	123.6	197.9	133.3	116.5
Jun. 83	44.3	35.4	73.7	28.1	24.7	13.4	30.5
Jul. 83	25.4	32.6	77.2	59.2	16.5	18.0	44.2
Aug. 83	63.0	74.2	84.7	53.3	41.1	38.9	47.5
Sep. 83	29.6	37.4	41.2	27.7	30.7	37.7	42.3
Okt. 83	40.1	41.5	82.8	25.0	44.9	55.1	62.8
Nov. 83	41.1	69.6	88.1	43.6	27.9	41.9	36.4
Dez. 83	45.3	42.8	40.4	13.2	36.4	39.4	79.8
Jan. 84	74.0	93.5	171.7	40.9	42.9	75.5	64.5
Feb. 84	57.5	63.1	107.4	64.0	58.4	75.2	63.5
Mrz. 84	34.1	34.1	61.9	19.7	24.7	29.8	39.7
Apr. 84	70.5	93.9	128.7	52.4	56.6	63.6	55.9
Mai. 84	80.6	123.5	206.5	136.0	91.3	127.9	64.5
Jun. 84	56.9	81.4	108.7	30.1	35.5	51.7	36.7
Jul. 84	96.5	104.0	75.8	26.7	27.1	36.5	59.9
Aug. 84	43.5	46.6	49.9	28.4	28.8	35.1	45.5
Sep. 84	21.4	60.6	45.4	35.9	26.0	22.7	26.3
Okt. 84	80.5	78.2	92.0	56.8	63.4	84.3	63.1
Nov. 84	29.6	36.9	61.2	13.2	19.0	32.0	47.2
Dez. 84	52.2	65.0	130.4	29.1	40.7	66.0	85.6
Jan. 85	29.0	36.9	38.3	19.7	27.2	41.5	59.3
Feb. 85	22.3	39.3	55.2	18.7	27.4	29.9	42.4
Mrz. 85	0.1	1.3	11.4	14.4	1.8	0.1	0.7
Apr. 85	52.5	42.2	73.9	29.2	35.3	62.8	83.2
Mai. 85	28.8	52.3	73.8	53.3	27.5	55.7	51.6
Jun. 85	29.4	23.8	42.5	23.7	36.6	27.1	29.0
Jul. 85	50.2	45.3	61.0	42.6	77.9	82.7	34.7
Aug. 85	34.8	35.8	64.5	45.7	46.9	56.9	19.9
Sep. 85	36.8	37.8	54.9	34.1	44.2	41.9	63.3
Okt. 85	17.8	24.6	44.1	21.2	18.6	16.4	11.3
Nov. 85	103.0	107.7	181.1	54.4	46.7	105.8	94.7
Dez. 85	69.8	62.9	92.0	55.5	66.5	72.0	92.8
Jan. 86	66.0	82.0	118.9	61.9	75.2	80.1	47.8
Feb. 86	71.2	83.4	129.7	34.1	30.7	64.9	49.2
Mrz. 86	37.1	52.6	86.4	46.2	10.3	22.9	20.5
Apr. 86	79.5	76.9	122.0	37.0	53.4	61.0	69.4
Mai. 86	35.2	53.8	89.8	58.9	51.3	31.7	41.6
Jun. 86	20.5	55.9	83.5	57.8	57.0	43.1	40.1
Jul. 86	27.7	28.4	51.6	37.6	35.2	26.4	32.1
Aug. 86	5.7	8.1	17.2	10.1	8.4	12.1	23.6
Sep. 86	13.1	28.9	55.4	16.7	23.8	34.5	25.3
Okt. 86	15.3	14.6	32.8	33.6	51.6	54.7	57.3

Zeit	Cottbus (mm)	Dresden (mm)	Fichtelberg (mm)	Erfurt (mm)	Magdeburg (mm)	Postdam (mm)	Marnitz (mm)
Nov. 86	87.2	63.2	73.4	43.2	48.2	78.5	77.2
Dez. 86	86.1	68.3	109.0	68.4	68.4	82.3	95.9
Jan. 87	52.2	94.5	105.2	34.8	57.5	62.1	55.3
Feb. 87	34.4	47.3	68.5	15.1	14.0	30.3	35.0
Mrz. 87	21.8	33.5	44.4	7.0	18.4	27.7	23.5
Apr. 87	74.9	82.8	92.6	67.8	73.9	63.6	60.1
Mai. 87	50.4	53.3	68.4	46.7	32.2	37.3	29.5
Jun. 87	80.2	69.1	103.8	105.0	76.7	89.7	69.0
Jul. 87	126.0	96.3	144.9	33.2	34.5	68.6	47.1
Aug. 87	18.4	40.1	70.0	32.0	37.7	34.2	39.3
Sep. 87	26.1	20.8	48.1	22.8	18.2	27.2	32.4
Okt. 87	16.3	24.0	26.5	16.3	17.9	26.7	15.0
Nov. 87	64.4	135.5	168.6	32.5	43.2	63.4	49.4
Dez. 87	107.4	123.4	194.5	58.2	77.8	151.1	117.3
Jan. 88	40.0	41.1	94.1	29.5	42.1	35.8	51.5
Feb. 88	18.5	24.9	43.0	29.7	33.2	20.5	22.0
Mrz. 88	41.0	36.4	55.1	42.0	23.1	65.5	43.9
Apr. 88	5.2	18.8	35.5	10.0	21.7	13.6	22.1
Mai. 88	46.5	63.8	114.5	48.5	45.4	43.8	72.0
Jun. 88	83.7	93.2	124.6	71.3	47.0	95.6	99.3
Jul. 88	66.0	103.1	140.3	75.5	67.6	61.0	96.6
Aug. 88	57.0	52.0	40.7	24.9	52.2	52.8	34.8
Sep. 88	16.6	33.5	51.0	22.1	18.3	22.2	22.6
Okt. 88	6.7	5.5	19.3	8.4	9.5	6.7	7.5
Nov. 88	43.6	30.2	57.7	37.6	29.5	35.7	34.3
Dez. 88	72.6	96.4	162.1	72.1	39.8	46.1	45.1
Jan. 89	23.8	26.5	26.2	15.4	16.7	31.1	30.3
Feb. 89	26.2	48.4	44.4	14.1	13.6	28.7	26.4
Mrz. 89	11.9	20.6	30.0	39.1	40.4	25.2	27.5
Apr. 89	34.6	32.2	45.4	25.8	16.6	26.4	28.3
Mai. 89	51.8	111.4	134.8	84.5	41.9	64.2	45.9
Jun. 89	99.2	91.8	106.3	113.2	66.1	81.6	187.7
Jul. 89	62.8	64.6	69.3	12.7	19.5	16.9	13.9
Aug. 89	47.2	62.7	129.7	87.0	101.6	73.8	70.0
Sep. 89	46.4	113.7	139.3	62.4	38.6	44.8	60.5
Okt. 89	38.8	46.1	86.0	24.4	44.5	62.3	62.3
Nov. 89	45.7	30.7	37.3	13.2	27.6	35.9	26.5
Dez. 89	61.6	43.2	65.3	26.1	31.0	80.2	66.9
Jan. 90	52.6	63.6	83.7	30.6	48.0	60.6	74.0
Feb. 90	51.5	47.5	83.7	16.3	28.9	53.3	64.5
Mrz. 90	70.2	58.3	129.2	56.1	45.0	61.0	79.1
Apr. 90	66.8	81.1	92.6	32.2	53.3	52.0	77.0
Mai. 90	69.0	94.1	126.2	63.6	51.4	70.5	96.1
Jun. 90	24.4	53.9	61.3	24.8	21.1	30.3	39.7
Jul. 90	36.2	39.3	68.4	26.6	44.8	39.2	27.8

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Aug. 90	206.0	153.4	224.6	151.9	49.5	90.0	42.7
Sep. 90	65.3	52.7	115.2	51.2	79.3	108.6	119.4
Okt. 90	3.0	8.2	3.3	19.7	26.3	4.7	16.5
Nov. 90	42.7	36.3	74.0	34.5	37.0	56.7	76.9
Dez. 90	36.5	36.1	54.8	37.0	35.3	37.3	54.2
Jan. 91	42.9	40.9	82.9	11.3	26.1	40.6	32.9
Feb. 91	22.0	23.5	37.4	13.1	27.2	15.6	27.3
Mrz. 91	45.7	40.6	48.8	41.0	33.0	36.0	30.5
Apr. 91	32.0	28.8	35.8	9.6	23.9	25.8	31.4
Mai. 91	36.7	28.1	74.9	28.8	35.4	24.6	41.7
Jun. 91	43.1	33.1	75.7	26.8	28.1	61.0	102.7
Jul. 91	65.7	74.1	97.9	67.4	36.3	62.4	53.0
Aug. 91	27.9	95.5	76.9	28.9	26.7	25.2	26.7
Sep. 91	48.6	32.0	74.8	57.0	52.0	67.1	31.4
Okt. 91	17.0	49.5	96.6	25.3	17.6	19.4	21.7
Nov. 91	53.9	95.1	101.0	82.0	40.1	60.0	67.0
Dez. 91	25.5	24.7	34.5	33.8	24.1	31.2	38.0
Jan. 92	35.4	28.4	70.2	44.5	52.2	74.8	61.1
Feb. 92	38.2	34.8	48.5	9.2	17.2	24.4	37.6
Mrz. 92	70.1	77.2	90.3	47.8	53.9	52.6	66.7
Apr. 92	43.9	69.7	77.1	44.2	33.7	49.2	55.8
Mai. 92	125.6	99.3	153.3	62.1	79.5	107.2	76.4
Jun. 92	49.4	90.6	167.2	65.4	35.2	83.5	27.4
Jul. 92	73.1	82.8	130.8	61.2	60.0	71.6	73.4
Aug. 92	50.9	104.8	82.8	57.3	111.8	45.8	32.6
Sep. 92	34.1	35.4	97.7	6.5	12.7	18.4	21.4
Okt. 92	13.5	19.9	26.1	5.3	11.8	11.8	24.1
Nov. 92	36.2	59.9	97.8	25.0	28.0	28.8	31.4
Dez. 92	62.1	89.7	170.5	67.5	48.0	60.0	78.5
Jan. 93	49.3	54.7	73.9	43.5	50.2	51.2	61.3
Feb. 93	34.6	43.6	82.2	45.4	61.6	46.3	54.1
Mrz. 93	24.0	33.4	43.9	25.7	18.4	15.6	20.6
Apr. 93	55.5	27.3	74.4	33.7	29.4	34.6	56.3
Mai. 93	25.3	16.8	16.4	14.4	42.1	36.8	23.8
Jun. 93	114.8	84.1	120.8	67.6	29.8	61.7	51.3
Jul. 93	65.2	67.5	78.0	19.6	54.2	47.0	51.8
Aug. 93	63.9	31.2	30.6	49.6	41.8	44.0	14.6
Sep. 93	21.0	11.6	56.7	27.0	17.3	44.2	53.4
Okt. 93	40.3	28.8	22.5	16.0	26.3	59.7	39.5
Nov. 93	32.6	48.7	61.5	52.5	44.7	44.0	38.5
Dez. 93	25.1	57.3	70.9	33.4	32.0	29.4	36.0
Jan. 94	34.9	42.4	66.1	43.6	32.8	40.5	41.8
Feb. 94	50.9	49.4	98.6	29.1	35.2	34.1	40.0
Mrz. 94	34.0	48.2	106.4	65.6	53.4	42.9	56.3
Apr. 94	17.1	24.3	42.8	10.7	8.2	8.8	44.1

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Mai. 94	85.3	117.9	150.3	59.6	51.3	54.7	65.7
Jun. 94	59.4	76.3	102.6	26.6	57.4	64.6	34.4
Jul. 94	45.5	69.7	82.5	43.1	25.7	44.2	41.7
Aug. 94	22.4	41.1	83.0	33.5	22.6	59.1	25.8
Sep. 94	14.7	34.7	63.9	3.4	4.0	5.3	17.0
Okt. 94	11.5	11.0	43.5	12.8	17.0	7.3	21.6
Nov. 94	53.5	77.3	129.9	57.7	41.2	50.4	49.6
Dez. 94	67.1	79.7	190.0	51.3	51.6	63.9	60.4
Jan. 95	40.4	43.1	93.0	45.1	53.6	54.7	54.5
Feb. 95	25.5	32.7	72.2	38.2	39.3	50.1	41.0
Mrz. 95	56.1	87.7	149.2	56.5	38.9	42.1	54.0
Apr. 95	28.4	40.1	56.6	32.1	38.9	35.5	51.9
Mai. 95	61.2	75.8	134.0	47.8	46.9	66.4	58.7
Jun. 95	90.6	95.0	214.0	38.5	67.5	38.4	53.1
Jul. 95	64.3	74.6	152.8	63.5	83.1	80.3	68.0
Aug. 95	63.9	54.7	82.8	95.8	60.4	49.2	33.1
Sep. 95	31.9	16.1	26.8	11.1	22.6	35.5	35.3
Okt. 95	31.5	37.3	50.7	27.4	27.6	32.2	47.6
Nov. 95	49.0	61.2	103.4	32.4	30.6	32.4	25.9
Dez. 95	36.6	41.5	62.0	34.9	27.9	45.7	59.9
Jan. 96	98.4	102.8	155.4	63.3	36.7	71.6	71.7
Feb. 96	12.1	11.6	27.8	15.2	15.0	16.5	33.9
Mrz. 96	29.8	47.2	64.2	18.8	20.4	22.7	30.2
Apr. 96	90.9	55.9	103.8	91.6	53.3	71.8	72.0
Mai. 96	39.8	78.5	91.1	59.6	54.9	44.1	74.7
Jun. 96	102.1	130.5	220.4	79.2	96.5	177.6	79.7
Jul. 96	61.9	90.3	76.4	45.4	50.8	169.3	70.2
Aug. 96	55.1	56.3	48.7	32.6	41.7	57.0	37.1
Sep. 96	34.1	23.6	57.9	14.1	11.8	34.8	56.2
Okt. 96	19.3	20.2	44.6	9.9	13.7	15.7	23.5
Nov. 96	41.2	75.5	66.5	35.1	38.2	43.0	49.3
Dez. 96	44.7	36.5	75.4	23.5	19.9	47.1	34.6
Jan. 97	25.5	25.4	36.8	31.7	41.2	38.9	38.3
Feb. 97	40.9	58.8	104.4	52.2	53.1	58.8	69.0
Mrz. 97	65.8	66.5	106.4	29.3	44.2	53.3	92.5
Apr. 97	57.2	92.4	126.6	48.7	55.8	51.2	42.6
Mai. 97	64.3	95.3	164.4	43.3	34.5	67.2	67.2
Jun. 97	16.5	11.8	31.6	17.3	81.2	48.1	46.6
Jul. 97	26.6	56.6	101.4	18.5	26.9	41.2	30.4
Aug. 97	69.4	48.6	122.4	65.5	87.4	86.5	89.7
Sep. 97	40.2	67.2	105.9	69.9	33.2	38.6	32.8
Okt. 97	22.0	35.0	77.2	31.0	43.0	29.5	56.3
Nov. 97	27.3	30.8	63.1	91.3	38.2	37.7	45.4
Dez. 97	50.3	41.1	98.3	40.8	41.6	49.9	69.8
Jan. 98	58.9	89.8	121.7	47.3	45.4	70.2	57.2

<b>Zeit</b>	<b>Cottbus (mm)</b>	<b>Dresden (mm)</b>	<b>Fichtelberg (mm)</b>	<b>Erfurt (mm)</b>	<b>Magdeburg (mm)</b>	<b>Postdam (mm)</b>	<b>Marnitz (mm)</b>
Feb. 98	35.5	34.8	46.4	40.3	36.5	57.6	70.0
Mrz. 98	44.4	53.0	46.9	52.0	47.0	33.2	57.4
Apr. 98	40.7	64.0	118.9	95.8	86.2	54.2	72.7
Mai. 98	51.5	45.8	80.7	82.3	62.7	77.9	51.8
Jun. 98	44.1	89.2	167.4	96.9	144.3	64.0	90.4
Jul. 98	29.9	35.9	53.4	35.3	68.5	46.8	13.5
Aug. 98	26.8	34.5	44.7	15.8	20.7	16.1	56.0
Sep. 98	31.2	41.7	97.6	28.3	25.4	43.1	35.4
Okt. 98	5.8	6.5	12.0	2.8	6.0	2.7	11.2
Nov. 98	26.9	40.5	79.4	29.9	26.7	25.1	44.7
Dez. 98	16.4	15.6	19.9	33.5	13.9	17.8	27.4
Jan. 99	43.3	36.2	82.4	34.5	46.3	47.3	45.6
Feb. 99	16.0	20.5	49.0	27.9	25.0	17.6	24.3
Mrz. 99	6.6	13.9	28.7	8.1	10.5	4.5	1.5
Apr. 99	43.9	38.4	76.5	43.9	28.5	20.3	20.8
Mai. 99	64.0	47.6	68.0	24.1	26.6	49.0	40.4
Jun. 99	68.1	81.1	115.5	54.8	48.1	77.3	60.8
Jul. 99	79.4	47.5	49.1	50.8	32.6	25.6	41.4
Aug. 99	15.4	44.2	40.6	19.0	28.4	17.5	99.8
Sep. 99	17.0	20.2	10.6	36.8	32.0	22.4	26.2
Okt. 99	29.2	41.5	76.5	50.1	19.2	20.5	15.4
Nov. 99	34.2	37.3	86.6	33.4	26.6	31.0	47.3
Dez. 99	44.2	50.5	100.0	53.3	27.1	35.2	34.1
Jan. 00	31.5	43.9	73.1	14.0	22.7	36.8	40.5
Feb. 00	83.8	71.6	155.8	54.3	48.4	67.2	29.6
Mrz. 00	45.7	79.4	115.0	34.6	34.9	46.0	50.4
Apr. 00	42.8	37.5	77.0	64.9	44.9	29.4	33.2
Mai. 00	79.7	108.6	177.8	74.6	63.0	47.0	45.1
Jun. 00	87.2	95.7	143.6	21.8	78.4	74.3	159.3
Jul. 00	40.3	66.4	125.8	38.5	52.1	32.0	50.2
Aug. 00	30.7	30.8	53.6	36.8	32.1	46.1	47.1
Sep. 00	17.6	26.7	30.7	5.4	9.6	14.6	22.9
Okt. 00	15.2	40.3	62.7	35.2	28.1	27.9	33.4
Nov. 00	36.7	51.0	68.6	24.7	27.6	42.9	36.3
Dez. 00	45.9	56.4	71.0	34.1	28.3	40.1	73.4

### 8.23 Kalibrierung des Flussmodells

Für die Kalibrierung der modellierten Flussdaten wurden die mit Divern und Pegeln in dem Zeitraum März – Dez 2010 ermittelten Wasserstände verwendet. Die Abbildung 8.23.1, Abbildung 8.23.2, Abbildung 8.23.3 und Abbildung 8.23.4 zeigen den Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Daten über der untersuchten Flussstrecke.

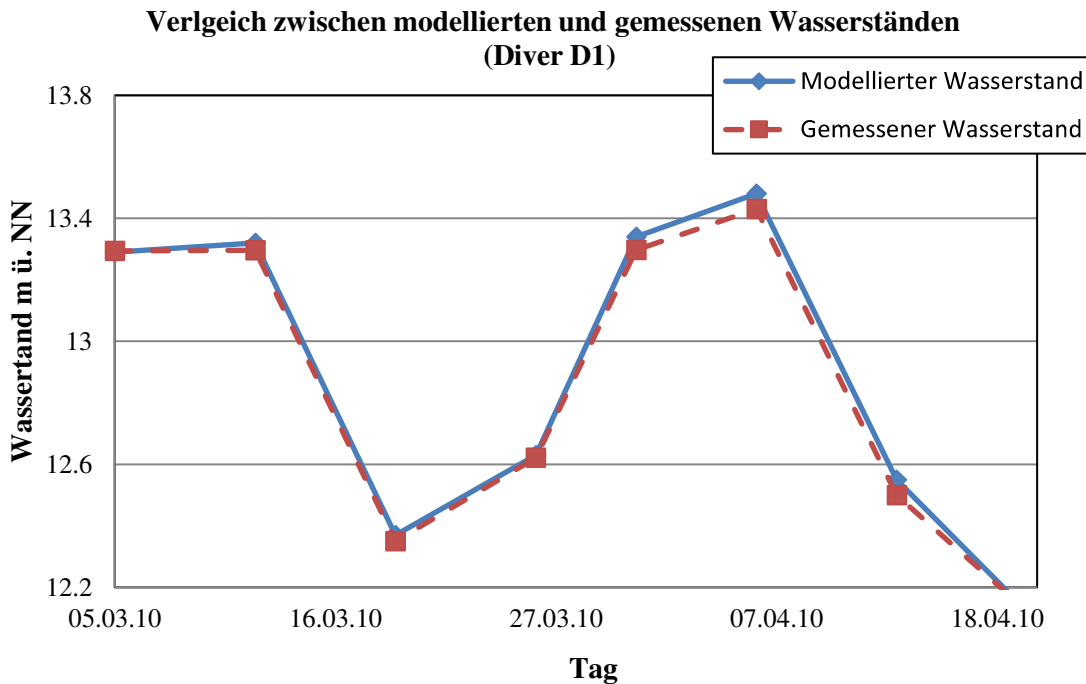


Abb. 8.23.1: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Wasserständen mit Diver D1

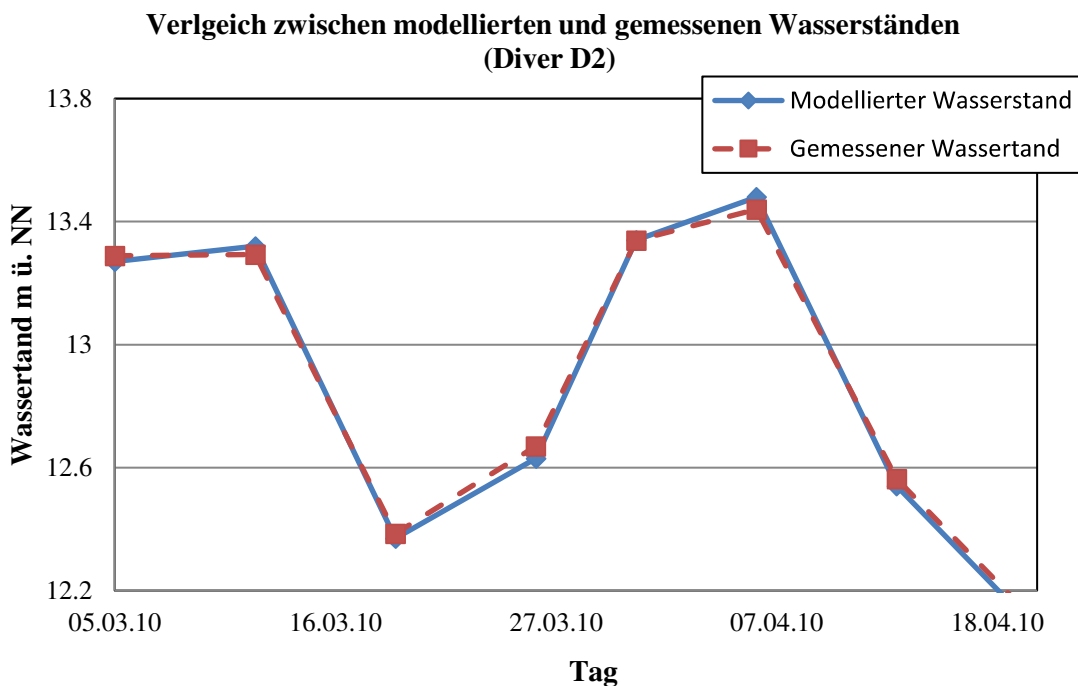


Abb. 8.23.2: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Wasserständen mit Diver D2



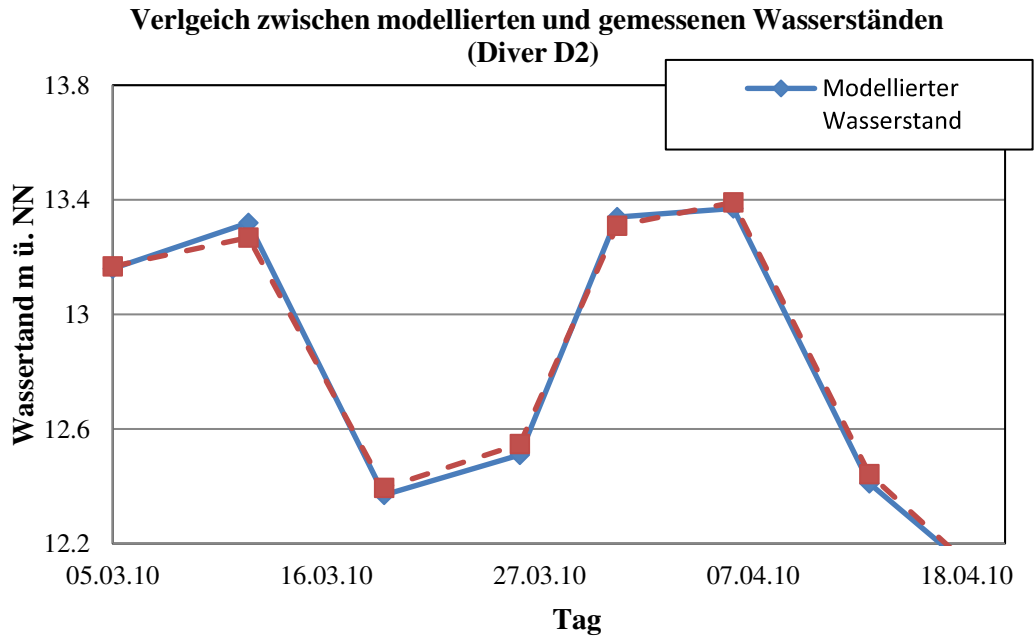


Abb. 8.23.3: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Wasserständen mit Diver D3

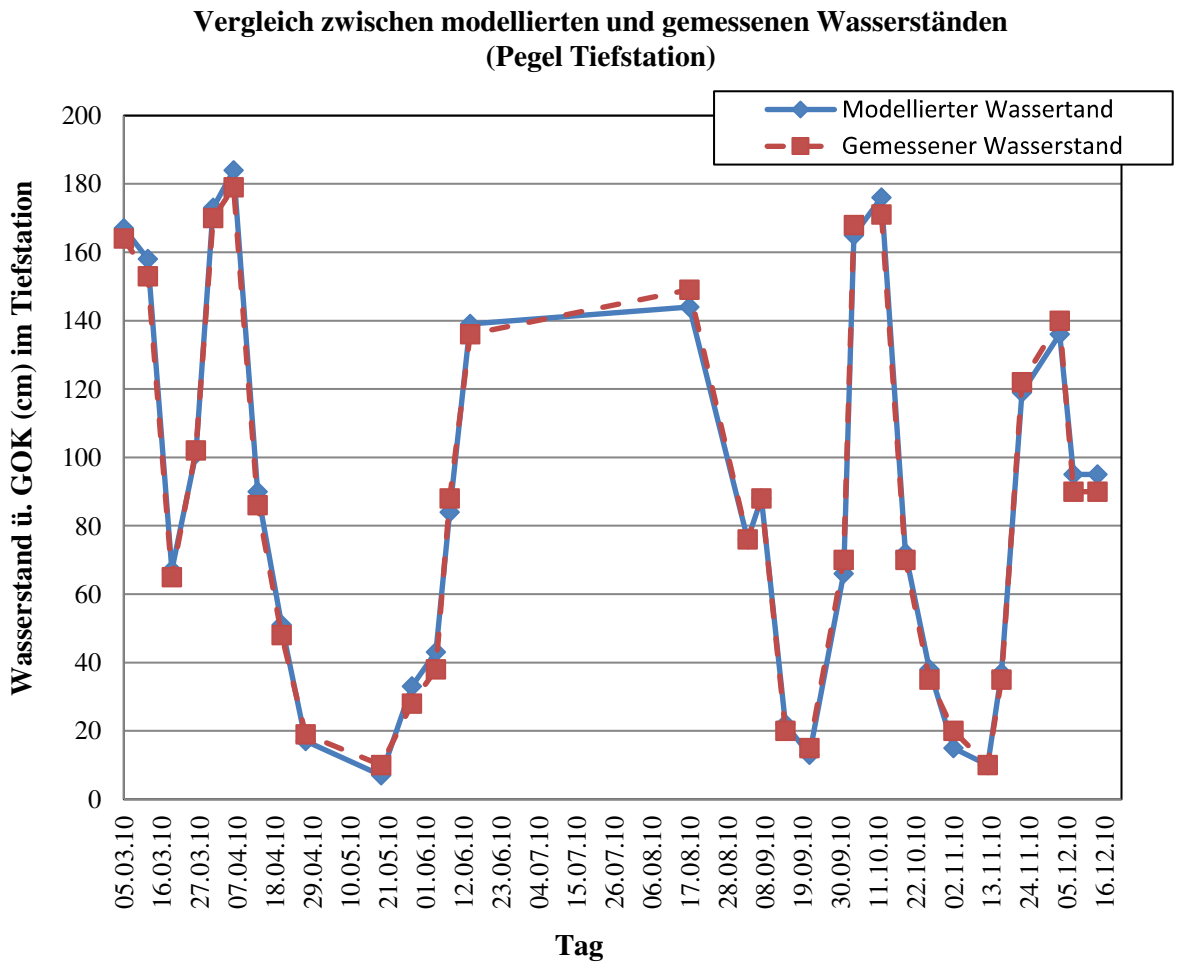


Abb. 8.23.4: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Wasserständen mit Flusspegel an der Tiefstation

Die modellierten und gemessenen Daten der vorherigen Abbildungen zeigen kleine Unterschiede während verschiedener Zeiträume. Es muss berücksichtigt werden, dass die Messgeräte in verschiedenen Standorten im Vorland eingerichtet wurden (siehe Abb. 4.18). Diese Verteilung der Messgeräte ermöglicht eine richtige Evaluierung der Prognose des Wasserstands durch die Flussmodelle.

Der mittlere quadratische Fehler (RMSE) zwischen dem Simulationsergebnis auf der Grundlage der erwähnten Parameterwerte und den Ergebnissen der Feldmessungen ist in Tabelle 5.31 dargestellt.

Tabelle 8.23.1: Mittlerer quadratischer Fehler RMSE der modellierten Daten

Messung mit Gerät	RMSE der modellierten Daten
Diver D1	7 cm
Diver D2	5 cm
Diver D3	4 cm
Pegellatte	4 cm

Die Ergebnisse der RMSE-Werte sind konsistent mit dem angenommenen Kriterium hinsichtlich des Fehlers der modellierten Daten. So kann der Schluss gezogen werden, dass die 1D-Flussmodelle korrekt durchgeführt wurden und ihre Ergebnisse und Prognosen robust sind.

## 8.24 Vergleich zwischen dem Monatsniederschlag mit REMO modellierter- und gemessenen DWD-Daten Wehningen - Einzugsgebiet

Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Cottbus - REMO  
1971-2000

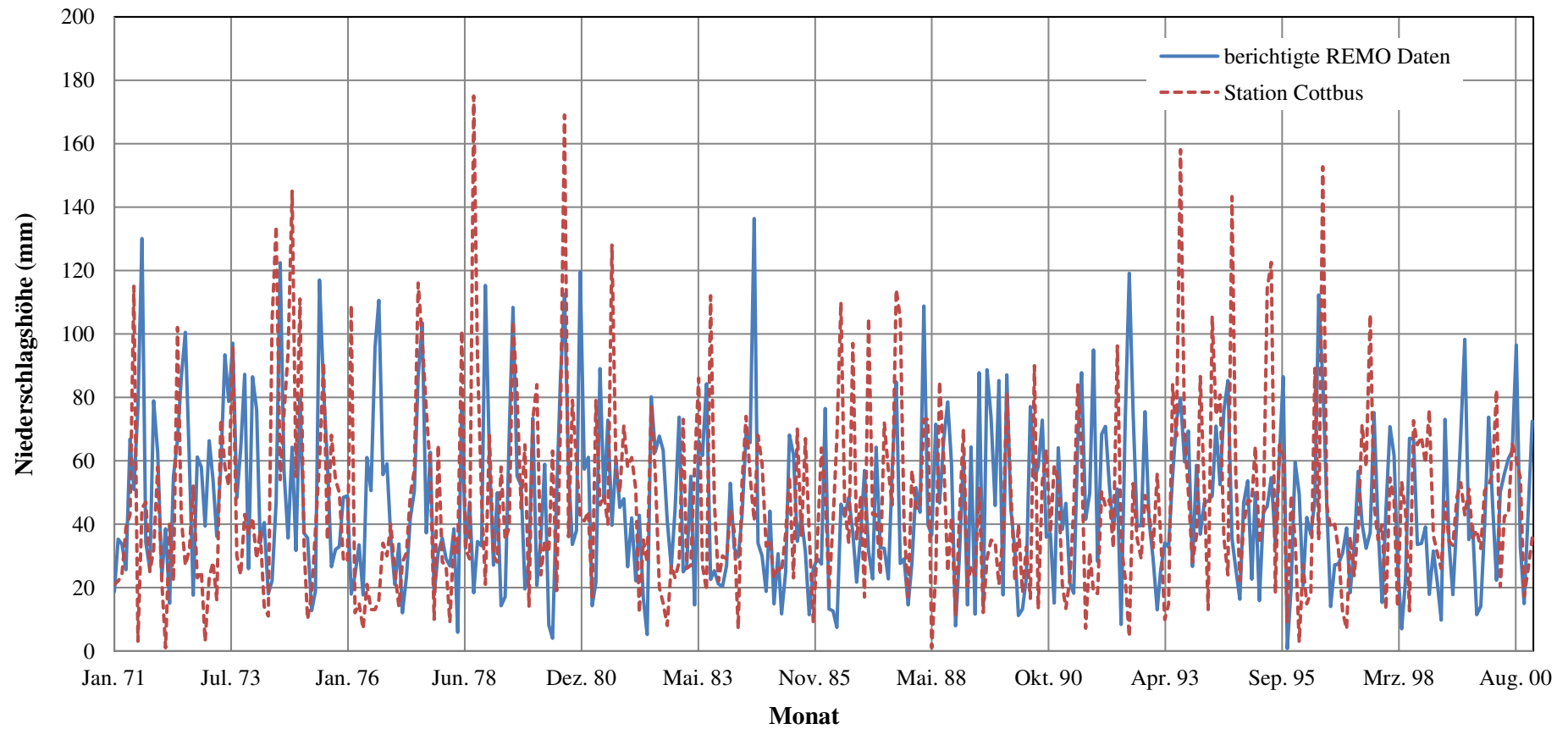


Abb. 8.24.1: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Cottbus 1971-2000

### Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Dresden - REMO 1971-2000

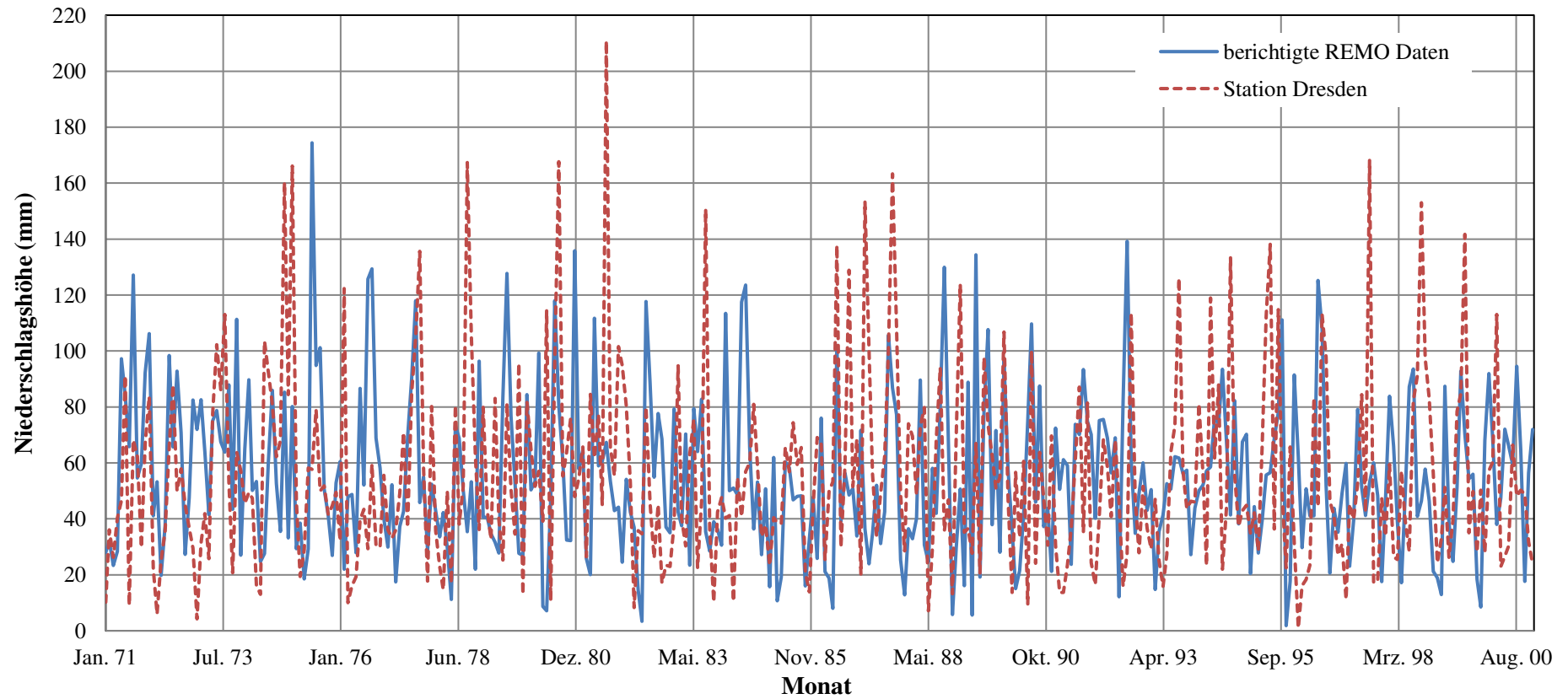


Abb. 8.24.2: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Dresden 1971-2000

### Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Fichtelberg - REMO 1971-2000

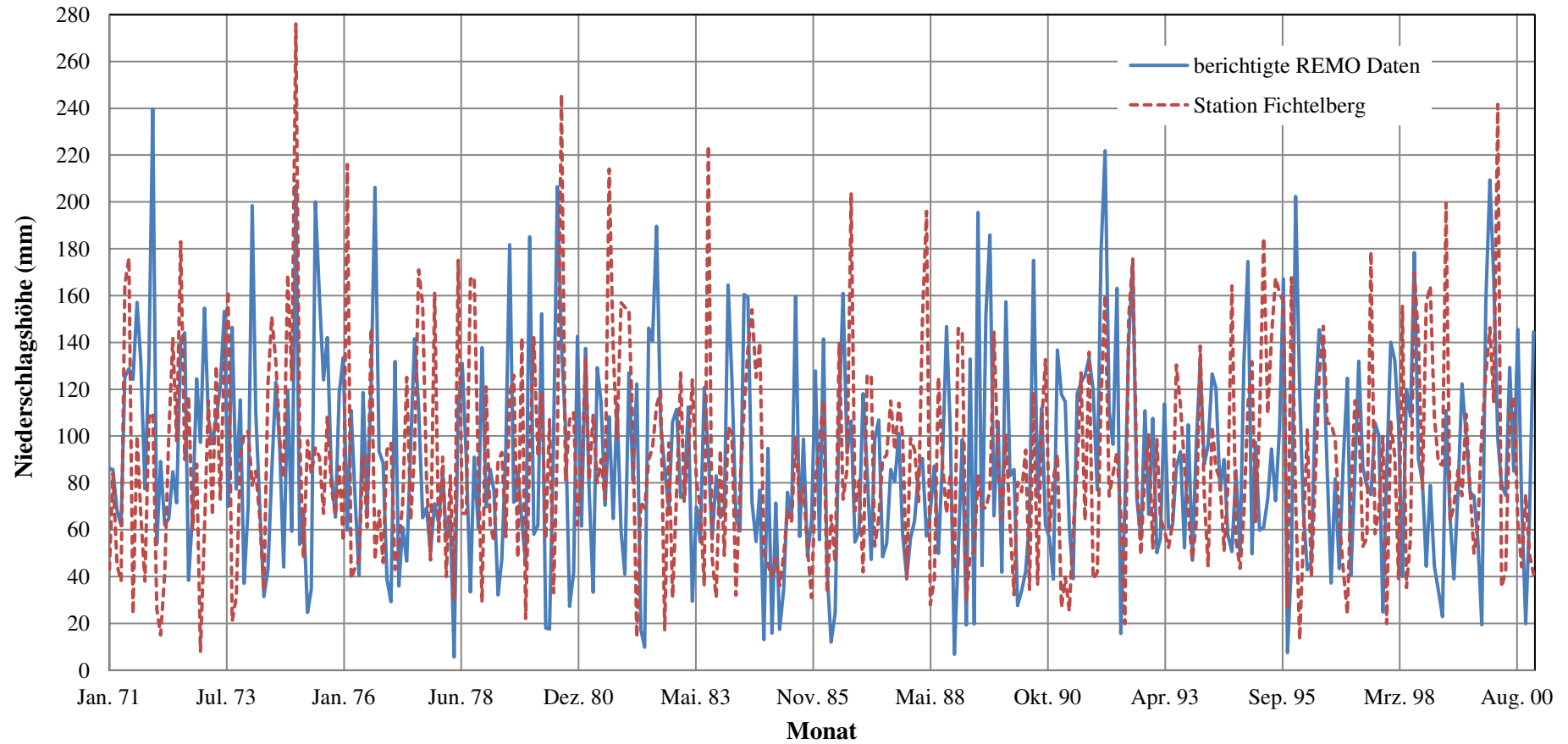


Abb. 8.24.3: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Fichtelberg 1971-2000

### Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Erfurt - REMO 1971-2000

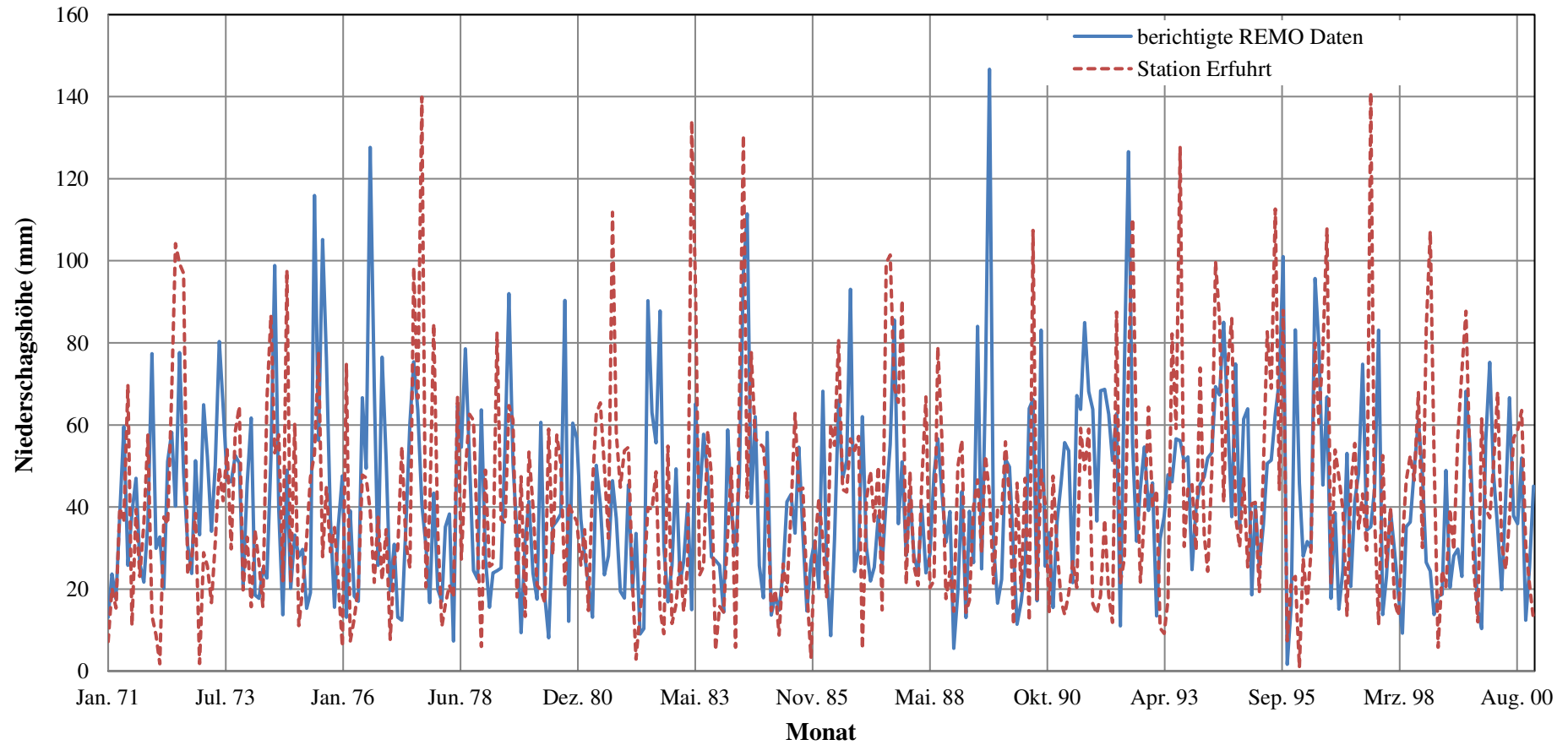


Abb. 8.24.4: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Erfurt 1971-2000

Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Magdeburg - REMO  
1971-2000

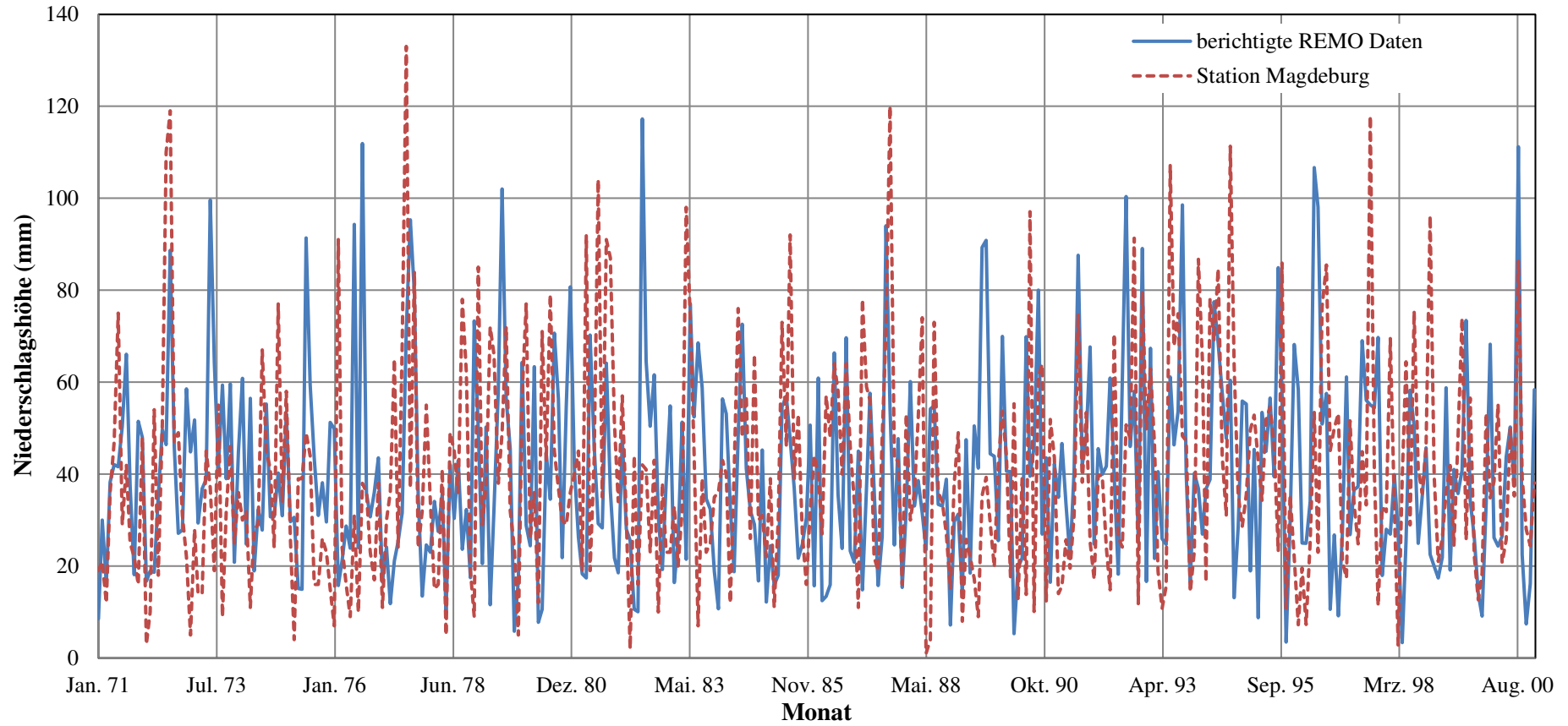


Abb. 8.24.5: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Magdeburg 1971-2000

Vergleich Monatsniederschlag Station DWD Potsdam - REMO  
1971-2000

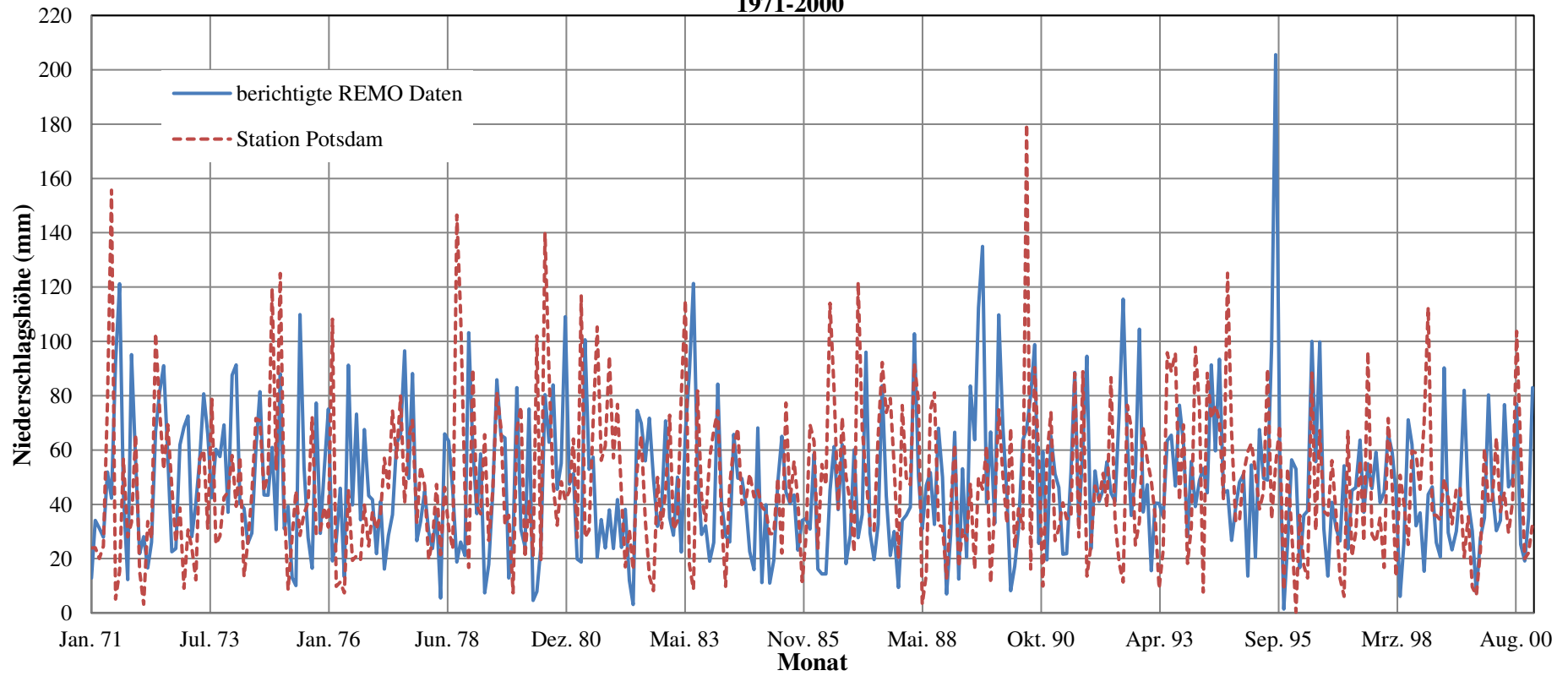


Abb. 8.24.6: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Potsdam 1971-2000



### Vergleich Montansniederschlag Station DWD Marnitz - REMO 1971-2000

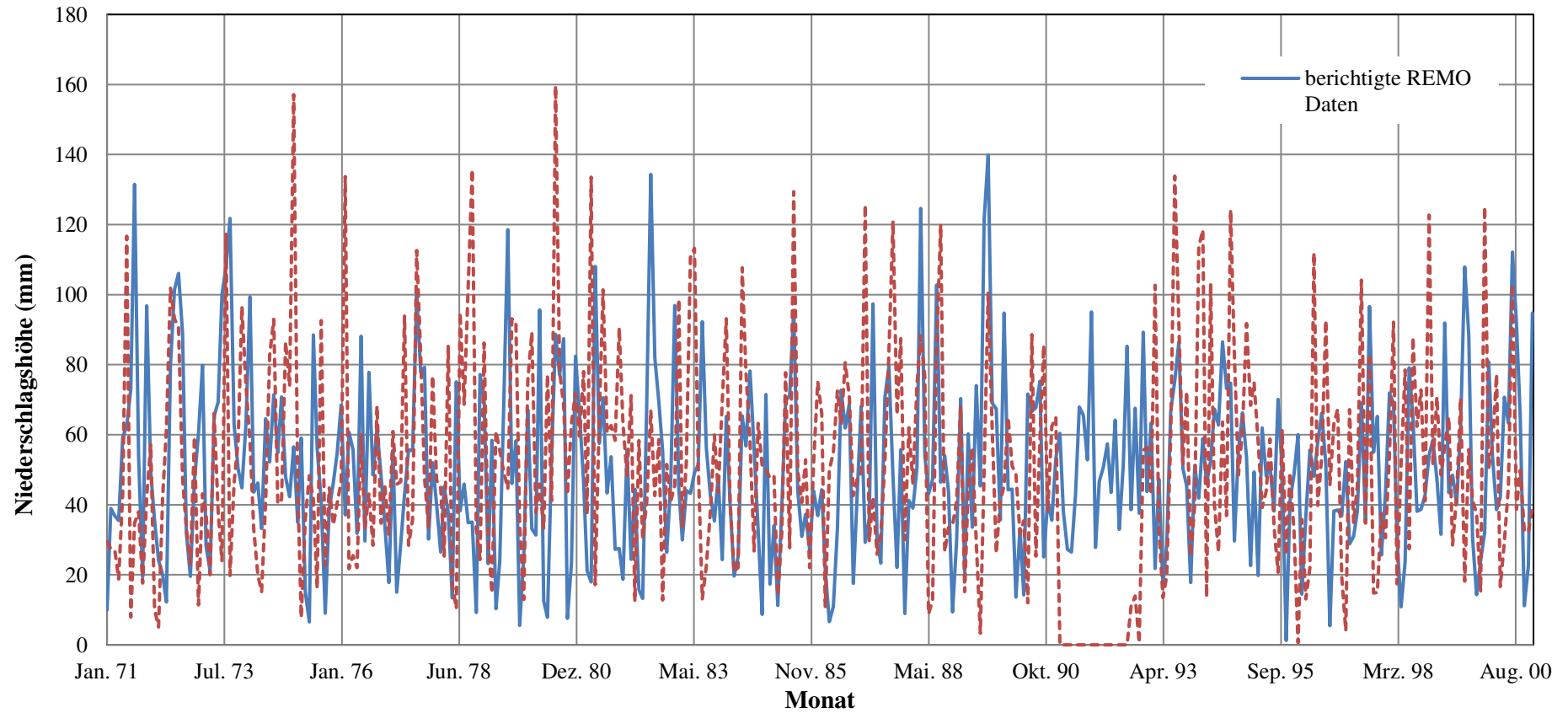


Abb. 8.24.7: Vergleich zwischen dem gemessenen und modellierten Monatsniederschlag Station Marnitz 1971-2000

## 8.25 ARMA/Variation - Modellerte mittlere Monatsabflüsse [m<sup>3</sup>/s] in Wehningen Zeitraum 2001-2100

Tabelle 8.25.1: ARMA/Variation - Modellerte mittlere Monatsabflüsse (m<sup>3</sup>/s) in Wehningen zwischen 2001 und 2100

Jahr	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
2001	775	1129	1411	887	1016	674	594	336	301	486	573	497
2002	1034	717	686	854	849	678	421	457	339	342	452	558
2003	844	940	1222	1351	1075	402	569	310	358	287	463	766
2004	1022	768	1427	934	1130	551	535	386	436	334	399	566
2005	710	867	1082	1191	896	514	588	369	326	363	637	950
2006	1029	1236	1003	1312	908	1062	538	349	498	342	364	629
2007	1134	889	1406	1187	919	885	470	352	313	311	452	517
2008	1114	826	1091	1053	1462	531	434	381	442	434	365	951
2009	1135	1128	1313	1055	886	476	625	439	293	546	516	676
2010	1034	923	913	915	770	627	608	383	423	242	619	795
2011	817	809	1013	1146	489	537	421	468	307	456	453	922
2012	1003	818	923	1139	933	634	553	487	388	513	385	630
2013	933	966	1074	1075	759	711	640	416	287	282	326	590
2014	870	1067	1346	811	1385	738	668	474	436	333	552	690
2015	991	859	1296	919	995	524	541	473	346	365	458	694
2016	468	896	862	911	774	575	575	461	428	303	679	827
2017	768	992	991	1386	901	508	457	296	303	466	681	662
2018	840	699	1129	1012	986	703	539	425	228	334	504	888
2019	756	714	965	768	752	752	531	324	338	256	394	638
2020	716	945	962	998	880	737	564	319	348	232	633	997
2021	823	830	805	1138	917	605	340	360	338	269	732	466
2022	755	872	645	1051	913	760	485	560	360	250	459	683
2023	755	799	941	1499	929	427	708	532	292	400	479	619
2024	876	670	993	930	824	618	475	563	339	345	387	645
2025	885	581	963	779	1014	696	620	411	502	399	632	1070
2026	583	1131	1533	1694	1104	633	330	430	306	491	606	888
2027	691	1014	1262	1208	1375	628	679	464	485	304	700	484
2028	751	890	1032	1426	1347	534	424	340	372	488	487	459
2029	597	666	1047	1171	1243	765	420	394	209	588	397	1013
2030	635	996	1587	1797	1324	651	511	536	334	207	415	382
2031	580	1152	1005	1598	991	700	425	461	203	404	332	460
2032	841	1336	1383	1715	942	750	588	394	237	217	334	482
2033	558	1411	1218	1741	1123	947	889	502	523	494	457	641
2034	449	888	1379	1380	1282	590	640	369	326	259	485	519
2035	564	862	1195	1318	936	576	548	313	385	294	279	592
2036	570	766	1138	993	875	610	493	540	358	481	445	535
2037	862	1005	1033	1358	1096	600	561	255	214	341	337	718
2038	779	904	920	1198	1030	717	577	449	283	566	566	620
2039	1064	958	1137	1259	726	666	393	355	387	301	356	494

<b>Jahr</b>	<b>Jan</b>	<b>Feb</b>	<b>Mrz</b>	<b>Apr</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Aug</b>	<b>Sep</b>	<b>Okt</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>
2040	772	1125	986	1070	793	581	669	501	498	452	656	438
2041	740	548	954	1164	783	365	675	375	404	329	773	522
2042	667	836	1042	1241	1000	631	551	488	537	442	747	836
2043	1071	866	860	1320	761	688	493	515	377	485	540	797
2044	1119	821	990	1337	854	503	1038	568	479	421	407	871
2045	869	794	1052	1662	726	469	735	573	389	478	383	345
2046	1033	1047	1683	1537	1169	625	623	318	554	471	649	634
2047	867	1024	857	1289	1273	817	626	509	411	310	622	968
2048	613	895	1197	1317	1142	585	475	319	316	381	635	654
2049	672	753	1092	1047	933	720	332	539	385	381	445	741
2050	837	715	987	1431	909	626	417	415	479	392	507	809
2051	652	917	1339	1316	979	955	753	485	288	429	440	656
2052	976	1063	774	1690	1444	921	633	486	512	297	361	618
2053	746	776	1014	1304	1172	674	576	497	546	383	639	787
2054	1069	650	1169	1572	850	688	605	412	417	426	452	690
2055	538	924	822	1435	1087	648	658	423	330	319	390	474
2056	1206	1033	1513	1335	1056	837	675	605	258	223	346	816
2057	1005	1110	1169	1303	1118	711	403	394	347	462	357	586
2058	689	757	1368	1163	899	506	489	461	376	257	581	755
2059	1186	895	918	1186	1149	571	387	605	468	514	528	729
2060	790	940	1574	974	872	616	329	300	367	379	399	300
2061	1034	1045	1297	1014	891	532	561	472	224	397	459	471
2062	1182	954	1013	1166	777	421	253	271	155	402	642	646
2063	771	919	1047	1149	826	607	403	470	499	301	475	660
2064	971	954	865	1494	927	676	461	377	314	280	457	412
2065	1075	847	1132	1649	853	442	576	423	224	598	523	796
2066	808	990	1066	1551	1168	727	580	502	232	345	316	670
2067	954	1296	1273	2040	1123	815	775	620	475	575	569	757
2068	949	1032	967	1076	864	535	372	347	294	388	245	1129
2069	834	813	1059	1375	1579	651	485	563	228	388	538	665
2070	1009	943	1384	973	853	519	286	319	268	505	643	596
2071	1070	887	956	1450	857	755	494	340	424	438	574	698
2072	765	1237	1201	1088	1077	683	701	555	286	479	484	533
2073	865	930	1061	1368	1188	624	655	282	240	484	567	646
2074	967	937	1186	1238	886	676	391	287	488	305	355	734
2075	730	1270	1319	1148	787	430	509	576	341	325	489	762
2076	872	906	823	1340	617	695	388	412	296	378	477	930
2077	670	730	1375	984	637	347	361	247	241	522	419	1216
2078	889	933	753	1173	922	662	465	220	385	300	271	539
2079	754	914	1164	1075	595	447	449	294	394	440	420	913
2080	806	720	1118	1385	808	465	602	377	310	343	502	911
2081	1011	879	1106	863	973	903	571	457	401	412	514	960
2082	1240	706	959	1439	875	361	717	387	246	488	469	797
2083	671	925	1064	899	1514	399	438	488	274	361	441	511
2084	976	1044	950	1553	1422	492	410	288	293	478	452	776
2085	660	702	675	1242	830	358	429	324	308	246	668	798

<b>Jahr</b>	<b>Jan</b>	<b>Feb</b>	<b>Mrz</b>	<b>Apr</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Aug</b>	<b>Sep</b>	<b>Okt</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>
2086	1002	1063	1191	1557	830	493	305	179	244	306	516	868
2087	885	683	994	1680	811	781	523	313	263	268	594	1153
2088	757	670	1098	910	907	754	582	323	264	195	445	916
2089	603	629	938	1102	1090	841	327	505	445	395	368	683
2090	822	859	1367	1469	1083	449	362	747	474	207	467	595
2091	702	615	1012	1053	709	539	491	327	378	314	660	523
2092	773	648	1257	1442	1212	677	542	437	294	313	401	884
2093	872	890	945	1319	651	680	406	368	283	297	446	648
2094	721	803	1200	1014	1066	608	415	314	213	228	531	853
2095	782	828	1418	1227	988	653	570	462	242	309	455	606
2096	1165	611	937	1535	996	842	627	365	315	273	529	573
2097	797	954	1307	1334	1038	343	386	466	402	337	489	669
2098	1103	817	1194	1526	1009	687	385	259	336	200	444	511
2099	858	687	684	1057	816	542	433	337	283	330	406	652
2100	754	1078	1224	1229	1118	573	480	302	231	314	394	622

## 8.26 Vergleich zwischen modellierten und gemessenen täglichen Abflüssen zwischen 1960 und 2000 Anwendung von BfG-Modellen

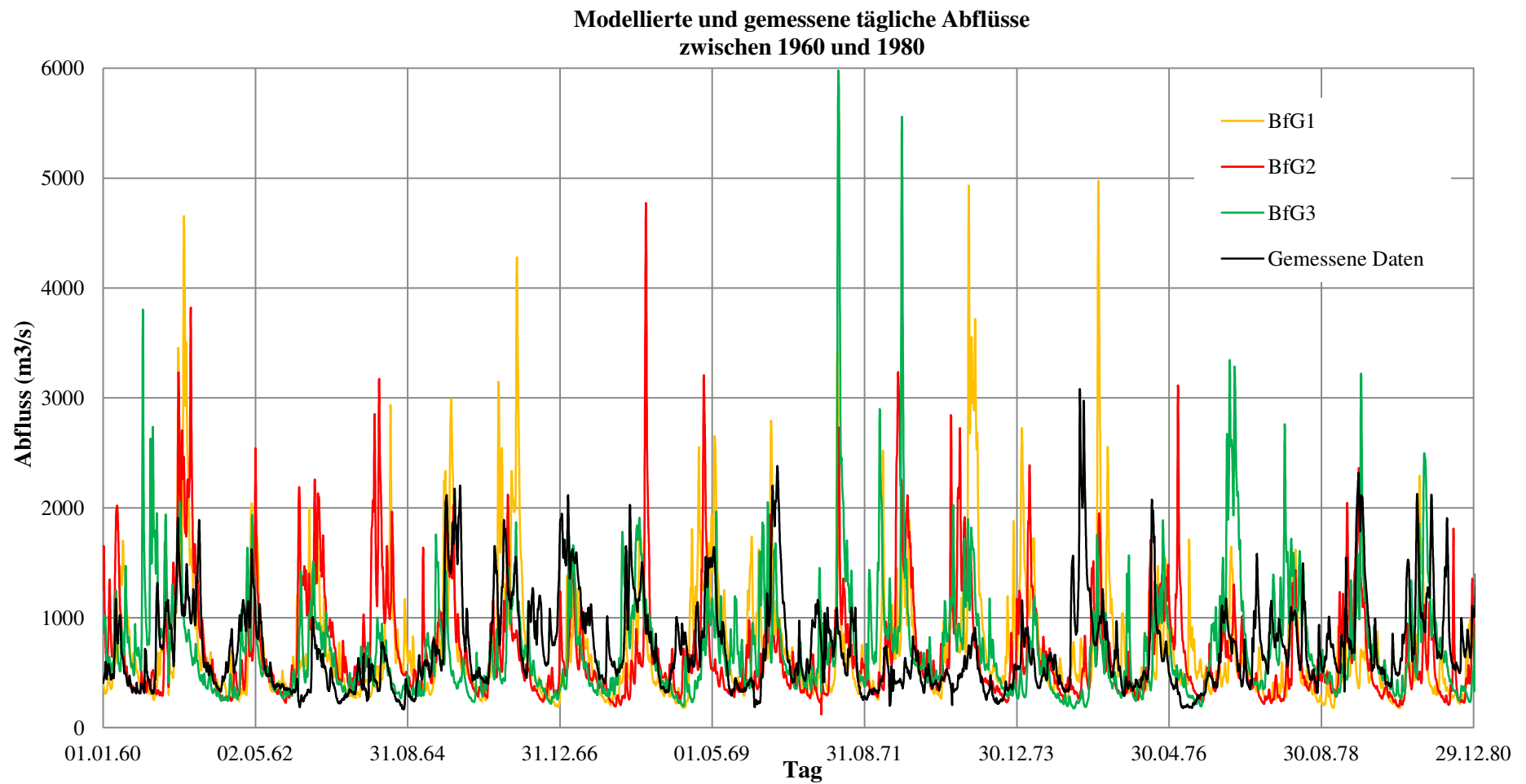


Abb. 8.26.1: Modellerte und gemessene tägliche Abflüsse in Wehningen 1960-1980. Anwendung Modelle BfG

Modellierte und gemessene tägliche Abflüsse  
zwischen 1981 und 2000

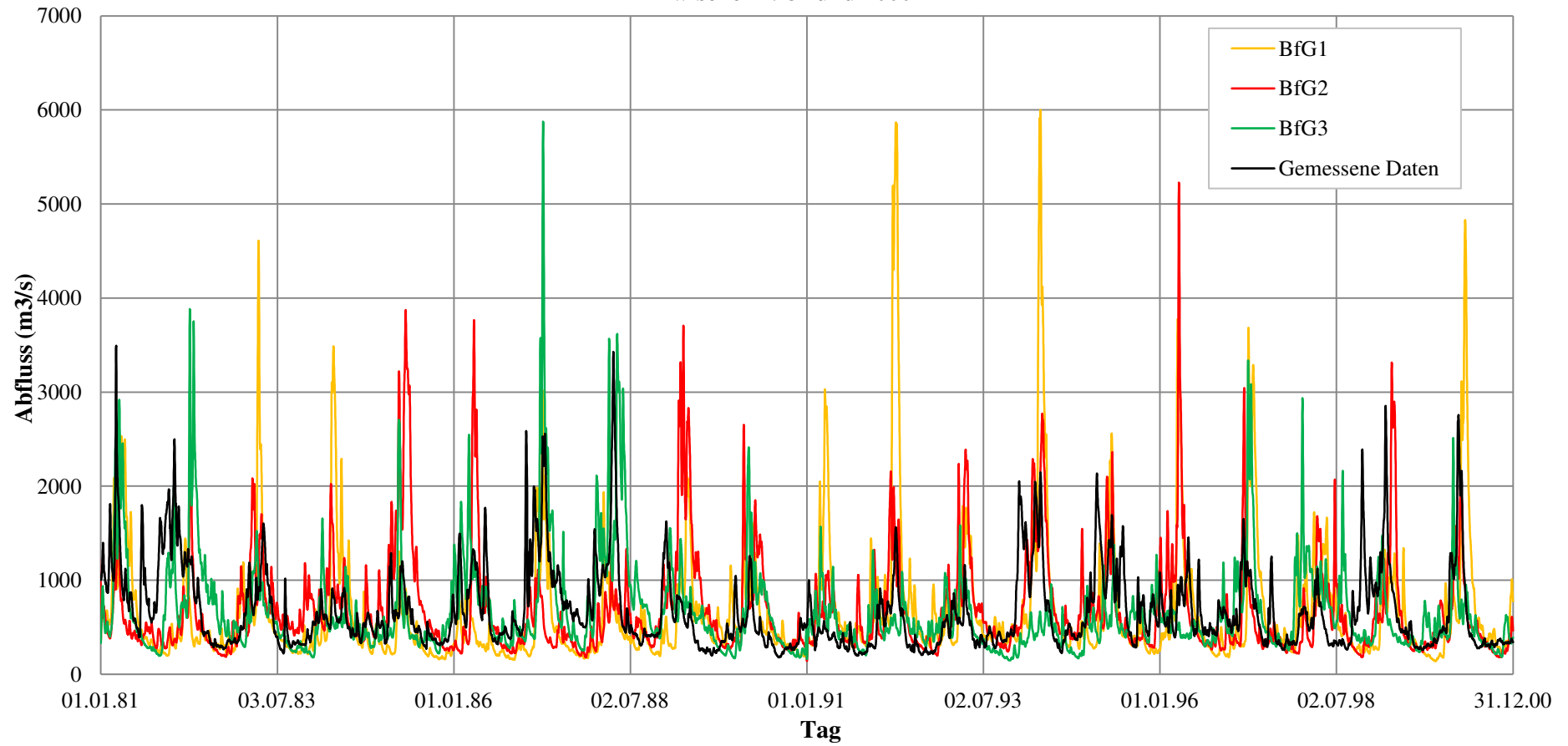


Abb. 8.26.2: Modellierte und gemessene tägliche Abflüsse in Wehningen 1981-2000. Anwendung Modelle BfG

## 8.27 Variation Flussbett –Längsprofil zwischen Elbe-km 511 und Elbe-km 515 für den Zeitraum 2001 – 2100

Tabelle 8.27.1: Flussboden – Längsprofil zwischen Elbe-km 511 und 515 zwischen 2001-2100

EK	RS	01.01.2001	01.01.2030	01.01.2050	01.01.2070	01.01.2100
511	4256	7.31	7.31	7.31	7.31	7.31
511.04	4217	7.70	7.66	7.64	7.61	7.57
511.09	4167	7.43	7.45	7.46	7.46	7.47
511.14	4119	6.87	6.87	6.88	6.88	6.88
511.17	4082	7.17	7.15	7.13	7.12	7.09
511.21	4047	5.95	6.08	6.12	6.14	6.16
511.25	4009	7.03	7.06	7.09	7.10	7.12
511.28	3973	7.45	7.40	7.39	7.38	7.39
511.35	3907	7.55	7.51	7.50	7.48	7.47
511.39	3864	7.02	7.01	6.99	6.98	6.97
511.45	3803	7.61	7.63	7.63	7.62	7.61
511.50	3755	7.42	7.52	7.55	7.56	7.57
511.55	3702	7.65	7.71	7.73	7.74	7.75
511.60	3652	7.81	7.83	7.86	7.88	7.92
511.63	3625	7.75	7.72	7.73	7.74	7.77
511.66	3596	8.08	8.00	7.98	7.97	7.96
511.70	3557	7.76	7.80	7.81	7.81	7.83
511.73	3526	7.58	7.65	7.67	7.68	7.70
511.76	3492	7.79	7.77	7.77	7.77	7.77
511.80	3457	7.88	7.82	7.81	7.79	7.79
511.84	3412	8.00	7.95	7.94	7.92	7.91
511.90	3357	7.74	7.76	7.74	7.73	7.72
511.94	3319	7.71	7.72	7.73	7.73	7.74
511.98	3280	7.93	7.86	7.84	7.82	7.80
512.01	3249	7.63	7.65	7.64	7.63	7.62
512.03	3224	8.05	8.14	8.15	8.14	8.12
512.06	3192	8.35	8.36	8.37	8.37	8.36
512.09	3168	8.03	7.98	7.98	8.00	8.03
512.11	3144	8.07	8.03	8.02	8.01	8.02
512.14	3116	7.96	8.02	8.03	8.04	8.05
512.17	3087	7.90	7.94	7.96	7.97	8.00
512.21	3050	8.02	7.97	7.94	7.92	7.91
512.23	3024	7.77	7.77	7.77	7.78	7.79
512.26	2997	7.96	7.98	7.98	7.97	7.96
512.29	2969	7.76	7.83	7.85	7.86	7.87
512.31	2945	7.80	7.81	7.82	7.82	7.81
512.34	2917	7.57	7.59	7.62	7.64	7.65
512.37	2886	7.56	7.54	7.54	7.55	7.56
512.40	2853	7.75	7.71	7.71	7.70	7.70
512.44	2813	7.65	7.65	7.65	7.66	7.67

<b>EK</b>	<b>RS</b>	<b>01.01.2001</b>	<b>01.01.2030</b>	<b>01.01.2050</b>	<b>01.01.2070</b>	<b>01.01.2100</b>
512.47	2786	7.83	7.85	7.85	7.85	7.84
512.50	2755	7.50	7.44	7.44	7.44	7.44
512.54	2718	7.44	7.32	7.26	7.24	7.24
512.55	2703	7.07	7.17	7.16	7.14	7.12
512.57	2683	7.40	7.51	7.53	7.53	7.53
512.60	2654	7.77	7.75	7.76	7.76	7.76
512.64	2615	7.88	7.80	7.79	7.78	7.77
512.67	2588	7.77	7.71	7.69	7.67	7.67
512.69	2565	7.93	7.92	7.92	7.90	7.89
512.72	2539	7.81	7.78	7.78	7.77	7.76
512.74	2517	7.84	7.81	7.78	7.76	7.73
512.76	2497	7.89	7.96	7.95	7.93	7.87
512.77	2485	7.93	8.02	8.04	8.03	8.01
512.79	2469	8.04	8.02	8.02	8.03	8.02
512.80	2456	7.92	7.91	7.92	7.92	7.93
512.82	2438	7.29	7.33	7.34	7.33	7.33
512.83	2421	7.66	7.73	7.73	7.73	7.72
512.85	2401	6.95	7.09	7.11	7.11	7.10
512.87	2382	7.53	7.68	7.74	7.77	7.77
512.90	2357	7.80	7.76	7.78	7.81	7.84
512.92	2335	7.84	7.61	7.60	7.60	7.62
512.93	2325	7.78	7.65	7.62	7.62	7.62
512.95	2303	7.14	7.23	7.24	7.25	7.26
512.98	2276	7.73	7.76	7.78	7.79	7.79
513.00	2258	7.78	7.74	7.75	7.76	7.78
513.02	2238	7.86	7.74	7.71	7.71	7.73
513.03	2226	7.83	7.68	7.64	7.63	7.61
513.05	2203	7.21	7.12	7.08	7.07	7.06
513.07	2184	7.54	7.49	7.47	7.43	7.42
513.09	2169	7.73	7.66	7.63	7.58	7.58
513.10	2156	7.64	7.54	7.52	7.47	7.45
513.12	2134	7.88	7.78	7.75	7.70	7.61
513.13	2122	7.06	7.10	7.10	7.08	7.00
513.15	2106	6.80	6.94	6.95	6.96	6.94
513.17	2090	6.94	6.98	7.01	7.02	7.03
513.18	2075	7.00	6.92	6.91	6.92	6.95
513.20	2054	6.92	6.82	6.78	6.75	6.75
513.22	2040	6.28	6.20	6.16	6.12	6.07
513.22	2031	6.14	6.29	6.29	6.27	6.22
513.24	2017	5.27	5.55	5.60	5.63	5.62
513.26	1995	6.02	6.14	6.20	6.23	6.22
513.28	1978	6.15	6.19	6.24	6.29	6.34
513.29	1961	6.50	6.46	6.46	6.46	6.45
513.31	1944	6.36	6.26	6.27	6.27	6.25



<b>EK</b>	<b>RS</b>	<b>01.01.2001</b>	<b>01.01.2030</b>	<b>01.01.2050</b>	<b>01.01.2070</b>	<b>01.01.2100</b>
513.32	1933	6.51	6.52	6.52	6.54	6.55
513.34	1915	6.44	6.48	6.50	6.52	6.51
513.36	1896	6.74	6.75	6.77	6.80	6.83
513.37	1881	6.94	6.89	6.88	6.87	6.86
513.39	1867	7.07	7.04	7.05	7.06	7.10
513.40	1852	7.15	7.07	7.01	6.97	6.95
513.42	1840	7.15	7.08	7.06	7.03	7.02
513.44	1819	4.36	4.51	4.58	4.62	4.65
513.45	1803	6.30	6.35	6.38	6.40	6.41
513.47	1782	6.74	6.66	6.66	6.67	6.70
513.50	1756	7.26	7.11	7.05	7.03	7.02
513.52	1738	7.26	7.13	7.06	7.00	6.95
513.54	1718	6.02	6.12	6.14	6.14	6.13
513.56	1698	6.49	6.67	6.70	6.70	6.69
513.57	1682	7.41	7.40	7.41	7.42	7.42
513.59	1662	7.21	7.19	7.20	7.20	7.19
513.61	1643	6.82	6.78	6.78	6.79	6.80
513.63	1626	7.41	7.42	7.42	7.42	7.42
513.64	1611	4.59	4.80	4.85	4.88	4.91
513.66	1597	6.32	6.39	6.42	6.44	6.44
513.67	1582	7.44	7.29	7.28	7.29	7.31
513.68	1576	7.27	7.10	7.07	7.07	7.06
513.70	1559	6.43	6.40	6.40	6.41	6.43
513.71	1544	7.41	7.32	7.28	7.28	7.29
513.73	1526	7.27	7.26	7.22	7.20	7.18
513.75	1509	6.07	6.27	6.30	6.31	6.29
513.77	1489	7.31	7.29	7.30	7.32	7.33
513.78	1478	7.48	7.40	7.39	7.38	7.38
513.80	1451	6.98	6.83	6.82	6.81	6.83
513.83	1429	7.32	7.20	7.11	7.07	7.05
513.85	1406	6.86	6.80	6.78	6.75	6.71
513.88	1376	6.27	6.27	6.27	6.26	6.23
513.91	1351	6.22	6.20	6.20	6.20	6.21
513.93	1328	6.78	6.72	6.69	6.65	6.61
513.96	1301	6.18	6.17	6.15	6.14	6.13
513.97	1288	5.86	5.89	5.88	5.86	5.83
513.98	1273	4.54	4.58	4.57	4.56	4.54
514.01	1247	6.29	6.32	6.34	6.34	6.32
514.03	1225	4.60	4.56	4.55	4.54	4.51
514.05	1201	5.85	5.82	5.81	5.80	5.80
514.08	1172	5.54	5.54	5.54	5.52	5.50
514.10	1151	5.82	5.84	5.84	5.84	5.83
514.13	1130	4.74	4.76	4.78	4.79	4.83
514.14	1112	5.51	5.46	5.44	5.43	5.41

<b>EK</b>	<b>RS</b>	<b>01.01.2001</b>	<b>01.01.2030</b>	<b>01.01.2050</b>	<b>01.01.2070</b>	<b>01.01.2100</b>
514.16	1099	5.24	5.20	5.16	5.13	5.08
514.19	1069	6.13	6.19	6.19	6.19	6.14
514.20	1052	5.52	5.62	5.60	5.59	5.51
514.23	1029	4.91	5.08	5.14	5.17	5.21
514.27	987	5.75	5.77	5.83	5.88	5.96
514.30	953	5.88	5.73	5.69	5.67	5.67
514.33	925	5.89	5.72	5.65	5.62	5.61
514.34	915	6.05	5.98	5.97	5.94	5.93
514.36	898	4.43	4.55	4.58	4.59	4.61
514.39	862	6.00	6.02	6.03	6.05	6.09
514.43	825	6.68	6.56	6.52	6.48	6.45
514.48	779	6.55	6.42	6.35	6.32	6.26
514.51	744	5.51	5.50	5.50	5.48	5.47
514.59	668	6.68	6.56	6.50	6.45	6.40
514.63	621	6.56	6.46	6.40	6.36	6.29
514.70	557	5.55	5.54	5.53	5.47	5.47
514.75	507	7.06	6.86	6.84	6.82	6.64
514.81	443	7.21	6.69	6.67	6.65	6.55
514.87	383	7.04	7.05	6.85	6.85	6.87
514.91	350	7.01	7.01	6.92	6.82	6.73
514.94	314	6.78	6.88	6.86	6.86	6.88

## 8.28 Veränderung von Querprofilen zwischen 2001 und 2100 (Siehe Abb. 5.29 – Abb. 5.35)

Tabelle 8.28.1: Modellerte Veränderungen in den Querprofilen zwischen den Jahren 2001 und 2100

### Profile 4119, 3412, 2484, 2184

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
0	14.74	0	14.74	0	13.83	0	13.83	0	14.26	0	14.26	0	13.51	0	13.51
7	14.96	7	14.96	3	13.76	3	13.76	4	14.33	4	14.33	6	13.59	6	13.59
10	14.74	10	14.74	6	14.03	6	14.03	6	14.53	6	14.53	8	13.74	8	13.74
16	14.63	16	14.63	13	13.98	13	13.98	8	14.24	8	14.24	9	14.07	9	14.07
22	14.78	22	14.78	20	14.20	20	14.20	13	14.20	13	14.20	11	14.38	11	14.38
27	14.71	27	14.71	23	14.51	23	14.51	18	14.30	18	14.30	18	14.48	18	14.48
33	14.87	33	14.87	27	14.81	27	14.81	19	14.60	19	14.60	21	15.45	21	15.45
37	15.17	37	15.17	29	15.41	29	15.41	23	14.45	23	14.45	23	16.23	23	16.23
41	14.78	41	14.78	32	16.29	32	16.29	26	14.49	26	14.49	26	16.84	26	16.84
45	14.84	45	14.84	35	17.20	35	17.20	28	14.75	28	14.75	28	17.05	28	17.05
49	15.11	49	15.11	39	17.33	39	17.33	30	14.96	30	14.96	31	17.07	31	17.07
50	14.95	50	14.95	42	16.99	42	16.99	31	15.38	31	15.38	33	16.83	33	16.83
57	14.76	57	14.76	44	16.27	44	16.27	35	16.85	35	16.85	40	14.68	40	14.68
65	14.81	65	14.81	49	14.57	49	14.57	36	17.18	36	17.18	43	13.98	43	13.99
68	14.99	68	14.99	53	14.21	53	14.21	40	17.34	40	17.34	45	13.82	45	13.83
78	14.78	78	14.78	58	14.05	58	14.05	43	17.08	43	17.08	47	13.88	47	13.89
84	14.99	84	14.99	62	13.76	62	13.76	45	16.37	45	16.37	50	13.79	50	13.80
88	14.95	88	14.95	63	13.80	63	13.80	48	15.51	48	15.51	52	13.87	52	13.88
90	15.28	90	15.28	81	13.79	81	13.79	52	14.03	52	14.03	57	13.82	57	13.83
96	17.19	96	17.19	88	13.64	88	13.64	53	13.79	53	13.79	61	13.86	61	13.87
99	17.46	99	17.46	94	13.71	94	13.71	56	13.67	56	13.67	63	13.92	63	13.93
102	17.46	102	17.46	97	13.93	97	13.93	61	13.30	61	13.30	71	13.87	71	13.88
107	16.22	107	16.22	101	13.88	101	13.88	65	12.98	65	12.98	75	13.78	75	13.79
111	16.05	111	16.05	106	13.65	106	13.65	67	12.44	67	12.47	82	14.10	82	14.11
115	15.00	115	15.00	109	13.67	109	13.67	70	11.77	70	11.84	85	14.10	85	14.11
119	14.69	119	14.69	111	13.92	111	13.92	71	11.21	71	11.28	86	14.19	86	14.19
126	13.34	126	13.40	115	13.98	115	13.98	73	11.04	73	11.14	89	13.96	89	13.96
128	12.97	128	13.06	119	13.88	119	13.88	76	11.07	76	11.17	93	13.93	93	13.94
132	12.75	132	12.85	121	13.67	121	13.67	80	11.00	80	11.11	99	13.79	99	13.80
150	12.99	150	13.08	124	13.28	124	13.28	83	11.04	83	11.14	104	13.84	104	13.85
163	12.76	163	12.86	128	12.94	128	12.90	91	10.99	91	11.10	110	13.95	110	13.96
167	12.89	167	12.99	131	12.73	131	12.68	98	11.01	98	11.11	112	13.92	112	13.93
176	12.80	176	12.90	134	12.76	134	12.70	102	11.10	102	11.18	116	13.69	116	13.70
184	13.08	184	13.16	138	13.15	138	13.14	105	11.38	105	11.45	118	13.65	118	13.67
196	12.94	196	13.03	142	13.02	142	12.99	107	11.85	107	11.92	122	13.31	122	13.33
224	12.87	224	12.97	145	13.30	145	13.30	109	12.01	109	12.07	132	13.47	132	13.49
247	13.16	247	13.23	149	13.29	149	13.29	110	12.18	110	12.23	137	13.75	137	13.76
249	13.12	249	13.20	159	13.73	159	13.73	113	12.39	113	12.42	145	13.91	145	13.92
267	13.30	267	13.36	166	13.69	166	13.69	115	12.49	115	12.52	149	13.86	149	13.87
280	13.49	280	13.53	172	13.52	172	13.52	123	12.97	123	12.98	152	13.96	152	13.97
296	13.27	296	13.33	182	13.14	182	13.14	128	13.19	128	13.20	159	13.95	159	13.96
305	13.39	305	13.45	188	13.16	188	13.16	137	13.37	137	13.37	166	13.70	166	13.71
311	13.67	311	13.70	192	13.37	192	13.37	150	13.50	150	13.50	171	13.86	171	13.87
314	14.00	314	14.02	200	13.23	200	13.23	154	13.42	154	13.42	174	13.84	174	13.85
319	13.84	319	13.87	204	13.27	204	13.27	162	13.46	162	13.47	178	14.05	178	14.06
327	14.06	327	14.07	210	12.81	210	12.76	164	13.43	164	13.43	184	14.12	184	14.12
334	14.15	334	14.16	213	12.95	213	12.92	167	13.49	167	13.49	190	13.88	190	13.89

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
346	14.20	346	14.21	215	12.88	215	12.83	170	13.38	170	13.39	193	13.92	193	13.93
356	14.28	356	14.29	219	11.37	219	11.31	173	12.89	173	12.90	197	13.85	197	13.86
363	14.48	363	14.48	224	11.21	224	11.15	176	11.96	176	12.03	203	13.63	203	13.64
374	14.43	374	14.44	230	11.27	230	11.21	179	11.62	179	11.70	205	13.66	205	13.67
377	14.56	377	14.56	238	11.27	238	11.21	183	11.46	183	11.54	211	13.51	211	13.52
383	13.68	383	13.72	243	11.17	243	11.12	184	11.34	184	11.41	215	13.54	215	13.56
390	12.77	390	12.88	248	11.26	248	11.20	192	11.40	192	11.47	221	13.48	221	13.50
397	12.77	397	12.87	257	11.22	257	11.16	193	11.69	193	11.77	222	13.41	222	13.43
402	12.58	402	12.69	265	11.27	265	11.21	194	11.65	194	11.72	226	13.36	226	13.38
408	12.61	408	12.72	274	11.19	274	11.13	196	11.81	196	11.89	228	13.42	228	13.44
417	13.00	417	13.09	277	11.31	277	11.25	198	11.84	198	11.92	232	13.35	232	13.37
420	12.71	420	12.82	284	11.18	284	11.12	199	11.68	199	11.76	246	13.29	246	13.31
427	13.16	427	13.23	291	11.18	291	11.12	201	11.88	201	11.95	248	13.34	248	13.36
435	12.72	435	12.83	295	11.43	295	11.36	203	11.45	203	11.53	253	13.29	253	13.31
441	12.81	441	12.91	297	12.11	297	12.04	206	11.56	206	11.64	256	13.41	256	13.42
446	13.39	446	13.44	300	12.27	300	12.19	207	11.43	207	11.51	258	13.35	258	13.37
451	12.71	451	12.81	305	12.50	305	12.43	208	11.72	208	11.80	263	13.11	263	13.14
453	12.92	453	13.01	311	12.66	311	12.59	210	11.76	210	11.83	265	13.15	265	13.17
456	12.69	456	12.79	315	12.68	315	12.62	211	11.38	211	11.44	267	13.04	267	13.07
457	12.96	457	13.06	325	13.04	325	13.02	214	11.32	214	11.39	269	12.74	269	12.76
461	12.52	461	12.62	330	13.05	330	13.04	215	11.41	215	11.48	273	12.50	273	12.53
466	11.70	466	11.73	339	13.21	339	13.21	218	11.12	218	11.20	277	12.04	277	12.06
467	11.67	467	11.70	346	13.45	346	13.45	223	11.01	223	11.11	283	11.15	283	11.21
472	11.57	472	11.58	355	13.78	355	13.78	225	10.71	225	10.88	286	10.91	286	10.98
477	10.71	477	10.66	368	13.70	368	13.70	229	10.63	229	10.82	288	10.90	288	10.98
481	10.19	481	10.12	370	13.62	370	13.62	236	10.57	236	10.76	288	10.93	288	11.00
489	9.76	489	9.70	377	13.73	377	13.73	241	10.42	241	10.62	293	10.57	293	10.59
506	9.41	506	9.35	380	13.68	380	13.68	243	10.12	243	10.22	299	9.87	299	9.76
517	9.30	517	9.23	391	13.70	391	13.70	246	10.00	246	10.09	304	9.83	304	9.71
522	9.17	522	9.11	399	13.77	399	13.77	260	9.49	260	9.57	307	10.06	307	9.95
533	9.10	533	9.04	404	13.70	404	13.70	264	9.38	264	9.46	314	9.97	314	9.85
537	8.94	537	8.87	408	13.73	408	13.73	265	9.20	265	9.27	330	9.43	330	9.30
546	8.82	546	8.76	415	13.59	415	13.59	268	9.25	268	9.33	335	9.23	335	9.10
553	8.93	553	8.86	422	13.81	422	13.81	272	8.89	272	8.96	339	9.11	339	8.97
557	8.82	557	8.76	428	14.08	428	14.08	273	8.88	273	8.96	346	9.00	346	8.87
562	8.91	562	8.85	440	14.02	440	14.02	274	8.68	274	8.76	356	8.69	356	8.56
567	8.75	567	8.69	445	14.04	445	14.04	277	8.61	277	8.69	361	8.40	361	8.27
574	8.77	574	8.71	456	13.62	456	13.62	285	8.69	285	8.76	365	8.37	365	8.23
580	8.59	580	8.52	461	13.72	461	13.72	289	8.49	289	8.57	367	8.25	367	8.12
581	8.70	581	8.63	464	14.01	464	14.01	291	8.55	291	8.63	374	8.20	374	8.07
589	8.48	589	8.41	466	14.13	466	14.13	296	8.38	296	8.46	377	8.24	377	8.11
592	8.54	592	8.48	470	14.10	470	14.10	300	8.18	300	8.26	381	8.21	381	8.08
606	8.39	606	8.32	473	13.95	473	13.95	303	8.35	303	8.43	390	8.32	390	8.19
613	8.49	613	8.42	477	14.07	477	14.07	308	8.01	308	8.09	394	8.42	394	8.29
615	8.34	615	8.27	482	13.95	482	13.95	311	7.94	311	8.01	396	8.36	396	8.23
622	8.29	622	8.23	485	13.53	485	13.53	324	8.13	324	8.20	402	8.49	402	8.36
624	8.13	624	8.06	490	13.14	490	13.14	325	8.21	325	8.28	405	8.64	405	8.51
631	8.12	631	8.06	497	13.44	497	13.44	333	8.22	333	8.29	408	8.59	408	8.46
636	7.98	636	7.92	501	13.45	501	13.45	335	8.18	335	8.26	410	8.74	410	8.60
647	8.00	647	7.94	504	13.72	504	13.72	341	8.01	341	8.09	414	8.78	414	8.65
654	8.25	654	8.18	508	13.84	508	13.84	342	8.05	342	8.13	418	8.95	418	8.81
659	8.14	659	8.08	511	13.75	511	13.75	344	7.96	344	8.04	420	8.83	420	8.70
665	8.24	665	8.18	515	13.16	515	13.16	348	8.20	348	8.28	422	8.96	422	8.83
669	8.43	669	8.37	518	12.99	518	12.97	350	8.13	350	8.20	427	8.88	427	8.75
679	8.26	679	8.19	521	13.19	521	13.19	351	8.33	351	8.40	429	9.00	429	8.86
685	8.02	685	7.95	525	13.12	525	13.11	356	8.35	356	8.42	433	9.00	433	8.87
686	8.15	686	8.09	527	12.47	527	12.40	360	8.31	360	8.38	436	8.92	436	8.79

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
692	8.21	692	8.14	529	12.30	529	12.23	363	8.21	363	8.29	439	8.56	439	8.42
697	8.06	697	8.00	530	12.21	530	12.13	365	8.02	365	8.10	443	8.32	443	8.18
703	7.66	703	7.60	532	11.52	532	11.45	370	7.93	370	8.01	446	8.40	446	8.27
704	7.43	704	7.36	535	11.03	535	10.98	372	8.00	372	8.07	448	8.31	448	8.18
711	6.87	711	6.81	540	10.38	540	10.32	375	8.43	375	8.50	455	8.38	455	8.25
713	6.88	713	6.82	545	10.17	545	10.10	379	8.45	379	8.52	460	8.35	460	8.22
719	7.34	719	7.27	549	10.11	549	10.04	382	8.56	382	8.63	461	8.47	461	8.33
752	10.27	752	10.21	580	8.48	580	8.40	387	8.38	387	8.45	467	8.43	467	8.30
757	11.08	757	11.06	581	8.34	581	8.26	394	8.51	394	8.59	471	8.25	471	8.11
764	11.93	764	11.98	589	8.51	589	8.43	396	8.44	396	8.52	479	8.46	479	8.32
768	12.30	768	12.38	595	8.36	595	8.28	400	8.62	400	8.70	480	8.40	480	8.27
773	13.28	773	13.35	599	8.49	599	8.41	403	8.67	403	8.75	484	8.60	484	8.47
779	14.85	779	14.85	609	8.42	609	8.34	405	8.54	405	8.62	489	8.70	489	8.57
791	14.59	791	14.60	614	8.50	614	8.43	409	8.51	409	8.59	498	8.45	498	8.31
798	14.69	798	14.70	619	8.43	619	8.35	414	8.55	414	8.63	503	8.40	503	8.27
801	14.42	801	14.43	622	8.51	622	8.43	417	8.45	417	8.53	509	8.58	509	8.45
805	14.44	805	14.45	627	8.46	627	8.38	422	8.42	422	8.49	512	8.48	512	8.35
812	14.62	812	14.62	631	8.31	631	8.24	423	8.46	423	8.54	515	8.06	515	7.93
820	14.42	820	14.43	643	8.00	643	7.93	426	8.33	426	8.41	519	8.18	519	8.05
830	14.46	830	14.46	647	8.18	647	8.10	431	8.40	431	8.48	521	7.97	521	7.84
832	14.58	832	14.59	652	8.30	652	8.22	434	8.33	434	8.41	522	8.12	522	7.98
842	14.54	842	14.55	655	8.24	655	8.16	440	8.40	440	8.48	523	7.94	523	7.81
846	14.39	846	14.39	661	8.32	661	8.24	443	8.51	443	8.59	528	8.05	528	7.91
856	14.47	856	14.48	666	8.77	666	8.70	448	8.42	448	8.49	534	8.52	534	8.39
863	14.38	863	14.39	669	8.87	669	8.80	453	8.49	453	8.56	538	8.30	538	8.16
880	14.54	880	14.54	676	8.99	676	8.91	458	8.66	458	8.73	540	8.30	540	8.17
891	14.39	891	14.40	680	8.94	680	8.86	464	8.47	464	8.54	544	8.10	544	7.96
898	14.13	898	14.14	686	9.11	686	9.03	466	8.58	466	8.65	545	7.97	545	7.84
912	13.88	912	13.90	691	9.12	691	9.04	471	8.55	471	8.62	551	7.73	551	7.60
918	13.84	918	13.86	698	9.38	698	9.30	474	8.41	474	8.48	557	7.66	557	7.53
926	13.49	926	13.54	702	9.22	702	9.14	475	8.51	475	8.59	561	7.54	561	7.41
930	13.49	930	13.54	704	9.28	704	9.20	478	8.39	478	8.46	562	7.61	562	7.48
934	13.82	934	13.85	707	9.14	707	9.06	480	8.49	480	8.56	592	9.92	592	9.80
942	14.21	942	14.22	710	9.25	710	9.17	483	8.22	483	8.29	601	11.36	601	11.42
946	14.79	946	14.80	713	9.11	713	9.03	484	8.31	484	8.39	603	11.83	603	11.85
948	14.63	948	14.63	715	9.18	715	9.10	488	8.23	488	8.30	605	12.17	605	12.20
954	14.94	954	14.94	719	9.05	719	8.97	492	8.03	492	8.11	609	12.63	609	12.66
964	15.31	964	15.31	722	9.11	722	9.04	497	8.33	497	8.40	613	13.84	613	13.85
973	15.43	973	15.43	726	8.89	726	8.81	500	8.64	500	8.72	616	14.34	616	14.34
988	15.83	988	15.83	729	8.88	729	8.81	508	9.01	508	9.08	619	14.12	619	14.12
992	16.18	992	16.18	734	8.72	734	8.65	510	9.00	510	9.08	623	14.10	623	14.11
1002	16.66	1002	16.66	737	8.73	737	8.65	513	9.13	513	9.20	624	14.24	624	14.24
1008	16.80	1008	16.80	738	8.92	738	8.84	522	9.32	522	9.39	626	14.01	626	14.02
1015	16.24	1015	16.24	743	9.08	743	9.01	530	9.59	530	9.67	629	13.61	629	13.62
1031	15.55	1031	15.56	748	9.03	748	8.95	544	10.01	544	10.10	631	13.52	631	13.53
1037	15.50	1037	15.51	752	9.08	752	9.00	548	10.10	548	10.20	633	13.71	633	13.72
1046	15.64	1046	15.64	756	9.02	756	8.94	550	10.42	550	10.62	634	14.05	634	14.06
1048	15.88	1048	15.88	760	8.81	760	8.73	553	11.08	553	11.17	637	13.79	637	13.80
1058	15.90	1058	15.90	767	8.79	767	8.71	557	11.70	557	11.78	639	13.89	639	13.90
1074	16.36	1074	16.36	770	8.68	770	8.60	561	12.21	561	12.26	644	13.75	644	13.76
1081	16.67	1081	16.67	772	8.73	772	8.65	563	12.63	563	12.65	645	14.08	645	14.08
1090	17.86	1090	17.86	776	8.64	776	8.56	566	13.47	566	13.48	646	13.98	646	13.98
1091	17.89	1091	17.89	779	8.72	779	8.64	567	13.41	567	13.41	649	13.49	649	13.51
1099	19.77	1099	19.77	781	8.54	781	8.46	570	13.49	570	13.49	651	13.36	651	13.38
1104	20.20	1104	20.20	785	8.50	785	8.42	574	13.46	574	13.46	659	13.14	659	13.17
1110	21.14	1110	21.14	787	8.58	787	8.50	586	13.61	586	13.61	662	13.23	662	13.25
1114	22.05	1114	22.05	796	8.62	796	8.55	593	13.62	593	13.63	666	13.18	666	13.20

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
1120	23.29	1120	23.29	806	8.52	806	8.44	598	13.81	598	13.81	676	12.80	676	12.83
1122	23.62	1122	23.62	809	8.59	809	8.51	601	13.84	601	13.84	684	12.74	684	12.77
1129	24.73	1129	24.73	842	10.02	842	9.95	606	14.09	606	14.09	690	12.82	690	12.85
1138	25.80	1138	25.80	844	10.16	844	10.09	609	14.38	609	14.38	692	12.80	692	12.83
1146	26.97	1146	26.97	848	10.78	848	10.74	612	14.47	612	14.47	701	12.51	701	12.54
1151	27.49	1151	27.49	857	12.06	857	11.99	615	14.65	615	14.65	711	12.45	711	12.48
1155	28.28	1155	28.28	861	12.69	861	12.64	618	14.55	618	14.55	716	12.54	716	12.57
1159	28.44	1159	28.44	867	13.61	867	13.61	619	14.56	619	14.56	729	12.61	729	12.64
1163	28.86	1163	28.86	870	14.15	870	14.15	623	14.10	623	14.10	735	12.52	735	12.55
1166	29.64	1166	29.64	872	14.90	872	14.90	627	14.18	627	14.18	741	12.51	741	12.54
1170	30.87	1170	30.87	875	15.01	875	15.01	633	14.13	633	14.13	746	12.36	746	12.39
1175	31.67	1175	31.67	877	14.88	877	14.88	636	14.18	636	14.18	752	12.58	752	12.61
1180	32.00	1180	32.00	881	14.88	881	14.88	642	14.16	642	14.16	755	12.93	755	12.96
1183	31.79	1183	31.79	888	14.75	888	14.75	645	14.08	645	14.08	758	13.12	758	13.14
1188	32.03	1188	32.03	894	14.70	894	14.70	649	14.10	649	14.10	762	13.16	762	13.19
1193	31.51	1193	31.51	900	14.56	900	14.56	654	14.04	654	14.04	769	13.05	769	13.07
1203	29.85	1203	29.85	905	14.60	905	14.60	658	14.10	658	14.10	782	13.19	782	13.22
1208	28.58	1208	28.58	916	14.27	916	14.27	662	14.03	662	14.03	786	13.36	786	13.38
1214	26.79	1214	26.79	920	14.11	920	14.11	668	14.00	668	14.00	794	13.93	794	13.94
1216	26.25	1216	26.25	940	13.63	940	13.63	672	14.06	672	14.06	798	14.04	798	14.05
1222	25.86	1222	25.86	948	13.78	948	13.78	675	13.98	675	13.98	799	13.99	799	13.99
1227	25.86	1227	25.86	952	13.77	952	13.77	684	13.88	684	13.88	806	14.02	806	14.03
1233	26.45	1233	26.45	958	13.46	958	13.45	686	13.79	686	13.80	810	14.15	810	14.16
1237	27.11	1237	27.11	961	13.46	961	13.46	691	13.87	691	13.87	816	14.05	816	14.05
1242	27.62	1242	27.62	966	13.79	966	13.79	694	13.77	694	13.77	821	13.83	821	13.84
1246	27.61	1246	27.61	973	13.97	973	13.97	702	13.65	702	13.65	827	13.80	827	13.81
1250	27.80	1250	27.80	977	13.86	977	13.86	703	13.67	703	13.67	838	13.85	838	13.86
1258	29.26	1258	29.26	982	13.55	982	13.55	708	13.58	708	13.58	845	13.74	845	13.75
1260	30.03	1260	30.03	985	13.53	985	13.53	719	13.54	719	13.55	851	13.72	851	13.74
1266	30.99	1266	30.99	991	13.68	991	13.68	725	13.44	725	13.44	858	13.65	858	13.67
1274	31.65	1274	31.65	996	13.54	996	13.54	730	13.44	730	13.44	864	13.53	864	13.55
1281	31.79	1281	31.79	1001	13.52	1001	13.52	732	13.39	732	13.39	868	13.59	868	13.60
1285	31.56	1285	31.56	1014	13.84	1014	13.84	738	13.38	738	13.38	877	13.52	877	13.53
1289	30.75	1289	30.75	1019	14.03	1019	14.03	746	13.32	746	13.33	879	13.44	879	13.46
1292	30.61	1292	30.61	1024	14.14	1024	14.14	750	13.41	750	13.41	887	13.40	887	13.42
1296	29.79	1296	29.79	1033	13.89	1033	13.89	754	13.65	754	13.65	892	13.32	892	13.34
1304	28.78	1304	28.78	1036	13.91	1036	13.91	759	13.86	759	13.86	900	13.15	900	13.18
1309	27.58	1309	27.58	1040	13.82	1040	13.82	760	13.81	760	13.81	907	13.10	907	13.12
1313	27.17	1313	27.17	1048	13.80	1048	13.80	766	13.80	766	13.80	908	13.13	908	13.16
1321	24.47	1321	24.47	1058	13.86	1058	13.86	774	13.86	774	13.86	916	13.01	916	13.04
1330	21.90	1330	21.90	1067	13.65	1067	13.65	781	13.84	781	13.84	921	12.98	921	13.00
1333	20.72	1333	20.72	1072	13.66	1072	13.66	782	13.88	782	13.88	928	12.86	928	12.89
1338	19.44	1338	19.44	1076	13.57	1076	13.57	787	13.82	787	13.82	930	12.90	930	12.93
1343	18.64	1343	18.64	1087	13.56	1087	13.56	791	13.89	791	13.89	946	12.81	946	12.83
1353	18.49	1353	18.49	1093	13.70	1093	13.70	804	13.82	804	13.82	953	12.90	953	12.93
1358	18.81	1358	18.81	1106	13.44	1106	13.44	805	13.86	805	13.86	962	12.79	962	12.82
1361	18.88	1361	18.88	1114	13.48	1114	13.48	810	13.80	810	13.80	963	12.83	963	12.86
1366	18.54	1366	18.54	1133	13.05	1133	13.03	817	13.80	817	13.80	968	12.72	968	12.75
1371	18.06	1371	18.06	1136	13.08	1136	13.07	821	13.73	821	13.73	972	12.71	972	12.74
1374	18.08	1374	18.08	1144	13.31	1144	13.31	825	13.76	825	13.76	977	12.41	977	12.44
1380	18.64	1380	18.64	1150	13.35	1150	13.34	826	13.71	826	13.71	986	12.27	986	12.30
1385	18.72	1385	18.72	1153	13.29	1153	13.28	831	13.76	831	13.76	990	12.29	990	12.32
1392	18.69	1392	18.69	1159	13.34	1159	13.34	832	13.71	832	13.71	993	12.38	993	12.41
1397	18.32	1397	18.32	1169	13.32	1169	13.31	839	13.73	839	13.73	999	12.82	999	12.85
1398	18.01	1398	18.01	1178	12.97	1178	12.93	849	13.62	849	13.62	1002	12.94	1002	12.96
1405	18.25	1405	18.25	1184	12.94	1184	12.90	851	13.64	851	13.65	1010	12.96	1010	12.99
1408	18.53	1408	18.53	1189	13.18	1189	13.18	860	13.55	860	13.56	1018	13.03	1018	13.06

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
1411	18.15	1411	18.15	1193	13.21	1193	13.21	861	13.58	861	13.58	1022	12.97	1022	13.00
1417	18.52	1417	18.52	1201	13.14	1201	13.14	875	13.46	875	13.46	1033	12.96	1033	12.99
1422	18.12	1422	18.12	1213	13.24	1213	13.24	882	13.44	882	13.44	1048	12.77	1048	12.80
1425	18.17	1425	18.17	1216	13.13	1216	13.13	887	13.49	887	13.49	1062	12.75	1062	12.78
1428	17.87	1428	17.87	1217	13.25	1217	13.25	895	13.38	895	13.38	1066	12.70	1066	12.73
1431	17.22	1431	17.22	1227	13.34	1227	13.34	897	13.39	897	13.39	1073	12.73	1073	12.76
1436	16.81	1436	16.81	1234	13.23	1234	13.23	900	13.31	900	13.31	1081	12.64	1081	12.67
1443	16.91	1443	16.91	1240	12.93	1240	12.90	906	13.33	906	13.33	1094	12.62	1094	12.65
1449	17.12	1449	17.12	1246	12.91	1246	12.87	911	13.27	911	13.27	1101	12.59	1101	12.62
1460	16.68	1460	16.68	1255	13.00	1255	12.98	915	13.28	915	13.28	1107	12.51	1107	12.54
1469	16.05	1469	16.05	1261	13.14	1261	13.13	922	13.24	922	13.24	1120	12.47	1120	12.50
1471	15.79	1471	15.79	1275	13.19	1275	13.19	924	13.16	924	13.16	1137	12.32	1137	12.36
1473	15.85	1473	15.85	1280	13.16	1280	13.15	927	13.21	927	13.21	1145	12.39	1145	12.42
1482	15.77	1482	15.77	1285	13.26	1285	13.26	932	13.16	932	13.16	1151	12.40	1151	12.43
1486	15.55	1486	15.55	1293	13.27	1293	13.27	935	13.04	935	13.04	1155	12.57	1155	12.60
1491	15.69	1491	15.69	1301	13.18	1301	13.18	943	12.97	943	12.97	1156	12.73	1156	12.76
1498	15.30	1498	15.30	1312	13.25	1312	13.24	945	13.05	945	13.05	1160	12.59	1160	12.62
1500	15.38	1500	15.38	1330	13.81	1330	13.81	955	12.86	955	12.87	1161	12.41	1161	12.44
1511	15.36	1511	15.36	1336	13.98	1336	13.98	961	12.63	961	12.65	1163	12.28	1163	12.31
1519	15.68	1519	15.68	1342	14.03	1342	14.03	962	12.68	962	12.69	1166	11.46	1166	11.52
1523	15.50	1523	15.51	1350	14.17	1350	14.17	968	12.53	968	12.55	1168	11.20	1168	11.26
1526	15.59	1526	15.59	1360	14.12	1360	14.12	970	12.59	970	12.61	1172	11.26	1172	11.33
1531	15.42	1531	15.42	1373	14.40	1373	14.40	976	12.50	976	12.52	1180	11.22	1180	11.28
1545	15.89	1545	15.89	1383	14.76	1383	14.76	983	12.27	983	12.31	1183	11.24	1183	11.30
1548	16.09	1548	16.09	1385	14.79	1385	14.79	990	12.16	990	12.22	1193	11.21	1193	11.27
1553	15.58	1553	15.58	1394	15.13	1394	15.13	994	12.01	994	12.07	1197	11.27	1197	11.33
1558	15.40	1558	15.40	1401	15.29	1401	15.29	997	11.95	997	12.02	1213	11.21	1213	11.26
1562	15.63	1562	15.63	1407	15.59	1407	15.59	1002	11.84	1002	11.91	1215	11.26	1215	11.32
1565	15.51	1565	15.51	1411	15.67	1411	15.67	1003	12.05	1003	12.11	1218	11.21	1218	11.27
1569	15.65	1569	15.65	1414	15.86	1414	15.86	1008	11.66	1008	11.74	1222	11.35	1222	11.41
1572	15.57	1572	15.57	1425	16.19	1425	16.19	1010	11.49	1010	11.57	1226	12.57	1226	12.60
1578	15.86	1578	15.86	1432	16.40	1432	16.40	1011	11.23	1011	11.31	1227	12.63	1227	12.66
1588	15.77	1588	15.77	1438	16.44	1438	16.44	1022	11.18	1022	11.26	1229	12.41	1229	12.44
1600	15.92	1600	15.92	1450	16.62	1450	16.62	1025	11.24	1025	11.31	1231	12.30	1231	12.33
1603	16.24	1603	16.24	1452	16.63	1452	16.63	1031	11.17	1031	11.25	1233	12.27	1233	12.30
1606	15.86	1606	15.86	1465	16.77	1465	16.77	1033	11.22	1033	11.29	1237	12.23	1237	12.26
1609	15.85	1609	15.85	1469	16.92	1469	16.92	1040	11.20	1040	11.28	1240	12.28	1240	12.31
1610	15.56	1610	15.56	1474	16.99	1474	16.99	1045	11.24	1045	11.31	1244	12.19	1244	12.22
1629	16.41	1629	16.41	1480	16.87	1480	16.87	1049	11.20	1049	11.28	1247	12.22	1247	12.25
1633	16.13	1633	16.13	1485	16.89	1485	16.89	1053	11.25	1053	11.32	1255	12.11	1255	12.14
1636	16.27	1636	16.27	1490	16.77	1490	16.77	1055	11.19	1055	11.27	1259	12.22	1259	12.25
1645	16.23	1645	16.23	1495	16.90	1495	16.90	1064	11.16	1064	11.24	1270	12.23	1270	12.26
1648	16.65	1648	16.65	1502	16.84	1502	16.84	1076	11.21	1076	11.29	1277	12.10	1277	12.12
1653	16.56	1653	16.56	1522	17.07	1522	17.07	1079	11.69	1079	11.76	1280	12.27	1280	12.30
1656	16.74	1656	16.74	1528	17.06	1528	17.06	1084	11.90	1084	11.97	1288	12.35	1288	12.38
1665	16.51	1665	16.51	1535	17.25	1535	17.25	1085	12.06	1085	12.12	1295	12.27	1295	12.30
1672	16.02	1672	16.02	1542	17.17	1542	17.17	1088	12.83	1088	12.84	1298	12.13	1298	12.16
1676	16.04	1676	16.04	1547	17.18	1547	17.18	1090	12.72	1090	12.74	1301	12.20	1301	12.23
1686	15.46	1686	15.46	1550	17.26	1550	17.26	1091	12.68	1091	12.69	1306	12.06	1306	12.08
1690	15.46	1690	15.46	1557	17.14	1557	17.14	1098	12.88	1098	12.88	1310	12.28	1310	12.31
1694	15.79	1694	15.79	1564	17.12	1564	17.12	1108	12.97	1108	12.97	1317	12.31	1317	12.34
1698	15.77	1698	15.77	1570	17.18	1570	17.18	1112	13.05	1112	13.05	1326	12.23	1326	12.26
1700	16.08	1700	16.08	1575	17.05	1575	17.05	1121	13.08	1121	13.08	1328	12.27	1328	12.31
1704	15.81	1704	15.81	1580	17.21	1580	17.21	1124	13.01	1124	13.01	1333	12.22	1333	12.25
1707	15.82	1707	15.82	1584	16.91	1584	16.91	1133	13.05	1133	13.05	1338	12.29	1338	12.32
1714	15.64	1714	15.64	1591	16.49	1591	16.49	1137	13.16	1137	13.16	1345	12.28	1345	12.31
1722	16.38	1722	16.38	1595	16.22	1595	16.22	1143	13.18	1143	13.18	1348	12.38	1348	12.42

Profil 4119				Profil 3412				Profil 2485				Profil 2184			
2001		2100		2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
1729	16.49	1729	16.49	1603	15.50	1603	15.50	1147	13.05	1147	13.05	1356	12.37	1356	12.40
1734	17.11	1734	17.11	1609	14.82	1609	14.82	1148	13.10	1148	13.10	1361	12.59	1361	12.62
1738	17.14	1738	17.14	1613	14.51	1613	14.51	1152	13.70	1152	13.70	1375	12.63	1375	12.66
1740	16.83	1740	16.83	1618	14.35	1618	14.35	1155	14.17	1155	14.17	1377	12.71	1377	12.74
1748	14.61	1748	14.61	1627	14.23	1627	14.23	1157	14.94	1157	14.94	1380	12.97	1380	13.00
1752	14.25	1752	14.25	1632	13.88	1632	13.88	1160	16.11	1160	16.11	1387	13.73	1387	13.74
1754	13.94	1754	13.94	1639	13.12	1639	13.12	1163	16.95	1163	16.95	1389	14.19	1389	14.20
1760	12.41	1760	12.41	1642	12.77	1642	12.77	1164	17.05	1164	17.05	1391	14.77	1391	14.78
1762	12.29	1762	12.29	1644	12.34	1644	12.34	1167	17.04	1167	17.04	1395	15.86	1395	15.86
1767	12.34	1767	12.34	1661	12.30	1661	12.30	1169	16.59	1169	16.59	1397	16.71	1397	16.71
1785	12.29	1785	12.29	1665	12.33	1665	12.33	1172	15.71	1172	15.71	1398	16.97	1398	16.97
1794	13.31	1794	13.31	1684	12.29	1684	12.29	1173	15.43	1173	15.43	1400	17.18	1400	17.18
1798	14.47	1798	14.47	1694	12.34	1694	12.34	1174	14.92	1174	14.92	1403	17.16	1403	17.16
1803	14.78	1803	14.78	1700	12.29	1700	12.29	1177	14.21	1177	14.21	1406	16.84	1406	16.84
1805	15.29	1805	15.29	1703	12.41	1703	12.41	1178	14.09	1178	14.09	1409	15.71	1409	15.71
1811	17.24	1811	17.24	1708	13.51	1708	13.51	1181	14.04	1181	14.04	1410	15.22	1410	15.22
1812	17.48	1812	17.48	1711	14.24	1711	14.24	1182	13.88	1182	13.88	1413	14.27	1413	14.27
1818	17.38	1818	17.38	1712	14.28	1712	14.28	1183	13.32	1183	13.32	1419	14.02	1419	14.02
1822	16.69	1822	16.69	1717	14.39	1717	14.39	1186	12.93	1186	12.93	1420	13.82	1420	13.82
1829	16.35	1829	16.35	1718	14.56	1718	14.56	1192	12.78	1192	12.78	1426	12.41	1426	12.41
1844	16.33	1844	16.33	1727	16.81	1727	16.81	1195	13.01	1195	13.01	1428	12.13	1428	12.13
1851	16.07	1851	16.07	1729	17.10	1729	17.10	1198	12.87	1198	12.87	1433	11.91	1433	11.91
1859	16.33	1859	16.33	1734	17.19	1734	17.19	1199	12.94	1199	12.94	1440	11.92	1440	11.92
1861	16.25	1861	16.25	1742	17.22	1742	17.22	1201	12.88	1201	12.88	1442	11.87	1442	11.87
1868	16.35	1868	16.35	1746	17.13	1746	17.13	1206	12.92	1206	12.92	1449	11.89	1449	11.89

**Profile 1867, 1406, 314 (Siehe Abb. 5.29 – Abb. 5.35)**

Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
0	13.61	0	13.61	0	14.02	0	14.02	0	13.33	0	13.33
8	13.67	8	13.67	4	13.91	4	13.91	4	13.32	4	13.32
13	13.77	13	13.77	10	13.93	10	13.93	6	13.28	6	13.28
17	13.96	17	13.96	14	14.05	14	14.05	10	13.27	10	13.27
20	13.89	20	13.89	20	14.44	20	14.44	13	13.32	13	13.32
22	14.14	22	14.14	22	14.44	22	14.44	18	13.33	18	13.33
27	14.34	27	14.34	24	14.22	24	14.22	23	13.54	23	13.54
29	14.72	29	14.72	28	14.12	28	14.12	25	13.55	25	13.55
35	16.80	35	16.80	31	14.47	31	14.47	28	13.85	28	13.85
36	16.96	36	16.96	35	15.78	35	15.78	32	13.98	32	13.98
40	16.97	40	16.97	37	16.32	37	16.32	36	14.54	36	14.54
41	16.85	41	16.85	40	17.00	40	17.00	37	14.87	37	14.87
43	16.20	43	16.20	44	17.15	44	17.15	41	16.00	41	16.00
47	14.63	47	14.63	46	16.85	46	16.85	44	16.64	44	16.64
50	13.75	50	13.76	49	15.96	49	15.96	45	16.79	45	16.79
52	13.59	52	13.60	54	14.23	54	14.23	48	16.87	48	16.87
55	13.71	55	13.72	56	13.67	56	13.67	49	16.79	49	16.79
57	13.58	57	13.60	60	13.18	60	13.17	53	15.81	53	15.81
64	13.27	64	13.30	64	13.13	64	13.12	56	14.90	56	14.91
68	13.28	68	13.30	66	12.85	66	12.84	58	14.12	58	14.15
71	13.41	71	13.42	72	12.58	72	12.57	59	13.90	59	13.94
76	13.27	76	13.29	76	12.74	76	12.74	63	13.65	63	13.71
85	13.29	85	13.31	85	12.29	85	12.27	66	13.75	66	13.80



Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
86	13.20	86	13.23	93	12.09	93	12.06	69	13.67	69	13.73
89	13.35	89	13.37	100	12.16	100	12.14	70	13.78	70	13.83
93	13.26	93	13.28	105	12.14	105	12.11	71	14.06	71	14.09
102	13.34	102	13.36	109	12.28	109	12.27	71	14.19	71	14.22
104	13.47	104	13.49	115	12.32	115	12.31	72	14.11	72	14.14
106	13.33	106	13.35	119	12.63	119	12.62	74	13.85	74	13.89
109	13.91	109	13.91	122	13.23	122	13.23	78	13.61	78	13.67
112	13.73	112	13.73	126	13.54	126	13.54	79	13.63	79	13.69
115	13.82	115	13.82	132	13.64	132	13.64	83	13.93	83	13.97
120	13.24	120	13.26	139	13.65	139	13.65	85	14.00	85	14.03
122	13.32	122	13.34	143	13.77	143	13.77	87	14.11	87	14.14
123	13.12	123	13.15	145	13.73	145	13.73	89	13.98	89	14.02
126	12.90	126	12.94	149	13.29	149	13.29	93	13.85	93	13.90
128	12.59	128	12.66	151	13.33	151	13.33	98	13.95	98	13.99
130	12.47	130	12.54	154	12.82	154	12.82	101	14.14	101	14.17
135	12.50	135	12.57	165	12.87	165	12.86	105	14.14	105	14.18
137	12.74	137	12.80	171	13.23	171	13.23	109	14.04	109	14.07
140	12.70	140	12.76	173	13.21	173	13.21	110	13.95	110	13.99
141	12.81	141	12.86	181	13.49	181	13.49	112	14.04	112	14.07
145	14.00	145	14.01	190	13.47	190	13.47	115	13.78	115	13.83
146	13.83	146	13.84	194	13.60	194	13.60	116	13.71	116	13.77
150	14.15	150	14.15	204	13.69	204	13.69	119	13.43	119	13.51
151	13.87	151	13.88	208	13.66	208	13.66	122	12.93	122	13.08
155	14.07	155	14.08	213	13.50	213	13.50	127	12.21	127	12.49
158	13.78	158	13.79	223	13.42	223	13.42	128	12.11	128	12.41
159	13.84	159	13.85	232	13.57	232	13.57	131	12.13	131	12.42
162	13.60	162	13.62	240	13.46	240	13.46	133	12.20	133	12.48
164	13.61	164	13.62	247	13.52	247	13.52	136	12.19	136	12.47
168	13.80	168	13.80	251	14.02	251	14.02	137	12.30	137	12.56
171	13.70	171	13.71	255	13.73	255	13.73	138	12.71	138	12.90
172	13.17	172	13.20	257	13.77	257	13.77	140	12.92	140	13.07
175	12.57	175	12.63	259	13.57	259	13.57	142	13.22	142	13.34
180	12.24	180	12.31	262	13.75	262	13.75	146	13.14	146	13.26
189	12.38	189	12.45	264	13.63	264	13.63	150	12.92	150	13.08
197	12.18	197	12.26	269	13.79	269	13.79	153	13.00	153	13.14
199	12.29	199	12.37	275	13.85	275	13.85	155	13.13	155	13.25
203	12.33	203	12.41	280	13.74	280	13.74	158	13.14	158	13.26
206	12.12	206	12.20	284	13.55	284	13.55	159	13.05	159	13.18
208	12.20	208	12.28	286	13.56	286	13.56	163	12.90	163	13.05
212	12.10	212	12.18	294	13.87	294	13.87	168	12.92	168	13.07
215	11.82	215	11.90	301	13.80	301	13.80	173	13.06	173	13.19
218	11.39	218	11.44	304	13.89	304	13.89	176	13.22	176	13.34
222	11.15	222	11.19	313	13.82	313	13.82	178	13.71	178	13.76
226	11.12	226	11.16	317	13.70	317	13.70	180	13.81	180	13.86
230	11.37	230	11.42	322	13.71	322	13.71	181	13.71	181	13.76
232	11.87	232	11.95	327	13.51	327	13.51	185	12.85	185	13.01
235	12.12	235	12.20	329	13.35	329	13.35	189	12.27	189	12.53
237	12.57	237	12.64	332	13.40	332	13.40	191	11.97	191	12.29
239	12.86	239	12.91	338	13.79	338	13.79	193	11.71	193	12.08
246	13.16	246	13.19	343	13.74	343	13.74	198	11.05	198	11.45
248	13.66	248	13.67	348	14.06	348	14.06	199	11.03	199	11.43
251	13.44	251	13.45	353	14.13	353	14.13	202	10.88	202	11.26
253	13.53	253	13.55	354	14.24	354	14.24	207	10.96	207	11.35
266	13.28	266	13.31	361	14.33	361	14.33	209	11.09	209	11.49
268	13.38	268	13.39	364	14.50	364	14.50	213	11.71	213	12.08
277	13.61	277	13.62	368	14.56	368	14.56	216	12.24	216	12.51
281	13.82	281	13.83	370	14.44	370	14.44	217	12.34	217	12.59

Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
290	13.91	290	13.92	376	14.41	376	14.41	224	12.23	224	12.51
298	13.95	298	13.95	379	14.53	379	14.53	233	12.37	233	12.62
303	14.07	303	14.08	382	14.49	382	14.49	239	12.45	239	12.68
315	14.45	315	14.45	387	14.57	387	14.57	240	12.49	240	12.71
322	14.50	322	14.50	393	14.46	393	14.46	244	12.79	244	12.97
331	14.47	331	14.47	401	13.29	401	13.29	247	12.71	247	12.89
338	14.67	338	14.67	404	12.82	404	12.82	249	12.70	249	12.89
344	14.95	344	14.95	407	12.38	407	12.37	252	12.82	252	12.99
346	14.96	346	14.96	410	12.29	410	12.28	255	12.79	255	12.96
351	14.78	351	14.78	415	12.46	415	12.45	259	12.65	259	12.84
354	14.57	354	14.57	418	12.68	418	12.67	266	12.79	266	12.96
357	13.94	357	13.94	422	13.28	422	13.28	269	12.63	269	12.83
361	13.49	361	13.50	430	13.14	430	13.13	271	12.59	271	12.79
364	13.30	364	13.32	436	12.80	436	12.80	275	12.75	275	12.94
367	12.61	367	12.68	438	12.82	438	12.81	278	13.13	278	13.26
368	12.39	368	12.46	444	13.06	444	13.06	281	13.56	281	13.63
370	12.05	370	12.13	447	13.07	447	13.07	282	13.60	282	13.67
375	11.80	375	11.88	454	13.53	454	13.53	286	13.50	286	13.57
382	11.26	382	11.31	458	13.66	458	13.66	287	13.52	287	13.59
384	10.97	384	11.01	460	13.59	460	13.59	290	13.80	290	13.84
392	10.67	392	10.74	462	13.26	462	13.26	292	13.91	292	13.95
398	10.62	398	10.70	467	12.90	467	12.90	293	13.84	293	13.89
404	10.31	404	10.39	468	12.96	468	12.96	296	13.59	296	13.65
410	10.18	410	10.25	471	12.13	471	12.10	297	13.35	297	13.45
414	9.93	414	9.98	475	11.20	475	11.13	299	13.23	299	13.34
422	9.86	422	9.91	479	10.74	479	10.68	300	12.91	300	13.06
444	9.81	444	9.86	482	10.55	482	10.50	301	12.31	301	12.57
452	9.75	452	9.78	486	9.90	486	9.83	304	11.41	304	11.80
465	9.56	465	9.58	495	9.92	495	9.86	305	11.18	305	11.58
479	9.63	479	9.65	500	9.87	500	9.80	312	10.92	312	11.31
487	9.64	487	9.66	503	9.96	503	9.89	315	10.94	315	11.32
494	9.58	494	9.60	512	9.52	512	9.45	322	11.07	322	11.47
499	9.38	499	9.40	529	8.78	529	8.70	324	11.17	324	11.57
503	9.43	503	9.45	537	8.86	537	8.78	327	11.53	327	11.91
506	9.39	506	9.40	543	8.81	543	8.73	328	11.61	328	11.98
508	9.47	508	9.49	544	8.71	544	8.63	330	11.52	330	11.91
512	9.25	512	9.27	549	8.71	549	8.63	336	11.95	336	12.27
518	9.07	518	9.09	553	8.59	553	8.51	339	11.98	339	12.30
522	9.29	522	9.31	563	8.50	563	8.42	344	12.19	344	12.47
525	9.19	525	9.21	571	8.56	571	8.48	346	12.38	346	12.62
529	9.22	529	9.24	576	8.71	576	8.64	349	12.35	349	12.60
535	9.05	535	9.07	583	8.65	583	8.58	353	12.44	353	12.67
537	8.92	537	8.94	588	8.43	588	8.35	355	12.60	355	12.80
540	9.01	540	9.02	604	8.56	604	8.49	358	12.48	358	12.70
543	8.80	543	8.82	607	8.79	607	8.71	362	12.72	362	12.90
550	8.86	550	8.88	615	8.94	615	8.86	363	12.84	363	13.01
552	8.76	552	8.78	619	8.77	619	8.70	367	12.90	367	13.06
559	8.70	559	8.72	623	8.83	623	8.76	368	12.86	368	13.02
564	8.46	564	8.48	626	8.67	626	8.60	372	12.95	372	13.10
569	8.07	569	8.09	633	8.55	633	8.47	375	13.10	375	13.22
576	7.80	576	7.82	639	8.54	639	8.47	380	13.13	380	13.25
578	7.82	578	7.84	646	8.41	646	8.34	381	13.08	381	13.21
582	7.55	582	7.57	651	7.76	651	7.68	387	13.19	387	13.31
584	7.58	584	7.60	656	7.85	656	7.78	389	13.11	389	13.23
587	7.39	587	7.41	659	7.79	659	7.71	392	13.15	392	13.27
602	7.29	602	7.31	664	7.88	664	7.81	394	13.24	394	13.35
610	7.35	610	7.36	675	7.88	675	7.81	396	13.21	396	13.33

Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
620	7.21	620	7.23	679	7.77	679	7.69	398	13.29	398	13.40
626	7.34	626	7.36	681	7.80	681	7.73	401	13.28	401	13.38
628	7.17	628	7.19	687	7.71	687	7.63	405	13.41	405	13.50
632	7.19	632	7.21	697	7.97	697	7.90	407	13.46	407	13.54
638	7.07	638	7.09	699	7.90	699	7.83	411	13.75	411	13.80
642	7.20	642	7.21	703	8.07	703	8.00	414	13.88	414	13.92
644	7.11	644	7.13	710	7.93	710	7.85	419	14.30	419	14.33
654	7.55	654	7.56	715	7.56	715	7.49	420	14.33	420	14.35
662	7.41	662	7.42	720	7.39	720	7.32	421	14.23	421	14.26
665	7.44	665	7.46	725	7.12	725	7.04	425	14.26	425	14.29
671	7.83	671	7.85	732	7.21	732	7.13	429	14.25	429	14.28
702	9.90	702	9.94	737	6.86	737	6.79	433	14.46	433	14.48
705	9.94	705	9.99	742	7.28	742	7.20	436	14.55	436	14.57
708	10.24	708	10.32	765	9.78	765	9.71	440	14.92	440	14.93
713	11.72	713	11.80	767	9.86	767	9.79	442	14.98	442	14.99
714	12.10	714	12.18	776	9.86	776	9.79	443	14.81	443	14.82
717	12.56	717	12.63	781	10.15	781	10.08	446	14.28	446	14.31
722	13.45	722	13.46	786	10.86	786	10.80	450	13.69	450	13.74
723	13.27	723	13.29	789	11.70	789	11.66	454	13.14	454	13.27
725	13.40	725	13.42	791	12.12	791	12.10	456	12.79	456	12.97
726	13.70	726	13.71	798	13.07	798	13.07	458	12.80	458	12.97
729	13.69	729	13.70	800	13.58	800	13.58	459	12.67	459	12.87
734	13.57	734	13.58	805	13.27	805	13.27	461	12.70	461	12.89
740	13.19	740	13.22	807	13.54	807	13.54	463	13.00	463	13.14
741	12.87	741	12.91	811	13.15	811	13.15	464	13.05	464	13.19
744	12.78	744	12.83	823	12.85	823	12.84	467	12.99	467	13.13
746	12.60	746	12.66	829	12.55	829	12.54	468	12.79	468	12.96
749	12.11	749	12.19	833	12.56	833	12.55	471	12.84	471	13.00
750	12.07	750	12.15	836	12.92	836	12.91	473	12.76	473	12.94
753	12.31	753	12.38	842	12.82	842	12.82	474	12.60	474	12.80
759	13.45	759	13.46	845	13.03	845	13.03	480	11.74	480	12.10
760	13.37	760	13.39	852	13.37	852	13.37	481	11.64	481	12.02
766	13.81	766	13.81	857	13.44	857	13.44	489	9.98	489	10.07
768	13.88	768	13.88	862	12.83	862	12.82	490	9.74	490	9.79
770	13.57	770	13.58	864	12.77	864	12.76	491	9.66	491	9.71
772	13.09	772	13.12	867	13.13	867	13.12	502	9.29	502	9.35
779	13.19	779	13.22	870	13.14	870	13.13	511	9.00	511	9.05
788	13.22	788	13.25	872	12.64	872	12.64	524	8.64	524	8.69
793	13.19	793	13.22	875	12.49	875	12.48	525	8.63	525	8.68
803	13.01	803	13.04	880	12.40	880	12.39	529	8.48	529	8.53
808	12.84	808	12.89	883	12.25	883	12.24	530	8.52	530	8.57
810	12.91	810	12.95	886	11.97	886	11.94	535	8.46	535	8.52
820	12.99	820	13.03	888	12.05	888	12.03	538	8.39	538	8.44
826	12.74	826	12.80	890	11.93	890	11.90	544	8.28	544	8.33
829	12.70	829	12.76	892	11.47	892	11.42	547	8.15	547	8.21
835	12.48	835	12.56	896	10.87	896	10.81	552	8.16	552	8.21
841	12.47	841	12.54	898	10.71	898	10.65	555	8.27	555	8.33
847	12.54	847	12.61	904	10.76	904	10.70	558	8.27	558	8.33
855	12.54	855	12.61	904	10.94	904	10.88	560	8.33	560	8.39
866	12.64	866	12.70	908	11.88	908	11.85	562	8.26	562	8.32
882	12.61	882	12.68	913	12.66	913	12.65	566	8.28	566	8.33
886	12.64	886	12.70	919	12.82	919	12.81	567	8.24	567	8.30
896	12.61	896	12.67	921	13.11	921	13.10	570	8.31	570	8.36
907	12.81	907	12.86	924	12.84	924	12.84	573	8.27	573	8.33
913	13.19	913	13.22	931	12.97	931	12.96	577	8.32	577	8.38
917	13.24	917	13.27	932	12.72	932	12.72	579	8.26	579	8.32
919	13.06	919	13.10	935	12.47	935	12.46	582	8.32	582	8.37

Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
929	11.70	929	11.78	940	12.37	940	12.36	587	8.19	587	8.24
932	11.83	932	11.91	959	12.35	959	12.34	589	8.23	589	8.29
935	11.80	935	11.88	969	12.38	969	12.38	593	8.10	593	8.15
939	11.64	939	11.71	983	12.29	983	12.28	597	8.17	597	8.22
943	11.53	943	11.59	986	12.23	986	12.22	599	8.12	599	8.18
946	11.63	946	11.70	995	12.23	995	12.21	602	8.10	602	8.16
950	11.95	950	12.03	1000	12.28	1000	12.26	608	8.24	608	8.30
954	12.41	954	12.48	1009	12.18	1009	12.17	610	8.09	610	8.15
956	12.53	956	12.60	1016	12.29	1016	12.27	613	8.07	613	8.13
961	12.66	961	12.72	1017	12.40	1017	12.39	615	8.14	615	8.20
968	13.26	968	13.28	1019	12.96	1019	12.96	618	8.07	618	8.13
970	13.52	970	13.53	1021	12.62	1021	12.61	622	7.87	622	7.92
975	13.87	975	13.88	1023	12.47	1023	12.46	626	7.80	626	7.85
978	13.88	978	13.89	1025	12.53	1025	12.52	631	7.86	631	7.91
983	14.02	983	14.02	1031	12.33	1031	12.32	633	7.79	633	7.85
995	14.10	995	14.10	1033	12.43	1033	12.42	637	7.77	637	7.82
1001	14.03	1001	14.04	1037	12.32	1037	12.31	642	7.78	642	7.83
1006	14.08	1006	14.09	1039	12.50	1039	12.49	645	7.71	645	7.76
1018	13.93	1018	13.94	1041	12.29	1041	12.28	649	7.79	649	7.84
1028	13.71	1028	13.72	1044	12.33	1044	12.32	655	7.78	655	7.84
1034	13.73	1034	13.73	1051	11.58	1051	11.53	661	8.00	661	8.05
1041	13.84	1041	13.84	1054	11.47	1054	11.41	663	7.98	663	8.03
1048	13.82	1048	13.83	1057	11.50	1057	11.45	667	8.06	667	8.12
1058	13.36	1058	13.38	1060	11.00	1060	10.94	671	8.04	671	8.09
1063	13.05	1063	13.08	1064	10.60	1064	10.54	673	8.08	673	8.13
1068	12.99	1068	13.03	1070	9.91	1070	9.84	679	7.93	679	7.99
1071	12.89	1071	12.94	1072	9.81	1072	9.74	683	7.78	683	7.83
1078	12.90	1078	12.94	1111	9.81	1111	9.74	685	7.61	685	7.66
1087	12.78	1087	12.84	1113	10.03	1113	9.96	689	7.50	689	7.55
1092	12.81	1092	12.86	1115	10.68	1115	10.62	699	7.31	699	7.36
1102	12.66	1102	12.72	1116	11.29	1116	11.22	702	7.22	702	7.28
1111	12.65	1111	12.72	1117	11.70	1117	11.66	705	7.26	705	7.32
1120	12.55	1120	12.62	1120	12.27	1120	12.26	707	7.20	707	7.25
1129	12.64	1129	12.71	1122	12.91	1122	12.91	708	7.26	708	7.32
1134	12.65	1134	12.71	1126	13.64	1126	13.64	712	7.06	712	7.12
1139	12.59	1139	12.66	1127	13.65	1127	13.65	715	7.29	715	7.34
1143	12.63	1143	12.70	1130	12.71	1130	12.70	717	7.34	717	7.39
1158	12.59	1158	12.66	1133	12.53	1133	12.52	719	7.44	719	7.49
1162	12.42	1162	12.49	1147	12.25	1147	12.24	721	7.32	721	7.37
1168	12.49	1168	12.56	1156	12.01	1156	11.98	726	7.39	726	7.45
1185	12.41	1185	12.49	1169	11.82	1169	11.78	732	7.24	732	7.30
1192	12.46	1192	12.53	1171	11.85	1171	11.82	734	7.06	734	7.12
1200	12.29	1200	12.37	1173	12.08	1173	12.06	738	6.88	738	6.93
1206	12.27	1206	12.35	1178	11.88	1178	11.84	743	6.78	743	6.84
1216	12.11	1216	12.20	1182	11.85	1182	11.81	745	6.84	745	6.90
1227	12.31	1227	12.39	1190	11.94	1190	11.91	754	7.54	754	7.59
1237	12.14	1237	12.23	1193	11.66	1193	11.62	767	8.51	767	8.57
1245	12.11	1245	12.19	1196	11.68	1196	11.64	779	9.46	779	9.51
1248	12.04	1248	12.12	1202	11.57	1202	11.52	783	9.70	783	9.75
1253	12.06	1253	12.15	1203	11.48	1203	11.43	790	9.78	790	9.82
1266	11.91	1266	11.99	1205	11.25	1205	11.17	795	9.96	795	10.04
1274	11.97	1274	12.05	1208	11.18	1208	11.11	801	10.22	801	10.37
1276	11.93	1276	12.01	1220	11.23	1220	11.16	808	10.39	808	10.59
1285	11.92	1285	12.01	1228	11.20	1228	11.13	811	10.50	811	10.76
1293	11.88	1293	11.96	1239	11.23	1239	11.16	813	10.97	813	11.36
1296	12.21	1296	12.29	1243	11.17	1243	11.10	815	11.16	815	11.56
1299	12.04	1299	12.12	1251	11.23	1251	11.15	817	11.06	817	11.46

Profil 1867				Profil 1406				Profil 314			
2001		2100		2001		2100		2001		2100	
St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.	St.	Elev.
1301	12.07	1301	12.15	1255	11.19	1255	11.12	821	11.10	821	11.50
1305	11.90	1305	11.99	1257	11.29	1257	11.21	822	11.05	822	11.45
1307	11.91	1307	12.00	1260	11.18	1260	11.11	826	11.38	826	11.77
1315	11.69	1315	11.76	1263	11.22	1263	11.15	827	11.44	827	11.83
1321	11.98	1321	12.06	1273	11.10	1273	11.03	829	11.36	829	11.75
1328	12.12	1328	12.20	1282	11.19	1282	11.12	830	11.57	830	11.95
1331	11.93	1331	12.01	1296	11.16	1296	11.09	831	11.47	831	11.86
1333	11.86	1333	11.94	1299	11.24	1299	11.17	834	11.43	834	11.82
1335	11.24	1335	11.28	1304	11.65	1304	11.60	835	11.46	835	11.85
1341	11.15	1341	11.19	1311	11.74	1311	11.70	842	11.79	842	12.14
1348	11.22	1348	11.26	1317	11.63	1317	11.59	845	12.05	845	12.36
1357	11.10	1357	11.14	1321	11.85	1321	11.81	847	12.49	847	12.71
1363	11.23	1363	11.28	1324	11.68	1324	11.63	848	12.58	848	12.79
1369	11.17	1369	11.21	1339	12.08	1339	12.05	852	12.52	852	12.74
1370	11.25	1370	11.29	1343	12.23	1343	12.21	853	12.66	853	12.85
1374	12.45	1374	12.53	1347	12.23	1347	12.22	854	12.65	854	12.85
1375	12.68	1375	12.74	1354	12.36	1354	12.35	857	12.44	857	12.67
1377	12.42	1377	12.49	1368	12.26	1368	12.25	858	12.52	858	12.73
1380	12.55	1380	12.62	1374	12.50	1374	12.49	861	12.52	861	12.74
1384	12.58	1384	12.64	1384	12.60	1384	12.59	862	12.72	862	12.91
1389	12.83	1389	12.87	1388	12.68	1388	12.67	865	12.92	865	13.07
1392	12.88	1392	12.92	1393	13.21	1393	13.21	866	13.12	866	13.25
1395	12.78	1395	12.83	1399	14.36	1399	14.36	870	14.33	870	14.35
1402	12.90	1402	12.94	1406	16.00	1406	16.00	874	15.64	874	15.64
1405	13.00	1405	13.04	1410	16.82	1410	16.82	876	16.42	876	16.42
1410	13.06	1410	13.10	1412	17.02	1412	17.02	879	17.02	879	17.02
1416	13.00	1416	13.04	1416	17.14	1416	17.14	880	17.25	880	17.25
1419	13.04	1419	13.07	1419	17.07	1419	17.07	883	17.34	883	17.34
1422	12.96	1422	13.00	1421	16.86	1421	16.86	884	17.28	884	17.28
1424	13.25	1424	13.28	1430	14.98	1430	14.98	885	17.12	885	17.12
1426	13.77	1426	13.78	1435	14.08	1435	14.08	887	16.81	887	16.81
1431	15.57	1431	15.57	1437	13.93	1437	13.93	889	15.99	889	15.99
1434	16.88	1434	16.88	1444	13.91	1444	13.91	892	15.23	892	15.23
1435	17.09	1435	17.09	1449	14.11	1449	14.11	893	14.92	893	14.92
1437	17.17	1437	17.17	1451	14.48	1451	14.48	895	14.74	895	14.74
1440	16.88	1440	16.88	1453	15.06	1453	15.06	897	14.63	897	14.63
1448	14.24	1448	14.24	1457	16.48	1457	16.48	900	14.27	900	14.27
1449	14.09	1449	14.09	1460	17.26	1460	17.26	902	13.70	902	13.70
1452	14.01	1452	14.01	1463	17.39	1463	17.39	905	13.57	905	13.57
1454	13.87	1454	13.87	1466	16.94	1466	16.94	907	13.56	907	13.56
1456	13.24	1456	13.24	1472	14.93	1472	14.93	909	13.62	909	13.62
1458	12.82	1458	12.82	1474	14.53	1474	14.53	911	13.62	911	13.62
1462	12.65	1462	12.65	1477	14.35	1477	14.35	917	13.72	917	13.72
1464	12.73	1464	12.73	1479	14.02	1479	14.02	920	13.62	920	13.62
1472	12.77	1472	12.77	1483	12.75	1483	12.75	923	13.64	923	13.64
1479	12.61	1479	12.61	1493	12.54	1493	12.54	928	13.54	928	13.54
1484	12.75	1484	12.75	1497	12.66	1497	12.66	933	13.61	933	13.61
1489	12.74	1489	12.74	1499	13.09	1499	13.09	941	13.52	941	13.52
1496	12.91	1496	12.91	1503	13.31	1503	13.31	945	13.52	945	13.52

## 8.29 Vergleich der potenziellen Flächen für die Ansiedlung von Vegetation für den Zeitraum 2021-2050 bezogen auf dem Zeitraum 1971-2000

Tabelle 8.29.1: Vergleich zwischen modellierten potenziellen Flächen zwischen 2021-2050 bezogen auf den Zeitraum 1971-2000 nach Modellen

Vegetationstyp	Fläche		2021-2050		
	1971-2000 m <sup>2</sup>	ARMA/Variation m <sup>2</sup>	BfG1 m <sup>2</sup>	BfG2 m <sup>2</sup>	BfG3 m <sup>2</sup>
1	1,522,085	1,522,085	255,046	587,020	1,522,085
2	1,796,789	1,452,968	2,225,104	2,443,472	1,738,950
3	342,521	784,930	915,258	504,623	369,294
4	330,447	443,486	420,513	339,012	339,012
5	25,815	50,941	29,226	39,389	25,447
6	53,056	181,760	141,718	64,513	73,931

Tabelle 8.29.2: Variation der potenziellen Flächen im Zeitraum 2021-2050 bezogen auf den Zeitraum 1971-2000 nach Modellen

Vegetationstyp	Variation		2021-2050		
	1971-2000 m <sup>2</sup>	ARMA/Variation %	BfG1 %	BfG2 %	BfG3 %
1	1,522,085	0.0%	-83.2%	-61.4%	0.0%
2	1,796,789	-19.1%	23.8%	36.0%	-3.2%
3	342,521	129.2%	167.2%	47.3%	7.8%
4	330,447	34.2%	27.3%	2.6%	2.6%
5	25,815	97.3%	13.2%	52.6%	-1.4%
6	53,056	242.6%	167.1%	21.6%	39.3%

### 8.30 Parameter und Kriterien der Modellierungen

Tabelle 8.30.1: Fluss- und Sedimenttransportmodell (1D- Modellierung)

Parameter		Wertebereich
Einzugsgebietsbeziehung Neu Darchau-Wehningen	Faktor $f$	0.984
Gefälle		0.000131
Abflusskurve		MW = 265 m <sup>3</sup> /s MW = 692 m <sup>3</sup> /s MHW = 1906 m <sup>3</sup> /s
Sediment-Abfluss Kurve	$m=aQ^b$	Langendorf: Geschiebetransport: a= 0.2431; b=1.1868 susp. Sandtransport: a= 0.0012; b= 1.8949 Feinschwebstoff: a=1.1799; b= 1.1964
		Wilkenstorf: Geschiebetransport: a=2.2453; b= 0.8487 susp. Sandtransport: a= 0.0034; b= 1.7178 Feinschwebstoff: a=0.0129; b= 1.7306
Zusammensetzung des Sedimenteintrags		0.004-0.0625 - Feinschwebstoff
		0.0625-0.5 - Susp. Sand
		1-16 - Geschiebe
Kornverteilungskurven		Q=150; 283; 536; 757; 114; 2142; 3000, 4000 m <sup>3</sup> /s
Wassertemperatur		Korrelation mit Messungen in Messstation Schnakenburg
Topographie - und Landnutzungskarte	DGM Elbe Nord	Auflösung DGM = 1 m-Grid
		Lagegenauigkeit $U_x=U_y= 30$ cm bis 50 cm
		Höhe Genauigkeit $U_h= 15$ cm
Manningskoeffizienten		0.025 - 0.1

Tabelle 8.30.2: Kalibrierung des Fluss- und Sedimenttransportmodells (1D- Modellierung)

Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Überflutungsniveau (Messungen durch Diver)	Flutrinne	März 2010 - Mai 2010
	Ufer	März 2010 - Mai 2011
	Alter Hacken	März 2010 - Mai 2012
Überflutungsniveau (Messungen durch Pegel)	Tiefstation	März 2010 - Dez 2010
Flusswasserstand (Messungen durch Korrelation mit Pegel Neu Darchau)	Gemessene Daten	März 2010 - Dez 2010
Auflösungsfehler bei DGM und GPS		+/- 10 cm

Tabelle 8.30.3: Grundwasser

Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Grundwasserstand	Messungen Diver	Februar 2010 - Juli 2011
	Faktor $C_w$ (Gl. 2.133)	$C_w = 0.8428$
		$C_0 = 2.1349$

Tabelle 8.30.4: Modellierung der Bodenwasserbewegung (1D- Modellierung)

Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Klimadaten	DWD Wetterstationen Hitzacker - Lenzen- Lüchow Marnitz	Dez. 2009 - Dez. 2010
Grundwasserstanddaten	Diver	Februar 2010 - Juli 2011
Flusswasserstanddaten	Messstation Neu Darchau	Februar 2010 - Juli 2011
Hydraulische Bodenparameter	Plateau Station	$\theta_r = 0.05 - 0.07$
		$\theta_s = 0.3 - 0.5$
		$\alpha = 0.082 - 0.041$
		$n = 1.4 - 3.7$
		$K_s = 62.7 - 874$
Retentionskurve	Wasserspannung - WS	Dez. 2009 - Aug. 2010
	Wassergehalt - WG	Dez. 2009 - Aug. 2010

Tabelle 8.30.5: Vegetation



Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Überflutungsdauern	Tage	0 - 104
Variation Wasserstand - Abfluss	MW100	692 m <sup>3</sup> /s
Manningskoeffizienten	Pflanzengesellschaften	0.025 - 0.05
Auentopographie	DGM Elbe Nord	Auflösung DGM = 1 m-Grid
		Lagegenauigkeit U <sub>x</sub> =U <sub>y</sub> = 30 cm bis 50 cm
		Höhe Genauigkeit U <sub>h</sub> = 15 cm

Tabelle 8.30.6: ARMA

Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Datenpersistenz (Gl. 2.106 – Gl. 2.110)	Monatsabflüsse	zwischen 1900-2010
	Hurst-Koeffizient	$h = 0,631$
Faktor Autokorrelation $\rho$ (Gl 2.116)	Langzeitdaten - Monatsabflüsse	Zwischen Jahr 2001-2100
Faktor $FMV$ (Gl. 2.119)		Jahr 1971 - 2000
REMO -Gitterboxen		56 - 88
Korrekturfaktoren für REMO Reihen $FC$		0,675 – 1,058 / Jahr 1971-2000
REMO Daten (Klimaparameter)		Jahr 2001-2100

Tabelle 8.30.7: Methode Dynamische Interaktion der Modelle

Parameter		Wertebereich / Zeitraum
Zeitraum der Modellierung $t$	Jahre	zwischen 2031-2050
Verteilung der potenziellen Flächen / zukünftige Manningkoeffizienten $n_j$		Jahr 2050
Zukünftige Morphologie des Flusses und der Flussauen		Jahr 2050
Wasserstand		Jahr 2050