Ingenieurfakultät Bau Geo Umwelt

Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement

Auswirkungen von veränderter Landnutzung auf den Wasserhaushalt und die Auwaldvitalität in einer Flussoase am Tarim (China)

Patrick G. Keilholz

Vollständiger Abdruck der von der Ingenieurfakultät Bau Geo Umwelt der Technischen Universität München zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.)

genehmigten Dissertation.

Vorsitzender: Univ.-Prof. Dr. sc. tech. Peter Rutschmann

Prüfer der Dissertation:

1. Univ.-Prof. Dr.-Ing. Markus Disse
2. Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Bernd Cyffka;
   Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt

Die Dissertation wurde am 13. Mai 2014 bei der Technischen Universität München eingereicht und durch die Ingenieurfakultät Bau Geo Umwelt am 31. August 2014 angenommen.

Danksagung

Diese Dissertation entstand während meiner Zeit als Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München und dem Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München.

An erster Stelle gilt mein Dank Prof. Dr.-Ing. Markus Disse für die Ermöglichung dieser Dissertation, für seine Betreuung sowie die hilfreichen Diskussionen. Während der Zeit meiner Mitarbeit an den Instituten ermöglichte er es mir, viele Erfahrungen in unterschiedlichsten Forschungsprojekten, im Umgang mit verschiedensten wasserwirtschaftlichen Modellen und bei der Mitarbeit an Lehrveranstaltungen zu sammeln. Die dadurch gewonnenen Erfahrungen und Erkenntnisse konnte ich im Rahmen dieser Arbeit vielseitig mit einbringen.

Weiterhin möchte ich Prof. Dr. Bernd Cyffka danken, der immer ein guter Diskussionspartner war und mir dadurch an so mancher Stelle neue Einblicke in die Thematik möglich machte. Zudem gilt ihm mein Dank dafür, dass er das Zweitreferat dieser Dissertation übernommen hat.

Ein ganz großer Dank gilt dem gesamten SuMaRiO-Team und den Kollegen am Institut, ohne deren Zusammenhalt viele der Arbeiten und Erkenntnisse nicht möglich gewesen wären. Nur durch die unermüdlichen Anstrengungen von Prof. Dr. Ümüt Halik und Prof Dr. Liu Zhihui war es möglich, die nötigen Messungen in China durchzuführen. Für die tatkräftige Unterstützung bei den oft beschwerlichen Arbeiten im Feld und im Labor gilt mein Dank den Studenten Maierdang Keyimu, Jiang Bo, Marion Houdayer und Jürgen Hoppe, die mir stets zuverlässig geholfen haben.

Für die finanzielle Förderung des Projekts und der daraus entstandenen Dissertation danke ich dem Bundesministerium für Bildung und Forschung, das unsere Ideen stets unterstützt und dadurch die Grundlage für die Etablierung einer Strategie für ein nachhaltiges Bewirtschaftungssystem entlang des Tarim geschaffen hat.

Der Firma DHI-Wasy danke ich für die Unterstützung durch Software-Lizenzen und die jederzeit freundliche und schnelle Hilfestellung bei (den zum Glück nur äußerst selten auftretenden) Problemen mit dem Modell.

Zuletzt gilt mein ganz besonderer Dank meiner Partnerin Silvia Müller, die mich stets unterstützt und motiviert hat.

Danke!

Kurzfassung

Der Tarim, einer der längsten Binnenflüsse der Welt, fließt über eine Länge von ca.1320 km am Nordrand der Taklamakan-Wüste entlang bis zu seinem Endsee, dem Tetema-See. Er bezieht sein Wasser aus den umliegenden Gebirgen, weshalb der Abfluss stark von den dortigen Niederschlägen und der Schnee- bzw. Gletscherschmelze abhängt. Das Klima der Wüstenregion zeichnet sich durch eine hohe potentielle Evapotranspiration (ca. 2200 mm/a) und geringe Niederschläge (ca. 50 mm/a) aus, weswegen die natürliche Vegetation, die Landwirtschaft und die Trinkwasserversorgung fast ausschließlich vom Flusswasser und den vorhandenen Grundwasserressourcen abhängig sind. Die Grundwasserneubildung ist zudem stark an das jährlich wiederkehrende Tarim-Hochwasser gekoppelt, denn nur dann kommt es zu weitreichenden Überschwemmungen in den Auwäldern, von wo aus das Wasser in den Boden infiltrieren und den Grundwasserspeicher auffüllen kann. Die immer stärkere Ausdehnung der Landwirtschaft sowie die Eindeichung des Ober- und Mittellaufs des Tarim haben dazu geführt, dass diese Überschwemmungen bereits zum jetzigen Zeitpunkt nur noch auf wenige Bereiche beschränkt sind. Die Folgen sind sinkende Grundwasserstände, die eine Degradation der natürlichen Vegetation mit sich bringen.

Um die Auswirkungen der Landnutzungsänderung und des Klimawandels besser abschätzen zu können, wurde der gesamte Wasserhaushalt eines 85 km² großen Untersuchungsgebiets, das am Mittellauf des Tarim bei Yengibazar liegt, in den Fokus der Untersuchungen gestellt. Insbesondere die Grundwasserneubildung infolge veränderter Rahmenbedingungen, aber auch die Interaktion zwischen Bewässerungsgebieten und angrenzender natürlicher Vegetation wurde hinsichtlich der Grundwasserflurabstände und des Salztransports untersucht. Die Erhebung der notwendigen hochaufgelösten Eingangsdaten, die zum Teil mit Hilfe von Fernerkundung erfolgte, war eine besondere Herausforderung, da zu Beginn der Untersuchungen nahezu keine Messdaten aus der Region zur Verfügung standen. Die Modellierung wurde mit Hilfe des physikalisch basierten Wasserhaushaltsmodells MIKE SHE (DHI-Wasy) durchgeführt.

Die Ergebnisse des kalibrierten Modells zeigen, dass die natürlichen Überschwemmungsgebiete den größten Einfluss auf die Grundwasserneubildung in dem Gebiet haben. Darüber hinaus konnte nachgewiesen werden, dass eine Interaktion zwischen den Bewässerungsgebieten und der angrenzenden natürlichen Vegetation besteht, die bis in eine Entfernung von 300 Metern reicht. Die Herkunft des Bewässerungswassers (lokales Grundwasser und/oder Flusswasser) hat einen entscheidenden Einfluss auf die Grundwasserstände und die Salzverlagerung in den bewässerten und angrenzenden Gebieten. Die anhaltende Expansion der Landwirtschaft führt dazu, dass große Areale des Untersuchungsgebietes nicht mehr überflutet werden können. Zudem wird angenommen, dass Tarim-Hochwasser, bedingt durch den Klimawandel, in Zukunft vermutlich nicht mehr jedes Jahr kontinuierlich auftreten werden. Mit Hilfe des kalibrierten Modells wurden daher mögliche Klimaszenarien für die Jahre 2050 und 2100 simuliert. Die Ergebnisse der Berechnungen bestätigen, dass sich in der untersuchten Region, vor allem infolge einer möglichen Verringerung der Gletschermasse in den Gebirgen und der dadurch bedingten Abnahme der Schmelzwasserzuflüsse, zukünftig ein extremer Wassermangel einstellen wird, der sich sowohl auf die natürliche Vegetation als auch auf die Landwirtschaft und die dort ansässige Bevölkerung auswirken wird. Als Schlussfolgerung der hier durchgeführten Arbeit wird deutlich, dass zeitnah ein integriertes Wasserressourcen-Management für die Region entwickelt werden muss, um den zukünftigen Verhältnissen gewachsen zu sein.

Abstract

Being one of the longest inland rivers in the world the Tarim runs along the northern fringe of the Taklamakan Desert till it reaches its final lake, the Tetema-Lake. The Tarim River is mainly fed by mountain precipitation, seasonal snow and melting glaciers contrasting the hyper-arid conditions that prevail at the centre of the sand desert with a mean annual precipitation of around 50 mm and up to 2200 mm potential evapotranspiration per year. In order to support any vegetation and especially any farming practices people do rely on water abstractions either from the Tarim itself or limited local groundwater resources, which they currently use unconstrained. The groundwater recharge is very much dependent on the annual massive Tarim floods as only on these occasions water does infiltrate the floodplains and replenishes the subsurface water storage. However, over the past five decades the intense exploitation of water resources, mainly through agriculture but also through embankments at the upper and middle stretches of the Tarim River, has changed the temporal and spatial distribution of water resources and has caused serious environmental problems in the Tarim River Basin. The more ecosystems and ecological processes are controlled by natural vegetation, the more they have been impacted by the changing extensions of the floodplains and water diversions for irrigation purposes.

To analyze the effects of both land use and climate changes on the groundwater a research site of 85 km² had been established at the river oasis Yengibazar based along the middle section of the Tarim River. The hydrological survey assessed the general water cycle in this particular area with special emphasis on its groundwater replenishment, as well as the impact of agricultural irrigation on its bordering natural vegetation regarding salt transport and depth of groundwater. Even though deriving high resolution input data had been challenging since there is hardly any data available for this region, the simulation of the processes was carried out with the water cycle model MIKE SHE (DHI-Wasy).

The results of the calibrated model show that floodings in the natural floodplains are the most effective source of recharging the groundwater. Also, the interaction between agricultural irrigated areas and its bordering natural vegetation for up to 300m away from those fields are very close. Furthermore, the source of irrigation water such as river- and/or groundwater has a high impact on groundwater levels and salt transportation efficiency. The ongoing extension of even more agricultural areas is destroying natural vegetation, floodplains and their natural flow paths to it fast. Under the predicted consequences of the climate change more unsteady annual Tarim floods are to be expected (Glazirin, 2010), which have also been simulated for 2050 and 2100 under MIKE SHE. The results confirm that especially after the glaciers will have been melted away a serious aquifer depletion and environmental degradation is going to hit the area and its people hart.

Therefore, an active cross-section dialogue and integrated vision of both hydrogeology and realistic agroeconomies are needed now to meet the challenges of the future and promote a sustainable land and water management in the Tarim River Basin.

قىسقىچە مەزمۇنى:

تارىم دەرياسى دۇنيادىكى ئەڭ ئۇزۇن ئىچكى قۇرۇقلۇق دەريالىرىنىڭ بىرى بولۇپ، ئۇ تەكلىماكان قۇملۇقىنىڭ شىمالىنى بويلاپ ئېقىپ ئاخىرىدا تېتىما كۆلىگە قۇيىلىدۇ. دەريا سۈيى ئاساسلىقى ئېگىز تاغلىق رايونلاردىكى هۆل-يېغىن ۋە قار-مۇزلارنىڭ ئېرىشىنى مەنبە قىلىدۇ. قۇملۇقنىڭ ئىچكى قىسمىدا يىللىق هۆل-يېغىن مىقدارى تەخمىنەن 50 مىللىمېتىر بولۇپ يىللىق پارلىنىش مىقدارى 2200 مىللىمېتىردىن ئاشىدۇ. تەبىئىي ئۆسۈملۈك يېپىنچىلىرى، ئىنسانلارنىڭ دېھقانچىلىق ۋە باشقا هايات كەچۈرۈش پائالىيەتلىرى پۈتۈنلەي دەريا ۋە يەر ئاستى سۈيىگە تايىنىدۇ. هەر يىلى 8-ئايدىن 10-ئايغىچە تارىم دەرياسىغا كېلىدىغان كەلكۈن سۈيى سىڭىپ يەر ئاستى سۈيىنى تولۇقلايدۇ. ئۆتكەن 50 يىل مابەينىدە دېھقانچىلىق سۇغۇرۇش ئىشلىرى ئۈچۈن سۇغا بولغان ئېهتىياجنىڭ ئىشىشى ۋە تارىم دەرياسىنىڭ يۇقىرى ۋە ئوتتۇرا ئېقىنلىرىدىكى سۇ توسمىلىرىنىڭ كەينى-كەينىدىن قۇرۇلۇشى دەريا سۇ مەنبەسىنىڭ زامان ۋە ماكان جەهەتتىكى تارقىلىش ئالاهىدىلىكىنى ئۆزگەرتىۋەتتى، نەتىجىدە، دەريا ۋادىسىدا ئېغىر دەرىجىدە مۇهىت مەسىلىلىرىنى كەلتۈرۈپ چىقاردى، شۇنىڭ بىلەن بىر ۋاقىتتا تەبىئىي ئۆسۈملۈكلەردىن تۇزۇلگەن ئېكولوگىيىلىك سىستىما ۋە جەريانلار قاتتىق بۇزغۇنچىلىققا ئۇچرىدى.

يەردىن پايدىلىنىش ۋە كىلىمات ئۆزگىرىشىنىڭ يەر ئاستى سۈيىگە بولغان تەسىرىنى ئانالىز قىلىش ئۈچۈن تارىم دەرياسىنىڭ ئوتتۇرا ئېقىنىغا جايلاشقان دۆلەت دەرىجىلىك قوغدىلىدىغان توغراق باغچىسى ئىچىدىكى ئىمنىچەك رايونىدا 85 كوۋادرات كىلومېتىر كۆلەملىك تەتقىقات بازىسى قۇرۇلۇپ، يەر ئاستى سۈيىنىڭ تولۇقلىنىشىنى نۇقتىلىق تەكشۈرۈش ئارقىلىق، پۈتكۈل سۇ ئايلىنىش جەريانى تەهلىل قىلىندى. ۋە شۇنداقلا دېھقانچىلىق سۇغۇرۇش رايونى بىلەن تەبىئىي ئۆسۈملۈك يېپىنچىسى رايونىنىڭ ئوتتۇرىسىدىكى مۇناسىۋەت، يەر ئاستى شورىنىڭ توشۇلىشى ۋە يەر ئاستى سۈيىنىڭ چوڭقۇرلىقىنى تەكشۈرۈش ئارقىلىق ئانالىز قىلىندى. بۇ جەرياندا هەل قىلىش قېينىغا توختىغىنى، يەر ئاستى سۈيىنىڭ يۇقىرى ئېنىقلىقتىكى سانلىق مەلۇماتقا ئېرىشىش جەريانى بولدى. يەر ئاستى سۈيىنى مودىللاشتۇرۇش (DHI-Wasy) MIKE SHE ئۆسۈلى ئارقىلىق ئەمەلگە ئاشۇرۇلدى.

مەزكۇر تەتقىقاتنىڭ ئەڭ ئاخىرقى نەتىجىسىنى تۆۋەندىكىدەك يىغىنچاقلاشقا بولىدۇ: (1) مودىل ئارقىلىق تەتقىقات يۈرگۈزۈش نەتىجىسىدىن ئېنىق بولدىكى، يەر ئاستى سۈيىنىڭ تولۇقلىنىش جەريانىدا، تەبىئىي ۋادىلاردىكى كەلكۈن سۈيىنىڭ تەسىرىنىڭ ئەڭ چوڭ بولىدىغانلىقى ئىسپاتلاندى. (2) دېھقانچىلىق سۇغۇرۇش رايونىدا، يەر ئاستى سۈيىنىڭ ئەتراپتىكى تەبىئىي ئۆسۈملۈك يېپىنچا رايونىغا بولغان تەسىر قىلىش دائىرىسىنىڭ 300 مېتىر ئەتراپىدا بولىدىغانلىقى ئىسپاتلاندى. (3) دېھقانچىلىق سۇغۇرۇش ئۈچۈن ئىشلىتىلىدىغان سۇنىڭ(دەريا سۈيى ياكى يەر ئاستى سۈيى) يەر ئاستى سۇ ئورنى ۋە شورنىڭ

توشۇلىشىغا ناھايىتى يۇقىرى تەسىرى بولىدۇ. توختىماستىن ئېلىپ بېرىلىۋاتقان يەر ئېچىش ھەرىكىتى تەبىئىي ئۆسۈملۈك يېپىنچىلىرىنى، ۋادىلارنى ۋە ئۇلارغا ئاقىدىغان سۇ لىنىيەلىرىنى بۇزغۇنچىلىققا ئۇچراتتى. كىلىمات ئۆزگىرىشىنىڭ نەتىجىسىدە ھەر يىلى تارىم دەرياسىغا كېلىدىغان كەلكۇننىڭ تېخىمۇ مۇقىمسىز بولىدىغانلىقى كۆرسىتىلدى(گلارىزىن، 2010). (4) قۇرۇلغان مودىل ئارقىلىق بۇ ئۆزگىرىشلەرنىڭ 2050 ـ ۋە 2100 ـ يىللىرىغىچە بولغان ھالىتىنىمۇ كۆرسەتكىلى بولىدۇ. (5) ئاخىرىدا، ئەگەردە تارىم دەرياسىنىڭ مەنبەسى بولغان مۇزلۇقلار ئېرىپ تۈگىسە تەبىئىي يېپىنچا ئۆسۈملۈكلىرى، دېھقانچىلىق زىرائەتلىرى، ئىنسان ۋە باشقا ھايۋاناتلارنىڭ سۇ قىس بولىشىنىڭ تەسىرىگە قاتتىق ئۇچرايدىغانلىقى مۇئەييەنلەشتۈرۈلدى. كەلگۈسى خىرىسلارغا تاقابىل تۇرۇش ئۈچۈن ئۇنۇمبرسال بولغان سۇ باشقۇرۇش ئىستراتىگىيىسىنىڭ تەخىرسىزلىكى يەكۈنلەندى.

摘要

塔里木河是世界上最长的内陆河流之一。它沿着塔克拉玛干沙漠北缘，直至达到最终的湖，台特玛湖。主要由高山降水，季节性积雪和冰川融化得到的水资源，通过塔里木河的支流给其补给。在沙漠中存在着极度干旱的情况，平均年降水量大约50毫米，潜在的年蒸发量最高达到2200毫米。对于自然植被，农业和居民来说，只能从塔里木河和当地的地下水资源取水。地下水补给在很大程度上依赖于塔里木每年的洪水，因为只有在那个时候有巨大的洪水在洪泛区，那里的水可以渗透并补充地下水的存储。

在过去的五十年中，水资源的集中开发，主要用于农业用水的消耗和塔里木河上中游堤坝，这些已经改变了水资源的时空分布，并引起了塔里木河流域严重的环境问题。洪泛区的改变和灌溉所需的河水改道，严重影响了生态系统以及自然植被为主的生态过程。

为了分析土地利用和气候变化对地下水的影响，在河流绿洲英巴扎区域建立起一个85平方千米的研究区，位于塔里木河中游。在这边的全部水循环重点是对地下水补给进行分析的。同样，通过对盐分运输和地下水深度的研究来了解农业灌溉区和毗邻的天然植被之间的相互作用。其中一个挑战是高分辨率输入数据的查找，因为这个区域里几乎没有可用数据。该过程的模拟应用了水循环模型MIKE SHE （DHI - WASY） 。

校准模型的结果显示，洪水的天然洪泛区对地下水补给的影响最大。农业灌溉区和距离其边缘大概300米的毗邻的自然植被对彼此有影响。灌溉水（河流和/或地下水）源对地下水水位和盐的运输也有很大的影响。仍在进行的农业区域的开垦还在破坏自然植被，洪泛区和天然河道。由于气候变化的结果，据估计，每年塔里木河洪水会更不稳定（Glazirin ， 2010） 。这些变化可以用模型为2050和2100年模拟。结果证实，冰川融化后，自然植被，农业和居民用水受到影响并减少。

本文的结论是，水资源综合管理是急需的，来迎接未来的挑战。

Inhaltsverzeichnis

Danksagung ..... **i**

Kurzfassung ..... **iii**

Inhaltsverzeichnis ..... **xi**

Abbildungsverzeichnis ..... **xv**

Tabellenverzeichnis ..... **xxi**

Formel- und Symbolverzeichnis ..... **xxiii**

1 Einleitung **1**

1.1 Problemstellung und Relevanz 1

1.2 Forschungsziele 3

1.3 Methodisches Vorgehen 5

2 Grundlagen und Begriffsbestimmung **7**

2.1 Das Tarim-Becken 7

2.2 Entwicklung der Oasen 11

2.3 Stand der Forschung 17

2.3.1 Natürliche Grundwasserneubildung durch den Tarim 17

2.3.2 Einfluss der Bewässerungsgebiete auf das Grundwasser 18

2.3.3 Klimawandel im Tarim-Becken 19

2.3.4 Landnutzungsänderungen entlang des Tarim 21

2.4 Hydrologische, pedologische und hydraulische Grundlagen 24

2.4.1 Niederschlag 24

2.4.2 Evapotranspiration 25

2.4.3 Ungesättigte Zone 27

2.4.4 Gesättigte Zone 28

2.4.5 Oberflächenabflüsse 30

3 Methodisches Vorgehen **33**

3.1 Gebietswahl 33

3.2 Forschungstätigkeit in der Region Yengibazar 36

3.3 Methodik und Modellwahl 44

4 Datenerhebung 49
4.1 Grundwasserstände 49
4.1.1 Messverfahren 49
4.1.2 Standortwahl 50
4.1.3 Installation 51
4.1.4 Messwerterfassung 53
4.1.5 Datenaufbereitung 53
4.2 Abfluss des Tarim 55
4.3 Digitales Geländemodell 57
4.4 Überschwemmungsgebiete 62
4.4.1 Datenakquisition 63
4.4.2 Aufbereitung der TerraSAR-X Daten 63
4.4.3 Überflutungskarten 70
4.5 Gewässerquerschnitte 72
4.6 Bodenmodell 73
4.6.1 Datenerhebung von Bodendaten 73
4.6.2 Bodenuntersuchungen im Labor 74
4.6.3 Bodenuntersuchungen im Untersuchungsgebiet 78
4.6.4 Bodenklassifizierung 81
4.6.5 Aufbau des pedologischen Modells 83
4.6.6 Pedologisches Modell der ungesättigten Zone 85
4.7 Klimadaten 88
4.8 Natürliche Vegetation 92
4.9 Landnutzung und Bewässerung 98
4.10 Salzkonzentrationen 102

5 Modellbildung 109
5.1 Modellaufbau 109
5.1.1 Oberflächenwasser(OL) 109
5.1.2 Flüsse- und Seen-Modul (OC) 110
5.1.3 Ungesättigte Bodenzone (UZ) 114
5.1.4 Niederschlag und Evapotranspiration (ET) 115
5.1.5 Gesättigte Bodenzone (SZ) 116
5.2 Kalibrierung 121

5.2.1 Oberflächenwasser 125
5.2.2 Grundwasserstand 130
5.2.3 Lokale Besonderheiten 134
5.3 Validierung 137

6 Modellanwendung 142
6.1 Grundwasserneubildung 142
6.2 Interaktion zwischen Bewässerungsgebieten und Tugai-Wäldern 145
6.2.1 Auswirkung der Bewässerung auf die Transpiration der natürlichen Vegetation 147
6.2.2 Salzkonzentrationsänderungen 149
6.3 Berechnungsszenarien 152
6.3.1 Erzeugung der Eingangsdaten 153
6.3.2 Szenario 1: Landnutzungsänderungen 158
6.3.3 Szenario 2: Klimaänderungen 162
6.3.4 Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen 165
6.3.5 Szenario 4: Eindeichung des Tarim 168

7 Bewertung der Ergebnisse 172

8 Zusammenfassung und Ausblick 176

Literaturverzeichnis 179

Anhang A: Brunnenstandorte A-1
Anhang B: Ergebnisse der Bodenanalysen A-2
Anhang C: Vergleich der TerraSAR-X-Überflutungskarten mit den Modellergebnissen A-7
Anhang D: Kalibrierung Oberflächenwasser A-18
Anhang E: Kalibrierung Grundwasser A-23
Anhang F: Validierung A-35
Anhang G: Karten A-43

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Methodisches Vorgehen in sieben Hauptschritten und Gliederung der Arbeit 5
Abbildung 2-1: Klimatische Entwicklung der Region seit dem oberen Miozän bis heute 7
Abbildung 2-2: Lage des Tarim-Beckens mit den umliegenden Gebirgen Tian Shan (Norden), Kunlun Shan (Süden) und Pamir (Westen) (Paproth & Pietsch, 2010) 8
Abbildung 2-3: Durchschnittliche Niederschläge und Temperaturen im Tian Shan (Wulan Engen), am Gebirgsfuß (Luntai) und in der Taklamakan (Tazhong) 9
Abbildung 2-4: Das Tarim-Becken mit den unterschiedlichen Oasenausdehnungen und den Verläufen der Seidenstraße (Luftbild: NASA-MODIS) 13
Abbildung 2-5: Bewässerungskanäle und Ausdehnung der alten Oase von Miran (grün) und der neuen Oase (gelb) (Luftbild: Google Maps) 14
Abbildung 2-6: Entwicklung des Baumwollanbaus in Xinjiang und Shadong von 1978 bis 2004 (Statistische Jahrbücher China, autonome Region Xinjiang und Provinz Shadong, Grafik: Giese, Ernst) 15
Abbildung 2-7: Grundwassergleichen nach der Taklamakan-Expedition 1983 der Chinese Academy of Science; in: (Li, et al., 2000) 17
Abbildung 2-8: Temperatur- und Niederschlagsveränderungen im Tarim-Becken von 1955 bis 2005 (Chen, et al., 2009) 19
Abbildung 2-9: Temperatur- und Niederschlagsänderungen der IPCC-Szenarien für die Region vom Tibet-Plateau bis zum Balchasch-See (IPCC, 2013) 20
Abbildung 2-10: Veränderung der Anbaukulturen in Xinjiang (Statistisches Jahrbuch 1978 – 2010) 23
Abbildung 2-11: Wasserhaushaltsrelevante Prozesse zur Untersuchung der Grundwasserneubildung entlang des Tarim 24
Abbildung 2-12: Verhältnis der Bodenverdunstung zur potentiellen Evapotranspiration einer vegetationsfreien Fläche als Funktion der Bodenfeuchte (Kirstensen & Jensen, 1975) 27
Abbildung 2-13: Zellen der finiten-Differenzenmethode im 3-dimensionalen Raum , mit Grundwasserstandsänderung in negativer x-Richtung 29
Abbildung 3-1: Landnutzung und natürliche Vegetation am Ober- und Mittellauf des Tarim 33
Abbildung 3-2: Lage des Tarim-Huyanglin-Naturreservats mit der äußeren und inneren Schutzzone 34
Abbildung 3-3: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets bei Yengibazar mit Grenze des Tarim-Huyanglin-Naturreservats 35
Abbildung 3-4: Ausschnitt des Tarim-Mittellaufs (Walkers, 1880) mit Markierung des Projektgebiets gemäß der Längen- und Breitengrade 36
Abbildung 3-5: Ausschnitt aus der Kartierung von Aurel Stein (1919) mit der Region von Yengibazar sowie der Lage des heutigen Untersuchungsgebiets 37
Abbildung 3-6: Geologisches Tiefenprofil in Nord-Süd-Richtung vom Tian Shan-Gebirge bis zum Tarim bei Yengibazar 38
Abbildung 3-7: Verlauf des eingedeichten Tarim-Mittellaufs von Yengibazar bis Shazihe mit den ökologischen Wehren und deren Flutungsrinnen 39

Abbildung 3-8: Monatliche Abflüsse am Pegel Yengibazar für die Jahre 1992 – 2005 (nach: Thevs, 2011) 40
Abbildung 3-9: Vegetationsklassifizierung für die Region Yengibazar (Wang, et al., 2003) 41
Abbildung 3-10: Grundwasserflurabstände und Salzkonzentrationen im Grundwasser für Tugai-Vegetation (Thevs, 2005) 42
Abbildung 3-11: Zunahme der Agrarflächen im Untersuchungsgebiet 43
Abbildung 3-12: Klassifizierungsschema für hydrologische Modelle nach (Becker, 1995), modifiziert durch Verfasser 44
Abbildung 3-13: Charakteristische Raum- und Zeitskalen hydrologischer Prozesse [Prozessskalen nach (Blöschl & Sivapalan, 1995) ; Angabe der hydrologischen Raumskala nach (Plate, 1992); Darstellung nach (Gattke, 2006)] 45
Abbildung 3-14: Aufbau und Kopplung der einzelnen Module des Wasserhaushalts-Modells MIKE SHE (DHI Water & Environment, 2007), modifiziert durch Verfasser 47
Abbildung 4-1: Lage der Messbrunnen im Untersuchungsgebiet Yengibazar 50
Abbildung 4-2: Brunnenbohrverfahren mit Spüllanze (links) und Bau der Grundwassermessstelle P2-09 während des Einsetzens des Brunnenrohrs (rechts) 52
Abbildung 4-3: Vertikaler Schnitt durch einen Grundwassermessbrunnen 52
Abbildung 4-4: Aufbereitung der Messdaten des Brunnens P2-38. Messlücke durch Trockenfallen des Sensors im Juni und Juli 2012, sowie Unterscheidung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser 54
Abbildung 4-5: Jährliche Abflüsse (links) und Abflussvolumen (rechts) des Tarim am Messpegel Yengibazar 55
Abbildung 4-6: Erzeugung der Tarim-Wasserstandzeitreihe aus den Daten der Messbrunnen P2-06 und P2-13 sowie der mittleren Abflussganglinie 56
Abbildung 4-7: Vergleich der digitalen Oberflächenmodelle ASTER und SRTM-1 57
Abbildung 4-8: Korrektur von Fehlinterpretationen am Messbrunnen P2-26 (Detail), die beim Herausrechnen der Vegetation entstanden sind 59
Abbildung 4-9: Korrekturraster (links) mit den Höhendifferenzen an den Referenzpunkten vor und nach der manuellen Korrektur (rechts) 60
Abbildung 4-10: Anpassung des digitalen Geländemodells im Bereich von Agrarflächen 61
Abbildung 4-11: Detektion von Überschwemmungsgebieten mit TerraSAR-X 62
Abbildung 4-12: Ablaufplan des TerraSAR-X Überflutungs-Algorithmus 64
Abbildung 4-13: Entfernung von Fehlechos aus der Wassermaske im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets 66
Abbildung 4-14: Selektion von Uferbereichen die frei von Vegetation sind 67
Abbildung 4-15: Berechneter Wasserstand durch Zuweisung von hydraulisch verbundenen Gebieten 68
Abbildung 4-16: Korrektur der horizontalen Wasserflächen mit MIKE SHE 69
Abbildung 4-17: Anpassung des Geländemodells durch Vergleich der Überflutungskarte mit den durch TerraSAR-X ermittelten Wasserflächen (links) und manuell durchgeführte Höhenänderungen (rechts) 70

Abbildung 4-18: TSX-Wassermaske (links) mit daraus resultierender Überflutungskarte (Mitte) sowie den Standardabweichungen für die verwendeten Wassercluster (rechts) für den 7. September 2012 70
Abbildung 4-19: Ermittlung der Geometrie zweier unterschiedlicher Gewässerquerschnitte des Chayan-Flusses 72
Abbildung 4-20: Lage der Bohrprofile mit Bohrtiefen und Anzahl der genommenen Proben 74
Abbildung 4-21: Anhebung des Feinstanteils der Particle Sizer-Messungen an die mit der Sieb-Schlämm-Analyse ermittelten Werte für zwei Proben im Bohrprofil P2-06 75
Abbildung 4-22: Porenanteil, effektiver Porenanteil und Haftwasseranteil in Abhängigkeit von der medianen Korngröße nach: Davis & De Wiest (1966) 77
Abbildung 4-23: Gemessener zeitlicher Verlauf der Wasserstände in den Brunnen während der Auffüllversuche 78
Abbildung 4-24: Aufbau des Bodens an den Brunnen, an denen Auffüllversuche durchgeführt wurden 79
Abbildung 4-25: Lage der Versuchsstandorte mit dem Versuchsaufbau des Doppelringinfiltrometers am Versuchspunkt 1 80
Abbildung 4-26: Messergebnisse der Doppelringinfiltrometerversuche mit gemittelten linearen Funktionen, aus deren Steigung sich der Durchlässigkeitsbeiwert ergibt 81
Abbildung 4-27: Einteilung der untersuchten Bodenproben in den Bodenartendiagrammen nach USDA (links) und Twarakavi (rechts) 82
Abbildung 4-28: Darstellung eines Bohrprofils (oben links) und eines 2-dimensionalen Bodenschnitts 84
Abbildung 4-29: Entwicklung des 3-dimensionalen Modells aus den 2-dimensionalen Bodenschnitten 84
Abbildung 4-30: Pedologisches Modell des Projektgebiets von Geländeoberkante bis zur Schichtuntergrenze (854 m NN) des Grundwasserleiters 85
Abbildung 4-31: Die 40 häufigsten Bodenprofile bis in 4 m Tiefe mit 1 m-Intervallschritten (links) und beispielhafte Zuordnung eines Bodenprofils zum Standardprofil 19 (rechts) 86
Abbildung 4-32: Bodenartenkarte (links) mit 40 charakteristischen Bodenprofilen sowie den zugehörigen Abweichungen (rechts) bei Profilzuordnung 87
Abbildung 4-33: Anpassung der TRMM-Niederschläge im Untersuchungsgebiet an die Bodenstationen Korla und Kuqa 89
Abbildung 4-34: Anpassung der Klimaparameter von Kuqa an die gemessenen Daten im Untersuchungsgebiet 90
Abbildung 4-35: Vergleich der täglichen potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration, berechnet mit den Messdaten aus dem Untersuchungsgebiet und den angepassten Klimadaten von Kuqa (links) sowie deren Summenlinien (rechts) 91
Abbildung 4-36: Klassifizierung der natürlichen Vegetation mit Hilfe des Enhanced Vegetation Index (EVI) 93
Abbildung 4-37: Blattflächenindex für dichte und aufgelöste Tugai-Vegetation sowie für Wüsten-Vegetation, abgeleitet aus gemittelten MODIS-Pixelzeitreihen 94

Abbildung 4-38: Geglätteter Jahresgang der Vegetationskoeffizienten für dichte und aufgelöste Tugai-Vegetation sowie Wüstenvegetation 96
Abbildung 4-39: Grundwasserabhängiges Vorkommen von Pflanzenarten der Tugai-Vegetation nach (Thevs, 2006) 97
Abbildung 4-40: Blattflächenindex, Vegetationskoeffizient und Wurzeltiefen für Baumwolle 98
Abbildung 4-41: Baumwollfeld mit Tröpfchenbewässerung unter Folie im Mai 2012 in Yengibazar 99
Abbildung 4-42: Brunnen eines uigurischen Landwirts am Feldrand bei Messstelle P2-22 (links) und Entnahme von Bewässerungswasser am Tarim (rechts) 100
Abbildung 4-43: Bewässerungsgebiete mit den Bewässerungszeitreihen von 2012 und der Herkunft des Bewässerungswassers 101
Abbildung 4-44: Vegetationsabhängige Korrelationen zwischen Salzgehalt und Probentiefe (links) sowie zwischen Salzgehalt und organischem Anteil (rechts) 103
Abbildung 4-45: Flächig interpolierte Verteilung der Salzkonzentrationen im Boden (links) und Darstellung der Salzkonzentrationen in Abhängigkeit von der Landnutzung (rechts) 104
Abbildung 4-46: Veränderung der Salzkonzentrationen durch das Auslesen der Grundwassersensoren im Mai 2012 105
Abbildung 4-47: Hochwasserbedingter Anstieg der Salzkonzentrationen in den Messbrunnen entlang des Chayan 106
Abbildung 4-48: Minimal-, Maximal- und Mittelwerte der im Grundwasser gemessenen Salzkonzentrationen 107
Abbildung 4-49: Flächig interpolierte Verteilung der im Grundwasser gemessenen Salzkonzentrationen (TDS) (links) und Darstellung der Salzkonzentrationen in Abhängigkeit von der Landnutzung (rechts) 108
Abbildung 5-1: Oberflächenrauhigkeiten (kst-Werte) in Abhängigkeit von der Vegetationsdichte (links) und separierte Überflutungsgebiete mit Sperren (rechts) 109
Abbildung 5-2: Wehr am Einlauf zum Tarim-Chayan-Verbindungskanal, welcher der ökologischen Flutung des Chayan dient 111
Abbildung 5-3: Zusammensetzung der Gewässer im MIKE 11-Modell mit Querschnitten und Randbedingungen 112
Abbildung 5-4: Modellkopplungen zwischen MIKE SHE (blau) und den MIKE 11-Gewässerquerschnitten (rot) 113
Abbildung 5-5: Aufbau einer Bodensäule des ungesättigten Bodenmodells mit vertikaler Diskretisierung 114
Abbildung 5-6: Bodenschichten des 3-dimensionalen Bodenmodells (links) und deren Aggregierung zu gemittelten Berechnungsschichten der gesättigten Zone (rechts) des MIKE SHE-Moduls 117
Abbildung 5-7: Wahl der Randbedingungen für das gesättigte Grundwassermodell und Grundwassergleichen im Projektgebiet 119
Abbildung 5-8: Sensibilität der Nash-Sutcliffe-Effizienz in Abhängigkeit zur Varianz der gemessenen Zeitreihe 124
Abbildung 5-9: Statistische Auswertung der Kalibrierungsläufe zur Anpassung des Oberflächenwassers 127

Abbildung 5-10: Vergleich der gemessenen mit den simulierten Wasserständen für den besten (rechts) und schlechtesten (links) Beobachtungspunkt 128
Abbildung 5-11: Zweistufiger Anpassungsprozess des digitalen Geländemodells an die TerraSAR-X-Überflutungskarten mit dem Ziel, die Überschwemmungsgebiete anzupassen 129
Abbildung 5-12: Vergleich zwischen den modellierten und den mit TerraSAR-X erstellten Überflutungsgebieten 130
Abbildung 5-13: Änderung der Grundwasserschwankungen für vier Messbrunnen infolge der Verwendung unterschiedlicher Bodenparameter im Modell 131
Abbildung 5-14: Auswirkungen der Bewässerung mit Fluss- und/oder Grundwasser auf die gemessenen und modellierten Grundwasserstände 132
Abbildung 5-15: Statistische Auswertung der Kalibrierungsläufe zur Anpassung des Grundwasserstandes 133
Abbildung 5-16: Visueller Vergleich der Daten des Messbrunnens P2-23 mit schlechter Korrelation und Nash-Sutcliffe-Effizienz (links) sowie des verschlämmten Messbrunnens P2-08 (rechts), der über einen hohen RMSE und eine hohe mittlere Abweichung verfügt 134
Abbildung 5-17: Veränderung der modellierten Grundwasserstände am Messbrunnen P2-01 unter Berücksichtigung des Erddammes 135
Abbildung 5-18: Erddämme und Furten im Untersuchungsgebiet, die die Wasserverteilung des Hochwassers stark beeinflussen 136
Abbildung 5-19: Verfügbare Messbrunnen für die Validierung des Modells 137
Abbildung 5-20: Landnutzungsänderung an den Brunnen P2-09, P2-10 und P2-11, die durch den Bau neuer Bewässerungsgebiete zerstört wurden (Fotos wurden stets aus derselben Perspektive aufgenommen) 138
Abbildung 5-21: Vergleich der statistischen Gütewerte der Validierung unter Einbeziehung der Daten der 22 Messbrunnen 139
Abbildung 5-22: Verlauf der Hochwasserwelle im Chayan an den Messbrunnen P2-02, P2-14 und P2-35 und Region in der der Damm vermutet wird 139
Abbildung 5-23: Verbesserung der modellierten Wasserstandänderungen an den Brunnen P2-14 und P2-24 durch Berücksichtigung des vermuteten Chayan-Damms 140
Abbildung 5-24: Vergleich der statistischen Gütewerte der Validierung unter Berücksichtigung des vermuteten Damms 141
Abbildung 6-1: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung für das Jahr 2012 142
Abbildung 6-2: Grundwasserneubildung durch Uferin- bzw. -exfiltration des Tarim (links) und der Überflutungsgebiete (rechts) für das Jahr 2012 143
Abbildung 6-3: Anteile der Grundwasserneubildung aus den Bewässerungsgebieten, die ausschließlich mit Flusswasser bewässern (links), und denen, die mit Fluss- und Grundwasser (rechts) bewässern 144
Abbildung 6-4: Lage der Bewässerungsgebiete mit den gewählten Untersuchungsprofilen 145
Abbildung 6-5: Veränderung der Grundwasserstände durch die Bewässerung mit Grund- bzw. Flusswasser in Abhängigkeit zum Abstand vom Feldrand 146
Abbildung 6-6: Räumliche Verteilung der Grundwasserstandänderungen durch die Bewässerungsgebiete für den 1. Sep. 2012 147

Abbildung 6-7: Einfluss der Bewässerungsgebiete auf die Transpiration der natürlichen Vegetation 148
Abbildung 6-8: Änderungen der Salzkonzentration (TDS), die auf die Bewässerungsgebiete zurückzuführen sind 150
Abbildung 6-9: Änderungen der Salzkonzentration in den Untersuchungsprofilen 1 und 2 für den Zeitraum vom 1. Jan. bis zum 1. Sep. 2012 151
Abbildung 6-10: Generalisierte Tarimabflüsse für Yengibazar mit geringer, mittlerer und hoher Intensität 154
Abbildung 6-11: Anpassung der Bewässerungsgebiete und der Topografie an die vergangene und prognostizierte Landnutzungssituation 155
Abbildung 6-12: Vegetationsgruppen für die vergangene und prognostizierte Landnutzungssituation 156
Abbildung 6-13: Jahresgang des Blattflächenindex für verschiedene Vegetationsgruppen 157
Abbildung 6-14: Auf den angepassten Klimadaten von Yengibazar basierender Jahresgang der potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration für die gegenwärtige Klimasituation und einen mittleren Temperaturanstieg (links) sowie Zunahme der Niederschläge (rechts) für die Jahre 2050 und 2100 158
Abbildung 6-15: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen bei einem mittleren Tarimhochwasser für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 159
Abbildung 6-16: Veränderung der Vitalitätszonen durch zunehmende Ausdehnung der Bewässerungsgebiete 162
Abbildung 6-17: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge unterschiedlicher Tarimabflüsse 163
Abbildung 6-18: Veränderung der Vitalitätszonen infolge klimabedingter Veränderungen 165
Abbildung 6-19: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge unterschiedlicher Tarimabflüsse und Landnutzungsänderungen 166
Abbildung 6-20: Veränderung der Vitalitätszonen infolge klimabedingter Veränderungen und Landnutzungsänderungen 168
Abbildung 6-21: Maximales Volumen und maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für das Szenario der Eindeichung des Tarim 169
Abbildung 6-22: Veränderung der Vitalitätszonen durch die Eindeichung des Tarim 171

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Ausdehnung der Bewässerungsgebiete und Abnahme der oberirdischen Wasserressourcen (nach Liu et al., 2013) 22
Tabelle 3-1: Berechnung einzelner hydrologischer Prozesse in verschiedenen hydrologischen Modellen 46
Tabelle 4-1: Vergleich von Sonden für Grundwassermessungen 49
Tabelle 4-2: Zerstörte Messbrunnen und Länge der Messreihen 53
Tabelle 4-3: Zeitpunkte und Auflösungsstufen der Aufnahmen des Projektgebiets mit TerraSAR-X 63
Tabelle 4-4: Benötigte Bodenparameter für gesättigte und ungesättigte Berechnungen 73
Tabelle 4-5: Bodenhydraulische Parameter für Berechnungen in der gesättigten und ungesättigten Zone nach Carsel & Parrish (schwarz) und Twarakavi/Rosetta (blau) 83
Tabelle 4-6: Durchschnittliche Wurzeltiefen für dichten und aufgelösten Tugai-Wald sowie für Wüstenvegetation 97
Tabelle 5-1: Parametrisierung des Oberflächenwassermoduls von MIKE SHE 110
Tabelle 5-2: Parametrisierung des MIKE 11-Modells 113
Tabelle 5-3: Berechnungsparameter für das ungesättigte Modul in MIKE SHE 115
Tabelle 5-4: Berechnungsparameter für die aktuelle Evapotranspiration 115
Tabelle 5-5: Mögliche Randbedingungen zur Definition von Modellrändern 118
Tabelle 5-6: Parametrisierung des Berechnungsmoduls von MIKE SHE für die gesättigte Bodenzone 120
Tabelle 5-7: Schritte der Kalibrierung mit den jeweiligen Kalibrier- und Messwerten 121
Tabelle 5-8: Messbrunnen, die im Jahr 2012 Oberflächenwasser gemessen haben 126
Tabelle 6-1: Zusammensetzung der Grundwasserneubildung für das Jahr 2012 143
Tabelle 6-2: Beschreibung der Berechnungsszenarien 153
Tabelle 6-3: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungsänderungen 160
Tabelle 6-4: Nutzung von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge Landnutzungsänderungen 160
Tabelle 6-5: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungsänderungen 161
Tabelle 6-6: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klimaänderungen 163
Tabelle 6-7: Nutzung des Wasserdargebots von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung unter dem Einfluss des Klimawandels und der Durchflussänderungen des Tarim 164
Tabelle 6-8: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klimaänderungen 164
Tabelle 6-9: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungs- und Klimaänderungen 166

Tabelle 6-10: Änderung der Nutzung des Oberflächen- und Grundwassers für die Bewässerung bedingt durch Klima- und Landnutzungsänderungen 167
Tabelle 6-11: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klima- und Landnutzungsänderungen 167
Tabelle 6-12: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge eines Deichbaus 169
Tabelle 6-13: Änderung der Nutzung von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung infolge eines Deichbaus; Szenario für das Jahr 2012 170
Tabelle 6-14: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlich genutzten Gebieten für das Szenario 2012, vor und nach dem Deichbau 170
Tabelle 7-1: Auswirkung der Bewässerungsgebiete auf die angrenzende natürliche Vegetation 173

Formel- und Symbolverzeichnis

Lateinische Schriftzeichen

A	$[m^2]$	durchflossener Querschnitt
B	$[m]$	Breite
bpl	$[bpl]$	Feldmesslängeneinheit „blue-pipe-length“ gemäß der Urumqi-Konvention von 2014 entspricht bei 20 °C: 1 bpl = 3,72 m
$AROOT$	$[-]$	tiefenabhängige Wurzelverteilung nach Kirstensen & Jensen
$C_1;\ C_2; C_3$	$[-]$	Evapotranspirationskoeffizienten nach Kirstensen & Jensen
$\mathrm{e_s} - e_a$	[kPa]	Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur und Dampfdruck
ET	$[mm]$	Evapotranspiration
g	$[m/s^2]$	Erdbeschleunigung (9,81 m/s²)
G	$[MJ/(m^2 \cdot d)]$	Bodenwärmestrom
H	$[m]$	Wasserstand
I	$[-]$	Gefälle
k_f	$[m/s]$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
k_c	$[-]$	Vegetationskoeffizient
k_{st}	$\left[m^{1/3}/s\right]$	Rauhigkeitsbeiwert
k_{stress}	$[-]$	Trockenstress-Faktor
l	$[m]$	Länge
LAI	$[m^2/m^2]$	Blattflächenindex
LF	$[mS/cm]$	elektrische Leitfähigkeit
Q	$[m^3/s]$	Durchfluss
R_n	$[MJ/(m^2 \cdot d)]$	Strahlungsbilanz
ME		mittlere Abweichung
n	$[-]$	van-Genuchten-Parameter
n_p	$[-]$	Porenanteil
$n_{p,eff}$	$[-]$	effektiver Porenanteil
NSE	$[-]$	Nash-Sutcliffe-Effizienz
OBS		gemessener Wert
RDF	$[-]$	Wurzelfunktion nach Kirstensen & Jensen
$RMSE$		mittlerer quadratischer Fehler
r_{hy}	$\left[\mathrm{m}^{1/3}/\mathrm{s}\right]$	hydraulischer Radius
r	$[m]$	Radius
R	$[-]$	Korrelationskoeffizient
SIM		simulierter Wert
S_{sp}	$[1/m]$	spezifischer Speicherkoeffizient
t	$[s]$	Zeiteinheit
T	$[°C]$	Temperatur
TDS	$[g/l]$	vollständig gelöste Feststoffe
u_2	$[\mathrm{m/s}]$	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe

v	$[\mathrm{m/s}]$	Fließgeschwindigkeit
z	$[\mathrm{m}]$	Höhe

Griechische Schriftzeichen

a	$[1/cm]$	van-Genuchten-Parameter
θ	$[-]$	Wassergehalt
θ_{FK}	$[-]$	Wassergehalt bei Feldkapazität
θ_{PWP}	$[-]$	Wassergehalt bei Welkepunkt
θ_S	$[-]$	gesättigter Wassergehalt
θ_r	$[-]$	residualer Wassergehalt
μ	$[-]$	Wehr-Koeffizient
σ	$[m^3/kg]$	Dichte
γ	$[kPa/°C]$	Psychrometerkonstante
Δ	$[-]$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
χ	$[m^2/N]$	Kompressibilität

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Relevanz

Es gibt Regionen auf der Erde, deren Ökosysteme durch das Wirken des Menschen innerhalb von wenigen Jahren nachhaltig geschädigt werden. Die Abholzung der Regenwälder, das Austrocknen des Aralsees oder die Entstehung und Ausdehnung der Städte sind nur einige Beispiele dafür, wie natürliche Ökosysteme zugunsten von Kulturlandschaften verdrängt werden. Das Tarim-Becken, welches im Nordwesten von China in der uigurischen Provinz Xinjiang liegt, gehört zu den Regionen der Erde, denen bisher wenig Beachtung geschenkt wurde. Die zunehmende agrarwirtschaftliche Nutzung der Gebiete entlang des Tarim hat dazu geführt, dass die ursprünglichen kleinen und traditionell bewirtschafteten Flussoasen zu gigantischen Monokulturen für den Baumwollanbau ausgebaut wurden. Durch die Besiedlung sind aus den kleinen Oasenorten Großstädte entstanden, in denen bis zu einer halben Million Einwohner (Aksu und Korla) leben.

Das Tarim-Becken mit seinen umliegenden Gebirgen ist ein einzigartiges Ökosystem. Das Wasser des Tarim, der am Nordrand der Taklamakan-Wüste entlangfließt, stellt die Lebensgrundlage für Flora und Fauna dar. Entlang des Flusses sind Auwälder entstanden, die auch als Tugai-Wälder bezeichnet werden und deren bedeutendster Bestandteil die Euphrat-Pappel (*Populus euphratica*) ist. Die aus dieser seltenen Pappelart bestehenden Wälder kommen nur noch am Tarim in dieser Ausdehnung vor und sind daher besonders schützenswert. Die Wälder haben eine wichtige Schutzfunktion: sie halten die Sanddünen der Taklamakan-Wüste auf und reduzieren zudem die Windgeschwindigkeit am Boden, wodurch weniger Staub- und Sandstürme entstehen. Letztere stellen eine nicht zu vernachlässigende Belastung dar, da die Feinstaubpartikel oftmals über weite Distanzen transportiert werden und die Gesundheit der dort lebenden Menschen und Tiere stark beeinträchtigen. Aber auch landwirtschaftliche Flächen und Gebäude können durch Sand- und Staubstürme stark beschädigt werden. Am 5. Mai 1995 hat beispielsweise ein großer Sandsturm in Nordwestchina Schäden von ca. 56 Milliarden RMB verursacht (Yang, et al., 2007; Yang & Wang, 1993). Des Weiteren bieten die Wälder einer einzigartigen Tierwelt Schutz und Nahrung. Auch für den Menschen sind die Wälder wichtig, da sie Baumaterial, Feuerholz sowie natürliche medizinische Produkte aus ihnen beziehen.

Der Erhalt der Tugai-Wälder ist aus den genannten Gründen für die Region von großer Bedeutung. Lebensgrundlage der Tugai-Wälder ist das Grundwasser, welches durch den Tarim gespeist wird. Infolge der zunehmenden landwirtschaftlichen Nutzung wird immer mehr Flusswasser für die Bewässerung eingesetzt, was dazu führt, dass die für den Erhalt der Auwälder wichtigen Überschwemmungen während des sommerlichen Hochwassers zurückgehen. Zudem ist ungewiss, inwiefern die durch den Klimawandel verursachte Gletscherschmelze im Gebirge das Hochwasser des Tarim langfristig verändern wird. Denn die Wassermenge, die dem Tarim durch die Gletscherschmelze derzeit zusätzlich zufließt, könnte mit zunehmender Verkleinerung der Gletscher zukünftig deutlich weniger werden. Somit würde zum einen auch das sommerliche Tarimhochwasser deutlich geringer ausfallen, zum anderen würde sich das Abflussregime des Wassers deutlich ändern (Glazirin, 2010; Sorg, et al., 2012). Die Folge der Landnutzungs- und Klimaänderungen wäre eine Verringerung der Grundwasserneubildung entlang des Tarim, die eine Degradation bzw. ein Absterben der Auwaldvegetation mit sich bringen würde. Ein weiteres Problem ist die Versalzung von Bewässerungsgebieten. Auch wenn viele Agrarflächen bereits über Tröpfchenbewässerung unter Folienabdeckung verfügen, lässt sich eine Versalzung der Böden nicht völlig vermeiden. Besonders dann nicht, wenn aus Wasserknappheit das qualitativ minderwertige Grundwasser für die Bewässerung verwendet wird oder/ und die Be-

wässerung falsch ausgeführt wird. Oftmals wird über die Bewässerungsschläuche zu viel Wasser auf die Felder gegeben, wodurch ein Einstau entsteht. Die mangelnde Drainage der Felder führt unweigerlich dazu, dass sich die Salzkonzentration in der obersten Bodenschicht erhöht. Da die versalzenen Felder aufgrund der hohen Ertragseinbußen aufgegeben werden, müssen neue Felder erschlossen werden, für die oftmals die natürliche Vegetation weichen muss.

Die Entwicklung in der Region zeigt, dass ein Verzicht auf den Hauptwirtschaftsfaktor „Baumwolle“ nur möglich ist, wenn es wirtschaftlich stabile Alternativen gibt. Ein Beispiel ist die chinesische Dattel (Jujube), die seit einiger Zeit vermehrt angebaut wird. Aber in den letzten Jahren ist auch deutlich geworden, dass die Degradation der Tugai-Wälder aufgrund wirtschaftlicher Interessen zu schweren ökologischen Folgen führt. Für einen nachhaltigen Erhalt der Region muss das Gleichgewicht zwischen agrarwirtschaftlicher Nutzung und der Bewahrung der Tugai-Wälder hergestellt werden. Dies bedeutet, dass das wenige verfügbare Wasser gerecht und effizient aufgeteilt werden muss. Hierzu ist eine Analyse der Wasserflüsse erforderlich, die die Grundwasserneubildung durch den Tarim und die Wasserentnahme durch die natürliche Vegetation ebenso berücksichtigt wie die Beeinträchtigungen des Ökosystems durch die Bewässerung. Um die Lebensqualität der Menschen in der Region nachhaltig zu verbessern und die natürlichen Tugai-Wälder zu erhalten, ohne die Erträge der bestehenden Agrarwirtschaft zu verringern, ist es erforderlich, die Verteilung des vorhandenen Wassers zu optimieren. Dies setzt allerdings ein detailliertes Verständnis des Wasserhaushalts in der Region voraus.

1.2 Forschungsziele

Ziel der Arbeit ist es, den Wasserhaushalt einer charakteristischen Region am Tarim detailliert zu untersuchen. Im Zentrum steht das oberflächennahe Grundwasser, das von der natürlichen Vegetation zum Überleben benötigt wird. Gebildet wird dieses zum einen aus Sickerverlusten des Tarimbetts (Uferinfiltration), zum anderen durch die Überschwemmungen in den Auen während des Hochwassers. Vermutlich aber auch durch die Agrarwirtschaft, die durch Bewässerung der undrainierten Felder ebenfalls Wasser dem Grundwasser zuführt. Die Bewässerungsgebiete haben einen erheblichen Einfluss auf den Wasserhaushalt, denn während der frühsommerlichen Trockenzeit pumpen die Bauern das bereits salzbelastete Grundwasser für die Bewässerung ab. Durch diesen Kreislauf erhöht sich die Salzkonzentration in den Böden und somit auch im Grundwasser. Die Wasserqualität spielt daher für die Untersuchung ebenfalls eine wichtige Rolle, da das belastete Grundwasser auch von der Auwaldvegetation aufgenommen wird. Bisher ist unklar, ob das zusätzliche, aber qualitativ schlechtere Grundwasser aus den Bewässerungsgebieten einen positiven oder negativen Effekt auf die angrenzenden Tugai-Wälder hat. Möglicherweise könnten durch eine traditionelle Bewirtschaftungsform, bei der kleinere Felder in den Auwäldern angelegt werden, die Agrarwirtschaft und das natürliche Ökosystem voneinander profitieren. Denn die natürliche Tugai-Vegetation ist sehr salzresistent und könnte das qualitativ beeinträchtigte zusätzliche Wasser für sich nutzen.

Die Flussoasen des Tarim sind dominiert von dramatischen Landnutzungsänderungen, die seit den 50er Jahren die Region und den gesamten Wasserhaushalt des Tarim stark verändert haben. Durch die Entstehung der zahlreichen Bauwollanbaugebiete wurde dem Tarim immer mehr Wasser entzogen; die Böden sind stark degradiert. Hinzu kommen die Auswirkungen des Klimawandels, die sich langfristig auf das Wasserdargebot im Tarim-Becken auswirken werden. Um die Auswirkungen zukünftiger Veränderungen des Klimas und der Landnutzung beurteilen zu können, werden Szenarien entwickelt, mit denen die Veränderungen im Wasserhaushalt und der damit verbundenen Vitalität der Tugai-Wälder beurteilt werden können.

Die beschriebene Zielstellung macht es erforderlich die folgenden Arbeitshypothesen aufzustellen und auf ihre Gültigkeit zu überprüfen:

a) Grundwasserneubildung

Die natürliche Grundwasserneubildung erfolgt allein aus dem Sickerwasser des Tarim, bei Hochwasser zusätzlich durch das infiltrierende Wasser in den Überschwemmungsgebieten. Hinzu kommen die anthropogenen Einflüsse aus den Bewässerungsgebieten und den dazugehörigen Bewässerungskanälen. Die einzelnen Anteile können für eine Beispielregion quantitativ bestimmt werden.

b) Einfluss der Bewässerungsgebiete auf die Tugai-Wälder

In Bewässerungsgebieten kommt es durch die mangelnde Drainage zu einer verstärkten Infiltration in tiefere Schichten, die eine lokale Anhebung des Grundwasserstandes zur Folge hat. Dieser Effekt hat sowohl positive (geringerer Grundwasserflurabstand) als auch negative (höherer Salzgehalt) Auswirkungen auf die nahegelegene Vegetation. Die Interaktion zwischen Bewässerungsgebiet und natürlicher Vegetation kann in Bezug auf die Grundwasserflurabstände und die Versalzung des Grundwassers ermittelt und bewertet werden. Mit einer naturnahen Landnutzung können natürliche Ökosysteme und Landwirtschaft nebeneinander existieren.

c) Klima- und Landnutzungsszenarien

Der Klimawandel und die Veränderung der Landnutzung haben erhebliche Auswirkungen auf das Grundwasser und damit auch auf das natürliche Ökosystem im Tarim-Becken. Es ist anzunehmen, dass sich die Veränderungen durch den Klimawandel vorrangig auf die Hydrologie der Gebirgsregionen auswirken, wodurch eine Veränderung der Tarimabflüsse zu erwarten ist (Sorg, et al., 2012). Durch eine verstärkte Landnutzung kommt es zu einer Degradation der Böden und zu einer Versalzung des Grundwassers; diese Prozesse wirken sich wiederum auch auf das natürliche Ökosystem aus. Alle Szenarien können für eine Beispielregion in Form von Vitalitätskarten dargestellt werden.

1.3 Methodisches Vorgehen

Um die aufgestellten Arbeitsthesen zu belegen ist es erforderlich, den Wasserhaushalt eines Gebiets am Tarim möglichst exakt zu entschlüsseln. Hierzu wurde ein geeignetes Untersuchungsgebiet gewählt. Das Vorgehen gliedert sich in fünf maßgebliche Schritte, die sich auch im Aufbau der Arbeit widerspiegeln (Abbildung 1-1).

Zuerst werden die grundlegenden Rahmenbedingungen und Begrifflichkeiten erörtert (Kapitel 2). Neben einer Beschreibung der Region wird auch die Entwicklung der Oasen, besonders aus wasserwirtschaftlicher Sicht, dargelegt, um die Bedeutung der Bewässerungslandwirtschaft und der traditionellen Landnutzungsformen aufzuzeigen. Der gegenwärtige Stand der Forschung wird anhand der wichtigsten Literaturquellen für das Tarim-Becken dargestellt. Der Schwerpunkt liegt hierbei, entsprechend der vorliegenden Arbeit, auf Untersuchungen zum Wasserhaushalt, die entlang des Tarim durchgeführt wurden. Des Weiteren werden die Grundlagen der hydrologischen, geohydrologischen und hydraulischen Berechnungsverfahren beschrieben.

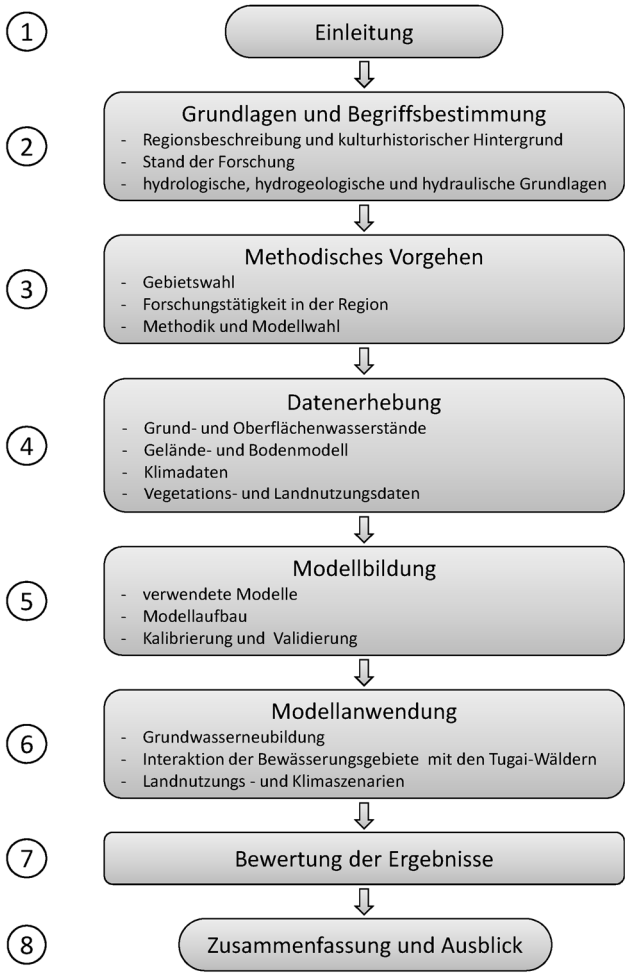


Abbildung 1-1: Methodisches Vorgehen in sieben Hauptschritten und Gliederung der Arbeit

Der zweite Arbeitsschritt (3) behandelt das Forschungsgebiet in dem die Untersuchungen zum Wasserhaushalt durchgeführt wurden. Neben einer ausführlichen Begründung zur Gebietswahl wird eine Übersicht über die Forschungstätigkeit in diesem Gebiet gegeben, in dem bisher noch keine tiefgehenden Wasserhaushaltsuntersuchen getätigt wurden. Ein großes Problem bei der Durchführung der Untersuchungen stellte die politische Situation dar, da es in China/Xinjiang verboten ist, ausländi-

schen Forschern hochauflösende Daten zur Verfügung zu stellen. Alle grundlegenden Daten wie Bodenaufbau, Geländerelief, Grundwasserstände usw. mussten daher aus Literaturangaben, Fernerkundungsdaten oder durch eigene Messungen in Erfahrung gebracht werden. Die Gewinnung dieser Daten wird in dem Arbeitsschritt Datenerhebung (Kapitel 4) beschrieben.

Im nächsten Arbeitsschritt (Kapitel 5) wird, aufbauend auf den Daten des Untersuchungsgebiets, ein Berechnungsmodell für die unterschiedlichen Prozesse erstellt. Die Kalibrierung erfolgt anhand der gemessenen Grundwasserstände und der mit Hilfe von Fernerkundungstechnik aufgenommenen Daten zu den Überschwemmungsflächen.

Das kalibrierte Modell kann im Arbeitsschritt „Modellanwendung“ (Kapitel 6) dafür verwendet werden, die Grundwasserneubildung und den Einfluss der Bewässerungsfelder zu untersuchen. Darüber hinaus ist das Modell dafür geeignet, Szenarien eines sich wandelnden Klimas und / oder einer veränderten Landnutzung zu berechnen.

Im letzten Arbeitsschritt (Kapitel 7) werden die Ergebnisse der Berechnungen diskutiert und die Arbeitsthesen auf ihre Gültigkeit überprüft.

2 Grundlagen und Begriffsbestimmung

2.1 Das Tarim-Becken

Die Entstehung des Tarim-Beckens ist auf die Kontinentaldrift zurückzuführen, durch die bereits vor ca. 200 Mio. Jahren (spätes Trias) Teile des Tethysmeers zu einem Binnenozean abgeschnitten wurden. Die mächtigen organischen Ablagerungen aus dieser Epoche sind Grund für die heutigen reichen Öl- und Gasvorkommen im Tarim-Becken (Yang, et al., 2007).

Vor ca. 50 Millionen Jahren (mittleres Eozän) stieß die indische Platte an den asiatischen Kontinent, wodurch zum einen das Pamir-Gebirge gebildet wurde, welches das Tarim-Becken nach Westen abgrenzt. Zum anderen wurden der Himalaja und das Tibet-Plateau geschaffen, die seitdem das Tarim-Becken nach Süden abgrenzen. Mit der bis heute anhaltenden stetigen Anhebung des Tibet-Plateaus verringerte sich die Intensität der Monsune, wodurch weniger Feuchtigkeit in die Region transportiert wurde und deren Aridität deutlich zunahm (Zhisheng, et al., 2001).

Mit Hilfe von Bohrkernanalysen kann das Klima in der Region für die letzten 7 Millionen Jahre rekonstruiert werden (Hao, et al., 2012; Chang, et al., 2012). Die klimatischen Bedingungen im Tarim-Becken unterlagen zum Teil heftigen Schwankungen, weswegen zeitweise sowohl humides als auch arides Kima in der Region herrschte (Abbildung 2-1).

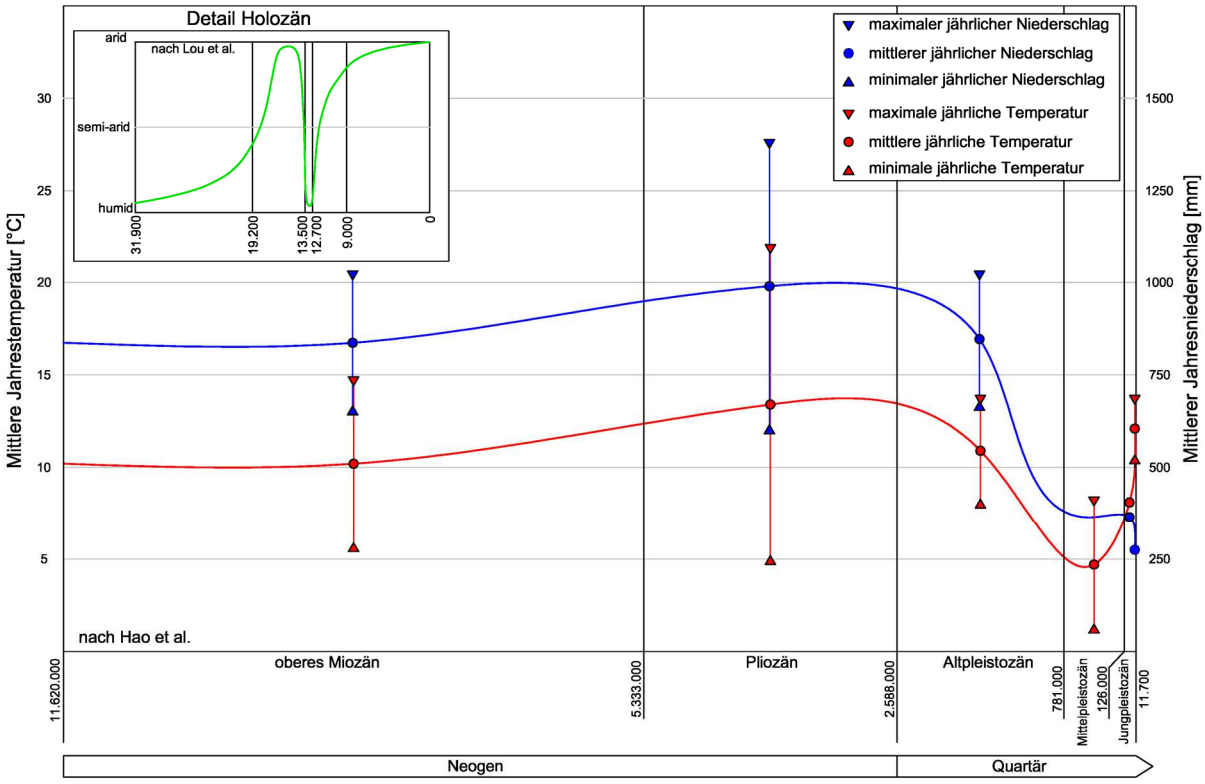


Abbildung 2-1: Klimatische Entwicklung der Region seit dem oberen Miozän bis heute

Besonders zu Beginn des Quartär vor ca. 2,8 Mio. Jahren begann eine deutliche Abkühlung, die im Zusammenhang mit einem weiteren Anstieg der umliegenden Gebirge steht. Etwa zu dieser Zeit entstand auch die Kuruk-Tag-Wüste, die den östlichen Bereich des Tarim-Beckens abtrennt (Abbildung 2-2). Die Verwerfungen in der Region führten zu einer Absenkung der Lop Nur-Region, weshalb sich hier die Endseen des Tarim, Konque und Qerqen, bilden konnten (Xia , 1985). Im Mittelpleistozän

waren große Teile des Tarim-Beckens umgeben von mächtigen Gebirgsgletschern. Die mächtigen Seesedimente, die sich im Bereich des Lop Nur, der Aqike-Depression, des Yumen-Pass und der Longcheng-Bailongdui-Region abgelagert haben lassen darauf schließen, dass zu dieser Zeit ein großer Gletschersee die Region bedeckte (Tang, et al., 2011). Der Wasserspiegel dieses früheren Süßwassersees kann aufgrund der Seeterrassen auf 870 - 900 m NN rekonstruiert werden. Große Teile des Tarim-Beckens (Shayar, Yengibazar, Tikenlik, Argan, Lop Nur und Qarkilik) müssen daher unter Wasser gestanden haben (Abbildung 2-2) (Herrmann, 1931). Forschungsergebnisse aus jüngeren Seesedimenten des Lop Nur zeigen, dass die Region seit dem Ende des Jungpleistozän unterschiedlichen klimatischen Veränderungen unterlag. Während des Zeitraums der letzten Eiszeit (vor 31.900 Jahren bis vor 19.200 Jahren) herrschten in der Region humide Verhältnisse, auf die eine Warmperiode folgte, die bis vor ca. 13.500 Jahren anhielt. Anschließend setzte eine Abkühlung ein, die zu einem kälteren humiden Klima führte. Der letzte Wechsel vollzog sich vor 12.700 Jahren: das Klima wurde warm und arid, der Lop Nur verkleinerte sich dadurch auf seine heutige Größe (Luo, et al., 2009).

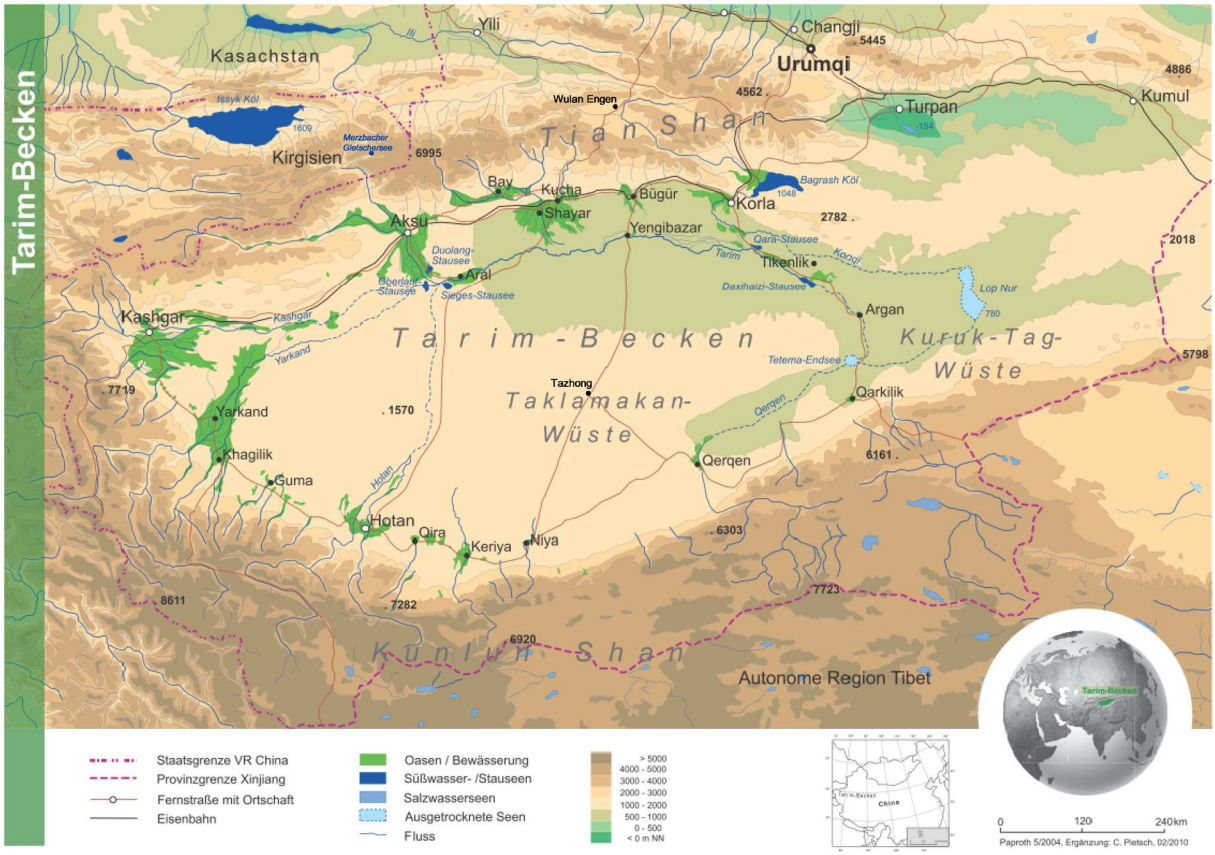
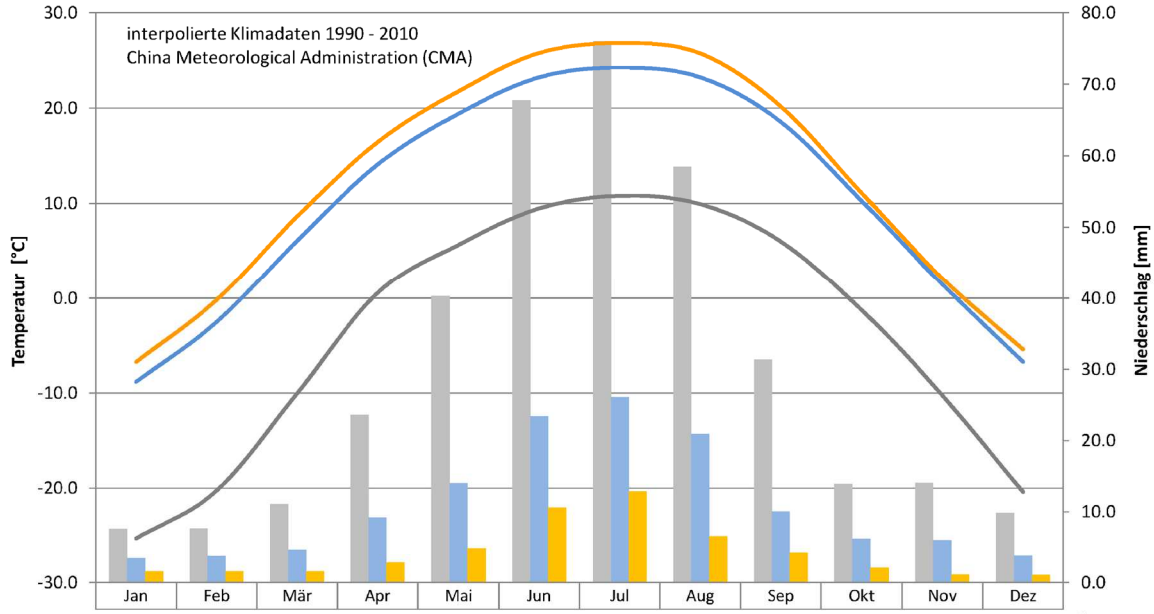


Abbildung 2-2: Lage des Tarim-Beckens mit den umliegenden Gebirgen Tian Shan (Norden), Kunlun Shan (Süden) und Pamir (Westen) (Paproth & Pietsch, 2010)

Heute besitzt das Tarim-Becken eine Größe von ca. 550.000 km². In seinem Zentrum liegt die Taklamakan-Wüste und im Osten die Kuruk-Tag-Wüste. Der Tarim entsteht durch den Zusammenfluss der Flüsse Aksu (Tian Shan), Yarkand (Pamir) und Hotan (Kunlun Shan). Er fließt am Nordrand der Taklamakan-Wüste von West nach Ost, bis er nach ca. 1300 km seinen Endsee erreicht. Seit 1972 ist der ursprüngliche Endsee, der Lop Nur, ausgetrocknet, weshalb der neue Endsee des Tarim der Tetema-See ist (Abbildung 2-2). Der von Süden kommenden Fluss Qerqen mündet ebenfalls in den Tetema-Endsee. Der vom Bosten-See abfließende Konque mündete natürlicherweise direkt in den Lop Nur;

dieser wurde allerdings in den Tarim übergleitet, um die Tugai-Wälder an dessen Unterlauf zu revitalisieren.

Die gegenwärtige klimatische Situation stellt sich wie folgt dar: das Klima im Inneren der Taklamakan (Ölfeld Tazhong; 1100 m NN) kann als extrem arid bezeichnet werden, weil in dieser Region weniger als 50 mm/a Niederschlag fallen und die potentielle Evaporation bis zu 2200 mm/a betragen kann. Die durchschnittlichen Lufttemperaturen können im Sommer auf bis zu 45 °C steigen und im Winter auf -30 °C absinken (Abbildung 2-3).



Niederschlag [mm]													Summe
Wulan Engen	7.6	7.7	11.1	23.6	40.3	67.8	76.0	58.5	31.4	14.0	14.1	9.9	362
Luntai	3.4	3.7	4.7	9.2	14.1	23.5	26.1	20.9	10.1	6.3	6.0	3.7	132
Tazhong	1.5	1.6	1.5	2.8	4.9	10.6	12.9	6.6	4.3	2.0	1.1	1.1	51
Lufttemperatur [°C]													**Mittelwert**
Wulan Engen	-25.3	-20.3	-10.0	0.6	5.7	9.5	10.8	9.9	6.0	-1.2	-10.2	-20.4	-3.8
Luntai	-8.8	-2.5	6.1	14.1	19.4	23.2	24.3	23.2	18.6	10.3	1.5	-6.7	10.2
Tazhong	-6.7	-0.2	8.7	16.4	21.8	25.8	26.8	25.7	20.2	11.1	2.1	-5.4	12.2

Abbildung 2-3: Durchschnittliche Niederschläge und Temperaturen im Tian Shan (Wulan Engen), am Gebirgsfuß (Luntai) und in der Taklamakan (Tazhong)

Entlang des Gebirgsfußes (Luntai/ Bügür; ca. 960 m NN) unterscheiden sich die Temperaturen wenig vom Inneren der Taklamakan, allerdings nehmen die Niederschläge zu und betragen ca. 100 mm/a. Die Gebirgsregion des Tian Shan (Walun Engen; ca. 2500 m NN) unterliegt anderen klimatischen Bedingungen. Die Niederschläge betragen ca. 360 mm/a und die Temperaturen sind aufgrund der Höhenlage entsprechend kühler (maximal 25 °C; minimal -45°C), so dass die potentielle Verdunstung ca. 850 mm/a beträgt. Der Jahresgang ist in allen Regionen gleich. Die Niederschläge fallen vorrangig in den Sommermonaten, wo sie zusammen mit der Schneeschmelze auf das Hochwasser der Flüsse wirken.

Der Wind weht besonders stark von April bis Juni (> 7 m/s) aus westlicher Richtung, was zur Folge hat, das Sand und Staub in der Taklamakan aufgewirbelt und nach Osten transportiert werden können (Mikami & Fujitani, 1995). Dadurch ist die Anzahl der staubbelasteten Tage sehr hoch, was besonders für die urbanen Gebiete eine Beeinträchtigung darstellt. In den Städten Korla, Aksu, Kashgar und Hotan beträgt die Anzahl der „staubigen“ Tage (Sichtweite unter 10 km) etwa 70-200 pro Jahr;

Tage mit sandigen Winden (Sichtweite unter 1 km) treten etwa 27-67 Mal pro Jahr auf, und Staub- sowie Sandstürme (Sichtweite unter 0,1 km) kommen an etwa 8-33 Tagen im Jahr vor (Zhong, 2008).

Das Tarim-Becken ist für China von großer Bedeutung, da es über zahlreiche Georessourcen verfügt. Aufgrund seiner Entstehungsgeschichte verfügt es über große Öl- und Gasvorkommen, die seit den letzten Jahren massiv gefördert werden. Es wird davon ausgegangen (Stand 2003), dass in der Region ca. 397 Millionen Tonnen Erdöl und etwa 658 Milliarden m^3 Erdgas lagern (Sun, et al., 2005). Der extreme Energiebedarf Chinas hat zur Folge, dass jährlich 11 Millionen Tonnen Erdöl und 11 Milliarden m^3 Erdgas abgebaut werden. Des Weiteren wird aus dem ehemaligen Seebecken des Lop Nur Pottasche für die Düngemittelindustrie gewonnen. Kohle wird vor allem aus den reichhaltigen Lagerstätten im Tian Shan-Gebirge gewonnen sowie eisenhaltige und nicht-eisenhaltige Erze, die im Kunlun-Gebirge abgebaut werden (Dongping, 2011). Erst kürzlich wurde bekannt, dass im nördlichen Tian Shan-Gebirge (Xinyuan) eine große Lagerstätte mit 53 Tonnen Gold und 31.200 Tonnen Kupfer im Gesamtwert von 3,2 Milliarden US-Dollar gefunden wurde (China Daily, 2013).

2.2 Entwicklung der Oasen

Allgemeines

Das Wort Oase stammt ursprünglich aus dem semitischen (lat: oasis; griech: óasis) und bedeutet „bewohnter Ort“, wodurch keine Aussage zur Region bzw. dem Klima gemacht wird. Im heutigen Verständnis ist eine Oase ein bewohnter Ort, der inmitten einer unbewohnbaren Umgebung liegt. Somit kann nicht nur die Palmenoase in der Wüste als solche bezeichnet werden; auch Inseln im Ozean, die Forschungsstation Neumayer III in der Antarktis oder die Internationale Raumstation (ISS) im Weltraum sind, strenggenommen, ebenfalls Oasen. Das Entstehen und Bestehen einer Oase ist davon abhängig, inwiefern die Bewohner mit Nahrung, Wasser, Luft und Baumaterial versorgt werden können. Heute können solche elementaren Dinge über weite Strecken in die entferntesten Regionen transportiert werden, so dass Menschen dort siedeln können, wo ein Leben zuvor unmöglich war. In der Vergangenheit war dies jedoch anders, und so konnten Oasen in lebensfeindlichen Regionen nur dort entstehen, wo von der Natur aus Gunstbedingungen für eine Siedlung bestanden. Maßgebend für einen solchen Siedlungsort waren ein ausreichendes Wasserdargebot, die Möglichkeit der Nahrungsversorgung, das Vorhandensein von Baumaterial und akzeptable klimatische Verhältnisse.

Die Entstehung von Siedlungsplätzen, und damit verbunden der Oasen, ist eng mit der Sesshaftwerdung des Menschen verknüpft. Dieser Entwicklungsschritt vollzog sich mit dem Übergang vom Paläo- und Mesolithikum zum Neolithikum und ist besonders an den neuen Wirtschaftsformen wie Ackerbau und Viehzucht fest zu machen. Doch welcher Impuls veranlasste die bis dahin umherziehenden Nomaden zu solch einer Veränderung ihres Lebensstils? Das Klima spielt eine wichtige Rolle, denn es ist bekannt, dass bis zum Holozän in vielen Wüsten ein kühleres und feuchteres Klima herrschte (Kapitel 2.1), wodurch in den heutigen Wüstenregionen die Weidewirtschaft möglich war. Mit der zunehmenden Erwärmung waren Weideregionen nicht mehr ganzjährig nutzbar, so dass sich vermutlich Semi-Nomaden entwickelten, die an günstigeren Standorten siedelten. Dadurch konnten sich die ersten Oasenkulturen entwickeln, wie sie beispielsweise im Osten Jordaniens bekannt sind (Gebel & Mahasneh, 2012). Diese Nomaden wanderten an Orte, an denen die Wasserversorgung durch eigens gebaute Brunnen, temporäre Seen und vermutlich auch natürliche Quellen sichergestellt war (Keilholz, 2012).

Die ersten Oasen

Eine Besiedlung des Tarim-Beckens gab es seit dem Paläolithikum (50.000 – 10.000 v. Chr.), was Schädelfragemente aus dem südlichen Teil des Beckens beweisen. Auch für das Mesolithikum (10.000 – 6.000 v. Chr.) gibt es archäologische Funde aus der Region um Kucha und Turfan, die ein Leben in der Region bestätigen (Baumer, 2002). Für die Zeit des Neolithikums (6.000 – 2.000 v. Chr.) gibt es bisher allerdings nur wenige Hinweise. C14-Datierungen von organischem Material in den Sanddünen (*yardangs*) der Kuruk-Wüste beweisen, dass das Klima bis vor ca. 4.600 Jahren deutlich kühler war und sich im Tarim-Becken vermutlich eine Steppenlandschaft befunden hat (Xia , 1985). Archäologische Funde aus dem Inneren der Taklamakan (Niya) bestätigen ebenfalls, dass das Klima zu dieser Zeit deutlich kühler und feuchter gewesen sein muss, damit ein Leben an diesem Ort überhaupt erst möglich war. Inwiefern die Bewohner des Tarim-Beckens zu dieser Zeit schon sesshaft waren und welche Fähigkeiten sie im Bereich der Landwirtschaft hatten, ist derzeit noch nicht ab-

schließend geklärt. Es kann vermutet werden, dass die Bewohner ursprünglich als Nomaden lebten und aufgrund der klimatischen Veränderungen möglicherweise zu Semi-Nomaden wurden, wodurch die Grundlage erster Siedlungen gelegt wurde. Inwiefern dieser Schritt für die Kultur ausreichte, um den Übergang ins Neolithikum zu schaffen, ist nach jetzigem Forschungsstand unklar. Möglich wäre auch, dass infolge einer Völkerwanderung der Übergang vom Mesolithikum direkt zur Bronzezeit erfolgte.

Mit dem Übergang in die Bronzezeit (2.000 – 900 v. Chr.) veränderte sich die Besiedlung des Tarim-Beckens grundlegend, weil durch zwei Einwanderungswellen andere Kulturen ins Tarim-Becken strömten. Eine erste Einwanderungswelle setzte ab 2.000 v. Chr. ein, bei der indogermanische Stämme (Afanasevo-Kultur) aus den Regionen des heutigen Kaukasus und Ostanatoliens das Altaigebirge überquerten und sich niederließen. Ab 1.800 v. Chr. spaltete sich ein Teil dieser Kultur (Gumugou-Kultur) ab und ließ sich im nördlichen Tarim-Becken nieder. Archäologische Funde wie das Gräberfeld Qäwrighul (Xiaohe) am Konque bei Lop Nur belegen die Siedlungstätigkeit. Das Volk verfügte bereits über Fähigkeiten im Bereich der Domestizierung von Weidetieren (Rinder), der Landwirtschaft (Getreideanbau), der Metallurgie und der Reitkunst. Ab 1.200 v. Chr. ist eine zweite Einwanderungswelle verzeichnet, die ihren Ursprung im Nord- und Ostiran hatte. Von dort wanderte das Volk der Saka in das südliche Tarim-Becken ein. Fundorte wie das Gräberfeld Zaghunluq am Qerqen-Fluss belegen die iranische Völkerwanderung. Ab der Zeit der zweiten Einwanderungswelle gelangten auch vereinzelt die ersten mongolischen Siedler in die Region.

Durch diese Zuwanderung wurde auch Wissen transferiert, was vermutlich die Grundlage für die ersten Oasen im Tarim-Becken war. Die Siedlungen der Bronzezeit verfügten über Landwirtschaft und Viehzucht. In der Region von Hami (nordwestlich des Lop Nur) wurden gestampfte Wände und Lehmziegelbauwerke der Oxus-Kultur gefunden, wie sie auch in landwirtschaftlichen Oasen des heutigen Afghanistan (Bactria und Margiana) verwendet wurden. Die älteste bisher bekannte Stadt ist Dschumbulak Kum (Yuansha), die an den alten Flussläufen des Niya und des Keriya liegt (Abbildung 2-2). Die auf ca. 10 ha befestigte Stadt verfügte bereits seit Mitte des 1. Jt. v. Chr. über Viehzucht und Landwirtschaft (Getreide) mit der einfachen Bewässerungstechnik (Bewässerungswälle) der Einstaubewässerung (Romgard, 2008).

Die Oasenentwicklung und die Seidenstraße

Die Blütezeit der Seidenstraße beginnt unter dem chinesischen Kaiser Wudi (141-87 v. Chr.), der sein Reich weit nach Westen öffnet und damit auch das Tarim-Becken kontrolliert (Schmidt-Glintzer, 2008). Bereits vor der Seidenstraße gab es eine Handelsroute, die auch als Jadestraße bezeichnet wird, in der die Oasen Hotan und Yarkand aufgrund der hohen Jadevorkommen eine herausragende Stellung besaßen. Bei der Seiden- bzw. Jadestraße handelte es sich nicht um eine wortwörtliche Straße, sondern vielmehr um ein Handelsnetz, das auf unterschiedlichsten Routen verlief und einzelne Städte und Oasen miteinander verband. Allein durch das Tarim-Becken führten drei unterschiedliche Routen: die südliche Route verlief über die Oasen Kashgar, Yarkand, Hotan, Miran, Dunhuang; die mittlere Route verband ebenfalls die Oase Kashgar mit Dunhuang, allerdings über die Oasen Aksu, Kucha, Korla und Loulan (Abbildung 2-4).

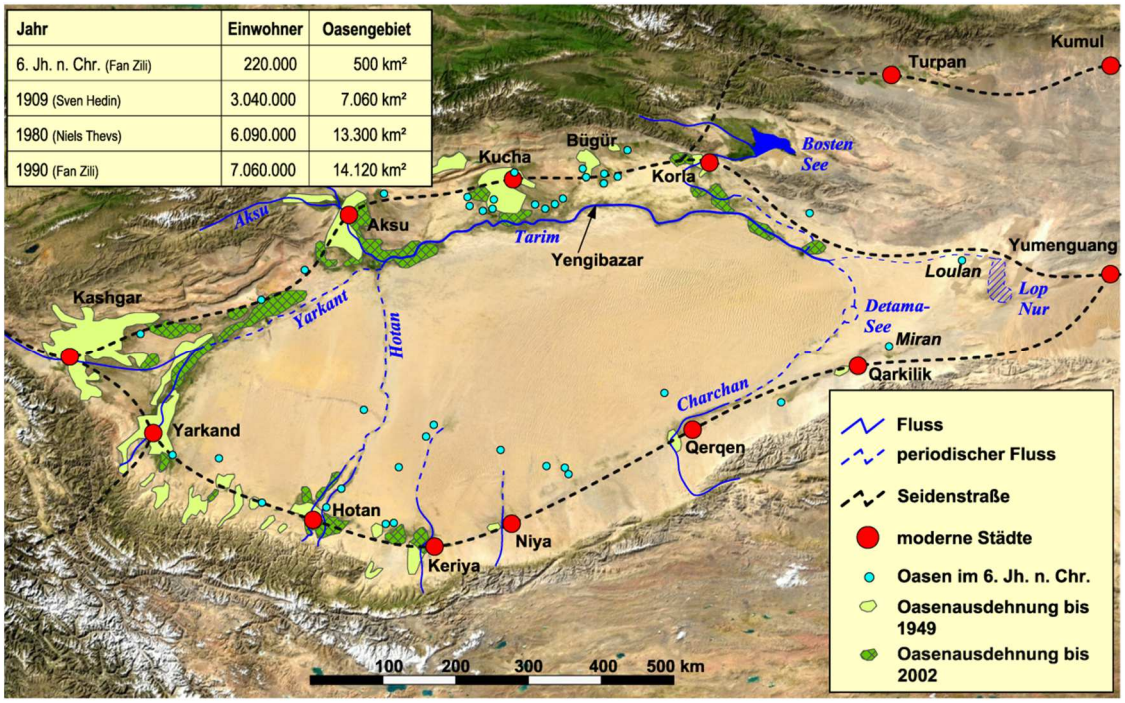


Abbildung 2-4: Das Tarim-Becken mit den unterschiedlichen Oasenausdehnungen und den Verläufen der Seidenstraße (Luftbild: NASA-MODIS)

Die mittlere Route bestand allerdings nur bis 330 n. Chr., da der Tarim in dieser Region sein Bett verlagerte und damit die Wasserversorgung der Stadt Loulan nicht mehr möglich war. Überlieferungen geben an, dass im Jahr 330 n. Chr. die Militärgarnison verlegt wurde und damit der Untergang von Loulan besiegelt war (Baumer, 2002). Als Alternativroute wurde ab dem 2. Jh. n. Chr. die nördliche Seidenstraße genutzt, die die Lop Nur-Wüste mied, denn sie verlief von Dunhuang (Anxi) über Hami und Turfan nach Korla, wo sie wieder auf die mittlere Route traf. Insgesamt gab es seit dem 2. Jh. v. Chr. 36 derzeit bekannte Oasen, in denen insgesamt 220.000 Menschen lebten und die eine gesamte Bewässerungsfläche von vermutlich maximal 500 km² aufwiesen (Zili, 2002).

Aufgrund der bedeutenden Lage der Oasen in diesem Handelssystem entwickelten sich diese weiter. Neue hydraulische Kenntnisse ermöglichten es Flussregulierungen vorzunehmen, um gezielt Wasser ab- bzw. in andere Gebiete überzuleiten. Diese Fähigkeiten sind überwiegend auf den chinesischen Einfluss zurückzuführen. Besonders der Einfluss des Militärs ermöglichte es, Bewässerungssysteme in neuen Größenordnungen zu konstruieren. Ein Beispiel ist die Stadt Jiahoe, bei der im 1. Jh. v. Chr. eine solche Flussregulierungsmaßnahme durchgeführt wurde (Bertrand, 2010). Eine andere historische Überlieferung von Li Daoyuan (Klassiker der Gewässer) aus dem 6. Jh. beschreibt, wie durch den General So Man eine 1.000 Mann starke Militärkolonie gegründet wurde, um in Loulan eine Ackerbaukolonie anzulegen. Hierbei wurde in einer dreitägigen „Schlacht“ der Kuruk-Fluss gebändigt, indem ein Querdamm für die Wasserüberleitung geschaffen wurde (Herrmann, 1931).

Ein weiteres gutes Beispiel einer antiken Oase ist Miran (heute Teil der Staatsfarm 36), die am Südrand der Taklamakan im Schwemmfächer des gleichnamigen, aus dem Kunlun Shan-Gebirge kommenden Flusses liegt (Abbildung 2-4). Dieser Zufluss wurde und wird mit Hilfe eines stark verzweigten Bewässerungsnetzes aufgeteilt. Dieses lässt sich noch heute auf Luftbildern südöstlich der heutigen Oase erkennen (Abbildung 2-5).

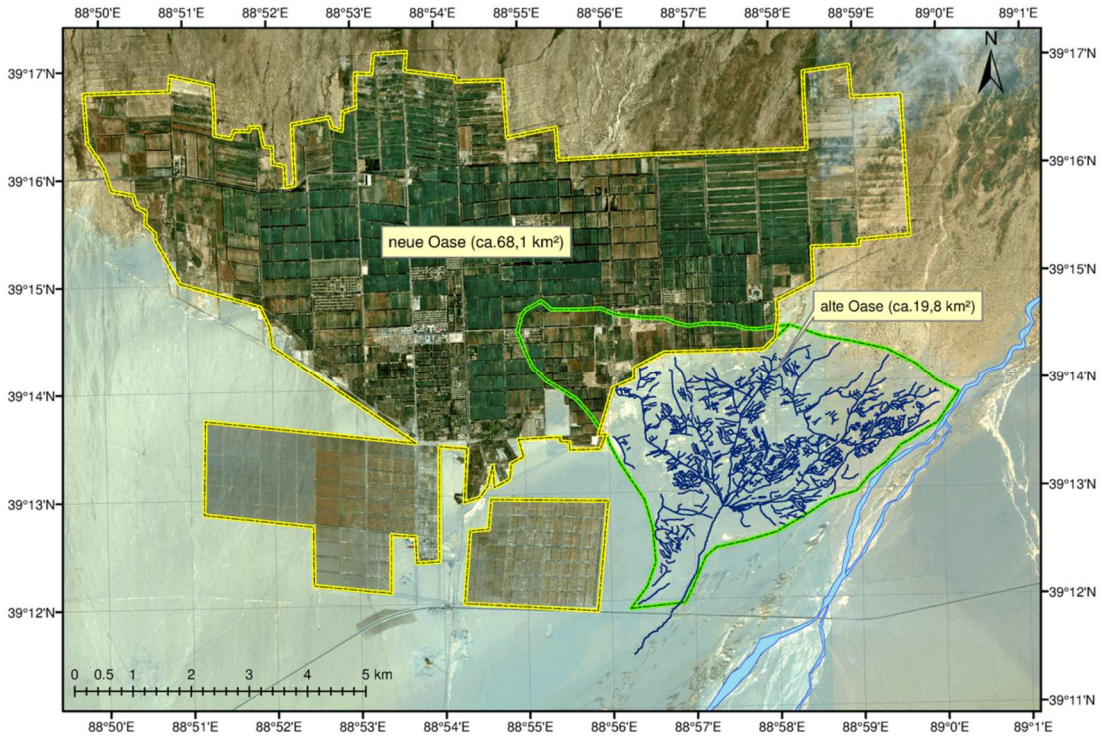


Abbildung 2-5: Bewässerungskanäle und Ausdehnung der alten Oase von Miran (grün) und der neuen Oase (gelb) (Luftbild: Google Maps)

Bemerkenswert ist, dass sich diese Oase verlagert hat und das alte Bewässerungssystem noch deutlich zu erkennen ist. Die Größe der Oase hat sich im Verhältnis zu anderen Oasen nur gering verändert, auch die Hauptflussableitung befindet sich noch an nahezu derselben Stelle. Grund für die Verlagerung der Oase war vermutlich die Bodenversalzung, wodurch die Böden der ursprünglichen Oase unbrauchbar wurden.

Oftmals wird als herausragende wasserhistorische Bewässerungsanlage das Karez-System von Turpan genannt. Bei dem insgesamt 5.000 km langen System von Tunneln handelt es sich aber nicht um eine antike Konstruktion. Obwohl die Technik im iranischen Raum bereits im 8 Jh. v Chr., im chinesischen Raum im 3 Jh. n. Chr. verwendet wurde, wurde das Bewässerungssystem von Turpan erst im 18 Jh. n Chr. gebaut (Trombert, 2008).

Ab dem 6 Jh. n. Chr. begannen die Chinesen, das Tarim-Becken, welches bis dahin von den Xianbei und Ruanruan (türkisch-mongolische Stämme) bewohnt wurde, zurückzuerobern, was ihnen letztendlich 658 n. Chr. auch gelang. Allerdings behielt China nur bis zur Mitte des 8. Jh. die Macht, denn mit dem Pamirkrieg gelang es den Türken und Arabern, die Region zurückzuerobern. Infolge dieser Wirren gelang es Tibet, die Macht über die südliche Seidenstraße zu erlangen. Ein weiteres Ereignis im Schmelztiegel der Kulturen war 873 n. Chr. die Einwanderung der Uiguren aus der Mongolei, die sich im Tarim-Becken ansiedelten und die Macht an sich nahmen, was das Ende der tibetischen Herrschaft bedeutete. Mit der Song Dynastie (960 – 1279) und dem damit verstärkten Seehandel verlor

die Seidenstraße stetig an Bedeutung, da auf dem Seeweg die Zwischenhändler entfielen und so die Waren günstiger transportiert werden konnten (Baumer, 2002).

Oasenentwicklung bis zur modernen Zeit

Bis 1949 entstand im Tarim-Becken eine Bevölkerung von insgesamt 4,3 Mio. Menschen aus den unterschiedlichsten Kulturen (6,7 % Han-Chinesen, 76 % Uiguren und 17,3 % andere). Die bewässerten Flächen betrugen zu dieser Zeit ca. 6.000 km² und konzentrierten sich besonders auf die nördlichen Oasen, die durch den Tarim ein besseres Wasserdargebot hatten als die südlichen Oasen. Bereits zu dieser Zeit kam es am Unterlauf des Tarim zu Wassermangel, was zur Folge hatte, das die Desertifikation in diesem Bereich zunahm.

Mit der Eingliederung Xinjiangs in die Volksrepublik China änderte sich die Oasenentwicklung grundlegend. Es wurde die Xinjiang Produktions- und Baueinheit gegründet, die aus Veteranen und deren Familien bestand. Ab 1958 wurden durch diese entlang des Tarim und seinen Zuflüssen neue Bewässerungsgebiete erschlossen. Die Felder wurden überwiegend in den natürlichen Auwaldgebieten angelegt, die zu diesem Zweck gerodet werden mussten. Der bis dahin traditionelle Anbau von Getreide, Obst, Zuckerrüben, Ölsaaten und Baumwolle wurde insbesondere in den Bereichen Obst und Getreide bis 1986 stark erhöht. Die Getreideproduktion wurde von 1949 an um 540% und die Obstproduktion um 400% gesteigert (Hoppe, 1992).

Nachdem in den 1980er Jahren in den traditionellen Baumwollanbaugebieten Chinas (Shadong) zunehmend ökologische und ökonomische Probleme auftraten, entschied die chinesische Zentralregierung 1988, Xinjiang zum Zentrum des Baumwollanbaus zu machen. Mit dieser Entscheidung wurden die Baumwollanbauflächen von ca. 15.000 km² (1988) auf 65.000 km² (2004) erhöht (Abbildung 2-6).

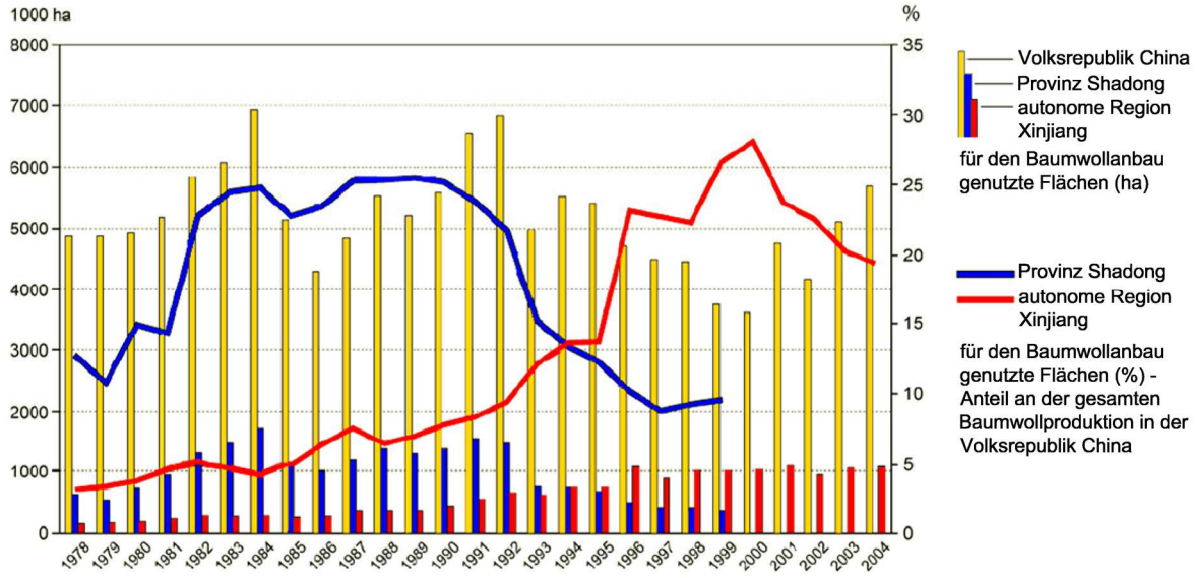


Abbildung 2-6: Entwicklung des Baumwollanbaus in Xinjiang und Shadong von 1978 bis 2004 (Statistische Jahrbücher China, autonome Region Xinjiang und Provinz Shadong, Grafik: Giese, Ernst)

Die technische Ausführung der Bewässerungskanäle und Wasserreservoirs war äußerst unwirtschaftlich. Ein Großteil der Kanäle wurde ohne Dichtung im Sand angelegt, weshalb es zu extremen Verlusten (59%) kam, die die Versalzung der Flächen beschleunigten. Zudem fehlte den Bewässerungsflä-

chen eine fachgerechte Drainierung der Böden, was zu einer weiteren Zunahme der versalzenden Flächen führte (Giese, 2005). Infolge dieser Entwicklung wurden immer neue Bewässerungsgebiete erschlossen. Um diese bis dahin unkontrollierte Landerschließung nachhaltiger, ökonomischer und ökologischer zu machen, wurden zwei Weltbankprojekte durchgeführt (Mei, et al., 2006).

Das Tarim-I-Projekt (1991 – 1997; 125 Mio. US-Dollar) hatte die Aufgabe, den Bewässerungslandbau und die Viehzucht weiter auszubauen, das Wasser- und Ressourcen-Management der Region zu verbessern, sowie die Ökosysteme im Tarim-Becken wieder herzustellen. Das Projekt führte unter anderem zur Entstehung des Tarim River Committee (TRC) und des Tarim River Management Bureau (TRMB), die heute eine Schlüsselrolle in der Region haben.

Das Folgeprojekt Tarim-II (1998-2004; 150 Mio. US-Dollar) baute auf den Erfahrungen und Fehlern des Tarim-I-Projekts auf. Der Fokus dieses Projekts lag insbesondere auf der Entwicklung von einheitlichen und nachhaltigen Managementstrategien für Boden- und Wasserressourcen im gesamten Tarim-Einzugsgebiet. Weitere Ziele des Projekts waren die Erhöhung der Einkommen der dort ansässigen Farmer sowie die Wiederherstellung und Erhaltung des „grünen Korridors“ am Unterlauf des Tarim.

Auch wenn die Weltbankprojekte durchweg erfolgreich waren, werden bei der gegenwärtigen Neuerschließung von Bewässerungsgebieten nach wie vor dieselben Fehler gemacht. Es werden illegale Bewässerungsgebiete in natürlichen Tugai-Wäldern erschlossen. Die Böden werden im Allgemeinen unzureichend drainiert und die Zuleitungssysteme haben noch immer hohe Verlustraten. Die ökologischen Folgen dieses Raubbaus sind unübersehbar: im Umland der Bewässerungsgebiete befindet sich oft eine tote Landschaft, die mit einer dicken Salzkruste überzogen ist.

Um diese Defizite aufzuarbeiten wird mit dem deutsch-chinesischen Forschungsvorhaben SuMaRiO (2011 – 2016) ein System für eine nachhaltige Oasenbewirtschaftung entwickelt, die die natürlichen Ökosysteme mit deren Dienstleistungs- und Servicefunktionen mit berücksichtigt. Das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderte Projekt (7,5 Mio. Euro) soll zudem die Entscheidungsträger der Region mit einbeziehen und das Tarim River Management Bureau weiter stärken (Disse, et al., 2011). Die im Rahmen der vorliegenden Dissertation durchgeführten Untersuchungen sind Teil dieses Projekts.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Agrarwirtschaft seit dem Bestehen der Oasen im Tarim-Becken eine große Bedeutung hat und die Versalzung der Böden seit jeher ein Problem darstellt, da die Felder bis in die Neuzeit durch Einstaubewässerung bewässert wurden. Ausgedehnte Kanalsysteme mit entsprechenden Verlusten sorgten bzw. sorgen für eine ausreichende Wasserversorgung der Bewässerungsgebiete. In den letzten Jahrzehnten haben sich die Bewässerungstechniken dahingehend verbessert, als dass die wassersparende Tröpfchenbewässerung verwendet wird. Allerdings haben sich die Agrarflächen überproportional vergrößert, wodurch die Auwälder zurückgedrängt wurden und zu viel Wasser für die Bewässerung verwendet wird. Inwieweit bereits früher Drainagen verwendet wurden, um eine Versalzung der Flächen zu verhindern, ist bisher noch nicht bekannt. Die moderne Landwirtschaft weist diesbezüglich deutliche Defizite auf. In den letzten Jahren wurden zahlreiche Bemühungen unternommen, die Gesamtsituation zu verbessern. Das grundsätzliche Problem besteht jedoch darin, dass ökonomische Interessen im direkten Konflikt zu den natürlichen Ökosystemen stehen.

2.3 Stand der Forschung

In diesem Kapitel wird der Stand der Forschung reflektiert, die im Tarim-Becken bisher erfolgt ist. Hierzu gibt es für die vorliegende Arbeit wichtige Kernfragestellungen. Zunächst soll geklärt werden, wie intensiv die natürliche Grundwasserneubildung entlang des Tarim ist. Eine weitere Frage ist, welchen Einfluss die Bewässerungsgebiete auf die Umwelt und den Grundwasserhaushalt haben. Für die spätere Berechnung von Szenarien ist es zudem wichtig, den aktuellen Forschungsstand zum Klimawandel in der Region und mögliche Landnutzungsänderungen zu diskutieren.

2.3.1 Natürliche Grundwasserneubildung durch den Tarim

Im Tarim-Becken stehen aufgrund seiner geologischen Geschichte (Kapitel 2.1) von Natur aus sehr hohe Grundwasserstände an. Die Fließrichtung ergibt sich aus dem natürlichen Gradienten, der von den Gebirgen zum Tiefpunkt im Inneren des Tarim-Beckens reicht (Abbildung 2-7).

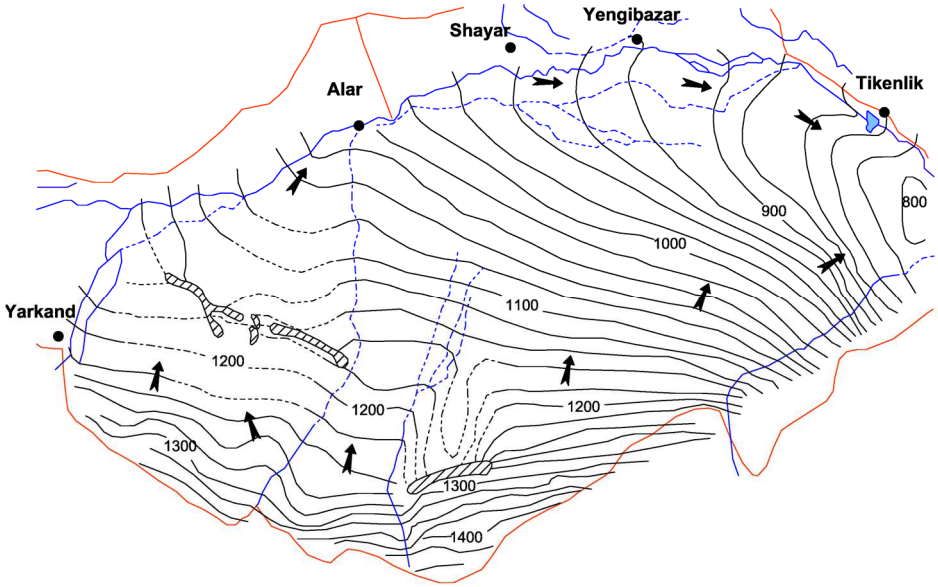


Abbildung 2-7: Grundwassergleichen nach der Taklamakan-Expedition 1983 der Chinese Academy of Science; in: (Li, et al., 2000)

Der Gradient des Grundwassers orientiert sich daher stark am Verlauf des Tarim und beträgt ca. 0,2 ‰ (Li, et al., 2000). Die Neubildung des Grundwassers im Tarim-Becken erfolgt daher zum einen durch direkte Grundwasserzuflüsse aus den umliegenden Gebirgen, zum anderen durch infiltrierendes Wasser aus den Flüssen und deren Überschwemmungsgebieten, über die das Wasser von den Gebirgen zum Endsee transportiert wird. Die wenigen Niederschläge im Inneren des Tarim-Beckens haben einen vernachlässigbar geringen Einfluss auf die Grundwasserneubildung. Die Neubildung des Grundwassers durch die Flüsse hat eine räumlich begrenzte Auswirkung auf das Grundwassersystem (ca. 1 km parallel zum Fluss). Besonders bei Hochwasser stellt sich ein hoher Gradient vom Fluss und seinen Überschwemmungsgebieten zu den umgebenden Grundwasserständen ein, so dass eine Neubildung besonders zu dieser Zeit stattfinden kann. Diesbezüglich wurden in den vergangenen Jahren besonders viele Untersuchungen am Unterlauf durchgeführt, um die Wirkung der ökologischen Flutungen zur Revitalisierung der Auwälder beurteilen zu können. Hierzu wurden am Unterlauf 9 Transekte mit insgesamt 40 Grundwassermessstellen installiert (Tao, et al., 2008; Chen, et al., 2010; Ye, et al., 2009). Neben der Grundwasserneubildung wird bei einem Hochwasser auch das Salz weiter

ins Hinterland transportiert, wodurch ein Spüleffekt entsteht, von dem die flussnahe Vegetation profitiert (Li, et al., 2010). Da der Tarim im Unterlauf nur periodisch fließt, kann es vorkommen, dass der Grundwasserstand unter die Gewässersohle absinkt. Um die Grundwasserneubildung unter diesen Randbedingungen zu beschreiben, wurde ein auf statistischen Berechnungen beruhendes dynamisches Verfahren entwickelt und für die Region von Yingsu kalibriert (Xie & Yuan, 2010). Dieser Ansatz berücksichtigt allerdings weder die Evapotranspiration noch die ungesättigte Zone. Genauere Ergebnisse liefert daher ein HydroGeoSphere-Modell für den Transekt Yiganbujima. Mit Hilfe dieses Modells konnte berechnet werden, dass eine effektive Grundwasserneubildung nicht weiter als 1000 m vom Flusslauf entfernt stattfindet (Wang, et al., 2012). Dieses Ergebnis konnte auch mit Hilfe von Grundwasser-Isotopenanalysen bestätigt werden (Huang & Pang, 2010). Am Mittellauf des Tarim wurden ebenfalls Isotopenanalysen durchgeführt. Nahezu der gesamte Flussbereich wurde im Jahr 2001 entlang der Ufer eingedeicht, um mehr Wasser in den Unterlauf zu leiten. Die Überflutungen können seitdem nur noch über Wehre, sogenannte ökologische Schleusen, in ausgewählten Bereichen erfolgen. Die Analysen ergaben, dass die Grundwasserneubildung vom Flussufer bis zu 1500 m ins Hinterland reicht (Pang, et al., 2010). Der Einfluss der Überflutungsgebiete wurde mit dem Modell MIKE SHE für die Region Yingsu untersucht (Hai-Long, et al., 2007). Das Untersuchungsgebiet hat eine Größe von 91 km² und die Grundwasserneubildung findet über das gesamte Jahr durch laterale Sickerverluste des Tarim sowie durch die Überschwemmungen während der Hochwasserzeit statt. Die Modellierung erfolgte nur für den Zeitraum vom 1. Juni bis 20. September 2002, um eine Verfälschung der Messdaten durch die ökologische Wasserüberleitung aus dem Konque-Fluss (Kapitel 2.3.4) zu umgehen. Es konnte berechnet werden, dass die Grundwasserstände infolge des Tarimhochwassers extrem schwanken können (bis zu 1,4 m). Die Überflutungsgebiete haben daher einen sehr hohen Einfluss auf die Grundwasserneubildung. Bedauerlicherweise machen die Autoren keine Angaben zu Grundwasserneubildungsraten und zur Überflutungsausdehnung, obwohl das Modell auch hierzu Daten generiert hat.

Die bisherigen Forschungen konzentrierten sich hauptsächlich auf den Unterlauf des Tarim und auf überwiegend einfache Modelle zur Grundwasserneubildung infolge der Uferinfiltration. Die Untersuchungen, die am Mittellauf durchgeführt wurden, berücksichtigen beispielsweise nicht die Regionen, in denen die Auwälder über die ökologischen Wehre geflutet werden können. Wie von Hai-Long et al. aufgezeigt, dürfen die Überflutungsgebiete bei diesen Betrachtungen nicht unberücksichtigt bleiben. Zudem gibt es bisher noch keine Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in den natürlichen Überschwemmungsgebieten am Mittellauf. Da der Tarim dort über ein natürliches Abflussverhalten (ausgeprägte Hochwasserwelle) und deutlich mehr Wasser verfügt, können entsprechend größere Überschwemmungsgebiete entstehen, die sich auf den Grundwasserhaushalt auswirken.

2.3.2 Einfluss der Bewässerungsgebiete auf das Grundwasser

Die Bewässerungsgebiete wirken in mehrerer Hinsicht auf das Grundwasser. Zum einen wird neben dem qualitativ hochwertigeren Tarim-Wasser auch Grundwasser zur Bewässerung verwendet, was ein Absinken des Grundwassers am Entnahmeort zur Folge hat. Zum anderen kann aufgrund von fehlenden Felddrainagen und undichten Zuleitungskanälen ein Sickern von Bewässerungswasser in die gesättigte Bodenzone stattfinden. Im Tailan-Einzugsgebiet, welches östlich der Oase Aksu liegt, wurden die räumlichen Beziehungen zwischen Landnutzung und Grundwasserschwankungen mit dem Modell FEFLOW untersucht. Es wurde festgestellt, dass die genannten Effekte den größten Einfluss auf den dortigen Grundwasserhaushalt haben (Sun, et al., 2011).

Für die am Oberlauf des Tarim gelegene Aksu-Oase konnte gezeigt werden, dass bis zu 90 % der Grundwasserneubildung allein durch undichte Zuleitungskanäle (70 %) und undrainierte Bewässerungsfelder (20 %) entstehen. Für die Undichtigkeit der Kanäle wurde eine Versickerung von 80 % ermittelt. Dies hat eine Veränderung der Grundwasserströmung und eine Salzverlagerung von Bewässerungs- zu Nichtbewässerungsgebieten zur Folge (Tang, et al., 2007). In den Bewässerungsgebieten wird vorrangig Baumwolle angebaut, die mit Tröpfchenbewässerung unter Folie bewässert wird. Auch wenn durch diese Technik die Bodenverdunstung reduziert wird, kommt es zu einer nicht nachhaltigen Versalzung der Böden. Dies ist besonders dann der Fall, wenn salzhaltiges Bewässerungswasser verwendet wird (Chen, et al., 2010). Besonders das oberflächennahe Grundwasser kann über hohe Salzkonzentrationen (2 – 35 g/l) verfügen, so dass durch die Verwendung dieses Wassers für die Bewässerung die Böden stark versalzen (Zhou & Li, 2013). Um die Böden auszuwaschen, werden die Felder nach der Ernte mit Wasser eingestaut, wodurch das Salz in tiefere Bodenschichten und somit ins Grundwasser transportiert wird.

Die Forschungsergebnisse zeigen, dass die Bewässerungsgebiete der Oasen einen erheblichen Einfluss auf den Grundwasserhaushalt haben. Bisher wenig behandelt ist die Frage, wie Bewässerungsgebiete und angrenzende natürliche Vegetation aufeinander reagieren. Dies ist besonders für die Klärung der Frage wichtig, inwieweit die Auwälder von angrenzenden Baumwollfeldern profitieren können.

2.3.3 Klimawandel im Tarim-Becken

Seit jeher unterlag das Tarim-Becken erheblichen Klimaschwankungen (Kapitel 2.1). Bei dem sogenannten Klimawandel handelt es sich um die globale Erwärmung, die man seit dem 20. Jahrhundert beobachtet. Bisher sind die Ursachen noch nicht endgültig geklärt, es wird aber davon ausgegangen, dass anthropogene Einflüsse maßgebliche Auswirkungen auf die Erderwärmung haben. Ein verstärkter Temperaturanstieg (durchschnittlich 0,7 °C) wurde im Tarim-Becken ab dem Jahr 1986 festgestellt. Auch der Niederschlag hat seit den 1950er Jahren um ca. 30 mm/ a zugenommen (Chen, et al., 2009).

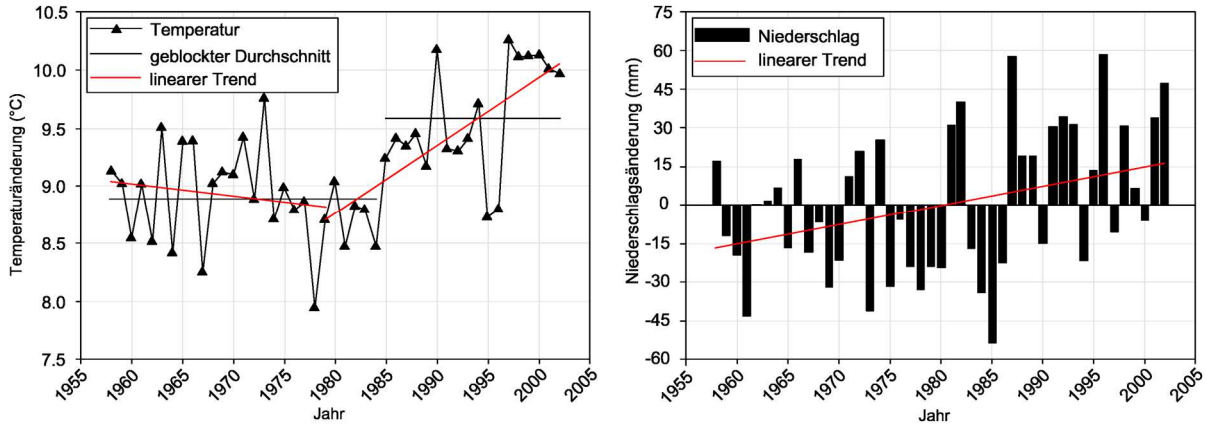


Abbildung 2-8: Temperatur- und Niederschlagsveränderungen im Tarim-Becken von 1955 bis 2005 (Chen, et al., 2009)

Die Klimaänderung wirkt sich in zweierlei Hinsicht auf die Tarimregion aus. Durch die erhöhten Temperaturen nimmt seit 1976 die Gletscherschmelze im Tian Shan-Gebirge zu (Pieczonka, et al., 2013; Sorg, et al., 2012), so dass das Schmelzwasser zusammen mit den erhöhten Niederschlägen die Abflüsse in den Tarim-Zuflüssen steigen lässt. Seit den 1990er Jahren hat sich beispielsweise der Abfluss

im Aksu um 10,9 % erhöht (Chen, et al., 2009). Für die flachen Regionen im Inneren des Tarim-Beckens wurde bisher eine Verringerung der Abflüsse aufgrund einer erhöhten Evapotranspiration festgestellt (Xu, et al., 2010). Allerdings zeigen neuere Auswertungen, dass sich seit 1985 die Evapotranspiration verringert. Dies ist auf die verringerte Globalstrahlung und eine erhöhte Windgeschwindigkeit zurückzuführen. Daraus lässt sich schließen, dass für die Veränderung der Wasserbilanz des Tarim weniger der Klimawandel, sondern vielmehr die anthropogene Nutzung des Wassers verantwortlich ist (Tao, et al., 2011).

Vor allem der Zufluss des Aksu ist stark von den Gletschern abhängig, da allein im kirgisischen Teil des Einzugsgebiets über 20 % vergletschert sind (Sorg, et al., 2012). Im Tian Shan-Gebirge liegt am Fuß des Inyltschek-Gletschers der Merzbacher-Gletschersee, der nahezu jedes Jahr ausbricht. Bisher geht man davon aus, dass es bei einem Ausbruch durch den hydrostatischen Wasserdruck des bis zu 100 m tiefen Sees zum Aufschwimmen des Gletschers kommt, wodurch die Wassermassen plötzlich ins Tal abfließen können. Die dadurch entstehende Flutwelle fließt über den Aksu dem Tarim zu. Der Ausbruch fand ursprünglich im September oder Oktober statt, doch durch die erhöhte Schmelze bricht der See jetzt bereits im Juli oder August aus (Glazirin, 2010). Dadurch hat sich das jahreszeitliche Abflussverhalten sowohl des Aksu als auch des Tarim grundsätzlich verändert.

Die Forschungsergebnisse liefern einen deutlichen Nachweis der globalen Erwärmung im Tarim-Becken. Für die Zukunft ist ein weiterer Temperaturanstieg zu erwarten. Im aktuellen Report des „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC) wird davon ausgegangen, dass bis 2100 die Temperatur um ca. 3 °C und die Niederschläge um ca. 10 % (RCP4.5) steigen werden (IPCC, 2013).

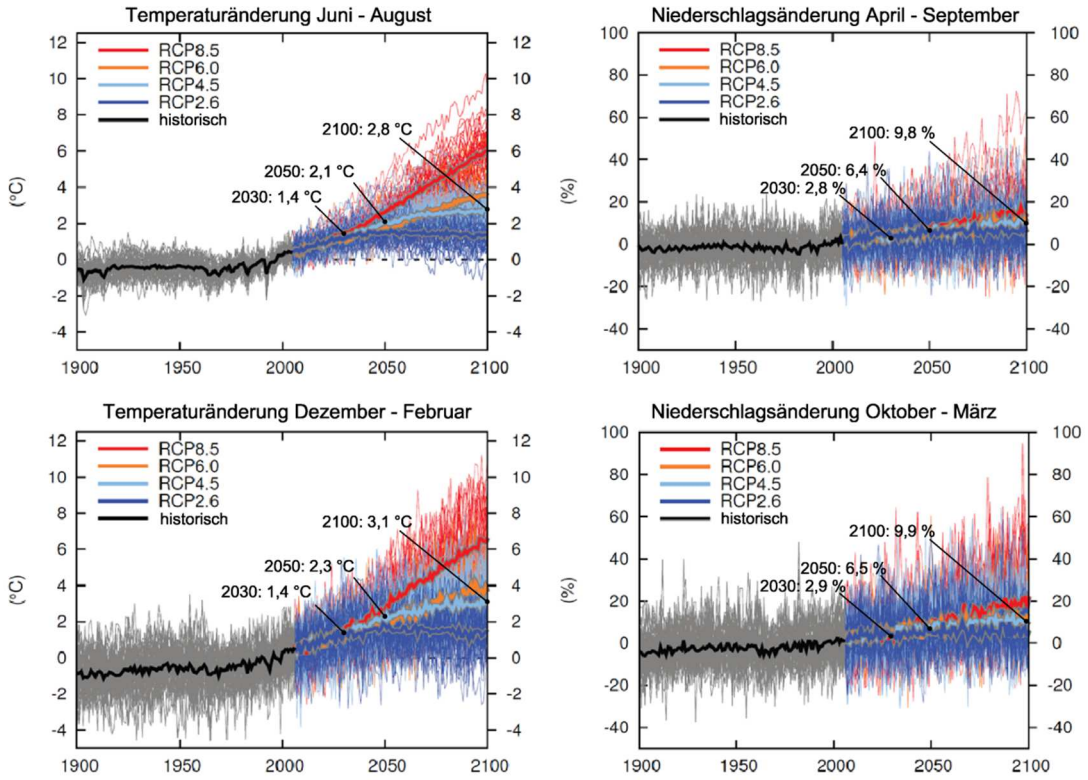


Abbildung 2-9: Temperatur- und Niederschlagsänderungen der IPCC-Szenarien für die Region vom Tibet-Plateau bis zum Balchasch-See (IPCC, 2013)

Durch die zukünftige Temperaturentwicklung wird ein weiteres Voranschreiten der Gletscherschmelze erwartet. Beispielsweise wird prognostiziert (SRES B1 und A1F1 Szenario), dass bis 2050 die Glet-

scher im kirgisischen Bereich des Tian Shan-Gebirges 52 % - 70 % ihrer Masse verloren haben werden. Bis zum Ende dieses Jahrhunderts könnte sich die Gletschermasse sogar um 70 – 86 % verringern (UNDP, 2009). Aufgrund der erhöhten Gletscherabflüsse kann davon ausgegangen werden, dass bis 2050 deutlich mehr Wasser aus dem Gebirge dem Tarim zufließt. Besonders sensibel wird die Situation jedoch dann, wenn die Gletscher soweit abgeschmolzen sind, dass sich keine ausreichenden sommerlichen Schmelzwasserabflüsse mehr entwickeln können. Es ist daher anzunehmen, dass die Abflüsse bis zum Ende des Jahrhunderts deutlich zurückgehen werden und sich das Abflussregime der Flüsse im Tian Shan-Gebirge deutlich ändern wird (Sorg, et al., 2012). Sollte auch der Inyltschek-Gletscher weiter an Masse verlieren, werden sich voraussichtlich auch die Ausbrüche des Merzbacher-Sees verringern oder sogar ausbleiben. Die Folgen für den Tarim wären ein deutlich geringeres Wasservolumen und ein verändertes Abflussverhalten.

2.3.4 Landnutzungsänderungen entlang des Tarim

„Das Land ist sandig, versalzen und es gibt wenige nutzbare Felder. […] Sie produzieren Jade und es gibt ein Überangebot von Reet, Tamarisken, Balsam-Pappeln und weißem Gras.“ (Hanshu, 2 Jh. n. Chr.) Diese Schilderung der Landschaft im Tarim-Becken stammt aus dem 2. Jh. n .Chr. und beschreibt die Situation, wie man sie bis heute in der Region vorfindet. Die große Versalzungsgefahr macht es der Landwirtschaft schwierig, nachhaltigen Feldbau zu betreiben. Dagegen hat sich die salzresistente natürliche Vegetation gut auf die Lebensbedingungen eingestellt. Es gibt daher zwei grundsätzliche Landnutzungssysteme, die in Agrarwirtschaft und Forst- und Weidewirtschaft unterschieden werden können. Forst- und Weidewirtschaft sind stark an die Vitalität der Tugai-Wälder gebunden, da das Weidevieh die bodennahe Vegetation der Wälder (Schilf, Kameldorn und junge Pappeltriebe) als Nahrung nutzt. Beispielsweise ging mit dem Bau des am Tarim-Unterlauf befindlichen Daxihaizi-Reservoires die Viehhaltung in den unterhalb liegenden Oasen zurück. Erst seitdem die Regierung im Rahmen eines groß angelegten Revitalisierungsprogramms sogenannte „ökologische Flutungen“ zu Gunsten der Tugai-Wälder im Unterlauf vornimmt, hat sich dies geändert. Durch die Überleitung von Wasser des Bosten-Sees über den Konque-Fluss in den Tarimunterlauf verbesserte sich die Vitalität des Tugai-Waldes; damit stieg auch die Zahl des Weideviehs wieder an (Hu, et al., 2008).

Die Änderungen der Landnutzung sind aber vor allem durch die Agrarwirtschaft bedingt. Die Ausdehnung bzw. Verlagerung von Bewässerungsgebieten ist ein seit dem Bestehen der Oasen zwangsläufig auftretender Prozess. Durch Versalzung von Flächen müssen alte Felder aufgegeben und neue erschlossen werden. Allerdings hat die Ausdehnung bzw. Verlagerung von Oasen im Tarim-Becken seit der Entscheidung der chinesischen Regierung von 1988 (Kapitel 2.2) stark zugenommen. Dadurch übersteigt die moderne Verlagerung landwirtschaftlicher Flächen die traditionelle Verlagerung bei Weitem. Von diesem Zeitpunkt an dehnten sich die Bewässerungsgebiete stark aus, um die Baumwollproduktion zu steigern (Abbildung 2-4). Die Entwicklung erfolgte besonders in den Regionen Aksu (Division 1) und Korla (Division 2). Die Zunahme der Bewässerungsgebiete wurde von unterschiedlichen Forschern dokumentiert. Liu et al. beispielsweise folgern, dass die Neuerschließung der Bewässerungsgebiete eng mit dem Bevölkerungszuwachs verbunden ist (Liu & Chen, 2006). Sie formulieren zudem die folgenden sechs ökologischen Probleme, die aus dieser Landnutzungsänderung entstanden sind:

- weit verbreiteter Wasserverlust und Versalzung in den Bewässerungsgebieten durch ungeeignete Bewässerungs- und Drainagetechniken
- Wasserverluste und Versandung in den Bewässerungskanälen und Reservoirs
- signifikante Verringerung der Abflüsse und Verschmutzung des Mittel- und Unterlaufs des Tarim
- Austrocknung des Tetema-Endsees und ca. 320 km des Unterlaufs
- starke Degradation der Auwald-Ökosysteme am Unterlauf und der alten Oasen
- ökologischer Verfall, wie z.B. Bodendegradation, Verwüstung, Sand- und Staubstürme

Einen Zusammenhang zwischen der Zunahme von Bewässerungsgebieten und der Abnahme der oberirdischen Wasserressourcen geben Liu et al. an (Liu, et al., 2013). Deren Ergebnisse zeigen eine deutliche Verringerung des Wasserdargebots entlang des Tarim bis zum Daxihaizi-Reservoir (Tabelle 2-1).

Tabelle 2-1: Ausdehnung der Bewässerungsgebiete und Abnahme der oberirdischen Wasserressourcen (nach Liu et al., 2013)

	1950	1972	1990	2000	2007
oberhalb von Alar					
Zunahme der Bewässerungsgebiete [km²]	240	382	423	601	613
Wasserdargebot [%]	100*	95	91	86	86
von Alar bis Xayar					
Zunahme der Bewässerungsgebiete [km²]	141	1	83	140	476
Wasserdargebot [%]	100*	109	100	87	87
von Xayar bis Korla					
Zunahme der Bewässerungsgebiete [km²]	0	0	23	30	163
Wasserdargebot [%]	100*	126	89	61	52
von Korla bis Qara					
Zunahme der Bewässerungsgebiete [km²]	188	155	203	218	194
Wasserdargebot [%]	100*	140	88	66	56
von Qara bis Daxihaizi					
Zunahme der Bewässerungsgebiete [km²]	585	293	170	124	132
Wasserdargebot [%]	100*	100	107	2245	1078
*für das Wasserdargebot wurde das Jahr 1950 als Referenz angenommen					

Die durch das Revitalisierungsprogramm vorgenommen „ökologischen Flutungen“, bewirken seit dem Jahr 2000 einen starken Anstieg der oberirdischen Wasserressourcen im Daxihaizi-Reservoir. Die Betrachtung der Gesamtsituation lässt die Forscher folgern, dass die Entwicklung nicht nachhaltig ist, da mehr Wasser für den Erhalt der Tugai-Vegetation im Unterlauf aufgewendet wird, als im Ober- und Mittelauf des Tarim für Bewässerung verwendet wird.

Aber auch die Anbaukulturen und -techniken haben sich in den vergangenen 50 Jahren verändert (Ruisen, et al., 2009). Besonders die Tröpfchenbewässerung unter Folie hat sich in den vergangenen Jahren im Bereich des Bauwollanbaus durchgesetzt. Dadurch konnte beispielsweise im Einzugsgebiet des Aksu der Wasserkonsum seit 1980 von ca. 18.000 m³/ha auf ca. 2.000 m³/ha verringert werden (Zhang, et al., 2012). Auch die Anbaukulturen haben sich in den letzten Jahren stark verändert (Abbildung 2-10). Besonders der Baumwollanbau hat seit 1990 von 5 % auf über 30 % zugenommen. Dagegen hat sich der Getreideanbau von 75 % auf 50 % verringert (China Statistical Press, 2013).

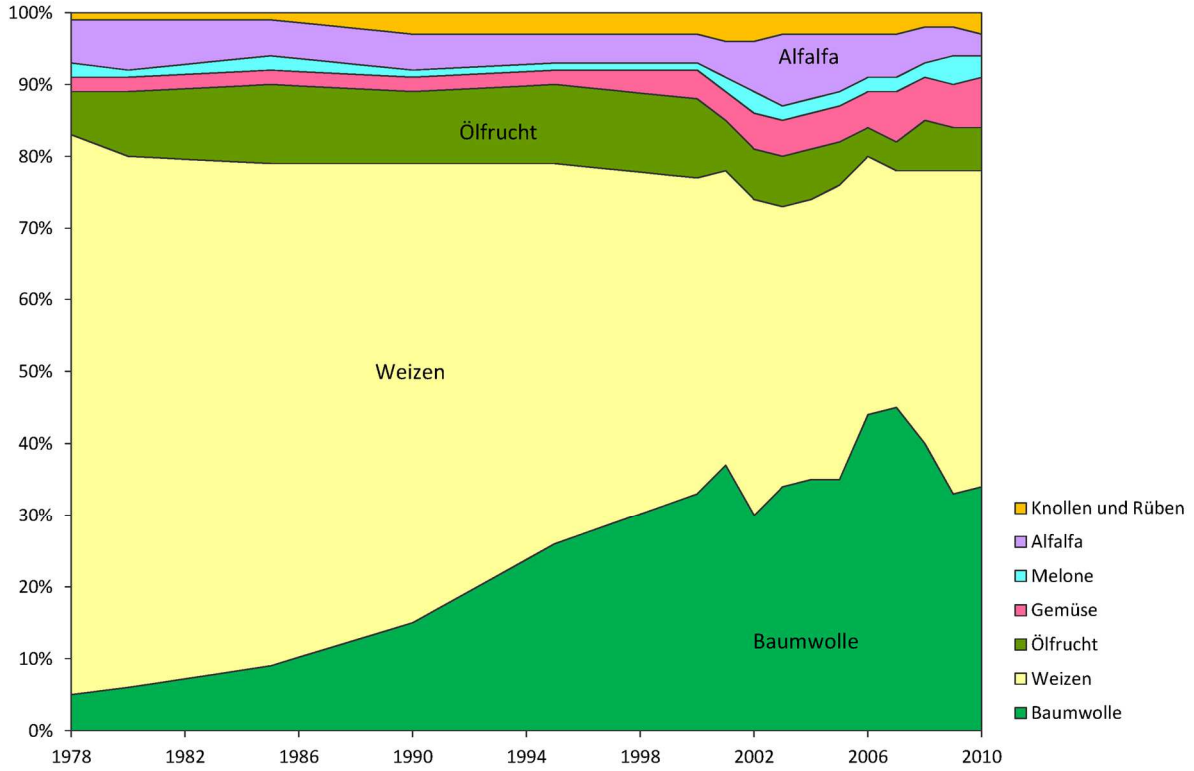


Abbildung 2-10: Veränderung der Anbaukulturen in Xinjiang (Statistisches Jahrbuch 1978 – 2010)

Die Landnutzungsänderung ist durch die bisherige Forschungstätigkeit gut dokumentiert. Grundsätzlich stieg in den letzten Jahrzehnten der ertragreiche Baumwollanbau an und verdrängte den bisherig dominanten Getreideanbau. Durch wassersparende Techniken konnte zwar der Wasserbedarf in den Bewässerungsgebieten verringert werden, das dadurch eingesparte Wasser wurde aber durch die Neuerschließung von Feldern aufgezehrt. Diese Entwicklung ist bisher und vermutlich auch in Zukunft nicht nachhaltig, da zu viel Wasser für die Baumwollindustrie verwendet wird.

2.4 Hydrologische, pedologische und hydraulische Grundlagen

Zur Klärung der Forschungsfragen ist es notwendig den Wasserhaushalt in einer typischen Region entlang des Tarim zu analysieren (Abbildung 2-11). Hierzu gibt es verschiedenste Verfahren und Berechnungsmodelle, die bereits etabliert sind. Erst durch die Kombination aller wasserhaushaltsrelevanten Prozesse können Aussagen zu den Überflutungsgebieten, der Grundwasserneubildung durch Fluss-, Auwald- und Bewässerungswasser sowie zum Wasserdargebot für die Vegetation gemacht werden. Im Folgenden werden die Verfahren beschrieben, die den derzeitigen wissenschaftlichen Standard beschreiben.

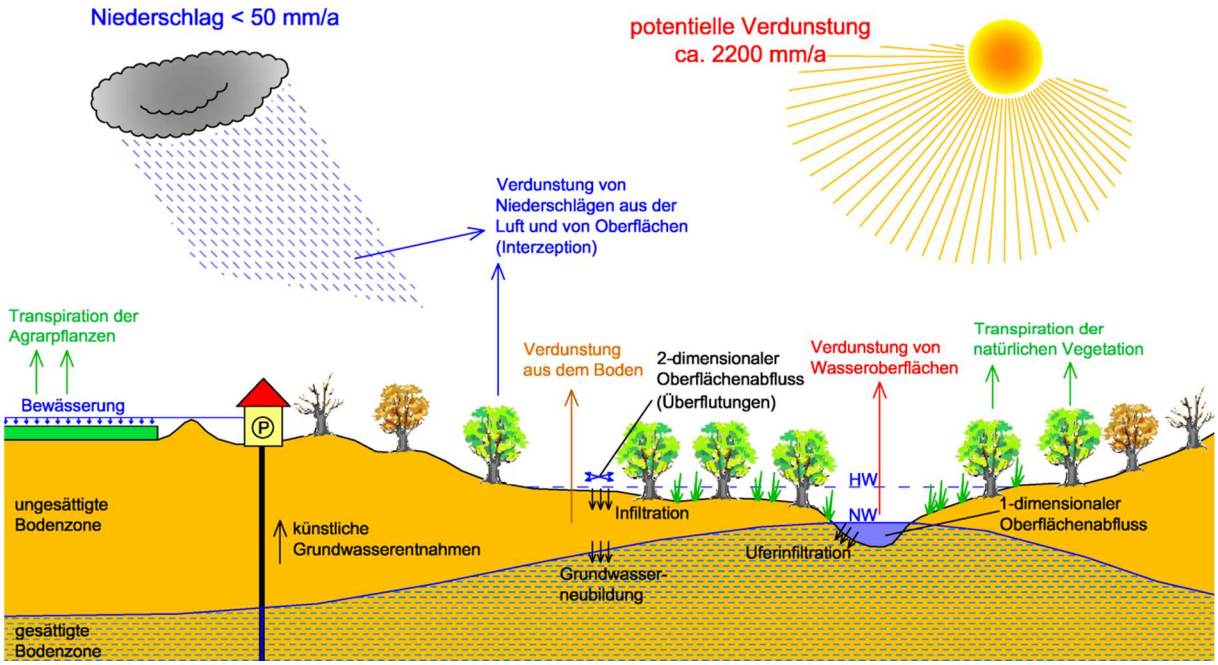


Abbildung 2-11: Wasserhaushaltsrelevante Prozesse zur Untersuchung der Grundwasserneubildung entlang des Tarim

2.4.1 Niederschlag

Die Niederschlagsmenge ist eine der wichtigsten hydrologischen Eingangsparameter. Allerdings spielen Niederschläge in der hyperariden Region des Tarim-Beckens nur eine untergeordnete Rolle. Für gewöhnlich werden Niederschläge mit punktuellen Messungen erfasst. Dies kann über Niederschlagsschreiber (Kippwaage, Pluvio etc.) oder mit Hilfe einfacher Niederschlagssammler (Hellmann) erfolgen. Die punktuellen Messungen müssen zu Gebietsniederschlägen regionalisiert werden, was durch verschiedenste Interpolationsverfahren (Thiessen-Polygone, Inverse-Distance-Weighting usw.) erfolgen kann. Eine Alternative bildet das Niederschlagsradar, mit dessen Hilfe die Reflektivität der in der Atmosphäre befindlichen Wassertropfen gemessen werden kann. Mit diesem Verfahren kann die räumliche Verteilung von Niederschlägen gemessen werden. Durch die Kombination von Bodenmessungen und Niederschlagsradar ist eine gute Aussage zur räumlichen Verteilung der Niederschlagsmengen möglich (Einfalt, et al., 2005). Die Messung mittels Niederschlagsradar erfolgt für gewöhnlich von Bodenstationen aus. In Mitteleuropa gibt es durch die Radaranlagen ein nahezu flächendeckendes Messnetz. In Regionen, in denen kein flächendeckendes Radarmessnetz vorhanden ist, kann alternativ der Radarsatellit TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) verwendet werden. Dieses weniger hoch aufgelöste Niederschlagsradar misst zwischen dem nördlichen und südlichen 50. Breitengrad 16 Mal am Tag die Niederschläge mit einer Auflösung von 0,5° (NASA, 2014).

2.4.2 Evapotranspiration

In Wüstengebieten kommt der Verdunstung eine besondere Bedeutung zu. Dies gilt vor allem dann, wenn das Klima der Region von hohen Lufttemperaturen, geringer Luftfeuchte und/oder hohen Windgeschwindigkeiten geprägt ist. Damit die Verdunstung von unterschiedlichen Erdoberflächen einheitlich beschrieben werden kann, wird in der Regel die von der FAO empfohlene potentielle Grasreferenzverdunstung (ET0) bestimmt (Allen, et al., 1998). Dieser Wert kann beispielsweise mit den landflächenabhängigen Vegetationskoeffizienten (kc) multipliziert werden. Dadurch kann die individuelle potentielle Evapotranspiration der Landflächen ermittelt werden.

Zur Bestimmung der Verdunstung stehen Messverfahren (Verdunstungswanne, Lysimeter) und empirische Berechnungsansätze zur Verfügung (Haude, 1954; Tornthwaite & Mather, 1951; Turc, 1961; Blaney & Criddle, 1962), deren Genauigkeit von den regionalen Gegebenheiten abhängt. Genauere Ergebnisse liefert das Energiebilanzverfahren nach Penman (Penman, 1956), welches später durch das Hinzufügen von aerodynamischen, atmosphärischen und Bestands-Widerständen zum Penman-Monteith-Modell erweitert wurde (Monteith, 1981). Mit diesem Ansatz kann aus den meteorologischen Messdaten Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Solarstrahlung, Lufttemperatur und Luftdruck unter Berücksichtigung der Strahlungsbilanz die potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration berechnet werden (Formel 1).

$$ET_0 = \frac{0{,}408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0{,}34 \cdot u_2)} \qquad \text{(Formel 1)}$$

Mit:
- ET_0 = potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration $[mm/d]$
- R_n = Nettostrahlung (Strahlungsbilanz) $[MJ/(m^2 \cdot d)]$
- G = Bodenwärmestrom $[MJ/(m^2 \cdot d)]$
- γ = Psychrometerkonstante $[kPa/°C]$
- Δ = Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve $[-]$
- T = Lufttemperatur $[°C]$
- $\mathrm{u_2}$ = Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe $[\mathrm{m/s}]$
- $\mathrm{e_s} - e_a$ = Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur und Dampfdruck $[\mathrm{kPa}]$

Die potentielle Evapotranspiration ist ein Summenparameter, der sich aus der Pflanzentranspiration und der Evaporation aus dem Bodenkörper zusammensetzt. Die potentielle Evapotranspiration ist daher ein Maximalwert, der bei einem ausreichend mit Wasser gesättigten Boden entstehen kann. Besonders in semiariden und ariden Gebieten kommt es zu Defiziten im Bodenwasserhaushalt, weswegen die tatsächliche Evapotranspiration deutlich geringer ausfallen kann. Aktuelle Grundwasserstände sowie Boden- und Pflanzeneigenschaften werden für die Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration benötigt.

Die tatsächliche oder auch aktuelle Evapotranspiration kann über verschiedene Ansätze beschrieben werden (Allen, et al., 1998; Renger & Wessolek, 1990; Disse, 1995). Ein in hydrologischen Modellen (MIKE SHE) verwendeter Ansatz ist das Kirstensen & Jensen-Modell, das als Eingangsdaten die Bodenart, den Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index) und die Wurzeltiefe benötigt (Kirstensen & Jensen, 1975). Die aktuelle Pflanzentranspiration wird im durchwurzelten Bodenkörper in Abhängigkeit zur nutzbaren Feldkapazität und dem Blattflächenindex berechnet (Formel 2):

$$ET_{aT} = f_1(LAI) \cdot f_2(\theta) \cdot RDF \cdot ET_0 \qquad \text{(Formel 2)}$$

Mit: ET_{aT} = aktuelle Pflanzentranspiration $[mm/d]$
$f_1(LAI)$ = Funktion des Blattflächenindex $[m^2/m^2]$

$$f_1(LAI) = C_1 + C_2 \cdot LAI$$

Mit: C_1 = pflanzenabhängiger Evapotranspirationskoeffizient $[-]$
C_2 = pflanzen- und bodenabhängiger Evapotranspirationskoeffizient $[-]$

$f_2(\theta)$ = Funktion der Bodenfeuchte (θ) in Abhängigkeit der Feldkapazität (θ_{FK}) und des Welkepunkts (θ_{PWP}) $[-]$

$$f_2(\theta) = 1 - \left(\frac{\theta_{FK} - \theta}{\theta_{FK} - \theta_{PWP}}\right)^{\frac{C_3}{ET_0}}$$

Mit: C_3 = wurzel- und bodenabhängiger Evapotranspirationskoeffizient $[-]$

RDF = Wurzelfunktion $[-]$

$$RDF = \frac{\int_{z_i}^{z_{i+1}} e^{(lnR_0 - AROOT \cdot z)} dz}{\int_0^{LR} e^{(lnR_0 - AROOT \cdot z)} dz}$$

Mit: R_0 = Wurzelverteilung an der Oberflächen $[-]$
z = Tiefe $[m]$
LR = maximale Wurzeltiefe $[m]$
$AROOT$ = Formfaktor der tiefenabhängigen Wurzelverteilung $[-]$

In diesem Berechnungsansatz werden die empirischen Evaporationskoeffizienten C_1, C_2, C_3 und AROOT verwendet, mit denen der vegetationsspezifische Blattflächenindex (C_1, C_2) und die Wasseraufnahme über die Wurzeln (C_3, AROOT) angepasst werden kann. C_1 ist ein pflanzenabhängiger Wert, der für Gras und Feldfrüchte ca. 0,3 beträgt. In den C_2-Wert fließen die Bodeneigenschaften mit ein. Für Gras und Feldfrüchte, die auf tonigen oder lehmigen Böden wachsen beträgt dieser Wert ca. 0,2. Mit dem Koeffizienten C_3 (10 – 20 mm/d) kann die Dichtheit und die tiefenabhängige Verteilung des Wurzelgeflechts angepasst werden, welche auf die Bodenfeuchte wirkt. Durch die Wahl eines AROOT-Werts größer 1 können oberflächennahe Wurzeln beschrieben werden, wohingegen ein kleiner AROOT-Wert eine über die gesamte Wurzeltiefe gleichbleibende Verteilung beschreibt.

Der Anteil des Wassers, der durch Verdunstung aus dem Bodenkörper entweicht, wird als Bodenevaporation bezeichnet. Für die Berechnung der aktuellen Bodenevaporation sind vor allem der Bodenfeuchtegehalt und die nutzbare Feldkapazität wichtig, die sich in der oberen Bodenschicht befinden.

$$ET_S = ET_0 \cdot f_3(\theta) + \Big(ET_0 - ET_{aT} - \big(ET_0 \cdot f_3(\theta)\big)\Big) \cdot f_4(\theta) \cdot \big(1 - f_1(LAI)\big) \qquad \text{(Formel 3)}$$

Mit: ET_S = aktuelle Bodenevaporation $[mm/d]$

$f_3(\theta)$ = Funktion der Bodenfeuchte (θ) $[-]$

$$f_3(\theta) = \begin{cases} C_2 & wenn: \theta \geq \theta_{PWP} \\ C_2 \cdot \dfrac{\theta}{\theta_{PWP}} & wenn: \theta_{res} \leq \theta \leq \theta_{PWP} \\ 0 & wenn: \theta \leq \theta_{res} \end{cases}$$

$f_4(\theta)$ = Funktion der Bodenfeuchte (θ) $[-]$

$$f_4(\theta) = \begin{cases} \dfrac{\theta - \frac{\theta_{PWP} + \theta_{FK}}{2}}{\theta_{FK} - \frac{\theta_{PWP} + \theta_{FK}}{2}} & wenn: \theta \geq \dfrac{\theta_{PWP} + \theta_{FK}}{2} \\ 0 & wenn: \theta < \dfrac{\theta_{PWP} + \theta_{FK}}{2} \end{cases}$$

Die zwei Funktionen der Bodenfeuchte haben in dem Gleichungssystem die Aufgabe, die Intensität der Bodenverdunstung in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte zu ermitteln. Dieser Effekt kann dann abgebildet werden, wenn keine Vegetation vorhanden ist. Dadurch wird die Funktion 1 und die Pflanzentranspiration 0, so dass das Verhältnis von Bodenevaporation zur potentiellen Evapotranspiration mit der vereinfachten Formel abgebildet werden kann (Abbildung 2-12).

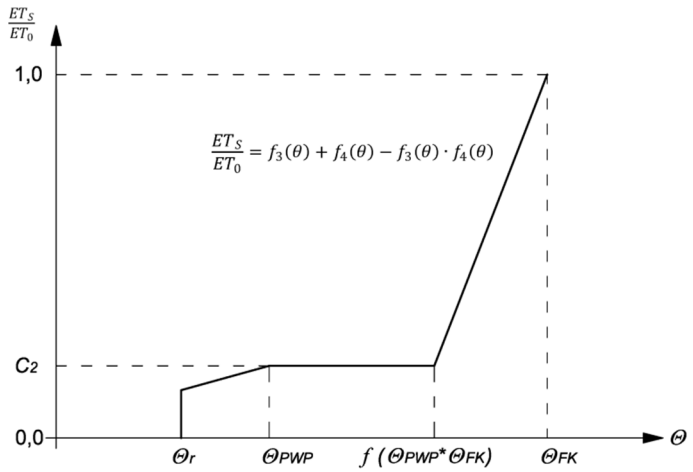


Abbildung 2-12: Verhältnis der Bodenverdunstung zur potentiellen Evapotranspiration einer vegetationsfreien Fläche als Funktion der Bodenfeuchte (Kirstensen & Jensen, 1975)

2.4.3 Ungesättigte Zone

Die Berechnung der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone ist kompliziert, da sich die Prozesse zwischen den drei Elementen Boden, Wasser und Luft abspielen. Die Berechnung des Bodenwasserhaushalts kann mit der Richards-Gleichung erfolgen (Richards, 1931). Die partielle Differentialgleichung kann den physikalischen Durchströmungsprozess eines Fluids durch einen porösen Körper abbilden (Formel 4).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \qquad \text{(Formel 4)}$$

Mit: $\partial\theta/\partial t$ = zeitliche Änderung des Wassergehalts $[-]$
$K(\theta)$ = hydraulische Leitfähigkeit, abhängig vom Wassergehalt $[-]$
$\partial\psi/\partial z$ = Änderung der Bodenwasserspannung in Fließrichtung $[-]$
$S(z)$ = Senken zur Beschreibung der Wurzelwasseraufnahme $[-]$

Weil sich die hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt verändert, muss diese Funktion für den betrachteten Boden bekannt sein. Hierzu ist die Form der Wasserspannungskurve (pf-Kurve) entscheidend. Diese kann entweder durch Labormessungen oder mit Hilfe der Beziehung nach van Genuchten (Formel 5) ermittelt werden (van Genuchten, 1980).

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \cdot |\psi|)^n]^{1-1/n}} \qquad \text{(Formel 5)}$$

Mit: $\theta(\psi)$ = Wassergehalt, abhängig von der Bodenwasserspannung $[-]$
θ_r = residualer Wassergehalt $[-]$
θ_s = gesättigter Wassergehalt $[-]$
α, n = van Genuchten Formparameter

Die Kombination der van Genuchten-Gleichung mit dem Mualem-Modell (Formel 6) ermöglicht es, die hydraulische Leitfähigkeit bei einer beliebigen Sättigung zu ermitteln (Mualem, 1976).

$$K(\psi) = K_s \cdot \theta_e \left[1 - \left(1 - \theta_e^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2 \qquad \text{(Formel 6)}$$

Mit: $K(\psi)$ = hydraulische Leitfähigkeit, abhängig von der Bodenwasserspannung $[-]$
θ_e = effektiver Wassergehalt $\theta_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$
m = van Genuchten-Formparameter $m = 1 - 1/n$

Eingangsparameter für Berechnungen in der ungesättigten Zone sind die van Genuchten-Parameter, die sich aus der Saugspannungskurve des Bodens ergeben. Weil diese Werte nur durch aufwendige Labor- bzw. Feldversuche ermittelt werden können, werden oft Pedotransferfunktionen verwendet. Bei diesen handelt es sich um standardisierte van Genuchten-Parameter, die meist in Abhängigkeit von der Bodenart ermittelt wurden. Beispiele hierfür wären die Pedotransferfunktionen nach Carsel & Parrish (Carsel & Parrish, 1988) oder die ROSETTA-Datenbank (Schapp, et al., 2001).

2.4.4 Gesättigte Zone

In der ungesättigten Zone sind für gewöhnlich nur die 1-dimensionalen vertikalen Fließprozesse von Bedeutung. Dagegen müssen in der gesättigten Bodenzone oftmals die 2-dimensionalen horizontalen bzw. 3-dimensionalen räumlichen Fließprozesse mit betrachtet werden. Denn durch unterschiedliche Grundwasserstände kann es zu einem hydraulischen Gradienten kommen, wodurch ein horizontaler

Fließprozess entsteht. Beschrieben wird dieser physikalische Zusammenhang mit Hilfe des Gesetzes von Darcy (Formel 7).

$$v = -k_f \frac{dh}{dx} \qquad \text{(Formel 7)}$$

Mit: v = Fließgeschwindigkeit $[m/s]$
k_f = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, $[m/s]$
dh = Piezometerhöhendifferenz $[m]$
dx = Piezometerhöhenabstand $[m]$

Weil die Grundwasserströmungen in dem hier vorliegenden Fall auch räumlich betrachtet werden sollen, muss die Darcy-Gleichung im 3-dimensionalen Raum gelöst werden, weshalb sie um die x-, y- und z-Achsen erweitert wird (Formel 8).

$$S\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right) \qquad \text{(Formel 8)}$$

Mit: S = Speicheränderung $[m/s]$
K_{ii}, = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in Achsrichtung i, $[m/s]$

Durch den Wasserzu- bzw. -abstrom aus dem definierten homogenen Bodenkörper kann die Speicheränderung und damit der Grundwasserstand während eines Zeitintervalls ermittelt werden. Damit auch komplexere inhomogene Bodenkörper berechnet werden können, ist es notwendig, den Bodenkörper in kleinere Bodenkörper zu zerlegen, die annähernd homogen sind. Mit Hilfe der finiten-Differenzenmethode können für diese Vielzahl von homogenen Bodenkörpern, unter Berücksichtigung des Erhaltungsgesetzes, die Grundwasserveränderungen räumlich bestimmt werden, indem die Änderungen für jedes Berechnungselement bestimmt werden (Abbildung 2-13).

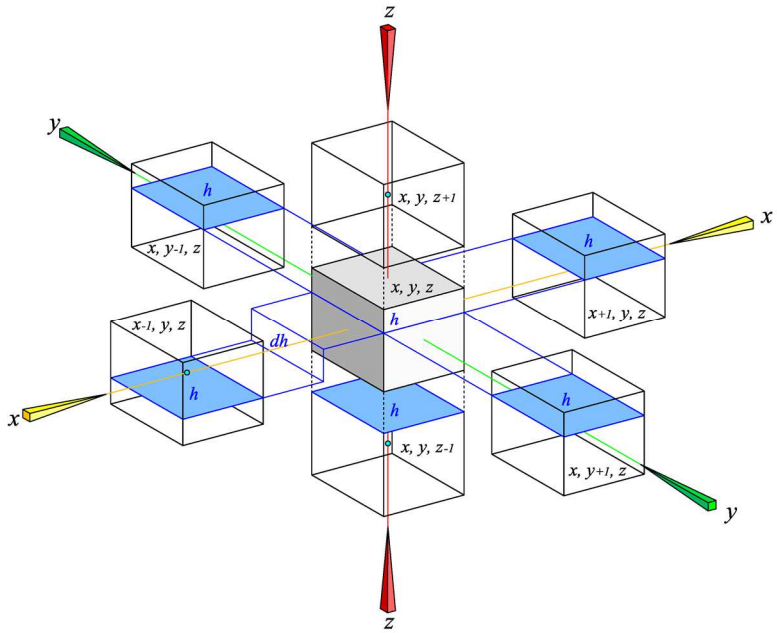


Abbildung 2-13: Zellen der finiten-Differenzenmethode im 3-dimensionalen Raum , mit Grundwasserstandänderung in negativer x-Richtung

Die Lösung dieser Vielzahl von Differentialgleichungen ist praktisch nur noch mittels EDV möglich. Damit das Gleichungssystem gelöst werden kann, ist eine Anfangsbedingung notwendig, die in Form der initialen Grundwasserstände bekannt sein muss. Damit die Bilanzbedingung erhalten bleibt, müssen an den Rändern des betrachteten Bodenkörpers entsprechende Randbedingungen angesetzt werden.

2.4.5 Oberflächenabflüsse

Bezüglich der Oberflächenabflüsse muss grundsätzlich unterschieden werden, ob das Wasser 1-dimensional, 2-dimensional oder 3-dimensional fließt. Unter einer 1-dimensionalen Strömung versteht man eine Fließbewegung, die maßgeblich nur in eine Richtung stattfindet. Dies kann zum Beispiel ein Fluss sein, in dessen Gewässerquerschnitt das Wasser in Richtung des Längsgefälles fließt. Beim 2-dimensionalen Abfluss kommt es zu einer flächigen Bewegung von Wasser, wie es beispielsweise bei der Wasserausbreitung in Überflutungsgebieten der Fall sein kann. 3-dimensionale Strömungen betrachten die Wasserbewegung im Raum. Für die hier geführten Untersuchungen werden 1-dimensionale Strömungen für Fließgewässer und 2-dimensionale Strömungen für Überflutungsgebiete benötigt.

Der Abfluss lässt sich mit Hilfe der Kontinuitätsbedingung ermitteln: diese besagt, dass der Durchfluss das Produkt aus der mittleren Fließgeschwindigkeit und dem durchflossenen Gewässerquerschnitt ist. Für gewöhnlich kann der Gewässerquerschnitt als konstant betrachtet werden und die Ermittlung der mittleren Fließgeschwindigkeit kann nach der empirischen Gleichung von Manning-Gaukler-Strickler (Formel 9) oder Darcy-Weißbach erfolgen.

$$Q = A \cdot k_{st} \cdot r_{hy}^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{I} \qquad \text{(Formel 9)}$$

Mit: Q = Durchfluss $[m^3/s]$
A = durchflossener Gewässerquerschnitt $[m^2]$
k_{st} = Strickler-Beiwert $\left[m^{1/3}/s\right]$
r_{hy} = hydraulischer Radius $[m]$
I = Fließgefälle $[-]$

Mit diesem Ansatz können 1-dimensionale Wellenabläufe berechnet werden. Müssen bei der Berechnung Rückstau- und Beschleunigungseffekte oder Wellendämpfungen mit berücksichtigt werden, ist dieser Ansatz nicht ausreichend, da er den Impulserhaltungssatz nicht berücksichtigt. Die komplexeren 1-dimensionalen Saint-Venant-Gleichungen können dagegen alle Einflüsse mit berücksichtigen, weil sich dieses Gleichungssystem aus dem Massenerhaltungssatz (Formel 10) und dem Impulserhaltungssatz (Formel 11) herleitet.

Massenerhaltung: $$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial A}{\partial t}=q$$ (Formel 10)

Impulserhaltung: $$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\cdot\left(\frac{Q^2}{A}\right)+A\cdot g\cdot\frac{\partial h}{\partial x}=A\cdot g\cdot(I_0-I_E)$$ (Formel 11)

Mit:
- Q = Durchfluss $[m^3/s]$
- A = durchflossener Gewässerquerschnitt $[m^2]$
- t = Zeiteinheit $[s]$
- x = Weglänge $[m]$
- h = Wasserstand $[m]$
- g = Erdbeschleunigung $[m/s^2]$
- I_0 = Sohlgefälle $[-]$
- I_E = Energiegefälle $[-]$

Damit dieses Gleichungssystem gelöst werden kann, werden Randbedingungen bzw. Anfangsbedingungen benötigt, die beispielsweise durch einen Wasserstand am Modellrand erzeugt werden können.

Die Berechnung von flächigen 2-dimensionalen Strömungen erfolgt für gewöhnlich zellenbasiert. Mit der finiten-Differenzenmethode werden viereckige Rasterzellen erzeugt, für die die Fließvektoren bestimmt werden. Grundlage der Berechnung ist die Saint-Venant-Gleichung, die um eine Dimension erweitert wird (Formel 12) & (Formel 13).

Massenerhaltung: $$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(u\cdot h)+\frac{\partial}{\partial y}(v\cdot h)=i$$ (Formel 12)

$$S_{fx}=S_{0x}-\frac{\partial h}{\partial x}-\frac{u}{g}\cdot\frac{\partial u}{\partial x}-\frac{1}{g}\cdot\frac{\partial u}{\partial t}-\frac{q\cdot u}{g\cdot h}$$

Impulserhaltung: (Formel 13)

$$S_{fy}=S_{0y}-\frac{\partial h}{\partial y}-\frac{v}{g}\cdot\frac{\partial v}{\partial y}-\frac{1}{g}\cdot\frac{\partial v}{\partial t}-\frac{q\cdot v}{g\cdot h}$$

Mit:
- S_{fx}, S_{fy} = Reibungsgefälle in x- und y-Richtung
- S_{0x}, S_{0y} = Sohlgefälle in x- und y-Richtung
- x, y = Weglänge in x- und y-Richtung
- u, v = Fließgeschwindigkeit in x- und y-Richtung

Die volldynamische 2-dimensionale Flachwassergleichung ist wegen des komplexen Gleichungssystems nur schwierig zu lösen. Aus diesem Grund werden oftmals die Terme der lokalen und konvektiven Beschleunigung vernachlässigt. Dadurch ergibt sich die 2-dimensionale Bewegungsgleichung der Diffusionswelle, die mit der Manning-Strickler-Gleichung kombiniert werden kann, um die Oberflächenrauhigkeit zu berücksichtigen.

$$S_{fx} = -\frac{\partial}{\partial x} \cdot \left(z_g + h\right) = -\frac{\partial z}{\partial x} \quad \text{mit:} \quad S_{fx} = \frac{u^2}{k_{st,x}^2 \cdot h^{4/3}}$$

Impulserhaltung: (Formel 14)

$$S_{fy} = -\frac{\partial}{\partial y} \cdot \left(z_g + h\right) = -\frac{\partial z}{\partial y} \quad \text{mit:} \quad S_{fy} = \frac{v^2}{k_{st,y}^2 \cdot h^{4/3}}$$

Mit: S_{fx}, S_{fy} = Geländehöhe $[-]$
z = absolute Wasserstandhöhe$[-]$ $z = z_g + h$

Nach Umstellen der Gleichung kann die Durchfluss-Beziehung in Bezug auf die Längeneinheit der betrachteten Zellgröße hergestellt werden.

$$q_x = u \cdot h = k_{st,x} \cdot \left(-\frac{\partial z}{\partial y}\right)^{1/2} \cdot h^{5/3}$$

(Formel 15)

$$q_y = v \cdot h = k_{st,y} \cdot \left(-\frac{\partial z}{\partial y}\right)^{1/2} \cdot h^{5/3}$$

Mit: q_x, q_y = Durchfluss in x- und y-Richtung bezogen auf die Zellgröße $[m^2/s]$

3 Methodisches Vorgehen

3.1 Gebietswahl

Die Fragestellung macht es erforderlich, ein Untersuchungsgebiet zu wählen, mit dessen Hilfe durch messtechnische Untersuchungen und geeignete Berechnungsverfahren die Arbeitshypothesen überprüft werden können. Hierzu muss das Untersuchungsgebiet über die folgenden Eigenschaften verfügen:

- direkte Anbindung an den Tarim
- natürliche Überflutungsgebiete, die regelmäßig überschwemmt werden
- vereinzelte Agrarwirtschaft
- natürliche Tugai-Wälder in unterschiedlichen Vitalitätszuständen

Das Untersuchungsgebiet muss zudem in einer Region liegen, in der sich ausländische Besucher aufhalten dürfen. Der Kreis Weili/ Yuli beispielsweise ist wegen der militärischen Testgebiete für Ausländer gesperrt, so dass Untersuchungen in dieser Region nicht möglich sind. Dadurch können nahezu keine Arbeiten am Mittellauf des Tarim erfolgen. Der Unterlauf des Tarim ist wegen der geringen agrarwirtschaftlichen Nutzung und der nicht natürlichen Tarimabflüsse (Wasserüberleitung für ökologische Überflutungen) zur Durchführung der erforderlichen Untersuchungen ungeeignet. Am Beginn des Tarimoberlaufs liegt die Oase Aksu/ Alar, in der es nahezu keine natürliche Tugai-Vegetation gibt. Ein sinnvoller Standort für das Untersuchungsgebiet muss aus den genannten Gründen zwischen dem Bereich östlich von Alar (Oberlauf) und Yengibazar (Mittellauf) gesucht werden (Abbildung 3-1).

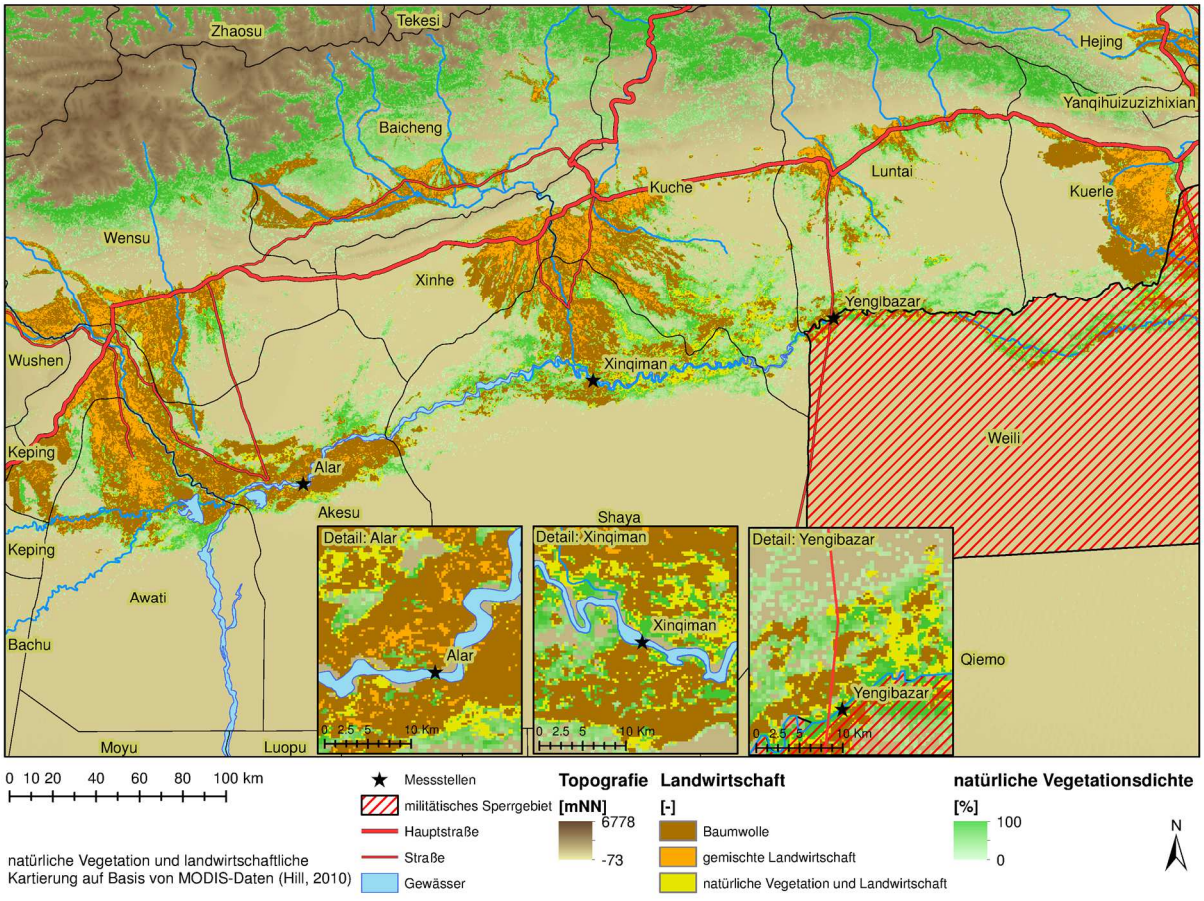


Abbildung 3-1: Landnutzung und natürliche Vegetation am Ober- und Mittellauf des Tarim

Weitere Voraussetzungen für die Wahl des Untersuchungsgebiets sind eine leichte Erreichbarkeit und ein Messpegel am Tarim, da die Durchflüsse und Wasserstände grundlegend für die Untersuchung sind. In dieser Region gibt es die Messpegel Xinqiman und Yengibazar, so dass die Untersuchung in diesem Bereich erfolgen sollte. Obwohl in Xinqiman natürliche Vegetation in Kombination mit Agrarwirtschaft direkt am Tarim existiert, ist Yengibazar deutlich besser für die Untersuchungen geeignet. Ein Grund hierfür ist, dass in Xinqiman nur noch die flussnahen Überflutungsräume vorhanden sind, da die Bewässerungsgebiete eingedeicht wurden, um sie vor dem Hochwasser zu schützen. In Yengibazar existiert dagegen noch kein durchgehendes Deichsystem, so dass es zu weiträumigen Überschwemmungen kommen kann. Die natürliche Vegetation ist dominant und es gibt nur vereinzelte Baumwollfelder. Zudem geht die Tugai-Vegetation bereits nach wenigen Kilometern in die vegetationsfreie Wüste über. Dadurch kann der Grundwassergradient vom Tarim zur Wüste gut abgebildet werden. Da südlich des Tarim der Sperrbezirk Weili beginnt, kann die Untersuchung nur am Nordufer stattfinden. Die Erreichbarkeit ist durch die längste Wüstenstraße der Welt (Staatsstraße 165) gewährleistet, die direkt durch das Dorf Yengibazar führt. Östlich der Staatsstraße beginnt das Tarim-Huyanglin-Naturreservat, ein Nationalpark, in dem die natürliche Tugai-Vegetation erhalten werden soll (Abbildung 3-2).

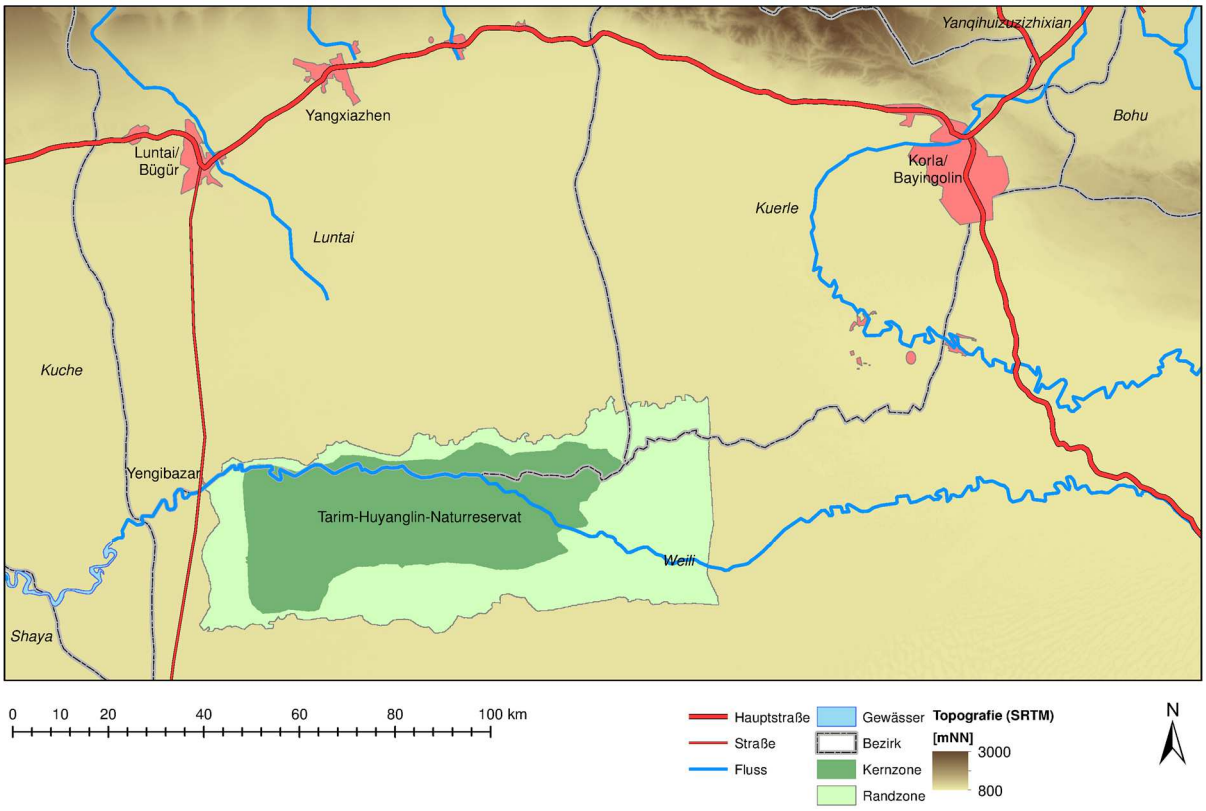


Abbildung 3-2: Lage des Tarim-Huyanglin-Naturreservats mit der äußeren und inneren Schutzzone

Die offizielle Zufahrt zum Nationalpark führt von der Staatstraße 165 über eine ca. 22 km lange Straße in den Park (Abbildung 3-3). Diese endet an einem Bahnhof, von wo aus ein Touristenzug Besucher in die nordwestliche Randzone des Nationalparks bringt. Die Zufahrt ist auch über die alte Freizeitanlage Iminqak möglich, die an einem Altarm des Tarim liegt und ebenfalls an die Eisenbahnlinie angebunden ist. Da dieser Bereich des Parks am besten erschlossen ist und es hier zudem vereinzelte Farmen gibt, in denen Baumwolle angebaut wird, wurde dieses Gebiet für die Untersuchung ausgewählt.

Die Abgrenzung des Untersuchungsgebiets ist allgemein schwierig, da ein Gebiet am Tarim kein natürliches Einzugsgebiet darstellt, das durch eine oberirdische bzw. unterirdische Wasserscheide begrenzt ist. Aus diesem Grund sollte die Abgrenzung so gewählt sein, dass der Gebietsrand gut durch Randbedingungen abgebildet werden kann. Gewässerläufe sind dafür gut geeignet, da der Wasserstand in diesen als Randbedingung verwendet werden kann, solange sie Wasser führen. Zudem sind diese gut sichtbar und erleichtern die Abgrenzung vor Ort und in den Karten. Die südliche Begrenzung ist durch das derzeitige Flussbett des Tarim gegeben (Abbildung 3-3). Nördlich des Tarim verläuft der Chayan, ein periodischer Flusslauf, der die Tugai-Vegetation von der Wüstenvegetation abgrenzt. Dieser wird als nördliche Randbedingung gewählt. Der Chayan und der Tarim sind durch einen großen Kanal verbunden, über den nach Bedarf Wasser übergleitet werden kann. Dieser dient als westliche Begrenzung des Untersuchungsgebiets. Als östliche Abgrenzung kann teilweise der Chayan verwendet werden, der aber auf Höhe des Bahnhofs nach Osten abknickt. Vom Bahnhof in Richtung Tarim wird das Gebiet in Nord-Süd-Richtung geschlossen. Das gesamte Untersuchungsgebiet besitzt eine Fläche von 85 km² und beinhaltet Baumwollfelder, Altarme des Tarim bzw. Chayan, die regelmäßig überflutet werden, eine direkte Anbindung an das Tarimflussbett und Tugai-Vegetation, die über eine gute, mittlere oder schlechte Vitalität verfügt. Damit erfüllt das Gebiet alle geforderten Eigenschaften.

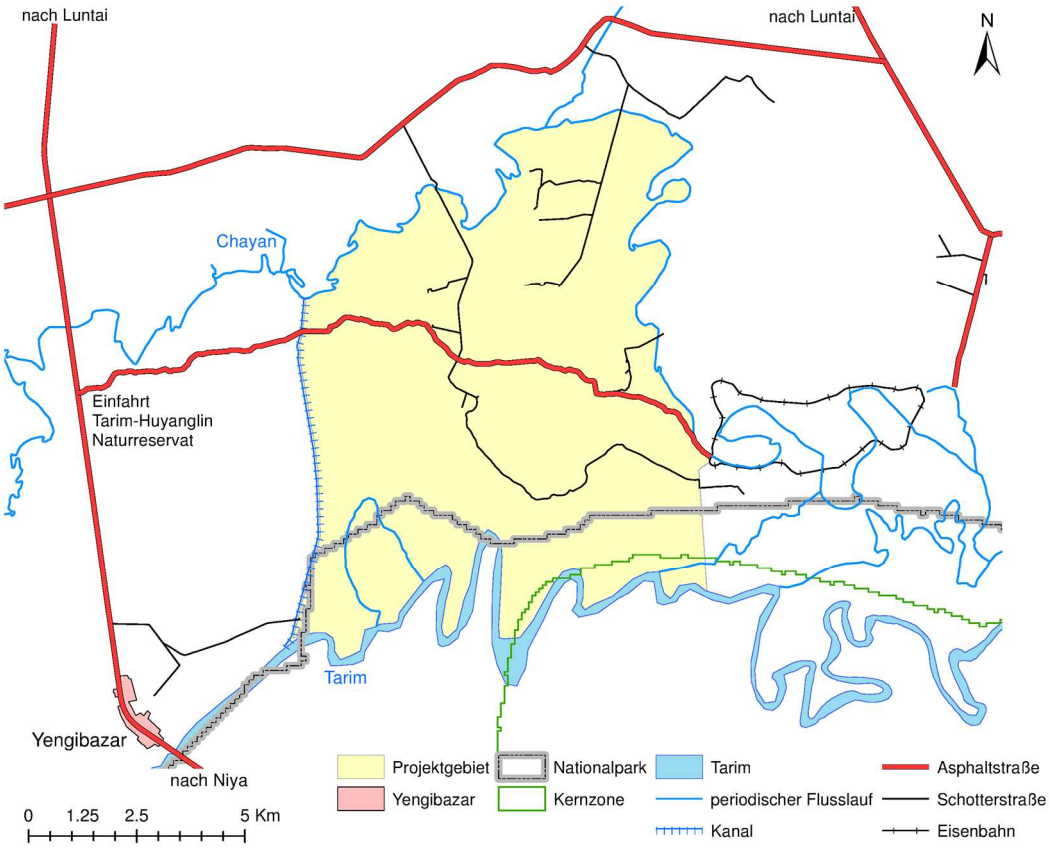


Abbildung 3-3: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets bei Yengibazar mit Grenze des Tarim-Huyanglin-Naturreservats

3.2 Forschungstätigkeit in der Region Yengibazar

Im Folgenden soll die Forschungstätigkeit in der Region des Projektgebiets Yengibazar aufgezeigt werden. Die Forschungen werden thematisch dargestellt und orientieren sich an der rezenten Landveränderung der letzten 100 Jahre, der Geologie, dem Grundwasser, dem Oberflächenwasser sowie der natürlichen Vegetation und der Agrar- und Weidewirtschaft.

Rezente Landveränderung

Bei dem gewählten Untersuchungsgebiet handelt es sich um eine Flussauenlandschaft, in der sich die Verläufe der Gewässer kontinuierlich geändert haben. Die alten Gewässersysteme haben dadurch die Topografie, den Boden und auch die Lage der Tugai-Wälder maßgebend geprägt. Anhand von historischen Karten kann die Landveränderung rekonstruiert werden, was zum Verständnis der Region beiträgt.

Kartierungen des Tarim-Beckens reichen bis in die Zeit von Marco Polo, d.h. bis ins 16 Jh. zurück. Ab 1880 wurden durch westliche Entdecker und Forscher in der Region detailliertere Kartierungen durchgeführt, die allerdings über starke Lageungenauigkeiten verfügen (Chavanne, 1880; Walkers, 1880). Dies zeigt sich an den Koordinaten des heutigen Yengibazar, das zu weit nordwestlich im temporären See Shari Kamish gelegen wäre (Abbildung 3-4).

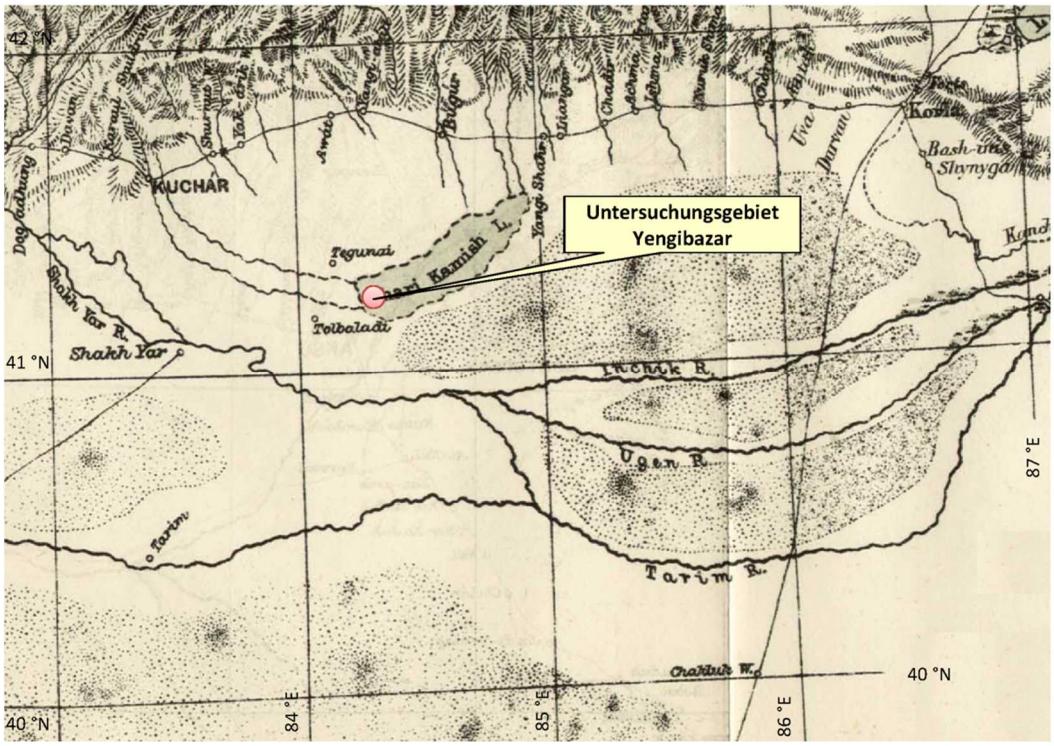


Abbildung 3-4: Ausschnitt des Tarim-Mittellaufs (Walkers, 1880) mit Markierung des Projektgebiets gemäß der Längen- und Breitengrade

Die Lage des heutigen Yengibazar lässt sich daher nicht direkt in der Karte rekonstruieren. Der Mittellauf des Tarim setzt sich in der Karte aus drei parallel verlaufenden Gewässern zusammen. Der aus dem Gebirge kommende Shakh Yar/ Chayan teilt sich in den Inchik/Inchke und den Ugen auf. Teile

des Wassers fließen zudem in den Tarim über. Im Bereich von Korla vereinen sich die drei Flüsse wieder.

Die älteste wissenschaftliche Dokumentation des Tarim erfolgte durch den schwedischen Forscher Sven Hedin. Dieser fuhr von 1899 – 1902 den Tarim mit einem Floss ab. Dabei dokumentierte er den Flusslauf, Gewässerquerschnitte und zahlreiche andere Beobachtungen (Hedin, 1904). Sicherlich hätte Sven Hedin auch die Region des heutigen Yengibazar passiert, wäre der Tarim zu Beginn des 20. Jh. nicht 70 km weiter südlich verlaufen. Die alten Pappelbestände im Tarim-Huyanglin-Naturreservat beweisen aber, dass bereits vor dem Tarim in der Region Tugai-Vegetation existierte, da der vom Gebirge kommende Inchke bzw. Chayan durch die Region floss. Der deutsche Entdecker und Archäologe Aurel Stein kartierte 1919 als erster die Region detailgetreu und mit einer hohen Lagegenauigkeit (Stein, 1919). Dadurch bestätigt sich die Lage des Inchke bzw. Chayan in der Gegend des heutigen Yengibazar (Abbildung 3-5).

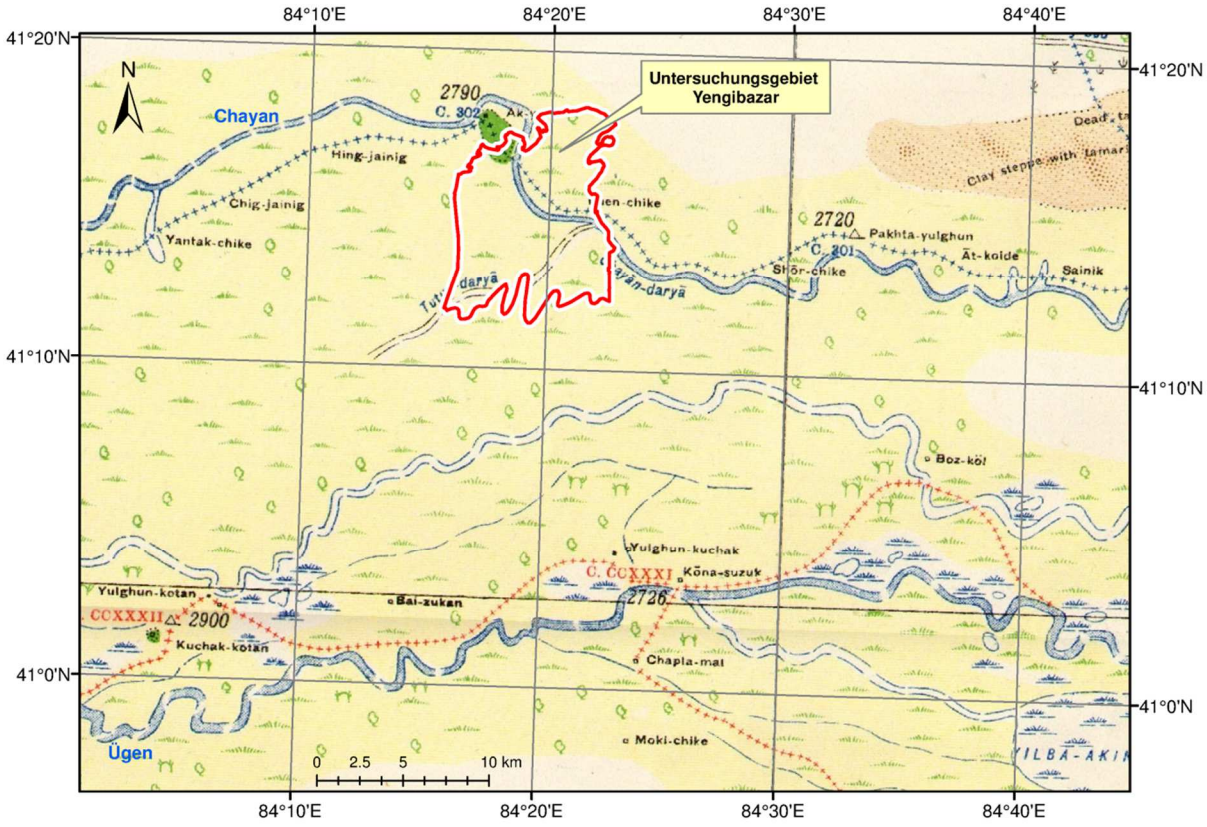


Abbildung 3-5: Ausschnitt aus der Kartierung von Aurel Stein (1919) mit der Region von Yengibazar sowie der Lage des heutigen Untersuchungsgebiets

Der Chayan floss zu dieser Zeit von Nordwesten kommend nach Südosten durch das Projektgebiet. Aus dieser Zeit stammt der heute verlandete Altarm, in dem eine dichte Tugai-Vegetation wächst. Zudem kartierte Stein im nördlichen Bereich des Projektgebiets einen dichten Auwald, der heute nicht mehr vorhanden ist.

Die Verlagerung des Tarim in die Region von Yengibazar fand zwischen 1949 und 1973 statt (Thevs, 2006). Mit der zunehmenden Urbanisierung der Region wurde 1952 der Yingmanli-Damm gebaut, der dafür verantwortlich war, dass seit diesem Zeitpunkt die drei Flusssysteme zum Tarim zusammengelegt wurden (Zhang, 2006).

Für die Region Yengibazar kann aus den vorliegenden Quellen entnommen werden, dass das heutige hydraulische und geohydrologische System nicht älter als 60 Jahre ist. Alte Flussläufe und Auwälder haben ihre Spuren hinterlassen und prägen das gegenwärtige Landschaftsbild. Im alten Flusslauf des Chayan bzw. Inchke hat sich ein junger Auwald gebildet; der alte Auwald lässt sich noch an den alten Pappelbeständen erkennen. Der Chayan verläuft heute als periodischer Fluss an der nördlichen und teilweise östlichen Grenze des Projektgebiets, bis er östlich des Untersuchungsgebiets bei Imanqak in den Tarim mündet.

Geologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsbereich vom Tian Shan-Gebirge zur vegetationsfreien Taklamakan-Wüste. Ein tiefreichender geologischer Schnitt, der in Nord-Süd-Richtung vom Tian Shan im Norden über Luntai bis an den Tarim östlich von Yengibazar im Süden verläuft, wurde anhand von sieben Tiefenbohrungen erstellt (Li, et al., 2000). Die Autoren unterscheiden dabei insgesamt fünf Bodenschichten (Abbildung 3-6).

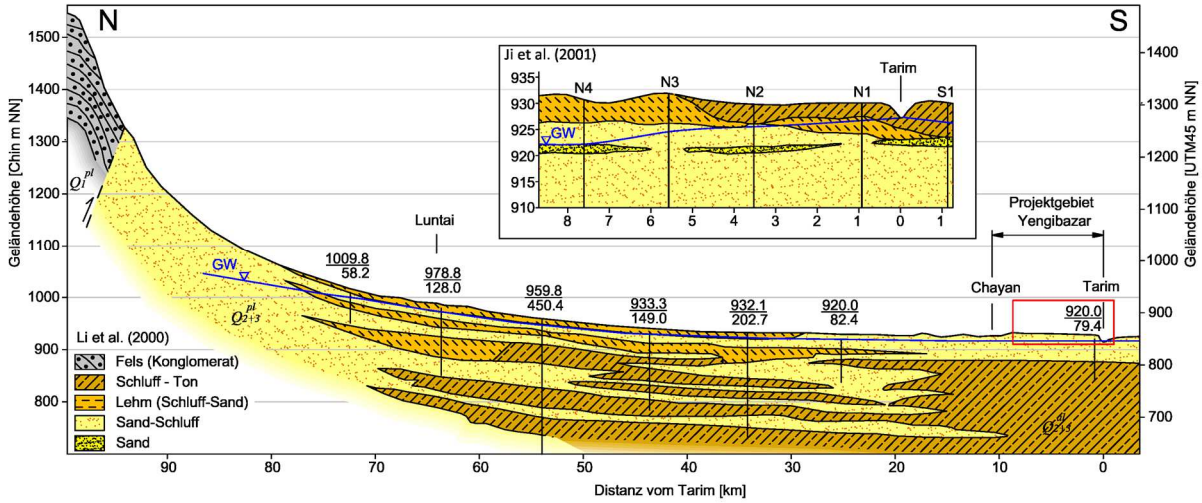


Abbildung 3-6: Geologisches Tiefenprofil in Nord-Süd-Richtung vom Tian Shan-Gebirge bis zum Tarim bei Yengibazar

Im Projektgebiet zwischen Chayan und Tarim sind im Profil zwei homogene Bodenschichten dargestellt: im oberen Bereich befindet sich eine Sand – Schluffschicht mit einer Mächtigkeit von ca. 40 m (805 m NN). Darunter liegt eine dicke Schluff –Tonschicht, die aufgrund der großen Mächtigkeit als undurchlässig angenommen werden kann.

Das Tiefenprofil kann mit den Ergebnissen einer anderen oberflächennahen Prospektion in der Tarimregion ergänzt werden (Ji, et al., 2001). Die vier Bohrprofile reichen nördlich des Tarim bis zu einer Entfernung von 7,5 km vom Flusslauf und wurden bis in eine Tiefe von ca. 25 m gebohrt (Abbildung 3-6). Auch hier findet sich die mächtige Sand-Schluff-Schicht wieder, die bereits von Li et al. im oberen Bereich beschrieben wurde. Allerdings zeigt sich bei diesen Bohrprofilen, dass von der Oberkante bis in 10 m Tiefe Lehm-, Schluff- und Tonschichten vorkommen.

Weitere punktuelle geologische bzw. pedologische Erkundungen wurden im südöstlichen Bereich des Projektgebietes (Thevs, et al., 2008) und am Tarim bei Yengibazar (Wittfoth, 2011) vorgenommen.

Diese bestätigen ebenfalls die inhomogene Deckschicht aus Lehm, Ton oder Schluff mit einer darunter liegenden feinsandigen Schicht.

Die aufgezeigten geo- und pedologischen Prospektionen zeigen einen dreischichtigen Bodenaufbau, der aus einer sandigen, schluffigen oder tonigen Deckschicht besteht. An diese schließt sich eine Feinsandschicht an, in der der Aquifer verläuft. Die unterste Schicht besteht aus einer mächtigen Schluff- bzw. Tonschicht, die in einer Tiefe von ca. 40 m (805 m NN) beginnt und als nahezu undurchlässig angesehen werden kann.

Grundwasser

Allgemein wird das Grundwasser durch den natürlichen Gradienten vom Tian Shan und der Neubildung aus dem Tarim gebildet (Kapitel 2.3.1). Im Untersuchungsgebiet hat das Grundwasser ein deutliches Gefälle vom Fluss in Richtung Tian Shan, was bedeutet, dass in dieser Region die maßgebende Grundwasserneubildung nur durch den Tarim erfolgt (Pang, et al., 2010). Es gibt einen ungespannten Grundwasserleiter, dessen Grundwasserflurabstand direkt am Tarim geringer als 2 m sein kann; mit zunehmender Entfernung (8 km) nimmt der Grundwasserflurabstand bis auf 8 m zu (Ji, et al., 2001).

Bisher werden am Mittellauf des Tarim an den fünf Transekten Shajilike, Shazihe, Wusiman, Aqihe und Dongkuotan/Tieyizi kontinuierlich Grundwassermessungen durchgeführt. Keiner dieser Transekte liegt im Untersuchungsgebiet, weshalb es keine kontinuierlichen Messungen des Grundwassers für diese Region gibt. Der Transekt Shajilike liegt am nördlichen Ufer des Tarim und ist Yengibazar am nächsten (Abbildung 3-7).

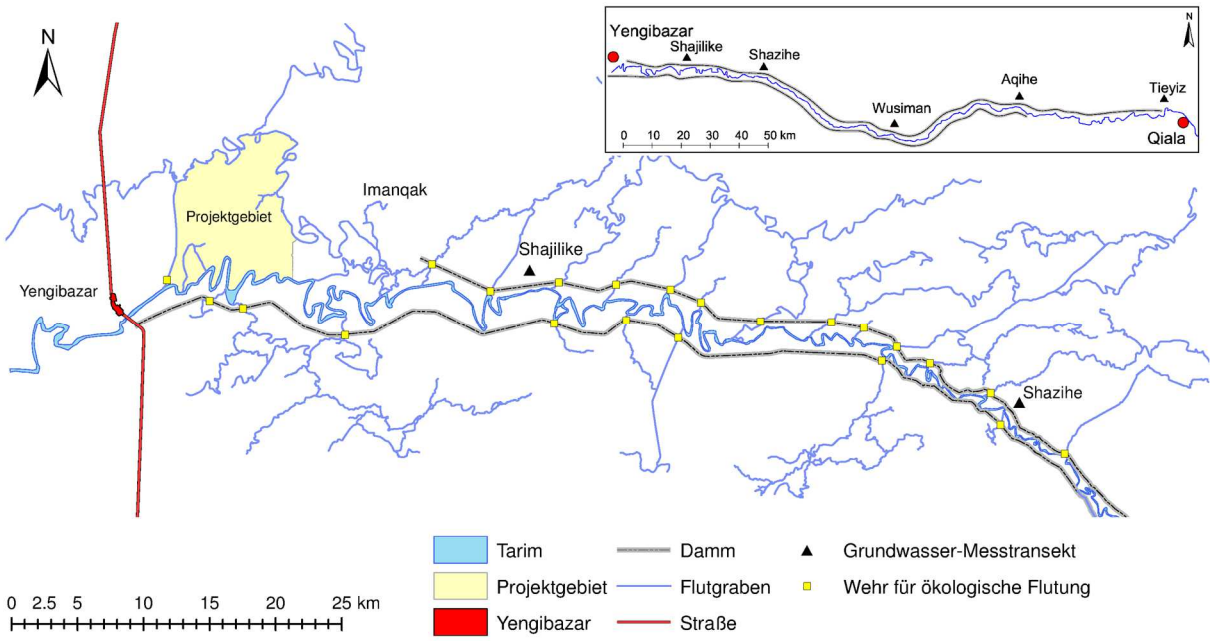


Abbildung 3-7: Verlauf des eingedeichten Tarim-Mittellaufs von Yengibazar bis Shazihe mit den ökologischen Wehren und deren Flutungsrinnen

Mit Hilfe der Messdaten der Transekte sind insbesondere Forschungen durchgeführt worden, mit denen die Auswirkungen der Eindeichung des Tarim-Mittellaufs auf die Tugai-Wälder untersucht werden sollten. Untersuchungen der monatlichen Grundwasserstände von Juni 1997 bis April 1998 am Transekt Shajilike / Yengibazar zeigen, dass die Grundwasserstände mit zunehmender Entfernung vom Fluss sinken (Hou, et al., 2007). Für die Jahre 2001 bis 2003 konnten allgemein sinkende Grund-

wasserstände an den Transekten Shazihe, Wusiman und Aqihe dokumentiert werden (Zheng, et al., 2004). Neuere Untersuchungen am Wusiman-Transekt zeigen zudem, dass die Salzkonzentrationen im Grundwasser steigen (Chen, et al., 2009; Pang, et al., 2010).

Grundwasserentnahmen finden durch die Landwirte statt, die das Wasser für die Bewässerung benötigen. Im Untersuchungsgebiet sind die Brunnen der selbständigen Landwirte für gewöhnlich 20 – 50 m tief. Agrarflächen, die von chinesischen Investoren betrieben werden, besitzen meist Brunnen, die 40 – 60 m tief reichen. Ein weiterer Grundwasserkonsument sind die Ölfirmen, die für Ihre Bohrungen Grundwasser benötigen. Über die Entnahmemengen ist nicht viel bekannt. Die lokalen Bauern klagen jedoch über sinkende Grundwasserstände seit Beginn der Ölbohrungen (Thevs, 2011).

Oberflächenwasser

Das Oberflächenwasser lässt sich in zwei grundsätzliche Kategorien einteilen. Dazu gehört zum einen der Oberflächenabfluss des Tarim, der bei Normalabfluss im Flussbett stattfindet. Zum anderen kommt es im Spätsommer, wenn der Tarim Hochwasser führt, zu flächigen Überschwemmungen. In Yengibazar befindet sich eine Messstation der Tarim-Wasser-Behörde, die die Wasserstände und Durchflüsse täglich erfasst. Publiziert wurden bisher nur Monatsabflüsse für die Jahre 1992 – 2006 (Thevs, 2011) (Abbildung 3-8).

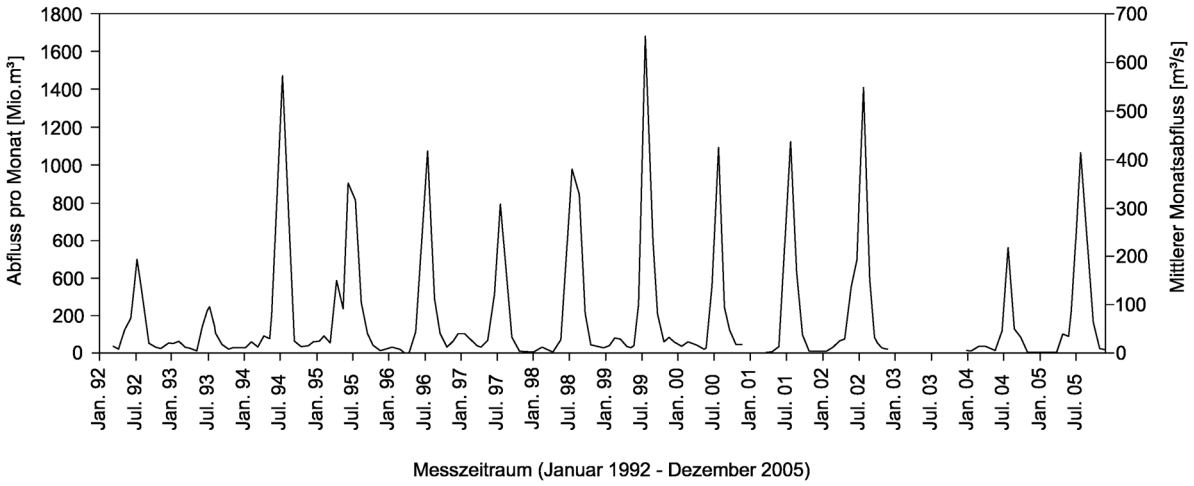


Abbildung 3-8: Monatliche Abflüsse am Pegel Yengibazar für die Jahre 1992 – 2005 (nach: Thevs, 2011)

In den meisten anderen Regionen des Mittellaufs kann eine natürliche Überschwemmung nicht mehr stattfinden, weil der Tarim im Rahmen des zweiten Weltbankprojektes im Jahr 2004 beidseitig eingedeicht wurde (World Bank, 2005; Halik, et al., 2006). Das Projektgebiet von Yengibazar ist allerdings nicht eingedeicht, so dass dort noch natürliche Überflutungen stattfinden können. Über ein Wehr kann zudem Wasser vom Tarim in den Chayan übergeleitet werden. Zur Ausdehnung der Überflutungsflächen gibt es derzeit noch keine wissenschaftlichen Arbeiten.

Natürliche Vegetation

Zur natürlichen Vegetation im Untersuchungsgebiet wurden bereits verschiedene Studien durchgeführt, die sich mit der Verteilung der Vegetation, der Vitalität der dort wachsenden Pflanzen und deren Physiologie beschäftigen. Mit einer aus Fernerkundungsdaten erstellten Vegetationskarte wird die Vegetation für den Zeitraum 1996 – 2000 in die Gruppen Tugai-Wald, Buschland, Grasland und Marschland unterschieden (Wang, et al., 2003). Bemerkenswert ist, dass in dieser Karte die agrarwirtschaftlichen Flächen nicht direkt beschrieben, sondern unter dem Begriff „Verschiedenes“ berücksichtigt werden (Abbildung 3-9).

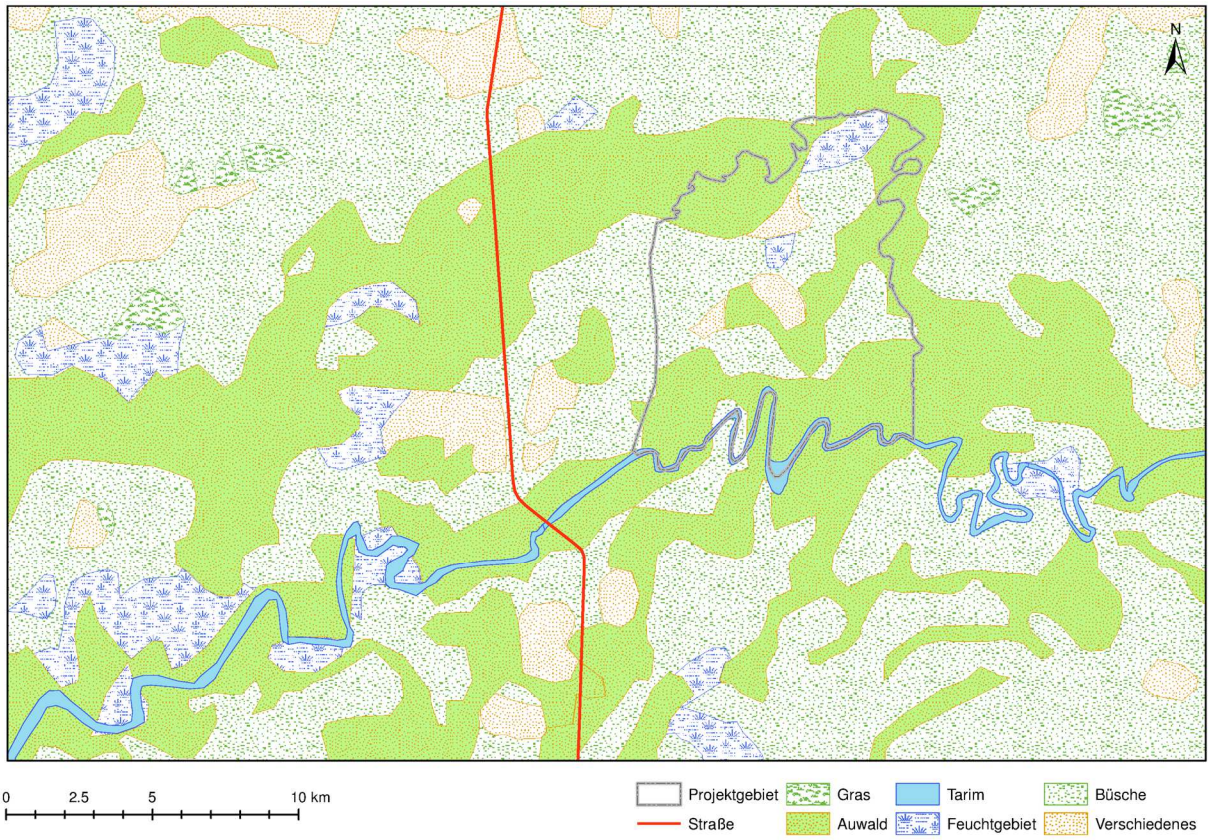


Abbildung 3-9: Vegetationsklassifizierung für die Region Yengibazar (Wang, et al., 2003)

Eine auf Landsat basierende detaillierte Kartierung der Vegetation im Tarim-Huyanglin-Naturreservat gibt Thevs für die Jahre 1973, 1992, 2000 und 2001 an (Thevs, 2006). Neben der Erzeugung von Landbedeckungskarten konnte ein Anstieg des normierten Vegetationsindex (NDVI) festgestellt werden, der auf die Ausweitung der Baumwollanbaugebiete zurückzuführen ist. Zudem konnte gezeigt werden, dass der Salzgehalt und die Grundwasserflurabstände einen erheblichen Einfluss auf die Vegetation haben (Thevs, 2005). Die Pappelvegetation kann bis zu einem Salzgehalt von 8,72 mS/cm existieren. Tamarisken treten dagegen noch in Regionen auf, in denen der Salzgehalt des Grundwassers mehr als 30 mS/cm betragen kann (Abbildung 3-10).

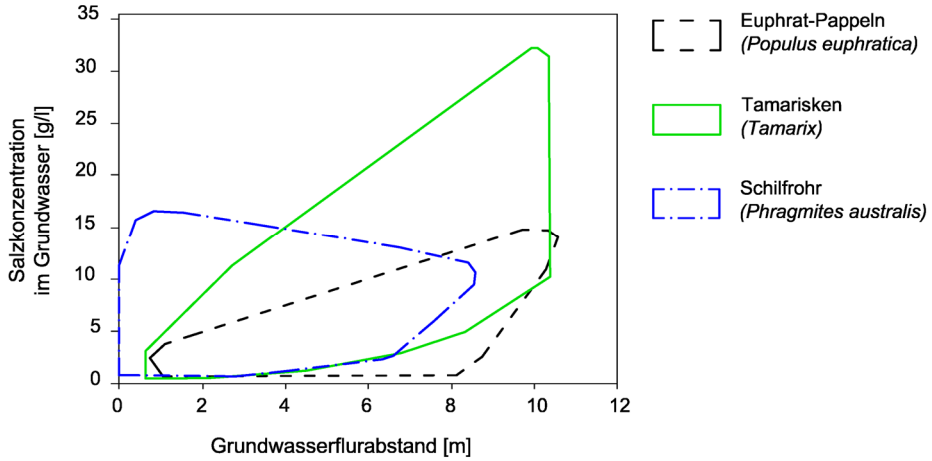


Abbildung 3-10: Grundwasserflurabstände und Salzkonzentrationen im Grundwasser für Tugai-Vegetation (Thevs, 2005)

In den Jahren 2011 und 2012 wurden östlich des Projektgebiets bei Imanqak Untersuchungen zur charakteristischen potentiellen Evapotranspiration und zu den Vegetationskoeffizienten von Tugai-Wäldern durchgeführt (Thevs, et al., 2013 (submitted)). Durch die Verwendung von MODIS-Daten in Kombination mit der Bowen-Ration-Methode konnte die Wasseraufnahme der Tugai-Vegetation (Kapitel 4.8) nachgewiesen werden, die stark vom Tarimhochwasser abhängig ist. Im Untersuchungsgebiet wurden zudem Forschungen zur Biomasse der Euphrat-Pappel in Abhängigkeit vom Standort gemacht (Thevs, et al., 2011). Das Ergebnis dieser Forschungen zeigt, dass Pappel-Wälder im Vergleich zu anderen Ökosystemen Zentralasiens über die größte Biomasse verfügen. Diese ist aber von den individuellen Lebensbedingungen (Überflutungen und Grundwasserstände) abhängig (Kapitel 4.8). Eine andere Forschungsarbeit beschäftigt sich mit der Ausbreitung (Klonung) der Euphrat-Pappel (Wiehle, et al., 2009; Eusemann, et al., 2013). Es konnte gezeigt werden, dass die Verfügbarkeit von Grundwasser das Klonungsverhalten der Pappel beeinflusst. Besonders unter wasserarmen Bedingungen neigen die Pappeln dazu, sich über Klone weiter zu vermehren.

Agrar- und Weidewirtschaft

Die Agrarflächen haben sich in den letzten Jahren immer weiter ausgedehnt. Dieser Prozess hat auch nicht vor dem Tarim-Huyanglin-Naturreservat Halt gemacht. Besonders die hohe Gewinnspanne, die mit dem Anbau von Baumwolle zu erzielen ist, hat einige Investoren veranlasst, neue Flächen im Nationalpark zu erschließen. Die Legalität solcher Maßnahmen ist dadurch gerechtfertigt, dass die Investoren für gewöhnlich Verbindungen zu einflussreichen Politikern in Peking pflegen. Dadurch werden die lokalen Behörden übergangen und es können neue Baumwollfelder entstehen (Informationen aus persönlichen Gesprächen mit Ortsansässigen, 2013). Untersuchungen mit Hilfe von Fernerkundungsdaten haben ergeben, dass sich im Untersuchungsgebiet, das teilweise im Tarim-Huyanglin-Naturreservat liegt, die Agrarflächen seit 2004 von 11,2 km² auf 25,4 km² vergrößert haben (Keilholz, et al., 2013). Dies entspricht einem Zuwachs von ca. 130 % (Abbildung 3-11).

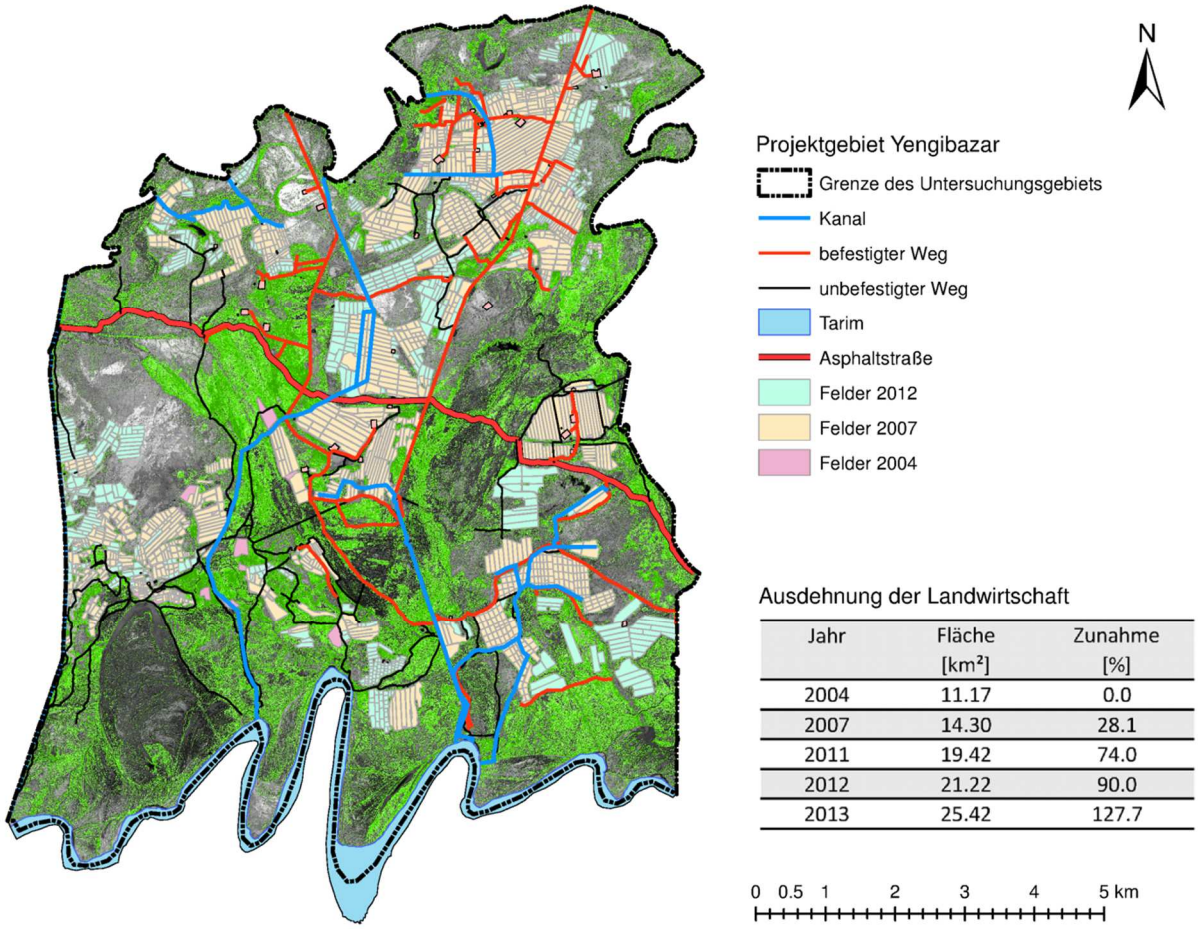


Abbildung 3-11: Zunahme der Agrarflächen im Untersuchungsgebiet

Die Bewirtschaftung der Agrarflächen lässt sich in zwei Gruppen einteilen: zum einen betreiben selbstständige Bauern, für gewöhnlich uigurische Familienbetriebe, auf relativ kleinen Feldern einen traditionellen Feldbau (Hofmann, 2006). Sie pflanzen überwiegend Baumwolle, Melonen oder andere Früchte an. Auf der anderen Seite wird durch Investoren, in der Regel Han-Chinesen, auf groß angelegten Farmen Baumwolle in Monokultur angebaut. Die Feldarbeit wird durch Wanderarbeiter verrichtet, die von April bis September auf den Feldern arbeiten. Die Bewässerung erfolgt überwiegend durch Tröpfchenbewässerung unter Folie. Aufgrund der schlechten Qualität der Bewässerungsschläuche muss vielmehr von einer Einstaubewässerung unter Folie gesprochen werden. Die Folie dient dazu, die Verdunstungsverluste gering zu halten. Bewässert wird im März vor der Aussaat je nach Gebiet mit Grund- oder Flusswasser, von Mai – Juni überwiegend mit Grundwasser und ab Juli/August mit Wasser aus dem Tarim. Im November/Dezember werden die Felder eingestaut, um über die Wintermonate möglichst viel Wasser als Eis oder im Boden zu speichern (Thevs, 2011).

Die meisten uigurischen Bauern betreiben neben der Landwirtschaft auch Weidewirtschaft mit Ziegen und Schafen. Da die Bestände derzeit zu groß sind, kommt es zu einer Übernutzung der natürlichen Weideräume. Die Folge ist eine flächige Zerstörung der Tugai-Vegetation (Thevs, 2006).

3.3 Methodik und Modellwahl

Das methodische Vorgehen ist vor allem an die Wahl des richtigen Berechnungsmodells geknüpft. Zwei Forderungen beeinflussen die Wahl eines solchen Modells maßgebend. Zum einen muss der Bodenwasserhaushalt in seiner Komplexität abgebildet werden, um die Einflüsse auf die natürliche Vegetation beschreiben zu können. Zum anderen hat das Oberflächenwasser einen großen Einfluss auf den Wasserhaushalt, weswegen die Wasserverteilung in den Überschwemmungsgebieten genau berechnet werden muss. Um diesen Forderungen gerecht zu werden, sind exakte Berechnungen in folgenden wasserhaushaltsrelevanten Bereichen erforderlich:

- 2-dimensionale Hydraulik des Oberflächenwassers
- ungesättigte Bodenzone (Evapotranspiration, Bewässerung)
- gesättigte Bodenzone

Bei der Wahl eines geeigneten Modells sollte die Regel gelten: „Modelle sollten so einfach wie möglich sein. Aber nicht einfacher“ (A. Einstein). Ausschlaggebend für die Auswahl eines Modells ist die Modellarchitektur und die Berechnungsskala.

Modellarchitektur

Ein Modell für das gewählte Untersuchungsgebiet zu finden ist schwierig, da die Region kein einfach abgegrenztes Einzugsgebiet ist und nicht dem gewöhnlichen hydrologischen Ablauf des Niederschlag-Abfluss-Modells folgt. Prinzipiell können Berechnungsmodelle auf der Grundlage von statistischen (Zeitreihenanalyse, Geostatistik usw.) oder deterministischen (Ursache-Wirkungsgefüge) Methoden aufgebaut sein (Abbildung 3-12).

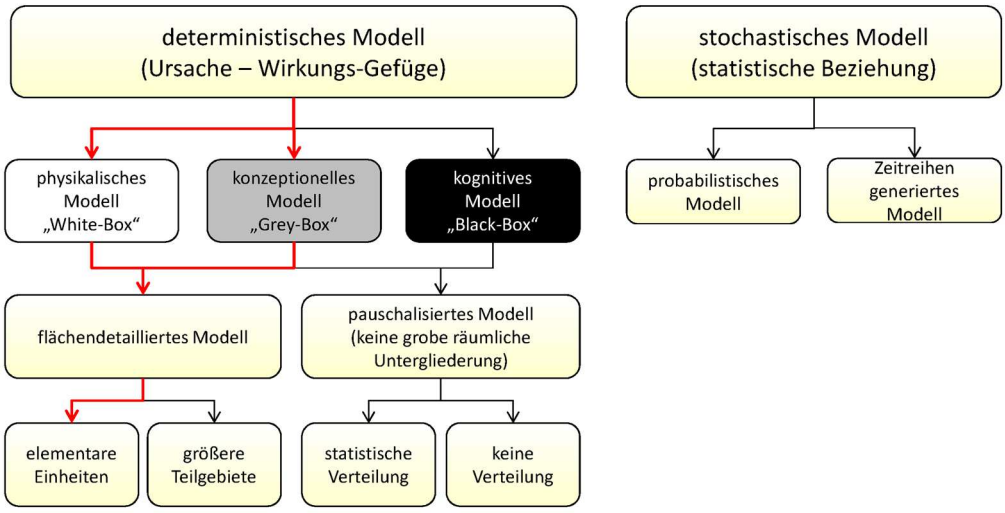


Abbildung 3-12: Klassifizierungsschema für hydrologische Modelle nach (Becker, 1995), modifiziert durch Verfasser

Da für ersteren Modelltyp lange Messreihen zur Verfügung stehen sollten, muss für das Projektgebiet ein deterministisches Modell gewählt werden, welches auch mit Messdaten aus kürzeren Zeiträumen arbeiten kann. Bei den deterministischen Ansätzen unterscheidet man zwischen dem Grad der physikalischen Gesetze, die im Modell Anwendung finden. Ein sogenanntes White-Box-Modell kann nahezu die kompletten Grundgesetze der Physik abbilden. Black-Box-Modelle können dies hingegen nicht. Sie lösen durch vereinfachte Annahmen die Ursache-Wirkungsbeziehung, weshalb keine Angaben zu einzelnen physikalischen Parametern gemacht werden können. Grey-Box-Modelle stellen eine Kombination dieser beiden Modelltypen dar. Durch physikalisch angenäherte Gleichungen können bei-

spielsweise einzelne Komponenten des Wasserhaushalts untersucht werden. Da die hier behandelte Fragestellung es erforderlich macht, den Wasserhaushalt detailliert und prozessabhängig zu untersuchen, ist ein Grey-Box- oder ein White-Box-Modell zu wählen, das die räumliche Verteilung durch elementare Einheiten abbildet.

Berechnungsskala

Die Wahl einer geeigneten Berechnungsskala richtet sich neben gebietsspezifischen Merkmalen und einer akzeptablen Berechnungsdauer vor allem auch nach den betrachteten hydrologischen Prozessen (Abbildung 3-13).

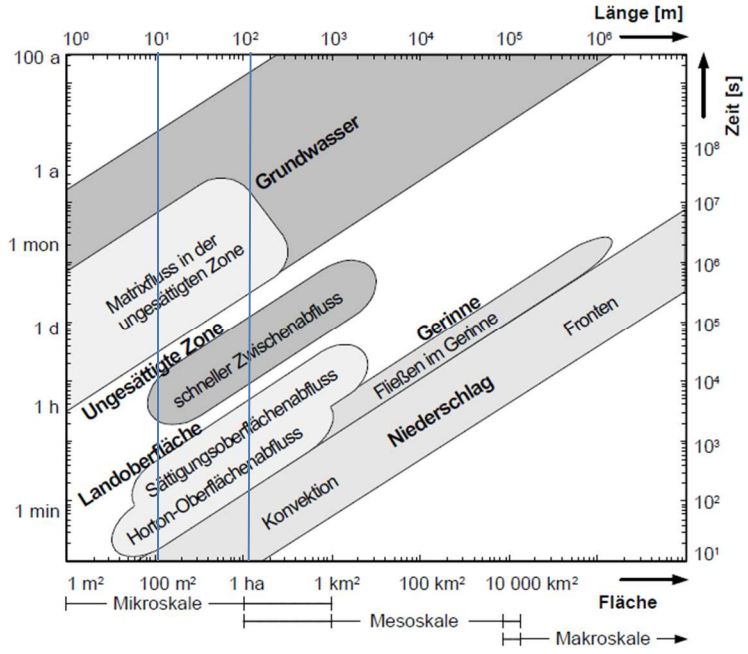


Abbildung 3-13: Charakteristische Raum- und Zeitskalen hydrologischer Prozesse [Prozessskalen nach (Blöschl & Sivapalan, 1995) ; Angabe der hydrologischen Raumskala nach (Plate, 1992); Darstellung nach (Gattke, 2006)]

Die Berechnung des Bodenwasserhaushalts in der ungesättigten und der gesättigten Bodenzone ist aufgrund der zeitlich relativ langsam ablaufenden Prozesse auf einer größeren Skala (Meso- und Makroskala) möglich. Die Berechnung von Oberflächenabflüssen sollte dagegen aufgrund ihrer zeitlichen Dynamik auf einer kleinen Skala (Mikroskala) betrachtet werden. Die Bezeichnung Mikroskala ist irreführend, da der Begriff Mikro auch mit der Längeneinheit von 10^{-6} m in Zusammenhang gebracht werden kann. Daher kann auch der Begriff „untere Mesoskala“ für den Größenraum von 1 m² bis 1 km² verwendet werden. Die Wahl einer geeigneten Berechnungsskala hängt daher besonders vom Oberflächenabfluss ab. Für die Modellierung des Grundwassers in der gesättigten und der ungesättigten Zone sowie des Oberflächenabflusses empfiehlt sich eine Modellierung im Bereich der Mikroskala mit einer Elementgröße von 100 m² bis zu 1 ha (Plate, 1992). Bezogen auf ein quadratisches Rasterelement entspräche das einer Rastergröße von 10 – 100 m.

Das Oberflächenwasser fließt über kleine Gräben und Kanäle in die flachen Auwaldregionen, wo es sich flächig ausbreitet. Weil sich die Überschwemmungen häufig entlang der alten Flussläufe ausbreiten, muss davon ausgegangen werden, dass es sich um sehr kleinräumige Fließprozesse handelt, die im hydraulischen Modell abgebildet werden müssen. Die Rastergröße sollte daher nicht mehr als 30 x 30 m betragen, da sonst die alten Flussläufe nicht mehr ausreichend abgebildet werden können. Für

die Modellierung des 85 km² großen Untersuchungsgebiets würde das bedeuten, dass das Modell über ca. 95.000 Berechnungselemente verfügen müsste.

Modellwahl

Das gewählte Berechnungsmodell sollte folgende Anforderungen erfüllen: eine elementbasierte Auflösung im Bereich der Mikroskala, ein Grundwassermodell, mit dem die ungesättigte und die gesättigte Bodenzone berechnet werden kann, und ein hydraulisches Modell, welches die flächigen Fließprozesse abbilden kann. Für die hydrologische Modellierung stehen unterschiedliche elementbasierte Modelle zur Verfügung, die auf die genannten Anforderungen geprüft werden (Tabelle 3-1):

Tabelle 3-1: Berechnung einzelner hydrologischer Prozesse in verschiedenen hydrologischen Modellen

Hydrologischer Prozess		Hydro-Geosphere	MIKE SHE	MODFLOW 2005	WaSIM-ETH	FEFLOW
Oberflächenabfluss	1D-Gewässernetz	2D	MIKE 11	X	-	MIKE 11
	2D-Diffusionswelle	X	X	-	-	-
	2D-Kinematische Welle	-	-	X	X	-
Evapotranspiration	Penman-Monteith	X	Input	Input	X	Input
	andere Ansätze	X			X	
ungesättigte Bodenzone	Richards-Gleichung	3D	1D	1D*	1D	1D
Bewässerung		-	X	X	-	-
gesättigte Bodenzone	finite Elemente	3D				3D
	finite Differenzen		3D	3D	2D	

*basierend auf der Richards-Gleichung durch angenäherte Funktion

Die Modellierung der gesättigten Bodenzone ist bei allen Modellen räumlich möglich. Auch kann die ungesättigte Zone durch das Lösen der Richards-Gleichung bei allen Modellen berechnet werden. Die Evapotranspiration wird mit verschiedenen empirischen Verfahren oder der Penman-Monteith-Gleichung (Kapitel 2.4.2) berechnet. Die Modelle MIKE SHE und FEFLOW überlassen dem Nutzer die Entscheidung, welches Verfahren zur Bestimmung der Evapotranspiration verwendet wird, indem die potentielle Evapotranspiration in Form der Eingangsdaten eingefügt werden muss. Die Modelle unterscheiden sich vor allem bei der Abbildung des Oberflächenabflusses. FEFLOW lässt sich zwar durch ein Zusatzmodul mit MIKE 11 koppeln, flächige Fließprozesse des Oberflächenwassers kann dieses Modell jedoch nicht abbilden. MODFLOW und WaSIM verfügen über ein Oberflächenwasserabfluss-Modul, das die Prozesse auf Basis der kinematischen Welle berechnet. HydroGeoSphere und MIKE SHE verwenden dagegen die aufwendiger zu lösende Diffusionswelle. Mit der kinematischen Welle können Fließprozesse ohne Berücksichtigung von Rückstau- und Beschleunigungseffekten oder Wellendämpfungen berechnet werden (Kapitel 2.4.5). Das heißt, solange Wasser mit einem Gefälle der Schwerkraft folgend fließen kann, ist das Gesetz der kinematischen Welle weitestgehend gültig. Da in den Auwäldern des Projektgebietes nahezu kein topografisches Gefälle vorhanden ist, sind die Fließvorgänge stark vom hydraulischen Gradienten abhängig. Daher muss für die Ermittlung der Überschwemmungen im Auwald ein Modellansatz gewählt werden, der die Diffusionswelle oder die vollständige Saint-Venant-Gleichung einschließt. Diese Voraussetzung erfüllen derzeit nur die Modelle HydroGeoSphere und MIKE SHE. Bei HydroGeoSphere handelt es sich um ein finites Elementesystem, bei dem die Berechnungselemente aus Dreiecken bestehen. Dies erlaubt eine flexible Gestaltung des Berechnungsnetzes durch Triangulation. MIKE SHE dagegen arbeitet mit der finiten Differenzen-Methode und hat daher rasterbasierende Berechnungselemente. Beide Verfahren sind problemlos

für das Untersuchungsgebiet einsetzbar. MIKE SHE verfügt wie MODFLOW im Vergleich zu HydroGeoSphere über ein Bewässerungsmodul, mit dem Feldbewässerungen sowie deren individuelle Wasserentnahmen simuliert werden können. Durch das gekoppelte hydrodynamische Modell MIKE 11 können mit MIKE SHE zudem auch Steuerstrukturen wie Wehre, Dammbrüche oder Rohrdurchlässe im 1-dimensionalen Gewässernetz simuliert werden. Der Vergleich zeigt, dass MIKE SHE für die hier durchzuführende Analyse das am besten geeignete Modell ist. Durch das Bewässerungsmodul und die gute Kopplung bezüglich des Grundwassers und des Oberflächenabflusses mit dem 1-dimensionalen MIKE 11-Modell sowie der räumlichen Oberflächenwasserverteilung mit dem Ansatz der Diffusionswelle ist eine Berechnung des komplexen Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet möglich (Abbildung 3-14).

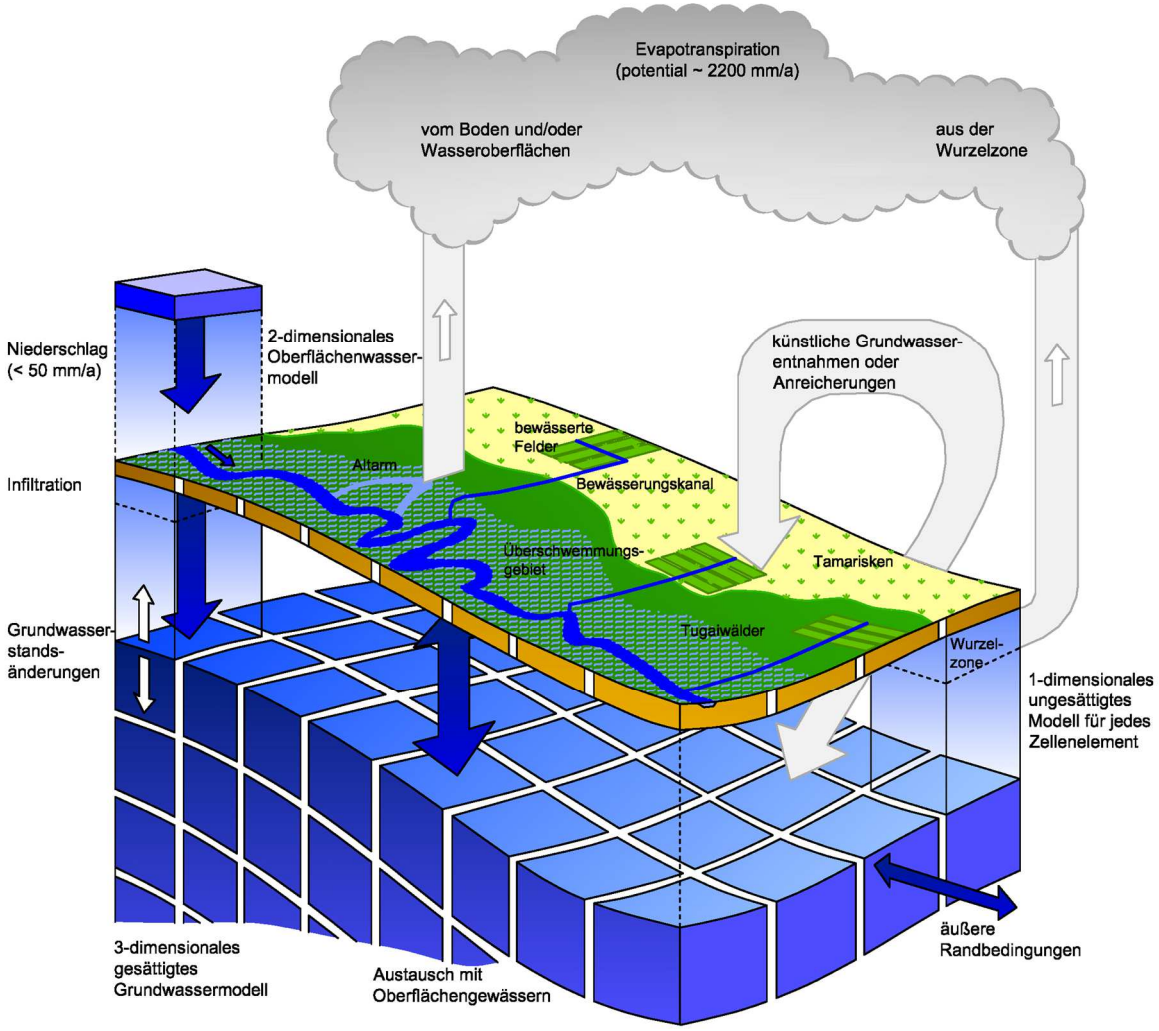


Abbildung 3-14: Aufbau und Kopplung der einzelnen Module des Wasserhaushalts-Modells MIKE SHE (DHI Water & Environment, 2007), modifiziert durch Verfasser

Ein Nachteil von MIKE SHE gegenüber dem Programm MODFLOW ist, dass es sich hierbei um eine kommerzielle Software handelt und die Nutzung mit hohen Anschaffungskosten verbunden ist. Allerdings stellt das DHI für Doktorarbeiten Lizenzen frei zur Verfügung, so dass dieses Programm für die hier zu führenden Untersuchungen problemlos genutzt werden konnte.

Das gewählte Berechnungsverfahren mit einem elementbasierten Modell auf der Mikro- bzw. unteren Mesoskala erfordert eine Vielzahl von hochaufgelösten Eingangsdaten. Diese Forderung steht im

Widerspruch zur chinesischen Datenpolitik, die es verbietet, hochauflösende Daten zu publizieren. Dies gilt natürlich auch für die Erfassung und Nutzung von hochauflösenden Messdaten durch nicht-chinesische Wissenschaftler. Die einzige Möglichkeit, Daten in ausreichender Qualität zu beziehen, ist die Nutzung von Fernerkundungsdaten oder die direkte Datenerhebung im Untersuchungsgebiet. Letzteres ist nur durch Kooperation mit chinesischen Forschungseinrichtungen möglich, mit denen ein internes Datenaustauschabkommen vereinbart ist. Die Untersuchung zur Forschungstätigkeit im Untersuchungsgebiet hat gezeigt, dass bereits einige Forschung geleistet wurde, die allerdings nahezu keine gemeinsame Schnittmenge mit den benötigten Eingangsdaten für ein Wasserhaushaltsmodell aufweist. Für das Untersuchungsgebiet Yengibazar müssen daher nahezu alle Eingangsdaten (Grundwasserstände, Klimadaten, topografische Informationen usw.) erst ermittelt werden. Die Erhebung der Messdaten soll vor dem Hintergrund erfolgen, zukünftig lange und hochaufgelöste Messdaten zu erzeugen. Da im Rahmen dieser Forschungsarbeit das Messgebiet erst eingerichtet wurde, können keine langen Messreihen für die Modellierung genutzt werden.

4 Datenerhebung

4.1 Grundwasserstände

Die Erfassung von Grundwasserständen ist für die zu führende Untersuchung von zentraler Bedeutung. Sowohl die natürliche Vegetation als auch die Landwirtschaft nutzen die Grundwasserressourcen, die fast ausschließlich vom Wasser des Tarim erneuert werden. Anhand der Veränderungen der Grundwasserstände können Informationen zur Vitalität der Vegetation, zum Grundwasserkonsum und zu dessen Erneuerung gewonnen werden. Zudem dienen die gemessenen Grundwasserstände als Vergleichsgröße bei der Kalibrierung und Validierung des Wasserhaushaltsmodells. Bei der Erfassung der Grundwasserstände sind zwei Kriterien zu beachten: zum einen die Wahl eines geeigneten Messverfahrens, zum anderen müssen die Messungen an sinnvoll gewählten Standorten durchgeführt werden.

4.1.1 Messverfahren

Die Messung von Grundwasser erfolgt für gewöhnlich mittels Messbrunnen, in denen sich der Grundwasserstand unter atmosphärischem Druck einstellt. Die Wasserstände können mit einem einfachen Lot gemessen werden. Da jedoch kontinuierliche Messreihen generiert werden sollen, ist es notwendig, die Messungen zu automatisieren. Hierzu werden Sensoren (Drucksonde) verwendet, die in die Brunnen eingebaut werden und die Grundwasserstände in festgelegten Zeitintervallen messen. Bei der Wahl der Sensoren sind einige Besonderheiten zu berücksichtigen:

- Korrosionsbeständigkeit gegen salzhaltiges Grundwasser
- Messung der elektrischen Leifähigkeit (Salzgehalt bis zu 15 mS/cm)
- Sensorgröße für Brunnen mit geringem Rohrdurchmesser (1“ Rohrdurchmesser)
- hohe Grundwasserschwankungen und Überflutung der Messbrunnen im Auwald (Δh: 20 m)

Für die Auswahl des Sensors wurden drei Produkte auf ihre Eignung hin überprüft; der am besten geeignete Sensor wurde für die Verwendung im Untersuchungsgebiet gewählt (Tabelle 4-1):

Tabelle 4-1: Vergleich von Sonden für Grundwassermessungen

Produkt	Material	Elektrische Leitfähigkeit	Durchmesser	Drucksäule
OTT CTD	Edelstahl	0,001 – 2000 mS/cm	1“	0 – 100 m (Druckausgleichskapillare)
SEBA DS-22	Edelstahl	-	1“	0 – 20 m (Druckausgleichskapillare)
Schlumberger Cera CTD Diver	Keramik	0 – 120 mS/cm	1“	0 – 100 m (separater Luftdrucksensor)

Die Sensoren der Hersteller OTT und Schlumberger können neben der Wassertemperatur und der Drucksäule auch die elektrische Leitfähigkeit messen, was für spätere Untersuchungen der Versalzung wichtig ist. Der Ausgleich des atmosphärischen Drucks erfolgt durch zwei unterschiedliche Verfahren. OTT und SEBA benutzen eine Druckausgleichskapillare, einen Schlauch, der vom Sensor bis zur Oberkante des Brunnen geführt wird. Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass bereits bei der Messwerterfassung der exakte Wasserstand gemessen wird. Firma Schlumberger dagegen verwendet einen barometrischen Sensor, der lageunabhängig installiert werden kann. Die Druckkorrektur

erfolgt nicht bei der Messwerterfassung, sondern bei der Datenaufbereitung. Das Schlumberger-Messverfahren ist besser für das Untersuchungsgebiet geeignet, da an den Messpunkten Oberflächenwasser stehen kann, wodurch der gesamte Messbrunnen einschließlich Druckausgleichskapillare unter Wasser stehen würde. Dies würde unweigerlich zu Messfehlern führen. Firma Schlumberger bietet neben CTD-Sensoren auch einfachere und günstigere Grundwassermesssonden an, die nur Grundwasserstand und Wassertemperatur messen können. Aus Kostengründen wurden beide Sensorarten im Untersuchungsgebiet kombiniert.

4.1.2 Standortwahl

Die Wahl der Brunnenstandorte richtet sich zum einen nach geografischen Bedingungen wie beispielsweise der Topografie, den Überflutungsgebieten und der Landnutzung. Zum anderen spielt aber auch die Zugänglichkeit eine Rolle. Weil es im Untersuchungsgebiet nur wenige befestigte Straßen gibt, sollten die Messbrunnen so installiert werden, dass sie mit einer verhältnismäßigen Fußläufigkeit (< 30 min/Brunnen) oder mit einem Geländefahrzeug erreichbar sind. Die Anzahl der Brunnen ist durch die verfügbaren Sensoren auf 38 Stück begrenzt. Es stehen insgesamt 20 Schlumberger CTD Diver (Wasserstand, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit) und 18 Schlumberger Cera Diver (Wasserstand und Wassertemperatur) zu Verfügung. Prinzipiell erscheint es sinnvoll, die Messbrunnen in Nord-Süd-Transekten anzulegen, um die Grundwasserveränderung vom Tarim bis zu den vegetationsärmeren Regionen zu analysieren. Die exakte Bestimmung eines Brunnenstandorts ist allerdings nur vor Ort möglich. Aus diesem Grund wurden im November 2011 die Standorte der Messbrunnen festgelegt und diese anschließend gebohrt (Abbildung 4-1).

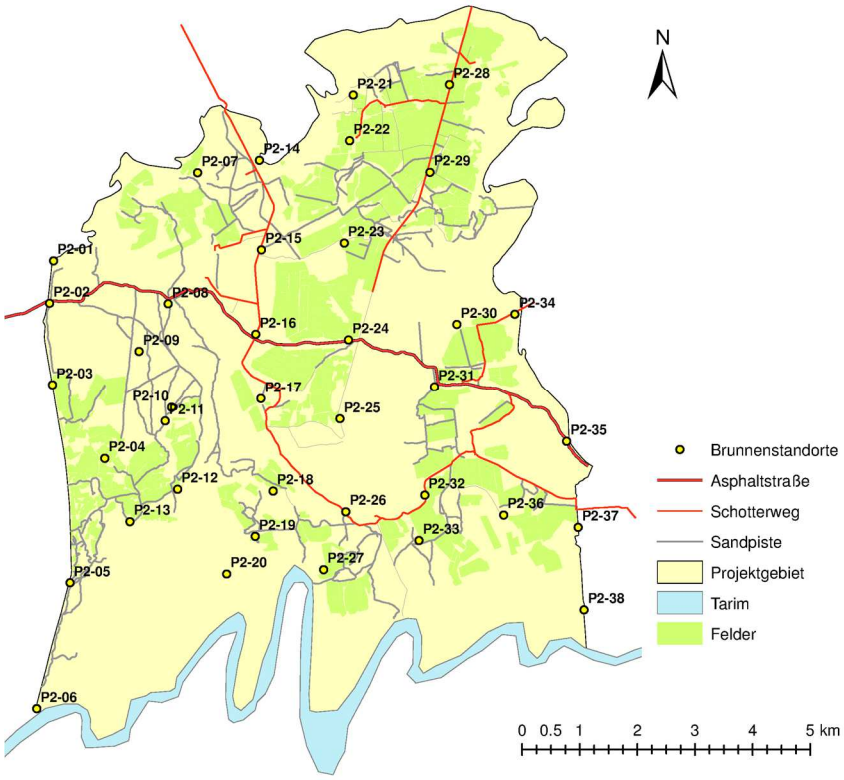


Abbildung 4-1: Lage der Messbrunnen im Untersuchungsgebiet Yengibazar

Einige Brunnenstandorte wurden so gewählt, dass die Messsensoren die Wasserstände in nahegelegenen Gewässern messen können. Durch die Installation des Messbrunnens im Uferbereich ist es möglich, mit Hilfe der Sensoren die Grundwasserstände zur Trocken- und zur Hochwasserzeit zu messen. Während des Hochwassers steigen die Grundwasserstände im Uferbereich stark an und entsprechen etwa dem Wasserstand im Gewässer. In den Überflutungsgebieten messen die Sensoren während der Trockenperiode ebenfalls das Grundwasser; herrscht Hochwasser, wird der Wasserdruck des Oberflächenwassers gemessen, weil diese Brunnen komplett überflutet werden können. Für einige Sensoren wurden Standorte am Rand des Untersuchungsgebiets gewählt, um deren Messdaten gegebenenfalls zur Generierung von Randbedingungen zu nutzen. Lage, Sensorausstattung und vorgesehene Nutzung der einzelnen Grundwassermessstellen können dem Anhang A entnommen werden.

4.1.3 Installation

Die Sensoren müssen sich im Grundwasser befinden, damit die Drucksonde den absoluten Druck (Wasserdruck + Luftdruck) aufzeichnen kann. Zudem sollten die Sensoren so weit im Grundwasser installiert sein, dass sie auch bei Grundwasserschwankungen nicht trocken fallen. Die Messbrunnen müssen daher mehrere Meter in die gesättigte Bodenzone reichen. Stellenweise werden Grundwasserflurabstände von bis zu 12 m erwartet, so dass einige Messbrunnen bis in 15 m Tiefe abgeteuft werden müssen. Der Boden besteht aus schluffigem, feinsandigem Material (Kapitel 4.6), weshalb die Brunnen mit einem einfachen Spülverfahren gebohrt werden können. Die Brunnenbohrarbeiten wurden im November 2011 durch eine ortsansässige Firma ausgeführt. Die Brunnen wurden daher mit lokalen Materialien und Techniken gebaut, weshalb die Brunnenkonstruktion nicht deutschen Maßstäben entspricht.

Die Bohrung erfolgte mit einer Spüllanze in einem mit Wasser gefüllten Becken bzw. einer Rinne. Mit einer Pumpe wird das Wasser im Kreislauf vom Bohrloch über die Spüllanze und wieder zum Becken zurück gefördert. Das an der Lanzenspitze abgetragene Bodenmaterial wird mit der nach oben gerichteten Wasserströmung in das Becken transportiert, wo es sedimentieren kann. Dadurch, dass das gesamte Bohrloch während der Spülarbeiten mit sedimentreichem Wasser gefüllt ist, wird die Einsturzgefahr verringert. Nach Erreichen der Bohrtiefe wird das Bohrloch mit frischem Wasser gespült, die Lanze entfernt und das Brunnenrohr eingesetzt (Abbildung 4-2).

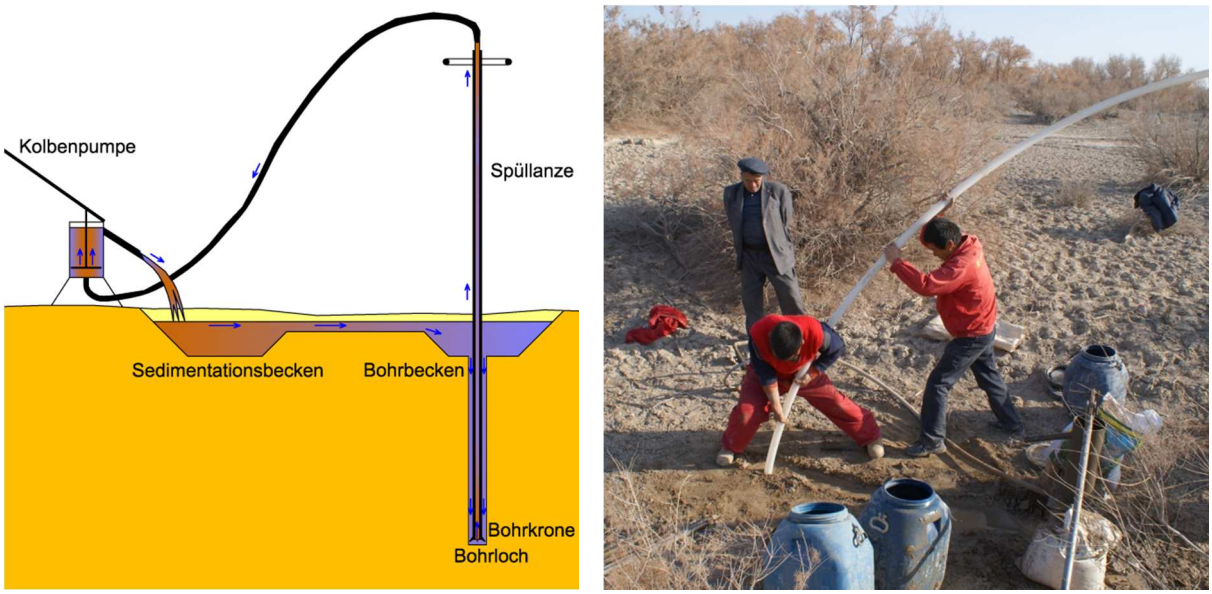


Abbildung 4-2: Brunnenbohrverfahren mit Spüllanze (links) und Bau der Grundwassermessstelle P2-09 während des Einsetzens des Brunnenrohrs (rechts)

Als Brunnenrohr wurde ein 2“ PE-Endlosrohr verwendet, dessen untere 2 m mit Löchern perforiert und anschließend mit einem feinmaschigen Flies umwickelt wurden. Dieser einfach konstruierte Filter soll den Wasseraustausch zwischen Brunnen und Grundwasser ermöglichen und die Verschlämmungsgefahr verringern. Dass der Filteraufbau keinem praxisgerechten mehrschichtigen Filter entspricht und somit eine Verschlämmung der Brunnen möglich ist, muss unter den gegebenen Umständen (Kosten und lokale Bauausführung) akzeptiert werden. Der Brunnen endet einige Zentimeter unter der Geländeoberkante und wird mit einem Plastikverschluss abgedeckt. Beim Bau der Messbrunnen wurde darauf geachtet, dass diese im Gelände nicht sichtbar sind, da ansonsten ein erhöhtes Vandalismus- bzw. Diebstahlrisiko besteht. Zudem ist ein oberirdisches Brunnenende gefährdet, von Weidetieren (Ziegen und Schafen) beschädigt zu werden. Der Sensor wird mit einer Schnur an der Brunnenoberkante befestigt und in das Brunnenrohr gehängt (Abbildung 4-3).

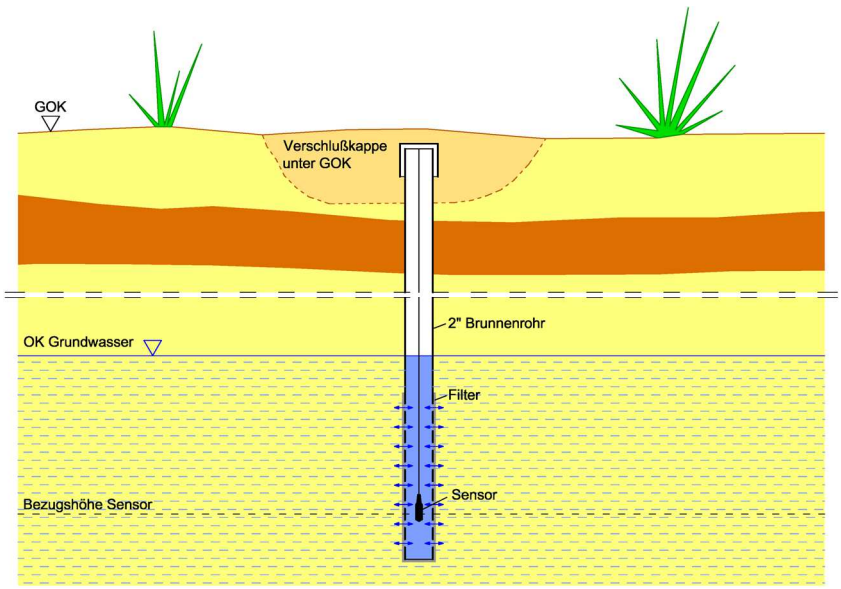


Abbildung 4-3: Vertikaler Schnitt durch einen Grundwassermessbrunnen

Nachdem im November 2011 alle 38 Messbrunnen gebohrt und mit Sensoren ausgestattet wurden, kann demzufolge der 1. Dezember 2011 als offizieller Starttermin der Messungen festgelegt werden.

4.1.4 Messwerterfassung

Alle Sensoren messen in der Zeitzone UTC +8 Std (Peking-Zeit) zu jeder vollen Stunde, so dass jeden Tag insgesamt 2350 Messwerte zur Höhe, Temperatur und elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers dokumentiert werden. Während der Messungen kam es, bedingt durch die Neuerschließung von Agrarflächen, zu Ausfällen einzelner Messbrunnen. Dadurch gingen die betroffenen Messbrunnen vorzeitig außer Betrieb, was zur Folge hat, dass verkürzte Messreihen bzw. keine Messreihen entstanden sind (Tabelle 4-2).

Tabelle 4-2: Zerstörte Messbrunnen und Länge der Messreihen

Brunnen	Sensor	Letzte Messung	Ursache
P2-09	CTD	26.04.2013	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-10	CTD	22.05.2013	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-11	CTD	08.05.2013	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-18	Cera	25.04.2013	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-19	CTD	30.09.2012	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-23	Cera	22.10.2013	Brunnen zerstört durch neue Felder
P2-31	CTD	keine Daten	Brunnen zerstört durch neuen Bewässerungskanal
P2-33	Cera	09.03.2012	Brunnen zerstört durch neuen Bewässerungskanal

Ein Großteil der verbleibenden Sensoren wurde zuletzt im Februar 2014 ausgelesen, so dass für die Jahre 2012 und 2013 vollständige Zeitreihen vorhanden sind. Das Messgebiet wird seitdem von der Xinjiang University selbstständig weiter betreut.

4.1.5 Datenaufbereitung

Die Messdaten müssen zum Teil aufgearbeitet werden. Durch den Bau der Brunnen kam es beispielsweise zu einer künstlichen Erhöhung des Grundwassers, da das Spülwasser den Grundwasserstand lokal angehoben hat. Daher ist bei zahlreichen Brunnen ein Abfallen der Grundwasserstände im Dezember 2011 zu beobachten, was nicht dem natürlichen Regime entspricht. An manchen Brunnen wurde aufgrund einer Verschlammung des Brunnenfußes (P2-22; P2-27 & P2-24) eine Änderung der Sensortiefe notwendig. Andere Brunnen fielen von Frühjahr bis Sommer (P2-13 & P2-38) trocken, so dass in diesem Zeitraum eine Messlücke eingefügt werden muss (Abbildung 4-4).

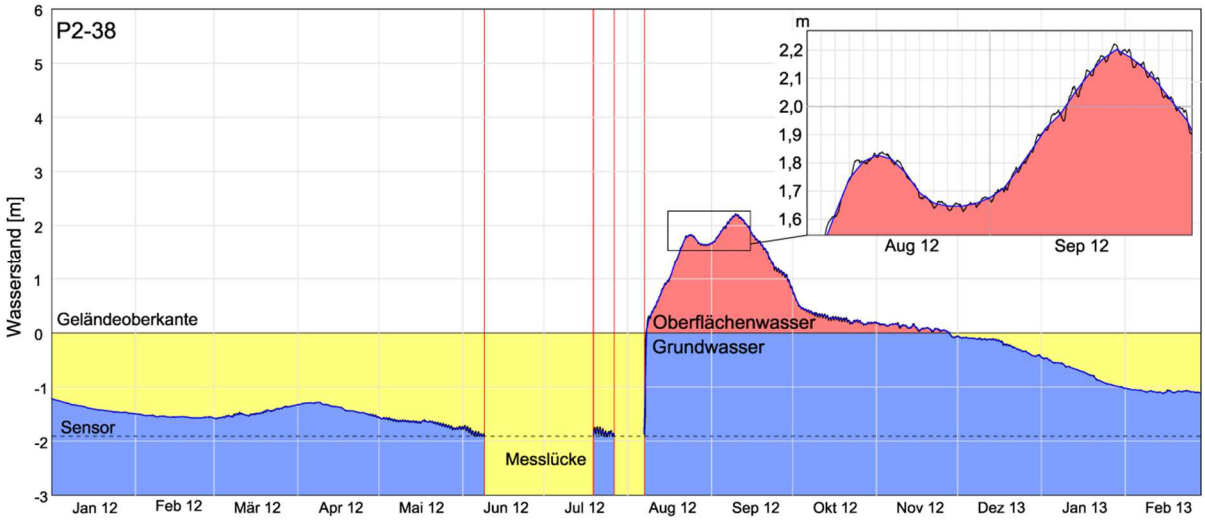


Abbildung 4-4: Aufbereitung der Messdaten des Brunnens P2-38. Messlücke durch Trockenfallen des Sensors im Juni und Juli 2012, sowie Unterscheidung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser

Im Mai 2012 wurden zudem an einigen Brunnen (P2-08; P2-16; P2-17) Auffüllversuche durchgeführt (Kapitel 4.6.3). Während des Versuchs herrschten unnatürliche Grundwasserstände, so dass auch diese Zeiträume als Messlücke definiert werden müssen. Nach der Bereinigung der Messreihen werden die Zeitreihen auf Tageswerte aggregiert, weil diese zeitliche Auflösung für die Modellierung ausreichend genau ist. Für die Aggregation wird der Mittelwert eines jeden Tages gebildet, der sich auf den Zeitpunkt 12:00 Uhr bezieht (Abbildung 4-4).

4.2 Abfluss des Tarim

Die Abflüsse und Wasserstände des Tarim sind für das Wasserhaushaltsmodell eine wichtige Eingangsgröße. An der Tarim-Brücke von Yengibazar ist ein Messpegel der Tarim-Wasserbehörde installiert. Mit einem Ultraschallsensor werden dort täglich die Wasserstandhöhen gemessen, wodurch die Durchflüsse abgeschätzt werden können. Für die Jahre 1992 bis 2002 und 2003 bis 2005 stehen diese Daten zur Verfügung, allerdings nicht ab dem Jahre 2012, seitdem die Grundwassermessungen im Untersuchungsgebiet durchgeführt werden. Der Grund für die fehlenden Daten sind nicht die Messungen, die kontinuierlich weiter geführt werden, sondern eine unzureichende Kooperation, die auf das Misstrauen der Tarim-Wasserbehörde gegenüber ausländischen Forschern zurückzuführen ist. Aus den vorhanden 13 Jahresgängen kann ein mittlerer Verlauf der jährlichen Abflussganglinie und des Abflussvolumens ermittelt werden (Abbildung 3-8).

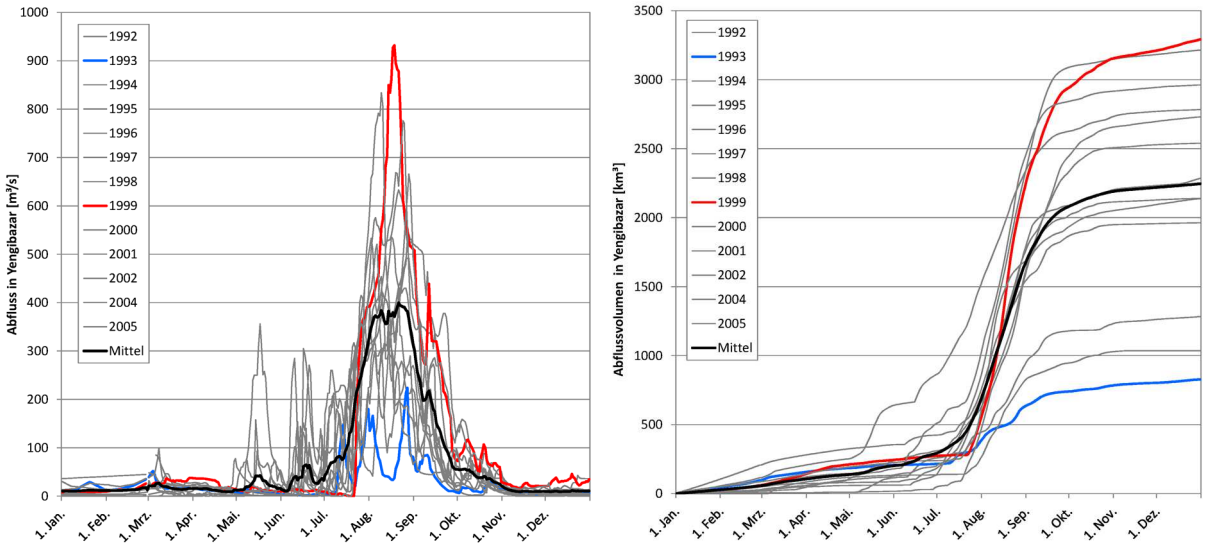


Abbildung 4-5: Jährliche Abflüsse (links) und Abflussvolumen (rechts) des Tarim am Messpegel Yengibazar

Weil der Spitzenabfluss des höchsten Ereignisses bis zu 932 m³/s und 3993 Mio. m³/a (1999) und der geringste Spitzenabfluss lediglich 224 m³/s und 828 Mio. m³/a betrug (1993), ist die Streuung in den Abflüssen hoch, weshalb der mittlere Jahresgang nicht repräsentativ ist.

Eine Alternative zu den Abflussdaten von Yengibazar ergibt sich aus den Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet, die zum Teil auch Oberflächenwasser messen können. Dies gilt zum Beispiel für den Messbrunnen P2-06, der direkt am Ufer des Tarim gebaut ist. Obwohl der Brunnen stark verschlämmt ist und daher Grundwasserstandschwankungen nur stark gedämpft messen kann, ist eine Messung der steigenden Grundwasserstände während des Hochwassers und der Oberflächenwasserstände möglich (Abbildung 4-6).

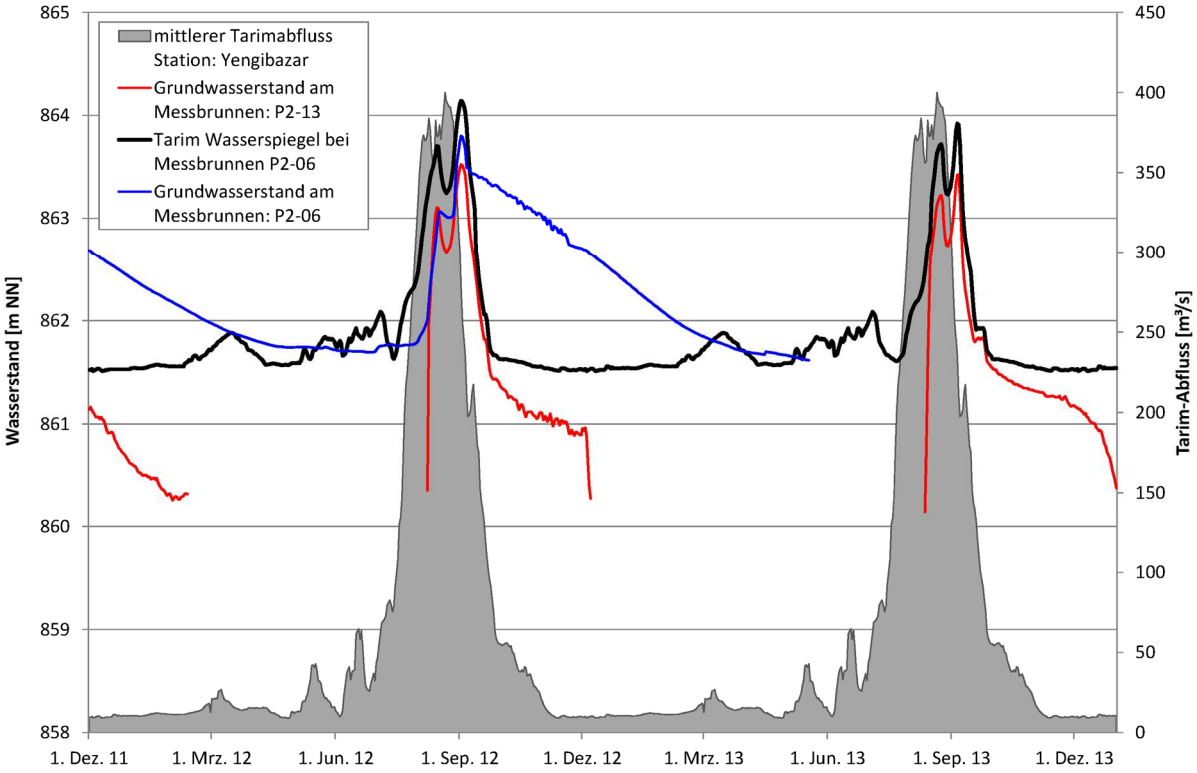


Abbildung 4-6: Erzeugung der Tarim-Wasserstandzeitreihe aus den Daten der Messbrunnen P2-06 und P2-13 sowie der mittleren Abflussganglinie

Die Messstelle P2-13 liegt an einem Altarm, der bei Hochwasser hydraulisch mit dem Tarim verbunden ist. Während der Trockenperiode fällt dieser Messbrunnen jedoch trocken, weshalb es zu größeren Messlücken kommt. Aus den Zeitreihen der beiden Messbrunnen können die Wasserstände des Tarim während der Hochwasserperiode rekonstruiert werden. Wenn kein Hochwasser herrscht, messen die Brunnen die Grundwasserstände, die nicht den Tarimwasserständen entsprechen. Für die Trockenperiode kann allerdings die mittlere Abflussganglinie des Pegels Yengibazar verwendet werden. Aus der Kombination dieser Daten ergibt sich eine realistische Abflussganglinie für den Messzeitraum im Untersuchungsgebiet

4.3 Digitales Geländemodell

Ein exaktes Geländehöhenmodell der Region ist für die räumliche Modellierung des Wasserhaushalts notwendig. Mit diesem werden die Geländehöhen entweder mit Vegetation und Bebauung (*Digitales Oberflächenmodell (DOM)*) oder auch ohne diese (*Digitales Geländemodell (DGM)*) abgebildet. Nur mit den exakten Geländehöhen des topografischen Bodenreliefs können die absoluten Grundwasserflurabstände zuverlässig ermittelt werden. Für eine 2-dimensionale hydraulische Berechnung der Überschwemmungen in den Auwäldern ist zudem ein DGM notwendig. Weil die hydraulischen Prozesse für die Grundwasserneubildung von entscheidender Bedeutung sind, muss die Modellierung auf der Mikroskala (Kapitel 3.3) erfolgen, weshalb ein hoher Anspruch an die Auflösung des DGM gestellt wird.

Für die Region von Yengibazar stehen keine ausreichend genauen topografischen Karten zur Verfügung, aus denen ein Geländemodell erstellt werden könnte. Eine Alternative bieten Fernerkundungsdaten, mit deren Hilfe digitale Oberflächenmodelle (DOM) ermittelt werden können. Mit der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) der NASA wurden im Jahr 2000 zwei Geländemodelle erzeugt. Ein flächendeckendes Geländemodell der Erde (60° Nord – 58° Süd) wurde mit dem SIR-C-Radarsystem erstellt, welches eine Auflösung von ca. 90 x 90 m hat. Ein höher aufgelöstes Modell, welches allerdings nur für 40 % der Erdoberfläche erstellt wurde, konnte mit einem X-SAR-Radar erzeugt werden. Die Auflösung des auch für Yengibazar verfügbaren Modells beträgt ca. 25 x 25 m horizontal (horizontale Genauigkeit 20 m absolut, 15m relativ) und 1 m Höhenintervalle (vertikale Genauigkeit 16 m absolut, 6 m relativ) (DLR, 2014).

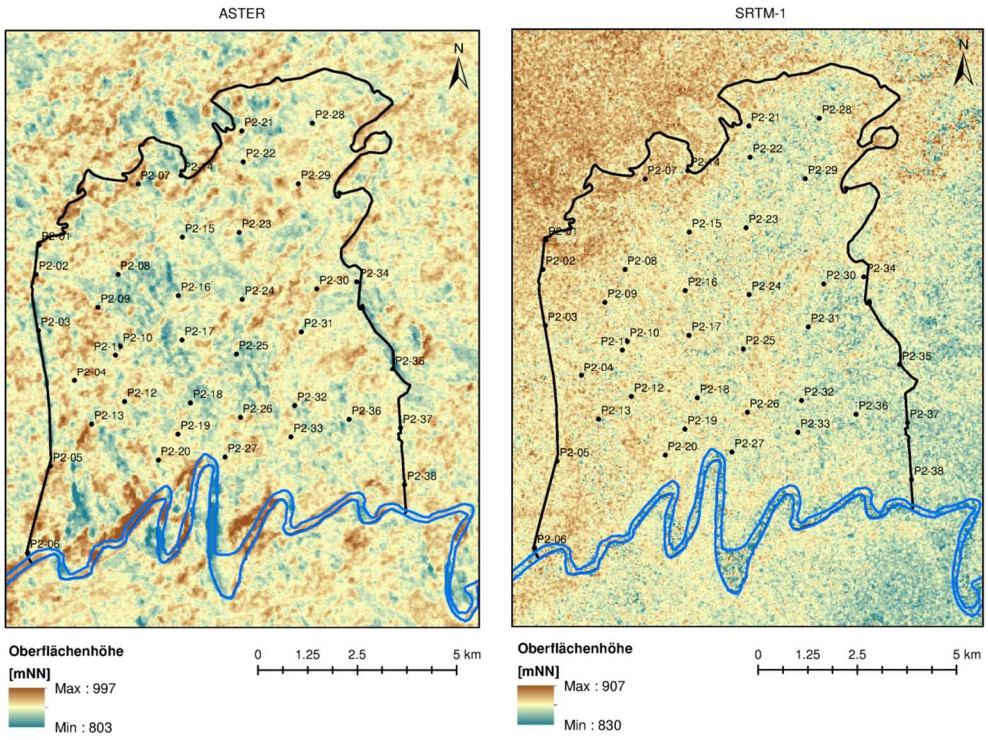


Abbildung 4-7: Vergleich der digitalen Oberflächenmodelle ASTER und SRTM-1

Ein weiteres digitales Oberflächenmodell wird mit dem Erdbeobachtungssatelliten Terra seit dem Jahr 2000 erzeugt. Mit dem dazugehörigen ASTER-System (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) werden hochauflösende, stereographische Multispektralbilder aufgenommen, aus denen ein DOM mit einer horizontalen Auflösung von 30 x 30 m (horizontale Genauig-

keit: 15-30 m absolut, 5-15 m relativ; vertikale Genauigkeit: 12,6 m relativ) generiert wird (Tachikava, et al., 2011). ASTER- und SRTM-1-Oberflächenmodelle stehen für die Forschung zur freien Verfügung (Abbildung 4-7).

Für das Untersuchungsgebiet in Yengibazar zeigt sich, dass die Qualität der vorliegenden Daten nicht ausreichend ist. Zudem fällt beim Vergleich der beiden Geländemodelle eine durchschnittliche Höhenabweichung von 56 m auf. Diese extreme Abweichung lässt sich vermutlich damit erklären, dass für die Region keine Referenzpunkte zur Höhenkorrektur zur Verfügung standen. Das ASTER-Geländemodell zeigt unplausible Erhebungen, wie beispielsweise Berge im Verlauf des Tarim-Flusses (Abbildung 4-7). Da das SRTM-Geländemodell auf Messung der Radarreflektivität beruht, neigen die Pixel des Modells zum Rauschen, wodurch ein visuell körniger Eindruck des Bildes entsteht, der nicht der Realität entspricht.

Eine Alternative stellen höher aufgelöste Geländemodelle dar, wie sie derzeit beispielsweise mit der TanDEM-X-Mission generiert werden. Hierzu fliegen seit 2010 die zwei deutschen Radarsatelliten TerraSAR-X und TanDEM-X in einem nahezu identischen sonnensynchronen Orbit, wodurch interferometrische Radaraufnahmen möglich sind, aus denen ein hochauflösendes Geländemodell (DOM) mit einer Höhengenauigkeit von bis zu 2 m ermittelt werden kann. Da es speziell in dieser Region aufgrund der Reflektion der Sanddünen schwierig ist, ein Geländemodell zu erstellen, steht dieses Produkt allerdings erst seit 2014 zur Verfügung.

Ein weiterer kommerzieller Anbieter von hochauflösenden Geländemodellen ist die Firma Digital Globe, die mit Hilfe der Erdbeobachtungssatelliten WorldView-1 und WorldView-2 aus hochauflösenden panchromatischen Luftbildern sehr genaue Geländemodelle erstellen kann (Digital Globe, 2013). Ohne die Verwendung von Referenzpunkten im Gebiet können mit dem „Mapping Elevation Product“ horizontale Auflösungen von 8 x 8 m (horizontale Genauigkeit 10 m absolut, 8 m relativ) erzielt werden, die über eine vertikale Höhengenauigkeit von 5 m relativ und 8 m absolut verfügen. Zudem verfügt Digital Globe über Algorithmen, um aus Oberflächenmodellen (DOM) Vegetation und Bebauung zu entfernen, um damit ein Geländemodell (DGM) zu erzeugen.

Für das Projektgebiet Yengibazar wird als DGM das hochauflösende Geländemodell von Digital Globe verwendet. Das DGM muss aufgrund von Referenzpunkten nachkorrigiert werden, die erst nach der Erstellung von Digital Globe aufgenommen werden konnten. Bei den Referenzpunkten handelt es sich um 50 Messpunkte, die mittels Differential GPS (DGPS) an den Messbrunnen und an wichtigen Straßenmarkierungen durch die Xinjiang University aufgenommen wurden. Die Korrektur wird mit den folgenden Schritten durchgeführt:

- manuelle Korrektur offensichtlicher Fehlinterpretationen des Geländemodells an den Referenzpunkten
- Erzeugung eines Korrekturrasters für das gesamte DGM
- Korrektur des DGM anhand des Korrekturrasters

Bei der Erstellung des DGM und der damit verbundenen Entfernung der Vegetation aus dem DOM entstanden Fehlinterpretationen, so dass topografische Merkmale im DGM nicht exakt abgebildet werden. Beispielsweise wurde der stark bewaldete Altarm bei Messbrunnen P2-26 nicht in voller Länge dargestellt (Abbildung 4-8).

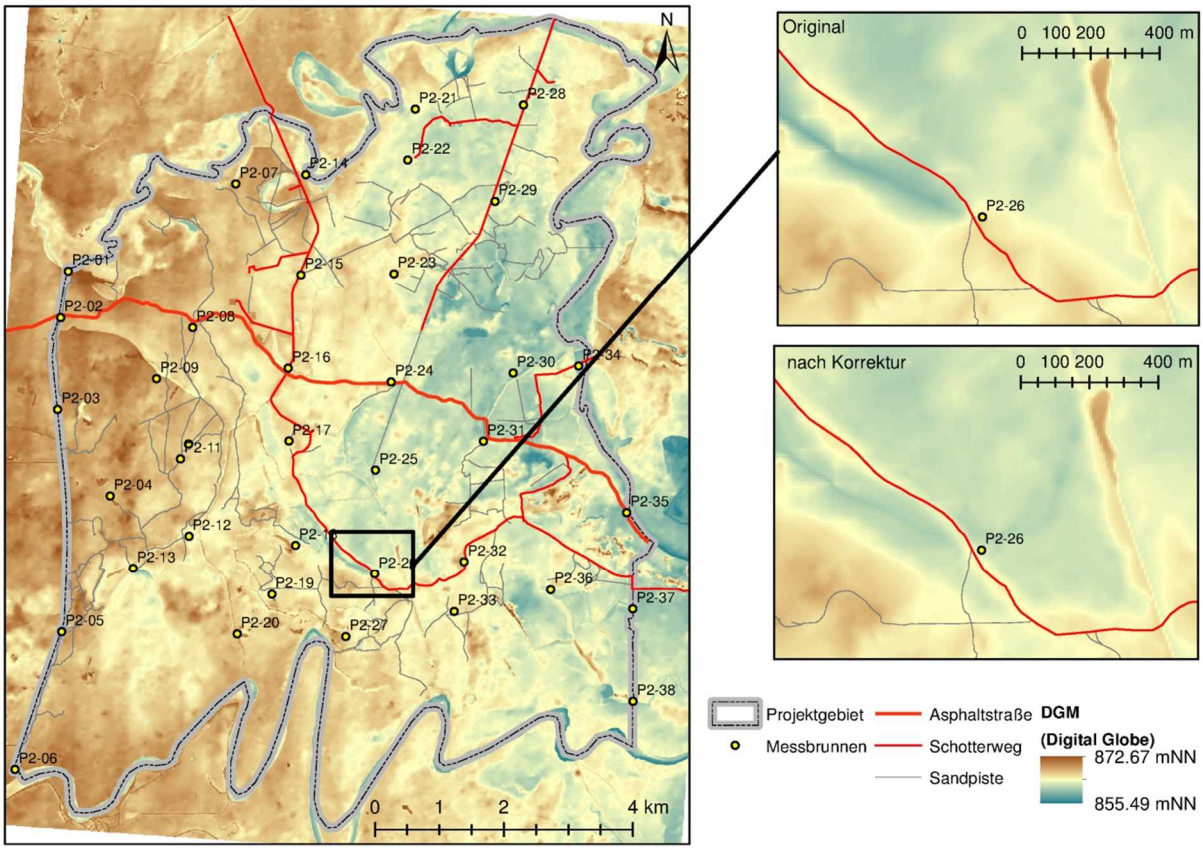


Abbildung 4-8: Korrektur von Fehlinterpretationen am Messbrunnen P2-26 (Detail), die beim Herausrechnen der Vegetation entstanden sind

Durch Dokumentation der Topografien im Nahbereich der Messbrunnen kann das DGM entsprechend korrigiert werden. Auch treten an Stellen, an denen die Referenzpunkte an Hängen gemessen wurden, im Bereich der horizontalen Auflösung des DGM vermehrt Fehler auf, die manuell angepasst werden.

Die Abweichungen des DGM zu den gemessenen DGPS-Referenzpunkten müssen flächig korrigiert werden. Hierzu werden die Korrekturhöhen mit Hilfe des „Inverse Distance Weighting“-Verfahrens (IDW) auf die Fläche interpoliert. Daraus entsteht ein Korrekturraster, welches die Korrekturhöhen enthält, um die die Höhen des DGM verändert werden. Die maximalen Höhenabweichungen für das Korrekturraster werden auf +/- 50 cm begrenzt, so dass keine künstlichen flächigen Erhöhungen oder Senken geschaffen werden. Im Rahmen der Kalibrierung werden weitere Veränderungen am Geländemodell vorgenommen, so dass dieser Schritt lediglich eine Vorkorrektur darstellt (Abbildung 4-9).

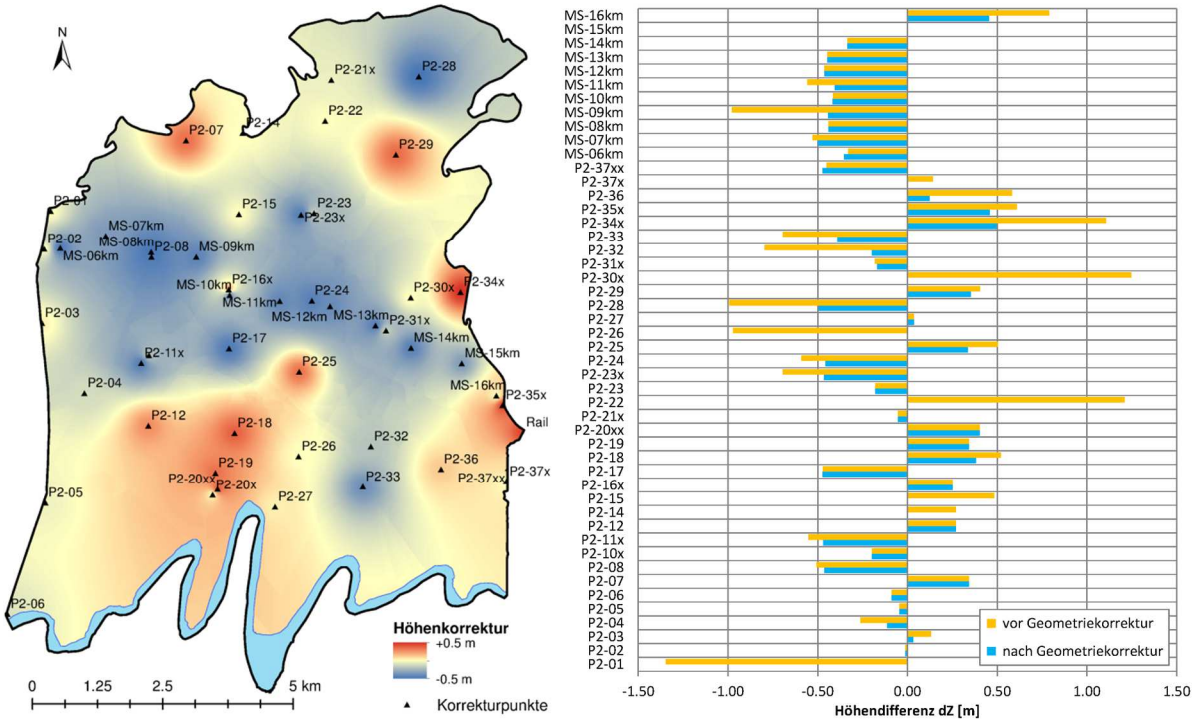


Abbildung 4-9: Korrekturraster (links) mit den Höhendifferenzen an den Referenzpunkten vor und nach der manuellen Korrektur (rechts)

Das Ergebnis ist ein digitales Geländemodell, das durch die Referenzpunkte an den Messbrunnen an diesen Stellen über eine große Höhengenauigkeit verfügt. Aufgrund des starken Bewuchses in Teilen des Untersuchungsgebiets traten zahlreiche Fehlinterpretationen bezüglich der Geländehöhe auf. Dies zeigt sich beispielsweise im Bereich der Baumwollfelder, die wegen der Bewässerung horizontal angelegt sind. Im Geländemodell werden dort Erhebungen oder Mulden abgebildet, die nicht realistisch sein können. Ein Korrektur ist in diesen Bereichen durch Einfügen von ebenen Flächen möglich (Abbildung 4-10).

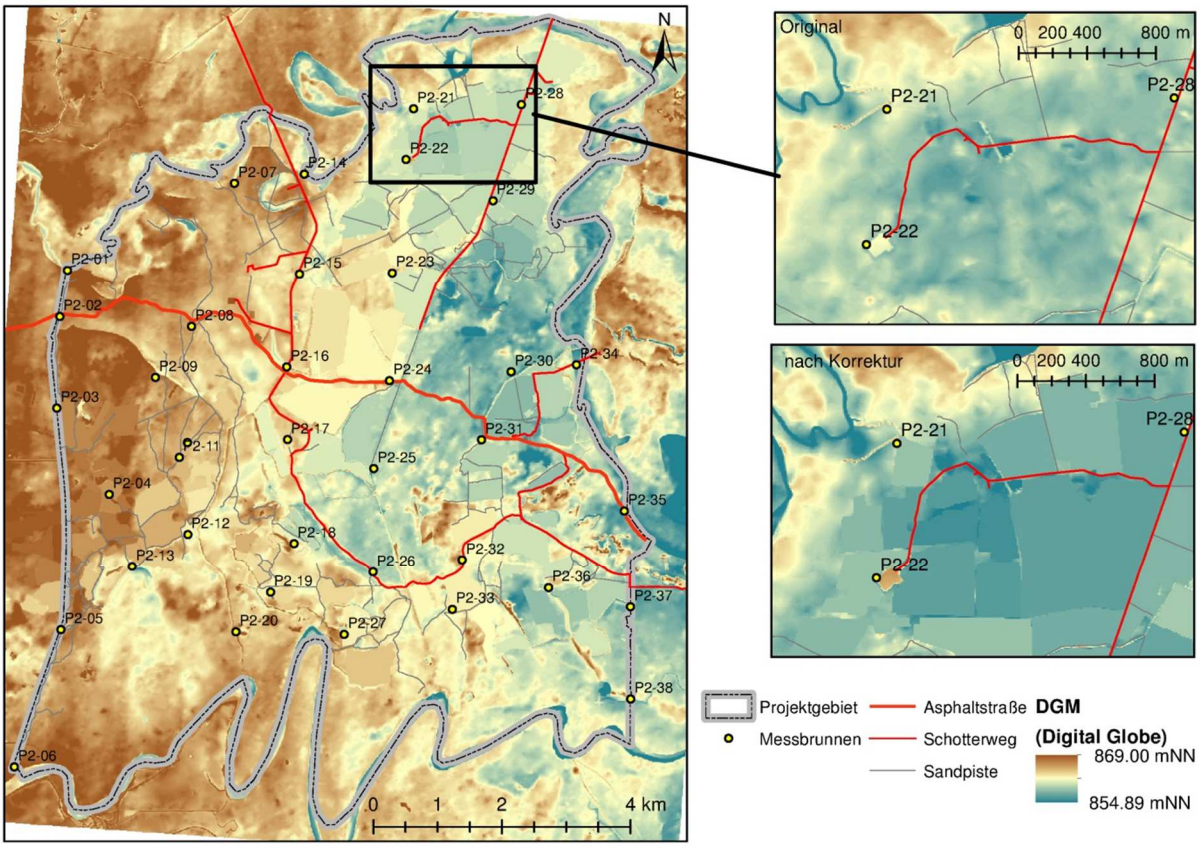


Abbildung 4-10: Anpassung des digitalen Geländemodells im Bereich von Agrarflächen

Trotz aller Korrekturen muss bei der Verwendung des Geländemodells davon ausgegangen werden, dass topografische Merkmale besonders in vegetationsstarken Gebieten nicht exakt abgebildet werden. Dies kann bei der Modellierung von Oberflächenwasser in den Überschwemmungsgebieten zu Fehlinterpretationen führen.

4.4 Überschwemmungsgebiete

Die zuvor geführten Qualitätstests am digitalen Geländemodell haben gezeigt, dass es bei der hydraulischen Modellierung der Überschwemmungsflächen zu Ungenauigkeiten kommen kann. Um dies zu vermeiden, müssen zusätzliche Informationen zur Ausdehnung der Überschwemmungsgebiete ermittelt werden. Dadurch kann die Topografie im digitalen Geländemodell an die reellen Bedingungen angepasst werden und die Oberflächenabflüsse können im Wasserhaushaltsmodell exakter bestimmt werden. Während des Tarimhochwassers stehen die Auwälder zum Teil mehrere Meter tief unter Wasser, so dass manuelle Messungen im Gebiet nicht möglich sind. Die Wasserstände in den Überschwemmungsgebieten werden durch die Grundwassermessstellen punktuell mit erfasst (Kapitel 4.1). Über die flächige Ausdehnung liefern diese Daten jedoch keine Information. Eine räumliche Kartierung der Überschwemmungen ist daher nur mit Hilfe von Fernerkundungsdaten möglich. Auf hochauflösenden optischen Satellitenbildern ist beispielsweise auch die Ausdehnung der Überschwemmungsflächen abgebildet. Da für die Hochwasserzeit nur wenige optische Luftbilder vorhanden sind und der Kauf solcher Produkte sehr kostenintensiv ist, muss eine Alternative gefunden werden. Eine solche Alternative bietet beispielsweise der Radarsatellit TerraSAR-X. Der Satellit sendet Radarstrahlen aus, die von der Erdoberfläche unterschiedlich stark reflektiert werden. Aus der Reflektivität können Geländeinformationen abgeleitet werden. Glatte Oberflächen reflektieren den Radarstrahl stark, wohingegen raue Oberflächen den Radarstahl absorbieren können. Da Wasseroberflächen von stehenden Gewässern für gewöhnlich sehr glatt sind, lassen sich auf diese Weise die Überschwemmungsflächen mittels Radar detektieren. TerraSAR-X verfügt im Spotlight-Modus über eine Auflösung von 1 m Pixelgröße. Diese Eigenschaft ist für die hier zu führenden Untersuchungen besonders wichtig, denn die Überschwemmungen können nur in vegetationsfreien Gebieten ermittelt werden, die sehr kleinräumig sein können. Dort wo die Überschwemmungen in vegetationsreichen Gebieten stattfinden, wird der Radarstrahl durch die absorbierende Vegetation geblockt und die Überschwemmungen bleiben unerkannt. Der Satellit ist aus diesem Grund für die vegetationsdichten Bereiche des Auwaldes blind (Abbildung 4-11).

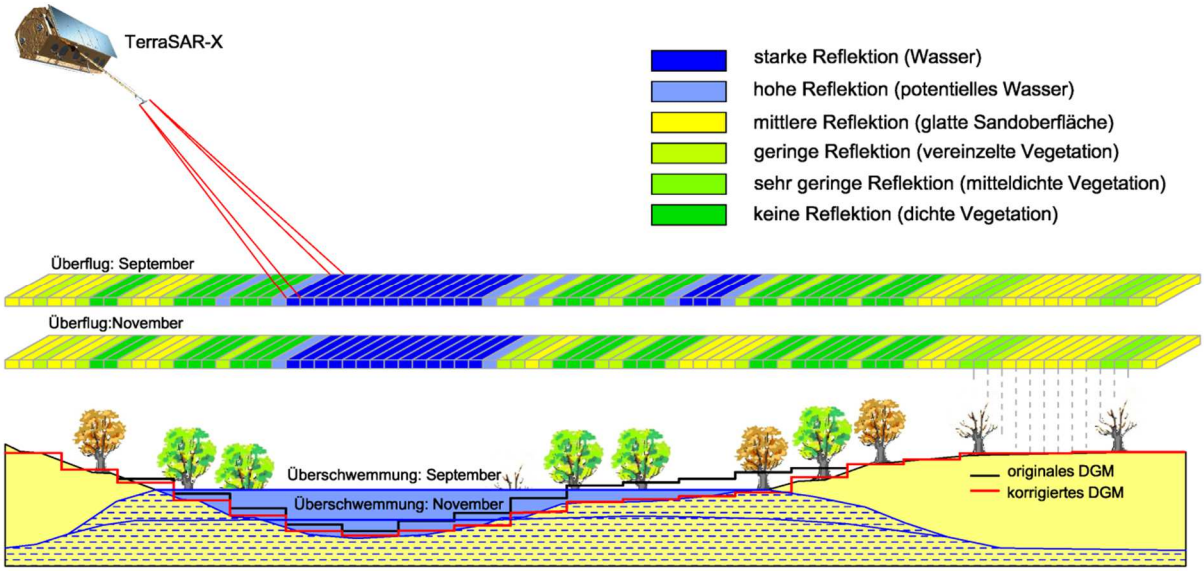


Abbildung 4-11: Detektion von Überschwemmungsgebieten mit TerraSAR-X

Durch die hohe Auflösung des Satelliten können jedoch kleinste Lücken in der Vegetation genutzt werden, um Informationen zur Überflutung zu erlangen. Diese Informationen werden verwendet, um die durch Vegetation abgeschatteten Bereiche zu korrigieren. Die TerraSAR-X Daten müssen entspre-

chend aufbereitet werden, um Überflutungskarten für die Aufnahmezeitpunkte zu erzeugen. Mit Hilfe dieser Karten wird das digitale Geländemodell soweit verändert, dass dieselben Überflutungsausdehnungen abgebildet werden. Ein weiterer Vorteil des Satelliten ist, dass theoretisch alle 9 Tage eine Überfliegung des Untersuchungsgebiets erfolgen kann, wodurch es möglich ist, die Veränderung der Überschwemmungen im Gebiet zu untersuchen. Zudem bietet der Radarsatellit im Vergleich zu einem optischen Satelliten den Vorzug, dass er unabhängig von der Bewölkung und der Tageszeit Aufnahmen machen kann. Die Aufbereitung der TerraSAR-X-Daten erfolgt nach einem eigens hierfür entwickelten Algorithmus, mit dem es möglich ist, die Überschwemmungen nahezu vegetationsunabhängig zu berechnen.

4.4.1 Datenakquisition

Die Daten des TerraSAR-X-Satelliten werden über das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) vertrieben. Sie sind für die wissenschaftliche Nutzung kostenfrei zugänglich. Allerdings befinden sich in den Archiven keine hochauflösenden Aufnahmen für das Projektgebiet, so dass diese erst noch generiert werden müssen. Zu diesem Zweck wurde ein Forschungsvorhaben mit dem Titel „Estimation of groundwater infiltration during flood periods at Imanqak (Xinjiang, China) by using Terra SAR-X-data“ (Fördernummer: HYD 1227) beim DLR beantragt. Im Rahmen dieses Projekts konnten mit dem TerraSAR-X Satelliten 30 Aufnahmen zu beliebigen Zeitpunkten und Orten gemacht werden. Die Termine der Aufnahmen wurden so gewählt, dass besonders zur Hochwasserzeit viele Aufnahmen in möglichst kurzen Zeitabständen erfolgten (Tabelle 4-3).

Tabelle 4-3: Zeitpunkte und Auflösungsstufen der Aufnahmen des Projektgebiets mit TerraSAR-X

Jahr	Modus	TerraSAR-X Aufnahmen											
2011	strip										28.8*	19.9	24.11
	spot												
2012	strip	04.4											
	spot		22.6	03.7	14.7	25.7	07.9	18.9	21.10	1.11	12.11	23.11	15.12
2013	strip												
	spot	06.1	13.3	09.6									

*nur westlicher Bereich des Untersuchungsgebiets

Wegen vorrangiger Messungen des DLR zur Erstellung des globalen digitalen Geländemodells (TanDEM-X & TerraSAR-X) konnten jedoch in den Zeiträumen August 2012 und Juli bis Oktober 2013 keine Aufnahmen gemacht werden, wodurch sich Messlücken ergeben. Dadurch konnte leider für die Jahre 2012 und 2013 keine kontinuierliche Dokumentation der Überschwemmungsflächen erfolgen. Im Jahr 2012 wurde allerdings mit Hilfe der am 07. September beginnenden Aufnahmen die größte Ausdehnung der Überschwemmungsgebiete sowie deren Rückgang gemessen.

4.4.2 Aufbereitung der TerraSAR-X Daten

Für die Aufnahmeregion werden die flächigen Reflektionen der Radarstrahlen als Graustufen in einem Rasterbild bereitgestellt. Die Pixelwerte können von 0 (absolut glatt) bis 255 (absolut rau) variieren. In einer Vorkorrektur werden aus den TerraSAR-X Daten die potentiellen Wasseroberflächen ermittelt. Der Grenzwert für Wasseroberflächen wird bei einem Grauwert kleiner/gleich 15 festgelegt (Gstaiger, et al., 2012). Anschließend werden die Datensätze mit den potentiellen Wasserober-

flächen auf die Auflösung des digitalen Geländemodells (Rasterweite: 10 m) aggregiert. Damit keine Informationsverluste bezüglich der Wasseroberfläche entstehen, wurde für Pixel, die nur teilweise mit Wasser bedeckt sind, die prozentuale Füllung berechnet. Die entstandenen Datensätze werden nachfolgend als TSX-Wassermasken bezeichnet und dienen dem folgenden Überflutungs-Algorithmus als Eingangsdaten (Abbildung 4-12).

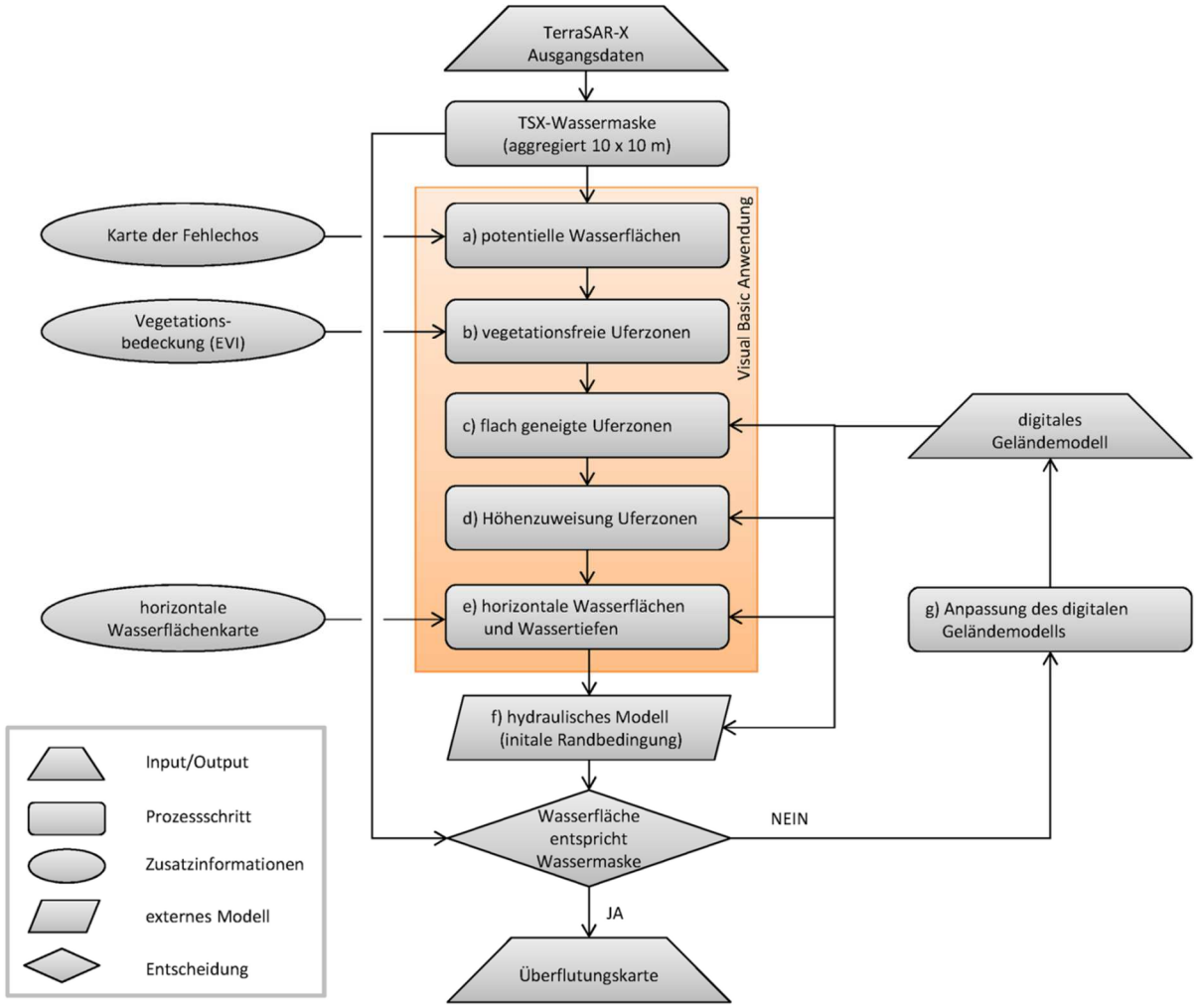


Abbildung 4-12: Ablaufplan des TerraSAR-X Überflutungs-Algorithmus

Ziel der teilautomatisierten Prozedur ist es, die TerraSAR-X Ausgangsdaten mit weiteren Informationen wie Vegetationsdichte, Oberflächeneigenschaften und Topografie zu kombinieren, um die von TerraSAR-X detektierten Wasserflächen unabhängig von vorhandener Vegetation rekonstruieren zu können. Abhängig von den Ausgangsdaten können nur dort die Wasserflächen rekonstruiert werden, wo ausreichende Informationen zur Verfügung stehen. Daher ist es möglich, dass für bestimmte Bereiche keine Überschwemmungen berechnet werden, obwohl das Gebiet tatsächlich überflutet ist. Dies muss bei der Verwendung der Überflutungskarten entsprechend berücksichtigt werden.

Den Kern des Algorithmus bildet eine Visual-Basic-Anwendung, mit der die Eingangsdaten verarbeitet werden und mittels derer anschließend eine korrigierte Karte der Wasserflächen erstellt wird (Prozessschritte a – e). Die Wasserflächen werden unter der Annahme bestimmt, dass der Wasserspiegel der Flächen horizontal ist. Aus diesem Grund muss die Wasserspiegelneigung von Fließgewässern mit einem hydraulischen Modell berücksichtigt werden (Prozessschritt f). Hierzu wird die Wasserfläche

als initiale Randbedingung verwendet. Das Ergebnis ist eine von der Vegetation unabhängige Karte der Überflutungen, die auf Basis des Geländemodells erstellt wurde.

Die Anpassung des Geländemodells erfolgt in zwei grundsätzlichen Schritten. In einem ersten Schritt wird die TSX-Wassermaske mit den durch den Algorithmus erstellten Überflutungskarten verglichen. Liegt die überwiegende Anzahl der Pixel der Wassermaske im Bereich der neu berechneten Überflutungsgebiete, ist das Geländemodell für diesen Überschwemmungszustand realistisch. Liegen Pixel außerhalb, muss das Geländemodell für diesen Bereich angepasst werden. Es ergibt sich ein iterativer Prozess, mit dem das digitale Geländemodell an die zu unterschiedlichen Zeitpunkten stattfindenden Überschwemmungen angepasst werden kann (Schiefer, 2014). Eine deutliche Optimierung der Geländekorrektur könnte durch zusätzliche Daten wie beispielsweise ein während eines Hochwassers zeitgleich aufgenommenes optisches Satellitenbild erreicht werden. Solche Daten stehen jedoch nicht zur Verfügung, so dass es bei diesem Korrekturverfahren immer noch zu lokalen Ungenauigkeiten kommt. Daher wird in einem zweiten Schritt eine weitere Verbesserung des Geländemodells während der Kalibrierung des Wasserhaushaltsmodells durchgeführt. Durch den Vergleich der Überflutungskarten mit den Modellergebnissen können mit Hilfe von lokalen Veränderungen am Geländemodell die Ergebnisse iterativ aufeinander abgestimmt werden (Kapitel 5.2.1). Letztendlich erhält man eine realistische Abbildung der Überflutungen.

Der für die Generierung der Überflutungskarten notwendige Algorithmus wird im Folgenden für die einzelnen Prozessschritte detailliert beschrieben. Zur besseren Übersicht erfolgt dies für den südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets mit der Aufnahme vom 7. September 2012. Die Korrektur des Gesamtgebiets ist für alle Aufnahmen dem Anhang C zu entnehmen.

a) Potentielle Wasserflächen

In einem ersten Schritt müssen Fehlinterpretationen, sogenannte „Fehlechos“ entfernt werden. Fehlechos können dort entstehen, wo der Radarstrahl stark reflektiert wird, obwohl keine Wasseroberfläche vorhanden ist. Ein Beispiel hierfür sind die Kuppen von Sanddünen, die eine hohe Reflektion verursachen. Die Korrektur erfolgt mit einem Raster, auf dem alle Bereiche, in denen häufig Fehlechos entstehen, vermerkt sind. Besonders Pixel der TSX-Wassermasken, die auf bewuchsfreien Dünen oder zeitweise mit Wasser überstauten Bewässerungsfeldern entstanden sind, werden dadurch entfernt (Abbildung 4-13).

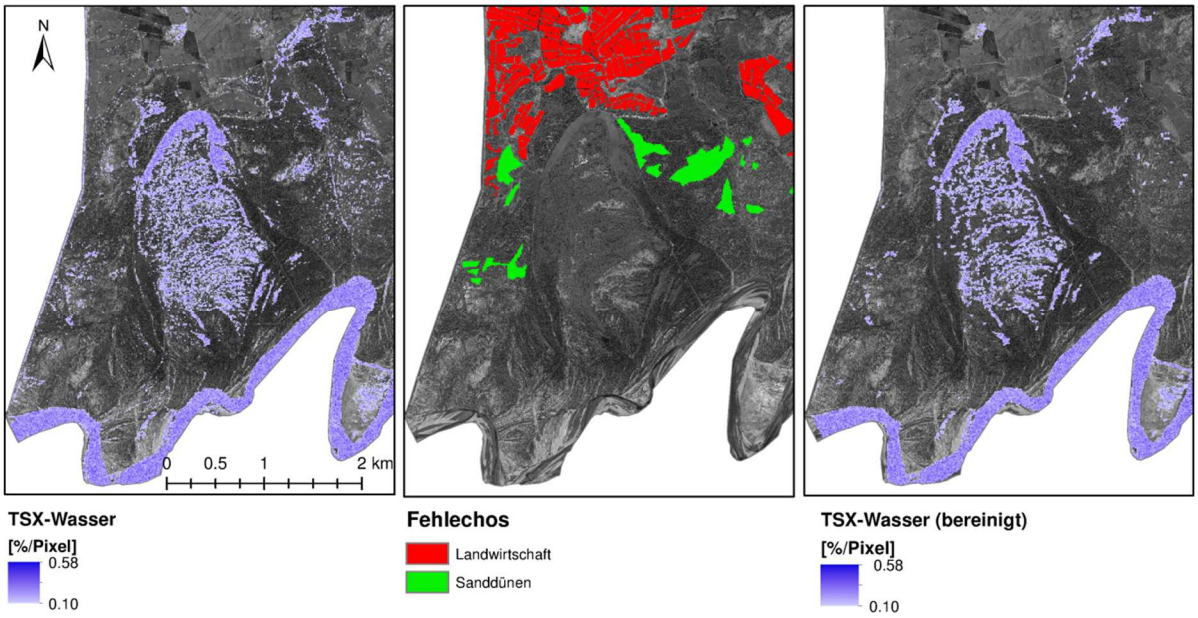


Abbildung 4-13: Entfernung von Fehlechos aus der Wassermaske im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets

Zudem werden in diesem Schritt auch einzelne Pixel entfernt, die auf das Rauschen des Radarsignals zurückzuführen sind. Durch die Bereinigung der Daten werden im späteren Verlauf der Berechnung unnötige Fehlinterpretationen vermieden. Die Erstellung des Korrekturrasters erfolgt zum einen durch Kenntnis der Region und zum anderen mit Hilfe von optischen Luftbildern, mit denen sich besonders Dünen kartieren lassen, die frei von Bewuchs sind.

b) Vegetationsfreie Uferzonen

Ziel des Überflutungs-Algorithmus ist es, aus der TSX-Wassermaske die Wasserstandhöhen abzuleiten. Die errechneten Daten werden anschließend dazu verwendet, das digitale Modell fiktiv mit Wasser bis zu dieser Wasserstandhöhe zu füllen. Dadurch können die Überschwemmungsflächen ohne Vegetation abgebildet werden. Damit die Wasserstandhöhen abgeleitet werden können, werden die Angaben zu den Uferbereichen benötigt, denn nur in diesem Übergangsbereich entspricht die Geländehöhe etwa der Wasserstandhöhe. Die Berechnung erfolgt durch Mittelwertbildung zwischen dem überfluteten Uferpixel und den angrenzenden trockenen Pixeln. Allerdings ist es schwierig zu differenzieren, ob es sich bei den abgebildeten Uferpixeln wirklich um ein Ufer handelt oder lediglich um ein angrenzendes Wasserpixel, das durch Vegetation im abgeschatteten Bereich liegt. Um dies zu klären muss die Vegetation berücksichtigt werden. Hierzu wird die Vegetationsdichte (EVI) verwendet. Wenn ein potentielles Uferpixel auf oder an Vegetation (EVI > 0,2) angrenzt, kann dieses für die Berechnung nicht verwendet werden. Durch diesen Schritt werden aus den TSX-Wassermasken nur ausgewählte Pixel verwendet, die frei von Vegetation sind und an ein Ufer angrenzen (Abbildung 4-14).

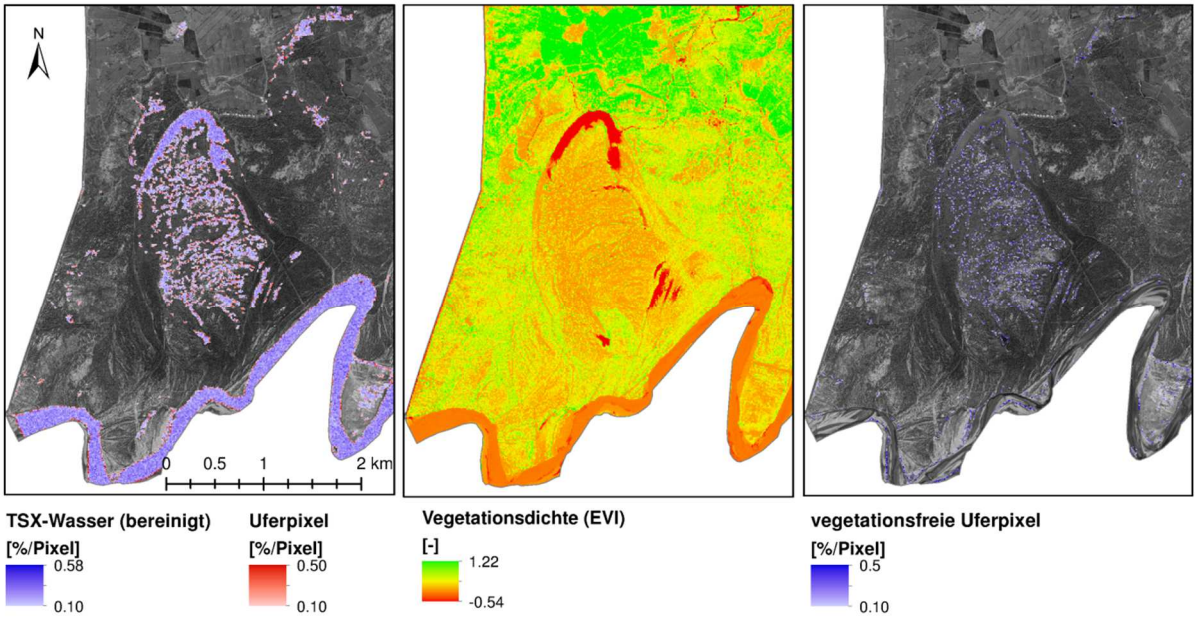


Abbildung 4-14: Selektion von Uferbereichen die frei von Vegetation sind

c) Flache geneigte Uferzonen

Ein weiteres Problem ergibt sich, wenn ein potentielles Uferpixel an einen steilen Hang angrenzt. Durch das starke Gefälle kann es zu Fehlern bei der Berechnung des Wasserspiegels kommen. Aus diesem Grund werden Pixel, die im Geländemodell eine Höhendifferenz von mehr als 1 m aufweisen, von der Berechnung ausgeschlossen. Die verbliebenen Uferpixel werden für die Bestimmung des Wasserspiegels verwendet.

d) Höhenzuweisung aus DGM

Den Uferpixeln müssen Höhen zugewiesen werden, welche aus dem digitalen Geländemodell entnommen werden. Da das Geländemodell eine Rasterweite von 10 m hat, kann eine Höhenzuweisung aber nur mit einer Genauigkeit im Dezimeterbereich erfolgen, was für die Wasserstände in den Überschwemmungsgebieten relativ ungenau ist. Da zudem auch das Geländemodell fehlerbehaftet sein kann, sollten immer mehrere Uferpixel verwendet werden, um einen gemittelten Gewässerstand für eine Region zu bestimmen.

e) Horizontale Wasserflächen

In den Auwäldern sind die Überschwemmungen zum Teil flächendeckend und es ist nahezu keine Fließgeschwindigkeit vorhanden, so dass davon ausgegangen werden kann, dass sich in vielen hydraulisch verbundenen Bereichen ein horizontaler Wasserstand einstellen kann. Diese hydraulisch verbundenen Bereiche (Wassercluster) ergeben sich durch natürliche oder auch künstliche Begrenzungen, an denen das Oberflächenwasser nicht weiterfließen kann. Diese Gebiete werden bei der Berechnung mit berücksichtigt. Aus allen Uferpixeln, die in einem Gebiet liegen, muss ein Wasserstand berechnet werden. Prinzipiell wäre der maximale Wasserstand eines Uferpixels maßgebend, allerdings kann es auch vorkommen, dass einige Pixel im Geländemodell zu hoch definiert wurden. Während des Anpassungsprozesses hat sich daher bewährt, dass für die Bestimmung der Wasserfläche der Mittelwert aus den Uferpixeln zwischen dem unteren 50 % Quantilwert und dem oberen 90

% Quantilwert verwendet wird. Dadurch werden die höchsten 10 % der Wasserstände als Extremausreißer definiert und nicht verwendet. Die unteren 50 % der geringen Wasserstände werden ebenfalls nicht verwendet, da davon ausgegangen werden kann, dass sich diese nicht am Ufer befinden, da es Wasserpixel gibt, die deutlich höher liegen. Anschließend wird jedem Uferpixel dieser Wert zugewiesen. Mit Hilfe des digitalen Geländemodells und den Wasserpixeln der Wassermaske können so die Überflutungsflächen bestimmt werden. Ausgehend von allen überfluteten Pixeln der TSX-Wassermaske werden den unterhalb der Überflutung (DGM Pixel < Wasserstand) liegenden benachbarten Pixeln dieselben Wasserstandhöhen zugewiesen. Dieser Prozess wir solange wiederholt, bis keine benachbarten Pixel mehr überflutet werden. Dadurch ergibt sich eine flächige Überflutungskarte auf der Grundlage von horizontalen Wasserständen (Abbildung 4-15).

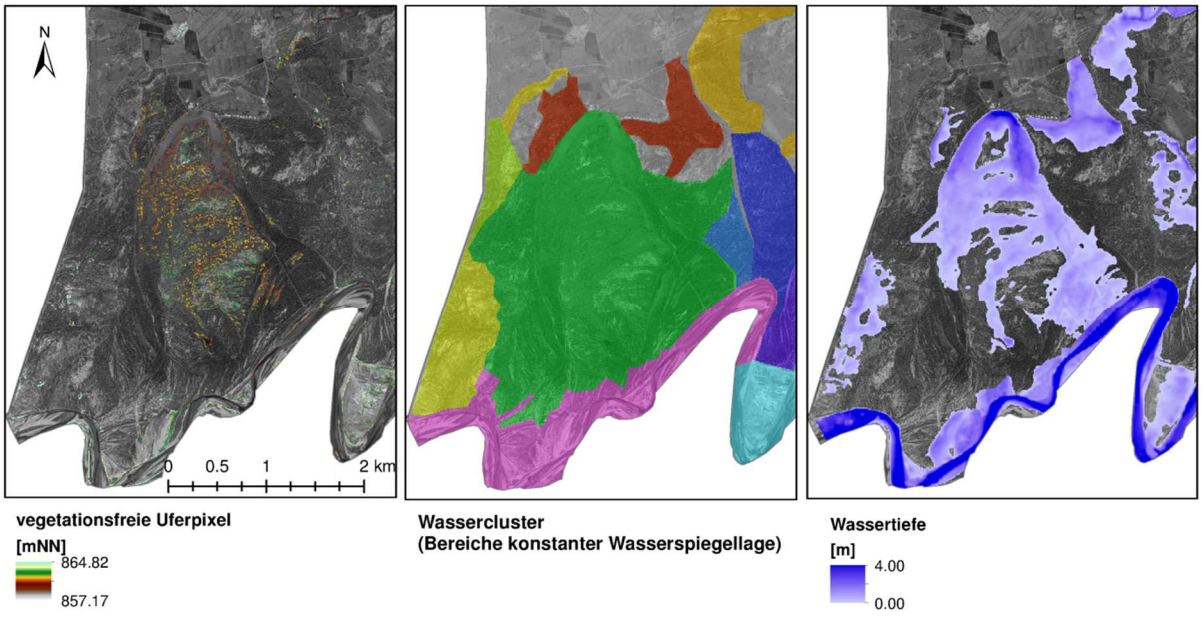


Abbildung 4-15: Berechneter Wasserstand durch Zuweisung von hydraulisch verbundenen Gebieten

An Fließgewässern herrscht aufgrund des hydraulischen Gefälles kein konstanter Wasserstand, so dass hier keine homogene Wasserfläche angenommen werden kann. Der Tarim und der Chayan werden daher vereinfacht in mehrere Segmente unterteilt, deren Wasserstände in Richtung Unterwasser abnehmen sollten. Eine Korrektur dieser vereinfachten Annahme erfolgt im nächsten Prozessschritt.

f) Hydraulisches Modell

Die Visual-Basic-Anwendung produziert vereinfachte Überflutungskarten mit horizontalen Wasserständen. Besonders in Fließgewässern oder an den Übergängen von Wasserclustern kommt es zu unrealistischen Stufen in der Wasseroberfläche, die entsprechend korrigiert werden müssen. Zu diesem Zweck muss eine hydraulische Berechnung erfolgen, durch die sich ein stationärer Zustand der Wasseroberflächen einstellen kann. Die vereinfachten Überflutungen werden im Modell als Anfangsbedingung (initialer Wasserstand) angenommen. Die Wasserstände können sich über einen bestimmten Zeitraum an die natürlichen Prozesse anpassen, indem sich hydraulische Gradienten ausgleichen können. Dadurch entsteht eine physikalisch korrektere Überflutungskarte (Abbildung 4-16 links und Mitte).

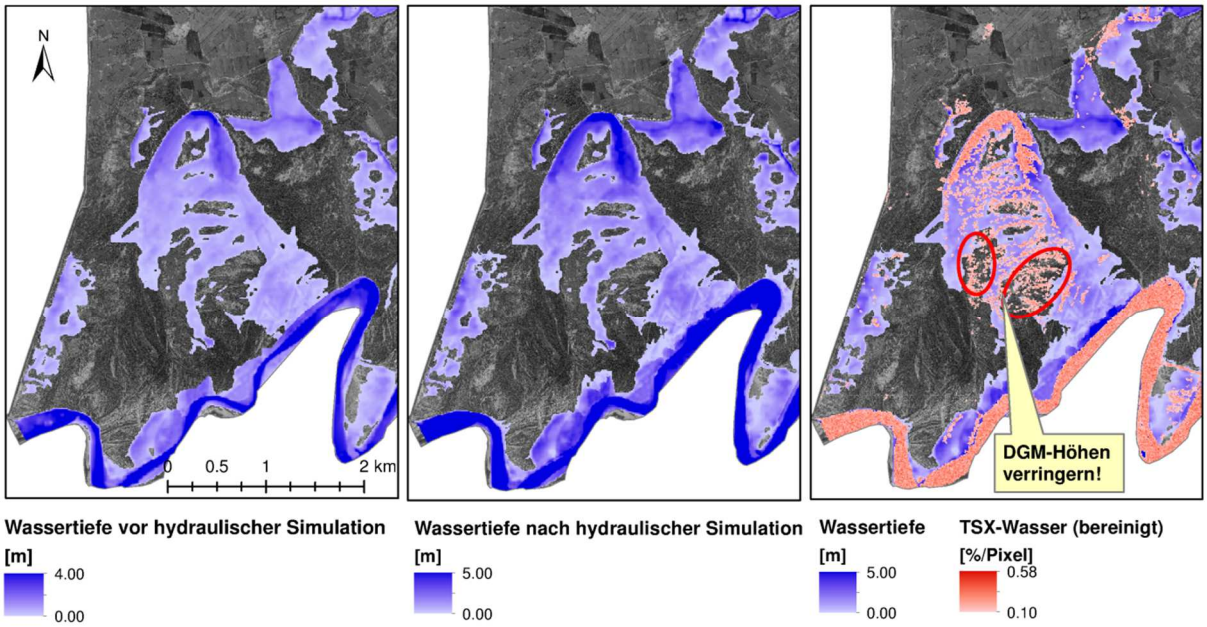


Abbildung 4-16: Korrektur der horizontalen Wasserflächen mit MIKE SHE

Die Berechnung erfolgt mit der hydraulischen Komponente des Wasserhaushaltsmodells MIKE SHE. Der Modellierungszeitraum wird auf 10 Stunden festgelegt, bis sich ein annähernd stationärer Zustand eingestellt hat. Alle anderen relevanten Wasserhaushalts-Prozesse (Evaporation, Infiltration usw.) dürfen bei dieser Berechnung nicht mit berücksichtigt werden, da sonst die Wasserbilanz des stationären Ausgangszustands gestört wird.

g) Anpassung des digitalen Geländemodells

Das Ergebnis ist eine Überflutungskarte, die auf Grundlage der TerraSAR-X Wassermasken und dem digitalen Geländemodell berechnet wurde. Wenn die Überflutungskarte mit der TSX-Wassermaske aus Prozessschritt a übereinstimmt, ist die Topografie im digitalen Geländemodell realistisch abgebildet. Hat aber beispielsweise TerraSAR-X einige potentielle Wasserflächen entdeckt, die in der Überflutungskarte nicht im Überschwemmungsgebiet liegen, so ist das digitale Geländemodell für diesen Bereich unrealistisch und muss angepasst werden. Die Anpassung erfolgt manuell durch Anheben oder Absenken des Geländes (Abbildung 4-16).

Nach der Änderung muss die Berechnung mit dem optimierten digitalen Geländemodell erfolgen. Die iterative Anpassung wird solange wiederholt, bis die meisten bereinigten TSX-Wassermasken in den Überschwemmungsgebieten der Überflutungskarte liegen. Durch die Verwendung von zeitlich unterschiedlichen TerraSAR-X Datensätzen kann das Geländemodell an Hand von unterschiedlichen Überflutungszuständen angepasst werden. Dadurch entsteht eine gute Abbildung der Topografie in den Auwäldern, welche die Grundlage einer korrekten Abbildung der hydraulischen Prozesse im Wasserhaushaltsmodell ist (Abbildung 4-17).

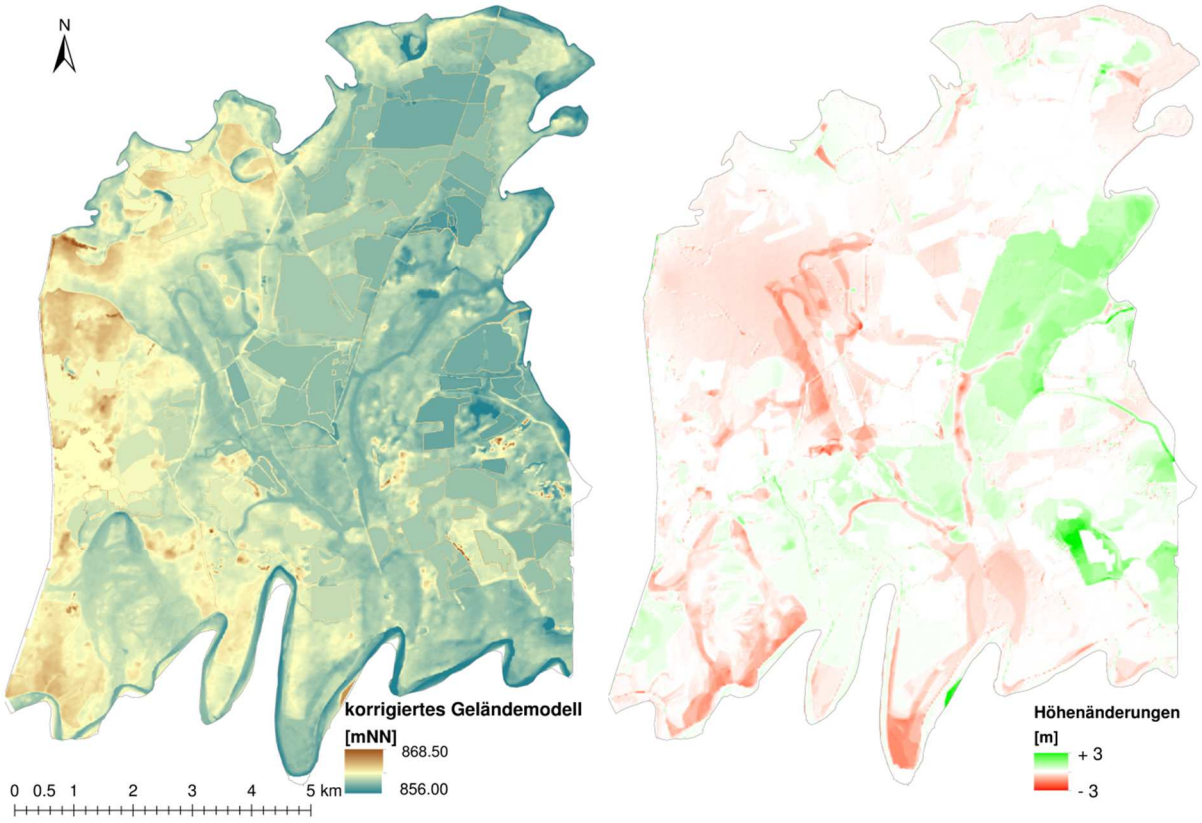


Abbildung 4-17: Anpassung des Geländemodells durch Vergleich der Überflutungskarte mit den durch TerraSAR-X ermittelten Wasserflächen (links) und manuell durchgeführte Höhenänderungen (rechts)

4.4.3 Überflutungskarten

Nachdem das Geländemodell iterativ angepasst wurde, kann dieses dazu verwendet werden, aus den TerraSAR-X-Rohdaten Überflutungskarten zu erzeugen (Abbildung 4-18).

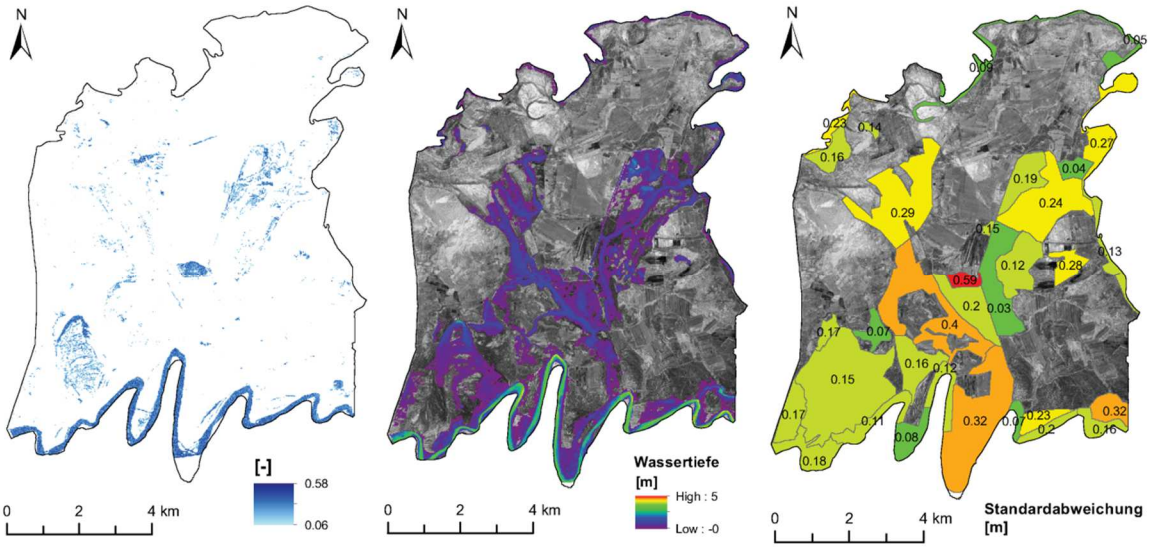


Abbildung 4-18: TSX-Wassermaske (links) mit daraus resultierender Überflutungskarte (Mitte) sowie den Standardabweichungen für die verwendeten Wassercluster (rechts) für den 7. September 2012

Die Überflutungskarten stellen eine deutliche Verbesserung gegenüber der TSX-Wassermaske dar (Anhang C). Allerdings müssen die Ungenauigkeiten bei der Erstellung der Karten mit berücksichtigt werden, da es durch die Mittelwertbildung der Uferpixel (Prozessschritt e) zu Abweichungen kommen kann. Diese Ungenauigkeit wird für jeden verwendeten Wassercluster in Form der Standardabweichung angegeben. Die Standardabweichung gibt dabei Auskunft darüber, inwieweit die berechneten Wasserstandhöhen des jeweiligen Wasserclusters im Mittel voneinander abweichen. Dadurch kann eine Aussage getätigt werden, wie zuverlässig die Wasserstände in den jeweiligen Clustern berechnet wurden. Beispielsweise bedeutet eine Standardabweichung von 0,1 m, dass alle Uferpixel im Mittel 10 cm vom Mittelwert streuen, so dass der Wasserstand mit dieser hohen Genauigkeit für den Cluster berechnet werden kann. Im Anpassungsprozess wurde versucht, für alle Aufnahmen und alle Cluster die Standardabweichung auf unter 0,5 m zu begrenzen, was auch meist gelang.

4.5 Gewässerquerschnitte

Für die Modellierung des Oberflächenwassers werden neben einem digitalen Geländemodell auch die Gewässerquerschnitte der Fließgewässer benötigt. Mit diesen können die 1-dimensionalen Fließprozesse mit MIKE 11 berechnet werden, welches an das Wasserhaushaltsmodell MIKE SHE gekoppelt wird. Die Gewässerquerschnitte des Tarim können aufgrund der großen Breite des Flusses aus dem digitalen Geländemodell entnommen werden. Weil das Geländemodell auf Eingangsdaten des 12. März 2012 basiert, kann angenommen werden, dass sich zur Niedrigwasserzeit nahezu kein Wasser im Flussbett befunden hat. Schwieriger ist es bei den Querschnitten der kleineren Gewässer, die im Geländemodell nicht ausreichend genau abgebildet werden. Diese Gewässerquerschnitte müssen vor Ort dokumentiert werden. Hierzu wurden im Mai 2013 die wichtigsten Gewässerabschnitte abgewandert und dabei die Gewässerquerschnitte dokumentiert. Die Dokumentation erfolgte aus Zeitgründen durch Fotografieren des Gewässers mit Maßstab. Die Ermittlung der Querschnittsmaße erfolgt mittels CAD, wodurch eine ausreichend hohe Präzision erreicht wird (Abbildung 4-19).

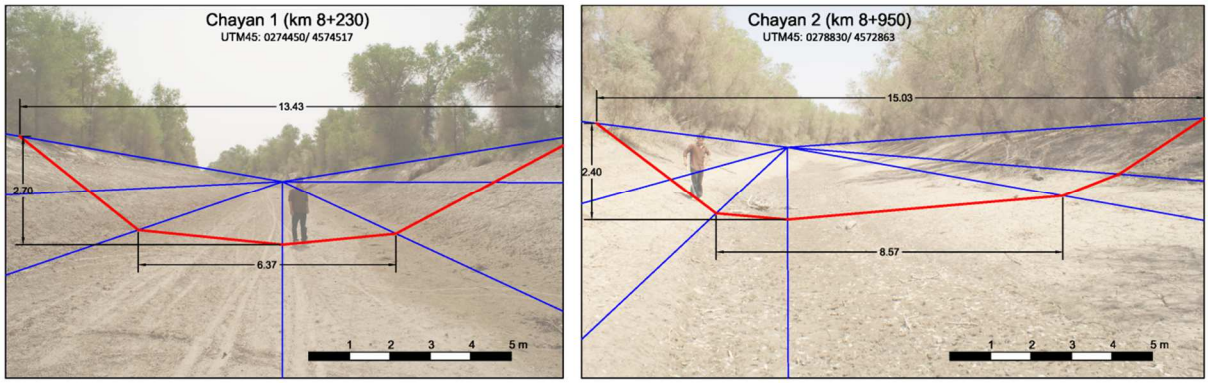


Abbildung 4-19: Ermittlung der Geometrie zweier unterschiedlicher Gewässerquerschnitte des Chayan-Flusses

Mit diesem einfachen Dokumentationsverfahren konnten insgesamt elf Gewässerquerschnitte des Chayan, fünf Gewässerquerschnitte des Verbindungskanals und weitere Querschnitte kleinerer Gräben dokumentiert werden.

4.6 Bodenmodell

Der zentrale Kern eines Wasserhaushaltsmodells für aride Gebiete ist das Grundwassermodell, welches auf Grundlage eines geologischen bzw. pedologischen Modells abgebildet sein muss. Die Verläufe und die Mächtigkeit der unterschiedlichen Bodenschichten haben erhebliche Auswirkungen auf das Grundwasser. So können beispielsweise horizontale wasserundurchlässige Schichten die Grundwasserneubildung aus tiefer liegenden Grundwasserleitern hemmen. Besonders durchlässige Schichten können dagegen zur Folge haben, dass das Grundwasser schneller fließen kann, wodurch Wassertransfers in vertikaler und/oder horizontaler Richtung entstehen können. Abhängig davon, ob die gesättigte oder ungesättigte Bodenzone in der Grundwassermodellierung betrachtet wird, sind unterschiedliche Bodenparameter notwendig (Tabelle 4-4).

Tabelle 4-4: Benötigte Bodenparameter für gesättigte und ungesättigte Berechnungen

Parameter	gesättigt	ungesättigt
geohydraulische Leitfähigkeit (kf)	X	X
Porenanteil (np)	X	-
effektiver Porenanteil (np,eff)	X	-
spezifischer Speicherkoeffizient (Ssp)	X	-
residualer Wassergehalt (θr)	-	X
Sättigungswassergehalt (θs)	-	X
van Genuchten-Parameter (α)	-	X
van Genuchten-Parameter (n)	-	X

In der Praxis ist es schwierig, die geologischen bzw. pedologischen Schichtungen flächig zu dokumentieren, da hierzu zerstörungsfreie geophysikalische Methoden (z.B. Georadar, Magnetic Resonance Sounding (MRS), Geoelektrik) angewendet werden müssten, die aufwendig und teuer sind. Eine einfachere Methode ist die Entnahme von Bohrkernen, die ein punktuelles Bodenprofil liefern. Durch Interpolation und Interpretationen des Kartografen zwischen mehreren Bohrprofilen kann ein Modell des Bodens erzeugt werden (Blume, et al., 2011).

Für das Projektgebiet in Yengibazar wird ein 3-dimensionales Bodenmodell benötigt, das von der Geländeoberkante bis zu einer homogenen undurchlässigen Schicht reicht, die als untere Randbedingung des Grundwassermodells verwendet werden kann. Die horizontale Auflösung des pedologischen Modells liegt bei 10 x 10 m Pixelgröße, was in etwa der Auflösung des digitalen Geländemodells entspricht; vertikal sollten Bodenschichten mit Mächtigkeiten größer 10 cm erfasst sein. Die Grundwassermodellierung im oberen Bereich des Bodens soll den ungesättigten Bodenkörper mit berücksichtigen, weswegen die entsprechenden Bodenparameter benötigt werden.

4.6.1 Datenerhebung von Bodendaten

Bisher wurden im Untersuchungsgebiet noch keine ausreichenden pedologischen Erkundungen durchgeführt, so dass keine Daten zur Verfügung stehen, mit denen der Aufbau eines hochauflösenden Bodenmodells möglich wäre (Kapitel 3.2). Eine räumliche Erkundung der oberen Bodenschicht im Projektgebiet ist notwendig, damit das Grundwassermodell zuverlässig die Prozesse in der ungesättigten Bodenzone abbilden kann. Hierzu wird an jedem der insgesamt 38 Messbrunnen ein Bohrprofil bis zur gesättigten Bodenzone erstellt (Abbildung 4-20).

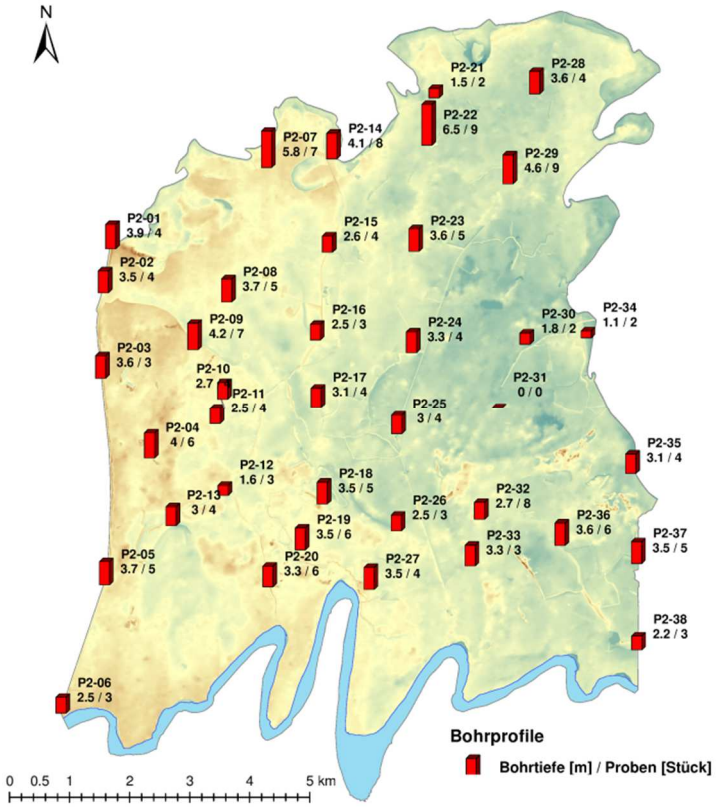


Abbildung 4-20: Lage der Bohrprofile mit Bohrtiefen und Anzahl der genommenen Proben

Aufgrund des vorhandenen Equipments (Eijtelkamp Sandbohrer, mit 8 m Bohrgestänge) ist es nicht möglich, einen geschlossenen Bohrkern zu entnehmen. Es wird daher während der Bohrung darauf geachtet, ob sich das geförderte Bohrmaterial ändert. Bei jeder Änderung wird eine Probe mit entsprechender Kennzeichnung der Entnahmetiefe asserviert. Dadurch ist sichergestellt, dass alle Schichtwechsel im Bohrprofil kartiert werden können. Weil ein Bohren innerhalb der gesättigten Zone nicht möglich ist (Bohrloch stürzt ein), richtet sich die maximale Bohrtiefe nach der Lage des Grundwasserstandes. Im Mai 2012 wurden mit dem beschriebenen Verfahren im Projektgebiet Bohrungen von insgesamt 121 m durchgeführt und 172 Bodenproben für die weitere Analyse entnommen.

4.6.2 Bodenuntersuchungen im Labor

Die Analyse der Bodenproben wurde in Deutschland durchgeführt, da die Analysen in China sehr kostenaufwendig gewesen wären. Daher wurde bei den Bohrungen nur wenig Probenmaterial (ca. 100 g pro Probe) entnommen, da das Gewicht für den Transport der Proben einer Begrenzung von ca. 20 kg unterlag. Die meisten Proben sind aufgrund des Entnahmeverfahrens gestört, so dass nur eine begrenzte Anzahl ungestörter Proben für die Analyse zur Verfügung steht. Die Analyse konzentriert sich auf die Klassifizierung des Bodens, um bodenhydraulische Parameter abzuleiten. Hierzu ist vor allem die Bestimmung der Korngrößenverteilungen, des organischen Anteils und der Porosität notwendig. Die elektrische Leitfähigkeit ist ein Indikator für den Salzgehalt, der mit dem Grundwassermodell ebenfalls untersucht werden soll. Auf die einzelnen Untersuchungsverfahren wird im Folgenden eingegangen.

Korngrößenverteilung

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung erfolgt üblicherweise mit der Sieb-Schlämm-Analyse. Weil hierzu größere Mengen an Bodenmaterial (ca. 25 g Feinanteil) benötigt werden und die Versuche mindestens dreimal wiederholt werden sollten, ist dieses Verfahren für die Bodenuntersuchungen im vorliegenden Fall nicht anwendbar. Stattdessen wird die Korngrößenverteilung mit Hilfe eines Particle Sizers (Horiba LA-950) ermittelt, der mit Hilfe von Laserstrahlen aus kleinsten Probenmengen die Kornzusammensetzung messen kann. Problematisch ist bei der Verwendung dieser Technik zum einen die geringe Probenmenge, die nicht immer der Kornverteilung der Gesamtprobe entspricht. Die Versuche werden daher für jede Probe dreimal wiederholt, um einen Mittelwert zu bilden, der einer homogenen Probe gerechter wird. Zum anderen wird bei der Bestimmung des Tonanteils dieser systematisch unterschätzt, weil die plättchenförmigen Partikel beim Absinken nur einseitig vom Laser angestrahlt werden und zum Teil noch mit anderen Partikeln verbunden sind. Damit der Particle Sizer den Tonanteil realistischer abbilden kann, muss er mit Hilfe der Ergebnisse einer Sieb-Schlämm-Analyse kalibriert werden. Am Bodenprofil P2-06 wurde aus diesem Grund mehr Probenmaterial entnommen, um eine vergleichende Sieb-Schlämm-Analyse durchführen zu können. Anschließend wird über die Kalibrierparameter (R-Index Probe = 1,55; I-Index Probe = 0,1; Dispergiermedium = 1,55) der Particle Sizer an der Sieb-Schlämm-Analyse kalibriert (Abbildung 4-21).

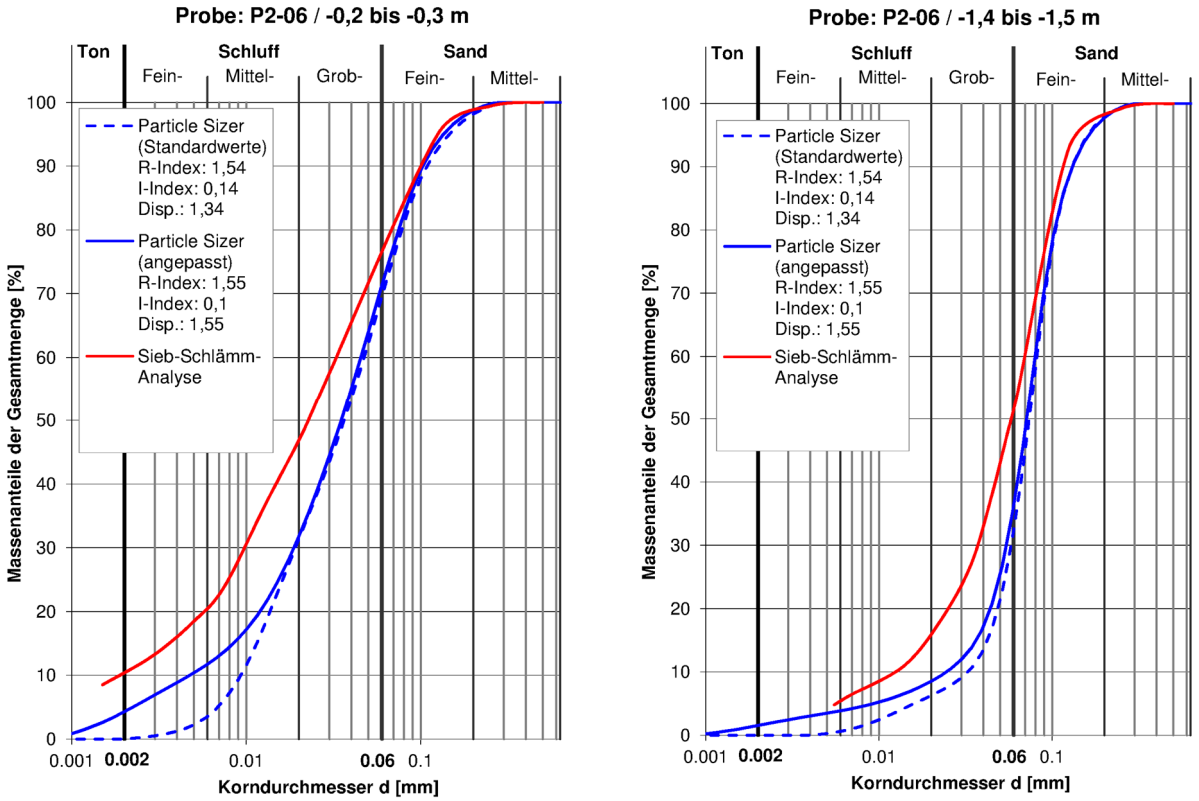


Abbildung 4-21: Anhebung des Feinstanteils der Particle Sizer-Messungen an die mit der Sieb-Schlämm-Analyse ermittelten Werte für zwei Proben im Bohrprofil P2-06

Mit dem kalibrierten Particle Sizer können für alle 172 Bodenproben die Korngrößenverteilungen ermittelt werden (Anhang B). Durch die Anteile der einzelnen Bodenfraktionen ist es möglich, den Boden einer Bodenart zuzuordnen (Abbildung 4-27).

Organischer Anteil

Der organische Anteil wird durch den Glühverlust bestimmt. Hierzu muss die Trockenmasse der Probe bestimmt werden, die anschließend im Muffelofen bei ca. 550 °C verglüht wird. Nachfolgend wird die Probe wieder gewogen und die prozentuale Massendifferenz bestimmt. Der organische Anteil in den Proben kann von 0,5 % bis zu 8,2 % betragen (Anhang B). Der zum Teil für Wüstenböden ungewöhnlich hohe Anteil an organischem Material ist über die Wurzeln in der Probe zu erklären. Einige Pflanzen der Tugai-Vegetation können ein dichtes Wurzelnetz bis in 20 m Tiefe entwickeln (Kapitel 4.8)

Elektrische Leitfähigkeit

Der Salzgehalt in den Bodenproben wird mit Hilfe der elektrischen Leitfähigkeit ermittelt. Hierzu wird die Probe gemäß DIN EN 27888 im Verhältnis 1:10 verdünnt. Die Ergebnisse weisen ebenfalls große Schwankungen auf; es wurden Leitfähigkeiten zwischen 64 und 3250 µS /cm ermittelt (Anhang B). Auf die Salzkonzentrationen wird in Kapitel 4.10 detaillierter eingegangen.

Speicherkoeffizient und spezifischer Speicherkoeffizient

Das Speichervermögen des Bodens wird über den Speicherkoeffizienten (S) und den spezifischen Speicherkoeffizienten (Ssp) beschrieben. Der Speicherkoeffizient ergibt sich aus dem nutzbaren Porenanteil des Bodens, so dass dieser zunächst aus den Bodenproben ermittelt werden muss. Durch das Probenahmeverfahren (Bohrung) ist es nicht möglich, im Feld ungestörte Bodenproben aus tieferen Schichten zu entnehmen. Aus diesem Grund wurden an neun geeigneten Stellen (Hänge und künstliche Einschnitte) Schürfe erstellt. An diesen wurde mit Hilfe eines Ausstechzylinders eine ungestörte Probe entnommen. Der Porenanteil wird für alle Proben nach folgender Formel (Formel 16) ermittelt, wobei die Reindichte mit 2,65 g/cm³ angenommen wird.

$$n_p = 1 - \frac{\sigma_t}{\sigma_0} \qquad \text{(Formel 16)}$$

Mit: n_p = Porenanteil $[-]$
σ_t = Trockendichte $[g/cm^3]$
σ_0 = Reindichte $[g/cm^3]$

Der Porenanteil variiert bei allen untersuchten Proben zwischen 40 % und 50 %. Drei entnommene Schluffproben verfügen allerdings über eine geringere Porosität, was ungewöhnlich ist, da Schluffböden normalerweise einen höheren Porenanteil von 50 % bis 55 % besitzen (Abbildung 4-22).

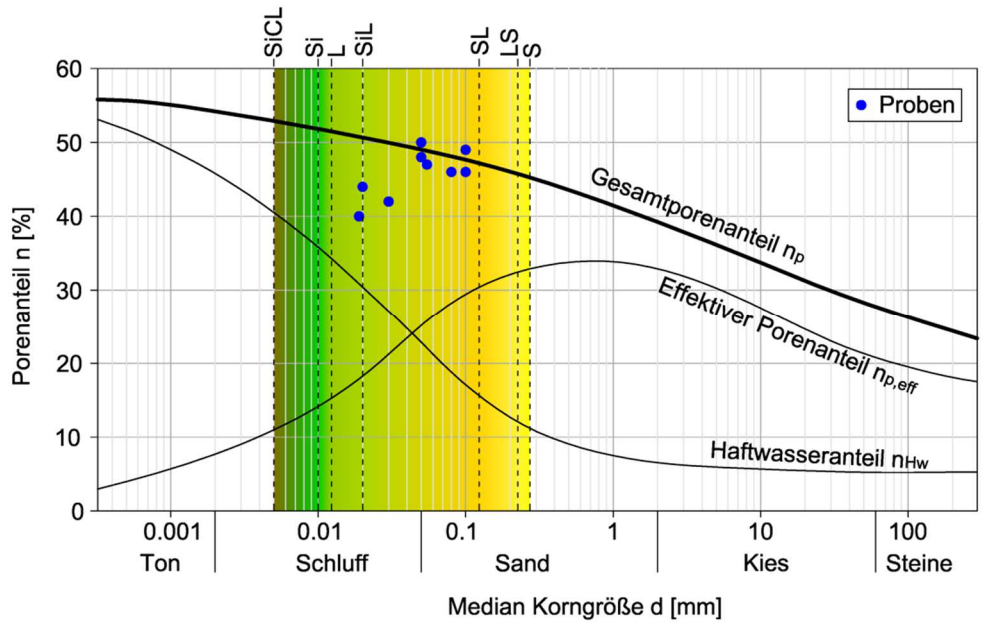


Abbildung 4-22: Porenanteil, effektiver Porenanteil und Haftwasseranteil in Abhängigkeit von der medianen Korngröße nach: Davis & De Wiest (1966)

Die hohe Abweichung lässt sich nur durch eine unzureichende Laboruntersuchung erklären. Vermutlich wurden die Proben nicht lange genug im Ofen getrocknet. Während die sandigen Böden bereits trocken waren, war in den Schluffproben vermutlich noch ein Teil Wasser gebunden, so dass die Trockendichte zu hoch bestimmt wurde. Der Porenanteil der sechs sandigen Proben ist realistisch, so dass dieser in Verbindung mit dem Diagramm nach Davis & De Wiest zur Ermittlung des Porenanteils und des effektiven Porenanteils (hydraulisch nutzbarer Porenanteil) aller Bodenarten dienen kann (Davis & De Wiest, 1966). Für freies, also nicht gespanntes Grundwasser entspricht der effektive Porenanteil in etwa dem Speicherkoeffizienten.

Neben dem Speicherkoeffizienten wird auch der spezifische Speicherkoeffizient benötigt, auch wenn dieser bei ungespannten Grundwasserleitern nur eine untergeordnete Rolle spielt. Der Wert beschreibt die Kompressibilität des Grundwasserleiters, durch die es besonders bei gespannten Grundwasserleitern durch hohe Druckänderungen zu Veränderungen der Speicherkapazität kommen kann. Der spezifische Speicherkoeffizient hat die Einheit 1/m, weshalb der Wert "die Änderung des gesamten Wasservolumens je Volumeneinheit des Grundwasserraums bei Änderung des Grundwasserspiegels um 1 Meter" (DIN 4049-3, 1994) angibt. Die Berechnung des spezifischen Speicherkoeffizienten erfolgt für freies Grundwasser nach folgender Gleichung (Formel 17), die maßgeblich vom Porenanteil des Bodens abhängt (Hölting & Coldewey, 2013):

$$S_{Sp} = \sigma_W \cdot g \cdot \left((1-n) \cdot \chi_{Fe} + n \cdot \chi_W\right) \qquad \text{(Formel 17)}$$

Mit:
- S_{Sp} = spezifischer Speicherkoeffizient $[1/m]$
- σ_W = Dichte Wasser $\approx 1000\ [kg/m^3]$
- g = Gravitationskonstante $\approx 9{,}81\ [m/s^2]$
- n = Porenanteil $[-]$
- χ_{Fe} = Kompressibilität des Sediments $\approx 10 \cdot 10^{-10}\ [\mathrm{m^2/N}]$
- χ_W = Kompressibilität von Wasser $\approx 4{,}8 \cdot 10^{-10}\ [\mathrm{m^2/N}]$

Der spezifische Speicherkoeffizient beträgt für tonig-schluffige Böden $3{,}0 \cdot 10^{-6}$ 1/m und für feinsandige Böden $2{,}7 \cdot 10^{-6}$ 1/m.

4.6.3 Bodenuntersuchungen im Untersuchungsgebiet

Während der Arbeiten im Untersuchungsgebiet wurden zudem verschiedene Feldexperimente durchgeführt, um Bodenparameter direkt bestimmen zu können. Hierzu erfolgten zum einen Brunnenauffüllversuche an einigen Messbrunnen, um auf die geohydraulische Leitfähigkeit (Durchlässigkeitsbeiwert) des Grundwasserleiters schließen zu können. Zum anderen wurden Infiltrationsversuche mit einem Doppelringinfiltrometer durchgeführt, um die Durchlässigkeit der Deckschicht zu ermitteln.

Brunnenauffüllversuch

Beim Auffüllversuch (Slug-Test) wird das Brunnenrohr mit Wasser aufgefüllt, wodurch ein Druckunterschied entsteht. Dieser bewirkt, dass das Wasser über die Brunnenrohröffnungen in den Grundwasserkörper sickert. Durch das Sinken der Wassersäule im Brunnenrohr wird das Druckgefälle ausgeglichen. Auffüllversuche können entweder mit statischen oder dynamischen Wasserständen durchgeführt werden. Während beim statischen Versuch der Wasserstand im Brunnenrohr durch regelmäßiges Auffüllen konstant gehalten werden muss, wird bei dynamischen Versuchen das Absinkverhalten gemessen. Aus der Absinkgeschwindigkeit bzw. dem aufgefüllten Wasservolumen kann die Infiltrationsgeschwindigkeit berechnet werden, die der geohydraulischen Leitfähigkeit entspricht. Weil die Brunnen im Untersuchungsgebiet mit Sensoren ausgestattet sind, ist das Verfahren des dynamischen Auffüllversuchs besonders gut geeignet. Die Versuche wurden im Mai 2012 an drei verschiedenen Messbrunnen (P2-08; P2-16 und P2-17) durchgeführt (Abbildung 4-23).

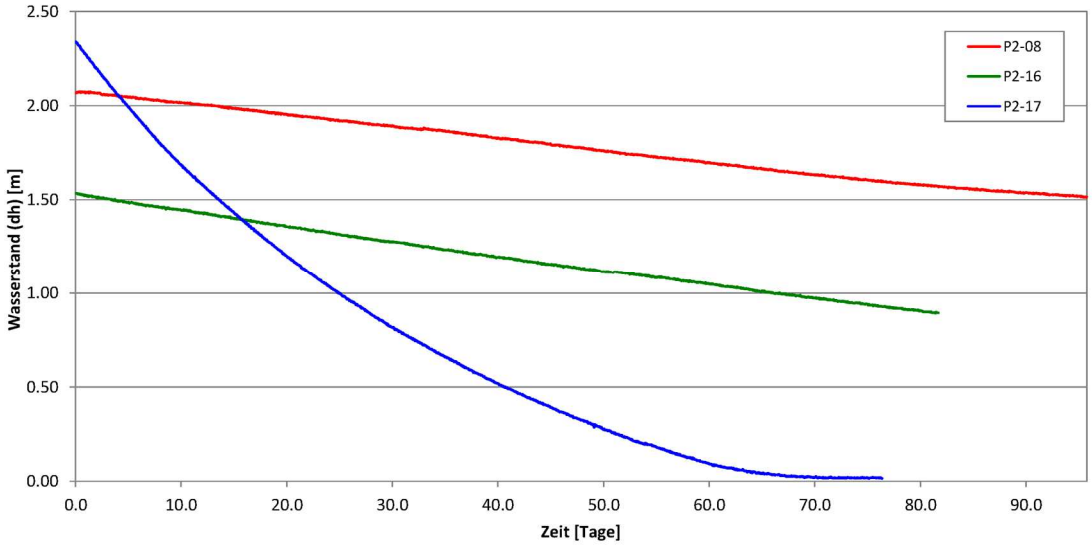


Abbildung 4-23: Gemessener zeitlicher Verlauf der Wasserstände in den Brunnen während der Auffüllversuche

Die Versuche ermöglichen es, die Durchlässigkeit der Bodenschicht im Bereich des Brunnenfilters zu bestimmen. Neben der Brunnengeometrie wird für die Berechnung nach Bouwer & Rice die Filterlänge benötigt, die bereits beim Bau der Brunnen abgemessen wurde (Bouwer & Rice, 1976). Der Durchlässigkeitsbeiwert errechnet sich für den dynamischen Versuch im freien Grundwasser nach folgender Gleichung (Formel 18):

$$k_f = \frac{{r_{st}}^2 \cdot ln\left(\frac{R}{r_0}\right)}{2 \cdot l_0 \cdot (t_{i+1} - t_i)} \cdot ln\left(\frac{h_i}{h_{i+1}}\right) \qquad \text{(Formel 18)}$$

Mit: k_f = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit $[m/s]$
r_{st} = Radius des Brunnrohrs $[m]$
l_0 = Filterlänge $[m]$
t_i = Messzeitpunkt $[s]$
h_i = Wasserstand im Brunnenrohr zum Zeitpunkt i $[m]$
$ln\left(\frac{R}{r_0}\right)$ = Verhältnis der Reichweite R zum Radius des Filters r_0

$$ln\left(\frac{R}{r_0}\right) = \left[\frac{1{,}1}{ln\left(\frac{l_0 + H_0}{r_0}\right)} + \frac{r_0}{l_0} \cdot \left(A + B \cdot ln\left(\frac{[d - (l_0 + H_0)]}{r_0}\right)\right)\right]^{-1}$$

H_0 = Abstand Ruhewasserspiegel – Oberkante Filter $[m]$
d = Grundwassermächtigkeit unterhalb des Filters
A, B = Koeffizienten nach Bouwer & Rice, die vom Verhältnis der Filterlänge zum Brunnenradius abhängig sind $[-]$

Da die Grundwassermächtigkeit (d) unterhalb des Brunnenrohrs nicht bekannt ist, muss hierfür ein Wert angenommen werden. Die Grundwassermächtigkeit beeinflusst das An- und Abströmverhalten des Wassers, so dass das Berechnungsverfahren besonders bei geringen Grundwassermächtigkeiten unterhalb des Brunnens (< 5, 0 m) sensitiv werden kann. Weil für die Region bekannt ist, dass die Mächtigkeit des Grundwasserleiters mindestens 40 m beträgt (Abbildung 3-6), kann zur Vereinfachung dieser Wert für die Berechnung verendet werden. Für die drei betrachteten Brunnen ergeben sich sehr geringe Durchlässigkeitsbeiwerte von $6{,}4 \cdot 10^{-11}$ (P2-08) bis $7{,}4 \cdot 10^{-10}$ m/s (P2-17). Durchlässigkeitsbeiwerte dieser Größenordnung lassen für gewöhnlich einen stark undurchlässigen Tonboden erwarten, der aber im Bereich der Brunnenfilter nicht vorhanden ist (Abbildung 4-24).

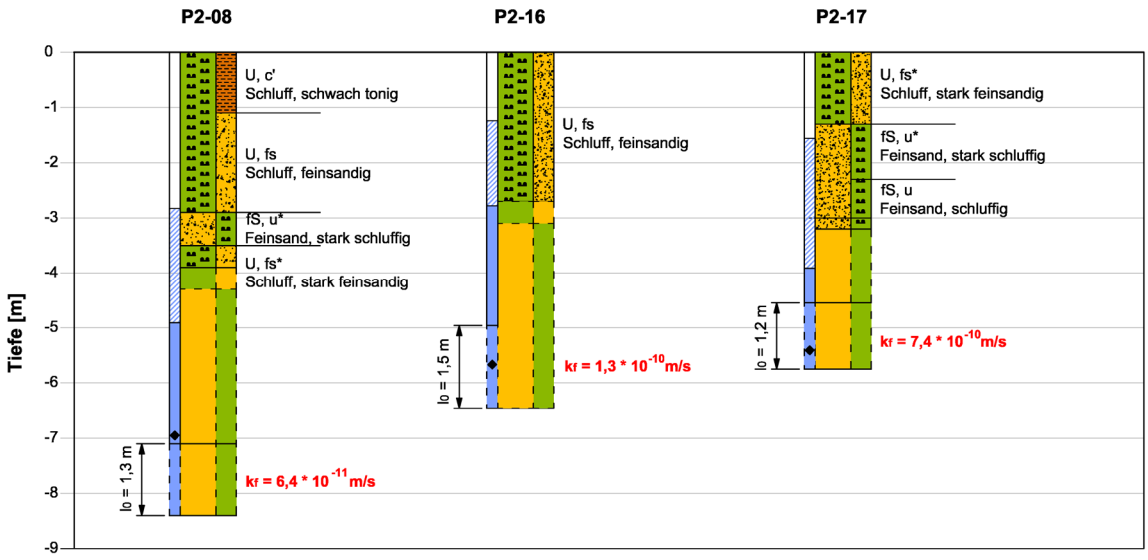


Abbildung 4-24: Aufbau des Bodens an den Brunnen, an denen Auffüllversuche durchgeführt wurden

Die Auffüllversuche an den Messbrunnen ergeben keine realistischen geohydraulischen Leitfähigkeiten des Bodens in der Filterzone. Die unplausiblen Ergebnisse sind auf die Brunnen selbst zurückzuführen, die vermutlich im Bereich des Filters verschlämmt sind. Da beim Brunnenbau ein einfaches Filterfließ verwendet wurde, kann sich schnell Feinstmaterial im Brunnenrohr sammeln. Dieses beeinflusst die Filterwirkung und damit den Wasseraustausch zwischen Messbrunnen und Grundwasser. Die Folge ist, dass die Grundwasserstandsmessung deutlich gedämpft ist. Diese Messungenauigkeit sollte bei der Verwendung der Brunnenwasserstände berücksichtigt werden.

Infiltrationsversuch

Die Infiltrationsversuche dienen der Bestimmung der Durchlässigkeit in der Bodendeckschicht. Weil dieser hydrologische Prozess besonders in den Überflutungsgebieten wichtig ist, wurden die Versuche vorrangig dort durchgeführt. Insgesamt konnten im Mai 2013 an sechs Standorten Infiltrationsexperimente gemacht werden. Diese wurden mit einem eigens konstruierten Doppelringinfiltrometer durchgeführt, welches aufgrund der verfügbaren Materialien nicht der Norm entspricht (Abbildung 4-25).

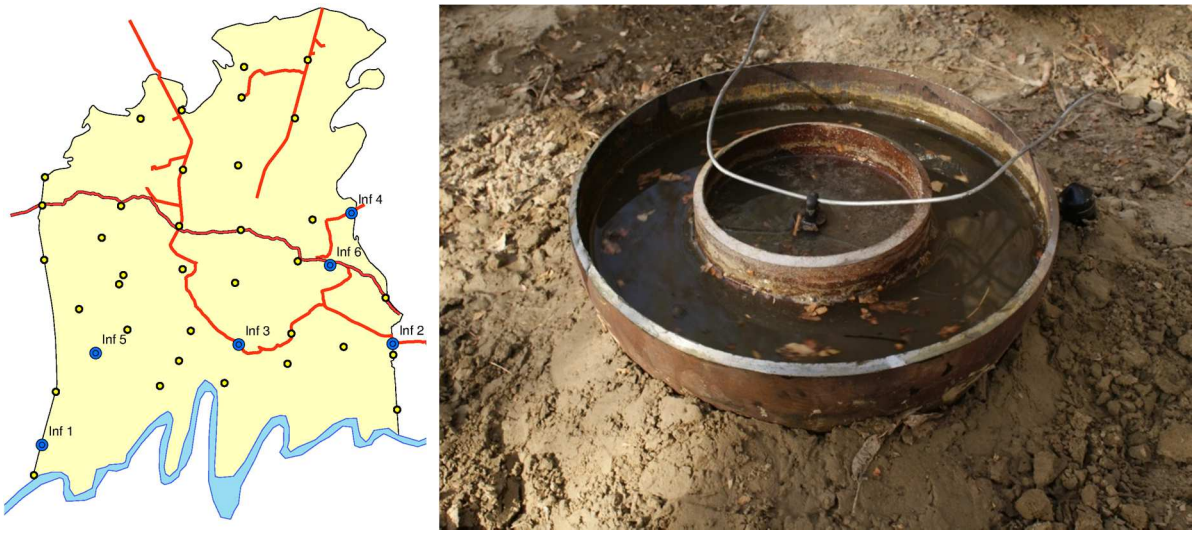


Abbildung 4-25: Lage der Versuchsstandorte mit dem Versuchsaufbau des Doppelringinfiltrometers am Versuchspunkt 1

Die Messung des Wasserstands im inneren Ring des Infiltrometers erfolgte mit einer Drucksonde (Cera-Diver). Während des Versuchs wurde zudem der innere Ring mit einer Folie abgedeckt, um Verdunstungsverluste zu vermeiden. Die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwerts erfolgt mit dem Gesetz von Darcy (Formel 7). An den Versuchsstandorten wurden zudem Bodenproben entnommen, um die Bodenart zu bestimmen. Anhand des Verlaufs der Messwerte ist zu erkennen, dass der Wasserstand während der Experimente mit gleichbleibender Geschwindigkeit sinkt, was bedeutet, dass die Infiltrationsrate (dh/dt) konstant ist. Weil die Versuche in den noch feuchten Überflutungsgebieten durchgeführt wurden, war der Boden schnell gesättigt, weshalb sich keine nennenswerte Anfangsinfiltration einstellen konnte. Diese ist in der Regel deutlich höher und wird erst im Verlauf des Experiments konstant, da in den noch trockenen Böden eine deutlich höhere Saugspannung vorherrscht. Die Ergebnisse dieser Versuche lassen daher eine gute Aussage zur gesättigten geohydraulischen Leitfähigkeit zu (Abbildung 4-26).

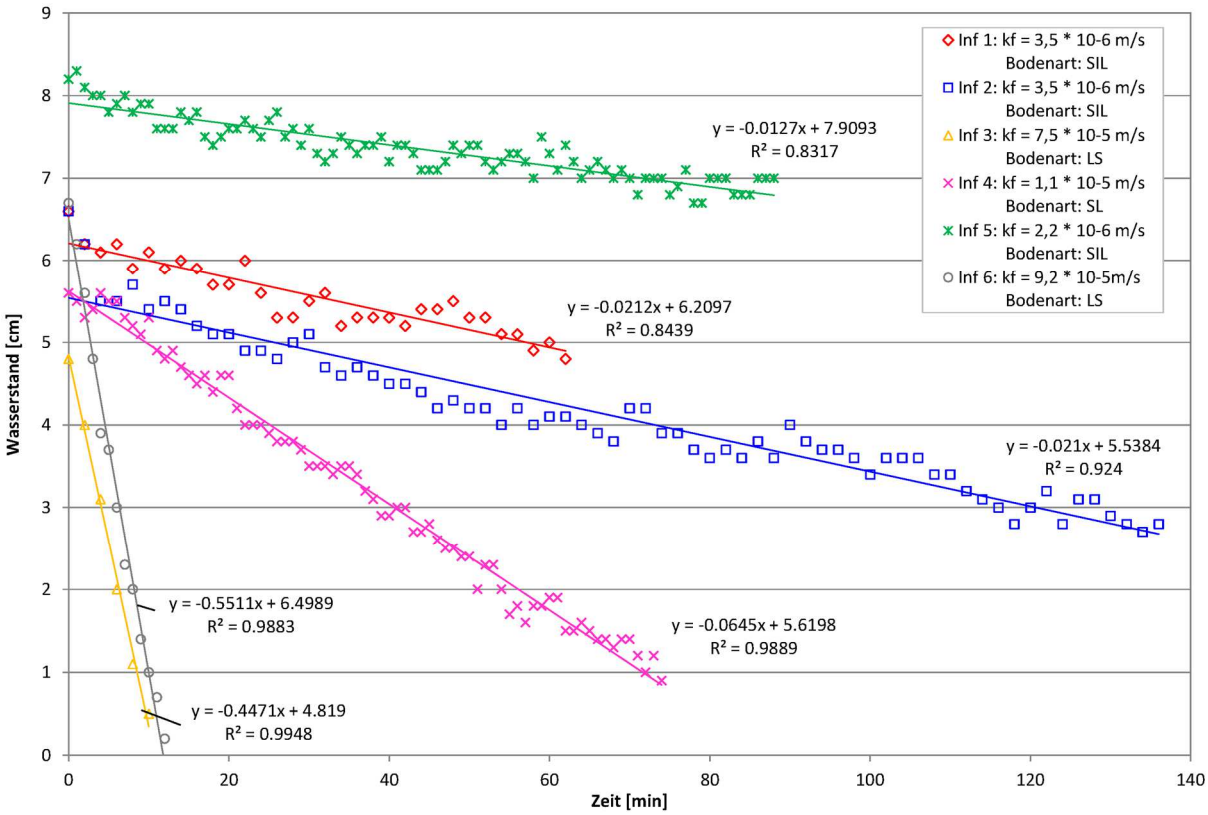


Abbildung 4-26: Messergebnisse der Doppelringinfiltrometerversuche mit gemittelten linearen Funktionen, aus deren Steigung sich der Durchlässigkeitsbeiwert ergibt

Die Infiltrationsexperimente 1, 2 und 5 weisen nahezu die gleiche Infiltrationsgeschwindigkeit von ca. $3{,}0 \cdot 10^{-5}$ m/s auf. Der Boden an diesen Standorten wurde als sandiger Lehm (SiL) angesprochen. Bei den Versuchen 3 und 6 kam es in dem lehmigen Sandboden (LS) zu einer höheren Infiltrationsgeschwindigkeit von ca. $8{,}0 \cdot 10^{-5}$ m/s. Der Versuch am Standort 4 (sandiger Lehmboden (SL)) lieferte eine Infiltrationsgeschwindigkeit von $1{,}1 \cdot 10^{-5}$ m/s. Alle berechneten Durchlässigkeitsbeiwerte entsprechen den angesprochenen Böden, so dass die Versuche realistische Ergebnisse geliefert haben (Kapitel 4.6.4).

4.6.4 Bodenklassifizierung

Die für die Klassifikation eines Bodens wichtigste Information ist die Korngrößenverteilung. Aus der Zusammensetzung von Ton, Schluff, Sand und gegebenenfalls Steinen sowie dem organischen Anteil können bodenhydraulische Parameter wie beispielsweise die geohydraulische Leitfähigkeit oder auch Pedotransferfunktionen abgeleitet werden. Die Einteilung der Bodenarten erfolgt mithilfe eines Bodenartendiagramms (für Korngrößen < 2mm). Das am häufigsten verwendete Bodenartendiagramm ist das amerikanische System des U.S. Department of Agriculture (USDA), welches den Boden in 12 Gruppen einteilt (Abbildung 4-27). Unter geohydraulischen Gesichtspunkten fällt es allerdings schwer zu glauben, dass beispielsweise die Bodenart schluffiger Lehm (Sil) stets die gleichen Eigenschaften besitzen soll, obwohl der Tonanteil von 0 % bis 15 % variieren kann. Die geohydraulischen Ungenauigkeiten werden auch durch die Parametervariationen, die sich aus der Rosetta-Bodendatenbank ergeben, bestätigt (Twarakavi, et al., 2010). Bei Rosetta handelt es sich um eine Software, die unter Verwendung von neuronalen Netzen die entsprechenden Bodenparameter in Form von Pedotrans-

ferfunktionen aus einer Bodendatenbank generieren kann (Schaap & Leij, 1998). Bei Verwendung der Pedotransferfunktion nach Rosetta führt eine Bodenklassifizierung nach dem bisherigen Bodenartendiagramm zu einer hohen Ungenauigkeit. Twarakavi et al. geben daher ein modifiziertes Bodenartendiagramm an, das ebenfalls 12 Bodenarten unterscheidet. Die Differenzierung der Bodenarten richtet sich hier allerdings nach der Ähnlichkeit der in den Pedotransferfunktionen angegebenen van Genuchten-Parameter (Kapitel 2.4.3).

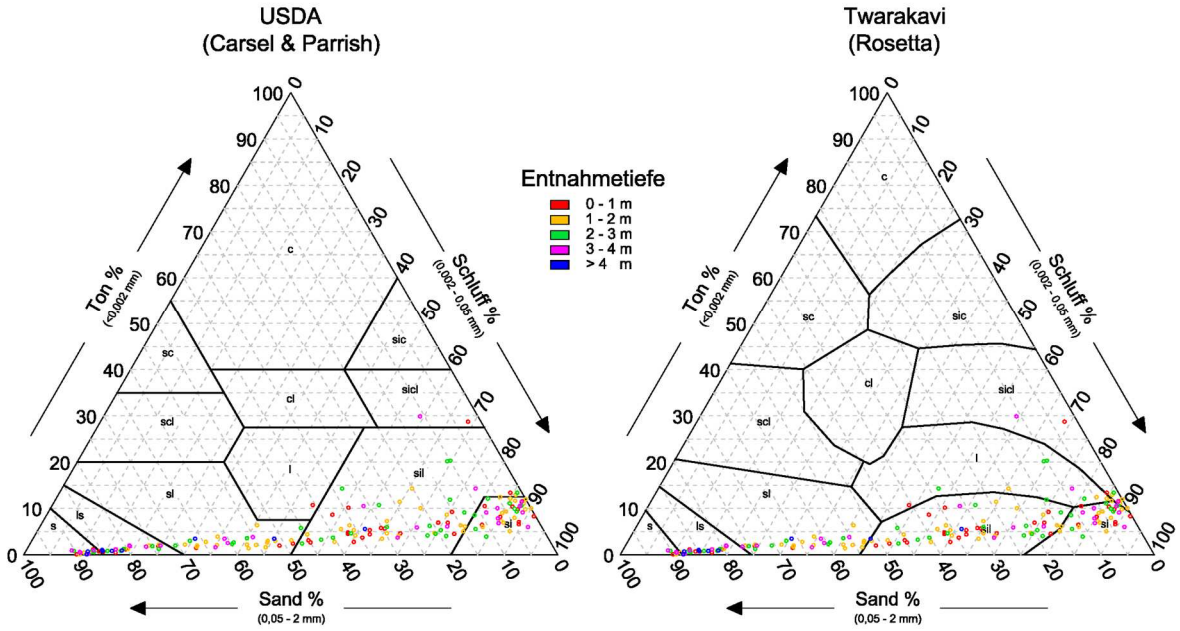


Abbildung 4-27: Einteilung der untersuchten Bodenproben in den Bodenartendiagrammen nach USDA (links) und Twarakavi (rechts)

Die Klassifizierung der 172 aus dem Untersuchungsgebiet stammenden Bodenproben zeigt, dass unabhängig vom Bodenartendiagramm ausschließlich feinsandige und schluffige Böden vorkommen, die schwache tonige Anteile haben können. In den tieferen Bodenschichten (> 4 m) dominieren die sandigen Böden, in denen der Aquifer verläuft.

Die van Genuchten-Parameter der untersuchten Bodenproben werden zum einen für die Bodenarten des USDA nach den Pedotransferfunktionen von Carsel & Parrish (Carsel & Parrish, 1988) abgeleitet, die auf Bodenuntersuchungen von zahlreichen Literaturquellen beruhen. Zum anderen wird die Rosetta-Datenbank mit dem Bodenartendiagramm von Twarakavi et al. genutzt, um ebenfalls einen Datensatz von van Genuchten-Parametern zu erstellen. Für die folgenden Untersuchungen sollen beide Parametersätze verglichen werden, um den für die Region besser geeigneten Ansatz anwenden zu können (Kapitel 5.2.2). Zusammenfassend können für alle sieben in der Region vorkommenden Bodenarten die bodenhydraulischen Parameter angegeben werden (Tabelle 4-5).

Tabelle 4-5: Bodenhydraulische Parameter für Berechnungen in der gesättigten und ungesättigten Zone nach Carsel & Parrish (schwarz) und Twarakavi/Rosetta (blau)

Bodenart	gesättigt				ungesättigt			
	kf [cm/d]	np [-]	S ≈ np,eff [-]	Ssp [1/m]	θs [-]	θr [-]	α [1/cm]	n [-]
S	712.80	0.45	0.33	2.66E-06	0.430	0.045	0.145	2.68
	712.85	0.45	0.33	2.66E-06	0.374	0.055	0.033	3.24
LS	350.20	0.46	0.32	2.70E-06	0.410	0.057	0.124	2.28
	123.88	0.46	0.32	2.70E-06	0.386	0.053	0.034	1.89
SL	106.10	0.47	0.30	2.73E-06	0.410	0.065	0.075	1.89
	43.75	0.47	0.30	2.73E-06	0.382	0.051	0.029	1.48
L	24.96	0.50	0.20	2.92E-06	0.430	0.078	0.036	1.56
	15.74	0.51	0.15	2.92E-06	0.413	0.056	0.006	1.54
SiL	10.80	0.51	0.18	2.88E-06	0.450	0.067	0.020	1.41
	51.76	0.51	0.18	2.88E-06	0.425	0.053	0.005	1.61
Si	6.00	0.52	0.14	2.92E-06	0.460	0.034	0.016	1.37
	43.75	0.52	0.14	2.92E-06	0.487	0.057	0.009	1.61
SiCL	1.68	0.53	0.11	2.96E-06	0.430	0.089	0.010	1.23
	13.03	0.53	0.11	2.96E-06	0.470	0.072	0.010	1.45

oben: Carsel & Parrish; unten: Twarakavi/Rosetta

Mit den zuvor durchgeführten Versuchen des Doppelringinfiltrometers konnten für die Bodenarten (LS = 700 cm/d, SL = 95 cm/d und SiL = 25 cm/d) die Durchlässigkeitsbeiwerte im Feldversuch bestimmt werden. Diese entsprechen eher den Durchlässigkeiten nach Carsel & Parrish als denen nach Twarakavi/Rosetta.

4.6.5 Aufbau des pedologischen Modells

Herzstück eines 3-dimensionalen Grundwassermodells ist das pedologische Modell. Dies gilt besonders dann, wenn wie im Untersuchungsgebiet eine komplexe Bodenschichtung vorhanden ist. Damit ein Grundwassermodell aufgebaut werden kann, müssen die Bodeninformationen auch räumlich vorhanden sein. 3-dimensionale pedologische Erkundungen sind allerdings sehr teuer und aufwendig, weshalb oftmals Abstraktionen gemacht werden müssen. Dies gilt auch in diesem Fall. Da die 38 Bohrprofile aus dem Untersuchungsgebiet die einzige zuverlässige Quelle sind, muss das pedologische Modell zwischen diesen interpoliert werden.

Für jedes der 1-dimensionalen punktuellen Bohrprofile muss zuerst die Bodenschichtung entwickelt werden. Dies geschieht mit Hilfe der Bodenuntersuchungen und Felddokumentationen. Da die Höhe der Geländeoberkanten aller Bohrungen bekannt ist, können die Bodenprofile mit benachbarten Profilen in einen Höhenbezug gesetzt werden. Dadurch lassen sich einheitliche Schichtungen erkennen. Die Interpretation der Schichtverläufe ist dem Kartografen überlassen, der mit einem möglichst geringen Informationsverlust versucht, homogene Schichten mit gleichen Bodenarten zu erzeugen (Blume, et al., 2011). Durch dieses Vorgehen müsste strenggenommen weniger von einer pedologischen Karte, sondern viel mehr von einem pedologischen Modell des Bodens gesprochen werden. Durch die Verbindung der einzelnen Profile können aus den 1-dimensionalen Punktdaten 2-dimensionale vertikale Bodenschnitte erzeugt werden (Abbildung 4-28).

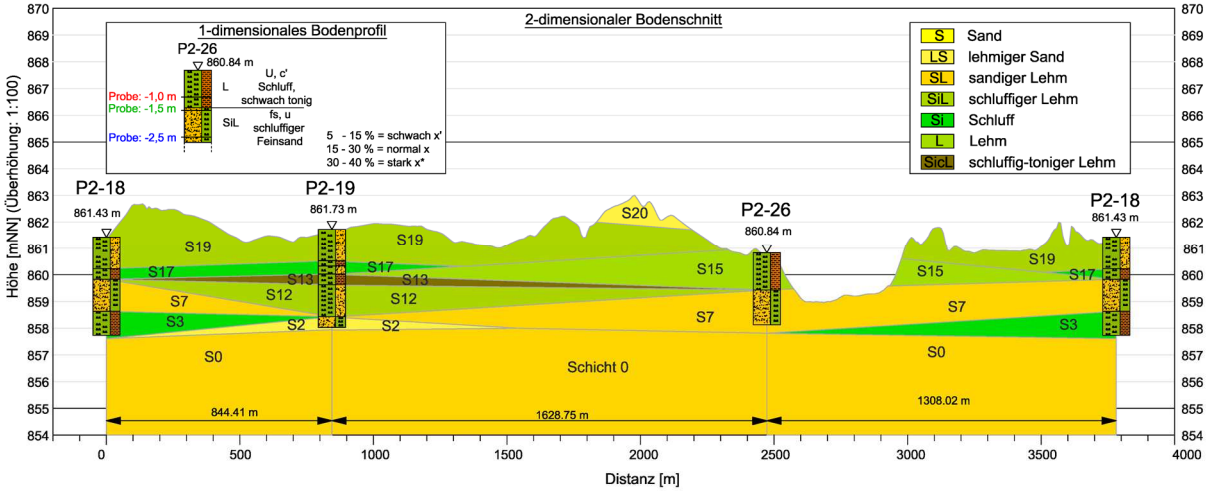


Abbildung 4-28: Darstellung eines Bohrprofils (oben links) und eines 2-dimensionalen Bodenschnitts

Bei der Erstellung der Schichtung wurden in den folgenden Arbeitsschritten einige grundsätzliche Regeln berücksichtigt. Um eine möglichst einfache Geometrie der Schichten zu erzeugen, wurden die Verbindungen linear oder mit maximal einem Zwischenpunkt gesetzt. Zudem sollten sich die Schichten nicht überlappen, trennen oder vereinen. Hierzu werden Schichten gleicher Bodenart in unterschiedliche Schichten aufgeteilt, wie es beispielsweise zwischen den Profilen P2-19 und P2-26 bei den Schichten S0 und S7 erfolgt ist (Abbildung 4-28). Dadurch entsteht im gesamten Projektgebiet ein Schichtaufbau, der über insgesamt 22 Schichten verfügt.

Die 2-dimensionalen Schnitte werden zwischen den Bodenprofilen so angelegt, dass sich ein triangu-liertes Netz aus 87 Dreiecken ergibt. Dies hat den Vorteil, dass innerhalb eines Dreiecks die Übergänge der Schichten linear interpoliert werden können. Dadurch ist es möglich, flächige Höhen von Schichtwechseln zu erzeugen (Abbildung 4-29).

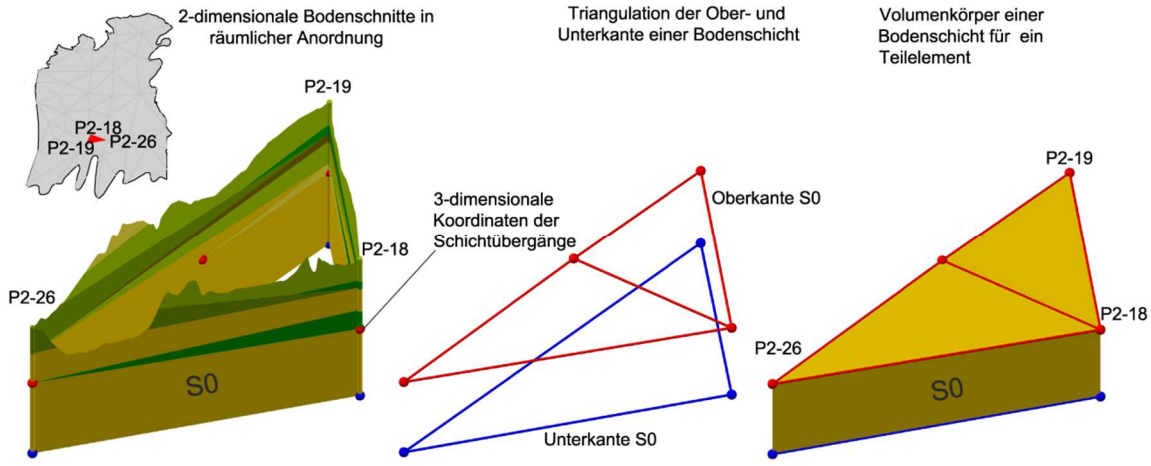


Abbildung 4-29: Entwicklung des 3-dimensionalen Modells aus den 2-dimensionalen Bodenschnitten

In der räumlichen Anordnung der 2-dimensionalen Schichten müssen die Koordinaten der Punkte für die obere und untere Begrenzung der Schicht angegeben werden. Dies erfolgt immer da, wo Veränderungen im Schichtverlauf stattfinden. Dadurch kann es vorkommen, dass innerhalb eines Hauptelements weitere Unterteilungen in kleinere Dreiecke erforderlich sind. Anschließend kann aus den Dreieckselementen das triangulierte Netzwerk (TIN) erzeugt werden. Weil innerhalb eines Dreiecks die Fläche immer planar ist, können die Höhen der Schichtbegrenzungen linear interpoliert wer-

den. Aus der berechneten Ober- und Unterschicht ergibt sich ein Volumenkörper eines Schichtelements.

Die Umsetzung der zuvor beschriebenen Arbeitsschritte erfolgt mit CAD für die 1-dimensionalen Bodenprofile und die 2-dimensionalen Bodenschnitte, aus denen die Punkte für die Schichtwechsel ermittelt werden. Die Volumenkörper und die rasterbasierten Höhenkarten der Schichtwechsel werden mit GIS berechnet. Im pedologischen Modell wird zwischen Schichten und Linsen unterschieden. Schichten sind flächendeckende homogene Bodenarten, die dominant vorkommen. Innerhalb dieser Schichten können lokal vorkommende Linsen eingelagert sein. Durch das Schichten- und Linsen-System lassen sich einige der vorerst 22 Bodenschichten zusammenfassen. Das pedologische Modell verfügt über zwei Schichten (oben SiL; unten SL), in die jeweils 8 bzw. 10 Linsen eingelagert sind (Abbildung 4-30).

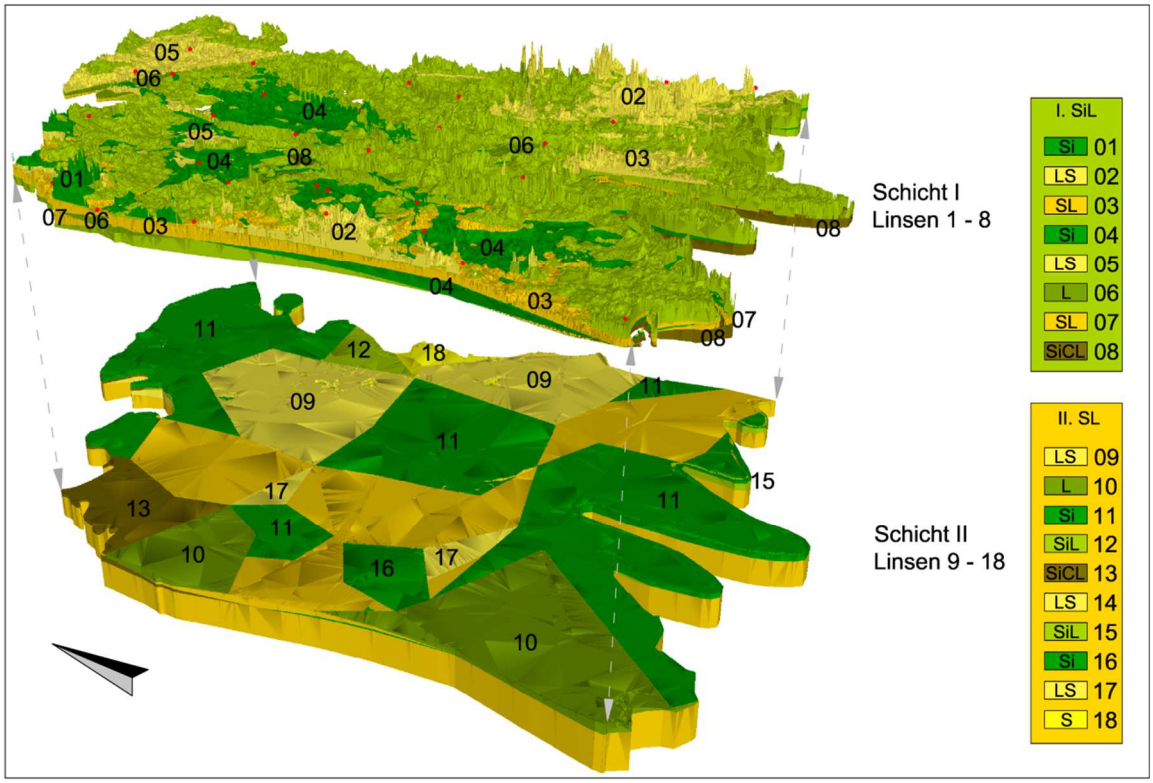


Abbildung 4-30: Pedologisches Modell des Projektgebiets von Geländeoberkante bis zur Schichtuntergrenze (854 m NN) des Grundwasserleiters

4.6.6 Pedologisches Modell der ungesättigten Zone

MIKE SHE kann für die Berechnung der Prozesse in der ungesättigten Zone die Bodenschichtung aus dem Bodenmodell nicht direkt entnehmen. Die Modellstruktur sieht es vor, Bodenprofile mit gleicher Schichtung zu verwenden, für die jeweils die Richards-Gleichung gelöst wird. Der Vorteil ist, dass dadurch die Berechnungsdauer minimiert wird. Durch die generalisierten Bodenprofile kommt es allerdings zu Ungenauigkeiten bei der Abbildung des Bodenmodells in der ungesättigten Zone. Die Vereinfachung des Bodenmodells wird in Form von für das Gebiet typischen Bodenprofilen getroffen. Hierzu müssen für die ungesättigte Zone, also von Geländeoberkante bis zur Oberkante des Grundwasserstands (während der Trockenperiode), standardisierte Bodenprofile ermittelt werden. Auf-

grund der Komplexität des pedologischen Modells gibt es für jede der ca. 224.000 Zellen (Pixelgröße: 10 x 10 m) ein spezifisches Bodenprofil; diese Bodenprofile müssen zu Gruppen zusammengefasst werden. Die Bildung dieser Bodengruppen ist nur durch Generalisierung möglich, was eine entsprechende Ungenauigkeit mit sich bringt. Die Generalisierung erfolgt auf den obersten 4 m im Bodenprofil in 1 m-Intervallen. Für jedes Intervall muss in jeder Zelle der Bodentyp definiert werden, der am meisten vertreten ist. Für die 4 Intervalle und die 7 verschiedenen Bodentypen ergeben sich maximal 2401 Kombinationen für das Bodenprofil. Im Projektgebiet können die 224.000 verschiedenen Zellen zu 586 unterschiedlichen Bodenprofilen zusammengefasst werden. Trotz der bereits deutlichen Generalisierung stellt dies für die Abbildung im Modell aber noch immer eine zu große Anzahl dar. Daher werden die 40 am häufigsten vertretenen Bodenprofile verwendet, die in der Summe mehr als 50 % des gesamten Gebiets ausmachen (Abbildung 4-31).

Bodenprofil	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	Anteil
1	LS	LS	SL	SL	1.4%
2	LS	SL	SL	SL	0.8%
3	LS	LS	Si	LS	1.2%
4	LS	Si	LS	LS	0.9%
5	SiL	LS	LS	SL	1.8%
6	LS	SiL	SL	SL	0.6%
7	SiL	LS	SL	SL	2.3%
8	SiL	SL	LS	SL	0.7%
9	SiL	SiL	LS	S	0.7%
10	SiL	SL	SL	SL	0.9%
11	SiL	SiL	LS	LS	1.4%
12	Si	LS	SL	SL	0.8%
13	LS	SiL	Si	LS	0.9%
14	SiL	SiL	LS	SL	2.9%
15	SiL	Si	LS	LS	2.2%
16	Si	SL	SL	SL	0.8%
17	Si	SiL	LS	LS	1.1%
18	SiL	SiL	SL	SL	2.5%
19	SiL	Si	LS	SL	1.9%
20	Si	SiL	LS	SL	0.8%
21	SiL	SiL	L	SL	0.6%
22	SiL	SiL	SiL	LS	1.6%
23	Si	SiL	SL	SL	1.0%
24	SiL	LS	SiL	Si	0.7%
25	SiL	SiL	SiL	SL	5.0%
26	SiL	SiL	Si	LS	1.0%
27	SiL	Si	SiL	LS	1.2%
28	SiL	SiL	Si	SL	1.2%
29	SiL	Si	SiL	SL	0.8%
30	SiL	Si	Si	LS	0.6%
31	Si	SiL	SiL	SL	2.4%
32	SiL	SiL	SiL	SiL	3.6%
33	Si	SiL	Si	SL	1.0%
34	SiL	SiL	SiL	Si	0.8%
35	SiL	Si	SiL	SiL	0.9%
36	SiL	SiCL	Si	SL	0.6%
37	SiL	Si	SiL	Si	0.6%
38	Si	SiCL	Si	SL	0.6%
39	SiL	SiL	SiCL	Si	1.1%
40	SiL	Si	SiCL	Si	1.1%

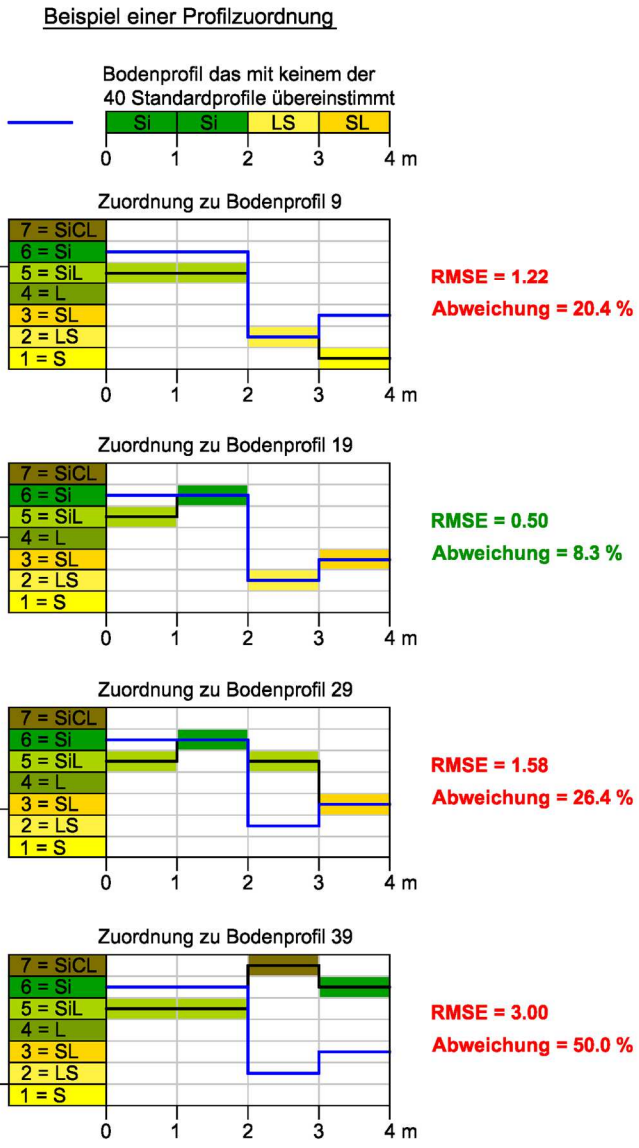


Abbildung 4-31: Die 40 häufigsten Bodenprofile bis in 4 m Tiefe mit 1 m-Intervallschritten (links) und beispielhafte Zuordnung eines Bodenprofils zum Standardprofil 19 (rechts)

Die verbleibenden 546 Bodengruppen müssen den 40 Hauptgruppen zugeordnet werden. Hierzu wird jeder Bodenart ein Wert (S = 1; LS = 2; SL = 3; L = 4; SiL = 5; Si = 6; SiCL = 7) zugeordnet. Mit dem Verfahren des Mittleren Quadratischen Fehlers (RMSE) werden die Bodenprofile mit den 40 Haupt-

gruppen verglichen (Formel 26). Die einzelnen Profile werden jeweils der Hauptgruppe zugeordnet, mit der im Vergleich die geringsten Abweichungen auftreten. Dadurch werden die Bodengruppen auf 40 Stück begrenzt, die im Modell abgebildet werden können. Eine manuelle Auswertung des hier beschriebenen Verfahrens ist aufgrund der Vielzahl der Elemente und Kombinationen nicht möglich, weswegen die Schritte in einer Konsolenanwendung (Visual Basic 2010) programmiert wurden. Das Ergebnis ist eine Bodenartenkarte mit den 40 Bodengruppen, die von sandigen Böden (Bodenart 1) bis zu schluffig-tonigen Böden (Bodenart 40) reichen (Abbildung 4-32).

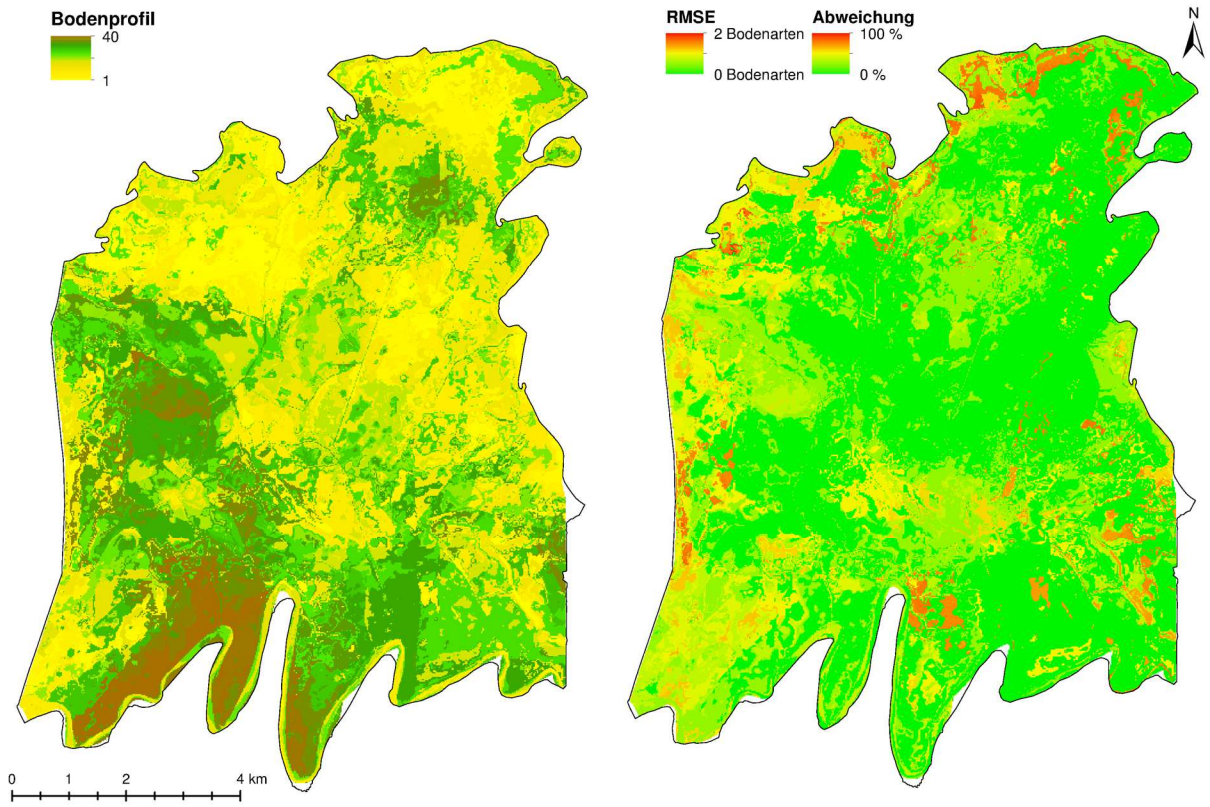


Abbildung 4-32: Bodenartenkarte (links) mit 40 charakteristischen Bodenprofilen sowie den zugehörigen Abweichungen (rechts) bei Profilzuordnung

Aufgrund der Generalisierung kommt es jedoch zu Ungenauigkeiten bei der Bodenzuordnung, die mit dem RMSE in einer Fehlerwertkarte visualisiert werden können. Ein Fehlerwert von 0 gibt eine absolute Übereinstimmung des Bodenprofils mit der entsprechenden Bodengruppe an. Der theoretisch höchste Fehlerwert, bei dem eine 100 % Abweichung vom Bodenprofil besteht, beträgt 6,0 (homogenes Sandprofil (S) im Vergleich zu homogenem Tonprofil (SiCL)). Da es sich hierbei um einen theoretischen Wert handelt, wird im vorliegenden Fall festgelegt, dass eine absolute Abweichung (100 %) der Bodenschichten maximal 2 Bodenarten betragen darf. Die zugeordneten Bodenprofile sollten daher alle unter einer 100 prozentigen Abweichung liegen, um ein noch akzeptables Fehlermaß zu garantieren. Die höchste Abweichung im Untersuchungsgebiet liegt bei einem RMSE von 1,94, d.h. bei ca. 97 %. Die über das gesamte Gebiet gemittelte Abweichung beträgt 18,5 %, was einem RMSE von 0,36 entspricht.

4.7 Klimadaten

Zu einer klimatischen Beeinflussung des Wasserhaushalts in der Region kommt es durch die wenigen Niederschläge und die Evapotranspiration, wobei die überwiegend in den Sommermonaten fallenden Niederschläge von verhältnismäßig geringer Bedeutung sind. Dagegen hat die Evapotranspiration einen großen Einfluss auf den Wasserhaushalt, denn zum einen kommt es durch die oberflächennahen Grundwasserstände zu einer direkten Evaporation von Grundwasser aus dem Bodenkörper. Zum anderen transpiriert die Vegetation, wodurch entweder der Grundwasserhaushalt (natürliche Vegetation) oder das Bewässerungswasser (Agrarvegetation) beeinflusst wird. Weil das Gebiet mit 85 km² verhältnismäßig klein ist und in einer einheitlichen Klimazone liegt, können die Niederschläge und die potentielle Evapotranspiration als räumlich konstant angenommen werden.

Im Untersuchungsgebiet wurden von der Universität Trier im Rahmen des SuMaRiO-Projekts Klimadaten aufgezeichnet. Die Klimastation zeichnete für den Zeitraum vom 24. Mai 2012 bis zum 28. November 2012 in Zehn-Minuten-Intervallen Klimaparameter auf. Eine alternative Quelle für Klimadaten bietet das spanische Klimaarchiv Tu Tiempo (Tu-Tiempo, 2013). In diesem Archiv werden tägliche Klimadaten aller weltweit verfügbaren Klimastationen kostenfrei bereitgestellt. Die nächstgelegenen Klimastationen sind Kuqa (125 km) und Korla (160 km), von denen kontinuierliche Klimazeitreihen für die Jahre 2012 und 2013 vorhanden sind.

Niederschlag

Die Niederschläge wurden von der Klimastation der Universität Trier wegen der geringen Niederschlagsmenge nicht erfasst. Die Klimastationen Kuqa und Korla liegen zu weit entfernt, um mit deren Daten die räumliche bzw. zeitliche Verteilung der Niederschläge für die Region von Yengibazar abschätzen zu können. Die einzige Möglichkeit, Informationen zu den gefallenen Niederschlägen im Untersuchungsgebiet zu erhalten, ist die Verwendung von Daten des Niederschlagsradars der TRMM-Mission (Kapitel 2.4.1). Weil mit dem TRMM-Satelliten vom Weltall aus die Reflektivität der Wolken gemessen wird, kann es zu Fehlinterpretationen der tatsächlich gefallenen Niederschläge kommen. Besonders in den Sommermonaten kann es durch die hohe Lufttemperatur bereits während des Fallens der Niederschläge zu einer Verdunstung des Wassers aus der Luft kommen. Hinzu kommt die Interzeption der gefallenen Niederschläge (Niederschlagsrückhalt an der Oberfläche), wodurch die Wasserbilanz zwischen den Niederschlägen, die die Wolken verlassen, und den Niederschlägen, die in den Boden infiltrieren können, beeinträchtigt wird. Die TRMM-Niederschläge müssen daher an Bodenstationen, wie hier an die Stationen Kuqa und Korla, angepasst werden. Nach Anpassung der TRMM-Daten kann eine Zeitreihe für das Untersuchungsgebiet erzeugt werden (Abbildung 4-33).

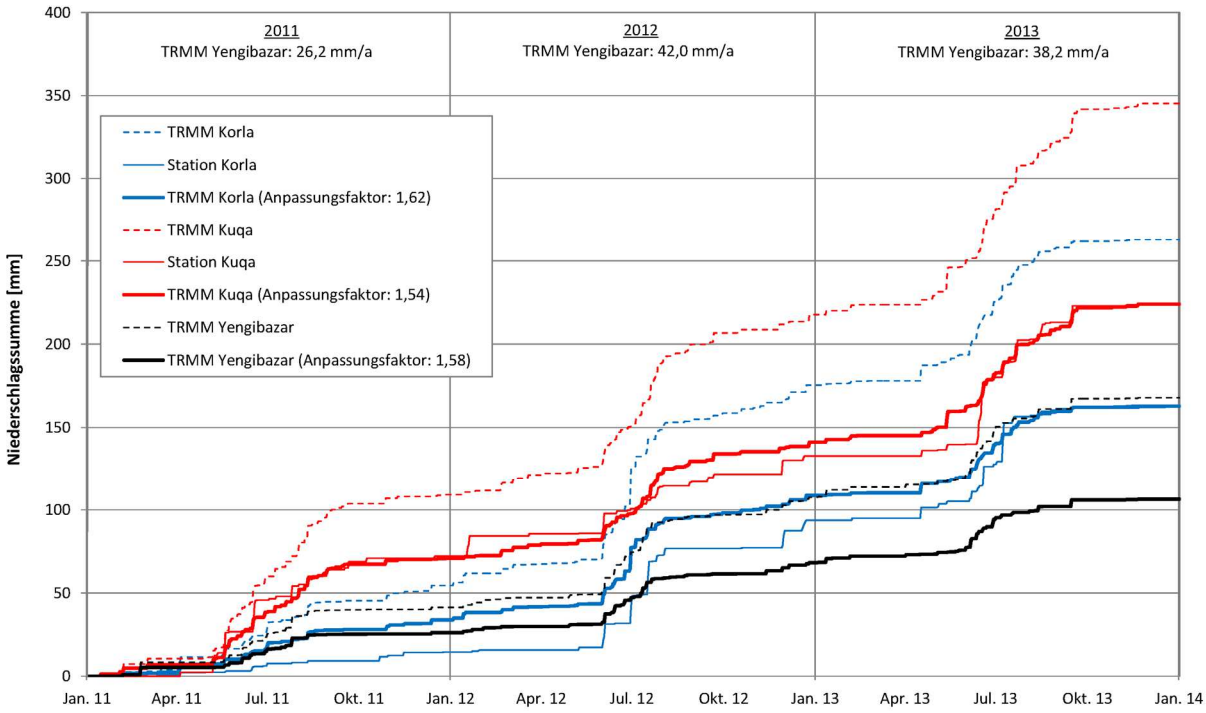


Abbildung 4-33: Anpassung der TRMM-Niederschläge im Untersuchungsgebiet an die Bodenstationen Korla und Kuqa

Die Auswertung zeigt, dass der TRMM-Satellit die Niederschläge um 50 – 60 % überschätzt. Die meisten Niederschläge fallen in den Monaten Juni und Juli, so dass sie für die natürliche Vegetation besonders in diesen Monaten eine kleine, aber dennoch nicht zu verachtende Versorgungsmöglichkeit darstellen.

Potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration

Die potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration hängt von den klimatischen Parametern Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Strahlungsbilanz sowie der geografischen Sonnenscheindauer ab. Die Berechnung kann nach dem Ansatz von Penman-Monteith erfolgen (Kapitel 2.4.2), mit dem im Vergleich zu anderen Ansätzen auch zeitlich hochaufgelöste Intervalle berechnet werden können. Durch die Klimastation der Universität Trier wurden für die Vegetationsperiode 2012 alle notwendigen Parameter erfasst, so dass prinzipiell eine Berechnung möglich ist. Allerdings werden kontinuierliche Zeitreihen für die gesamten Jahre 2012 und 2013 benötigt, so dass die Klimadaten der Station Kuqa mit einem Anpassungsfaktor an die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet angepasst werden müssen (Abbildung 4-34).

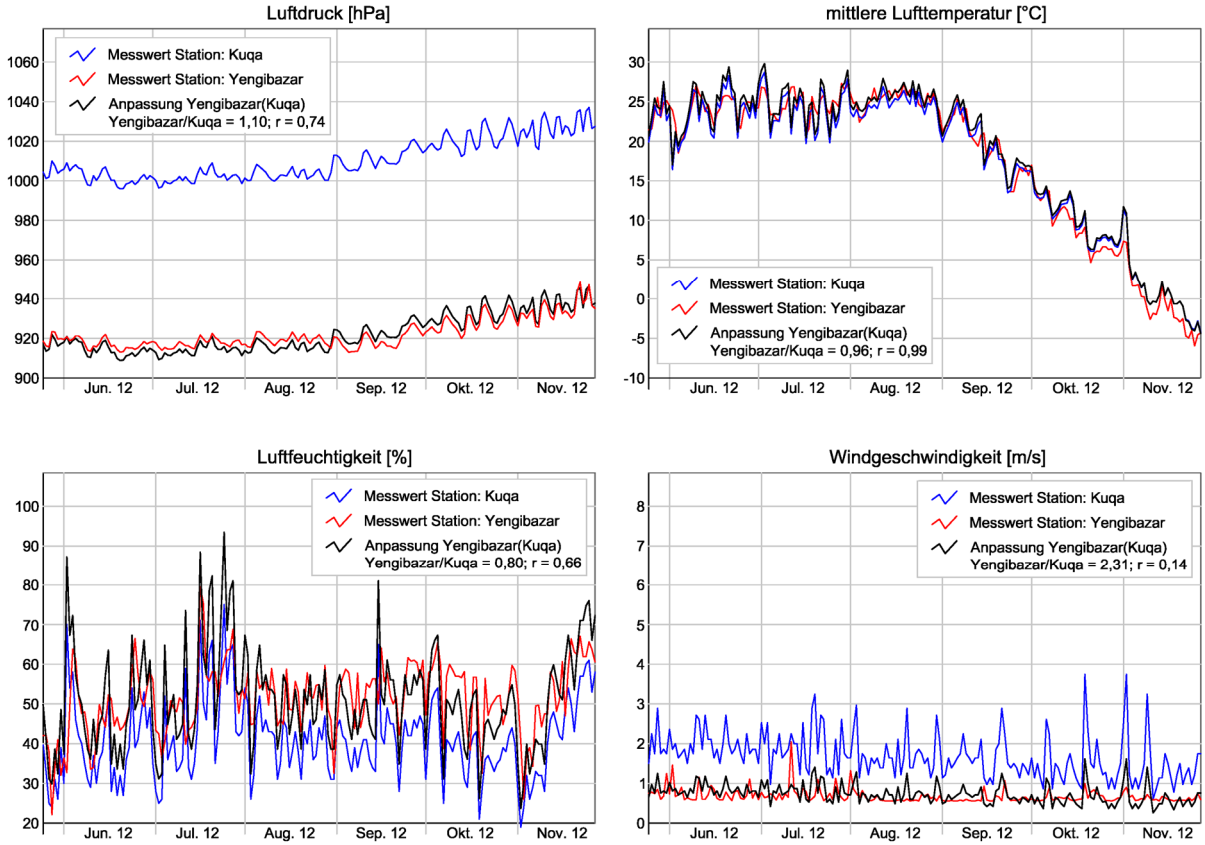


Abbildung 4-34: Anpassung der Klimaparameter von Kuqa an die gemessenen Daten im Untersuchungsgebiet

Mit den angepassten Klimadaten kann die tägliche potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration für das Projektgebiet berechnet werden. Weil die Klimastation Kuqa über keine Globalstrahlungsmessung verfügt, muss diese aus der minimalen und maximalen Lufttemperatur nach der Hargreaves-Strahlungsformel (Formel 19) abgeschätzt werden (Hargreaves, et al., 1985).

$$R_s = k_{Rs} \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \cdot R_n \qquad \text{(Formel 19)}$$

Mit: R_s = Globalstrahlung $[MJ/(m^2 \cdot d)]$
k_{Rs} = Anpassungskoeffizient: 0,16 – 0,19 $[°C^{-0,5}]$
R_n = extraterrestrische Strahlung $[MJ/(m^2 \cdot d)]$
T_{max} = maximale Lufttemperatur $[°C]$
T_{min} = minimale Lufttemperatur $[°C]$

Der Vergleich der berechneten potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet mit den angepassten Klimaparametern von Kuqa zeigt, dass es über den gesamten Messzeitraum (25.05.12 – 27.11.2012) zu vernachlässigbar geringen Abweichungen kommt (Abbildung 4-35).

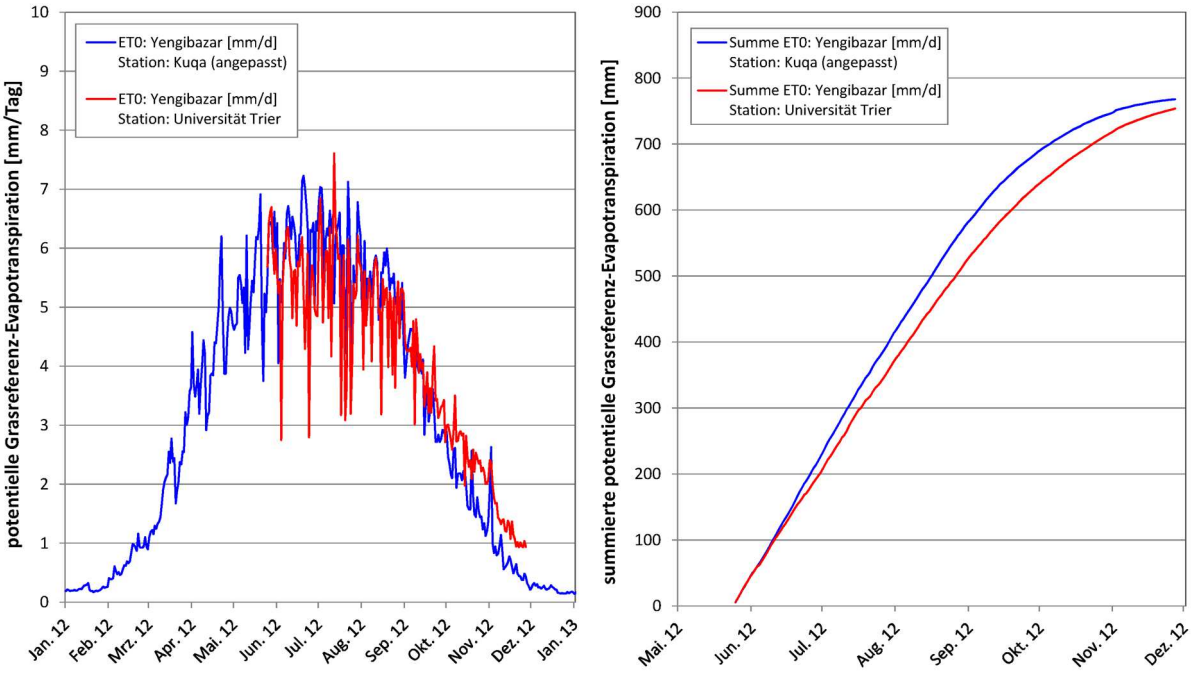


Abbildung 4-35: Vergleich der täglichen potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration, berechnet mit den Messdaten aus dem Untersuchungsgebiet und den angepassten Klimadaten von Kuqa (links) sowie deren Summenlinien (rechts)

4.8 Natürliche Vegetation

Die natürliche Tugai-Vegetation besteht überwiegend aus Euphrat-Pappeln, Tamarix und Schilf. Wegen der geringen Niederschläge müssen sich nahezu alle Pflanzen mit Wasser aus dem Grundwasser versorgen. Damit die Wasseraufnahme der Vegetation berechnet werden kann, werden Daten zur Vegetationsdichte, Wurzeltiefe sowie die individuellen Pflanzenkoeffizienten benötigt. Da in den Tugai-Wäldern eine natürliche Mischung der unterschiedlichen Pflanzenarten vorhanden ist, kann nicht von reinen Pappelstandorten oder Schilfstandorten gesprochen werden. Es ist daher sinnvoll, die natürliche Vegetation in allgemeine Gruppen wie beispielsweise dichten oder aufgelösten Tugai-Wald zu unterscheiden.

Vegetationsdichte

Die Vegetationsdichte kann über die Biomasse beschrieben werden, die sich auf einer Fläche befindet. An Standorten, an denen gute Lebensbedingungen herrschen, können die Pappelwälder eine Dichte von 58,4 t/ha erreichen. Unter schlechteren Lebensbedingungen beträgt die Dichte lediglich 16 – 24 t/ha (Thevs, et al., 2011). Weil sich die natürliche Biomasseproduktion nur sehr langsam verändert, können kurzzeitige Veränderungen mit diesem Parameter nicht beschrieben werden. Die Vegetationsdichte im Untersuchungsgebiet kann aus Luftbildern ermittelt werden. Auf der Grundlage des aus einem Luftbild (Worldview: 12. März 2012) abgeleiteten „verbesserten Vegetationsindex“ (EVI) wird eine Vegetationskarte mit den charakteristischen Vegetationsdichten für das Untersuchungsgebiet erstellt. Die Auflösung der Vegetationskarte wird auf 10 x 10 m-Pixel aggregiert. Die Vegetation wird in 4 Gruppen eingeteilt: vereinzelte Wüstenvegetation (Tamarisken, Kameldorn usw.), aufgelöste Tugai-Vegetation (Tamarisken und Euphrat-Pappeln), dichte Tugai-Vegetation (Euphrat-Pappeln, Schilf usw.) sowie agrarwirtschaftlich genutzte Flächen (Abbildung 4-36).

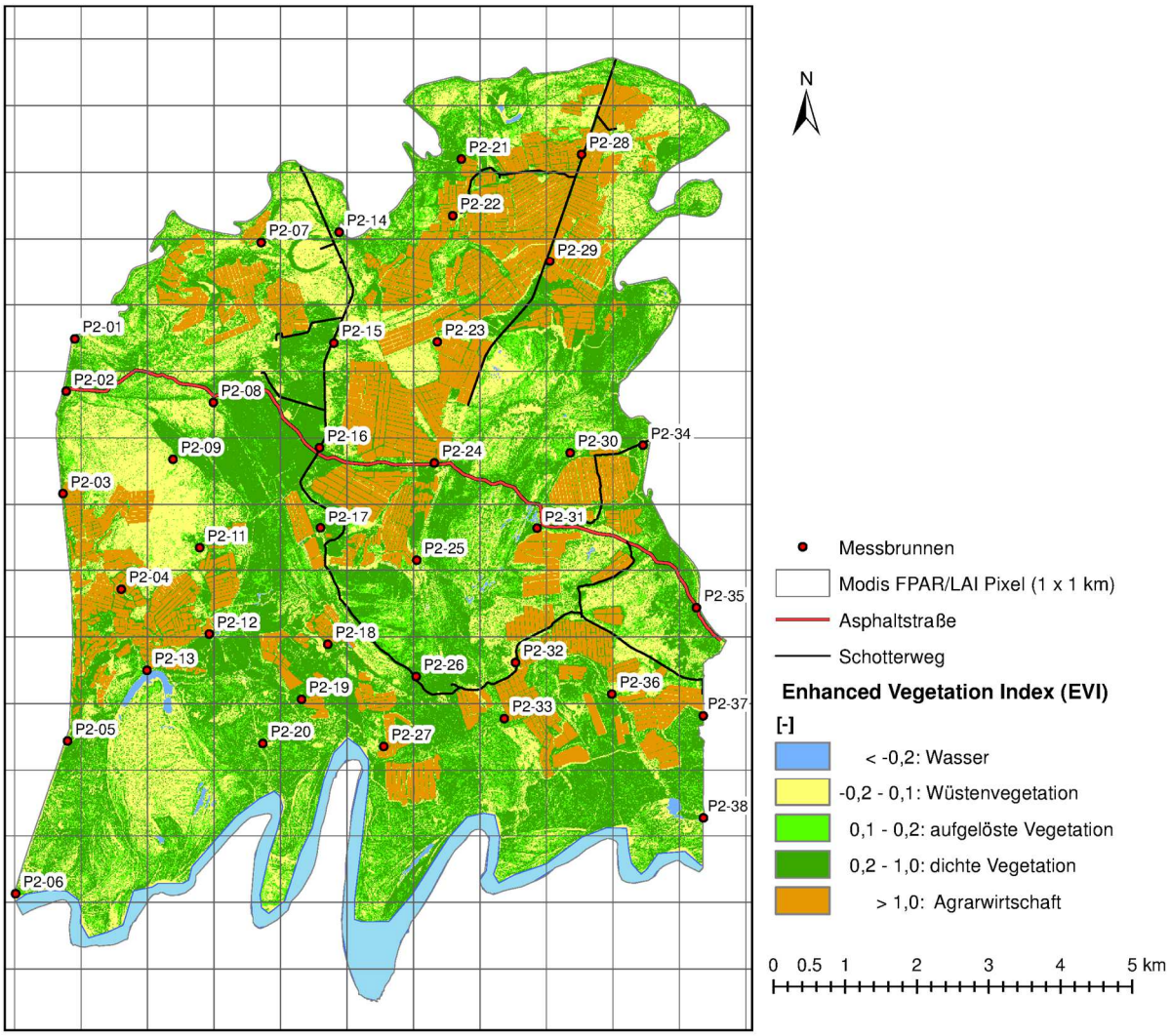


Abbildung 4-36: Klassifizierung der natürlichen Vegetation mit Hilfe des Enhanced Vegetation Index (EVI)

Bei der Unterscheidung der drei natürlichen Mischvegetations-Gruppen können keine direkten pflanzenspezifischen Parameter abgeleitet werden, sondern es müssen Parameter für die individuelle Tugai-Vegetation gefunden werden.

Eine Möglichkeit, die Vegetationsdichte unabhängig von der Pflanzenart zu beschreiben, ist die Bestimmung des Blattflächenindex. Dieser ergibt sich aus dem Verhältnis von Blattfläche zur Bodenoberfläche. Ist der Blattflächenindex geringer als 1, bedeutet dies, dass nicht der gesamte Boden mit Vegetation bedeckt ist. Ist dagegen der Blattflächenindex größer 1, bedeutet dies, dass die Vegetation so dicht ist, dass mehr Blattfläche als Bodenfläche vorhanden ist. Weil sich Anzahl und Größe der Blätter über das Jahr verändern, ist dieser Parameter nicht konstant, sondern zeitlich veränderlich und somit ein guter Indikator für die Vitalität der Vegetation. Der Blattflächenindex kann über das Jahr mit Hilfe der Fernerkundung dokumentiert werden. Die seit 1999 aktiven Satelliten Terra und Aqua verfügen über ein MODIS-System (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer), mit dem auch die Photosynthese-Aktivität gemessen werden kann. Mit MODIS FPAR/LAI wird der Teil der absorbierten aktiven Strahlung gemessen, den die Pflanzenoberfläche für Photosynthese und Wachstum im Spektralbereich von 400 – 700 nm absorbiert. Aus diesem Parameter kann der Blattflächenindex abgeleitet werden. Das räumliche Satellitenbild gibt den Blattflächenindex als Tageswert in m^2/m^2 an. Die Messintervalle betragen 8 Tage (als Komposit aus Terra und Aqua alle 4 Tage) und die

räumliche Auflösung beträgt ca. 1 x 1 km (Parkinson, et al., 2000). Letzteres ist für die Abbildung der natürlichen Vegetation im Untersuchungsgebiet zu ungenau, zumal viele MODIS-Pixel agrarwirtschaftlich genutzte Flächen abbilden, wodurch keine Aussage zu einem homogenen Blattflächenindex einer natürlichen Vegetationsgruppe möglich ist. Damit die MODIS-Daten trotzdem für die Bestimmung des Blattflächenindex verwendet werden können, müssen die Daten auf die hochauflösende Skala skaliert werden. Hierzu muss über die Grenzen des Untersuchungsgebiets hinaus mit den MODIS-Daten gearbeitet werden. Werden in der Region Pixel gefunden, die konstant über eine dichte bzw. aufgelöste Tugai-Vegetation sowie vereinzelte Wüstenvegetation verfügen, können aus diesen standardisierte Pixelzeitreihen ermittelt werden (Abbildung 4-37). Dadurch wird es möglich, die standardisierten Blattflächenindex-Zeitreihen auf die in der Vegetationskarte abgebildeten Vegetationsgruppen zu übertragen.

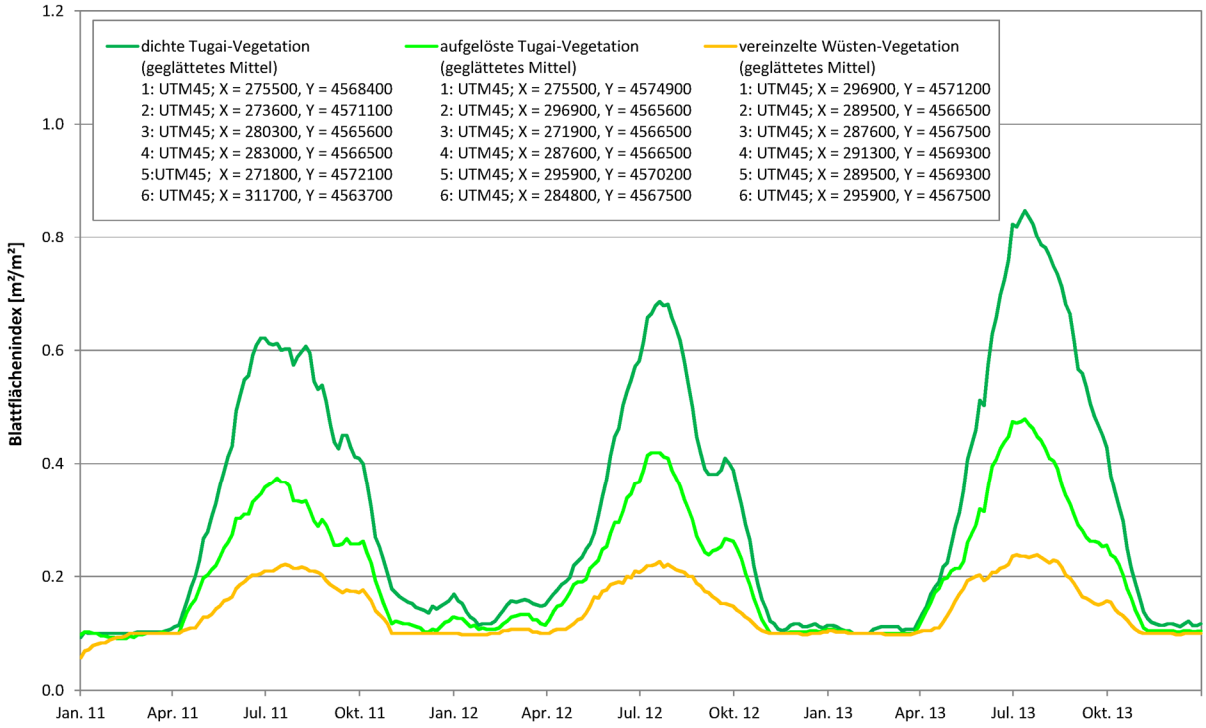


Abbildung 4-37: Blattflächenindex für dichte und aufgelöste Tugai-Vegetation sowie für Wüsten-Vegetation, abgeleitet aus gemittelten MODIS-Pixelzeitreihen.

In den gemittelten Zeitreihen der unterschiedlichen Vegetationsgruppen ist die Veränderung der Blattflächen im Jahresverlauf gut zu erkennen. Bis Juli haben sich die Blätter komplett entwickelt, weshalb zu diesem Zeitpunkt der Blattflächenindex am höchsten ist. Die räumliche Auflösung der Vegetation ist in den Daten ebenfalls gut erkennbar. In Regionen, in denen aufgelöster Tugai-Wald vorherrscht, ist der Blattflächenindex gering. Im dichten Pappelwald kann der Blattflächenindex bis zu 0,8 m²/m² erreichen. Dieser Wert ist allerdings für einen dicht bewachsenen Pappelwald vermutlich immer noch etwas zu gering. Es ist möglich, dass MODIS den LAI bei dichter Waldvegetation unterschätzt. Um diesen Sachverhalt zu klären, wären zukünftige Forschungen auf dem Gebiet der Blattflächenindexmessungen in den natürlichen Auwaldregionen wünschenswert.

Vegetationskoeffizienten

Mit Hilfe des Vegetationskoeffizienten kann aus der potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration die pflanzenabhängige potentielle Evapotranspiration bestimmt werden. Abhängig von der Pflanzenart kann sich der Vegetationskoeffizient über das Jahr verändern; dies gilt vor allem für einjährige Pflanzen, die während der Keimung einen deutlich geringeren Wasserbedarf haben als im ausgebildeten Stadium. Für die dichte bzw. aufgelöste Tugai-Vegetation sowie für die Wüstenvegetation werden Vegetationskoeffizienten benötigt, mit denen die potentielle Evapotranspiration der Mischvegetation bestimmt werden kann. Hierzu müssen an geeigneten Standorten die potentiellen Evapotranspirationen kontinuierlich gemessen werden, um mit folgender Gleichung die Vegetationskoeffizienten zu bestimmen (Formel 20):

$$k_c = \frac{ET_c}{ET_0} \qquad \text{(Formel 20)}$$

Mit: k_c = Vegetationskoeffizienten $[-]$
ET_c = vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration $[mm]$
ET_0 = potentielle Grasreferenz-Evapotranspiration $[mm]$

Die Messung der vegetationscharakteristischen potentiellen Evapotranspiration kann mit einem Lysimeter, einem 3-dimensionalen Ultraschallanemometer oder der Bowen-Ratio-Energiebilanzmethode (Malek, et al., 1993) erfolgen. Während der Messung muss sich die Vegetation mit ausreichend Wasser versorgen können, damit die potentielle Evapotranspiration und nicht eine verminderte Evapotranspiration der Vegetation gemessen wird. Daher sollten Messungen nur in Regionen mit einem ausreichenden Wasserdargebot durchgeführt werden.

In der Region des Untersuchungsgebiets wurde für die Jahre 2011 und 2012 mit der Bowen-Ratio-Methode die vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration für Baumwolle (Standort: Yengibazar), aufgelösten Tugai-Wald (Standort: Imanqak) und Wüstenvegetation (Standort: Qonaral) ermittelt (Thevs, et al., 2013 (submitted)). Die Berechnung erfolgte für die Vegetationsperiode von April bis Oktober. Die Autoren geben an, dass die berechneten Ergebnisse für 2011 nicht repräsentativ sind, da wegen des extremen Hochwassers von 2010 noch bis in den Sommer 2011 große Flächen des Auwalds überflutet waren. Dadurch wurde im Bereich der Klimastationen zum Teil die Evaporation der Wasseroberflächen mit gemessen. Für die hier geführten Untersuchungen können daher nur die Monatswerte der Messstation Imanqak (Vegetationsbedeckung: ca. 50 %) von 2012 verwendet werden.

Am Südrand der Taklamakan wurde im Rahmen einer Wasserhaushaltsuntersuchung im Randbereich der Oase Qira die vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration für Euphrat-Pappeln und Tamarisken für die Jahre 1999 und 2000 bestimmt (Thomas, et al., 2006). Die klimatischen Verhältnisse entsprechen in etwa denen im Untersuchungsgebiet, so dass die Ergebnisse annähernd übertragbar sind. Für Euphrat-Pappeln (Bedeckung: 10 – 20 %) wurde für den Untersuchungszeitraum Mai bis September eine potentielle Evapotranspiration von 284 mm bis 392 mm ermittelt. Für Tamarisken wurde dagegen im entsprechenden Zeitraum eine geringere potentielle Evapotranspiration von 122 mm bis 180 mm bestimmt. Der Mittelwert einer gemischten Vegetation beträgt somit ca. 245 mm.

Eine weitere Untersuchung wurde an dichten Euphrat-Pappelwäldern in Usbekistan (Oase Khorezm) durchgeführt (Khamzina, et al., 2009). Die klimatischen Verhältnisse entsprechen in etwa denen in Imanqak ($ET_0 \approx$ 1400 mm/Jahr), so dass eine Übertragbarkeit der Ergebnisse gegeben ist. Für einen dichten Wald aus Euphrat-Pappeln (Bedeckung >70%) wurde eine potentielle Evapotranspiration von 1030 mm/Jahr bestimmt.

Aus den drei Forschungsarbeiten können die Vegetationskoeffizienten für dichten und aufgelösten Tugai-Wald sowie Wüstenvegetation abgeleitet werden. Die Übertragung der Jahreswerte der vegetationscharakteristische potentiellen Evapotranspiration auf die einzelnen Monate ermöglicht es, einen typischen Jahresgang der Vegetationskoeffizienten im Untersuchungsgebiet abzubilden (Abbildung 4-38).

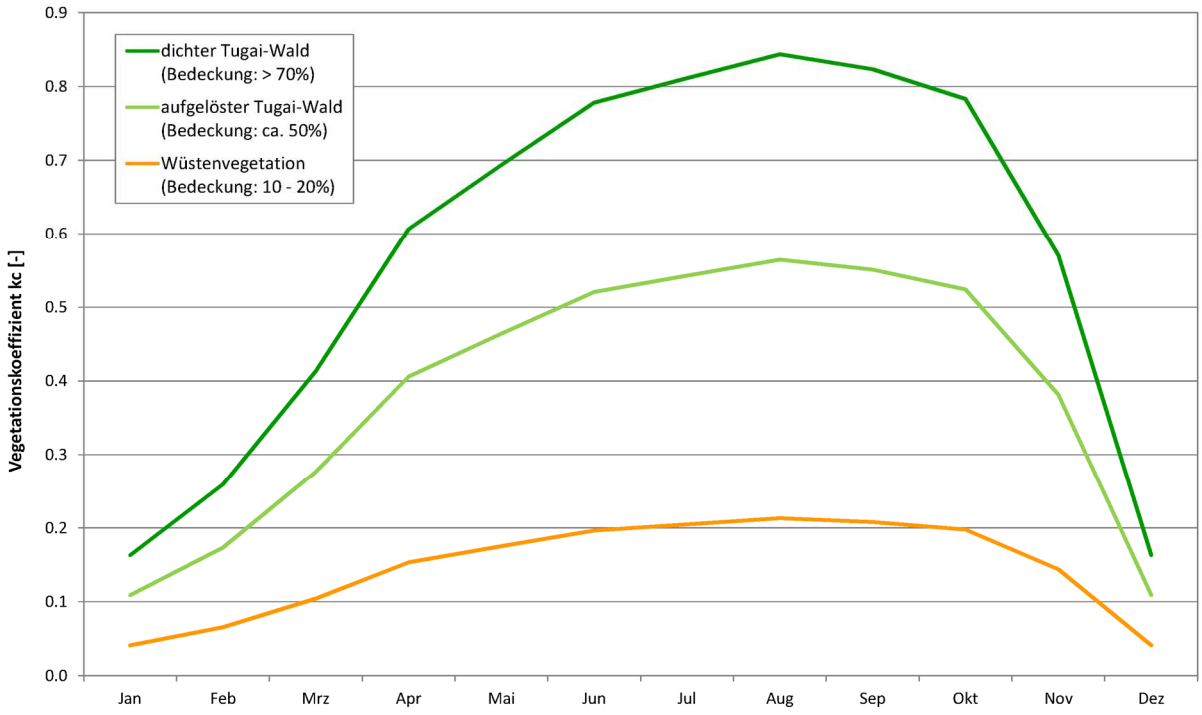


Abbildung 4-38: Geglätteter Jahresgang der Vegetationskoeffizienten für dichte und aufgelöste Tugai-Vegetation sowie Wüstenvegetation

Wurzeltiefe

Das Wurzelsystem hat einen großen Einfluss auf die Vitalität der Pflanze; vor allem bei sinkenden Grundwasserständen sind tiefreichende Wurzeln für die Versorgung der Pflanze mit ausreichend Wasser essentiell. Das Wurzelsystem der Euphrat-Pappeln ist besonders am Tag aktiv, so dass eine aufwärtsgerichtete Wasserbewegung entsteht. Nachts verringert sich die Saugspannung in den lateralen Wurzeln der Deckschicht, was eine Entwässerung dieser Wurzeln zur Folge hat. Dadurch kommt es zu einer Pumpbewegung, von der die flachwurzelnde Vegetationsdeckschicht profitieren kann (Hao, et al., 2010). Die Wurzeltiefe ist pflanzenspezifisch und kann für die natürliche Vegetation als nahezu zeitlich konstant angesehen werden. Entsprechend können in Regionen mit hohen Grundwasserflurabständen nur bestimmte Pflanzarten überleben. Tamarisken sind eine gutes Bespiel dafür, denn in den Übergangsregionen von Tugai-Wald zu Sandwüste können nur noch die Wurzeln dieser Pflanzen das tiefliegende Grundwasser erreichen (Abbildung 4-39).

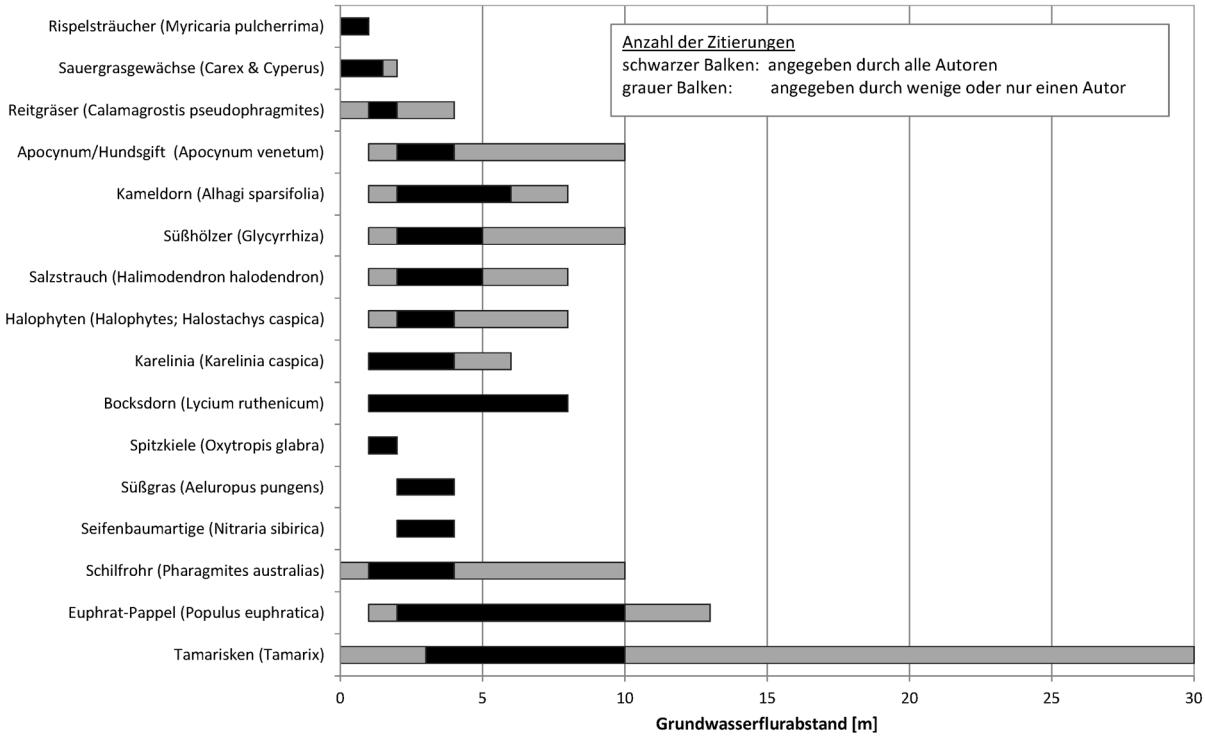


Abbildung 4-39: Grundwasserabhängiges Vorkommen von Pflanzenarten der Tugai-Vegetation nach (Thevs, 2006)

Die dichten Pappelwälder bestehen überwiegend aus jungen Euphrat-Pappeln, deren Wurzeln nicht tiefer als 3 m in den Boden reichen. In der aufgelösten Tugai-Vegetation haben sich Tamarisken und alte, kräftige Euphrat-Pappeln an die Bedingungen angepasst. Sie haben entsprechend tiefere Wurzeln gebildet, um sich das tiefer liegende Grundwasser zu erschließen. Bei den Bohrarbeiten im Untersuchungsgebiet konnten noch frische Wurzeln in 6 m Tiefe gefunden werden, die von einer Euphrat-Pappel stammten. Tamarisken sind wahre Überlebens-Künstler: zum einen können sie auch extrem salzhaltiges Wasser nutzen, zum anderen entwickeln sich ihre Wurzeln bis in 30 m Tiefe (Canadell, et al., 1996). Für die drei vorhandenen Vegetationsklassen können anhand des grundwasserabhängigen Vorkommens die folgenden durchschnittlichen Wurzeltiefen angenommen werden (Tabelle 4-6):

Tabelle 4-6: Durchschnittliche Wurzeltiefen für dichten und aufgelösten Tugai-Wald sowie für Wüstenvegetation

Vegetation	Wurzeltiefe
dichter Tugai-Wald (junge Baumbestände)	3 m
aufgelöster Tugai-Wald (alte Baumbestände)	6 m
Wüstenvegetation (Tamarisken)	8 m

4.9 Landnutzung und Bewässerung

In Bezug auf die Landnutzung in der Region spielt der Baumwollanbau (*Gossypium hirsutum*; Xinluzao-13) mit Abstand die größte Rolle. Die Baumwollpflanzen werden für gewöhnlich in der letzten März- oder ersten Aprilwoche ausgesät und im Oktober geerntet. Wie bereits für die natürliche Vegetation werden für die hier durchzuführenden Untersuchungen auch Angaben zum Blattflächenindex, zum Vegetationskoeffizienten und zur Wurzeltiefe der Agrarpflanzen benötigt. Letztere stellt bei Baumwolle im Vergleich zur natürlichen Vegetation über das Jahr hinweg keine Konstante dar. Die Baumwolle wird als Monokultur angebaut, weswegen es bzgl. der Parameter Standardwerte gibt, die beispielsweise durch die Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) vorgegeben sind (FAO, 2013) (Abbildung 4-40).

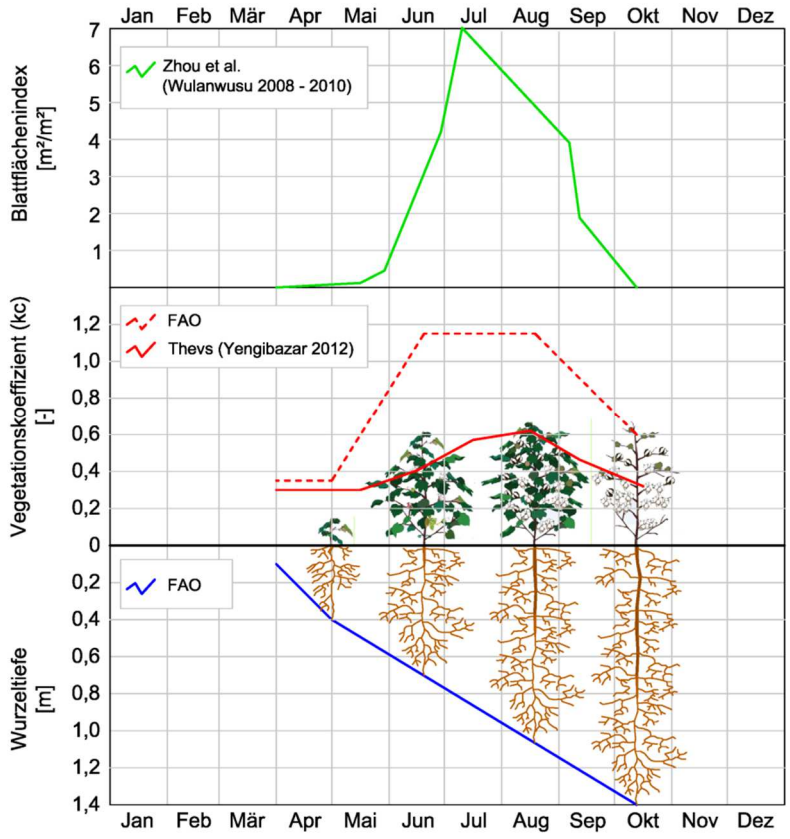


Abbildung 4-40: Blattflächenindex, Vegetationskoeffizient und Wurzeltiefen für Baumwolle

Für das Jahr 2012 wurden für die Baumwollkulturen in der Region Yengibazar Vegetationskoeffizienten mit der Bowen-Ratio-Methode bestimmt (Thevs, et al., 2013 (submitted)). Diese sind um den Faktor 2 geringer als die von der FAO vorgegebenen Werte. Diese starke Abweichung lässt sich möglicherweise durch das Messverfahren (Bowen-Ratio-Methode) erklären; um bei der Berechnung geringe Abweichungen zu erhalten, sind Temperatur- und Luftfeuchtemessungen von hoher Präzision notwendig. Ein weiterer Grund für mögliche Abweichungen liegt in der Baumwollanbaumethode. Im Tarim-Becken wird für den Baumwollanbau überwiegend eine Tröpfchenbewässerung unter Folie eingesetzt, um die Verdunstungsverluste während der Bewässerung möglichst gering zu halten (Zhou, et al., 2012). Durch diese Maßnahme verringert sich die aktuelle Evapotranspiration und damit auch der Vegetationskoeffizient. Für Baumwollfelder, die mit Tröpfchenbewässerung unter Folie bewässert werden, können die Vegetationskoeffizienten nach Thevs et al., für Felder mit Einstaubewässerung die Werte nach der FAO verwendet werden.

Der Blattflächenindex hängt vom Abstand der Pflanzen zueinander (ca. 24 Pflanzen/m²) ab, der sich nach dem Bewässerungsverfahren richtet. Jedes Jahr werden mit der Aussaat die Bewässerungsschläuche und Folien ausgelegt. In die vorperforierten Öffnungen der Folie wird der Baumwollsamen zweireihig neben dem Bewässerungsschlauch in den Boden eingebracht. Nach der Ernte werden Bewässerungsschläuche und Folien entfernt und recycelt (Abbildung 4-41).

Abbildung 4-41: Baumwollfeld mit Tröpfchenbewässerung unter Folie im Mai 2012 in Yengibazar

Der Verlauf des Blattflächenindex wurde für den Zeitraum 2008 – 2010 für das Bewässerungsverfahren der Tröpfchenbewässerung und die Baumwollsorte Xinluzao-13 im Versuch bestimmt (Zhou, et al., 2012). Aus diesen Ergebnissen kann der durchschnittliche Jahresgang für die unterschiedlichen Vegetationsperioden bestimmt werden (Abbildung 4-40). Der Blattflächenindex wurde unter optimalen Bedingungen auf der Forschungsstation Wulanwusu ermittelt. Oft schneiden die Landwirte die Baumwollpflanzen zurück, um die Biomasse zu verringern und den Ertrag zu erhöhen. Der sogenannte „cut off“ wird meist in der ersten Juliwoche durchgeführt. Die Folge ist ein verringerter Blattflächenindex. Zudem kann es auch durch Bodenversalzung oder fehlerhafte Bewässerungssysteme zu einem geringeren Pflanzenwachstum und damit einem geringeren Blattflächenindex kommen.

Es gibt bisher keine detaillierte Dokumentation der Bewässerungsintervalle und –mengen für die Region. Allerdings wurde in Yengibazar eine Befragung von einigen Landwirten hinsichtlich der Bewässerungstechnik, des Zeitpunkts und der verwendeten Wassermenge durchgeführt; aus den Ergebnissen können grundlegende Bewässerungsstrategien abgeleitet werden (Bothe, 2010).

Für die Bewässerung der Felder wird für gewöhnlich das wenig belastete Flusswasser des Tarim verwendet. Steht dieses nicht zur Verfügung, greifen die Landwirte auf das salzbelastete Grundwasser zurück. Dadurch kann es in manchen Bewässerungsgebieten über den Bewässerungszeitraum zu unterschiedlichen Bezugsquellen des Bewässerungswassers kommen. Je nach kulturellem Hintergrund sind die Brunnen der Baumwollanbaugebiete unterschiedlich konstruiert. Uigurische Farmer verwenden mehrere, aber einfacher zu bauende flache Brunnen, die das Grundwasser nahezu flächig unter den Feldern absenken (Abbildung 4-42 links).

Abbildung 4-42: Brunnen eines uigurischen Landwirts am Feldrand bei Messstelle P2-22 (links) und Entnahme von Bewässerungswasser am Tarim (rechts)

Chinesische Großinvestoren nutzen meist wenige Tiefbrunnen, die aber die Bildung von punktuellen Absenktrichtern zur Folge haben. Diese Brunnen werden allerdings nur selten genutzt, da die Investoren in der Regel zudem über Systeme verfügen, die eine direkte Wasserentnahme aus dem Tarim ermöglichen (Abbildung 4-42 rechts). Durch leistungsstarke Pumpen kann auch bei Niedrigwasser Wasser vom Tarim zu den Feldern gepumpt werden.

Grundsätzlich wird in drei Bewässerungsereignisse unterschieden: die Winter-, Frühjahrs- und Sommerbewässerung. Im Winter werden die Felder nach der Ernte überflutet (300 - 500 mm pro Einstau), um das Salz aus dem Boden zu waschen. Für gewöhnlich wird hierzu Flusswasser verwendet, welches während des Hochwassers gespeichert wurde. Im Frühjahr wird vor der Einsaat ebenfalls eine Einstaubewässerung (200 – 300 mm pro Einstau) durchgeführt, um die Bodenfeuchte zu erhöhen und die lokalen Grundwasserstände anzuheben. Zu diesem Zeitpunkt führt der Tarim nur wenig Wasser, so dass viele Farmen auch Grundwasser verwenden müssen. Unter der Sommerbewässerung ist die Tröpfchenbewässerung unter Folie zu verstehen. Die Bauern bewässern ihre Felder in einem Zyklus von ca. 10 Tagen. Die Bewässerungsintensität divergiert und kann nach Angaben der Landwirte bis zu 60 mm pro Bewässerungsintervall betragen. Für die Bewässerungsgebiete im Untersuchungsgebiet wird im Zusammenhang mit der Modellkalibrierung (Kapitel 5.2) eine durchschnittliche Wassermenge von 30 mm pro Bewässerungsintervall festgelegt.

Die Daten der Befragung liefern eine gute Grundlage, allerdings kann sich abhängig vom Bewässerungsregime des jeweiligen Landwirts und dem Feldzustand der Zeitpunkt der Einstaubewässerung um bis zu zwei Wochen verschieben. Aus den gemessenen Grundwasserständen können der Zeitpunkt der Bewässerung, die Herkunft des Bewässerungswassers und zum Teil auch die Intensitäten für einige der 15 Bewässerungsgebiete annähernd rekonstruiert werden. Dadurch ist es möglich, Zeitreihen für die Jahre 2012 und 2013 zu generieren, mit denen das Bewässerungsverhalten im Untersuchungsgebiet realistisch abbildet werden kann (Abbildung 4-43).

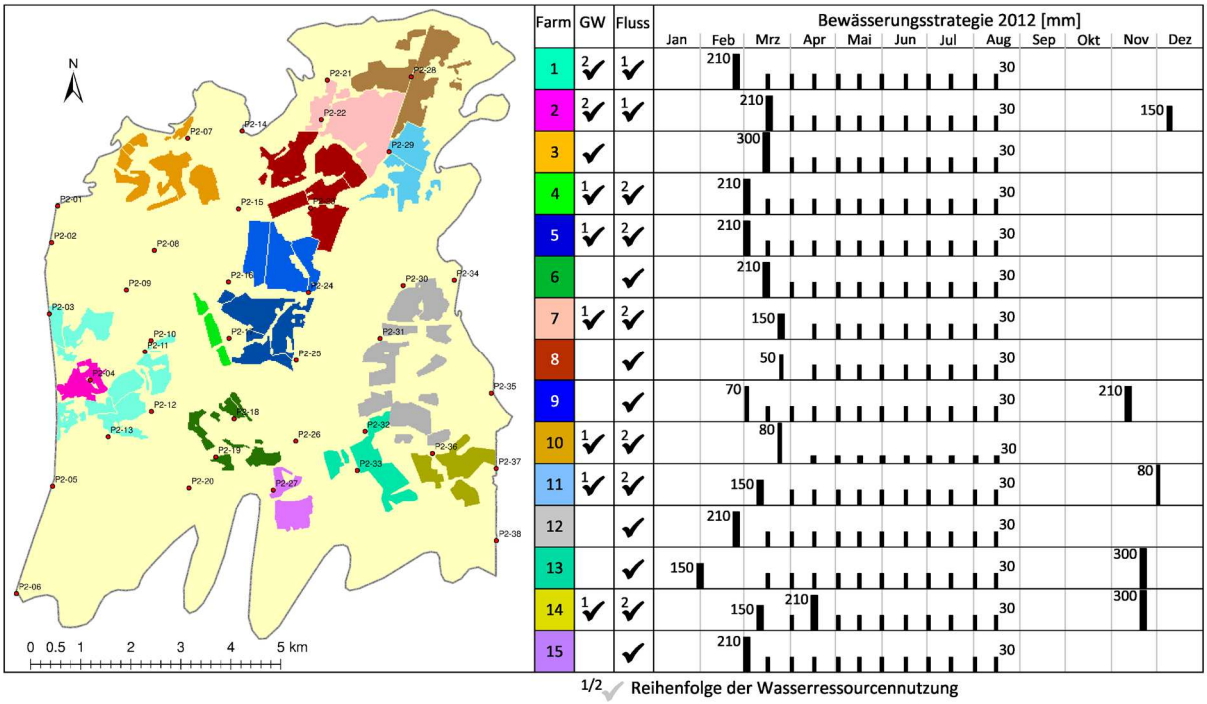


Abbildung 4-43: Bewässerungsgebiete mit den Bewässerungszeitreihen von 2012 und der Herkunft des Bewässerungswassers

4.10 Salzkonzentrationen

Das im Boden und Grundwasser enthaltene Salz ist neben den Grundwasserflurabständen eine der wichtigsten Größen, die über die Vitalität der natürlichen Vegetation und den Ertrag auf landwirtschaftlichen Flächen entscheidet. Grundsätzlich kann das im Grundwasser gelöste Salz über die elektrische Leitfähigkeit des Wassers gemessen werden. Mit den CTD-Sensoren ist es daher möglich, die Veränderung der im Grundwasser gelösten Salze kontinuierlich zu überwachen (Kapitel 4.1). Das im Bodenkörper abgelagerte Salz kann mit Hilfe einer Boden-Wasser-Dispersion bestimmt werden. Die elektrische Leitfähigkeit der Bodenproben, welche für die Erstellung des Bodenmodells benötigt wird, wurde ebenfalls bestimmt (Kapitel 4.6.2).

Die elektrische Leitfähigkeit wird für gewöhnlich in der Einheit mS/cm = dS/m oder µS/cm angegeben. Eine Umrechnung in den Anteil der vollständig gelösten Feststoffe (TDS = engl.: total dissolved solids), liefert den Salzgehalt, welcher im Grundwasser (g/l) bzw. im Boden (mg/g) enthalten ist (Formel 21).

$$TDS = a \cdot LF \qquad \text{(Formel 21)}$$

Mit: TDS = vollständig gelöste Feststoffe $[g/l]$
a = Umrechnungsfaktor abhängig von Salzzusammensetzung
Natriumchlorid (NaCl): 0,47 – 0,50
natürliches Frischwasser (TDS-442) = 0,65 – 0,85
Kaliumchlorid (KCl): 0,50 – 0,57
LF = elektrische Leitfähigkeit $[mS/cm]$

Im Tarim-Becken bestehen die gelösten Stoffe überwiegend aus Natriumchlorid, so dass in Anlehnung an Pang et al. ein Umrechnungsfaktor von 0,5 verwendet werden kann (Pang, et al., 2010)

Im Boden abgelagerte Salzkonzentrationen

Die Untersuchung der Bodenproben soll dem Zweck dienen, standardisierte Tiefenprofile der Salzkonzentrationen für bestimmte Regionen im Untersuchungsgebiet zu erstellen. Dadurch wäre die Möglichkeit gegeben, bei einer späteren Stofftransportmodellierung eine Plausibilisierung der Daten durchzuführen. Die Berechnung der in den Bodenproben enthaltenen Salzgehalte zeigt eine deutliche Schwankung, die von 0,3 mg/g bis zu 16 mg/g reichen kann. Erwartungsgemäß sollten sich die hohen Salzkonzentrationen besonders an der Bodenoberfläche einstellen, wo sich durch die Evaporation Mineralien ablagern können. Dies ist aber nicht der Fall. Obwohl ein Trend zu mit zunehmender Tiefe sinkenden Salzgehalten erkennbar ist, können auch hohe Salzkonzentrationen in tieferen Bodenschichten auftreten (Abbildung 4-44).

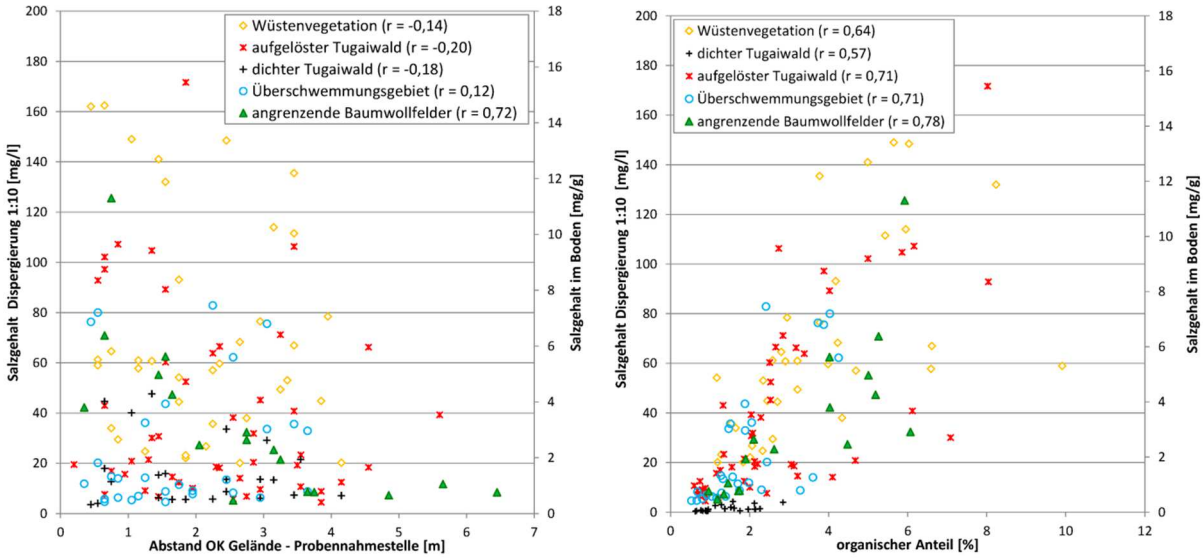


Abbildung 4-44: Vegetationsabhängige Korrelationen zwischen Salzgehalt und Probentiefe (links) sowie zwischen Salzgehalt und organischem Anteil (rechts)

Ein Zusammenhang zwischen Salzgehalt und Probentiefe lässt sich auch dann nicht erkennen, wenn die Vegetationsart an der Probenahmestelle mit berücksichtigt wird. Eine Ausnahme stellen die Proben dar, die an nahegelegenen Bauwollanbaugebieten entnommen wurden. Der Salzgehalt im Boden korreliert mit der Tiefe (r = 0,72). Hohe Salzkonzentrationen sind besonders in der oberen Bodenschicht messbar. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Konzentrationen deutlich ab, bis sie ab ca. 4 m Tiefe konstant sind. Vermutlich wirkt sich die Bewässerung auch auf die angrenzenden Randzonen aus. Die erhöhten Salzkonzentrationen in den Randzonen sprechen dafür, dass die durch die erhöhten Grundwasserstände ebenfalls gesteigerte Evaporation zu einer Akkumulation von Salz in der oberen Bodenschicht führt. Die niedrigen Salzkonzentrationen in den tiefen Bodenzonen können durch das Spülen der Bewässerungsgebiete hervorgerufen werden. Durch den zusätzlichen Wassereintrag von gering belastetem Flusswasser kann die Wasserqualität des Grundwassers verbessert werden.

Für alle Proben ist zudem ein Trend zu erkennen: hohe Salzgehalte treten hauptsächlich in Regionen mit Wüstenvegetation, geringe Salzgehalte eher in Überschwemmungsgebieten oder auf Baumwollfeldern auf. Dies liegt daran, dass Überschwemmungsgebiete und Baumwollfelder regelmäßig mit frischem Wasser gespült werden, wodurch das Salz ins Grundwasser transportiert wird.

Ein Zusammenhang besteht jedoch zwischen dem Salzgehalt und dem organischen Anteil in den Bodenproben. Die Korrelation zwischen diesen beiden Parametern beträgt 0,74, so dass ein statistischer Zusammenhang erkennbar ist. Euphrat-Pappeln und Tamarisken verfügen über die Möglichkeit, das über die Wurzeln aufgenommen Salz über die Borke wieder abzuscheiden. Dadurch können sich hohe Salzkonzentrationen im organischen Material bilden, die diesen statistischen Zusammenhang bewirken. Besonders in Gebieten mit trockener Wüstenvegetation und Tugai-Wäldern, die natürlicherweise nicht überflutet werden, kommt es zu einem erhöhten organischen Anteil im Boden mit entsprechend hohen Salzkonzentrationen. Dies lässt sich zum einen durch die Pflanzenwurzeln und das Totholz erklären, das aufgrund des geringen Wassergehalts im Boden schlechter zersetzt wird als organisches Material in feuchteren Gebieten. Dieser Effekt ist beispielsweise auch an den archäologischen Stätten im Tarim-Becken zu erkennen, wo die Holzinstallationen über 2000 Jahre alter Gebäude noch erhalten sind (Baumer, 2002). Zum anderen können wegen der fehlenden Überflutungen die Salze nicht in tiefere Bodenschichten gespült werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass mit Hilfe der untersuchten Bodenproben keine standardisierten Profile des Salzgehalts abgeleitet werden können. Der Grund hierfür ist die Abhängigkeit des Salzgehalts vom Anteil des organischen Materials, wodurch eine Regionalisierung abhängig von der Vegetation oder der Bodentiefe nicht möglich ist. An den unterschiedlichen Probennahmestandorten ist allerdings eine Aussage zur Vitalität der Vegetation möglich. Ebenso kann die räumliche Verteilung der im Boden gebundenen mittleren Salzkonzentrationen für den Zeitpunkt Mai 2012 angegeben werden (Abbildung 4-45).

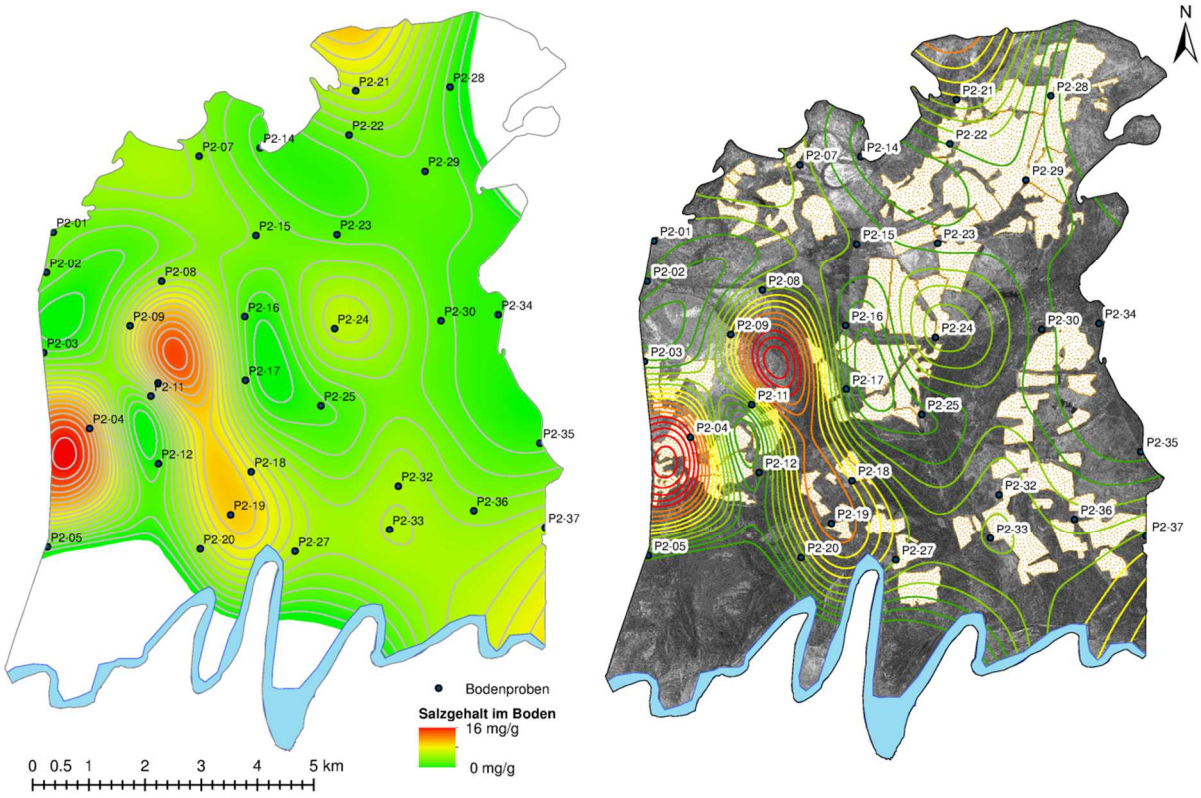


Abbildung 4-45: Flächig interpolierte Verteilung der Salzkonzentrationen im Boden (links) und Darstellung der Salzkonzentrationen in Abhängigkeit von der Landnutzung (rechts)

Im Grundwasser gelöstes Salz

Mit den kontinuierlichen Messungen der 18 CTD-Sensoren sollen die Veränderungen des Salzgehaltes im Grundwasser messtechnisch erfasst werden. Ziel dieser Messwerterfassung ist es, Zeitreihen zu generieren, die möglicherweise für eine spätere Stofftransportmodellierung verwendet werden können. Mit einem Modell des Salztransports könnte die Vitalität der Vegetation besser abgeschätzt werden. Die Auswertung dieser Zeitreihen zeigt jedoch deutliche Unplausibilitäten, so dass die Daten für die Kalibrierung bzw. Plausibilisierung eines Stofftransportmodells nicht geeignet sind. Beispielsweise wurden im Mai 2012 an einigen Messbrunnen Auffüllversuche durchgeführt (Kapitel 4.6.3). Das für den Versuch zusätzlich eingebrachte Wasser führte zu einer Veränderung der Salzkonzentration im Brunnenwasser. Weitere Irritationen wurden durch das Auslesen der Sensoren verursacht, die hierfür an die Oberfläche gezogen werden mussten. Nach dem Auslesen werden die Sensoren wieder in derselben Tiefe im Brunnen eingesetzt. Obwohl sich am grundsätzlichen Messaufbau nichts geändert hat, kam es vor und nach der Sensorauslesung zu unterschiedlichen Messwerten. Die Folge ist ein deutlicher Sprung in den Zeitreihen, wie beispielsweise im Mai 2012 (Abbildung 4-46).

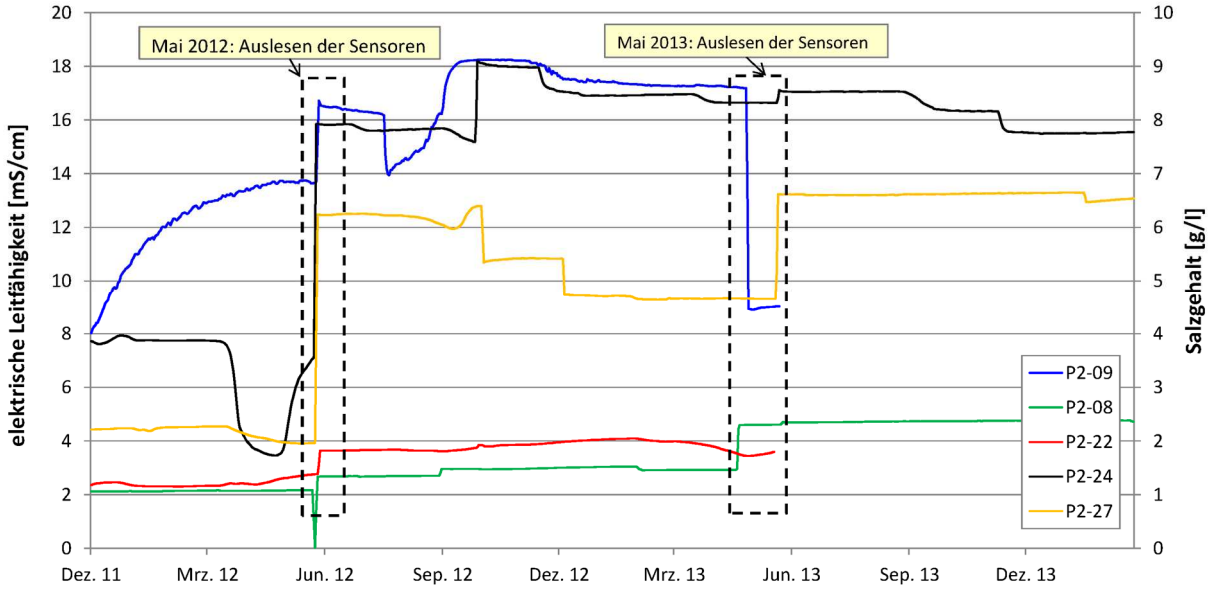


Abbildung 4-46: Veränderung der Salzkonzentrationen durch das Auslesen der Grundwassersensoren im Mai 2012

Weshalb das Auslesen der Sensoren eine derartige Veränderung der gemessenen Salzkonzentrationen zur Folge hatte ist bisher unklar. Eine Aufwirbelung von Sedimenten im Brunnenrohr erscheint als Ursache unwahrscheinlich, da die hohen Salzkonzentrationen nach dem Auslesen dauerhaft erhalten blieben. Bei möglichen Sedimentaufwirbelungen wäre zu erwarten, dass sich diese relativ schnell wieder am Boden setzen und sich dadurch auch die Messergebnisse wieder angleichen. Eine plausiblere Erklärung ist, dass sich an den CTD-Sensoren über die Zeit ein Biofilm gebildet hat, welcher die Leitfähigkeitsmessung beeinträchtigt hat. Beim Auslesen der Sensoren wurden diese auch gereinigt. Oftmals waren die Sonden mit einem schmierigen Film überzogen, der mit Wasser abgespült wurde. Nach der Reinigung konnten die Sensoren vermutlich wieder die tatsächliche Leitfähigkeit messen. In der Folge würde dies heißen, dass die CTD-Sensoren regelmäßig gereinigt werden sollten, um realistische Messungen durchführen zu können. Da die Zeitreihen der fünf betroffenen Sensoren für die Jahre 2012 und 2013 erhebliche Messungenauigkeiten aufweisen, müssen die Daten, bis auf den Zeitraum von ca. 4 Wochen nach der Reinigung, als Fehlmessung gewertet werden.

Vom Sensor der Grundwassermessstelle P2-06, die sich direkt am Tarim befindet, wurden über die gesamte Messdauer nahezu konstante Salzkonzentrationen von 1,1 -1,15 g/l gemessen. Dieser Wert sollte daher der Wasserqualität des Tarim entsprechen. Da es trotz Grundwasserschwankungen im Messbrunnen zu keiner Änderung der Salzkonzentration kam, ist anzunehmen, dass die Wasserqualität des Tarim über das Jahr relativ konstant ist. Diese Annahme steht jedoch in Konflikt zu Messungen aus dem Jahr 2011. Im August 2011 wurden im Tarim bei Yengibazar 0,3 g/l und im November 2,4 - 2,8 g/l gemessen (Kliucininkaite, 2011). Diese Abweichungen lassen sich durch einen verringerten Wasseraustausch zwischen Fluss- bzw. Grundwasser und dem Wasser im Messbrunnen P2-06 erklären. Durch eine Versandung des Filters sind die Wasserstandänderungen im betroffenen Brunnen gegenüber den Grundwasserstandänderungen stark gedämpft (Kapitel 4.1), was sich auch auf die Messung des Salzgehalts auswirkt, da Schwankungen nicht erfasst werden.

Der Chayan führt während der Hochwasserperiode ebenfalls Wasser des Tarim, welches durch den westlichen Überleitungskanal und den Gewässeranschluss bei Imanqak dem Chayan zufließen kann. Die Messstellen P2-14, P2-34 und P2-35 sind entlang des Chayan installiert und mit CTD-Sensoren

ausgestattet. An allen Messpunkten wurden ähnliche Verläufe der Salzkonzentration gemessen. Die Messwerte liegen zwischen 0,65 g/l und 1,7 g/l (Abbildung 4-47).

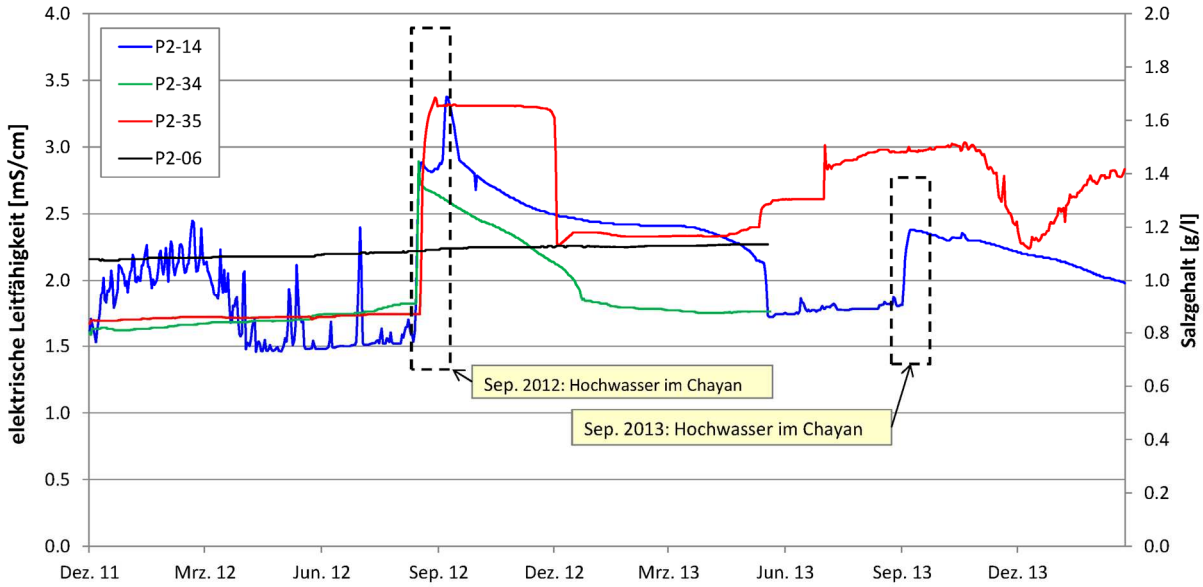


Abbildung 4-47: Hochwasserbedingter Anstieg der Salzkonzentrationen in den Messbrunnen entlang des Chayan

Mit dem Hochwasser kommt es an allen drei Messbrunnen zu einem deutlichen Anstieg der Salzkonzentration. Da die Messbrunnen an der Oberfläche nicht abgedichtet sind, kann Oberflächenwasser in das Brunnenrohr eindringen und sowohl den Grundwasserstand als auch den Salzgehalt verändern. Aus diesem Grund wurden durch die Sensoren nicht die tatsächlich im Grundwasser vorhandenen Salzkonzentrationen aufgezeichnet, denn normalerweise muss das Salz erst durch den Bodenkörper zum Grundwasser transportiert werden. Das Wasser, welches von oben in die Messbrunnen eingedrungen ist, hat im Vergleich zum Wasser des Tarim einen deutlich höheren Salzgehalt von ca. 1,65 g/l. Da der Chayan nahezu das gesamte Jahr ausgetrocknet ist und mit dem Hochwasser das Salz in den Sedimenten gelöst wird, können sich hier höhere Salzkonzentrationen einstellen.

Die Qualitätskontrollen der kontinuierlichen Salzkonzentrationsmessungen haben gezeigt, dass die Daten durch Messfehler größtenteils nicht plausibel sind. Dennoch ist mit den vorhandenen Daten eine grundsätzliche Aussage zur Salzbelastung des Grundwassers möglich. Die gemessenen Salzgehalte unterscheiden sich regional zum Teil stark. Die höchste Konzentration wurde im März 2012 mit 11,5 g/l am Brunnen P2-10 gemessen. Wasser mit einer solch hohen Salzkonzentration ist weder für die Bewässerung noch für einen Großteil der Tugai-Vegetation nutzbar (Abbildung 4-48). Nur Tamarisken sind in der Lage, derart belastetes Wasser dauerhaft zu nutzen (Abbildung 3-10), und sind somit auch die einzige hier vorkommende Pflanzenart.

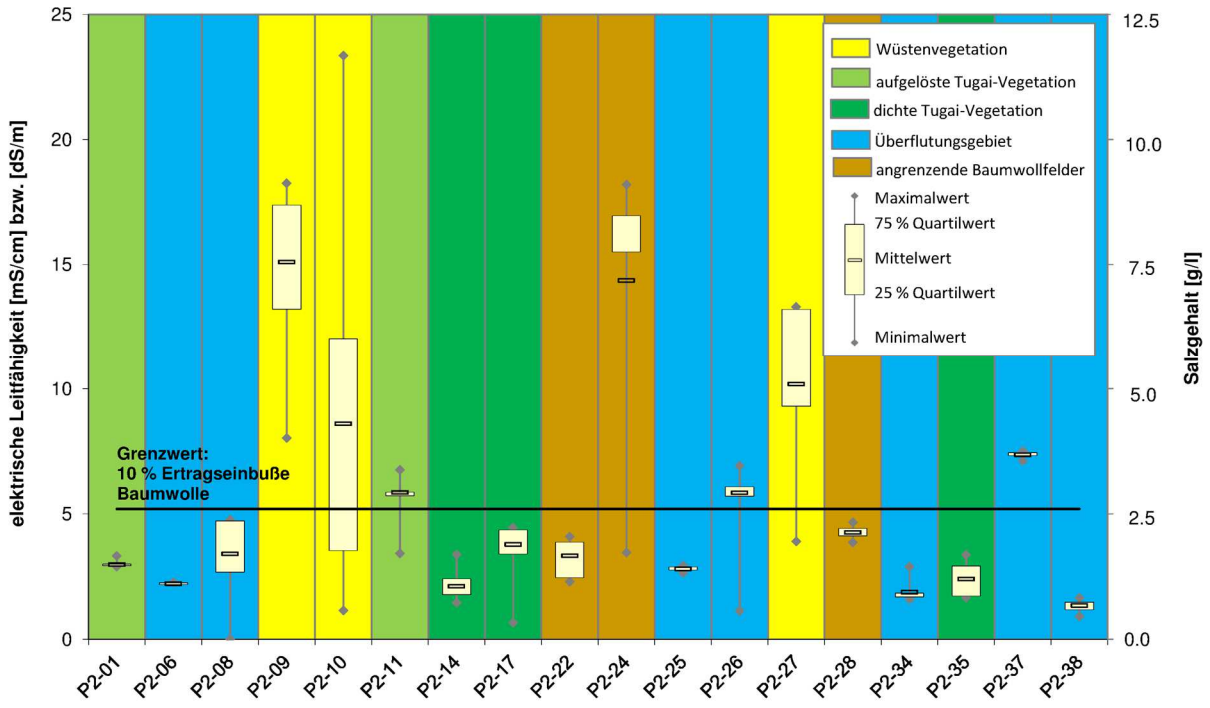


Abbildung 4-48: Minimal-, Maximal- und Mittelwerte der im Grundwasser gemessenen Salzkonzentrationen

Im Vergleich dazu beträgt die Salzkonzentration an dem im Auwald gelegenen Messbrunnen P2-38 durchschnittlich nur 0,75 g/l. Dieser Wert entspricht jenem Grenzwert von Bewässerungswasser, ab dem bei empfindlichen Pflanzen erste geringe Ertragseinbußen zu erwarten sind. Das Wasser ist allerdings für die Bewässerung der toleranteren Baumwolle (10 % Ertragseinbuße ab 5,2 mS/cm bzw. 2,6 g/l) noch gut geeignet (Tanji, et al., 2002). Aus den Daten lässt sich zudem erkennen, dass das Grundwasser in den Überschwemmungsgebieten deutlich geringere Salzgehalte aufweist als in Regionen, die nicht überflutet werden (Abbildung 4-49). Dies spricht für den Spüleffekt der Überschwemmungen.

Weil nicht alle Sensoren in der Lage sind, die elektrische Leitfähigkeit zu messen, liegen im westlichen Bereich des Untersuchungsgebiets teilweise weite Distanzen zwischen den Messstellen. Dadurch kommt es bei der Interpolation der im Grundwasser gemessenen Salzkonzentrationen zu Ungenauigkeiten, die bei der Verwendung der räumlichen Daten entsprechend berücksichtigt werden sollten (Abbildung 4-49).

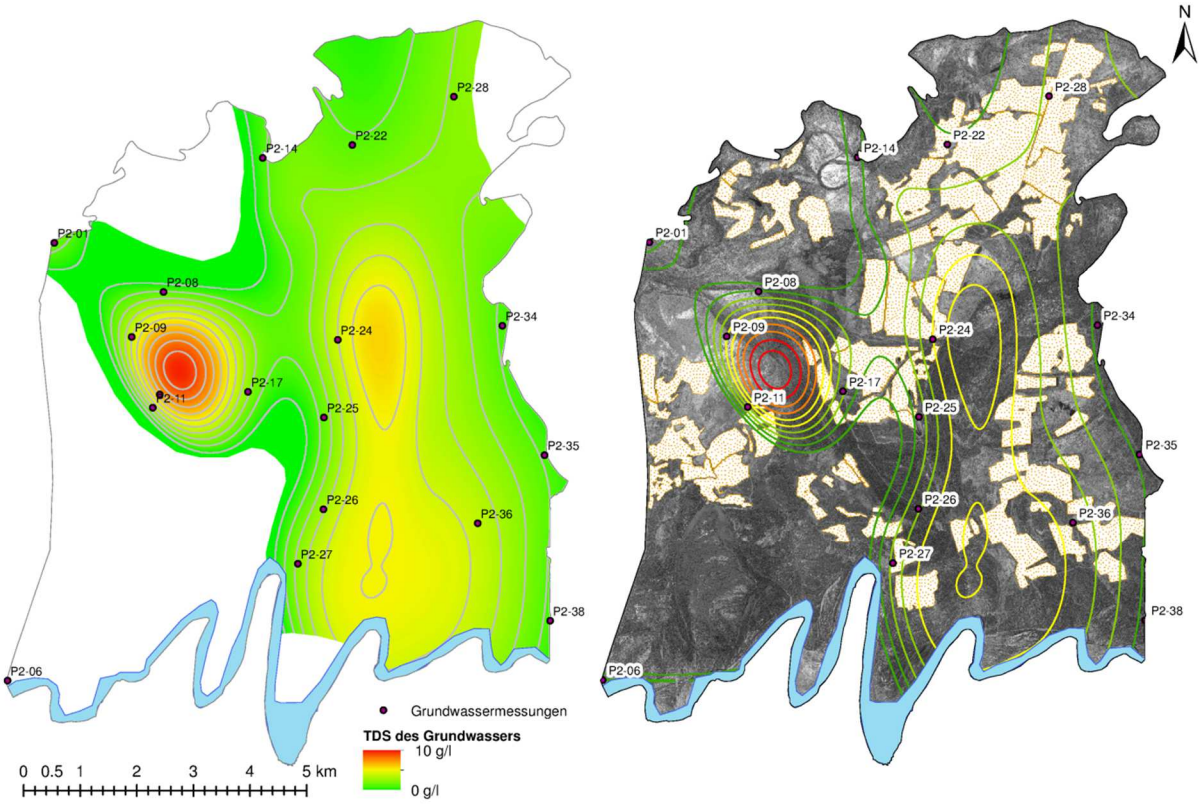


Abbildung 4-49: Flächig interpolierte Verteilung der im Grundwasser gemessenen Salzkonzentrationen (TDS) (links) und Darstellung der Salzkonzentrationen in Abhängigkeit von der Landnutzung (rechts)

5 Modellbildung

5.1 Modellaufbau

Für die Wasserhaushaltsmodellierung wird das Programm MIKE SHE verwendet (Kapitel 3.3). Dieses besteht aus verschiedenen koppelbaren Modulen (Oberflächenwasser, Flüsse und Seen, ungesättigte Bodenzone, Evapotranspiration, gesättigte Bodenzone sowie Stofftransport), mit denen die einzelnen Komponenten des Wasserhaushalts berechnet werden können. Entsprechend der Fragestellung müssen die Einstellungen in den Modulen speziell für die Region definiert werden, um möglichst genaue Berechnungen durchführen zu können.

5.1.1 Oberflächenwasser(OL)

Wasser, welches beispielsweise durch starke Niederschläge, Bewässerung oder Überflutung als Oberflächenwasser in den Berechnungszellen des Modells auftritt, wird mit dem Oberflächenwassermodul berechnet. Dieses sieht zwei grundsätzliche Berechnungsvarianten vor. Mit einer einfachen konzeptionellen Hochwasserabflussberechnung können auf Teileinzugsgebiete basierende Niederschlags-Abfluss-Prozesse abgebildet werden (Crawford & Linsley, 1966). Eine 2-dimensionale Überflutungsberechnung, wie sie im Untersuchungsgebiet notwendig ist, kann mit diesem Verfahren jedoch nicht durchgeführt werden. Hierzu wird die zweite Berechnungsvariante der finiten-Differenzenmethode benötigt (Kapitel 2.4.5).

Als Berechnungsgrundlage für das Oberflächenwasser dient das digitale Geländemodell (Kapitel 4.3), mit dem die Bewegung des Wassers entlang der Geländesituation berechnet werden kann. Die Rauhigkeiten an der Geländeoberfläche beeinflussen die Fließgeschwindigkeit des Wassers und müssen daher entsprechend berücksichtigt werden. Da Überflutungen vorwiegend in den dichten Auwäldern stattfinden, kann davon ausgegangen werden, dass die Geländerauhigkeiten maßgeblich von der Vegetationsdichte abhängen. Beschrieben wird dieser Effekt über den Manning-Strickler-Beiwert, der in der Praxis nur schwierig messtechnisch zu bestimmen ist. Es gibt jedoch Literaturwerte, die eine Spannweite für unterschiedliche Gewässertypen bzw. Oberflächenbeschaffenheiten angeben. Für stark bewachsene Flächen beträgt der Wert 15 – 25 $m^{1/3}/s$, für verkrautete Gewässer ca. 30 – 35 $m^{1/3}/s$ (Schneider, 2002). Mit Hilfe der Karte der Vegetationsdichte (Abbildung 4-36) und diesen Angaben ist es möglich, eine Karte der Rauhigkeitsbeiwerte abzuleiten (Abbildung 5-1).

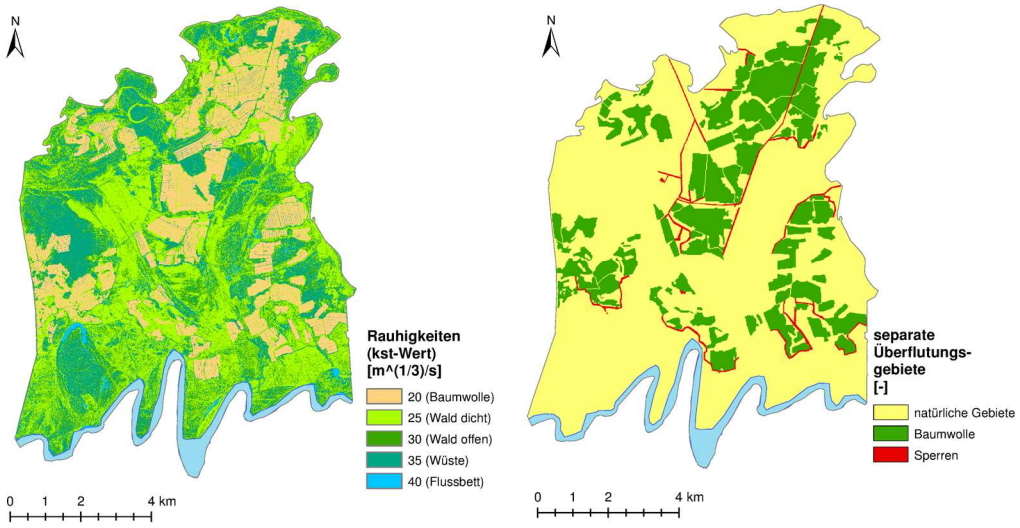


Abbildung 5-1: Oberflächenrauhigkeiten (kst-Werte) in Abhängigkeit von der Vegetationsdichte (links) und separierte Überflutungsgebiete mit Sperren (rechts)

Für die Berechnung muss das digitale Geländemodell auf eine Zellgröße von 30 m aggregiert werden, damit die Berechnungen in einer akzeptablen Zeit erfolgen können (Kapitel 3.3). Dadurch kommt es im Modell zu einer ungenauen Abbildung des Fließverhaltens. Die Baumwollfelder sind beispielsweise von kleinen Dämmen umgeben, die im Geländemodell nicht abgebildet werden. Auch Straßendämme und Hochwasserschutzdämme werden im Modell nicht immer korrekt dargestellt. Damit im Modell das Wasser diese Sperren während der Überschwemmung nicht unkontrolliert passieren kann, werden verschiedene Überflutungsgebiete definiert, in denen das Oberflächenwasser nicht in benachbarte Gebiete abfließen kann. Die Überflutungsgebiete werden in Sperren, Baumwollfelder und überflutbare Gebiete unterschieden (Abbildung 5-1).

Eine weitere Größe, die bei der Berechnung des Oberflächenabflusses berücksichtigt werden muss, ist der Wasserrückhalt der Bodenoberfläche. In kleinen Mulden kann sich beispielsweise Wasser sammeln, welches nicht abflusswirksam wird. Für bewaldete Flächen und lehmige Böden kann ein Wasserrückhalt von ca. 2 - 3 mm angenommen werden (Lutz, 1984). In den Überflutungsgebieten kann es zu einer Verschlämmung der Oberfläche kommen, wodurch die Infiltration behindert wird. Die Infiltration wird im Modell als obere Randbedingung der Richards-Gleichung abgebildet. Diese kann entweder direkt als Infiltration (Neumann-Bedingung) oder als hydrostatischer Wasserstand (Dirichlet-Bedingung) angegeben werden. Damit die Verschlämmung hinreichend berücksichtigt wird, kann ein Leakage-Koeffizient für den Übergang von Oberflächenwasser zu Bodenwasser angegeben werden. Durch die Annahmen eines Werts für schluffige Böden (1 *10^{-5} 1/sec) wird erreicht, dass im Modell für die Überflutungsgebiete mit sandigen Böden eine Verschlämmung der Oberfläche stattfindet.

Die Lösung der partiellen Differentialgleichungen erfolgt mit dem iterativen Verfahren der Überrelaxation (SOR-Verfahren). Bei der impliziten Lösung des Gleichungssystems wird die Anzahl der Iterationsschritte auf 500 Stück begrenzt; es wird ein Überrelaxationsparameter von 0,6 gewählt, um Oszillationen in der Wasserspiegellage zu vermeiden (Tabelle 5-1).

Tabelle 5-1: Parametrisierung des Oberflächenwassermoduls von MIKE SHE

Parameter	Wert			
Rauhigkeitsbeiwert	15 – 35	$m^{1/3}/s$ (Kalibriergröße)		
Wasserrückhalt	2	mm		
initiale Wassertiefe	0	m		
Leakage-Koeffizient für Verschlämmung	1 * 10-5	1/s		
Lösungsalgorithmus	Überrelaxationsverfahren (SOR)			
		max. Iterationsschritte:	500	
		max. Wasserstandänderung pro Iterationsschritt:	0.0001	m
		max. Restfehler:	0.0001	m/Tag
		Überrelaxationsparameter:	0.6	

5.1.2 Flüsse- und Seen-Modul (OC)

Oberflächengewässer wie der Tarim und der Chayan, aber auch Bewässerungskanäle und Altarme bilden ein Netz, über welches das Wasser im Untersuchungsgebiet schnell verteilt werden kann. Dieses Gewässernetz wird mit MIKE 11 modelliert und an das MIKE SHE-Modell gekoppelt. Der Vorteil dieser Kopplung ist, dass die Berechnung in den Gewässerläufen nicht 2-dimensional erfolgt, wodurch eine schnellere Rechenzeit zu erwarten ist. Zudem können in MIKE 11 Steuerstrukturen, wie beispielsweise Wehre und Durchlässe, integriert werden. Dies ist besonders für das Wehr am Tarim-

Chayan-Verbindungskanal wichtig, da dieses einen Teil des Zulaufs zum Chayan steuert. Das Wehr besteht aus drei unterströmbaren Planschützen, die jeweils 1,5 m breit sind (Abbildung 5-2).

Abbildung 5-2: Wehr am Einlauf zum Tarim-Chayan-Verbindungskanal, welcher der ökologischen Flutung des Chayan dient

Eine Steuerstrategie bzw. Aufzeichnungen zu den Schützstellungen sind nicht verfügbar. Anhand der entlang des Verbindungskanals gemessenen Grundwasserstände kann allerdings abgeleitet werden, wann Wasser in den Kanal geleitet wurde und wann alle Schütze verschlossen waren. Dadurch kann eine Zeitreihe der Steuerstrategie generiert werden.

Das MIKE 11-Modell besteht aus insgesamt 19 Gewässerläufen, die über eine Gesamtlänge von 116 km und über 218 Gewässerquerschnitte verfügen. Alle Gewässer, die weder einen natürlichen Anfang noch ein Ende besitzen, müssen mit Randbedingungen abgebildet werden. Dies gilt zum einen für den 24,5 km langen Abschnitt des Tarim, an dessen Anfang der Zulauf und an dessen Ende eine Abfluss-Wasserstands-Beziehung (Q-h-Beziehung) angegeben werden muss. Zum anderen gibt es einen nach Norden fließenden Arm des Chayan, der im Modell nicht abgebildet werden soll. Dieser Modellrand wird ebenfalls über eine Q-h-Beziehung abgebildet (Abbildung 5-3).

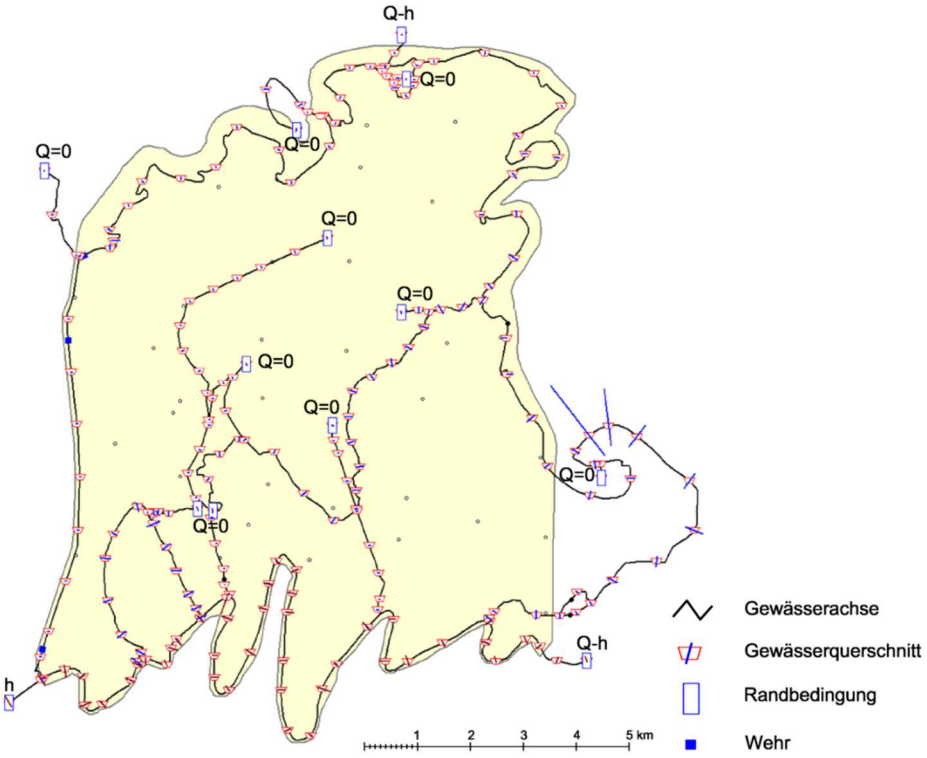


Abbildung 5-3: Zusammensetzung der Gewässer im MIKE 11-Modell mit Querschnitten und Randbedingungen

Mit der oberen Randbedingung des Tarim wird der Zufluss in Form der Wasserstandzeitreihe in das Modell eingefügt (Kapitel 4.2). Die untere Tarim-Randbedingung wird durch eine Q-h-Beziehung am letzten Gewässerprofil erzeugt. Für die Berechnung des Abflusses an der unteren Randbedingung wird das durchschnittliche Längsgefälle des dortigen Flussabschnitts verwendet.

Die Kopplung zwischen MIKE 11 und dem zweidimensionalen Oberflächenwasser-Modul von MIKE SHE erfolgt für alle 19 Gewässerabschnitte. Dadurch ist ein direkter Austausch von Oberflächenwasser zwischen den Fließgewässern und dem Geländemodell möglich. Die Berechnungsgrundlage für den Wasseraustausch bildet die Wehrgleichung nach Villemonte (Formel 22).

$$Q = B \cdot \mu \cdot (H_{OW} - H_{Wehr})^k \cdot \left[1 - \left(\frac{H_{UW} - H_{Wehr}}{H_{OW} - H_{Wehr}}\right)^k\right]^{0{,}385} \qquad \text{(Formel 22)}$$

Mit:
- Q = Abfluss $[m^3/s]$
- B = Wehrbreite $[m]$
- μ = Wehr-Koeffizient $[-]$
- k = Koeffizient für den Wehrtyp (Rechteck = 1,5; V-förmig = 2,5) $[-]$
- H_{OW} = Wasserstand im Oberwasser $[m]$
- H_{UW} = Wasserstand im Unterwasser $[m]$
- H_{Wehr} = Wasserstand am Wehrüberfall $[m]$

Ein allgemeines Problem der Kopplung besteht in den unterschiedlichen Berechnungsskalen. Bei breiten Gewässern, wie beispielsweise dem Tarim, kann ein Wasseraustausch zwischen den Gewässerquerschnitten und den Uferpixeln des Geländemodells unter Verwendung der Wehrformel einfach umgesetzt werden. Bei schmalen Gewässern, deren Gewässerbreite geringer als die Pixelgröße des Geländemodells ist, kommt es allerdings zu Problemen. Eine Kopplung ist nur möglich, wenn der

Gewässerquerschnitt größer ist als die Pixelbreite, damit die Wehrformel an beiden Ufern implementiert werden kann. Bei der Kopplung von schmalen Gewässern über 1 Pixel kommt es häufig zu einer instabilen Kopplung. Der Grund liegt im Wasseraustausch zwischen Vorland und den Gewässerquerschnitten, die nur ein geringes Wasservolumen aufnehmen können. Um Oszillationen des Wasserstandes an der Kopplung zu vermeiden, müssen entweder kurze Berechnungszeitschritte gewählt werden, die zu Lasten der Simulationsdauer gehen, oder die Kopplung muss über mehrere Pixel erfolgen, wodurch das Austauschvolumen in den Gewässerquerschnitten vergrößert werden kann. Eine Kopplung von MIKE 11 über 3 Pixel hat sich in der Praxis als stabil herausgestellt. Das bedeutet, dass die Gewässerquerschnitte in MIKE 11 mindestens 90 m breit sein sollten (Abbildung 5-4).

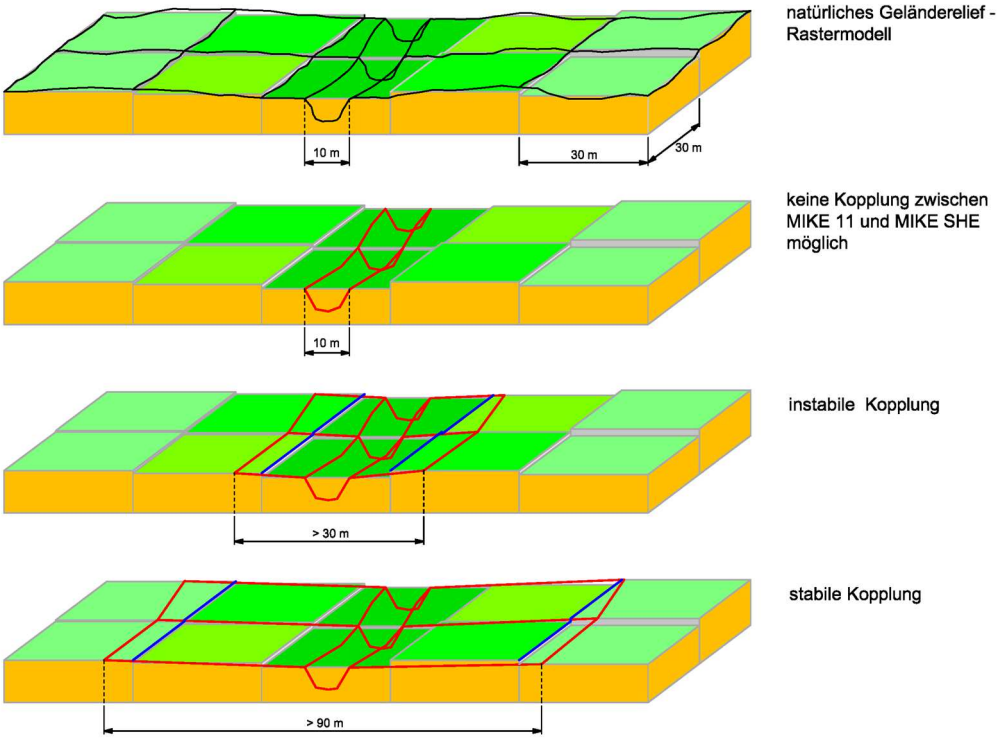


Abbildung 5-4: Modellkopplungen zwischen MIKE SHE (blau) und den MIKE 11-Gewässerquerschnitten (rot)

Die instationäre Berechnung mit MIKE 11 erfolgt in 10-Sekunden-Berechnungsintervallen, um Oszillationen zwischen den eng zusammenliegenden Gewässerquerschnitten zu vermeiden. Für die Lösung der Saint-Venant-Gleichung müssen zudem verschiedene Berechnungsparameter angegeben werden. Die grundlegende Parametrisierung des MIKE 11-Modells kann der folgenden Tabelle entnommen werden (Tabelle 5-2):

Tabelle 5-2: Parametrisierung des MIKE 11-Modells

Parameter		Wert
MIKE SHE Kopplung:	Wehr Koeffizient (μ)	1,838
	Wehrtyp Koeffizient (k)	1,5 (Rechteck)
	Minimale Wasserstandhöhe über Uferkante für volle Wehrbreite	0,1 m
Rauhigkeiten (kst-Werte) der Querschnitte:	Tarimvorland & Kanäle	35 $m^{1/3}/s$
	Tarim Flussschlauch	45 $m^{1/3}/s$
Simulation:	Berechnungsintervall	10 s (fix)

5.1.3 Ungesättigte Bodenzone (UZ)

Die ungesättigte Bodenzone kann in MIKE SHE als einfacher Schwerkraft-Ansatz, als Zweischichtenmodell oder mit Hilfe der Richards-Gleichung berechnet werden. Die physikalisch korrekteste Abbildung der ungesättigten Boden-Wasserbewegung ist mit der Richards-Gleichung möglich, weshalb dieses Verfahren hier verwendet wird (Kapitel 2.4.3). Da die Prozesse überwiegend in vertikaler Richtung verlaufen, ist es ausreichend, eine eindimensionale Berechnung durchzuführen. Dies hat den Vorteil, dass der Computer die Berechnung an den einzelnen Rasterzellen unabhängig von angrenzenden Rasterzellen durchführen und somit mehrere Prozessoren gleichzeitig nutzen kann. Durch diese Parallelisierung kann die Berechnung für die individuelle Bodengruppe mit einem relativ geringen Zeitaufwand separat an jeder Rasterzelle des Modells erfolgen (Kapitel 4.6.6).

Der im Modell als ungesättigte Bodensäule definierte Bereich muss zu jedem Zeitpunkt in die gesättigte Zone eingebunden werden, da durch das Modell ansonsten ein Bilanzfehler erzeugt wird. Die Grundwasserflurabstände können bis zu 10 m unter der Geländeoberkante liegen, weshalb das ungesättigte Bodenmodell für eine maximale Bodensäule von 12 m unter Geländeoberkante definiert wird. Weil MIKE SHE das Bodenmodell der gesättigten Bodenzone nicht direkt für die Berechnung der ungesättigten Prozesse verwenden kann (Kapitel 4.6.6), ist es notwendig, die unterste Bodenschicht der jeweiligen Bodengruppe bis auf diese Tiefe zu verlängern. Dadurch können bei der Berechnung Ungenauigkeiten entstehen, besonders dann, wenn in der Realität ein anderer Boden in diesem Schichtbereich vorhanden ist. Die untere Randbedingung ergibt sich während der Berechnung durch den aktuellen Grundwasserstand, ab dem das gesättigte Bodenmodell den Wasserhaushalt in den tieferen Schichten berechnet. Durch Grundwasserstandschwankungen ist die Lage der unteren Randbedingung dynamisch, weshalb sich auch die reale Länge der ungesättigten Bodensäule ständig verändert. Die vertikale Diskretisierung der Bodensäule wird so gewählt, dass die Berechnungszellen in der Deckschicht möglichst klein sind. Mit zunehmender Tiefe (> 4 m) sind die ungesättigten Bodenprozesse wegen der fehlenden Verdunstung von der Bodenoberfläche weniger wichtig, weshalb die Abstände vergrößert werden, um den Berechnungsaufwand und die damit verbundene Berechnungszeit möglichst gering zu halten (Abbildung 5-5). Der Einfluss auf die Modellkopplung zur gesättigten Zone ist gering, da in den einzelnen Berechnungselementen der ungesättigten Zone der Grundwasserstand und damit die Lage der unteren Randbedingung durch die Speicheränderung genau berechnet werden kann.

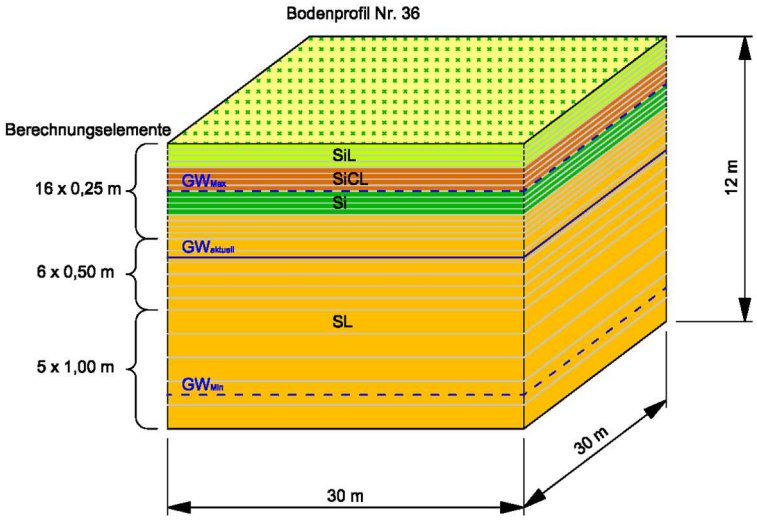


Abbildung 5-5: Aufbau einer Bodensäule des ungesättigten Bodenmodells mit vertikaler Diskretisierung

Die bodenspezifischen Parameter werden über eine Bodendatenbank direkt in das Modell eingepflegt. Mit Hilfe dieser Datenbank kann der jeweiligen Bodenschicht die entsprechende Bodenart zugewiesen werden. Für die Berechnung wird zudem die initiale Bodenfeuchte benötigt. Weil diese nicht flächendeckend gemessen wurde, muss eine geeignete Annahme getroffen werden. Eine gute Näherung ergibt sich mit einer zuvor durchgeführten Berechnung, aus der die räumlichen Bodenfeuchten für den Startzeitpunkt entnommen werden. Die Berechnung der ungesättigten Zone wird unter Verwendung der folgenden Berechnungsparameter durchgeführt (Tabelle 5-3):

Tabelle 5-3: Berechnungsparameter für das ungesättigte Modul in MIKE SHE

Parameter	Wert
zulässiger Fehler (Wasserstand) in der Wasserbilanz für die Kopplung zwischen ungesättigter und gesättigter Bodenzone	0,01 m
maximale Iterationen der Richards-Gleichung	50
Konvergenzkriterium für die Iteration (Psi)	0,002
maximaler Fehler in der Wasserbilanz einer Berechnungszelle	0,03

5.1.4 Niederschlag und Evapotranspiration (ET)

Mit dieser Komponente des MIKE SHE-Modells werden die klimatischen Wasserhaushaltsprozesse berücksichtigt. Berechnungsgrundlage bilden die Zeitreihen des Niederschlags und der potentiellen Grasreferenzverdunstung (Kapitel 4.7). Der gefallene Niederschlag wird je nach Ausgangssituation entweder dem Oberflächenwassermodul oder dem ungesättigten Bodenmodell zugeführt. Durch Evapotranspirationsprozesse wird Wasser aus dem Modellkreislauf entnommen. Dieser Prozess setzt sich aus der Evaporation und der Transpiration zusammen. Durch die Evaporation kommt es zu einer direkten Verdunstung von Wasser aus dem ungesättigten Bodenmodell oder dem Oberflächenwassermodell. Der weitaus komplexere Bestandteil aber ist die Transpiration der Vegetation. Damit diese berechnet werden kann, sind Daten zur Vegetation erforderlich. Diese werden in Form einer Datenbank bereitgestellt, in der die pflanzenspezifischen Parameter und typischen jährlichen Verläufe hinterlegt sind. Durch Kombination dieser Daten mit der Vegetationskarte ist es möglich, die aktuelle Transpiration räumlich zu berechnen. Die Berechnungen werden nach dem Kirstensen und Jensen-Modell (Kapitel 2.4.2) und unter Verwendung der folgenden Berechnungsparameter durchgeführt (Tabelle 5-4):

Tabelle 5-4: Berechnungsparameter für die aktuelle Evapotranspiration

	Parameter	Wert
Interzeption:	Speichervolumen der Vegetationsoberfläche	0,05 mm * LAI
Kirstensen & Jensen Parameter:	C1	0,3
	C2	0,2
	C3	20 mm/Tag
	Verteilung der Wurzelmasse (Aroot)	0,25 1/m

Für die Kirstensen- und Jensen-Parameter werden dieselben Werte verwendet, die bereits von Hai-Long et al. für die Region Yingsu bestimmt wurden (Hai-Long, et al., 2007). Die Vegetation dieser Region entspricht der in Yengibazar, so dass eine Übertragbarkeit der Werte gewährleistet ist.

Ein weiterer Bestandteil der Evapotranspirations-Komponente von MIKE SHE ist das Bewässerungs-Modul. Die Bewässerung stellt einen massiven Eingriff in den natürlichen Wasserhaushalt dar, wodurch sich dieser in einigen Regionen grundlegend ändern kann. Abhängig von der jeweiligen Be-

wässerungsstrategie wird Wasser aus Oberflächengewässern oder dem Grundwasser entnommen (Kapitel 4.9). Das Wasser wird auf die Felder aufgebracht, die häufig nicht am Ort der Wasserentnahme liegen. Dadurch kommt es zu einem Wassertransfer, der im Modell mit berücksichtigt werden muss. Die Bewässerungstechnik entscheidet, ob das Wasser dem Modell als Niederschlagskomponente (Beregnungsbewässerung), als Oberflächenwasser (Einstaubewässerung) oder über die ungesättigte Bodenzone (Tröpfchenbewässerung) zugeführt wird. Abhängig vom Wasserdargebot kann definiert werden, ob Oberflächenwasser oder Grundwasser für die Bewässerung verwendet wird. Dadurch ist es möglich, im Modell für die Frühjahrs- und Wintereinstaubewässerung Flusswasser, für die Bewässerungsintervalle der Tröpfchenbewässerung aber Grundwasser zu verwenden.

Brunnen für die Entnahmen von Grundwasser können in MIKE SHE unter Angabe der jeweiligen Brunnentiefe direkt an einem geografischen Punkt definiert werden, oder vereinfacht als flächige Grundwasserentnahme mit einer einheitlichen Brunnentiefe im Bereich der Agrarflächen. Letzteres Vorgehen ist besonders gut für die vielen kleineren Brunnen der uigurischen Farmer geeignet, während die tiefen Einzelbrunnen vorrangig von chinesischen Investoren genutzt werden (Kapitel 4.9). Die Förderraten des Bewässerungswassers hängen vom Wasserbedarf der einzelnen Felder ab, der für die einzelnen Bewässerungsgebiete in Form von Zeitreihen (mm/Std bzw. mm/Tag) in das Modell eingefügt wird (Abbildung 4-43). Übersteigt der Wasserbedarf das Wasserdargebot, wird die Fördermenge abhängig vom Grundwasserzufluss in den Brunnen reduziert. Eine mögliche Degradation der Pflanzen wird in dem Modell jedoch nicht mit berücksichtigt, so dass diese Effekte nachträglich bewertet werden müssen.

5.1.5 Gesättigte Bodenzone (SZ)

Für die Berechnung der Prozesse in der gesättigten Bodenzone wird das 3-dimensionale Bodenmodell mit allen Schichten und Linsen in MIKE SHE implementiert (Kapitel 4.6.5). Die Bodenparameter ergeben sich aus den Pedotransferfunktionen nach Carsel & Parrish bzw. Twarakavi (Kapitel 4.6.4). Die vertikale Diskretisierung der Berechnungszellen richtet sich entweder nach den Bodenschichten oder kann frei definiert werden. Damit die Kopplung zwischen ungesättigter und gesättigter Bodenzone im Modell fehlerfrei erfolgen kann, ist es notwendig, den Modellbereich der ungesättigten Zone immer in die oberste Berechnungsschicht des gesättigten Bodenmodells einzubinden. Da die ungesättigte Zone in der Region über 10 m mächtig sein kann, ist es notwendig, die oberste Berechnungsschicht unabhängig von der Bodenschichtung sehr dick zu wählen (Untergrenze 855 m NN). Zudem werden zwei weitere Berechnungsschichten definiert, so dass das gesättigte Bodenmodell in einer Tiefe von 830 m NN endet. In den einzelnen Berechnungsschichten werden die Bodenparameter, insbesondere die Durchlässigkeit, je nach horizontaler oder vertikaler Komponente aggregiert. Die vertikalen Fließprozesse lassen sich verhältnismäßig einfach mitteln, da bei ungespannten Grundwasserleitern das Wasser aufgrund der Schwerkraft durch sämtliche horizontalen Schichten fließen muss (Formel 23).

$$k_{f,v} = \frac{\sum_{i=1}^{j} z_i}{\sum_{i=1}^{j} \frac{z_i}{k_{f,z,i}}} \qquad \text{(Formel 23)}$$

Mit: $k_{f,v}$ = Durchlässigkeit in vertikaler Richtung $[m/s]$
z_i = Schichtdicke [m]
j = Anzahl der Bodenschichten $[-]$

Die Mittelung der Durchlässigkeit in horizontaler Fließrichtung ist dagegen etwas komplexer, da das Wasser in durchlässigeren horizontalen Schichten schneller abfließen kann als in undurchlässigen Schichten. MIKE SHE verwendet daher einen Algorithmus, der eine mittlere horizontale Durchlässigkeit aus den durchlässigeren Bodenschichten ermittelt. Durch diesen Ansatz lassen sich allerdings nicht die Fließprozesse in den einzelnen Bodenschichten und Linsen mit dem Modell darstellen. Durch die Unterscheidung in vertikale und horizontale Bodenparameter können aber die Prozesse für den gesamten Bodenkörper gut abgebildet werden (Abbildung 5-6).

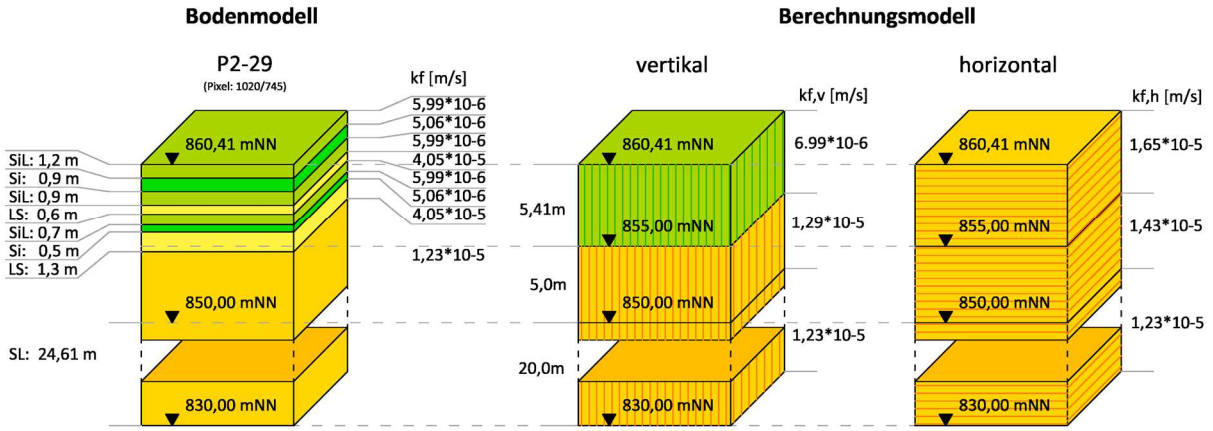


Abbildung 5-6: Bodenschichten des 3-dimensionalen Bodenmodells (links) und deren Aggregierung zu gemittelten Berechnungsschichten der gesättigten Zone (rechts) des MIKE SHE-Moduls

In Grundwassermodellen, die auf finiten Elementen oder finiten Differenzen beruhen, sind Rand- und Initialbedingungen unabdingbar, da aufgrund der verwendeten Differenzialgleichung ein Anfangswertproblem besteht. Als Initialbedingung wird für gewöhnlich der zu Simulationsbeginn gemessene Grundwasserstand verwendet. Randbedingungen ergeben sich an den Modellrändern. In natürlichen Einzugsgebieten wird in der Regel die Wasserscheide als Modellrand definiert, da es dort zu keinem Wasseraustausch zwischen den angrenzenden Einzugsgebieten kommt. Das hier gewählte Untersuchungsgebiet orientiert sich allerdings nicht an einem natürlichen Einzugsgebiet, so dass die Definition der Randbedingungen etwas komplizierter ist. Grundsätzlich stehen drei Bedingungen zur Verfügung, mit denen die natürlichen Verhältnisse am Modellrand beschrieben werden können (Tabelle 5-5).

Tabelle 5-5: Mögliche Randbedingungen zur Definition von Modellrändern

Bedingung	Gleichung	Bemerkung
Dirichlet	$h = f(t)$	Beschreibt die Piezometerhöhe und damit den Grundwasserstand bei ungespannten Aquiferen. Diese Randbedingung eignet sich besonders gut für Modellränder, die durch einen Fluss oder See gebildet werden.
Neumann	$v_f = \frac{\partial h}{\partial n}$	Beschreibt den Zu- oder Abfluss in Form einer Normalkomponente (v_f) am Modellrand oder im Modellinneren (wie beispielsweise an Brunnen). Beträgt die Normalkomponente v_f = 0, besteht die Besonderheit, dass der Rand undurchlässig ist. Dadurch können beispielsweise natürliche Einzugsgebiete abgegrenzt werden, vorausgesetzt, der Modellrand wird entlang einer Wasserscheide bzw. entlang von Stromlinien (Orthogonale zur Grundwassergleichen) definiert.
Cauchy	$v_f = \alpha h + \beta \partial h \frac{\partial h}{\partial n}$	Die Cauchy-Bedingung stellt eine Kombination aus der Dirichlet- und der Neumann-Bedingung dar. Das heißt, dass der Wasserzu- bzw. -abfluss am Modellrand abhängig vom Grundwasserstand (Piezometerhöhe) ist. Mit dieser Bedingung können halbdurchlässige Ränder, wie sie beispielsweise bei Leakage aus Oberflächengewässern entstehen, abgebildet werden.

Die Randbedingungen beeinflussen überwiegend den Randbereich des Modells, da die Auswirkungen der horizontalen Fließprozesse für gewöhnlich nicht weiter als 1 km reichen. Aufgrund von fehlenden Messwerten sind die Randbedingungen oft nicht klar definierbar, weswegen das Modell über den vorgesehenen Modellrand erweitert wird. Durch diese „Pufferzone“ verringert sich der negative Einfluss der Randbedingungen auf das Modell.

Südlicher Modellrand

Der südliche Modellrand verläuft entlang des rechten Tarimufers. Wegen der ganzjährigen Wasserführung des Flusses und der allgemein hohen Grundwasserstände kann davon ausgegangen werden, dass ein direkter Wasseraustausch zwischen dem Oberflächenwasser des Tarim und dem Grundwasser besteht. Der Tarim verfügt über keine Kolmationsschicht, da durch den hohen Sedimenttransport das Flussbett ständigen Veränderungen unterworfen ist. Für die zeitlich veränderlichen Wasserstände könnte eine Dirichlet-Bedingung als Zeitreihe angenommen werden. Da das Untersuchungsgebiet 23 km des Flusslaufs einschließt, müsste allerdings das Wasserspiegelgefälle (4 m) mit berücksichtigt werden. Hierzu wäre es notwendig für jede Randzelle eine Zeitreihe im Modell zu definieren, was einen hohen Arbeitsaufwand bedeuten würde. Alternativ könnte auch der Fluss in Segmente zu unterteilt werden, für die jeweils homogene aber zeitlich veränderliche Wasserstände angenommen werden. Bei vergleichenden Untersuchungen wurde am Modell festgestellt, dass diese Art der Randbedingung im Bereich der Segmentübergänge zu erhöhten Ungenauigkeiten bezüglich der Grundwasserneubildung des Tarim führt. Eine Neumann-Randbedingung (Q = 0 m³/s) ist daher besser für den südlichen Modellrand geeignet. Der durch diese Bedingung in der rechten Hälfte des Tarimquerschnitts entstehende Volumenfehler ist im Vergleich zur Dirichlet-Bedingung vernachlässigbar klein.

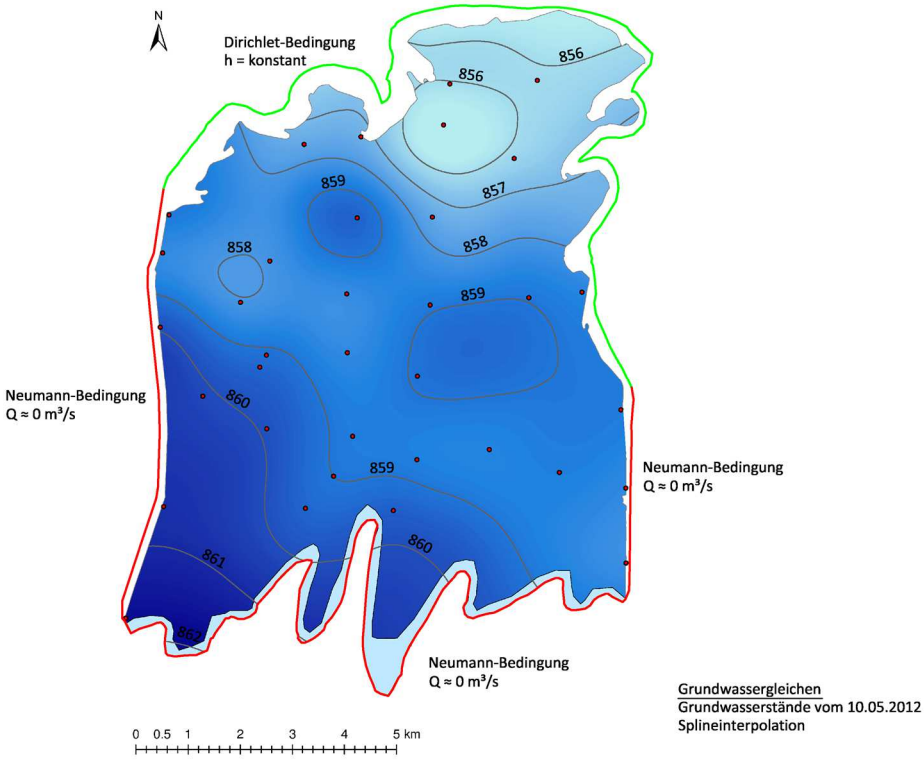


Abbildung 5-7: Wahl der Randbedingungen für das gesättigte Grundwassermodell und Grundwassergleichen im Projektgebiet

Westlicher Modellrand

Der westliche Modellrand verläuft entlang des Tarim-Chayan-Verbindungskanals, durch den zur Hochwasserzeit Wasser in den Chayan übergeleitet werden kann. Während der Trockenperiode führt der Kanal nahezu kein Wasser, weswegen der Grundwasserstand ca. 1 – 2 m unter die Kanalsohle fällt. Dies gilt jedoch nicht für den südlichen Kanalabschnitt, der im Bereich des Tarim überwiegend ins Grundwasser eingebunden ist. Aus diesem Grund ist es schwierig, eine den natürlichen Gegebenheiten entsprechende Randbedingung für den gesamten Kanal zu definieren. Dies wäre zwar mit Hilfe einer Cauchy-Bedingung prinzipiell möglich, allerdings fehlen ausreichend genaue Messungen zur Durchlässigkeit des Kanalbetts. Der Kanal verläuft jedoch nahezu orthogonal zu den Grundwassergleichen, weswegen nur eine geringe Grundwasserströmung von westlicher in östliche Richtung zu erwarten ist. In westlicher Distanz zum Kanal wird daher eine Neumann-Bedingung angenommen, über die kein Wasseraustausch stattfindet.

Nördlicher Modellrand

Der nördliche Modellrand verläuft entlang des Chayan, der wie der Tarim-Chayan-Verbindungskanal außerhalb der Hochwasserzeit ebenfalls trocken fällt. Aus diesem Grund kann der Wasserstand des Oberflächengewässers nicht als Dirichlet-Randbedingung angenommen werden. Auch eine Neumann-Randbedingung ist ungeeignet, da nach Norden hin ein Grundwassergradient vorhanden ist. Nördlich des Untersuchungsgebiets befindet sich eine Wüstenregion, in der hohe Grundwasserflurabstände zu erwarten sind, die keinen hohen Schwankungen unterliegen. Der Einfluss des Chayan auf die Grundwasserneubildung reicht, ähnlich wie bei anderen Oberflächengewässern der Region, ca. 800 m weit. Die nördliche Randbedingung wird daher in dieser Distanz zum Chayan als Dirichlet–

Bedingung definiert, die über einen konstanten Wasserstand (berechnet aus dem initialen Wasserstand vom 1. Dez. 2011) verfügt.

Östlicher Modellrand

Der östliche Modellrand verläuft in seinem nördlichen Bereich bis zum Bahnhof der Touristenbahn entlang des Chayan. Die verbliebenen 3 km zwischen Chayan und Tarim werden in Nord-Süd-Richtung abgegrenzt. Damit der Einfluss des Chayan richtig abgebildet wird, ist es wie auch bei der nördlichen Randbedingung notwendig, eine Dirichlet-Bedingung mit einem ausreichenden Abstand zum Modellrand zu definieren. Der Bereich zwischen Chayan und Tarim wird mit einer Neumann-Randbedingung (Q = 0 m³/s) abgebildet, da der Modellrand orthogonal zu den Grundwassergleichen verläuft.

Obere und untere Randbedingung

Neben den Randbedingungen entlang der Modellränder müssen auch die obere und untere Randbedingung des Modells berücksichtigt werden. In der Region gibt es keinen gespannten Grundwasserleiter, so dass für die obere Randbedingung der atmosphärische Druck maßgebend ist. Die untere Randbedingung wird in einer Tiefe von 830 m NN definiert, da ab dieser Bodentiefe eine undurchlässige homogene Schluff-Tonschicht erwartet wird (Abbildung 3-6). Die Perkolation von Grundwasser in tiefere Schichten wird auf Höhe der unteren Randbedingung entsprechend der Bodenart mit einem geringen Wert von ca. $1 \cdot 10^{-12}\ 1/s$ angenommen.

Nachdem alle Rand- und Anfangsbedingungen für das Untersuchungsgebiet definiert werden konnten, ist es möglich, den Bodenwasserhaushalt in der gesättigten Bodenzone zu berechnen. Die Lösung der Differenzialgleichungen erfolgt mit dem Verfahren der konjugierten Gradienten (CG-Verfahren) (Tabelle 5-6). Dieses iterative Verfahren hat den Vorteil, dass der Fehler kontinuierlich verringert wird, weshalb für eine stabile Berechnung verhältnismäßig wenige Iterationsschritte benötigt werden.

Tabelle 5-6: Parametrisierung des Berechnungsmoduls von MIKE SHE für die gesättigte Bodenzone

Parameter	Wert			
Unterkante der Berechnungsschichten	855 850 830	m NN m NN m NN		
Tiefenperkolation	1 * 10^{-12}	1/s		
Lösungsalgorithmus	CG-Verfahren, transient			
	max. Iterationsschritte:		200	
	max. Wasserstandänderung pro Iterationsschritt:		0.005	m
	max. Restfehler:		0.005	m/Tag

5.2 Kalibrierung

In Modellen kommt es durch vereinfachte Annahmen zu Abweichungen gegenüber der Realität. Generalisierungen wie beispielsweise ein homogener und isotroper Bodenaufbau, eine standardisierte geohydraulische Leitfähigkeit sowie eine räumliche und zeitliche Diskreditierung können die Modellergebnisse verfälschen. Daher ist eine Kalibrierung des Modells notwendig, durch die anhand von gewählten Parametern die Modellergebnisse an die Messwerte angepasst werden können. Als Messwerte dienen im hier vorliegenden Fall die Aufzeichnungen der Messbrunnen, die punktuelle Informationen zu den Grundwasserständen und z.T. auch zu den Oberflächenwasserständen liefern. Mit Hilfe des Modells werden für die Standorte der Messbrunnen die Grundwasser- bzw. Oberflächenwasserstände modelliert, so dass anschließend ein Vergleich von modellierten und gemessenen Werten möglich ist. Da eine Kalibrierung nur für die Prozesse erfolgen kann, für die auch Messwerte erhoben wurden, ist eine Kalibrierung der Oberflächenwasserstände (Kalibrierschritt 1) und der Grundwasserstände in der gesättigten Zone (Kalibrierschritt 2) möglich (Tabelle 5-7). Weitere Einflüsse, wie sie beispielsweise durch Bewässerung und Evapotranspiration entstehen, können ebenfalls angepasst werden, indem die Grundwasserschwankungen an einzelnen geeigneten Brunnen betrachtet werden.

Tabelle 5-7: Schritte der Kalibrierung mit den jeweiligen Kalibrier- und Messwerten

Kalibrierschritt	Messwert	Modellierwert	Kalibriervariable
1. Oberflächenwasser	Wasserstandhöhen über den überfluteten Messbrunnen	Wasserstände über den Messstellen	- Geländehöhen - Gewässersystem - Rauhigkeitsbeiwert (kst) - Wehrsteuerung
	TerraSAR-X Überflutungskarten	Überflutungsausdehnung	- Geländehöhen - Rauhigkeitsbeiwert (kst)
2. Grundwasserstand	Grundwasserstände in den Messbrunnen	Grundwasserstände in den Messbrunnen	- Durchlässigkeitsbeiwert und Pedotransferfunktion
	Grundwasserveränderungen in den Messbrunnen durch Bewässerung	Grundwasserveränderungen in den Messbrunnen durch Bewässerung	- Bewässerungszeitraum und Intensität

Das Wasserhaushaltsmodell wird für das Jahr 2012 kalibriert. Anschließend wird eine Validierung mit den Messdaten des Jahres 2013 durchgeführt. Die Qualität der Kalibrierung ergibt sich aus dem Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Werten. Mit Hilfe von verschiedenen statistischen Verfahren ist es möglich, zwei Zeitreihen bzw. Datensätze miteinander zu vergleichen und die Anpassungsgüte zu bestimmen. Weil die jeweiligen Verfahren Vor- und Nachteile hinsichtlich der Bewertungskriterien aufweisen, sollte immer eine Kombination verschiedener Verfahren verwendet werden. Alle derzeit verfügbaren Funktionen können aber nicht den gesunden Menschenverstand ersetzen, mit dem die zuverlässigsten Bewertungen gemacht werden können (Bennett, et al., 2013). Im folgenden Kalibrierprozess wird daher vorrangig eine visuelle Bewertung der Zeitreihen durchgeführt, diverse statistische Verfahren werden nur unterstützend eingesetzt.

Mit dem Korrelationskoeffizienten kann die Stärke eines Zusammenhangs zwischen den Wertepaaren zweier Variablen beschrieben werden. Dadurch kann insbesondere getestet werden, inwiefern die Schwankungen von Zeitreihen übereinstimmen. Der dimensionslose Korrelationskoeffizient r wird aus der Division der Kovarianz mit dem Produkt der Standardabweichungen der beiden Wertepaare gebildet (Formel 24).

$$r = \frac{COV_{OBS\&SIM}}{\sigma_{OBS} \cdot \sigma_{SIM}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(OBS_i - \overline{OBS}) \cdot (SIM_i - \overline{SIM})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(OBS_i - \overline{OBS})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^{n}(SIM_i - \overline{SIM})^2}} \quad \text{(Formel 24)}$$

Mit: r = Korrelationskoeffizient der gemessenen (OBS) und simulierten (SIM) Werte $[m/s]$
σ = Standardabweichung
COV = Kovarianz

Der Korrelationskoeffizient kann Werte im Bereich von -1 (absolut inverse Korrelation) über 0 (keine Korrelation) bis +1 (absolute Korrelation) annehmen. Das Verfahren verwendet für die Berechnung die Standardabweichung, weshalb der absolute Abstand der beiden Datensätze keine Auswirkung auf den Korrelationskoeffizienten hat. Mit Hilfe des Korrelationskoeffizienten können gute Aussagen über die Deckungsgleiche des Verlaufs der zu vergleichenden Zeitreihen gemacht werden. Weisen beispielsweise die gemessenen und modellierten Grundwasserstände bei unterschiedlichen absoluten Grundwasserständen die gleichen Wasserstandschwankungen auf, spricht dies für eine sehr gute Korrelation. Eine Aussage zu den absoluten Abweichungen zwischen gemessenem und modelliertem Grundwasserstand ist nicht möglich. Daher bleiben Abweichungen beim Vergleich von Grundwasserständen in unterschiedlichen Höhenlagen unentdeckt. Auch zeitliche Verschiebungen in den Zeitreihen können unter Umständen nicht erkannt werden, da für die Bildung der Kovarianz nur die Wertepaare der zum selben Zeitpunkt erfolgten Messungen genutzt werden. In der Literatur gibt es keine einheitliche Richtlinie zur Bewertung der Korrelationskoeffizienten. Die Übergänge sind fließend, weshalb immer die Fragestellung in die Beurteilung des Korrelationskoeffizienten mit einbezogen werden sollte. Als grober Richtwert kann folgende Interpretation angenommen werden: ein Wertebereich von 0,8 bis 1,0 bedeutet eine sehr stark Korrelation; Werte im Bereich von 0,6 bis 0,8 stehen für eine starke Korrelation, wohingegen Werte zwischen 0,4 und 0,6 eine mittlere Korrelation ergeben (Brosius, 1998). Für eine akzeptable Kalibrierung sollte im Mittel ein Korrelationskoeffizient ≥ 0,6 angestrebt werden.

Um der Schwäche des Korrelationskoeffizienten hinsichtlich der absoluten Ungenauigkeiten Rechnung zu tragen, sollte die mittlere Abweichung berücksichtigt werden (Formel 25). Dadurch können kontinuierliche Über- bzw. Unterschätzungen des Modells gegenüber den natürlichen Prozessen nachgewiesen werden. Mit Hilfe der mittleren Abweichung kann somit eine Aussage zur Volumentreue zwischen den zu vergleichenden Zeitreihen getroffen werden; aufgrund der Mittelwertbildung kann über diese Funktion allerdings keine Beurteilung der Übereinstimmung von Schwankungen in den Zeitreihen erfolgen. Für die Festlegung der zu erreichenden Güte kann die Ungenauigkeit des Geländemodells verwendet werden. Da es bereits beim Aggregieren der Rastergröße des Geländemodells von 10 m auf 30 m zu einer mittleren Höhenabweichung von 0,47 m kommt, ist es ausreichend, wenn die mittlere Abweichung der Wasserstände weniger als 0,5 m beträgt.

$$ME = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n} (OBS_i - SIM_i) \qquad \text{(Formel 25)}$$

Mit: ME = mittlere Abweichung der gemessenen (OBS) und simulierten (SIM) Werte

Ein Verfahren, das das Residuum zwischen den zu vergleichenden Zeitreihen als Gütemaß verwendet, ist der RMSE (Root Mean Square Error). Dieses Verfahren wird daher in der Modellierung häufig verwendet, um beispielsweise Abflussganglinien miteinander zu vergleichen. Zur Ermittlung des RMSE wird die Summe der Differenzen zwischen zwei Zeitreihen gebildet (Formel 26). Durch das Quadrieren der Differenzen werden sowohl Abweichungen in negativer als auch in positiver Richtung gleichermaßen im Fehlermaß berücksichtigt.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n} (OBS_i - SIM_i)^2} \qquad \text{(Formel 26)}$$

Mit: $RMSE$ = Root Mean Square Error der gemessenen (OBS) und simulierten (SIM) Werte

Der RMSE wird als Standardabweichung der Höhendifferenz (Residuen) zwischen der simulierten und der gemessenen Zeitreihe mit der Einheit der Y-Achse beschrieben und kann ein Fehlermaß von 0 (absolute Deckung) bis ∞ (keine Deckung) annehmen. Zeitliche Verschiebungen und unterschiedlich intensive Schwankungen werden in diesem Verfahren jedoch nicht berücksichtigt. Für eine ausreichend genaue Kalibrierung der Modelle wird festgelegt, dass mindestens ein mittlerer RMSE von 0,50 m angestrebt werden sollte. Dieser Wert begründet sich ebenfalls in der Ungenauigkeit des Geländemodells. Durch das Aggregieren kommt es im Mittel zu einer Höhenabweichung von 0,5 m, was einer Standardabweichung von 0,5 m entspricht.

Ein weiteres Verfahren zur Beschreibung der Prognosefähigkeit von Modellen ist die Nash-Sutcliffe-Effizienz (Nash & Sutcliffe, 1970). Hierbei handelt es sich um die Normierung des RMSE auf den Wertebereich - ∞ bis + 1. Der Gütewert ergibt sich aus der Residuenvarianz zwischen modellierten und gemessenen Werten zur Varianz der Messwerte (Formel 27).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (OBS_i - SIM_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} (OBS_i - \overline{OBS_i})^2} \qquad \text{(Formel 27)}$$

Mit: NSE = Nash-Sutcliffe-Effizienz der gemessenen (OBS) und simulierten (SIM) Werte

Ergibt sich ein Wert von 1, existiert eine exakte Übereinstimmung von modellierten zu gemessenen Werten. Beträgt die Nash-Sutcliffe-Effizienz 0, bedeutet dies, dass die Residuenvarianz zwischen simulierten und gemessenen Werten gleich der Varianz der Messwerte ist. Folglich wird mit dem Mittelwert der gemessenen Werte die gleiche Aussagegüte erreicht wie mit den simulierten Werten. Aus

diesem Grund sollte als Gütekriterium immer eine Nash-Sutcliffe-Effizienz gelten, die größer ist als 0. Allerdings kann das Verfahren eine hohe Sensibilität aufweisen, wenn die Varianz der Beobachtungswerte gering ist. Wird beispielsweise die simulierte Zeitreihe die Messwerte kontinuierlich überschätzt, kommt es trotz gleichem RMSE und Korrelationskoeffizienten zu deutlich unterschiedlichen Nash-Sutcliffe-Effizienzen. Zur Verdeutlichung kann dieser Effekt an einer Sinusschwingung sichtbar gemacht werden (Abbildung 5-8).

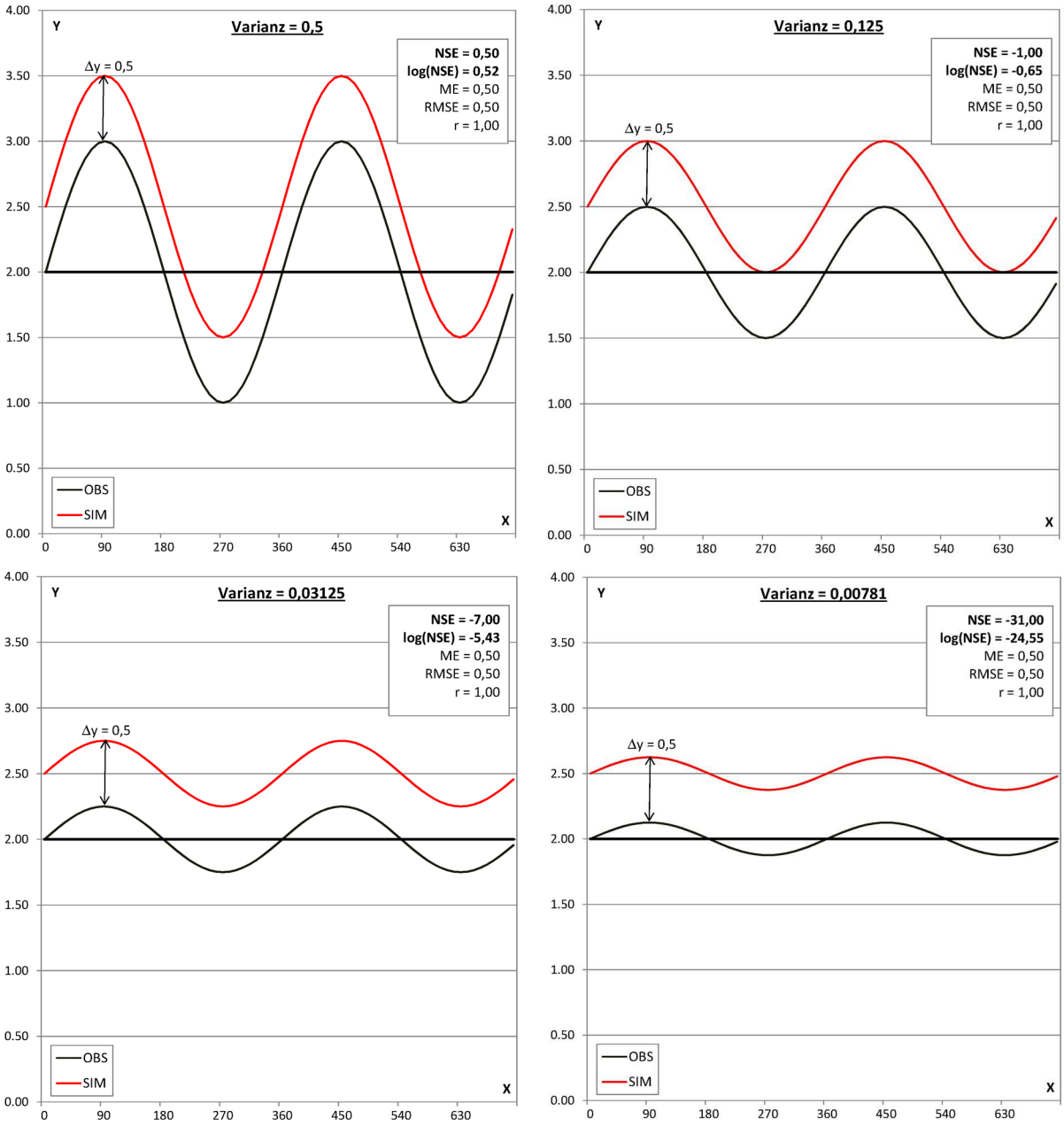


Abbildung 5-8: Sensibilität der Nash-Sutcliffe-Effizienz in Abhängigkeit zur Varianz der gemessenen Zeitreihe

In der Folge bedeutet dies, dass wegen der hohe Sensitivität der Varianz der Messwerte die Trockengebiete mit geringen Grundwasserschwankungen sensibler bewertet werden als Überflutungsgebiete, in denen es zu hohen Schwankungen im Grundwasserstand kommt. Die Festlegung eines Gütekriteriums fällt daher schwer, da dies nur abhängig von der Fragestellung und der Messstelle geschehen kann. Bei den Messstellen, die über eine hohe Varianz verfügen, kann das Kriterium einer Nash-Sutcliffe-Effizienz größer 0 angenommen werden. Beträgt die Varianz der gemessenen Werte 0,125

m², entspricht bei einer zuvor festgelegten zulässigen mittleren Abweichung von 0,5 m der Wert der Nash-Sutcliffe-Effizienz -1. In den Regionen, in denen die Grundwassermessstellen (P2-04; P2-07; P2-21; P2-22; P2-23; P2-27; P2-28; und P2-29) nur eine geringe Schwankung (Varianz < 0,125 m²) aufweisen, kann daher auf eine Bewertung mit der Nash-Sutcliffe-Effizienz verzichtet werden.

5.2.1 Oberflächenwasser

Den vermutlich größten Einfluss auf den Wasserhaushalt der Region haben die Überschwemmungen, weshalb diesem Prozess während der Kalibrierung des Modells eine besondere Bedeutung zukommt. Die 1- und 2-dimensionalen Oberflächenabflüsse werden während des Kalibrierungsprozesses gemeinsam angepasst, da die Interaktionen zwischen diesen beiden Fließprozessen sehr groß sind. Die für die Kalibrierung notwendigen Messdaten setzen sich aus den an den Messbrunnen gemessenen Oberflächenwasserständen (Kapitel 4.1) und den TerraSAR-X-Überflutungskarten (Kapitel 4.4) zusammen. Erstere liefern detaillierte Informationen zu den Wasserstandhöhen, letztere sollen Auskünfte zur Ausdehnung der Überflutungen geben.

Die für die Kalibrierung notwendigen Veränderungen der Modelleingangsdaten werden vorrangig am digitalen Geländemodell (MIKE SHE) und an den Gewässerquerschnitten (MIKE 11) vorgenommen. Das digitale Geländemodell weist besonders in den vegetationsreichen Gebieten Höhenungenauigkeiten auf, da durch den automatisierten Algorithmus die Vegetation nicht immer korrekt entfernt wurde. Nachdem Fehlinterpretationen bereits manuell korrigiert wurden und eine Anpassung an Referenzpunkte erfolgte, konnte das Geländemodell deutlich verbessert werden (Kapitel 4.3). Die Topografie der vegetationsreichen Auwälder konnte durch zusätzliche Informationen der TerraSAR-X Überflutungskarten angepasst werden (Kapitel 4.4.3). Dennoch verfügt das digitale Geländemodell noch immer über Höhenungenauigkeiten, die schätzungsweise in einem Fehlertoleranzbereich von ± 2 m liegen. Innerhalb dieser Grenzen kann das digitale Geländemodell während der Kalibrierung verändert werden, um die Ausdehnung der Überschwemmungen zu beeinflussen. Ergänzend zu den Veränderungen am digitalen Geländemodell lässt sich auch das Wasservolumen, welches in die Auwälder strömt, durch Anpassung der Oberflächenrauhigkeit des Geländes und der Gewässerprofile beeinflussen.

Kalibrierung der Wasserstandhöhen

Für die Kalibrierung der Wasserstandhöhen stehen die Daten der Oberflächenwasser-Messungen von 14 Brunnen zur Verfügung. Das Oberflächenwasser strömt von oben in den Messbrunnen ein, wodurch dieser plötzlich mit Wasser gefüllt wird. Ab diesem Moment misst der Drucksensor nicht mehr den Grundwasser-, sondern den Oberflächenwasserstand (Kapitel 4.1). Dadurch kann aus den Messdaten entnommen werden, wann eine Messstelle wie hoch überflutet wurde (Tabelle 5-8).

Tabelle 5-8: Messbrunnen, die im Jahr 2012 Oberflächenwasser gemessen haben

Messbrunnen	Zeitraum (PEK)		höchster Wasserstand		
	von	bis	Zeitpunkt	Wasserstand [m NN]	Wassertiefe [m]
P2-08	30.08.12 14:00	12.09.12 17:00	04.09.12 02:00	862.46	0.61
P2-10	03.09.12 17:00	09.10.12 07:00	05.09.12 16:00	862.64	1.00
P2-11	05.09.12 05:00	28.09.12 04:00	07.09.12 00:00	862.14	0.41
P2-12	13.08.12 16:00	18.09.12 10:00	16.08.12 08:00 02.09.12 12:00	862.46 862.95	1.03 1.52
P2-13	08:08.12 22:00	19.09.12 04:00	15.08.12 13:00 02.09.12 16:00	863.11 863.53	1.29 1.71
P2-16	18.08.12 06:00 29.08.12 08:00	24.08.12 01:00 20.11.12 04:00	20.08.12 04:00 03.09.12 05:00	860.20 861.92	0.18 1.90
P2-20	28.08.12 19:00	08.09.12 23:00	03.09.12 09:00	863.03	0.46
P2-25	31.08.12 04:00	08.09.12 18:00	05.09.12 03:00	861.50	0.62
P2-26	15.08.12 07:00	18.09.12 13:00	17.08.12 07:00 03.09.12 03:00	861.38 861.94	0.54 1.10
P2-30	15.08.12 11:00	18.09.12 15:00	18.08.12 04:00 04.09.12 07:00	861.59 862.40	1.08 1.89
P2-34	15.08.12 22:00	27.12.12 11:00	18.08.12 23:00 03.09.12 23:00	861.62 862.43	2.36 3.17
P2-35	31.08.12 09:00	14.09.12 16:00	03.09.12 07:00	861.00	0.89
P2-37	20.08.12 05:00	13.09.12 09:00	02.09.12 10:00	861.03	0.96
P2-38	31.07.12 06:00	19.11.12 10:00	16.08.12 01:00 02.09.12 11:00	861.71 862.11	1.82 2.22

Mit Hilfe der punktuellen Messdaten kann die zeitliche Verteilung der Überflutungen im Modell angepasst werden, da Informationen zu Zeitpunkt und Höhe der Überflutungen zusammen mit Angaben zur Topografie und zu den Gewässersystemen Schlüsse auf die Fließwege und deren Abflussaufteilung ermöglichen. Dadurch kann aus den Daten das Fließwegenetzwerk rekonstruiert werden. Die Hauptfließwege lassen sich mit dem 1-dimensionalen hydraulischen Modell (MIKE 11) abbilden. Ein Großteil der Wasserverteilung erfolgt jedoch über diffuse Fließwege, in denen keine 1-dimensionale Berechnung möglich ist. Diese Wasserbewegung kann im 2-dimensionalen Modell durch stellenweise, geringfügige Veränderungen der Geländetopografie angepasst werden.

Insgesamt wurden 16 Kalibrierungsläufe durchgeführt, in denen die modellierten Wasserstände und Überflutungsausdehnungen an die Messwerte bzw. Überflutungskarten angepasst wurden. Die Kalibrierung der Oberflächenwasserstände an den 14 Messbrunnen zeigt, dass durch die vorgenommenen Veränderungen eine deutliche Minimierung der Diskrepanz zwischen gemessenen und modellierten Werten in Bezug auf die zeitliche und räumliche Wasserverteilung erreicht werden konnte. Die Aussagegenauigkeit der statistischen Gütewerte wird bei einigen Messbrunnen dadurch getrübt, dass das Oberflächenwasser nur für einen kurzen Zeitraum gemessen wurde. Dadurch kommt es zu entsprechend kurzen Messreihen, die statistisch wenig belastbar sind (Anhang D). Die statistische Auswertung der Kalibrierungsläufe belegt für den Zeitraum der Überflutungen ebenfalls eine deutliche Verbesserung der Modellergebnisse. Beispielsweise erhöhte sich der Korrelationskoeffizient im Mittel von 0,48 auf 0,80 (Abbildung 5-9).

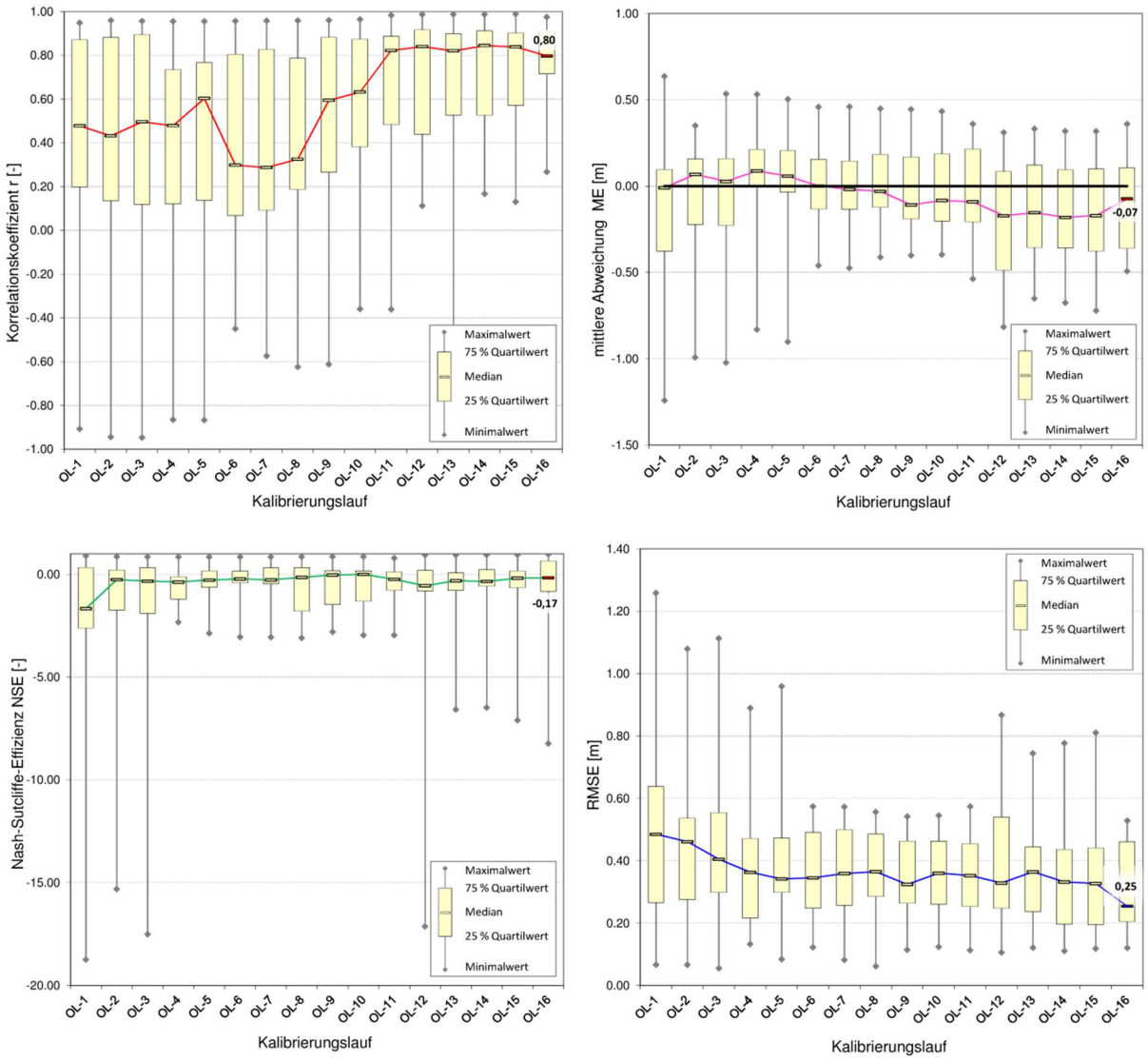


Abbildung 5-9: Statistische Auswertung der Kalibrierungsläufe zur Anpassung des Oberflächenwassers

Die mittlere Abweichung beträgt nach Kalibrierung -0,07 m, was bedeutet, dass die Überflutungen im Mittel etwas überschätzt werden. Der RMSE konnte von 0,49 m auf 0,25 m reduziert werden, was besagt, dass die Überflutungen an den Messstellen mit einer mittleren Unsicherheit von ± 0,25 m modelliert werden können. Die Nash-Sutcliffe-Effizienz liefert mit einem Wert von -0,17 ein weniger zufriedenstellendes Ergebnis. Ursächlich sind die Messstellen, die nur für sehr kurze Zeit mit wenig Wasser überflutet wurden, wodurch die Nash-Sutcliffe-Effizienz sehr sensibel wird.

Der visuelle Vergleich des am besten angepassten Kalibrierungslaufs mit den gemessenen Oberflächenwasserständen zeigt, dass das Oberflächenwasser realistisch mit dem Modell abgebildet werden kann (Anhang D). Die im Modell ermittelten Wasserstände an den Messstellen, die hydraulisch mit dem Tarim verbunden sind (P2-13 und P2-38), korrelieren stark mit den gemessenen Grundwasserständen. Die simulierten Oberflächenwasserstände an der Messstelle P2-34, die im Flussbett des Chayan installiert ist, korrelieren ebenfalls gut mit den Messwerten (Abbildung 5-10). Damit ist der Nachweis geführt, dass auch die Hydraulik des Chayan realistisch abgebildet wird.

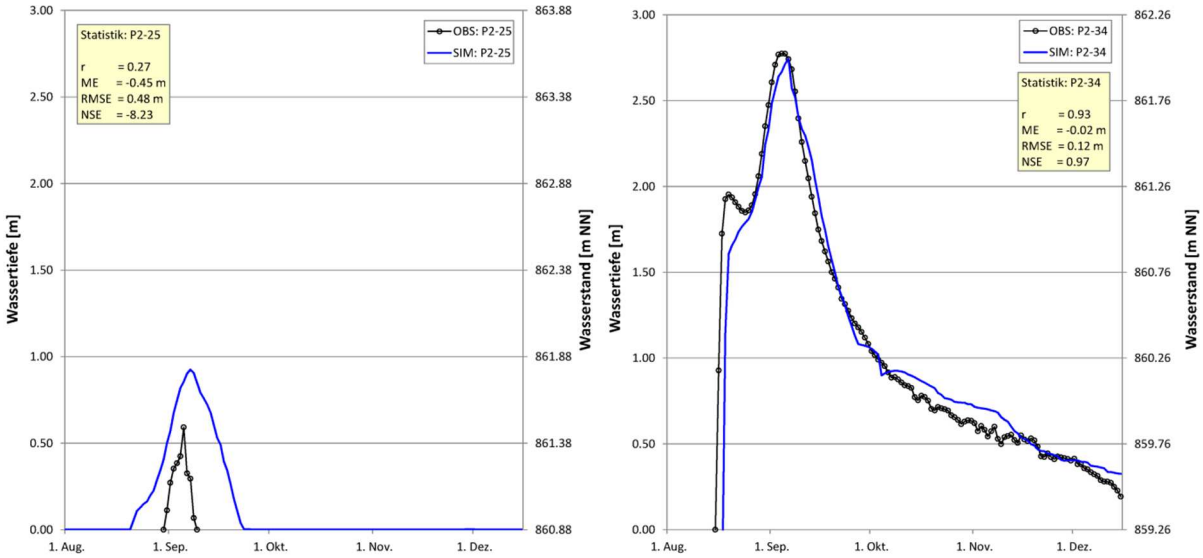


Abbildung 5-10: Vergleich der gemessenen mit den simulierten Wasserständen für den besten (rechts) und schlechtesten (links) Beobachtungspunkt

Zu mäßigen Übereinstimmungen kommt es in den flachen Überschwemmungsgebieten. An der Messstelle P2-25 beispielsweise besteht nur eine geringe Korrelation (r = 0,27) zwischen gemessenen und simulierten Überflutungen (Abbildung 5-10). Bei Betrachtung der simulierten und gemessenen Wasserstände kann jedoch festgestellt werden, dass im Modell ein zu früher Anstieg und Abfall des Hochwassers erfolgt. Form und Wasserstandspitze werden mit einem vertretbaren Fehler gut abgebildet, so dass auch an dieser Stelle das Hochwasser weitestgehend realistisch modelliert werden kann.

Anpassung der Überflutungsausdehnung

Ergänzend zur Kalibrierung der Oberflächenwasserstände mit Hilfe der punktuellen Messstellen werden auch die Überflutungsausdehnungen mit den 16 Kalibrierungsläufen angepasst. Dadurch soll garantiert werden, dass das Modell neben den Wasserstandhöhen auch die Ausdehnung der Überflutungen realistisch abbilden kann. Die Anpassung soll mit den auf TerraSAR-X basierenden Überflutungskarten durchgeführt werden (Kapitel 4.4). Durch den Vergleich der modellierten mit den gemessenen Überflutungszonen können kleinräumige Anpassungen am Geländemodell vorgenommen werden, um die Abbildung der Überschwemmungsgebiete im Modell zu verbessern (Abbildung 5-11).

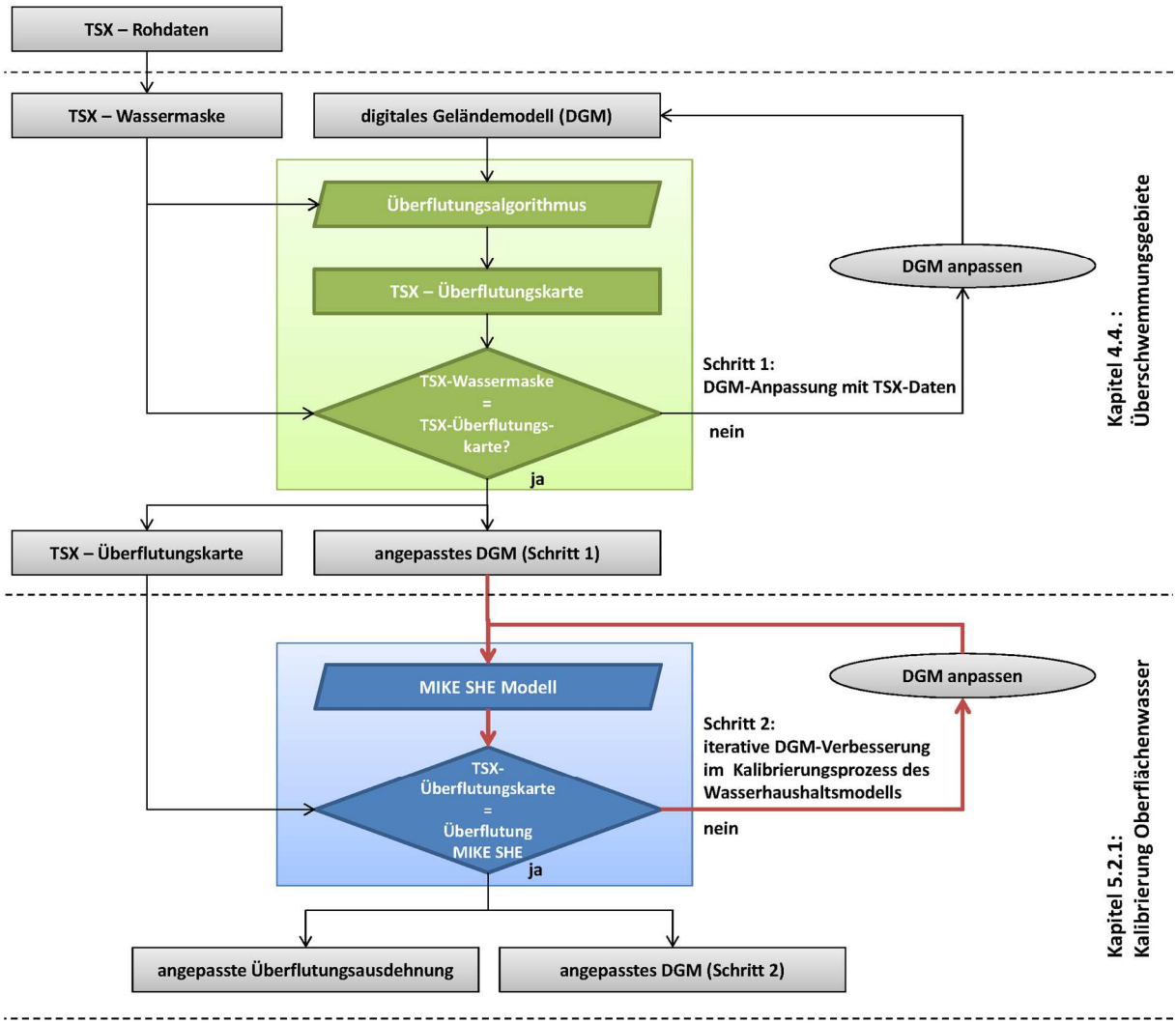


Abbildung 5-11: Zweistufiger Anpassungsprozess des digitalen Geländemodells an die TerraSAR-X-Überflutungskarten mit dem Ziel, die Überschwemmungsgebiete anzupassen

Die im ersten Schritt durchgeführte Korrektur des Geländemodells mit den TerraSAR-X-Daten wurde bereits während der Datenerhebung durchgeführt (Kapitel 4.4). Das daraus entstandene Geländemodell und die Überflutungskarten dienen als Grundlage für den zweiten Schritt, in dem die TerraSAR-X Überflutungskarten mit den Ergebnissen des modellierten Oberflächenabflusses verglichen werden.

Der Vergleich der TerraSAR-X-Überflutungskarten mit den Modellergebnissen zeigt, dass sich die im Modell berechneten Überschwemmungen deutlich von den mit TerraSAR-X gemessenen unterscheiden (Anhang C). Der Grund für diese Abweichung liegt weniger am Modell sondern mehr an den TerraSAR-X Überflutungskarten. Weil durch die dichte Vegetation viele Überschwemmungsflächen nicht erkannt werden, kann der Überflutungsalgorithmus in vegetationsreichen Regionen nur begrenzt die Überflutungen anhand der Uferpixel rekonstruieren. Dadurch kann es insbesondere bei der Höhenzuweisung der Überflutungen zu Unterschätzungen der Wasserstandhöhen kommen (Abbildung 5-12).

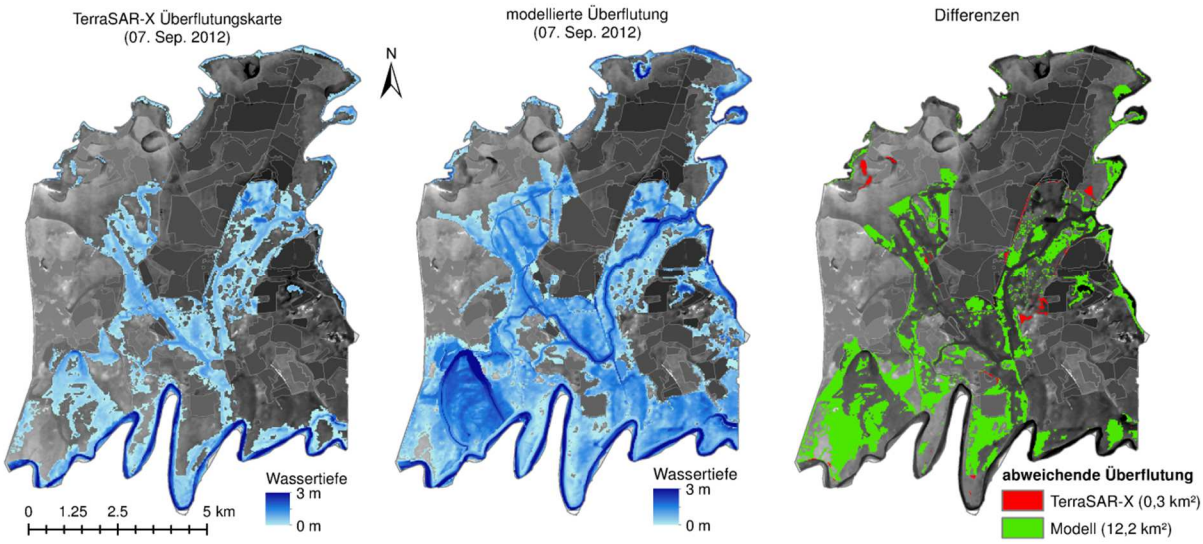


Abbildung 5-12: Vergleich zwischen den modellierten und den mit TerraSAR-X erstellten Überflutungsgebieten

Auch wenn mit Hilfe der Überflutungskarten die Abbildung der Wasserflächen aus den TerraSAR-X Rohdaten deutlich verbessert werden konnten, ist die Unsicherheit dieser Karten zu groß, um einen direkten Vergleich mit den Modellergebnissen durchzuführen. Trotzdem sind die Überflutungskarten für einige Stellen eine sinnvolle Ergänzung, da beispielsweise mittels TerraSAR-X Überschwemmungen in Gebieten kartiert wurden, die im Modell nicht abgebildet werden. In diesen Bereichen müssen entsprechende Anpassungen im Geländemodell vorgenommen werden, um die Überschwemmungen besser modellieren zu können. Die mit dem kalibrierten Modell berechneten Überflutungsgebiete und deren Abweichung zu den TerraSAR-X-Überflutungskarten sind dem Anhang C zu entnehmen.

5.2.2 Grundwasserstand

Nachdem im ersten Kalibrierungsschritt das Oberflächenwasser adaptiert wurde, müssen auch die im Modell berechneten Grundwasserflüsse an die tatsächlichen Messungen angepasst werden. Grundsätzlich kommt es durch die Überflutung in den Auwäldern zu einem deutlichen Grundwasseranstieg. Ähnlich verhält es sich auch in den Bewässerungsgebieten, die nicht mit lokalem Grundwasser bewässert werden. Durch die Wasserüberleitung, die für gewöhnlich vom Tarim zu den Feldern erfolgt, kommt es im Bereich der bewässerten Felder zu einem Grundwasseranstieg. Die erhöhten Grundwasserstände der Bewässerungs- und Überflutungsgebiete bewirken gegenüber den angrenzenden Zonen einen Gradienten, der einen Fließprozess in horizontaler Richtung zur Folge hat. Dadurch kommt es auch in den benachbarten Trockengebieten zu einem Grundwasseranstieg. Damit diese horizontalen Fließprozesse im Modell realistisch abgebildet werden können, müssen sowohl die Bewässerungsintervalle und deren Intensität als auch die bodenhydraulischen Eigenschaften, insbesondere die horizontale geohydraulische Leitfähigkeit, richtig gewählt werden.

Die Anpassung der Durchlässigkeitsbeiwerte erfolgt mit Hilfe der Messbrunnen, die in der Nähe von Überflutungsgebieten liegen (P2-09; P2-17; P2-24 und P2-27). Eine automatische Optimierung der Durchlässigkeitsbeiwerte kann wegen der langen Berechnungszeiten des Modells nicht durchgeführt werden. Auch ist eine ausschließliche Betrachtung der Fließprozesse der gesättigten Zone schwierig, da die Überflutungen sehr stark an die Grundwasserstandschwankungen gekoppelt sind. Daher werden unter Verwendung der Daten für vier Messstellen die Grundwasserschwankungen für unter-

schiedlich gewählte Durchlässigkeitsbeiwerte untersucht, welche den Pedotransferfunktionen von Carsel & Parrish und Twarakavi entnommen werden (Kapitel 4.6.4). Beide Verfahren werden am gleichen Modellaufbau getestet, um die für das Gebiet am besten geeigneten Bodenparameter zu identifizieren. Der Vergleich der Modelläufe zeigt, dass die Verwendung der Pedotransferfunktion nach Carsel & Parrish an den Messstellen P2-09 und P2-24 zur Modellierung realistischerer Grundwasserstände führt als die Verwendung der Pedotransferfunktion nach Twarakavi. An den Messstellen P2-17 und P2-27 führt allerdings der Einsatz der Pedotransferfunktion nach Twarakavi zu besseren Ergebnissen, weswegen weder die eine noch die andere Pedotransferfunktion besonders gut geeignet scheint. Allgemein wird die Durchlässigkeit unterschätzt, weshalb besonders an den Messbrunnen, die sich in Gebieten mit undurchlässigen Böden befinden, die Grundwasserschwankungen zeitverzögert und gedämpft auftreten. Um diesem Effekt entgegenzuwirken, werden die beiden Pedotransferfunktionen miteinander kombiniert. Die Bodenparameter für die durchlässigeren Bodenarten (S; SL; LS und L) werden nach Carel & Parrish, die für die undurchlässigeren Bodenarten (SiL; Si und SiCL) hingegen nach Twarakavi definiert. Das Ergebnis dieser Kombination zeigt, dass die Grundwasserstände an allen vier Messstellen deutlich besser abgebildet werden (Abbildung 5-13).

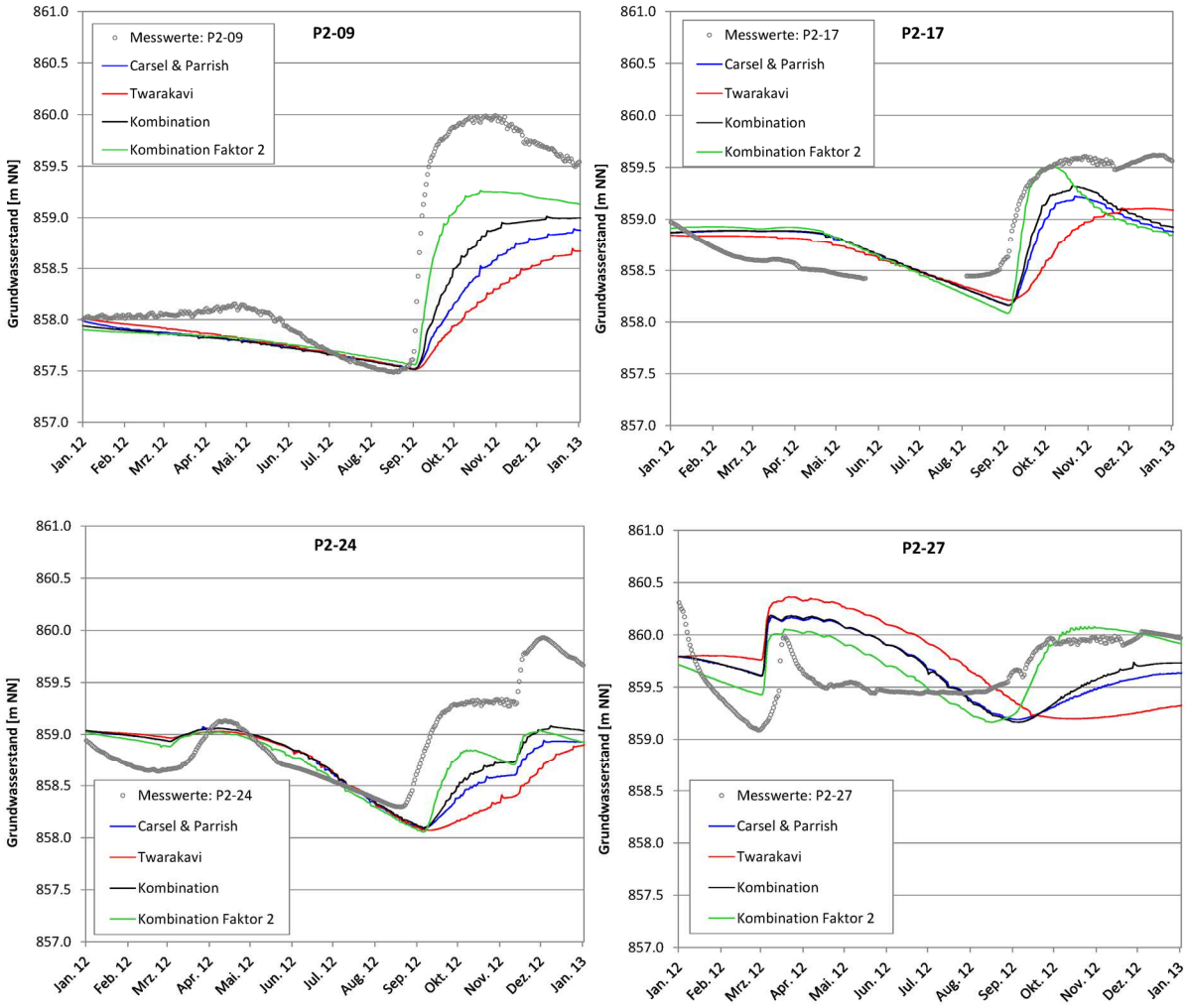


Abbildung 5-13: Änderung der Grundwasserschwankungen für vier Messbrunnen infolge der Verwendung unterschiedlicher Bodenparameter im Modell

Da die gemessenen Grundwasserschwankungen im Vergleich zu den modellierten deutlich stärker ausgeprägt sind, werden die Durchlässigkeitsbeiwerte in einer weiteren Anpassungsrechnung als durchlässiger definiert. Hierzu werden die nach Carsel & Parrish sowie Twarakavi definierten Durchlässigkeiten um den Faktor 2 erhöht. Das Ergebnis zeigt, dass durch die Kombination beider Pedotransferfunktionen zusammen mit den erhöhten geohydraulischen Leitfähigkeiten die horizontalen Fließprozesse am besten abgebildet werden. Weshalb die Durchlässigkeit der Böden in der Region so ungewöhnlich hoch ist, kann bisher nicht abschließend beantwortet werden. Eine Möglichkeit wäre, dass sich in größerer Tiefe stärker durchlässige Bodenschichten befinden, durch die das Wasser deutlich schneller transportiert werden kann. Zur Klärung dieses Sachverhalts wären geeignete Feldexperimente (Pumpversuche; Tracer-Messung; Isotopenanalyse; Tiefbohrungen usw.) notwendig, die im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

Neben den geohydraulischen Leitfähigkeiten der Böden haben auch die Bewässerungsgebiete einen Einfluss auf die Grundwasserstände, der sich in zweierlei Hinsicht auswirken kann: bei Verwendung von Flusswasser für die Bewässerung kommt es zum Grundwasseranstieg, der Einsatz von lokalem Grundwasser hingegen führt zum Absinken der Grundwasserstände. Anhand der gemessenen Grundwasserstände der Messstellen P2-04; P2-07; P2-11 und P2-18, die sich in der Nähe von Bewässerungsgebieten befinden, sind diese Einflüsse deutlich zu erkennen (Abbildung 5-14).

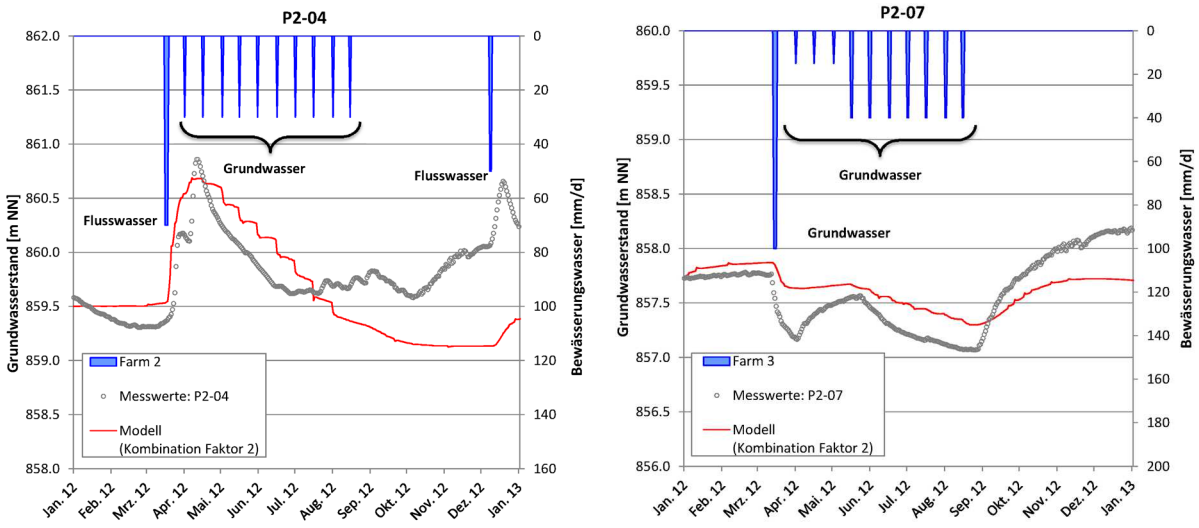


Abbildung 5-14: Auswirkungen der Bewässerung mit Fluss- und/oder Grundwasser auf die gemessenen und modellierten Grundwasserstände

Für das Untersuchungsgebiet sind keine Aufzeichnungen über Menge und Herkunft des Bewässerungswassers sowie über die Zeitpunkte, zu denen die Bewässerung in den unterschiedlichen Arealen durchgeführt wird, vorhanden. Da sich diese Aspekte jedoch in den Messdaten der Brunnen deutlich wiederspiegeln, wird die Bewässerungsstrategie in den Kalibrierungsprozess mit eingebunden. Durch Anpassung der Bewässerungszeitreihen können die modellierten Grundwasserstände an die gemessenen angeglichen werden. Das Resultat sind Bewässerungszeitreihen für 15 verschiedene Gebiete, die für das kalibrierte Modell verwendet werden (Abbildung 4-43).

Durch Anpassung der bodenabhängigen geohydraulischen Leitfähigkeiten und der Bewässerungsintervalle kann das Wasserhaushaltsmodell deutlich besser an die gemessenen Grundwasserstände adaptiert werden. Insbesondere die Anpassung der Bewässerungsstrategien macht es während des Kalibrierungsprozesses erforderlich, mehrere Kalibrierungsläufe durchzuführen. Durch das intensive

Zusammenspiel von Bewässerung und Grundwasserschwankungen kann es vorkommen, das sich Änderungen positiv auf die eine Messstelle, aber negativ auf eine andere auswirken. Nach 19 Optimierungsläufen konnte eine ausreichend genaue Modellkonfiguration gefunden werden, mit der die natürlichen Zustände realitätsnah abgebildet werden können. Neben dem visuellen Vergleich (Anhang E) von modellierten und gemessenen Grundwasserständen wird eine statistische Auswertung der zuvor beschriebenen Verfahren durchgeführt (Abbildung 5-15).

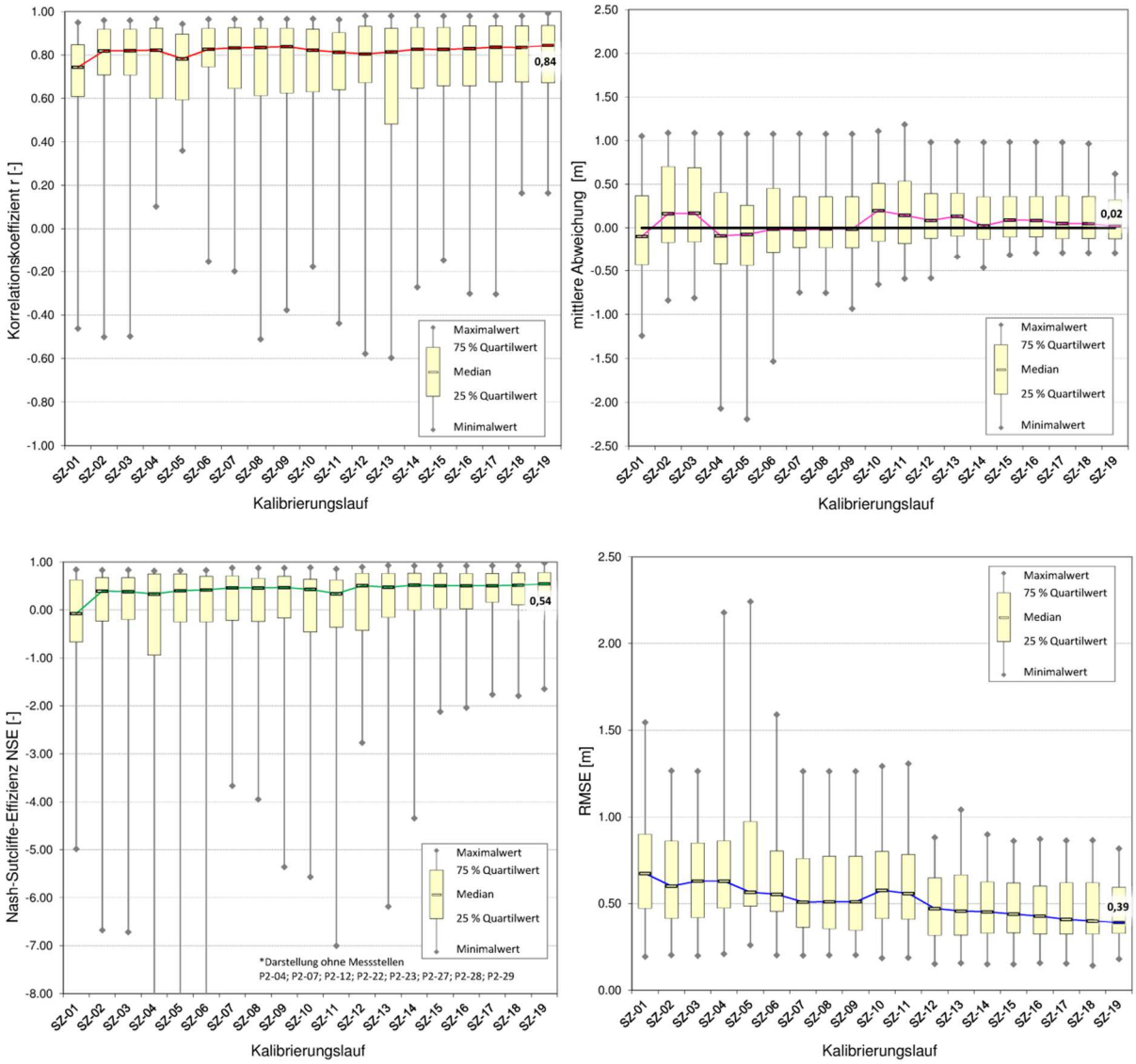


Abbildung 5-15: Statistische Auswertung der Kalibrierungsläufe zur Anpassung des Grundwasserstandes

Alle statistischen Güteparameter des optimalen Kalibrierungslaufs belegen, dass das Modell unter Verwendung der ermittelten Einstellungen in der Lage ist, die Grundwasserschwankungen und Grundwasserstände ausreichend genau abzubilden. Für einzelne Messstellen ergab die Berechnung der statistischen Güteparameter allerdings kritische Ergebnisse. Auf zwei „Ausreißer“ soll im Folgenden eingegangen werden.

Für den Messbrunnen P2-23 (r = 0,16; ME = -0,25 m; NSE = -29,2; RMSE = 0,27 m) wurde eine geringe Korrelation und eine extrem geringe Nash-Sutcliffe-Effizienz ermittelt. Nach den statistischen Bewertungskriterien besteht kein statistischer Zusammenhang zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserständen. Da allerdings die mittlere Abweichung und der RMSE sehr gering sind, kann

davon ausgegangen werden, dass die absoluten Grundwasserstandabweichungen klein sind und lediglich die Schwankungen des Grundwassers nicht korrelieren. Der visuelle Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Grundwasserständen belegt diese Hypothese. An dem betroffenen Messbrunnen wurden nahezu konstante Grundwasserstände gemessen, weswegen die Verfahren der Korrelation und der Nash-Sutcliffe-Effizienz sehr sensibel reagieren. Da das Modell ebenfalls nahezu konstante Grundwasserstände ermittelt hat, ist für diese Messstelle die Anpassung des Modells als sehr gut zu bewerten (Abbildung 5-16).

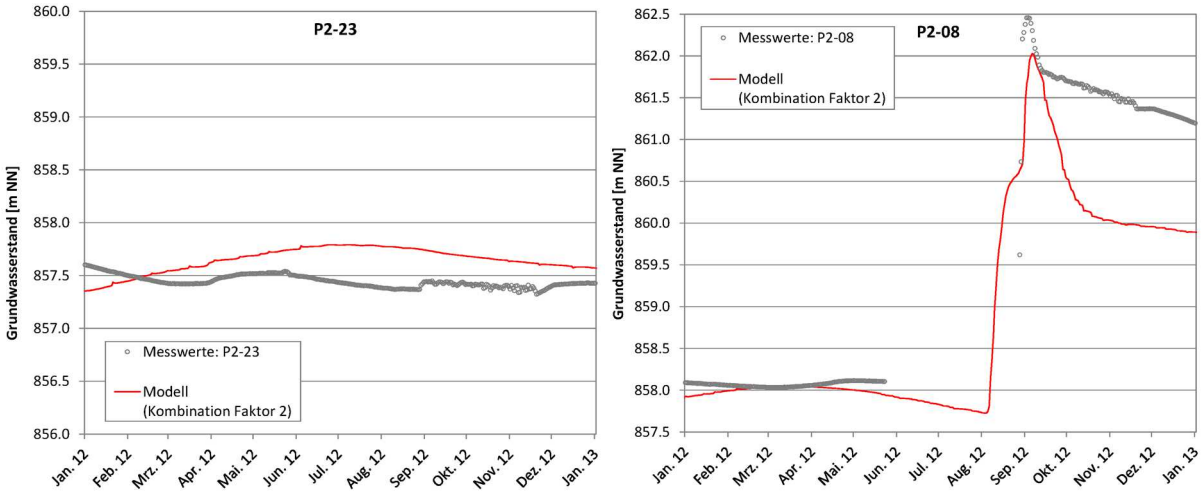


Abbildung 5-16: Visueller Vergleich der Daten des Messbrunnens P2-23 mit schlechter Korrelation und Nash-Sutcliffe-Effizienz (links) sowie des verschlämmten Messbrunnens P2-08 (rechts), der über einen hohen RMSE und eine hohe mittlere Abweichung verfügt

An der Messstelle P2-08 (r = 0,96; ME = 0,58 m; NSE = 0,76; RMSE = 0,86 m) wurden für den besten Kalibrierungslauf eine gute Korrelation sowie eine gute Nash-Sutcliffe-Effizienz ermittelt. Der RMSE und die mittlere Abweichung sind jedoch nicht ausreichend. Für diesen Messbrunnen ist bekannt, dass der Filter stark verschlämmt ist, weshalb der Wasseraustausch zwischen Brunnen und umgebendem Grundwasser nicht einwandfrei funktioniert (4.6.3). Das während des Hochwassers in den Brunnen gelaufene Oberflächenwasser kann daher nur zeitverzögert an das Grundwasser abgegeben werden. Durch diesen Effekt lässt sich die ungewöhnlich hohe Abweichung zwischen gemessenen und modellierten Grundwasserständen erklären (Abbildung 5-16). Als Konsequenz wird der Zeitraum, in dem der Messbrunnen offensichtlich keine Grundwasserstände gemessen hat, entfernt (Anhang E). Nach der Bereinigung der Zeitreihe verbessern sich die Gütewerte (r = 0,99; ME = 0,09 m; NSE = 0,98; RMSE = 0,18 m) deutlich.

5.2.3 Lokale Besonderheiten

Aufgrund der kleinräumigen Modellskala können bereits geringe Veränderungen zu großen Auswirkungen führen. Besonders durch die anthropogenen Einflüsse im Gebiet kommt es oftmals dazu, dass Wasser beabsichtigt oder unbeabsichtigt in andere Regionen geleitet wird und sich so die Wasserverteilung gravierend verändert. Da solche Maßnahmen, wie beispielsweise Veränderungen in den Bewässerungssystemen, durch die Landwirte nicht dokumentiert werden, sind diese Prozesse schwierig bzw. gar nicht mit dem Modell abbildbar.

Ein Beispiel ist der bei Grundwassermessstelle P2-01 gelegene Flussabschnitt des Chayan. In den Messdaten ist zu erkennen, dass Teile des Hochwassers von 2012 über den Tarim-Chayan-Verbindungskanal dem Chayan zugeflossen sind. Nachdem die Spitze der Hochwasserwelle am 11. September erreicht wurde, blieben die Grundwasserstände am Messbrunnen konstant, was bedeutet, dass ab diesem Zeitpunkt auch im Chayan ein konstanter Wasserstand von ca. 860,5 m NN geherrscht haben muss (Abbildung 5-17).

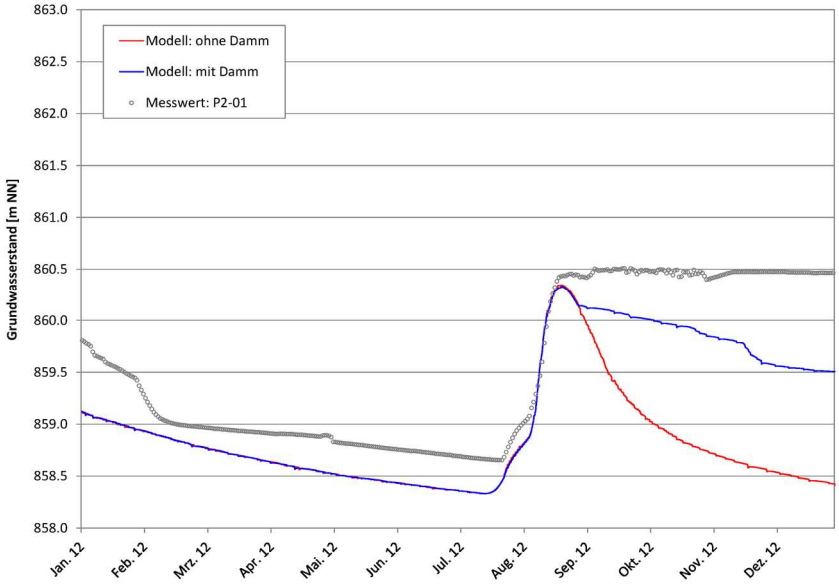


Abbildung 5-17: Veränderung der modellierten Grundwasserstände am Messbrunnen P2-01 unter Berücksichtigung des Erddammes

Ein entsprechender Aufstau lässt sich vor dem Hintergrund der bekannten hydraulischen Situation nicht erklären, weil das Wasser problemlos in die östlichen Regionen abfließen kann. Erst durch Erkundungen vor Ort konnte festgestellt werden, dass das Wasser durch einen im natürlichen Gewässerlauf des Chayan errichteten Erddamm eingestaut wurde (Abbildung 5-18). Der Damm wurde vermutlich am 11. September 2012 aufgeschüttet. Durch das aufgestaute Wasser konnte sich in der Folge ein konstanter Grundwasserstand am Messbrunnen P2-01 einstellen. Damit das Modell für den Kalibrierungsprozess bessere Ergebnisse liefert, wird der Erddamm im Chayan durch ein Wehr abgebildet, das zum Zeitpunkt des Dammbaus geschlossen wird (Abbildung 5-17). Der Grundwasserstand am Brunnen P2-01 sinkt dadurch entsprechend langsamer ab. Allerdings berechnet das Modell im Vergleich zu den gemessenen Grundwasserständen keine konstant hohen Grundwasserstände. Dies liegt vermutlich daran, dass ab September 2012 kontinuierlich Wasser vom Tarim in den Tarim-Chayan-Verbindungskanal gepumpt wurde. Die Pumpeinrichtungen konnten im Mai 2013 dokumentiert werden.

Das Absperren von Gewässerquerschnitten ist in der Region eine gängige Praxis, um Wasser länger im Gebiet zu halten bzw. es später für die Bewässerung nutzen zu können. Weitere temporäre Dämme wurden im Bereich der Messbrunnen P2-12 und P2-30 gefunden, die ebenfalls im Modell mit berücksichtigt werden (Abbildung 5-18).

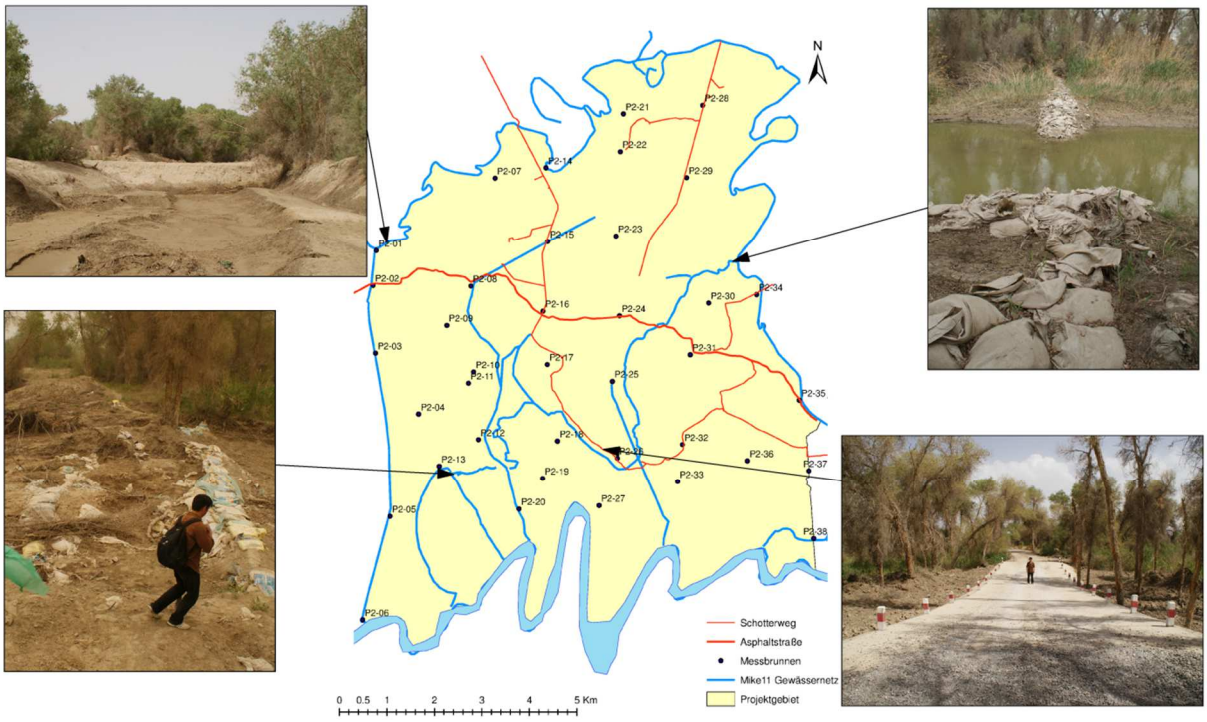


Abbildung 5-18: Erddämme und Furten im Untersuchungsgebiet, die die Wasserverteilung des Hochwassers stark beeinflussen

Auch die Aktivitäten der Ölbohrfirmen haben einen Einfluss auf den Wasserhaushalt in der Region. Zum einen wird für die Bohrungen Grundwasser verwendet; zum anderen ist unklar, ob alte Bohrungen abgedichtet werden, oder ob das Wasser ungehindert in tiefere Schichten fließen kann. Wegen des Einsatzes großer Maschinen wurden durch die Ölbohrfirmen Schotterstraßen im Untersuchungsgebiet angelegt, die Altarme teilweise vom Hochwasser abgeschnitten haben. Erst auf Drängen der lokalen Forstbehörde konnten ab 2012 Furten in die Straßendämme eingebaut werden, damit das Hochwasser die bis dahin abgeschnittenen Bereiche des Auwalds wieder überfluten kann (Abbildung 5-18). Im Modell werden die neu gebauten Furten mit berücksichtigt.

5.3 Validierung

Die Validierung des Modells wird für das Jahr 2013 (01. Jan. – 31. Dez.) durchgeführt. Durch die unkontrollierte Ausdehnung der Bewässerungsgebiete wurden mehrere Messbrunnen zerstört, so dass deren Daten nicht mehr für die Validierung verwendet werden können. Die Validierung erfolgt daher nur unter Verwendung der Daten von 22 der 38 ursprünglich angelegten Messbrunnen (Abbildung 5-19).

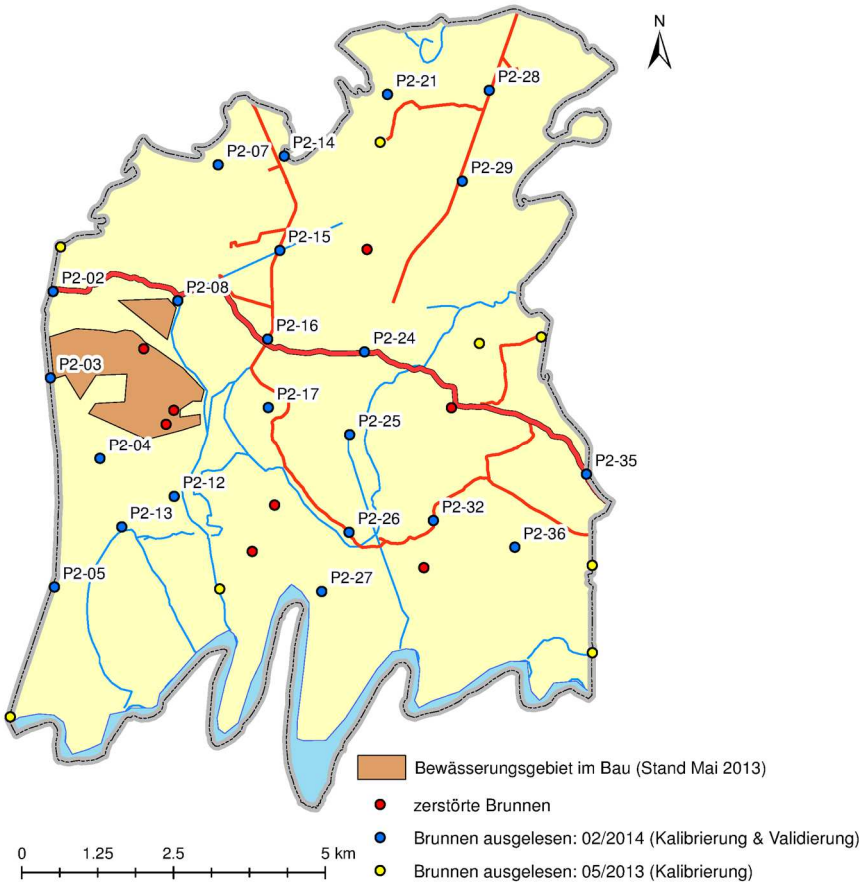


Abbildung 5-19: Verfügbare Messbrunnen für die Validierung des Modells

Damit die Validierung eine unverfälschte Aussage zur Reproduzierbarkeit der Modellergebnisse liefert, ist es notwendig, die Konfiguration des Modells für das Jahr 2012 unverändert zu lassen. Lediglich die Klimadaten, der Blattflächenindex, die Wehrsteuerung und die Bewässerungsstrategien müssen an das Jahr 2013 angepasst werden, da die Zeitreihen dieser Daten sich von Jahr zu Jahr unterscheiden. Ein grundsätzliches Problem besteht in der zunehmenden Ausdehnung der Bewässerungsgebiete, die innerhalb des Jahres 2013 stattgefunden hat. So wurde beispielsweise im westlichen Bereich des Untersuchungsgebiets ein neues Bewässerungsgebiet (ca. 3 km²) angelegt. Durch diese Baumaßnahme wurde zum einen das Gelände deutlich verändert und zum anderen der Wasserhaushalt stark beeinflusst, da für den Bau große Reservoirs und Kanäle angelegt wurden. Das Ausmaß der Bauarbeiten konnte während der Feldarbeiten im Mai 2013 beobachtet werden. Zudem wurden allein durch diese Landveränderungsmaßnahme drei Messbrunnen (P2-09, P2-10 und P2-11) zerstört (Abbildung 5-20), so dass für dieses Gebiet keinerlei Daten für eine Validierung der Modellergebnisse mehr vorliegen. Für die Validierung des Modells ist eine Berücksichtigung der Landnutzungsänderungen aufgrund von unzureichenden Daten über den exakten Zeitpunkt der Ausdehnung und der Ge-

ländeveränderung nicht möglich. Es ist aber aus naheliegenden Gründen für die betroffenen Regionen mit einer großen Diskrepanz der Ergebnisse zu rechnen.

Abbildung 5-20: Landnutzungsänderung an den Brunnen P2-09, P2-10 und P2-11, die durch den Bau neuer Bewässerungsgebiete zerstört wurden (Fotos wurden stets aus derselben Perspektive aufgenommen)

Die Ergebnisse der Validierung, die unter Verwendung der Daten der 22 Messstellen erfolgte, zeigen, dass das Modell insgesamt in der Lage ist, die Wasserhaushaltsprozesse mit einer mäßigen Genauigkeit zu reproduzieren. Belegt wird diese Aussage mit den statistischen Gütewerten: der Korrelationskoeffizient beträgt im Mittel 0,64, der RMSE im Mittel 0,54 m und die Nash-Sutcliffe-Effizienz der Messstellen, deren Messwertvarianz größer 0,125 m² ist, beträgt im Mittel -0,04. Die mittlere Abweichung beträgt 0,34 m, was bedeutet, dass die Grundwasserstände durch das Modell prinzipiell überschätzt wurden (Abbildung 5-21).

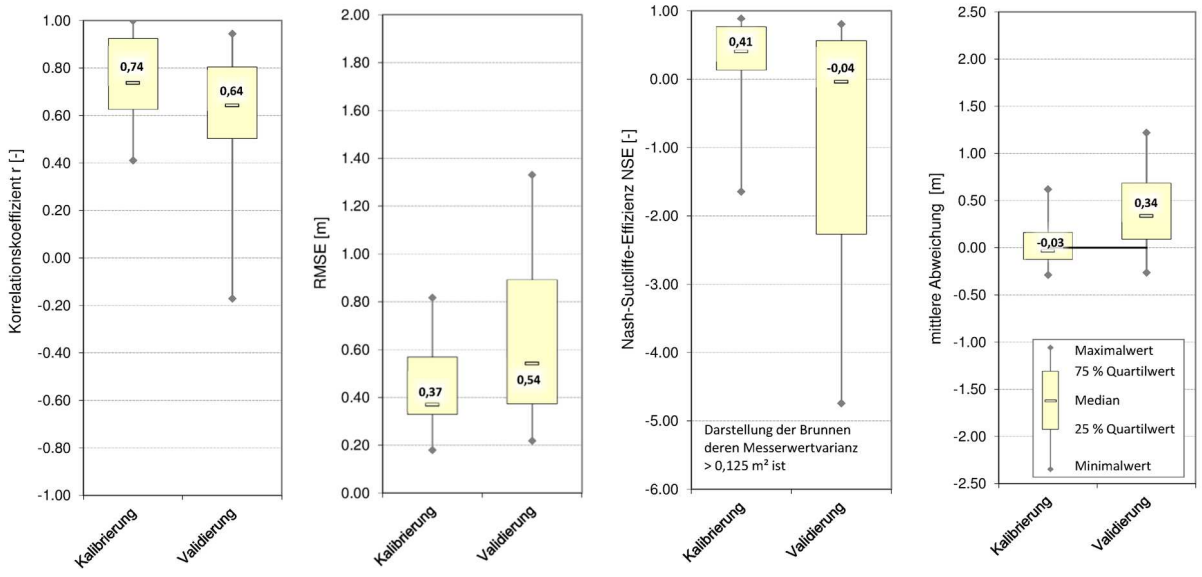


Abbildung 5-21: Vergleich der statistischen Gütewerte der Validierung unter Einbeziehung der Daten der 22 Messbrunnen

Die dargestellten Validierungsergebnisse lassen sich durch die anthropogenen Veränderungen im Untersuchungsgebiet erklären. Ein Beispiel ist der Chayan: die Messdaten des Brunnens P2-14 belegen, dass während des Hochwassers 2013 kein nennenswerter Wasserstand in diesem Flussbereich vorhanden war. Im Oberwasser nahe dem Messbrunnen P2-01 befindet sich ein seit 2012 neu gebauter Damm, welcher verhindert, dass Wasser vom Tarim-Chayan-Verbindungskanal dem Chayan zufließen kann (Kapitel 5.2.3). Im Jahr 2012 konnte das Hochwasser noch über den Unterlauf des Chayan einströmen und dadurch einen entsprechenden Wasserstand an der Messstelle P2-14 erzeugen. Dies war während des Hochwassers von 2013 nicht mehr möglich, was dafür spricht, dass das Flussbett nicht mehr durchgängig durchflossen werden kann. Es ist daher davon auszugehen, dass zwischen den Brunnen P2-14 und P2-35 ein weiterer Damm angelegt wurde (Abbildung 5-22).

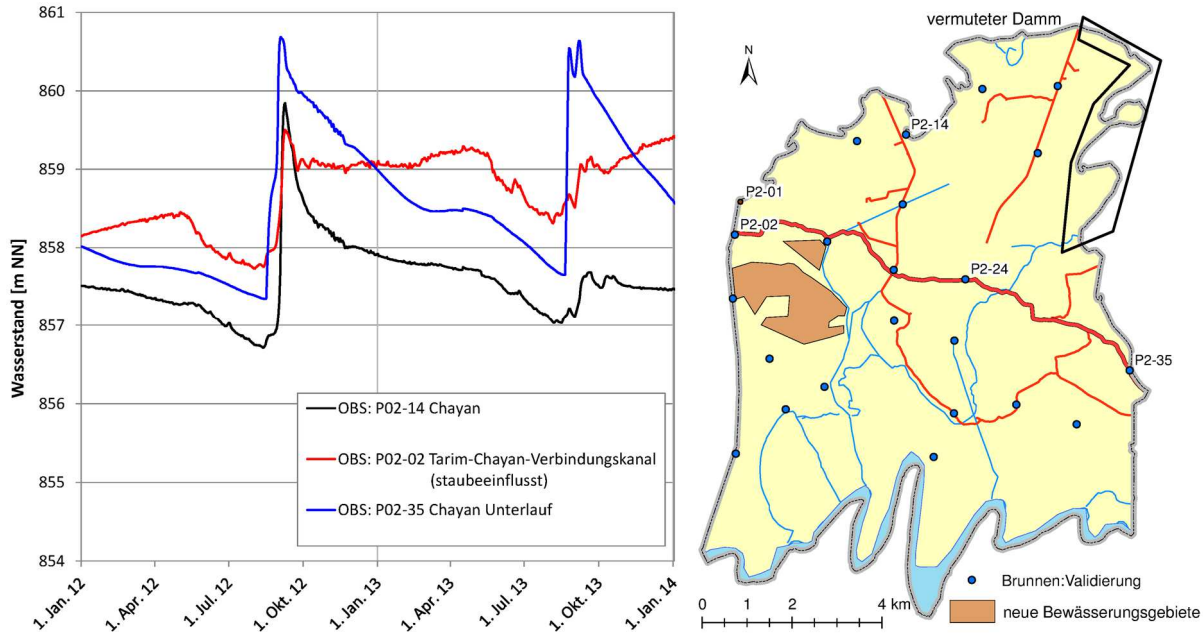


Abbildung 5-22: Verlauf der Hochwasserwelle im Chayan an den Messbrunnen P2-02, P2-14 und P2-35 und Region in der der Damm vermutet wird

Eine weitere Unstimmigkeit ergibt sich im Bereich des Altarms des Chayan. Die Messwerte des Brunnens P2-24 belegen, dass der Wasserstand durch das Hochwasser 2013 beeinflusst wurde. Das Modell konnte diesen Effekt nicht berechnen. Folglich sind die Ausdehnungen der Überschwemmung im Bereich des Chayan-Altarms im Modell zu gering abgebildet. Auch hier macht sich der Einfluss der vermuteten Sperrung im Chayan bemerkbar, denn durch diese Sperrung kann ein größeres Wasservolumen dem Altarm zufließen, wodurch sich die Überschwemmungen den Messdaten entsprechend einstellen würden.

Mit einer weiteren Validierungsberechnung wird daher der vermutete Damm im Chayan definiert. Die Ergebnisse der neuen Berechnung zeigen, dass die modellierten Wasserstände an den Brunnen P2-14 und P2-24 deutlich besser mit den gemessenen Wasserständen übereinstimmen (Abbildung 5-23).

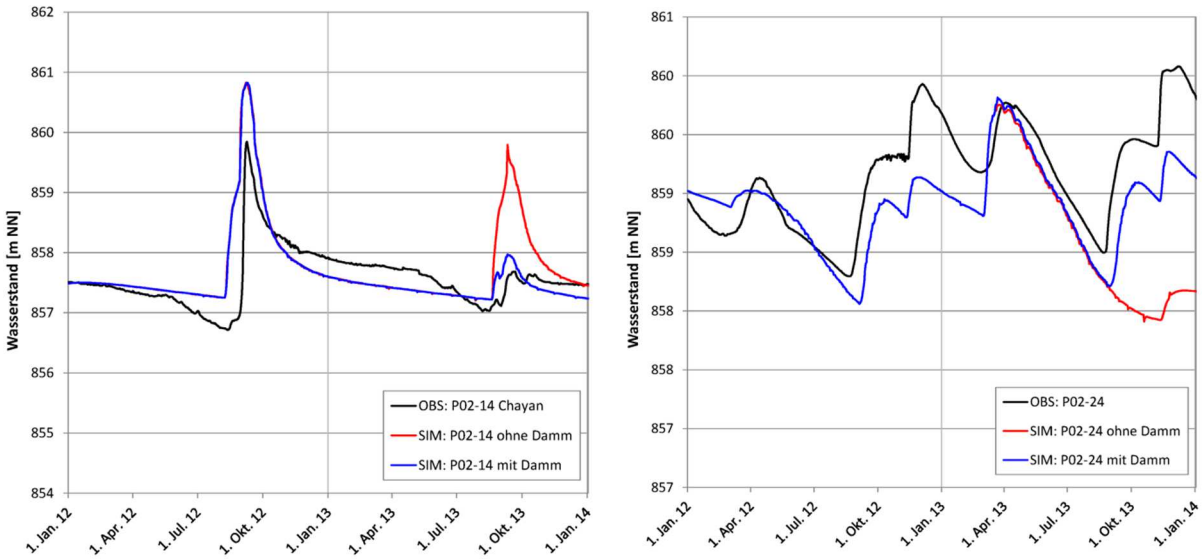


Abbildung 5-23: Verbesserung der modellierten Wasserstandänderungen an den Brunnen P2-14 und P2-24 durch Berücksichtigung des vermuteten Chayan-Damms

Durch diese Maßnahme kommt es auch zu einer deutlichen Verbesserung der statistischen Güteparameter (Abbildung 5-24). Beispielsweise beträgt der Korrelationskoeffizient für die 22 Messbrunnen im Mittel 0,73, der RMSE verringert sich auf 0,47 m.

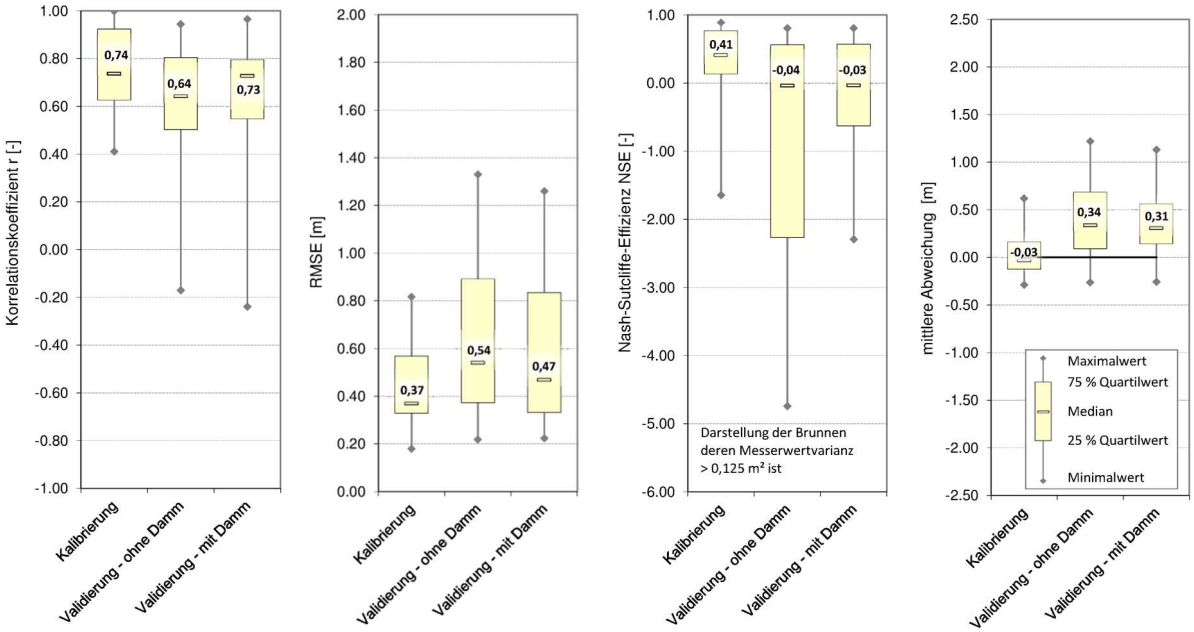


Abbildung 5-24: Vergleich der statistischen Gütewerte der Validierung unter Berücksichtigung des vermuteten Damms

Die Validierung des Modells macht deutlich, welche immensen Auswirkungen die anthropogenen Einflüsse innerhalb eines Jahres auf den Wasserhaushalt des Untersuchungsgebiets haben. Diese haben zur Folge, dass mit dem kalibrierten Modell nur für das Jahr 2012 zuverlässige Berechnungen durchgeführt werden können.

6 Modellanwendung

6.1 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung kann durch infiltrierende Niederschläge, Bewässerungswasser, Überflutungen in den Auwäldern oder direkt aus dem Tarim erfolgen. Dem entgegen wirken die Evapotranspiration, die Tiefenperkulation, die Infiltration ins Fließgewässer (Tarim) und anthropogene Grundwasserentnahmen. Im gesamten Untersuchungsgebiet beträgt die mittlere Grundwasserneubildung für das Jahr 2012 ca. 11,9 Mio. m³ Wasser, was einer Spende von 4,4 l/(s*km²) bzw. 139 mm/a entspricht. Dieser Wert korreliert in etwa mit der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung vieler Regionen in Deutschland (z.B. Dortmund, Eichstätt oder Lübeck). Allerdings unterliegt die Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet erheblichen Schwankungen, die von 1000 mm/a bis zu -800 mm/a reichen können (Abbildung 6-1).

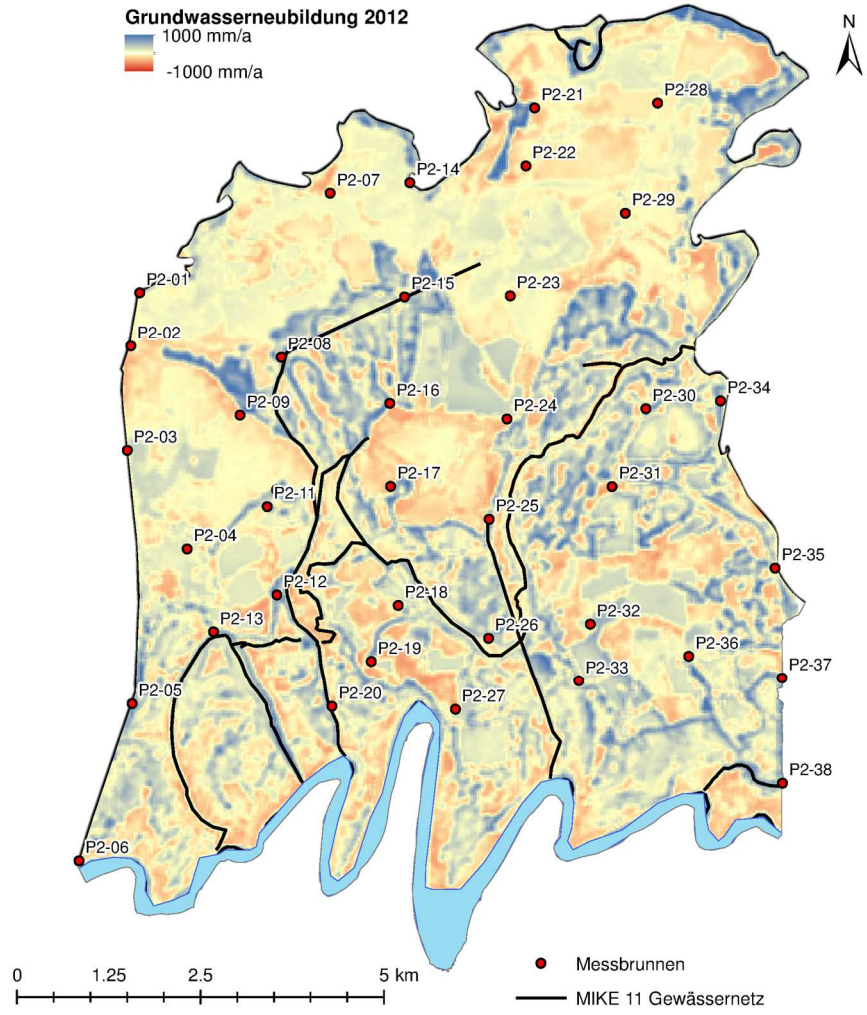


Abbildung 6-1: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung für das Jahr 2012

Die räumliche Verteilung zeigt, dass die positiven Grundwasserneubildungsraten hauptsächlich in den überfluteten Auwäldern zu finden sind. Dagegen kommt es in den nicht überfluteten Regionen zu einer negativen Grundwasserneubildung. Dies zeigt, dass die Grundwasserneubildung maßgeblich vom Oberflächenwasser in den Überflutungsgebieten abhängig ist. Für das Jahr 2012 setzte sich die Neubildung des Grundwassers wie folgt zusammen:

Tabelle 6-1: Zusammensetzung der Grundwasserneubildung für das Jahr 2012

Region	Größe [km²]	Volumen [Mio. m³]	Neubildung [mm/a]	Flächen-anteil [%]	Neubildung im Gesamt-gebiet [mm/a]	Anteil positiver Neubildung [%]
Wüstenregionen	24.3	-1.96	-80.7	28.5	-23.0	0.0
Bewässerungsgebiete	21.2	1.21	57.1	24.8	14.2	8.8
- mit Grund- & Flusswasser	(12.0)	(-0.30)	(-25.0)	(14.1)	(-3.5)	
- mit Flusswasser	(9.2)	(1.51)	(164.1)	(10.8)	(17.7)	
Überflutungsgebiete	38.0	11.55	303.9	44.5	135.2	83.6
Tarim	1.9	1.06	557.9	2.2	12.4	7.7
Gesamt:	**85.3**	**11.86**		**100.0**	**138.9**	**100.0**

Die höchste Grundwasserneubildung (558 mm/a) entsteht im Flussbett des Tarim, wo über lange Zeiträume Wasser in das Grundwasser sickern kann. Allerdings hat der Flusslauf des Tarim, dessen Einflussbereich vom Ufer bis ca. 500 m ins Hinterland reicht, bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet mit ca. 7,7 % einen untergeordneten Einfluss auf die Grundwasserneubildung. Die Neubildungsraten sind über das Jahr nicht konstant. Während der Niedrigwasserzeit kommt es zu einer Exfiltration aus dem Flusslauf, die einen Grundwasserfluss in Richtung Hinterland bewirkt. Während des Hochwassers steigen die Grundwasserstände im Hinterland an, so dass die Exfiltration deutlich abnimmt. Mit dem Abklingen des Hochwassers ändert sich der Grundwassergradient, es kommt zu einer Strömung in Richtung Tarim, die eine Infiltration von Grundwasser in den Tarim zur Folge hat (Abbildung 6-2).

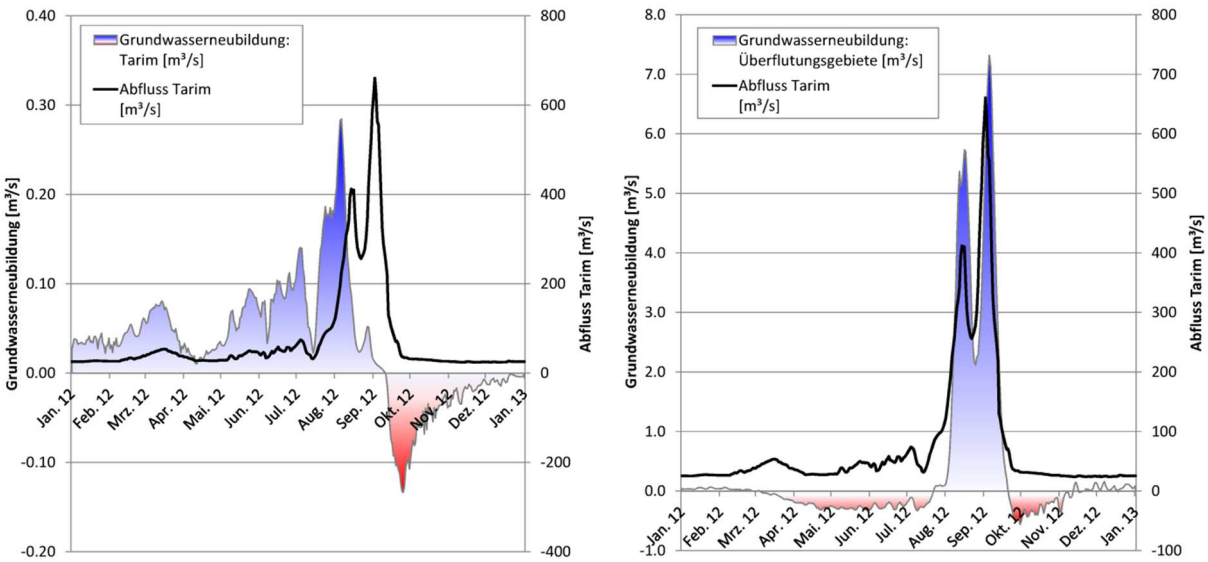


Abbildung 6-2: Grundwasserneubildung durch Uferin- bzw. -exfiltration des Tarim (links) und der Überflutungsgebiete (rechts) für das Jahr 2012

Den stärksten Einfluss auf die Grundwasserneubildung haben die Überflutungen, die überwiegend in den Auwäldern stattfinden (304 mm/a). Bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet stammen 83,6 % des 2012 neu gebildeten Grundwassers aus diesen Regionen. Die Intensität des jährlichen Hochwassers hat daher einen direkten Einfluss auf die Grundwasserneubildung. In Jahren mit einem

geringen Tarimhochwasser fällt die Grundwasserneubildung wegen der mangelnden Überflutungen daher vermutlich deutlich geringer aus.

Die landwirtschaftlich genutzten Flächen tragen ebenfalls positiv zur Neubildung von Grundwasser bei. Gemäß der Definition beschreibt der Wert der Grundwasserneubildung den "Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser" (DIN 4049-3, 1994) und berücksichtigt nicht die Herkunft des infiltrierten Wassers. Da das Grundwasser aber direkt an den Bewässerungsgebieten entnommen wird, um es anschließend wieder in den Boden infiltrieren zu lassen, muss dieser Anteil bei der Bilanzierung der Grundwasserneubildung entsprechend berücksichtigt werden. Wird für die Bewässerung ausschließlich lokal verfügbares Grundwasser verwendet, kommt es zu Verlusten durch die Evapotranspiration, so dass sich eine negative Grundwasserneubildung einstellt. Für die Bestimmung der Grundwasserneubildung in den Bewässerungsgebieten ist es daher sinnvoll, die Neubildungsraten abhängig vom Bewässerungsverfahren zu untersuchen. Wird für die Bewässerung ausschließlich Flusswasser verwendet, kann die vom Modell berechnete Neubildungsrate direkt verwendet werden. Dagegen muss bei Bewässerung mit Fluss- und Grundwasser der Anteil des lokal entnommenen Grundwassers von der Grundwasserneubildung abgezogen werden (Abbildung 6-3).

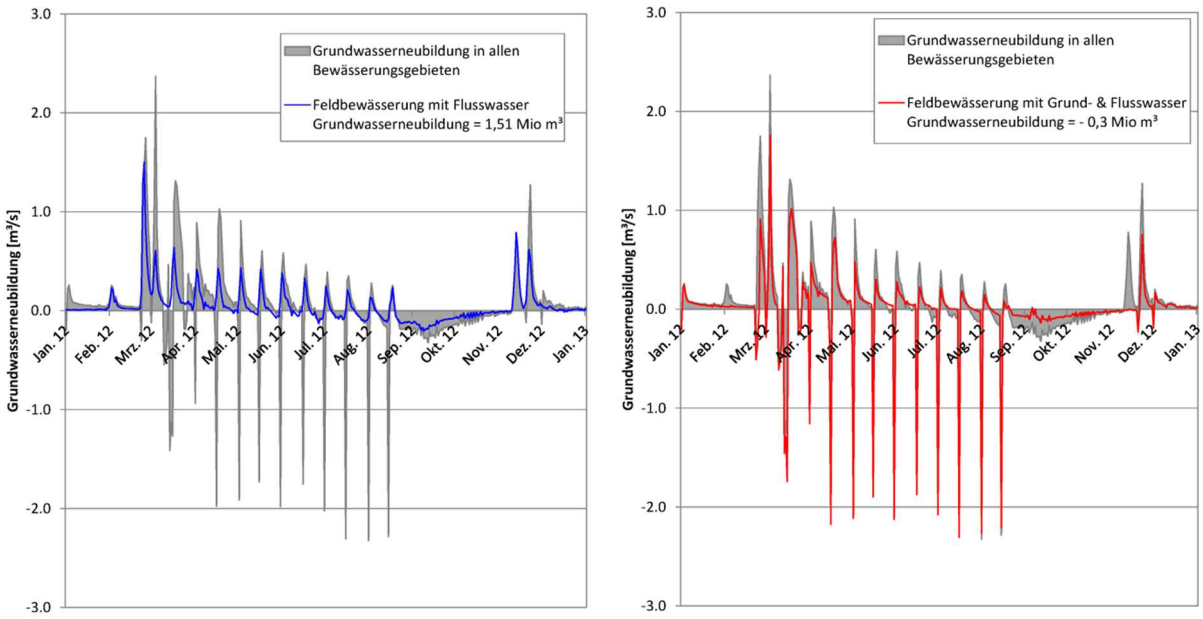


Abbildung 6-3: Anteile der Grundwasserneubildung aus den Bewässerungsgebieten, die ausschließlich mit Flusswasser bewässern (links), und denen, die mit Fluss- und Grundwasser (rechts) bewässern

Abhängig von der Herkunft des Bewässerungswassers kommt es zu einer positiven (Flusswasser) bzw. negativen (Fluss- und Grundwasser) Grundwasserneubildung. Unter Berücksichtigung der Grundwasserentnahme lässt sich somit in den Bewässerungsgebieten eine Neubildung von 1,21 Mio. m³ errechnen, was einem Anteil von ca. 8,7 % der gesamten positiven Neubildung entspricht.

6.2 Interaktion zwischen Bewässerungsgebieten und Tugai-Wäldern

Im Folgenden soll die Frage geklärt werden, welchen Einfluss die Bewässerungsgebiete auf den Tugai-Wald haben. Die zuvor erlangten Ergebnisse zur Grundwasserneubildung (Kapitel 6.1) zeigen, dass grundsätzlich unterschieden werden muss, ob die Agrarflächen mit lokalen Grundwasserressourcen oder übergeleitetem Flusswasser des Tarim bewässert werden. Je nach Herkunft des Bewässerungswassers kommt es zu einer negativen bzw. positiven Grundwasserneubildung im Bereich der Agrarflächen, die sich auch auf die angrenzende natürliche Vegetation auswirkt. Eine weitere Einflussgröße ist die Wasserqualität des Grundwassers. Es wird vermutet, dass diese ebenfalls durch die Agrarflächen beeinflusst wird.

Damit die Auswirkungen der Bewässerung bestimmt werden können, werden für das Jahr 2012 zwei Zustände mit dem kalibrierten Modell berechnet: zunächst der Ist-Zustand, in dem die Felder entsprechend der Modellkalibrierung bewässert werden; mit einem zweiten Modell wird derselbe Zustand für 2012 berechnet, allerdings ohne Bewässerung der Felder. Die zwischen den Modellergebnissen entstehenden Differenzen machen die Auswirkungen der Bewässerungsgebiete deutlich. Die Auswertung wird sowohl räumlich als auch zeitlich vorgenommen, indem zwei Untersuchungsprofile am Übergang von den Bewässerungsgebieten zu den natürlichen Tugai-Wäldern bestimmt werden (Abbildung 6-4).

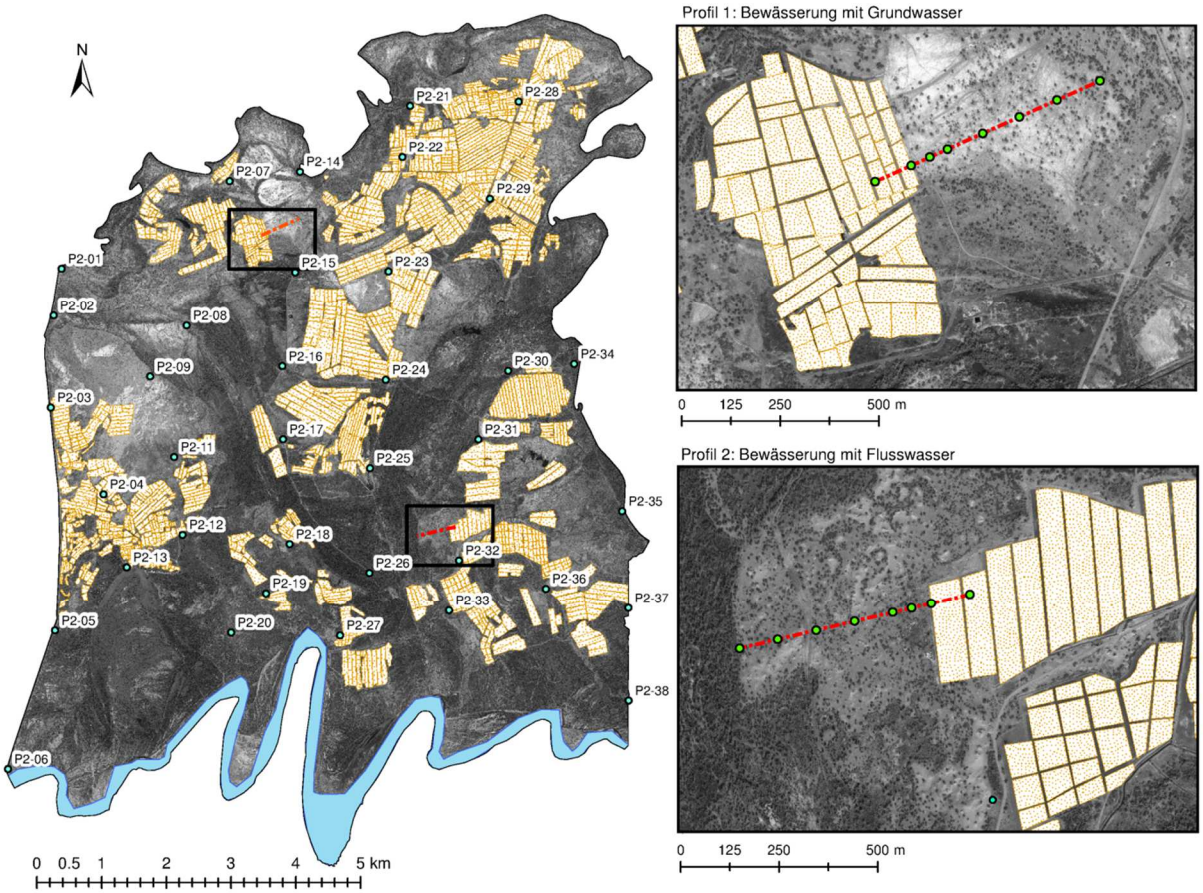


Abbildung 6-4: Lage der Bewässerungsgebiete mit den gewählten Untersuchungsprofilen

Profil 1 grenzt an ein Bewässerungsgebiet, das überwiegend mit Grundwasser bewässert wird. Der natürliche Tugai-Wald besteht in dieser Region aus alten Beständen von Euphrat-Pappeln, die zum Teil stark degradiert sind. Das Profil 2 verläuft in seinem östlichen Bereich durch Felder, die aus-

schließlich mit Flusswasser bewässert werden. Dieses Profil reicht von den Feldern über aufgelöste Tugai-Vegetation bis zum dichten Auwald, der durch das jährliche Hochwasser überflutet werden kann. Innerhalb der Profile werden die jährlichen Veränderungen in unterschiedlichen Abständen (0, 50, 100, 200, 300, 400 und 500 m) zu den Feldern untersucht.

Die Ergebnisse der Berechnungen zeigen, dass die Herkunft des Bewässerungswassers einen entscheidenden Einfluss auf die angrenzenden Grundwasserstände hat. Der Einfluss des Frühjahrseinstaus zeigt sich in beiden Profilen sehr deutlich durch eine kurzzeitige, aber starke Grundwasserabsenkung (Profil 1) bzw. einen Grundwasseranstieg (Profil 2) im Bereich der Felder (Abbildung 6-5).

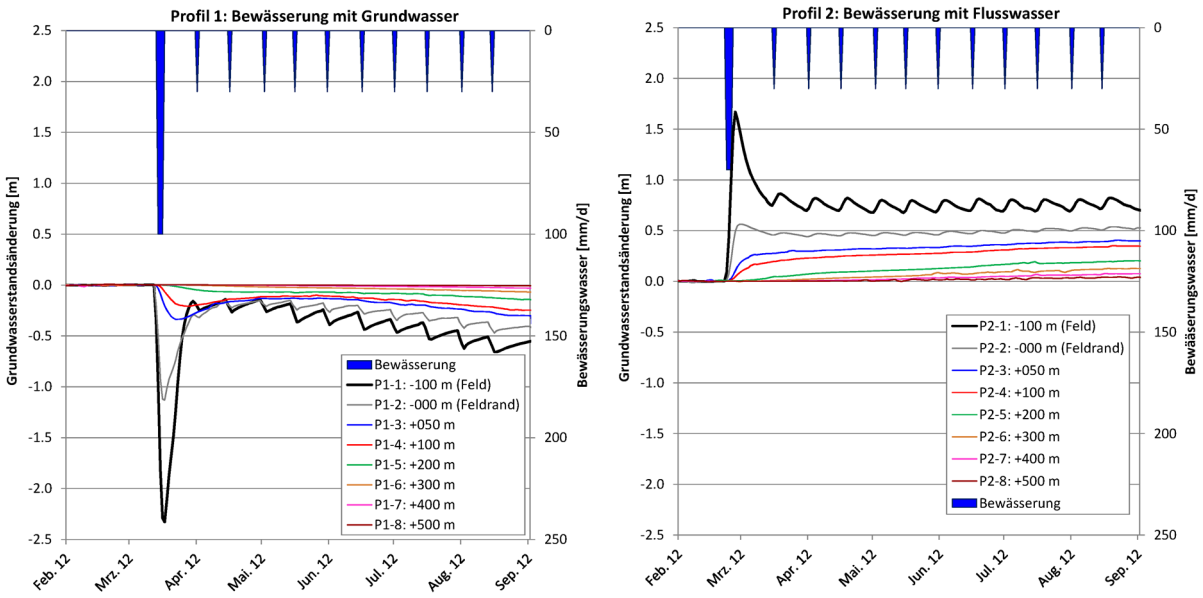


Abbildung 6-5: Veränderung der Grundwasserstände durch die Bewässerung mit Grund- bzw. Flusswasser in Abhängigkeit zum Abstand vom Feldrand

Der entstandene Gradient im Grundwasserstand wird unmittelbar ausgeglichen, indem die Grundwasserstände der bis zu 100 m von den Feldern entfernten Randzone reagieren. Die Bewässerungsintervalle der sommerlichen Tröpfchenbewässerung bewirken eine längerfristige kontinuierliche Veränderung der Grundwasserstände. In der Region, in der Grundwasser für die Bewässerung verwendet wird, hat sich zum Ende der Bewässerungsperiode ein Absenktrichter eingestellt, der im Zentrum ca. 0,7 m tief ist und bis in 300 m Entfernung vom Feldrand reicht. Bei der Bewässerung mit Flusswasser kommt es zu einer gegenteiligen Reaktion, die einen Anstieg des Grundwassers um ca. 0,8 m zur Folge hat. Hier reichen die Auswirkungen des Grundwasseranstiegs bis in ca. 400 m Entfernung vom Feldrand.

Im Untersuchungsgebiet liegen die Bewässerungsgebiete zum Teil nahe nebeneinander, so dass sich die Auswirkungen der Absenkungen und Anhebungen des Grundwassers überschneiden können. Damit die Auswirkungen der Bewässerungsgebiete auf den Grundwasserhaushalt räumlich sichtbar gemacht werden können, wird für den Endzeitpunkt der Bewässerungssaison (1. Sep. 2012) die Veränderung im Grundwasserstand räumlich kartiert (Abbildung 6-6).

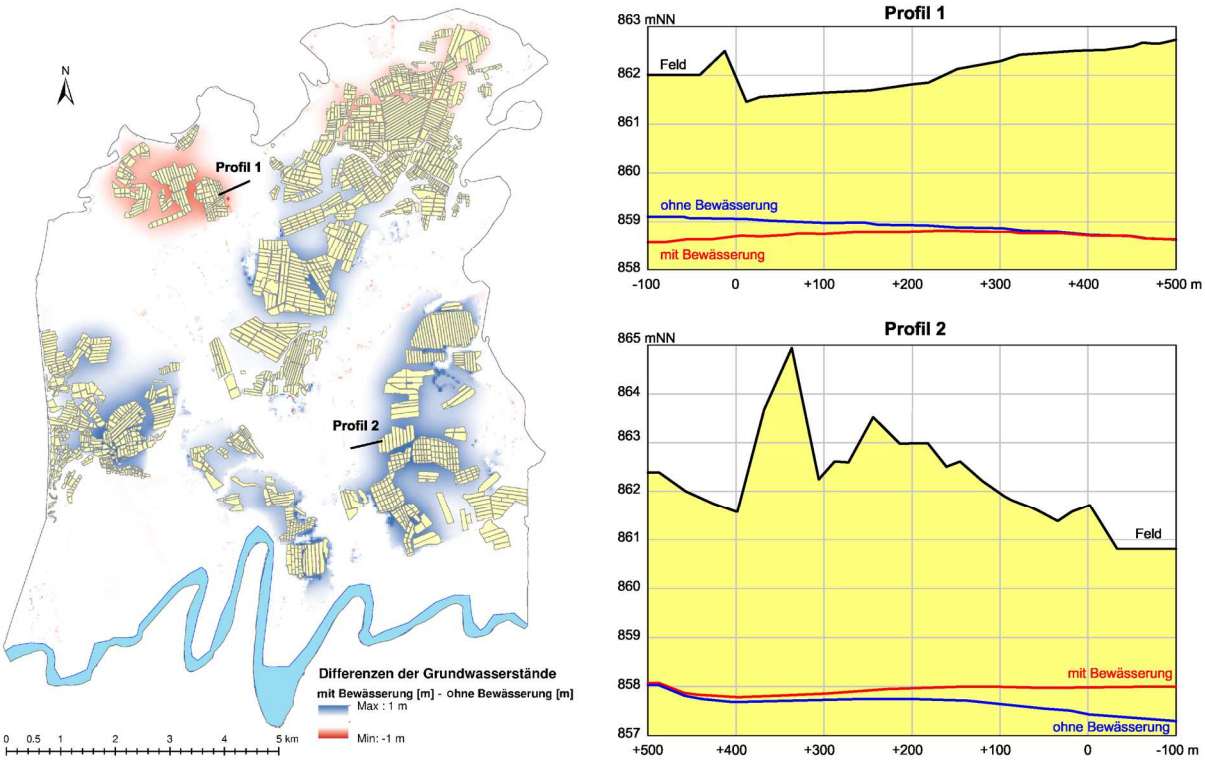


Abbildung 6-6: Räumliche Verteilung der Grundwasserstandänderungen durch die Bewässerungsgebiete für den 1. Sep. 2012

Die Darstellung zeigt, dass es in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets zu einem Anstieg oder einer Absenkung des Grundwassers kommt.

Die durch die Bewässerung hervorgerufenen Grundwassergradienten mit den dazugehörigen Strömungen und Grundwasserstandänderungen wirken sich sowohl auf die Wasserverfügbarkeit der natürlichen Vegetation als auch auf den Salzhaushalt der Region aus. Im Folgenden werden daher diese beiden Auswirkungen untersucht.

6.2.1 Auswirkung der Bewässerung auf die Transpiration der natürlichen Vegetation

Durch die Bewässerung werden die Grundwasserstände in den angrenzenden Tugai-Wäldern verändert. Diese Veränderung kann sich auch auf die Vegetation auswirken. Steigende Grundwasserstände führen dazu, dass auch die Vegetation mehr Wasser aufnehmen kann und sich ihr Zustand somit verbessert. Aber auch das Gegenteil ist möglich: sinkende Grundwasserstände haben zur Folge, dass auch die Pflanzen weniger Wasser zur Verfügung haben, wodurch sich die Lebensbedingungen für die Tugai-Vegetation deutlich verschlechtern. Die Wasseraufnahme der Vegetation kann durch den dimensionslosen Trockenstress-Faktor beschrieben werden, der sich aus dem Verhältnis der aktuellen Evapotranspiration zur vegetationscharakteristischen potentiellen Evapotranspiration ergibt (Formel 28).

$$k_{stress} = \frac{ETa}{ET_c} \qquad \text{(Formel 28)}$$

Mit: k_{stress} = Trockenstress-Faktor $[-]$
ET_a = aktuelle Evapotranspiration $[mm]$
ET_c = vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration $[mm]$

Durch den Vergleich der Modellergebnisse mit und ohne Bewässerung können die Differenzen in der Evapotranspiration sichtbar gemacht werden (Abbildung 6-7).

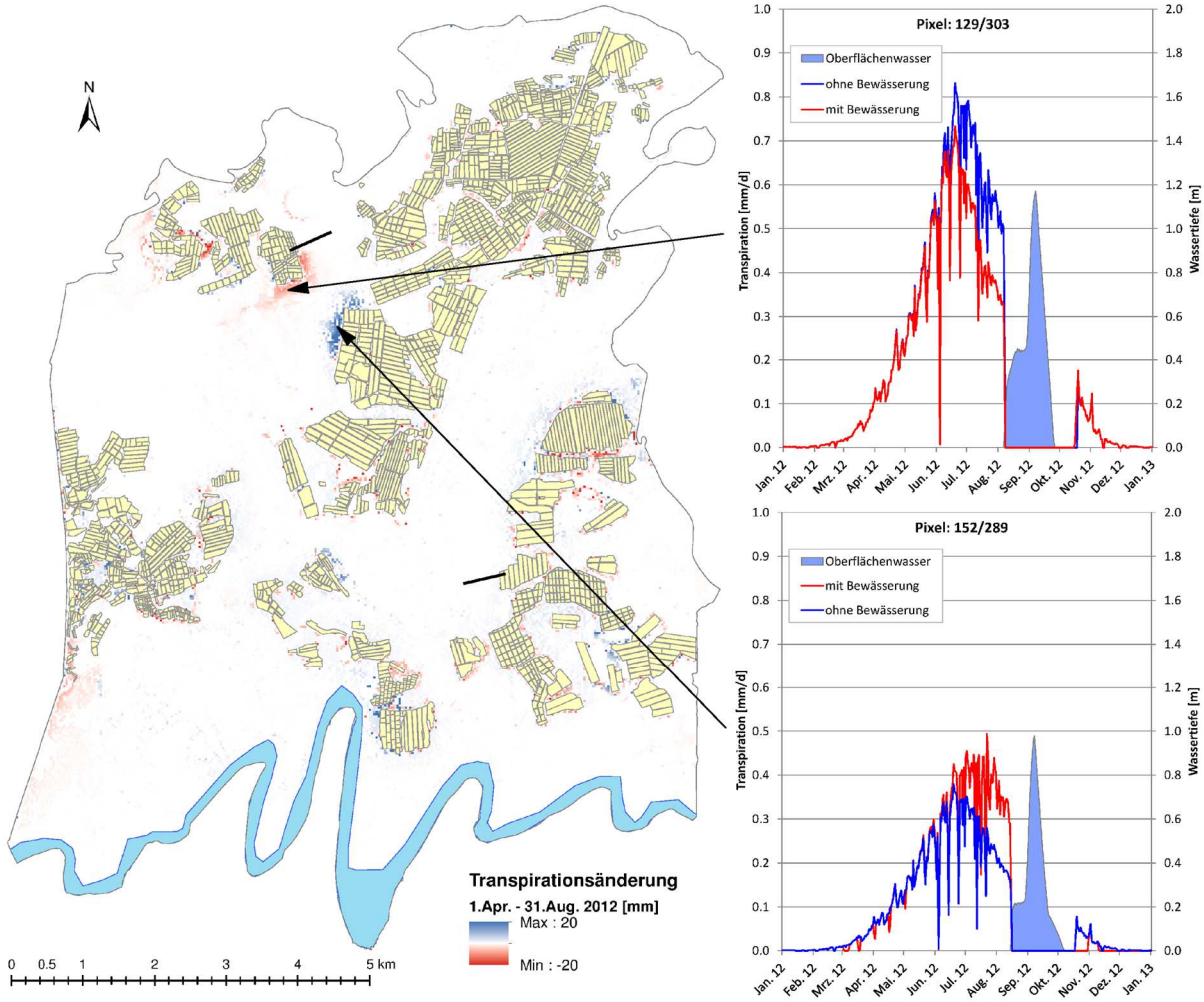


Abbildung 6-7: Einfluss der Bewässerungsgebiete auf die Transpiration der natürlichen Vegetation

Auch während der Hochwasserzeit wird das für die Transpiration benötigte Wasser von den Pflanzen über deren Wurzeln aus der ungesättigten oder auch gesättigten Bodenzone entnommen. Die Berechnung des Modells erfolgt aber unter der vereinfachten Annahme, dass das Wasser bei vorhandenen Überschwemmungen von der Vegetation nicht aus dem Bodenkörper, sondern direkt aus dem Oberflächenwasser entnommen wird. Dadurch ist eine Bilanzierung der Transpiration nicht möglich, da die aktuelle Evapotranspiration der potentiellen Evapotranspiration entspricht. Aufgrund dieser im Modell vereinfachten Bilanzierung kann während eines Hochwassers die Transpiration der natürlichen Vegetation in den Überflutungsgebieten nicht abgebildet werden. Weil jedoch die Hochwasserzeit (September) nicht mit der Bewässerungszeit (1. April – 31. August) zusammenfällt, ist dieser Effekt für die hier durchgeführte Untersuchung ohne Bedeutung.

Nicht jede Änderung des Grundwasserstands hat Auswirkungen auf die Transpiration der natürlichen Vegetation. Finden die Grundwasserschwankungen beispielsweise im Wurzelbereich der Pflanzen statt, haben diese nahezu keine Auswirkungen auf die Vitalität der Vegetation. In Regionen, in denen die Grundwasserflurabstände groß sind und die Wurzeln nicht mehr komplett ins Grundwasser einbinden, reagiert die Vegetation dagegen entsprechend sensibel. In den Bewässerungsgebieten, die

mit Grundwasser bewässert werden, zeigen sich deutliche Veränderungen in der Transpiration, so dass davon ausgegangen werden kann, dass der natürlichen Tugai-Vegetation deutlich weniger Wasser zur Verfügung steht, was sich in der Folge negativ auf deren Vitalität auswirkt. In anderen Regionen hat die Bewässerung einen positiven Effekt auf die Transpiration der Vegetation. Dies ist besonders dort der Fall, wo ausschließlich Flusswasser für die Bewässerung eingesetzt wird.

6.2.2 Salzkonzentrationsänderungen

Das Grundwasser im Tarim-Becken weist von Natur aus hohe Salzkonzentrationen auf, die auf die geologische Entstehung zurückzuführen sind (Kapitel 2.1). Besonders in Regionen mit geringen Grundwasserflurabständen kann es zu einer hohen Evaporation kommen, wodurch sich das Salz an der Oberfläche konzentriert. Auch in den Bewässerungsgebieten kommt es zu einer erhöhten Evaporation, obwohl inzwischen versucht wird, durch Bewässerung unter Folie die Verluste gering zu halten. Durch zahlreiche Schadstellen im Bewässerungssystem kommt es trotzdem zu einer erhöhten Evaporation und einer damit verbundenen Konzentration von Salz. Um die Erträge nicht zu beeinträchtigen, führen die Landwirte regelmäßige Spülungen durch (Frühjahrs- und/oder Wintereinstau), um das Salz der oberen Bodenschicht auszuwaschen.

Damit der Einfluss der Bewässerungsgebiete auf den Salzhaushalt der angrenzenden natürlichen Tugai-Wälder analysiert werden kann, ist es notwendig, den Stofftransport in das Modell zu integrieren. Die Simulation von Stoffkonzentrationen ist mit dem in MIKE SHE enthaltenen Advektions-Dispersions-Modul möglich. Allerdings weist die aktuelle Version (2014) noch keinen kompletten Schluss der Transportkette auf. Im Bewässerungsmodul wird die Wasserqualität des Bewässerungswassers nicht ausreichend berücksichtigt. Dadurch ist es leider nicht möglich, die vorhandenen Salzkonzentrationen in ihrer Komplexität mit dem Modell zu simulieren. Da für die Beantwortung der hiesigen Fragestellung nur die Angabe von Konzentrationsänderungen benötigt wird, kann der Einfluss der Bewässerungsgebiete sichtlich gemacht werden. Wird das qualitativ hochwertigere Flusswasser (Salzkonzentration ca. 1 g/l) für die Bewässerung verwendet, nimmt MIKE SHE wegen fehlender Kopplung eine Konzentration von 0 g/l an, was hochwertigem Frischwasser entspricht. Wird durch die Bewässerung Flusswasser mit Grundwasser gemischt, berechnet das Modell in der Folge eine geringere Salzkonzentration im Grundwasser, als in der Realität messbar ist. Das Modell bewertet daher den Spüleffekt, der bei der Bewässerung mit Flusswasser entsteht, etwas besser als er tatsächlich ist. Wird Grundwasser für die Bewässerung verwendet, ist es dem MIKE SHE-Bewässerungsmodul möglich, die Salzkonzentrationen mit abzubilden. Da bei der Verwendung von Grundwasser zur Bewässerung das Wasser innerhalb der Bodenzone von unten an die Oberfläche gehoben wird, bleiben die Stoffkonzentrationen im Modell erhalten. Obwohl das Modell die Prozesse nicht exakt abbilden kann, ist dennoch eine generelle Aussage möglich, da für die Berechnung hochwertiges Flusswasser (0 g/l) und minderwertigeres Grundwasser definiert werden kann. Durch diese vereinfachte Annahme können die Salzkonzentrationsänderungen qualitativ beschrieben werden.

Die Konzentrationsänderungen werden in Anlehnung an die Daten aus dem Jahr 2012 berechnet, indem zwei identische Modelle verwendet werden; eines der Modelle simuliert die Wasserhaushaltsprozesse, die unter dem Einfluss der Bewässerung ablaufen, das andere dieselben Prozesse ohne Bewässerung. Die Differenzen der Stoffkonzentrationen entsprechen somit dem Einfluss der Bewässerungsgebiete. Damit eine konstante Ausgangssituation geschaffen ist, wird eine initiale und homogene Stoffkonzentration von TDS = 5 g/l im Grundwasser und im Bodenwasser der ungesättig-

ten Zone gewählt. Die erhöhte initiale Salzkonzentration hat den Vorteil, dass auch die Auslaugungen sichtbar gemacht werden können, da sich die Konzentration auch entsprechend verringern kann.

Die Berechnungsergebnisse zeigen einen deutlichen Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Salzkonzentration und dem verwendeten Bewässerungswasser in horizontaler sowie in vertikaler Richtung. In Regionen, in denen die lokalen Grundwasserressourcen für die Bewässerung genutzt werden, kommt es neben einem Absinken des Grundwasserspiegels zu einer Verringerung der Salzkonzentrationen im Grundwasser. Dagegen nimmt in Gebieten, in denen die Felder mit Flusswasser bewässert werden, die Versalzung der angrenzenden Randzonen zu. Dies lässt sich deutlich in der horizontalen Veränderung der Salzgehalte erkennen (Abbildung 6-8).

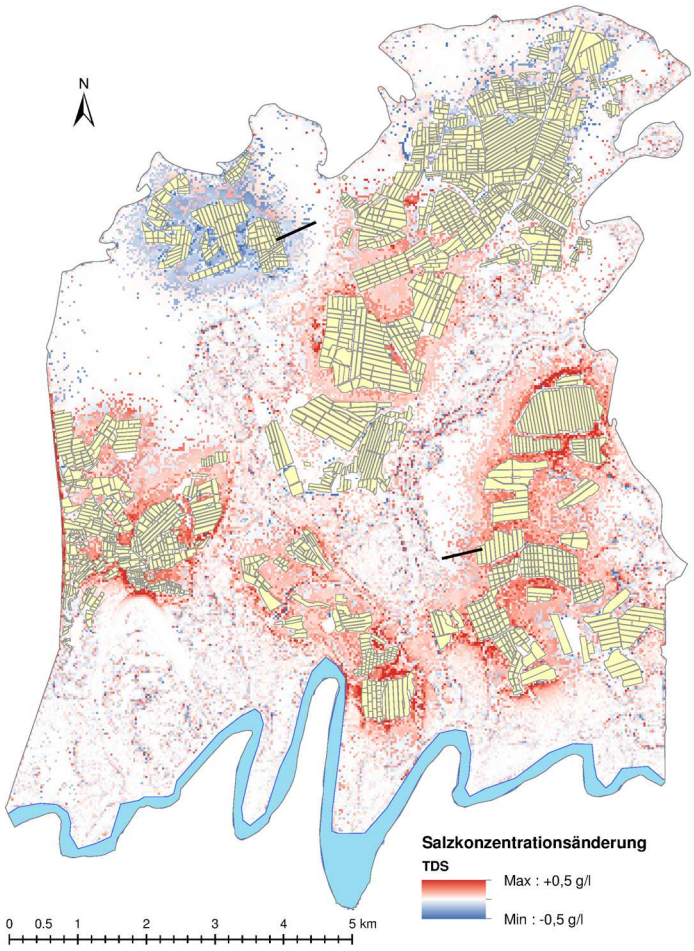


Abbildung 6-8: Änderungen der Salzkonzentration (TDS), die auf die Bewässerungsgebiete zurückzuführen sind

Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zur Wasserqualität des verwendeten Bewässerungswassers. Es wäre zu erwarten, dass die Verwendung von salzhaltigem Grundwasser zu einer stärkeren Salzakkumulation in der oberen Bodenschicht führt als der Einsatz von weniger belastetem Flusswasser, was aber offensichtlich nicht der Fall ist. Die Erklärung für diesen Widerspruch liefern die Änderungen der Grundwasserstände, die mit den Stoffkonzentrationen korrelieren. Durch die Grundwasserentnahmen für die Bewässerung kommt es zu einer Fließbewegung in Richtung der Felder, so dass auch das Salz mit der Grundwasserströmung dorthin transportiert wird. Wird für die Bewässerung hingegen Flusswasser eingesetzt, entsteht eine entgegengesetzte Grundwasserströmung von den Bewässe-

rungsgebieten in die Randregionen. Das Salz kann dadurch von den Bewässerungsgebieten in die angrenzenden Regionen transportiert werden.

Durch die Einstaubewässerung im Frühjahr, teilweise auch im Winter, werden die Böden in den Bewässerungsgebieten vom Salz befreit (engl.: leaching). Das infiltrierende Wasser bewirkt einen überwiegend vertikalen Transport des Salzes von der Oberfläche in tiefere Schichten, wo es akkumuliert. Dieser Effekt zeigt sich auch in den Untersuchungsprofilen, in denen das Salz im Bereich der Felder aus der oberen Bodenschicht gespült wurde (Abbildung 6-9).

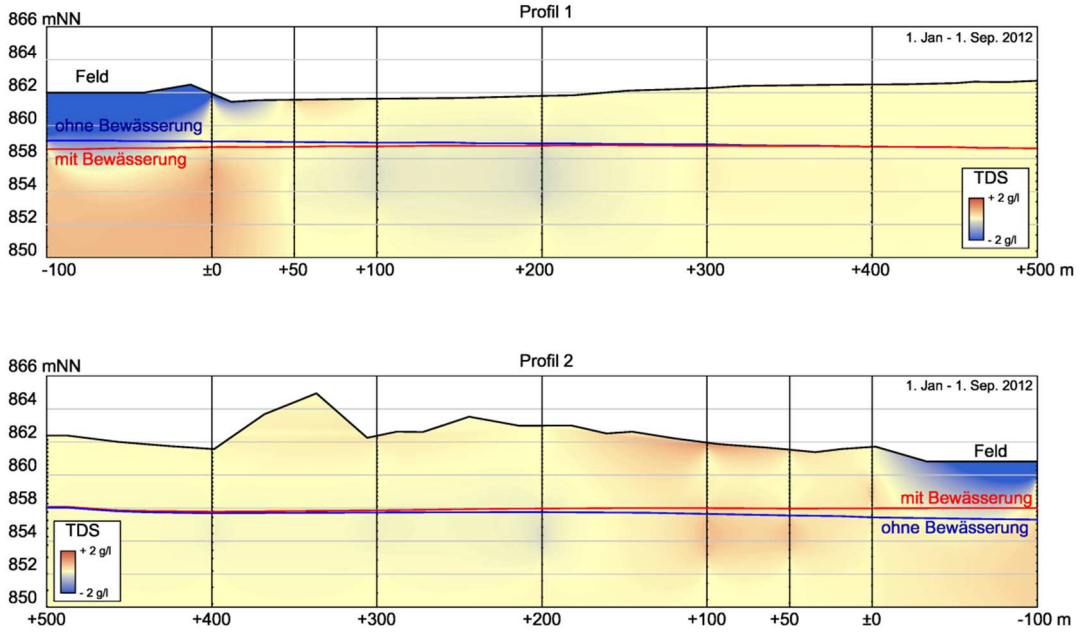


Abbildung 6-9: Änderungen der Salzkonzentration in den Untersuchungsprofilen 1 und 2 für den Zeitraum vom 1. Jan. bis zum 1. Sep. 2012

Das Untersuchungsprofil 1 schneidet im westlichen Bereich ein Bewässerungsgebiet, für das die lokalen Grundwasserressourcen genutzt werden. Durch den Frühjahrs- bzw. Wintereinstau wird das an der Oberfläche akkumulierte Salz in den tieferen Bodenschichten unter den Feldern konzentriert. Der durch die Grundwasserentnahmen entstehende Grundwassergradient in Richtung Felder bewirkt einen zusätzlichen Salztransport von den angrenzenden Gebieten in diese Region. Dagegen kommt es in Bewässerungsgebieten, in denen Flusswasser für die Bewässerung verwendet wird (Profil 2), zu einem Anstieg des Grundwasserstandes, wodurch ein entgegengesetzter Grundwassergradient in Richtung der angrenzenden natürlichen Vegetation entsteht. Dieser Gradient bewirkt, dass sich das Salz nicht direkt in den tieferen Bodenschichten unter den Feldern akkumuliert, sondern mit der Grundwasserströmung in die angrenzenden Gebiete transportiert wird. Das Ansteigen der Grundwasserstände bewirkt in diesen Regionen zudem eine Erhöhung der Evaporation, weshalb sich auch die oberflächennahen Salzkonzentrationen in den Feldern und deren Randgebieten erhöhen.

6.3 Berechnungsszenarien

Die zukünftige Entwicklung einer Region oder der klimatischen Verhältnisse vorherzusagen ist nur durch Annahmen möglich, da diese durch viele, z.T. nicht vorhersehbare Faktoren (z.B. politische Entscheidungen, Katastrophen, wirtschaftliche Interessen usw.) beeinflusst werden. Um die Spannweite möglicher zukünftiger Veränderungen prognostizieren zu können, werden meist mehrere Szenarien definiert. Beispielsweise führen Landnutzungsänderungen und Klimawandel zu neuen Randbedingungen, die sich auf die Grundwasserneubildung auswirken. Die zuvor durchgeführten Untersuchungen zeigen wiederum, dass die Grundwasserneubildung ihrerseits einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Transpiration und somit auf den Zustand der natürlichen Vegetation hat. Mit Hilfe verschiedenster Landnutzungs- und Klimaszenarien lassen sich diese Auswirkungen berechnen.

Im natürlichen Ökosystem des Tarim-Beckens treten jedes Jahr unterschiedlich stark ausgeprägte Hochwasserereignisse auf; diese führen dazu, dass sowohl die Überflutungen als auch die Grundwasserneubildung von Jahr zu Jahr deutlich unterschiedlich stark ausfallen können. Die Tugai-Wälder haben sich daher an die natürlichen Schwankungen angepasst und können über einen bestimmten Zeitraum hinweg auch mit weniger Wasser überleben, so dass ein einmalig geringer ausfallendes jährliches Hochwasser noch keinerlei Auswirkungen auf die Vitalität der natürlichen Vegetation hat. Erst wenn eine Veränderung über einen längeren Zeitraum auf das Ökosystem einwirkt und sich ein gleichbleibender Zustand einstellt, führt dies auch zu Auswirkungen auf die Tugai-Vegetation. Um die Folgen solcher Veränderungen genauer bestimmen zu können, sollten die Szenarien über einen längeren Zeitraum berechnet werden. Damit der Einfluss klimatischer Veränderungen auf die Grundwasserneubildung in Szenarien simuliert werden kann, wären Langzeitsimulationen (ca. 20 - 50 Jahre) notwendig, in denen prognostizierte Zeitreihen verwendet werden. Es müssten Rückkopplungen mit berücksichtigt werden, die beispielsweise entstehen, wenn in einer Region der Tugai-Wald zugrunde geht und somit zukünftig auch kein Wasser mehr verbraucht. Theoretisch wäre ein solch komplexes Modell möglich, allerdings würde die Rechenzeit für ca. 20 Jahre 60 Tage betragen; die Rückkopplungen müssten nach jedem Simulationsjahr manuell eingeführt werden, da das Modell an sich nicht in der Lage ist, den Zustand der Vegetation zu bewerten und eine damit verbundene Landnutzungsänderung zu berechnen. Die Aussagekraft einer solchen Simulation hingegen wäre, gemessen am Aufwand, relativ gering, da die Ergebnisse auf mutmaßlichen Veränderungen und prognostizierten Zeitreihen beruhen würden.

Besser durchführbar und effektiver ist es daher, Szenarien nur für die Jahre 2050 und 2100 zu berechnen. Damit sich an einem Berechnungsjahr auch langfriste Änderungen einstellen können, werden die Berechnungen für diese Jahre fünfmal wiederholt. Die Auswertung der Ergebnisse wird immer für das fünfte Jahr durchgeführt. Dadurch kann der langfristige Einfluss einer Landnutzungsänderung für dieses Berechnungsjahr sichtbar gemacht werden. Problematisch ist die Tatsache, dass niemand vorhersagen kann, wie hoch die Tarimabflüsse im Jahr 2050 und 2100 ausfallen werden. Für die Szenarien wird daher festgelegt, dass um das Jahr 2050 fünf Jahre in Folge hohe Tarimabflüsse und um 2100 fünf Jahre in Folge geringe Tarimabflüsse herrschen. Diese Festlegung erfolgt vor dem Hintergrund, dass aufgrund des Klimawandels in der näheren Zukunft die Gletscherschmelze möglicherweise zunehmen wird und dadurch tendenziell höhere Tarimhochwasser entstehen können. Dagegen könnte es in der ferneren Zukunft durch die dann verringerte Gletscherschmelze zu geringer ausgeprägtem Tarimhochwasser kommen (Kapitel 2.3.3). Da es in diesem Szenario aufgrund der wiederholten Berechnung fünf Jahre in Folge zu hohen oder geringen Abflüssen kommt, sind die Auswirkungen auf das Ökosystem sehr groß, weshalb diese Szenarien eine extrem seltene Situation be-

schreiben. Aufgrund dieser vereinfachenden Festlegung dürfen insbesondere die Ergebnisse der Klimaszenarien nicht direkt auf die gewählten Jahre übertragen werden. Sie sollen ausschließlich dazu dienen, die Schwankungsbreite zukünftiger Änderungen aufzuzeigen (Tabelle 6-2).

Tabelle 6-2: Beschreibung der Berechnungsszenarien

Haupt-szenario	Szenario Nr.	Name	Landnutzungs-änderung	Klimaänderung		
				Tarim-Abfluss*	Temperatur-anstieg	Nieder-schlag**
Landnutzung	1.1	Vergangenheit 2004	8,1 km²	MQ	0 °C	0 %
	1.2	Gegenwart 2012	19,3 km²	MQ	0 °C	0 %
	1.3	Zukunft 2050 L	32,2 km²	MQ	0 °C	0 %
	1.4	Zukunft 2100 L	34,5 km²	MQ	0 °C	0 %
Klimawandel	2.1 = 1.2	Gegenwart 2012	19,3 km²	MQ	0 °C	0 %
	2.2	Zukunft 2050 K	19,3 km²	HQ	+ 2,2 °C	+5 %/ +10 %
	2.3	Zukunft 2100 K	19,3 km²	NQ	+ 3,0 °C	+10 %/ +20 %
Klimawandel & Landnutzung	3.1 = 2.1	Gegenwart 2012	19,3 km²	MQ	0 °C	0 %
	3.2	Zukunft 2050 K+L	32,2 km²	HQ	+ 2,2 °C	+5 %/ +10 %
	3.3	Zukunft 2100 K +L	34,5 km²	NQ	+ 3,0 °C	+10 %/ +20 %
Deichbau	4.1 = 3.1	Gegenwart 2012	19,3 km²	MQ	0 °C	0 %
	4.2	Deichbau 2012	19,3 km² +Deich	MQ	0 °C	0 %

*HQ = hoher Tarimabfluss; MQ = mittlerer Tarimabfluss; NQ = niedriger Tarimabfluss

** Niederschlagszunahme für: Sommer (April - September) / Winter (Oktober - März)

Mit dem ersten Hauptszenario werden ausschließlich die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen untersucht. Mit Hilfe von vier Modellen werden die Vergangenheit, die Gegenwart und die zukünftigen Jahre 2050 und 2100 simuliert. Das zweite Hauptszenario dient der Analyse der Auswirkungen des Klimawandels; hierfür werden veränderte Tarimabflüsse sowie Temperatur- und Niederschlagsänderungen im Gebiet berücksichtigt. Mit dem dritten Hauptszenario werden die Auswirkungen des Klimawandels und der Landnutzungsänderung in Kombination betrachtet. Das vierte Hauptszenario beschreibt die Auswirkungen, die eintreten könnten, sollte der Tarim komplett eingedeicht werden. Dieses Szenario bezieht sich auf die gegenwärtige Situation.

Die Modellierung der Bodendegradation durch Versalzung wird in den Szenarien nicht mit berücksichtigt, da zum einen MIKE SHE den Stofftransport im gesamten Wasserhaushalt nicht komplett berechnen kann (Kapitel 6.2.2) und zum anderen nicht genügend Informationen zur Versalzung zur Verfügung stehen (Kapitel 4.10).

6.3.1 Erzeugung der Eingangsdaten

Die für die Berechnung benötigten Eingangsdaten (Tarimabfluss, Klimadaten, Bewässerungsstrategien und Landnutzung) sollten eine allgemein gültige Aussage haben und nicht eine spezielle Situation oder ein bestimmtes Jahr wiederspiegeln. Aus diesem Grund werden die Eingangsdaten generalisiert, so dass sie einem durchschnittlichen jährlichen Verlauf entsprechen.

Tarimabfluss

Die Abflüsse des Tarim können abhängig von der glazialen und hydrologischen Situation im Gebirge unterschiedlich ausfallen. Grundsätzlich kann zwischen geringem, durchschnittlichem und hohem Sommerhochwasser unterschieden werden. Aus den gemessenen Abflüssen der vergangenen Jahre (Kapitel 4.2) kann für diese unterschiedlichen Abflussereignisse eine typische Abflussganglinie generiert werden (Abbildung 6-10).

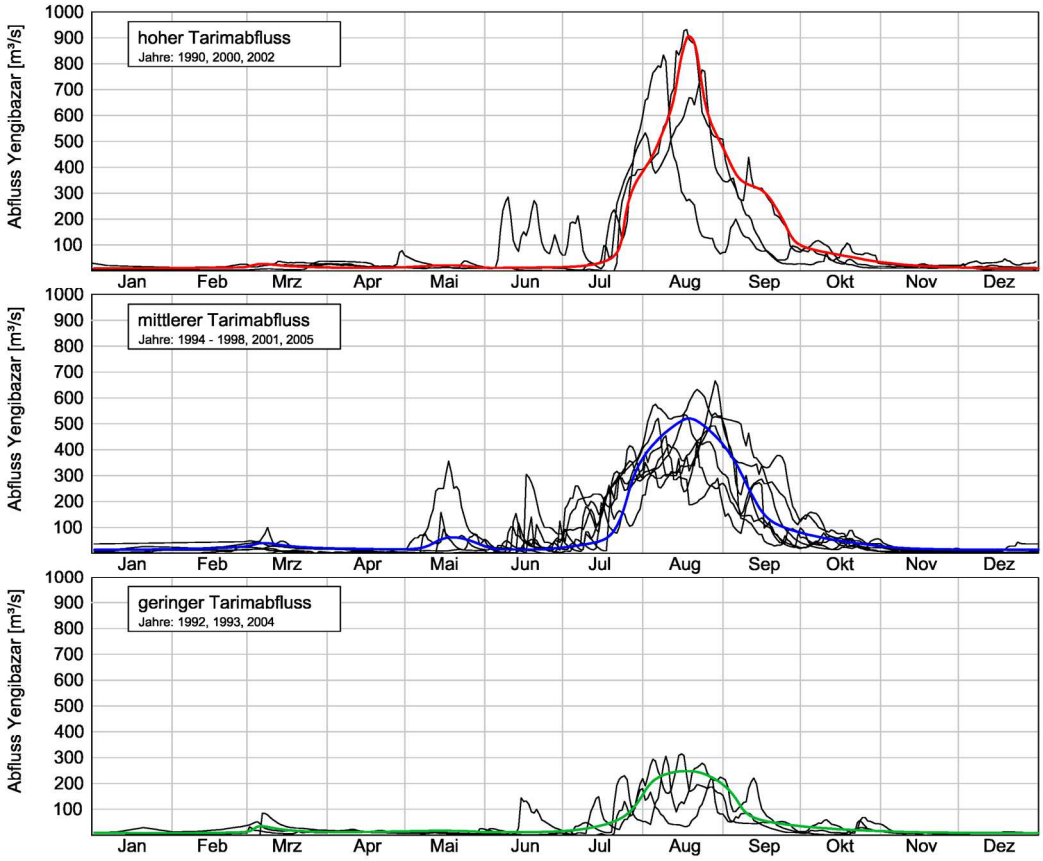


Abbildung 6-10: Generalisierte Tarimabflüsse für Yengibazar mit geringer, mittlerer und hoher Intensität

Landnutzung und Topografie

Die Ausdehnung der Bewässerungsgebiete hat zur Folge, dass das digitale Geländemodell, welches die Topografie des Jahres 2012 abbildet, entsprechend angepasst werden muss. So werden beispielsweise für die Berechnung der Szenarien in der Vergangenheit weniger Felder und für die in der Zukunft liegenden Szenarien mehr Felder angenommen. Die Landwirtschaft der Region konzentriert sich derzeit auf den Anbau von Baumwolle, was sich vermutlich auch zukünftig kaum ändern wird, da mit dem Baumwollanbau in der Region die größten Erträge zu erwirtschaften sind. Aus diesem Grund wird für die Szenarien die Baumwolle als einzige agrarwirtschaftlich genutzte Pflanze angenommen.

Mit dem Szenario 1.1 soll der Wasserhaushalt für die Landnutzung von 2004 berechnet werden. Hierzu müssen die Bewässerungsgebiete auf die frühere Ausdehnung reduziert werden. Die frühere Topografie der Regionen, in denen zwischen den Jahren 2004 und 2012 neue Felder entstanden sind, ist allerdings nicht mehr bekannt. Eine Anpassung des digitalen Geländemodells an den Zustand des

Jahres 2004 ist aber mit Hilfe der Informationen eines Luftbilds vom 25. Okt. 2004 (Google Earth) möglich. Zudem können Geländeinformationen der angrenzenden Gebiete für die Rekonstruktion genutzt werden (Abbildung 6-11). Zur Höhenanpassung wird das bereits während der Datenaufbereitung verwendete Korrekturverfahren verwendet (Kapitel 4.3).

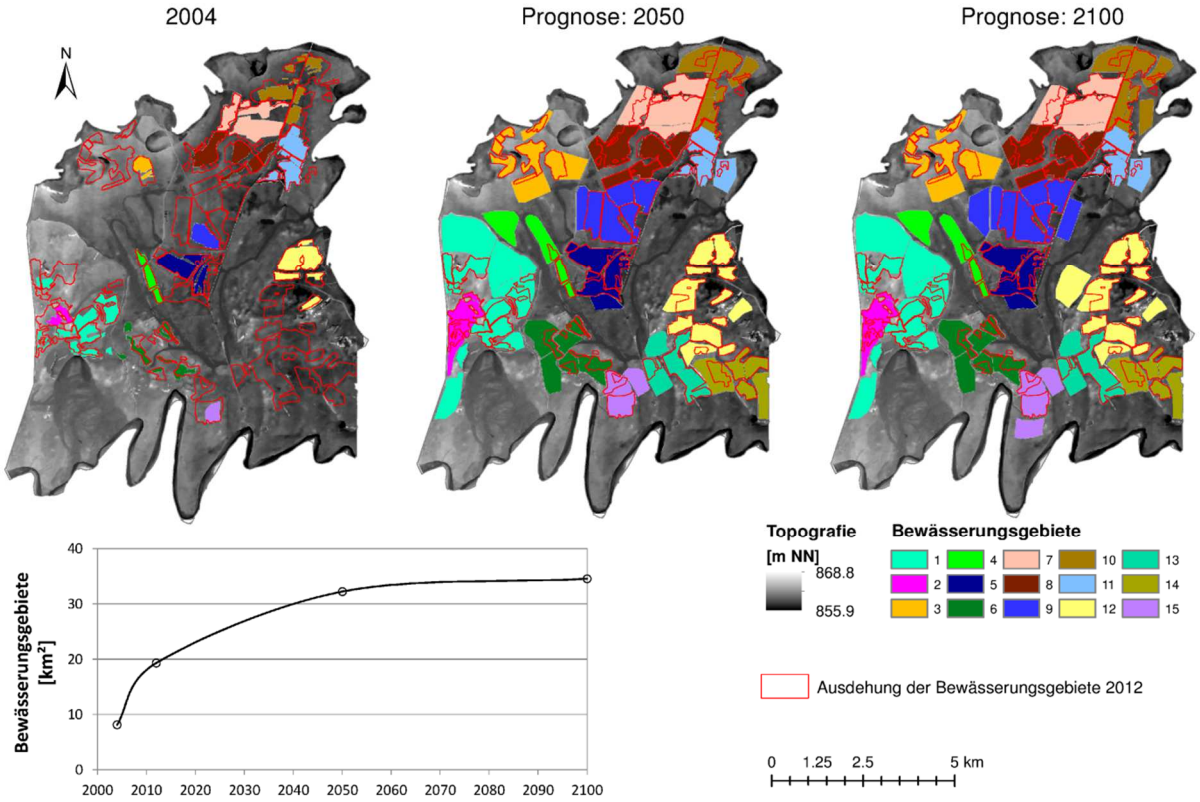


Abbildung 6-11: Anpassung der Bewässerungsgebiete und der Topografie an die vergangene und prognostizierte Landnutzungssituation

In den Zukunftsszenarien sollen bis zu 35 km² Bewässerungsgebiete angelegt werden, was bedeutet, dass somit 31 % der Fläche des Untersuchungsgebiets für den Baumwollanbau genutzt werden. Durch die gegenwärtig zu beobachtende stetige Ausdehnung der Bewässerungsgebiete wird erwartet, dass der größte Zuwachs innerhalb der nächsten 10 - 20 Jahren stattfindet und sich dann abschwächt. Die Lage der neu zu erschließenden Areale wird wie folgt festgelegt:

- Natürliche Auwälder entlang der Hauptstraße bleiben auf einem Schutzstreifen von ca. 100 – 200 m bestehen. Der Park wird vermutlich auch zukünftig eine Touristenattraktion darstellen, weshalb den Touristen auf dem Weg zum Bahnhof ein möglichst natürliches Ökosystem präsentiert werden soll.
- Vorrangig werden vorhandene Bewässerungsgebiete vergrößert. Die Entwicklung der letzten Jahre zeigt, dass die Landwirte ihre bereits bestehenden Felder immer weiter ausbauen.
- Neue Bewässerungsgebiete werden in Regionen angelegt, in denen eine gute Wasserversorgung durch Tarimwasser möglich ist. Die Entwicklung der letzten Jahre zeigt deutlich, dass die Ausdehnung der Agrarflächen besonders in den südlichen Regionen des Untersuchungsgebiets zugenommen hat, da dort das qualitativ hochwertigere Wasser des Tarim genutzt werden kann.

Unter Berücksichtigung der oben genannten Bedingungen werden zusätzliche Felder eingefügt (Abbildung 6-11). Das digitale Geländemodell muss in diesen Regionen entsprechend angepasst werden. Die Felder werden als ebene Oberfläche definiert, die von einem erhöhten Erddamm umschlossen wird.

Die Intervalle und Intensitäten der Bewässerung müssen in den Szenarien ebenfalls einheitlich definiert sein. Hierzu werden für die 15 Bewässerungsregionen die Zeitreihen aus dem Jahr 2012 verwendet, die für die Berechnung der Szenarien als typischer Jahresgang definiert werden (Kapitel 5.1.4).

Natürliche Vegetation

Eine Zu- bzw. Abnahme der Agrarflächen führt in der Folge auch zu einer entsprechenden Veränderung der natürlichen Vegetation. Für die zuvor beschriebenen Landnutzungsänderungen muss die natürliche Vegetation anhand des Luftbildes von 2004 rekonstruiert bzw. durch Agrarvegetation ersetzt werden (Abbildung 6-12).

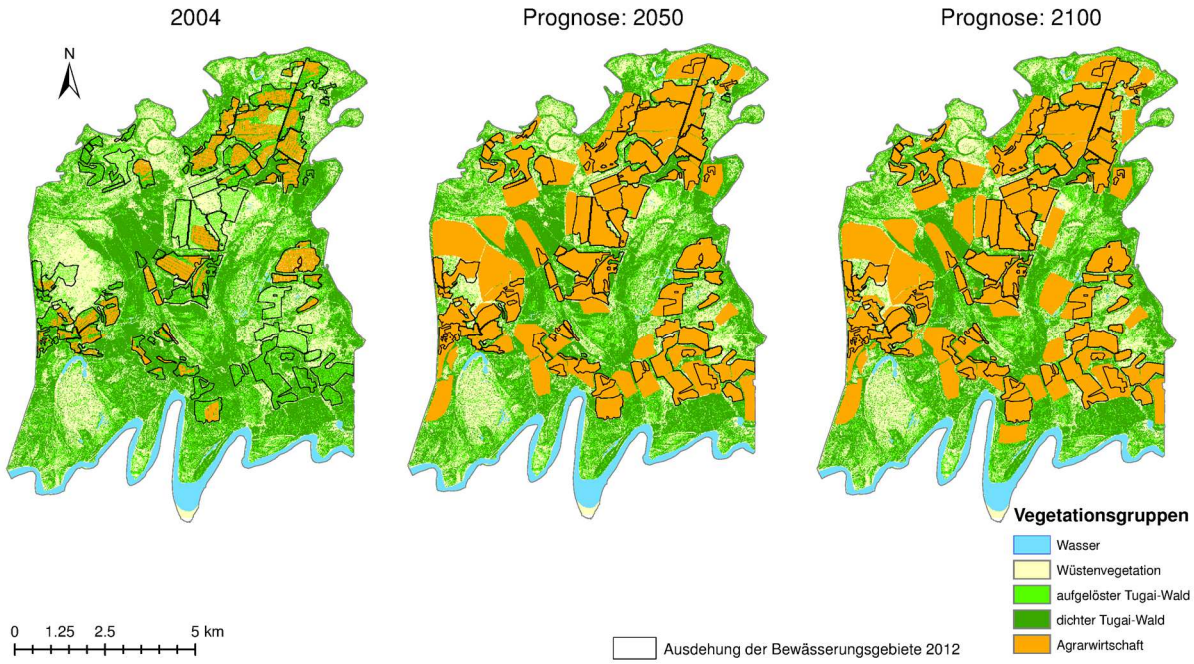


Abbildung 6-12: Vegetationsgruppen für die vergangene und prognostizierte Landnutzungssituation

Für die Berechnung der Transpiration wird zudem der aktuelle Blattflächenindex benötigt, der zuvor aus den Zeitreihenpixeln der MODIS-Daten generiert wurde (Kapitel 4.8). Der generalisierte Jahresgang des Blattflächenindex wird durch Mittelwertbildung aus den Daten der Jahre 2011 – 2013 bestimmt (Abbildung 6-13).

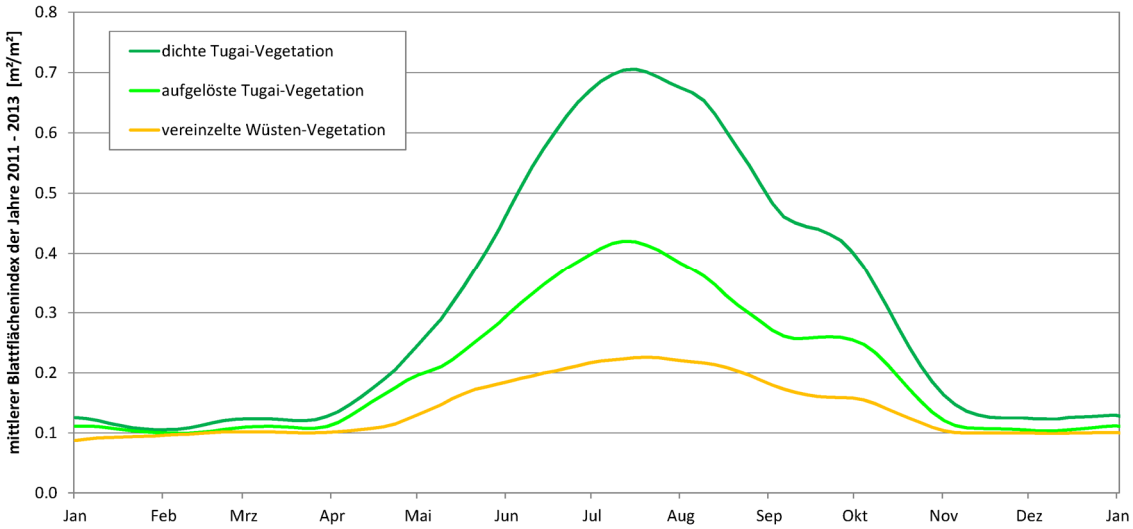


Abbildung 6-13: Jahresgang des Blattflächenindex für verschiedene Vegetationsgruppen

Klimadaten

Klimaveränderungen wirken sich in zweierlei Hinsicht auf die Hydrologie der Region aus. Infolge einer durchschnittlichen Erhöhung der Temperatur kommt es zu einer gesteigerten potentiellen Evapotranspiration, wodurch sich auch die Transpiration der Vegetation und die Bodenevaporation in der Region erhöhen. Da Niederschläge in der Region nur eine untergeordnete Rolle spielen, hätte auch eine Niederschlagserhöhung von bis zu 20 % (ca. 10 mm/a) einen nur unwesentlichen Einfluss auf den Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet. Allerdings kann eine Temperatur- und Niederschlagserhöhung die Bedingungen in den Gebirgsregionen verändern (Kapitel 2.3.3); dies hätte wiederum Auswirkungen auf das sommerliche Tarimhochwasser, indem beispielsweise durch ein verringertes Gletschervolumen der Merzenbach-See nur noch unregelmäßig ausbrechen kann. Die Folge wäre ein geringes Sommerhochwasser. Die genannten Auswirkungen einer Klimaänderung im Gebirge werden für die Modellierung der Szenarien vereinfacht über den Abfluss des Tarim mit berücksichtigt.

Die im Untersuchungsgebiet durch einen Temperaturanstieg hervorgerufene Veränderung der potentiellen Evapotranspiration wird dadurch berücksichtigt, dass der Jahresgang entsprechend angepasst wird. Die Prognosen für das Jahr 2100 gehen davon aus, dass es über das gesamte Jahr durchschnittlich ca. 3 °C wärmer sein wird (IPCC, 2013). Dieser Trend wird auch durch andere Forscher bestätigt, die einen Temperaturanstieg um ca. 2,7 °C prognostizieren (Shi, et al., 2007). Aus diesem Temperaturanstieg ergibt sich eine erhöhte potentielle Grasreferenzverdunstung, die im Modell entsprechend berücksichtigt wird (Abbildung 6-14).

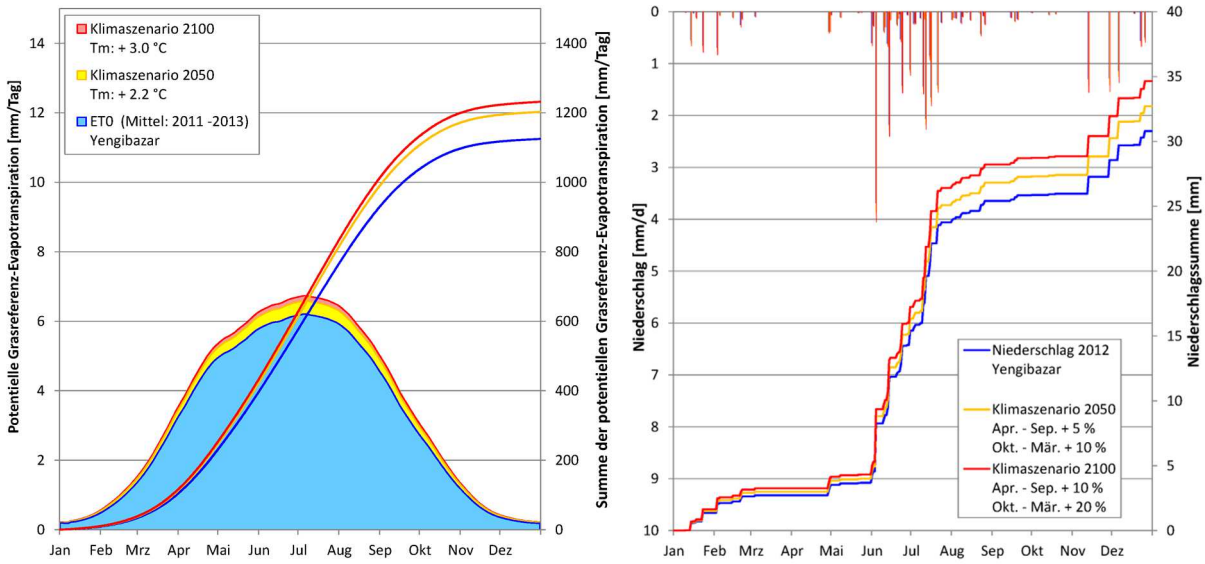


Abbildung 6-14: Auf den angepassten Klimadaten von Yengibazar basierender Jahresgang der potentiellen Grasreferenz-Evapotranspiration für die gegenwärtige Klimasituation und einen mittleren Temperaturanstieg (links) sowie Zunahme der Niederschläge (rechts) für die Jahre 2050 und 2100

Klimamodelle der Region prognostizieren zudem, dass die Niederschläge steigen werden. Es wird erwartet, dass sich bis 2100 eine Niederschlagserhöhung von ca. 10 - 20 % einstellen wird (Gao, et al., 2003). Besonders für die Wintermonate wurde eine deutliche Niederschlagserhöhung von bis zu 20 % prognostiziert (IPCC, 2013). Für die Berechnung der Szenarien wird die Niederschlagsverteilung von 2012 verwendet, die für die Wintermonate (Oktober – März) um 20 % und für die Sommermonate (April – September) um 10 % erhöht wird (Abbildung 6-14).

6.3.2 Szenario 1: Landnutzungsänderungen

Mit einem zunehmenden Ausbau der Bewässerungsgebiete verkleinert sich zwangsläufig die Fläche der Überflutungsgebiete. Konnten 2004 bei einem mittleren Hochwasser noch 58,3 km² Land überschwemmt werden, so waren es 2012 nur noch 45,8 km². Wird der prognostizierte Ausbau der Bewässerungsfelder bis 2100 erreicht, muss davon ausgegangen werden, dass dann nur noch 32,6 km² überflutet werden können. Die Überschwemmungen werden sich auf die Uferregionen des Tarim und auf den Altarm des Chayan konzentrieren (Abbildung 6-15).

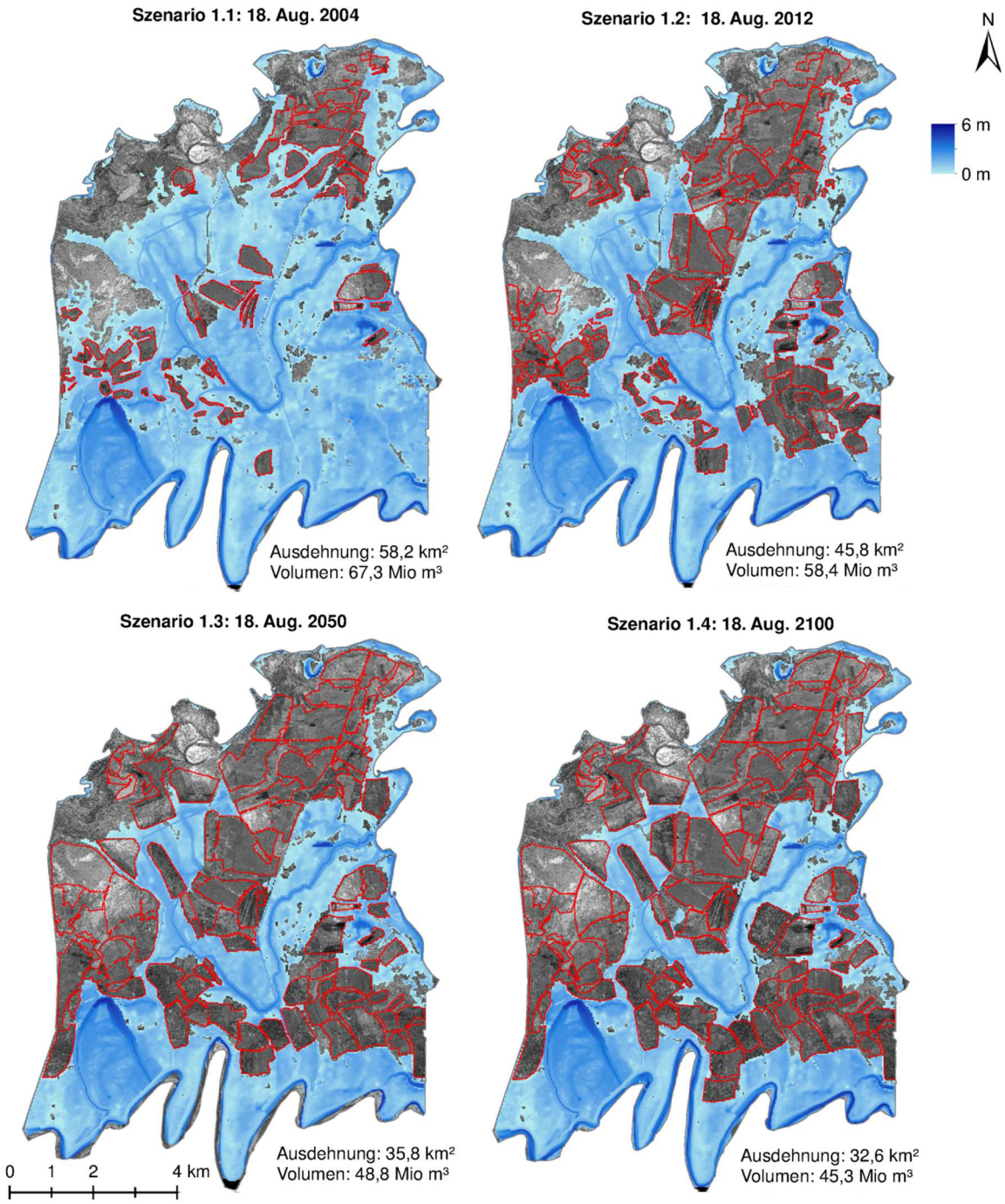


Abbildung 6-15: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen bei einem mittleren Tarimhochwasser für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100

Durch geringere Überschwemmungen verringert sich auch das Wasservolumen in den Auwäldern, so dass den Tarim-Unterliegern während der Hochwasserzeit mehr Wasser zufließen kann. Eine stetige Abnahme der Überschwemmungsflächen sowie ein geringeres Wasservolumen in den Überflutungsgebieten wirken sich zudem auf die Grundwasserneubildung aus. Den Berechnungen zufolge würde sich diese in den naturbelassenen Gebieten von 10,8 Mio. m³ (2004) auf zukünftige 7,2 Mio. m³ (2100) verringern. Im Gegensatz dazu erhöht sich durch die zusätzlichen Bewässerungsgebiete die Grundwasserneubildung in den landwirtschaftlich genutzten Regionen, da dort mehr Flusswasser im Boden versickern wird. Während die Bewässerungsgebiete in den Jahren 2004 und 2012 nicht nennenswert zur Grundwasserneubildung beigetragen haben, wird prognostiziert, dass im Jahr 2100 ca.

11 % des neugebildeten Grundwassers von den landwirtschaftlich genutzten Flächen stammen wird (Tabelle 6-3).

Tabelle 6-3: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungsänderungen

Region		gebietsabhängige Grundwasserneubildung			Grundwasserneubildung im Gesamtgebiet			
		Größe [km²]	Neubildung [Mio. m³]	Neubildung [mm/a]	Flächenanteil [%]	Neubildung [mm/a]	Summe [mm/a]	positive Neubildung [%]
2004 (Szenario 1.1)	Natur	75,3	10,8	143,4	88,3	126,6		**98,2**
	Agrar	8,1	-0,4	-49,4	9,5	-4,7	**124,3**	**0,0**
	Tarim	1,9	0,2	105,3	2,2	2,3		**1,8**
2012 (Szenario 1.2)	Natur	64,1	9,8	152,1	75,1	114,3		**98,4**
	Agrar	19,3	0,0	0,9	22,6	0,2	**116,2**	**0,2**
	Tarim	1,9	0,1	76,3	2,2	1,7		**1,5**
2050 (Szenario 1.3)	Natur	51,2	7,2	140,2	60,0	84,2		**81,5**
	Agrar	32,2	1,5	47,8	37,7	18,0	**103,3**	**17,5**
	Tarim	1,9	0,1	49,0	2,2	1,1		**1,1**
2100 (Szenario 1.4)	Natur	48,9	7,2	148,1	57,3	84,9		**88,6**
	Agrar	34,5	0,9	25,7	40,4	10,4	**95,8**	**10,8**
	Tarim	1,9	0,1	26,4	2,2	0,6		**0,6**

Insgesamt ist ein klarer Trend zu erkennen: mit zunehmender Ausdehnung der landwirtschaftlich genutzten Flächen wird sich die Grundwasserneubildung im Gesamtgebiet verringern.

Mit zunehmender Erschließung neuer Bewässerungsgebiete steigt auch der Wasserkonsum der Landwirtschaft kontinuierlich an. Wurden 2004 lediglich 4,0 Mio. m³ benötigt, so wird erwartet, dass 2100 mehr als die vierfache Menge an Wasser für die Bewässerung verwendet wird. Unter der Voraussetzung, dass der jährliche Abfluss über die Prognosezeit konstant bleibt, kann berechnet werden, dass zukünftig über 6 Mio. m³ Grundwasser für die Bewässerung eingesetzt werden (Tabelle 6-4).

Tabelle 6-4: Nutzung von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge Landnutzungsänderungen

Jahr	Bewässerungsfläche [km²]	Oberflächenwasser (OW) [Mio. m³]	Grundwasser (GW) [Mio. m³]	Summe [Mio. m³]	Verhältnis GW/OW [%]
2004 (Szenario 1.1)	8,1	2,64	1,39	4,03	52,6
2012 (Szenario 1.2)	19,3	6,87	3,50	10,37	50,9
2050 (Szenario 1.3)	32,2	10,83	6,06	16,89	56,0
2100 (Szenario 1.4)	34,5	11,65	6,13	17,78	53,0

Die gesteigerte Grundwasserentnahme und die verringerte Grundwasserneubildung in den naturbelassenen Regionen werden dazu führen, dass die Grundwasserstände in diesem Gebiet deutlich sinken. Der Zustand der natürlichen Vegetation hängt in besonderem Maße vom Grundwasserflurabstand ab. Können die Wurzeln wegen der tiefen Grundwasserstände nicht mehr genug Wasser aufnehmen, erhöht sich der Wasserstress (Verringerung des Trockenstress-Faktors) der betroffenen

Pflanzen. Durch den Trockenstress-Faktor können Versorgungsdefizite räumlich (Anhang G) sichtbar gemacht werden (Tabelle 6-5).

Tabelle 6-5: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2004, 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungsänderungen

Region		mittlerer Grundwasserflurabstand			mittlere Evapotranspiration		
		Winter (15.01) [m]	Sommer (15.07) [m]	Mittel [m]	ETa* [mm/a]	ETc** [mm/a]	Trockenstress-Faktor [-]
2004 (Szenario 1.1)	Natur	-1,18	-2,52	-1,26	472	697	0,68
	Agrar	-0,28	-0,49	-1,31	405	432	0,94
2012 (Szenario 1.2)	Natur	-1,73	-2,90	-1,80	429	699	0,62
	Agrar	-2,08	-2,68	-2,20	363	427	0,85
2050 (Szenario 1.3)	Natur	-1,95	-2,95	-1,92	414	687	0.60
	Agrar	-2,41	-2,89	-2,47	369	437	0.84
2100 (Szenario 1.4)	Natur	-2,09	-3,02	-2,05	405	683	0,59
	Agrar	-2,63	-2,99	-2,68	365	434	0,84

* ETa = aktuelle Evapotranspiration

**ETc = Wasserbedarf der Vegetation: vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration

Der Wasserstress in den naturbelassenen Gebieten nimmt mit zunehmender Ausdehnung der Bewässerungsgebiete zu. Der mittlere Trockenstress-Faktor verringert sich für das Gesamtgebiet von 0,68 (2004) auf 0,59 (2100). Zu negativen Folgen kommt es besonders in den Regionen, in denen allein die Grundwasserressourcen für die Bewässerung verwendet werden. Standorte mit zunehmend schlechten Lebensbedingungen für die natürliche Vegetation sind vor allem im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets zu erkennen. Zu positiven Veränderungen kommt es dagegen in den Regionen, in denen die Felder mit Flusswasser bewässert werden. Von der künstlichen Grundwasserneubildung im Bereich der Chayan-Altarmschleife und den in der Nähe des Tarim gelegenen Zonen profitiert auch die natürliche Vegetation (Anhang G). Die positiven Effekte für die Tugai-Vegetation, die die Bewässerung mit sich bringt, müssen allerdings vor dem Hintergrund gesehen werden, dass für die Erschließung neuer Felder zunächst eine großflächige Zerstörung des Auwalds erfolgt. Für die Bewertung der Vitalität der Tugai-Vegetation muss das ökologische Gleichgewicht der Gesamtregion mit berücksichtigt werden. Die prozentuale Aufteilung der Vitalitätszonen und der Bewässerungsgebiete zeigt deutlich, dass die zunehmende Landwirtschaft die Areale, in denen optimale Lebensbedingungen für die natürliche Auwaldvegetation herrschen, mehr und mehr schrumpfen lässt (Abbildung 6-16). Hingegen ist eine Zunahme der Gebiete, in denen sich die Tugai-Vegetation nicht mehr nachhaltig entwickeln kann zu verzeichnen, was in der Folge bedeutet, dass diese Regionen in Zukunft gefährdet sind, zu Wüsten zu werden.

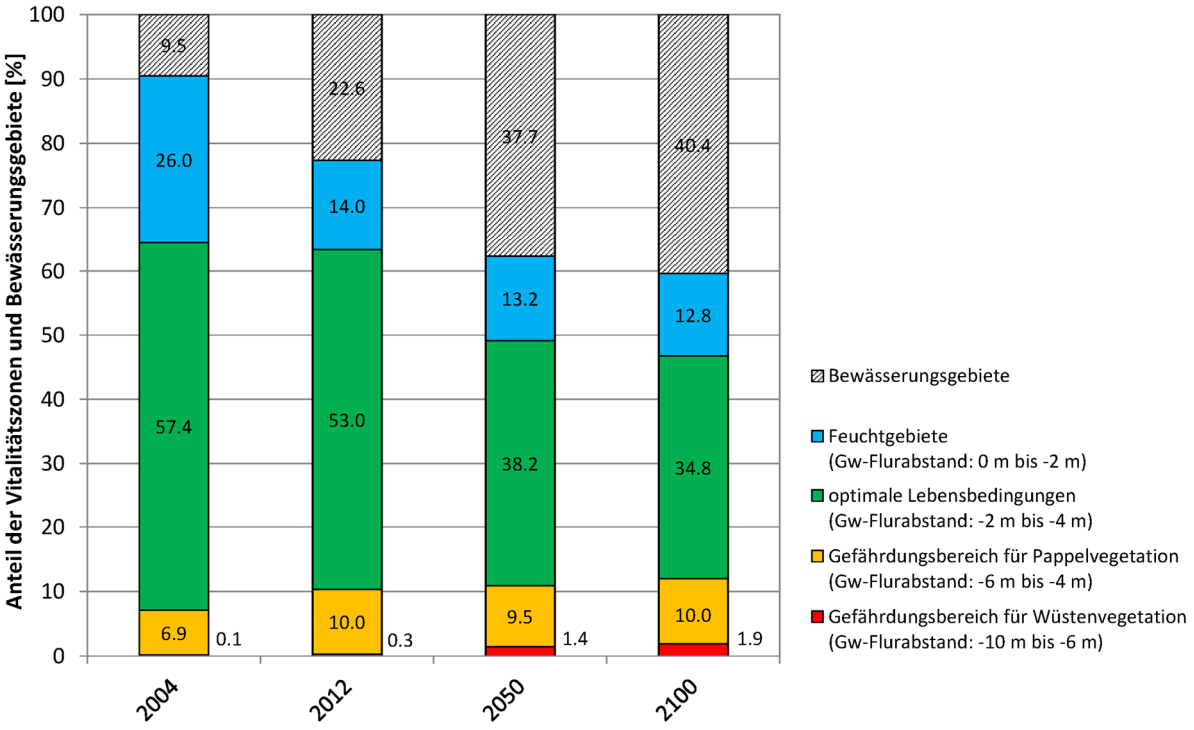


Abbildung 6-16: Veränderung der Vitalitätszonen durch zunehmende Ausdehnung der Bewässerungsgebiete

6.3.3 Szenario 2: Klimaänderungen

Die Folgen von Klimaänderungen wirken sich vorrangig auf den Tarimabfluss aus, wodurch sich vor allem das Ausmaß der Überschwemmungen sowie die daraus folgende Grundwasserneubildung im Gebiet ändern. Da die Ausdehnung der Bewässerungsgebiete in diesem Szenario konstant bleibt, können ausschließlich die Auswirkungen der Klima- und Durchflussänderungen auf die Agrarwirtschaft untersucht werden. Die Ausdehnung der Überschwemmungen richtet sich nach der Intensität des Tarimhochwassers, das für die Szenarien entsprechend gewählt wurde. Daher sind die eintretenden Überschwemmungen keine exakte Vorhersage der Überflutungen in der Region für ein entsprechendes Jahr, sondern die Hochwasserereignisse stehen vielmehr für ein charakteristisches Hochwasser, wie es tendenziell zu diesem Zeitpunkt eintreten könnte. Für das Jahr 2050 werden erhöhte Abflüsse erwartet, die großflächige Überschwemmungen (53,4 km²) mit sich bringen. Dadurch werden auch Regionen im Norden des Untersuchungsgebiets überflutet, die normalerweise trocken sind (Abbildung 6-17).

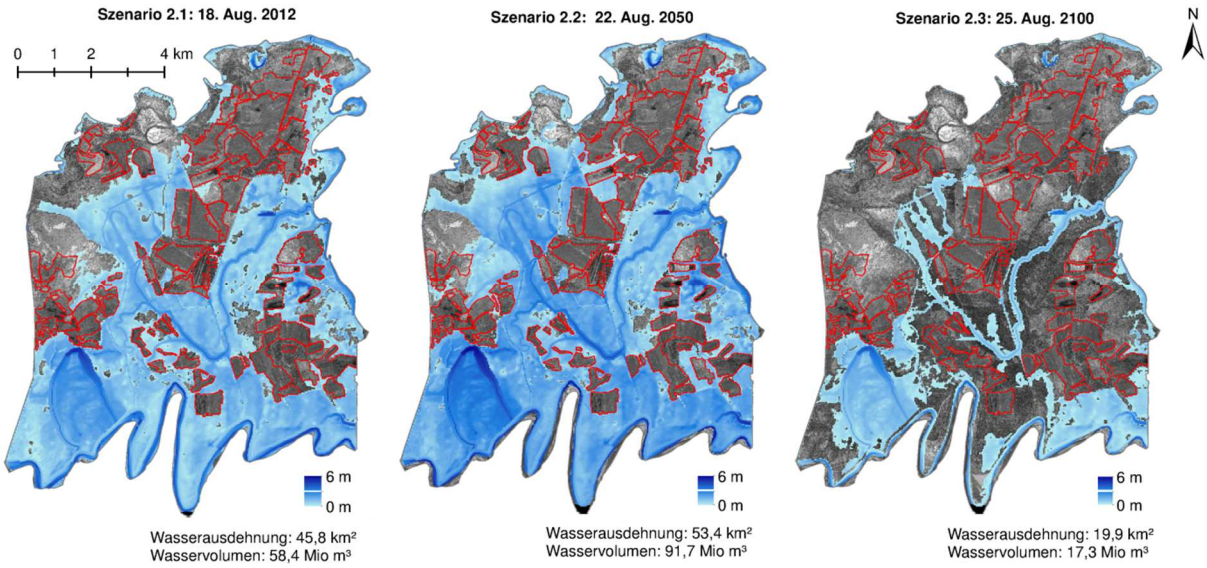


Abbildung 6-17: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge unterschiedlicher Tarimabflüsse

Für das Szenario des Jahres 2100 werden tendenziell geringer ausgeprägte Hochwasser erwartet. Dadurch kommt es nur in den Kernzonen der Auwälder zu Überschwemmungen. Da die Bewässerungsgebiete in diesen Szenarien ihre Größe beibehalten, veranschaulichen diese Ergebnisse unabhängig von den Klimaänderungen die unterschiedlichen Ausdehnungen, die die Überschwemmungen durch das jährliche Tarimhochwasser haben können.

Die sinkenden Grundwasserstände im Szenario für das Jahr 2100 sind auf die geringeren Überflutungen im Gebiet zurückzuführen, wodurch auch nur eine verringerte Grundwasserneubildung stattfinden kann. Im Vergleich zu den wasserreicheren Jahr 2012 kommt es in den naturbelassenen Gebieten zu einer Verringerung des Wasservolumens der Grundwasserneubildung von ca. 9,9 Mio. m³ auf 4,0 Mio. m³. Für das Szenario des Jahres 2050 kommt es während des Hochwassers in den Bewässerungsgebieten zu einer erhöhten Grundwasserneubildung (11,0 Mio. m³), die durch Überflutung einiger Felder entsteht (Tabelle 6-6).

Tabelle 6-6: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klimaänderungen

Region		gebietsabhängige Grundwasserneubildung			Grundwasserneubildung im Gesamtgebiet			
		Größe [km²]	Neubildung [Mio. m³]	Neubildung [mm/a]	Flächenanteil [%]	Neubildung [mm/a]	Summe [mm/a]	positive Neubildung [%]
2012 (Szenario 2.1)	Natur	64,1	9,8	152,1	75,1	114,3		**98,4**
	Agrar	19,3	0,0	0,9	22,6	0,2	**116,2**	**0,2**
	Tarim	1,9	0,1	76,3	2,2	1,7		**1,5**
2050 (Szenario 2.2)	Natur	64,1	11,0	170,8	75,1	128,4		**99,9**
	Agrar	19,3	0,0	0,6	22,6	0,1	**128,3**	**0,1**
	Tarim	1,9	0,0	-9,2	2,2	-0,2		**0,0**
2100 (Szenario 2.3)	Natur	64,1	4,0	62,1	75,1	46,6		**65,6**
	Agrar	19,3	0,8	42,8	22,6	9,7	**71,0**	**13,6**
	Tarim	1,9	1,3	661,3	2,2	14,7		**20,7**

Die direkte Grundwasserneubildung durch den Tarim hängt von den Grundwasserständen im jeweiligen Gebiet ab. Aufgrund der ausgedehnten Überschwemmungen im Jahr 2050 stellt sich ein Grundwassergradient in Richtung Tarim ein, wodurch der Fluss als Drainage wirkt und somit über eine negative Grundwasserneubildung verfügt. Im Gegensatz dazu kann im Szenario für das Jahr 2100 nahezu das gesamte Jahr über Wasser aus dem Tarim in den Grundwasserkörper infiltrieren, da die Grundwasserstände im Gebiet deutlich niederiger sind. Folglich kommt es zu einer hohen Grundwasserneubildung durch den Fluss.

Unter der Annahme, dass das Wassermanagement des Jahres 2012 beibehalten wird, sind die Änderungen bis 2050 nur unwesentlich. Dies liegt daran, dass durch die erhöhten Tarimabflüsse genügend Wasser für Bewässerung und Grundwasserneubildung vorhanden ist. Für das Zukunftsszenario 2100 wurde ermittelt, dass deutlich mehr Oberflächenwasser für die Bewässerung eingesetzt werden muss, da sich durch sinkende Grundwasserstände die lokale Wasserverfügbarkeit verringert (Tabelle 6-7).

Tabelle 6-7: Nutzung des Wasserdargebots von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung unter dem Einfluss des Klimawandels und der Durchflussänderungen des Tarim

Jahr	Bewässerungsfläche [km²]	Oberflächenwasser (OW) [Mio. m³]	Grundwasser (GW) [Mio. m³]	Summe [Mio. m³]	Verhältnis GW/OW [%]
2012 (Szenario 2.1)	19,3	6,87	3,50	10,37	50,9
2050 (Szenario 2.2)	19,3	6,76	3,63	10,39	53,7
2100 (Szenario 2.3)	19,3	7,81	2,44	17,25	31,2

Durch die verstärkte Nutzung von Flusswasser kommt es auch zu einer Beeinflussung der Grundwasserneubildung. Für das Jahr 2100 konnte berechnet werden, dass ca. 14 % des neugebildeten Wassers aus den Bewässerungsgebieten stammen.

Die Grundwasserstände werden vom Tarimhochwasser stark beeinflusst. Dies zeigt sich besonders in der Berechnung für das Jahr 2100, in der nur ein geringes Tarimhochwasser angenommen wurde. Die mittleren Grundwasserstände fallen unter 4 m. Die Folgen sind Wasserstress für die Natur aber auch für die Landwirtschaft, da die Wasserressourcen begrenzt sind und durch die klimabedingte Temperaturerhöhung zudem die Transpiration gesteigert ist (Tabelle 6-8).

Tabelle 6-8: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klimaänderungen

Region		mittlerer Grundwasserflurabstand Winter (15.01) [m]	Sommer (15.07) [m]	Mittel [m]	mittlere Evapotranspiration ETa* [mm/a]	ETc** [mm/a]	Trockenstress-Faktor [-]
2012 (Szenario 2.1)	Natur	-1,73	-2,90	-1,80	472	697	0,68
	Agrar	-2,08	-2,68	-2,20	405	432	0,94
2050 (Szenario 2.2)	Natur	1,26	-2,61	-1,29	482	715	0,67
	Agrar	-1,18	-1,94	-1,35	443	527	0,84
2100 (Szenario 2.3)	Natur	-3,48	-3,98	-3,51	279	810	0,35
	Agrar	-4,09	-4,18	-4,14	379	595	0,64

* ETa = aktuelle Evapotranspiration

**ETc = Wasserbedarf der Vegetation: vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration

Die Lebensbedingungen der natürlichen Vegetation werden durch lang anhaltende Änderungen im Abflussregime ebenfalls beeinflusst. Durch die Zunahme der Überflutungen (2050) erhöht sich den Berechnungen zufolge beispielsweise der Anteil der Feuchtgebiete in der Region, wohingegen Gebiete mit hohen Grundwasserflurabständen etwas zurückgehen (Anhang G). Treten hingegen nur noch geringe Tarimhochwasser (2100) auf, sind die Lebensbedingungen für die natürliche Vegetation deutlich schlechter. Die Anzahl der Feuchtgebiete verringert sich, wohingegen es zu einer verstärkten Ausdehnung der Trockengebiete kommt (Abbildung 6-18).

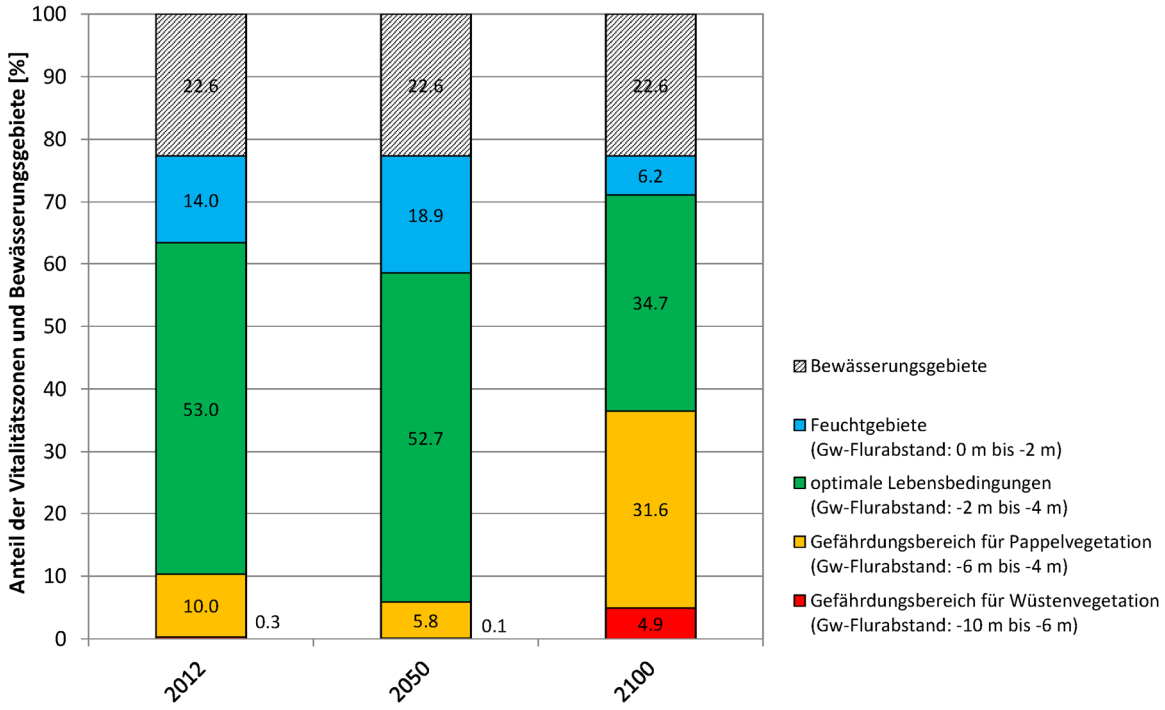


Abbildung 6-18: Veränderung der Vitalitätszonen infolge klimabedingter Veränderungen

6.3.4 Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen

Mit dem Szenario 3 sollen die Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen untersucht werden. Durch die Vergrößerung der Bewässerungsgebiete und die veränderten Klimabedingungen sind erhebliche Auswirkungen auf die natürliche Tugai-Vegetation zu erwarten. Die bis zum Jahr 2050 erwartete starke Ausdehnung der Landwirtschaft bewirkt neben einem deutlichen Anstieg des Wasserbedarfs für die Bewässerung auch eine Verkleinerung der Überflutungsgebiete. Auch wenn sich zwischen 2012 und 2050 die überschwemmbaren Regionen um lediglich 5,5 km² verringern, sind die Folgen erheblich, da die Überflutungsgebiete ohne Ausdehnung der Landwirtschaft (Szenario 2) 53,4 km² betragen hätten. Für das Szenario des Jahres 2100 wurde berechnet, dass dann nur noch ca. 16,4 km² Land überschwemmt werden. Die Bewässerungsgebiete haben einen verhältnismäßig geringen Einfluss auf diese Überschwemmungen, da diese nur noch in den Kernzonen des Auwalds stattfinden (Abbildung 6-19).

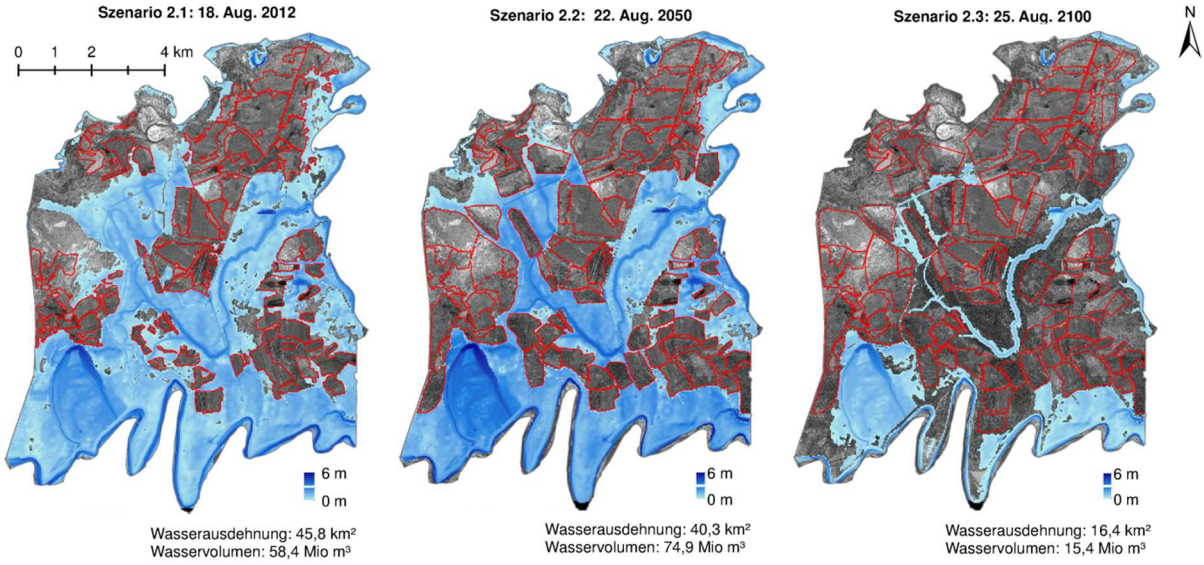


Abbildung 6-19: Maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge unterschiedlicher Tarimabflüsse und Landnutzungsänderungen

Für das Jahr 2050 konnte berechnet werden, dass der Rückgang der Grundwasserneubildung in den naturbelassenen Gebieten in etwa dem Zuwachs der Neubildung in den neu erschlossenen landwirtschaftlichen Gebieten entspricht. Der Verlust an Überschwemmungsgebieten wird durch die Bewässerung ausgeglichen, weshalb sich die Neubildungsrate im Gesamtgebiet im Vergleich zu 2012 nur unwesentlich verändert. Im Gegensatz dazu wurde ermittelt, dass die Grundwasserneubildung für das Szenario des Jahres 2100 deutlich zurückgeht. Dies ist vor allem dem geringen Tarimhochwasser geschuldet, welches bedingt, dass große Flächen nicht mehr überflutet werden (Tabelle 6-9).

Tabelle 6-9: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Landnutzungs- und Klimaänderungen

Region		gebietsabhängige Grundwasserneubildung			Grundwasserneubildung im Gesamtgebiet			
		Größe [km²]	Neubildung [Mio. m³]	Neubildung [mm/a]	Flächen-anteil [%]	Neubildung [mm/a]	Summe [mm/a]	positive Neubildung [%]
2012 (Szenario 3.1)	Natur	64,1	9,8	152,1	75,1	114,3		**98,4**
	Agrar	19,3	0,0	0,9	22,6	0,2	**116,2**	**0,2**
	Tarim	1,9	0,1	76,3	2,2	1,7		**1,5**
2050 (Szenario 3.2)	Natur	51,2	7,8	152,3	60,0	91,4		**77,5**
	Agrar	32,2	2,3	70,2	37,7	26,5	**116,8**	**22,5**
	Tarim	1,9	-0,1	-52,6	2,2	-1,2		**0,0**
2100 (Szenario 3.3)	Natur	48,9	3,2	65,8	57,3	37,7		**55,0**
	Agrar	34,5	1,5	44,2	40,4	17,9	**68,6**	**26,1**
	Tarim	1,9	1,1	584,5	2,2	13,0		**19,0**

Für das Jahr 2100 steigt der Einfluss des Tarim und der Agrarflächen auf die Grundwasserneubildung infolge der geringen Grundwasserstände deutlich an. Über das Jahr werden 19 % des Grundwassers direkt durch infiltrierendes Wasser des Tarim und 26 % durch die Bewässerungsgebiete gebildet.

Der Wasserbedarf steigt durch die Zunahme der Bewässerungsgebiete und der klimabedingt gesteigerten Transpiration deutlich an. Für das Szenario 2050 können die Bewässerungsstrategien beibehalten werden; Oberflächenwasser und Grundwasser werden zu nahezu gleichen Anteilen genutzt. Infolge der geringeren Überschwemmungen und der damit verbundenen geringen Grundwasserstände muss im Szenario 2100 vermehrt Oberflächenwasser (sofern verfügbar) für die Bewässerung verwendet werden, so dass sich die Nutzung der Grundwasserressourcen auf ca. 32 % beschränkt (Tabelle 6-10).

Tabelle 6-10: Änderung der Nutzung des Oberflächen- und Grundwassers für die Bewässerung bedingt durch Klima- und Landnutzungsänderungen

Jahr	Bewässerungs-fläche [km²]	Oberflächen-wasser (OW) [Mio. m³]	Grundwasser (GW) [Mio. m³]	Summe [Mio. m³]	Verhältnis GW/OW [%]
2012 (Szenario 3.1)	19,3	6,87	3,50	10,37	50,9
2050 (Szenario 3.2)	32,2	11,05	6,34	17,39	57,4
2100 (Szenario 3.3)	34,5	12,89	4,10	16,99	31,8

Aufgrund der klimabedingten Temperaturerhöhung steigt die Transpiration der Vegetation deutlich an. Für die Landwirtschaft bedeutet dies, dass möglicherweise die Bewässerungsgaben und -intervalle angepasst werden müssen, um den gesteigerten Wasserbedarf der Pflanzen zu erfüllen. Dieses Berechnungsergebnis hat daher nur dann Gültigkeit, wenn für die Bewässerung keine Grundwasserentnahmen aus tieferen Bereichen des Aquifers vorgenommen und die Bewässerungsintervalle beibehalten werden. Sollten zukünftig weitere, tiefer reichende Entnahmebrunnen angelegt werden, um den Wasserbedarf der Landwirtschaft zu befriedigen, könnten die Grundwasserflurabstände deutlich zunehmen. Die Berechnungen für das Jahr 2100 ergeben bereits Grundwasserflurabstände von mehr als 4 m. Durch tieferreichende Brunnen kann sich dieser Wert deutlich erhöhen, wodurch auch die angrenzende natürliche Vegetation stark beeinflusst werden würde. Der Wasserstress infolge des geringen Tarimhochwassers würde sich sowohl für die natürliche Vegetation als auch für die Agrarvegetation deutlich erhöhen (Tabelle 6-11).

Tabelle 6-11: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlichen Gebieten für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge von Klima- und Landnutzungsänderungen

Region		mittlerer Grundwasserflurabstand Winter (15.01) [m]	Sommer (15.07) [m]	Mittel [m]	mittlere Evapotranspiration ETa* [mm/a]	ETc** [mm/a]	Trockenstress-Faktor [-]
2012 (Szenario 3.1)	Natur	-1,73	-2,90	-1,80	472	697	0,68
	Agrar	-2,08	-2,68	-2,20	405	432	0,94
2050 (Szenario 3.2)	Natur	-1,56	-1,79	-1,54	461	716	0,64
	Agrar	-2,73	-2,47	-1,91	393	455	0,87
2100 (Szenario 3.3)	Natur	-3,48	-3,93	-3,48	287	806	0,36
	Agrar	-4,10	-4,15	-4,12	376	511	0,74

* ETa = aktuelle Evapotranspiration

**ETc = Wasserbedarf der Vegetation: vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration

Die höheren Tarimabflüsse bewirken im Szenario 2050 in einigen Regionen eine Verringerung der Grundwasserflurabstände, wodurch sich die Lebensbedingungen für die dortige Tugai-Vegetation verbessern. Dem entgegen wirkt allerdings die Zunahme der Bewässerungsgebiete, wodurch die mit

natürlicher Vegetation bewachsenen Flächen stark reduziert werden. Für das Szenario des Jahres 2100 wurde ermittelt, dass es durch die Verringerung des Tarimhochwassers zu einer Zunahme der Gebiete, in denen die Pappelvegetation gefährdet ist, kommt. Auch die Verwüstung nimmt in diesem Szenario deutlich zu (Abbildung 6-20).

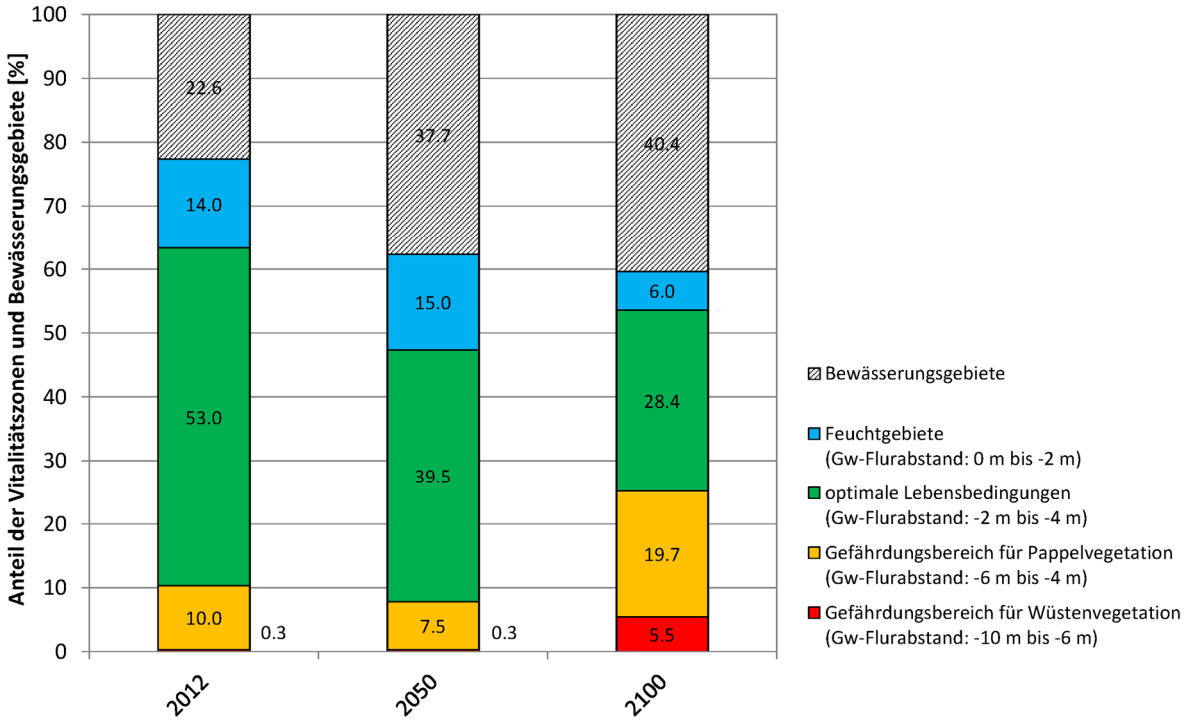


Abbildung 6-20: Veränderung der Vitalitätszonen infolge klimabedingter Veränderungen und Landnutzungsänderungen

Bei Betrachtung der Gebiete im Untersuchungsgebiet, in denen optimale Bedingungen für die Tugai-Vegetation herrschen, und der Feuchtgebiete wird deutlich, dass sich diese in den Szenarien 2 (40,9 %) und 3 (34,4 %) bis 2100 nur unwesentlich unterscheiden. Dieses Ergebnis ist ungewöhnlich, da der Anteil der Bewässerungsgebiete im Szenario 3 deutlich höher ist und damit der natürlichen Vegetation deutlich weniger Raum zum Leben bleibt. Die Erklärung liegt in den Bewässerungsgebieten: zum einen sind diese vorrangig in den Trockengebieten gelegen, zum anderen bewirkt die Bewässerung einen Grundwasseranstieg in den Regionen, wodurch sich auch die Lebensbedingungen für die natürliche Vegetation stellenweise verbessern (Anhang G).

6.3.5 Szenario 4: Eindeichung des Tarim

Die Eindeichung des Tarim im Bereich des Untersuchungsgebiets ist ein Szenario, dass schon bald eintreten könnte. Durch die zunehmende Ausdehnung der landwirtschaftlichen Flächen sind bereits jetzt einige Abschnitte des Tarim mit Hochwasserschutzdeichen versehen. Sollten die Deiche über die gesamte Länge ausgebaut werden, stünden der natürlichen Vegetation nur noch das Wasser der ökologischen Flutung und das durch den Tarim und die Bewässerung neu gebildete Grundwasser zur Verfügung. Die Ausdehnung der Überschwemmungen wird durch die Eindeichung stark beeinflusst. Im Szenario wurden entlang des Tarim Vorlandbereiche beibehalten, die noch überflutet werden können. Durch das Wehr am Beginn des Tarim-Chayan-Verbindungskanals kann die Wassermenge der ökologischen Flutung gesteuert werden, die über den Chayan den Auwäldern zufließt. Diese Steuerung hat zur Folge, dass der Zeitpunkt, an dem das meiste Wasservolumen im Gebiet vorhan-

den ist, zeitlich nicht mit dem Moment zusammenfällt, in dem die Überschwemmungsflächen ihre maximale Ausdehnung erreicht haben (Abbildung 6-21).

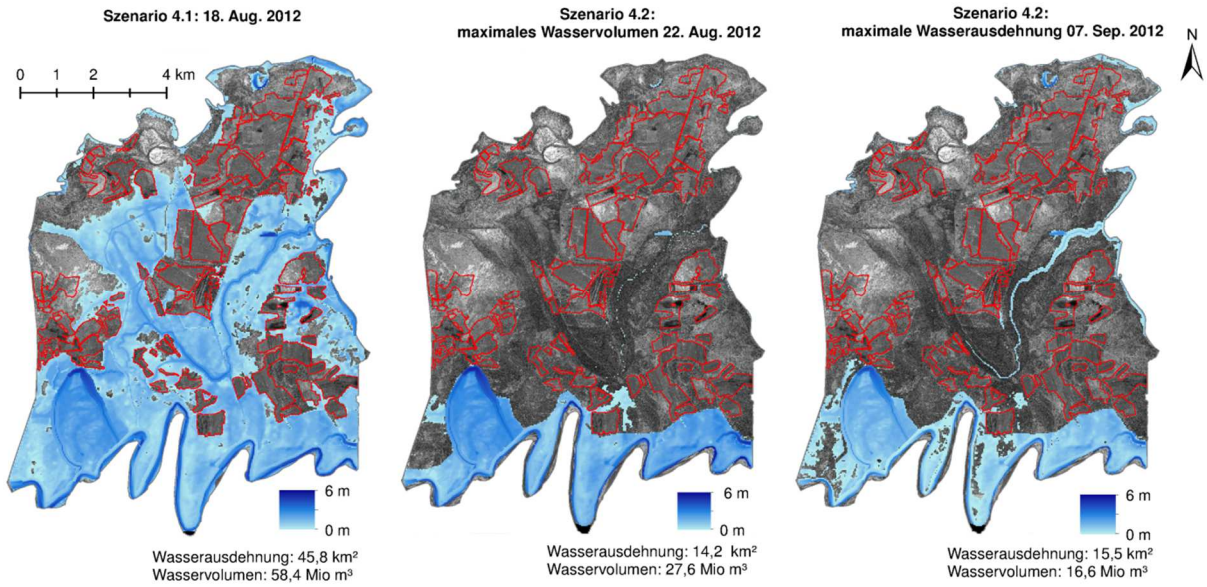


Abbildung 6-21: Maximales Volumen und maximale Ausdehnung der Überschwemmungen für das Szenario der Eindeichung des Tarim

Die für das Szenario 4.2 berechnete Grundwasserneubildung (66 mm/a) in den naturbelassenen Gebieten fällt gegenüber der Grundwasserneubildung im Ausgangsszenario 4.1 (116 mm/a) deutlich geringer aus. Es wurden zwei Spitzen zu Beginn und Ende des Hochwassers ermittelt, in denen maximal ca. 2 m³/s Grundwasser neu gebildet werden. Der Anstieg zu Beginn des Hochwassers entsteht durch die Flutung des südwestlichen Altarms, der nicht eingedeicht wurde. Der Anstieg zum Ende des Hochwassers ist auf den Einfluss der ökologischen Flutungen zurückzuführen, durch die Wasser in die Auwälder geleitet wird. Die direkte Grundwasserneubildung durch den Tarim hat mit ca. 5 % einen verhältnismäßig geringen Einfluss. Dies liegt daran, dass die Vorländer während des Hochwassers überflutet werden und somit entlang des Tarim allgemein hohe Grundwasserstände vorherrschen. Dadurch kommt es nach dem Hochwasser zu einem Rückfluss von Grundwasser in den Tarim, was eine negative Grundwasserneubildung zur Folge hat. (Tabelle 6-12).

Tabelle 6-12: Gebietsabhängige Grundwasserneubildung für die Jahre 2012, 2050 und 2100 infolge eines Deichbaus

Region		gebietsabhängige Grundwasserneubildung			Grundwasserneubildung im Gesamtgebiet			
		Größe [km²]	Neubildung [Mio. m³]	Neubildung [mm/a]	Flächen-anteil [%]	Neubildung [mm/a]	Summe [mm/a]	positive Neubildung [%]
2012 ohne Deich (Szenario 4.1)	Natur	64,1	9,8	152,1	75,1	114,3	116,2	**98,4**
	Agrar	19,3	0,0	0,9	22,6	0,2		**0,2**
	Tarim	1,9	0,1	76,3	2,2	1,7		**1,5**
2012 mit Deich (Szenario 4.2)	Natur	51,2	3,5	54,6	60,0	41,0	66,2	**61,9**
	Agrar	32,2	1,9	95,9	37,7	21,7		**32,7**
	Tarim	1,9	0,3	157,9	2,2	3,5		**5,3**

Im Bereich der agrarwirtschaftlich genutzten Flächen hingegen kommt es durch die Eindeichung des Tarim zu einer erhöhten Grundwasserneubildung, da für die Bewässerung vorrangig Flusswasser eingesetzt werden muss. Die Berechnung erfolgte unter der Annahme, dass die Landwirte ihre Brunnen nicht an die neuen Bedingungen anpassen, weshalb die Grundwasserressourcen mangels der natürlichen Neubildung sehr schnell erschöpft sind. Nach einem Deichbau werden voraussichtlich nur noch 28 % des Bewässerungswassers aus dem Grundwasser entnommen (Tabelle 6-13).

Tabelle 6-13: Änderung der Nutzung von Oberflächen- und Grundwasser für die Bewässerung infolge eines Deichbaus; Szenario für das Jahr 2012

Jahr	Bewässerungs-fläche [km²]	Oberflächen-wasser (OW) [Mio. m³]	Grundwasser (GW) [Mio. m³]	Summe [Mio. m³]	Verhältnis GW/OW [%]
2012 ohne Deich (Szenario 4.1)	19,3	6,87	3,50	10,37	50,9
2050 mit Deich (Szenario 4.2)	19,3	8,06	2,25	10,31	27,9

Es ist anzunehmen, dass die Grundwasserstände durch die Eindeichung des Tarim sehr stark fallen werden, was zu Folge hat, dass der Trockenstress für die Tugai-Vegetation und die Agrarvegetation deutlich zunehmen wird. Nach dem Deichbau stehen der natürlichen Vegetation im Mittel nur noch 30 % des benötigten Wassers zur Verfügung (Tabelle 6-14).

Tabelle 6-14: Veränderung der Grundwasserflurabstände und der Evapotranspiration in den naturbelassenen und landwirtschaftlich genutzten Gebieten für das Szenario 2012, vor und nach dem Deichbau

Region		mittlerer Grundwasserflurabstand Winter (15.01) [m]	Sommer (15.07) [m]	Mittel [m]	mittlere Evapotranspiration ETa* [mm/a]	ETc** [mm/a]	Trockenstress-Faktor [-]
2012 ohne Deich (Szenario 4.1)	Natur	-1,73	-2,90	-1,80	472	697	0,68
	Agrar	-2,08	-2,68	-2,20	405	432	0,94
2012 mit Deich (Szenario 4.2)	Natur	-3,84	-4,26	-3,88	210	697	0,30
	Agrar	-4,21	-4,26	-4,25	333	432	0,77

* ETa = aktuelle Evapotranspiration

**ETc = Wasserbedarf der Vegetation: vegetationscharakteristische potentielle Evapotranspiration

Die infolge der Eindeichung deutlich verringerten Überflutungen im Gebiet wirken sich stark auf die Lebensräume der natürlichen Vegetation aus (Anhang G). Insbesondere die Trockengebiete, in denen nur noch die Pappelvegetation bedingt überleben kann, nehmen deutlich zu. Die Folgen für das Ökosystem wären nach diesem Szenario weitreichend, da zum einen das letzte natürliche Überflutungsgebiet am Tarim zerstört und zum anderen große Teile der Tugai-Vegetation absterben würden (Abbildung 6-22).

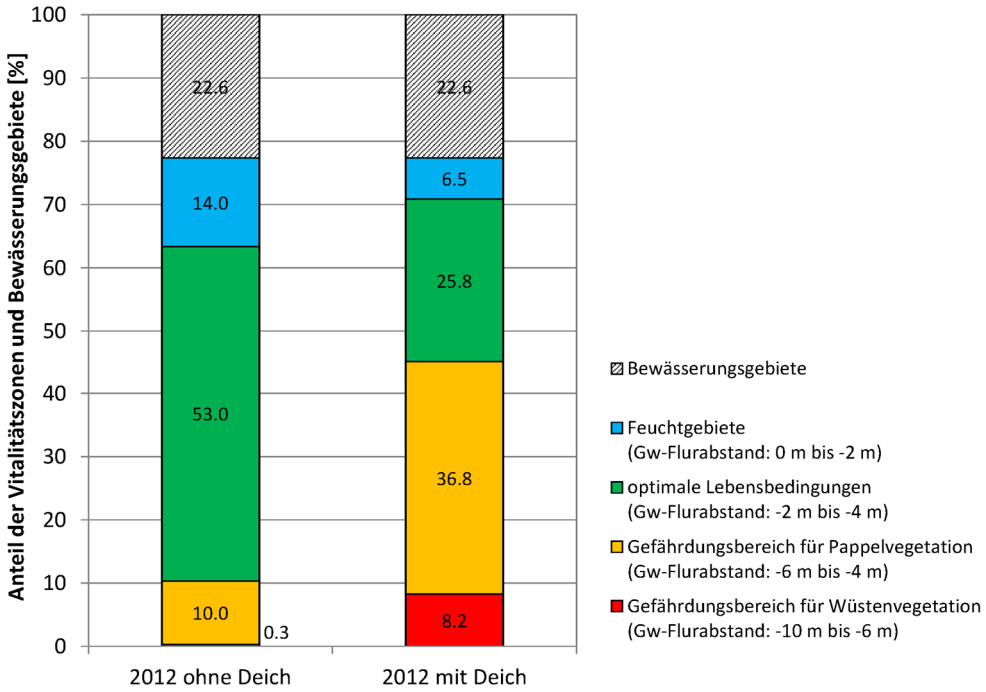


Abbildung 6-22: Veränderung der Vitalitätszonen durch die Eindeichung des Tarim

7 Bewertung der Ergebnisse

Durch die hier durchgeführten Untersuchungen konnte erstmalig der komplette Wasserhaushalt eines im Tarim-Becken gelegenen natürlichen Auwaldgebiets detailliert berechnet werden. Insbesondere der für das gesamte Ökosystem wichtige Prozess der Grundwasserneubildung konnte mitsamt seiner Einzelkomponenten entschlüsselt werden. Die durchgeführten Berechnungen ermöglichten es zudem, den Einfluss der Landwirtschaft auf die angrenzenden Tugai-Wälder zu analysieren. Die dramatischen Landnutzungsänderungen, die im Verlauf der Untersuchungen in den Jahren 2012 und 2013 stattfanden, belegen die hohe Dynamik, die in diesem Gebiet, das stellvertretend für die gesamte Region steht, herrscht. Aus diesem Grund kommt den dargestellten Berechnungsszenarien der Landnutzungs-, aber auch der Klimaänderungen ein bedeutender Stellenwert zu. Die Bewertung der Ergebnisse erfolgt anhand der drei zu Beginn aufgestellten Arbeitshypothesen:

a) Grundwasserneubildung

Die natürliche Grundwasserneubildung erfolgt allein aus dem Sickerwasser des Tarim, bei Hochwasser zusätzlich durch das infiltrierende Wasser in den Überschwemmungsgebieten. Hinzu kommen die anthropogenen Einflüsse aus den Bewässerungsgebieten und den dazugehörigen Bewässerungskanälen. Die einzelnen Anteile können für eine Beispielregion quantitativ bestimmt werden.

Für das Untersuchungsgebiet Yengibazar konnte jeweils der quantitative Anteil ermittelt werden, mit dem das Oberflächenwasser der Überschwemmungen und das Sickerwasser des Tarim einerseits sowie das Bewässerungswasser der landwirtschaftlich genutzten Gebiete andererseits zur Grundwasserneubildung beiträgt. Auch der zeitliche Verlauf des Zusammenspiels der einzelnen Komponenten der Grundwasserneubildung konnte dargestellt werden. Die Berechnungen für das Jahr 2012 zeigen, dass die Ausdehnung der Überflutungsgebiete und damit die Intensität des jährlichen Tarimhochwassers den größten Einfluss auf die Grundwasserneubildung haben. Der Tarim selbst versorgt die nahegelegenen Auwälder ganzjährig mit Grundwasser. Im weiter entfernten Hinterland trägt er jedoch nicht zur Grundwasserneubildung bei, weshalb er für die Berechnung des Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet nur eine untergeordnete Rolle spielt. Dieses Ergebnis zeigt, wie stark das Ökosystem der Tugai-Wälder auf die jährlichen Überschwemmungen angewiesen ist. Durch die Eindeichung des Tarim, eine weitere Ausdehnung der Bewässerungsgebiete in die Überschwemmungszonen sowie das Abschneiden von Altarmen wird die Grundwasserneubildung gehemmt, was dazu führt, dass sich auch die Lebensbedingungen der natürlichen Tugai-Vegetation drastisch verschlechtern.

b) Einfluss der Bewässerungsgebiete auf die Tugai-Wälder

In Bewässerungsgebieten kommt es durch die mangelnde Drainage zu einer verstärkten Infiltration, die eine lokale Anhebung des Grundwasserstandes zur Folge hat. Dieser Effekt hat sowohl positive (geringerer Grundwasserflurabstand) als auch negative (höherer Salzgehalt) Auswirkungen auf die nahegelegene Vegetation. Die Interaktion zwischen Bewässerungsgebiet und natürlicher Vegetation kann in Bezug auf die Grundwasserflurabstände und die Versalzung des Grundwassers ermittelt und bewertet werden. Mit einer naturnahen Landnutzung können natürliche Ökosysteme und Landwirtschaft nebeneinander existieren.

Die landwirtschaftlich genutzten Flächen im Untersuchungsgebiet Yengibazar werden nicht drainiert, so dass sich durch die Bewässerung direkte Folgen für das Grundwasser ergeben können. Die Beeinflussung der Grundwasserneubildung und die Auswirkungen auf benachbarte Regionen hängen stark von der Herkunft des Bewässerungswassers ab. Bei der Verwendung von Flusswasser kommt es zu einer positiven Neubildung, wohingegen die Bewässerung mit Grundwasser zu einer Grundwasserzehrung führt. Diese Effekte bewirken einen Gradienten im Grundwasserspiegel, der sich bis zu 300 m über die Grenzen der Bewässerungsgebiete hinaus auswirken kann. Die Folge sind steigende oder fallende Grundwasserspiegel in den angrenzenden Gebieten, die bis zu ± 0,5 m (Feldrand) betragen können. Wenn die Grundwasserflurabstände bedingt durch diese Veränderungen nicht mehr in dem für die Tugai-Vegetation optimalen Bereich liegen, kommt es in der Folge zu negativen Auswirkungen auf die natürliche Vegetation. Neben der Beeinflussung der Grundwasserstände kommt es durch die Bewässerung auch zu einer Verlagerung der Salzkonzentrationen. Bei Verwendung von Flusswasser für die Bewässerung wird das Salz aus den landwirtschaftlich genutzten Regionen in die Randzonen gespült. Dagegen kommt es infolge der Bewässerung mit lokalen Grundwasserressourcen zu einem Transport und einer anschließenden Akkumulation von Salz in den tieferen Bodenzonen der Bewässerungsgebiete. Die Auswirkungen auf die nahegelegenen naturbelassenen Gebiete können abhängig von der Herkunft des Bewässerungswassers wie folgt beschrieben werde (Tabelle 7-1):

Tabelle 7-1: Auswirkung der Bewässerungsgebiete auf die angrenzende natürliche Vegetation

Bewässerung mit:	Flusswasser	Grundwasser
Grundwasserflurabstände	Abnahme (+)	Zunahme (-)
Versalzung der Randzonen	Zunahme (-)	Abnahme (+)

+ positive Wirkung auf die Tugai-Vegetation
- negative Wirkung auf die Tugai-Vegetation

Salzgehalt und Grundwasserflurabstände verhalten sich gegenläufig. Dies bedeutet für das natürliche Ökosystem, dass die salzresistente Vegetation (Euphrat-Pappeln und Tamarisken) kurzfristig von den mit Flusswasser bewässerten Gebieten profitieren kann. Wenn die angrenzenden Regionen allerdings nicht durch natürliche Überflutungen gespült werden können, wird es in diesen Gebieten langfristig zu einer zunehmenden Salzakkumulation kommen, die unweigerlich die Lebensbedingungen der natürlichen Vegetation verschlechtern wird. In Regionen mit geringen Grundwasserflurabständen, wie sie beispielsweise in an Überschwemmungsgebiete angrenzenden Flächen vorkommen, kann die Feldbewässerung mit Grundwasser durchaus Vorteile für das natürliche Ökosystem mit sich bringen. Solange die Grundwasserflurabstände nicht in einem für die Vegetation kritischen Maße abgesenkt werden, kann die Bewässerung eine Verringerung der Salzkonzentrationen im Boden bewirken. Eine naturnahe Landnutzung ist prinzipiell möglich, wenn die folgenden Bedingungen beachtet werden:

- Felder sollten sich nicht direkt in Überflutungsgebieten befinden, da dadurch die Ausdehnung der Überschwemmungen behindert werden kann
- die landwirtschaftlich genutzten Flächen sollten sich in die natürliche Vegetation integrieren und nicht umgekehrt: durch kleinere, nicht zusammenhängende Bewässerungsgebiete könnte der natürlichen Vegetation und den Überschwemmungen Raum gelassen werden
- mit Hilfe eines guten Bewässerungsmanagements kann durch eine kombinierte Nutzung von Fluss- und/oder Grundwasser für die Bewässerung der negative Einfluss auf die angrenzenden Tugai-Wälder verringert werden. Wird beispielsweise für die sommerliche Feldbewässe-

rung Grundwasser verwendet, sollte durch den Winter- und/oder Frühjahrseinstau der Grundwasserstand wieder aufgefüllt werden.

c) Klima- und Landnutzungsszenarien

Der Klimawandel und die Veränderung der Landnutzung haben erhebliche Auswirkungen auf das Grundwasser und damit auch auf das natürliche Ökosystem im Tarim-Becken. Es ist anzunehmen, dass sich die Veränderungen durch den Klimawandel vorrangig auf die Hydrologie der Gebirgsregionen auswirken, wodurch eine Veränderung der Tarimabflüsse zu erwarten ist (Sorg, et al., 2012). Durch eine verstärkte Landnutzung kommt es zu einer Degradation der Böden und zu einer Versalzung des Grundwassers; diese Prozesse wirken sich wiederum auch auf das natürliche Ökosystem aus. Alle Szenarien können für eine Beispielregion in Form von Vitalitätskarten dargestellt werden.

Mit dem kalibrierten Modell wurden Szenarien berechnet, mit denen die Auswirkungen zukünftiger Klima- und/oder Landnutzungsänderungen besser abgeschätzt werden können. Als Indikator für den Zustand der Vegetation wurde der Grundwasserflurabstand gewählt. Eine Aussage über die Degradation der Böden (Versalzung) konnte für die Szenarien nicht gemacht werden, da eine zuverlässige Berechnung wegen unzureichender Daten und einer nicht geschlossenen Modellkopplung nicht möglich war. Die Landnutzungsänderung ist ein Prozess, der sich bereits kontinuierlich vollzieht. Aus diesem Grund wurde auch berechnet, welche Auswirkungen auf bereits in der Vergangenheit liegende Veränderungen zurückzuführen sind. Infolge der Ausdehnung von Bewässerungsgebieten verringern sich die Räume, in denen Überflutungen stattfinden können. Zudem werden durch Dämme die natürlichen Fließwege unterbrochen oder zumindest eingeschränkt, so dass sich die Überschwemmungen nicht mehr in einem natürlichen Ausmaß ausdehnen können. Dadurch kommt es zu einer deutlich veränderten Grundwasserneubildung. Mit den Klimaänderungsszenarien wurden die veränderten Rahmenbedingungen vor allem im Gebirge untersucht. Unter der Annahme, dass durch die zu erwartende Temperaturerhöhung die Gletscherschmelze bis 2050 anhält, kann es zu deutlich höheren Hochwasserabflüssen im Tarim kommen. Haben sich bis 2100 die Gletschermassen soweit verringert, dass die Schmelzwasserabflüsse nicht mehr zum sommerlichen Hochwasser beitragen können, verändert sich auch das Abflussregime des Tarim, so dass infolge der sinkenden Grundwasserstände die Wüstengebiete in der Region besonders nach 2050 stark zunehmen werden. Das vermutlich realistischste Szenario stellt eine Kombination aus Landnutzungs- und Klimaänderung dar, deren Auswirkungen sich in einer deutlichen Zunahme der Wüstenregionen zeigen. Ein weiteres Szenario betrachtet die Folgen, die eine Eindeichung des Tarim mit sich bringen könnte. Die Auswirkungen für die Tugai-Vegetation wären eklatant, da ein Großteil der natürlichen Vegetation nicht mehr mit Wasser versorgt werden und zugrunde gehen würde. Eine Eindeichung des Tarim sollte daher nur dann erfolgen, wenn ausreichend Wasser über Wehre in die natürlichen Überflutungsräume geleitet werden kann („ökologische Flutung“).

Für alle berechneten Szenarien konnten Karten zur Grundwasserneubildung und zur Darstellung des Trockenstresses erstellt werden; anhand der Grundwasserflurabstände wurden zudem Vitalitätskarten für die Sommer- und Wintermonate generiert werden (Anhang G).

Mit dieser Arbeit wurde der Ist-Zustand des Untersuchungsgebiets für das Jahr 2012 dokumentiert. Eine sowohl zeitliche als auch räumliche Übertragbarkeit der Ergebnisse ist nicht möglich. Bereits im

Verlauf der Untersuchungen stellte sich heraus, dass die anthropogenen Einflüsse in der Region so stark sind, dass eine zuverlässige Untersuchung nur für das Jahr 2012 möglich war. Die komplexe hydraulische Situation in diesem Gebiet stellt eine äußerst sensible Größe dar, in der bereits kleinste Veränderungen der Topografie dramatische Folgen haben können. Beispielsweise konnte belegt werden, dass sich durch den Bau eines einzelnen Damms das gesamte hydraulische Regime in großen Teilen des Überflutungsgebiets grundlegend veränderte. Um ein weiteres Beispiel zu nennen, wurden durch den Straßendamm einer neu angelegten Schotterstraße große Teile der Überflutungsräume abgeschnitten. Erst nachdem die Straße an einigen Stellen um wenige Dezimeter abgesenkt wurde, konnten die wichtigen Überschwemmungen wieder im gesamten Überflutungsgebiet stattfinden. Entsprechend eingeschränkt ist die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Regionen entlang des Tarim. Nur durch eine detaillierte Betrachtung der Überschwemmungen im Gebiet ist es möglich, eine zuverlässige Aussage zum Wasserhaushalt, der Grundwasserneubildung und den potentiellen Lebensbedingungen der Tugai-Vegetation in der Region zu machen.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Die Tugai-Wälder entlang des Tarim-Flusses stellen ein einzigartiges, schützenswertes Ökosystem dar. Die seltene Euphrat-Pappel beispielsweise kommt nur noch in dieser Region in der einst natürlichen Ausdehnung vor. Durch die Verringerung von Sand- und Staubstürmen erfüllen die Tugai-Wälder zudem eine wichtige Schutzfunktion. Mit der hier durchgeführten Untersuchung wurde das Hauptziel verfolgt, die Lebensbedingungen der Tugai-Vegetation vor dem Hintergrund von Landnutzungs- und Klimaveränderungen zu analysieren. Weil die Vegetation das lebenswichtige Wasser ausschließlich aus dem Grundwasser beziehen muss, liegt der Fokus dieser Arbeit auf der Untersuchung der Grundwasserneubildung und den damit verbundenen Grundwasserständen.

Die durchgeführte Literaturstudie belegt, dass in der Region bereits intensive Forschungsarbeit geleistet wurde, die sich allerdings besonders auf den Unterlauf des Tarim konzentriert. Dieser Flussabschnitt wird nicht mehr durch das natürliche Tarimhochwasser, sondern durch eine künstliche Wasserüberleitung überflutet. Der räumliche Einfluss des Sickerwassers des Tarim auf die Grundwasserneubildung wurde von verschiedenen Forschern analysiert, allerdings nicht der Einfluss der Überschwemmungsgebiete (Wang, et al., 2012; Huang & Pang, 2010). Ebenso wurden bereits Forschungen zur optimierten Bewässerung landwirtschaftlich genutzter Flächen und zur Degradation der Böden durchgeführt (Sun, et al., 2011; Chen, et al., 2010). Der Fragestellung, inwieweit die Bewässerungsgebiete die angrenzenden natürlichen Tugai-Wälder beeinflussen, wurde bisher nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Die Forschungsarbeiten zu den Klimaänderungen belegen, dass in der Region bereits eine Erwärmung stattgefunden hat (Chen, et al., 2009) und dass diese mit großer Wahrscheinlichkeit noch zunehmen wird (IPCC, 2013). Daher wird davon ausgegangen, dass sich infolge der Gletscherschmelze im Gebirge das hydrologische Regime langfristig ändern wird (Sorg, et al., 2012). Die Forschungsergebnisse zeigen, dass Klimaveränderungen im Zusammenspiel mit den anhaltenden dramatischen Landnutzungsänderungen unweigerlich Folgen für Mensch und Natur haben werden, für die bereits jetzt schon entsprechende Anpassungsstrategien entwickelt werden sollten.

Zur Untersuchung der Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt wurde ein Untersuchungsgebiet (85 km²) am Mittellauf des Tarim bei Yengibazar ausgewählt. Für die Berechnung kam das rasterbasierte Wasserhaushaltsmodell MIKE SHE zum Einsatz, das nahezu alle Prozesse physikalisch abbilden kann.

Da in der Region bisher nur wenige Daten erhoben wurden, war zunächst eine Ermittlung nahezu aller wasserhaushaltsrelevanten Daten erforderlich. Für die Untersuchung der Überflutungen in den Auwäldern wurden die Berechnungen mit hochaufgelösten räumlichen Daten durchgeführt. Dies stellt für diese Region eine wissenschaftliche Innovation dar, da bisherige Wasserhaushaltsuntersuchungen mangels Daten nur großskaliger durchgeführt wurden. Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein hochauflösendes Geländemodell der Firma Digital Globe verwendet; es wurden insgesamt 38 Messstellen eingerichtet, die mit automatischen Datenloggern (Schlumberger Diver) ausgestattet wurden. Diese ermöglichen es, sowohl Grundwasser- als auch Oberflächenwasserstände (Tarimwasserstand und Wassertiefen in den Überflutungsgebieten) sowie die elektrische Leitfähigkeit des Wassers in regelmäßigen Zeitintervallen (1 Stunde) zu messen. Im Untersuchungsgebiet wurden an 38 Stellen Bohrprofile gebohrt, um aus insgesamt 172 analysierten Bodenproben ein 3-dimensionales pedologisches Modell erstellen zu können. Die Klimadaten von Kuqa konnten anhand einer kurzen Messreihe aus Yengibazar an die Region angepasst werden. Des Weiteren wurden Fernerkundungsdaten zur

Ermittlung der Überschwemmungsausdehnung (TerraSAR-X), der Niederschläge (TRMM), des Blattflächenindex (MODIS) und der Vegetationsgruppen (WorldView EVI) verwendet.

Das Wasserhaushaltsmodell MIKE SHE wurde mit einer Rasterauflösung von 30 x 30 m für das gesamte Untersuchungsgebiet aufgebaut und anhand des Oberflächenwassers und der Grundwasserstände für das Jahr 2012 kalibriert. Die Validierung für das Jahr 2013 zeigte, dass die anthropogenen Veränderungen innerhalb eines Jahrs so stark waren, dass das Modell nicht ohne aufwändige Anpassungen auf andere Zeiträume übertragbar ist.

Mit dem kalibrierten Modell konnten alle wasserhaushaltsrelevanten Prozesse für das Jahr 2012 berechnet und dadurch die für die Grundwasserneubildung maßgeblichen Einflüsse bestimmt werden. Die Überschwemmungen im Gebiet sind für die Neubildung des Grundwassers von entscheidender Bedeutung. Zwischen den Bewässerungsgebieten und der angrenzenden Tugai-Vegetation besteht eine Interaktion hinsichtlich des Salztransports und der Grundwasserstände, die ca. 300 m weit reicht. Mit Hilfe des Modells wurden Berechnungsszenarien für die Jahre 2050 und 2100 durchgeführt. Die Ergebnisse machen deutlich, dass durch die kontinuierlich voranschreitende Zunahme landwirtschaftlich genutzter Flächen der natürlichen Vegetation immer weniger Raum zur Verfügung steht. Dadurch wird das Wasserdargebot sowohl für die Landwirtschaft als auch für die naturbelassenen Regionen beeinflusst. Bereits jetzt hat sich die Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet von 124 mm/a (2004) auf 116 mm/a (2012) verringert. Es wird prognostiziert, dass sich allein durch den Zuwachs von landwirtschaftlich genutzten Flächen die Grundwasserneubildung auf 96 mm/a (2100) verringern wird. Der Einfluss des Klimawandels wird sich besonders dann bemerkbar machen, wenn im Gebirge die Gletscher soweit abgeschmolzen sind, dass diese nicht mehr zu den sommerlichen Schmelzwasserzuflüssen des Tarim beitragen können. Infolge dessen wird erwartet, dass es ab 2050 zu einem deutlichen Rückgang des Hochwassers und somit zu einer entsprechenden Verringerung der Grundwasserneubildung auf ca. 69 mm/a (2100) kommt. Sollten die prognostizierten Klima- und Landnutzungsänderungen bis 2100 zutreffen, sind große Teile des Untersuchungsgebiets von der Verwüstung bedroht. Der Anteil der Regionen, in denen die Tugai-Vegetation noch optimale Bedingungen vorfindet, verringert sich von 53 % auf 28 %. Auch die Ausdehnung der Feuchtgebiete wird sich von 14 auf 6 % reduzieren.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass ein dringender Handlungsbedarf besteht, um das natürliche Ökosystem vor den gravierenden Veränderungen, die bereits begonnen haben, zu schützen. Ein möglicher Lösungsansatz bestünde in einem integrierten Wasserressourcenmanagement (IWRM) welches den gesamten Tarim beinhaltet, um die limitierten Wasserressourcen gerechter zu verteilen. Ein solches Managementsystem kann allerdings nur funktionieren, wenn die politischen, wirtschaftlichen und lokalen Entscheidungsträger kooperieren.

Mit Hilfe der hier durchgeführten Untersuchungen konnte der komplette Wasserhaushalt für einen kleinen Bereich entlang des Tarim offengelegt werden. Es wäre wünschenswert, dass zukünftig mehr hochauflösende Daten entlang des Tarim erhoben und der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt werden, um weitere detaillierte Studien durchführen zu können. Es besteht beispielsweise noch großer Forschungsbedarf hinsichtlich des Salztransports, der bisher noch nicht komplett entschlüsselt werden konnte. Die Region Yengibazar ist inzwischen das einzige Gebiet, welches noch auf nahezu natürliche Weise vom Tarim überschwemmt werden kann; die übrigen Regionen des Ober- und Mittellauf wurden bereits eingedeicht. Daher ist gerade diese Region für die Erforschung der natürlichen hydrologischen Prozesse einzigartig und besonders schützenswert.

Literaturverzeichnis

Alarcon, V. J. & Sassenrath, G. F., 2011. Modeling cotton (Gassypium spp.) leaves and canopy using computer aided geometric design (CAGD). *Ecological Modelling*, Band 222, pp. 1951-1963.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M., 1998. *FAO Irrigation and Drainage Paper - Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements).* Rome: FAO.

Baumer, C., 2002. *Die südliche Seidenstraße - Inseln im Sandmeer.* Mainz: Philipp von Zabern.

Becker, A., 1992. Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: *Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung.* s.l.:Deutsche Forschungsgemeinschaft, pp. 16-32.

Becker, A., 1995. Problems and progress in macroscale hydrological modelling. In: *Space and time scale and interdependencies in hydrological processes.* Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, pp. 135-144.

Bennett, N. D. et al., 2013. Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling & Software*, Band 40, pp. 1-20.

Bertrand, A., 2010. The Hydraulic Systems in Turfan (Xinjiang). *The Silk Road,* Band 8, pp. 27-41.

Blaney, H. F. & Criddle, W. D., 1962. *Determining Consumptive Use and Irrigation Water Requirements.* s.l.:Technical Bulletin No. 1275, United States Department of Agriculture.

Blöschl, G. & Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes*, Band 9 (3), pp. 251-290.

Blume, H.-P., Stahr, K. & Leinweber, P., 2011. *Bodenkundliches Praktikum.* Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.

Bothe, J., 2010. *The Water Use of Cotton Cultivation in the Tarim River Basin in Northwest China.* Osnabrück: Unpublizierte Bachelor Thesis an der Universität Osnabrück .

Bouwer, H. & Rice, R., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, Issue 12 (3), pp. 423-428.

Brosius, F., 1998. *SPSS 8 Professionelle Statistik unter Windows.* 1. Aufl. Hrsg. Bonn: International Thomson Publishing.

Canadell, J. et al., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the globale scale. *Oecologia*, Band 108, pp. 583-595.

Carsel, R. F. & Parrish, R. S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research,* Band 24(5), pp. 755-769.

Chang, H. et al., 2012. Magnetostratigraphic and paleoenvironmental records for a Late Cenozoic sedimentary sequence drilled from Lop Nor in the eastern Tarim Basin. *Global and Planetary Change,* Band 80-81, pp. 113-122.

Chavanne, J. D., 1880. *Central Asien.* s.l.: A. Hartleben Verlag in Wien, Pest u. Leibzig.

Chen, W. et al., 2010. Evaluating salinity distribution in soil irrigated with saline water in arid regions of northwest China. *Agricultural Water Management,* Band 97, pp. 2001 - 2008.

Chen, Y. et al., 2009. Fifty-year climate change and its effect on annual runoff in the Tarim River Basin, China. *Quaternary International,* Band 208, pp. 53-61.

Chen, Y., Chen, Y. & Liu, J., 2009. Variations in groundwater chemistry and the movement of salt influenced by the dikes in the wetlands of middle reaches of Tarim River. *Journal of Liaocheng University (in Chinese)*, Band 22, pp. 79-85.

Chen, Y. et al., 2010. Effects of ecological water conveyance on groundwater dynamics and riparian vegetation in the lower reaches of Tarim River, China. *Hydrological Processes,* pp. 170-177.

China Daily, 2013. *www.chinadaily.com.cn.* [Online]
Available at: http://www.chinadaily.com.cn/business/2013-05/21/content_16517043.htm
[Zugriff am 10 08 2013].

China Statistical Press, 2013. *Statistisches Jahrbuch Xinjiang 1978 - 2010.* [Online]
Available at: http://www.xjtj.gov.cn/stats_data/tjnj/2011nj/l1/l1-13.htm
[Zugriff am 13 07 2013].

Crawford, N. & Linsley, R., 1966. *Digital simulation in hydrology: the Sanford Watershed Model IV: Technical Report no. 39.* Stanford: Department of Civil Engineering, Stanford University.

Davis, S. N. & De Wiest, R. J. M., 1966. *Hydrogeology.* s.l.:Krieger Publishing Company.

DHI Water & Environment, 2007. *MIKE SHE User manual, Volume 1: User Guide.* Hørsholm: DHI Water & Environment.

Digital Globe, 2013. *www.digitalglobe.com.* [Online]
Available at: http://www.digitalglobe.com/products/information/advanced-elevation-series#specifications
[Zugriff am 08 10 2013].

DIN 4049-3, 1994. *Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie - Abschnitt 3: Unterirdisches Wasser.* Berlin: Beuth Verlag.

Disse, M., 1995. Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Band 53.

Disse, M., Keilholz, P. & Cyffka, B., 2011. *Nachhaltiges Management von Flussoasen entlang des Tarim-Flusses in Nordwest-China.* Braunschweig: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung.

DLR, 2014. *SRTM Products,* aufgerufen am: 09.03.2014: Internetseite: http://www.dlr.de/eoc/en/Portaldata/60/Resources/dokumente/7_sat_miss/srtm_products_en.pdf.

Dongping, Y., 2011. *The China Environment Yearbook, Volume 5: State of Change: Environmental Governance and Citizen' Rights.* Leiden: Koninklijke Brill NV.

Einfalt, T., Jessen, M. & Mehlig, B., 2005. Comparison of Radar and Raingauge Measurements during Heavy Rainfall. *Water Science and Technology,* Band 51, pp. 195-201.

Eusemann, P., Petzold, A., Thevs, N. & Schnittler, M., 2013. Growth patterns and genetic structure of Populus euphratica Oliv. (Salicaceae) forests in NW China - Implications for conservation and management. *Forest Ecology and Management*, Band 297, pp. 27-36.

FAO, 2013. *www.fao.org.* [Online]
Available at: http://www.fao.org/nr/water/cropinfo_cotton.html
[Zugriff am 02 10 2013].

Gao, X., Zao, Z. & Ding, Y., 2003. Climate change due to greenhouse effect in Northwest China as simulated by a regional climate model. *Journal of Glaciology Geocryology,* Band 25, pp. 165-169.

Gattke, C., 2006. *Modellvergleich zur Untersuchung struktureller Unsicherheiten - Anwendung objektorientierter Methoden in der hydrologischen Modellierung.* Bochum: Dissertation an der Ruhr-Universität Bochum.

Gebel, H. G. K. & Mahasneh, H. M., 2012. *Qulban Beni Murra - Unknown Mid-Holocene Sepulchral Green Desert Landscapes, Pastoral Well Cultures, and the Origins of Arabia's Oasis Economies, In: Wasserwirtschaftliche Innovationen im archäologischen Kontext.* Rahden/Westf.: Leidorf.

Giese, E., 2005. *Wasserresourcen und deren Nutzung im Flussbecken des Tarim.* Giessen: s.n.

Glazirin, G. E., 2010. A century of investigations on outbursts of the ice-dammed lake Merzbacher (Central Tian Shan). *Austrian Journal of Earth Sciences,* Band 103/2, pp. 171-179.

Gstaiger, V. et al., 2012. Multi-sensoral derivation of inundated areas using TerraSAR-X and ENVISAT ASAR data. *International Journal of Remote Sensing*, Band 33 (22), pp. 7291-7304.

Hai-Long, L., Chen, X. & Wang, L., 2007. Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/ MIKE 11 modeling system for an arid watershed. *Journal of Hydrology,* Band 347, pp. 448-459.

Halik, Ü. et al., 2006. The potential influence of embankment engineering and ecological water transfers on the riparian vegetation along the middle and lower reaches of the Tarim River. In: *Watershed and Floodplain Management along the Tarim River in China's Arid Northwest.* Aachen: Shaker Verlag, pp. 221-236.

Hanshu, 2 Jh. n. Chr.. Übersetzung von Hulsewé 1979.

Hao, H., Ferguson, D. K., Chang, H. & Li, C.-S., 2012. Vegetation and climate of the Lop Nur area, China, during the past 7 million years. *Climate change,* Band 113, pp. 323-338.

Hao, X. et al., 2010. Hydraulic lift in Populus euphratica Oliv. from the desert riparian vegetation of the Tarim River Basin. *Journal of Arid Enviroments*, Band 74, pp. 905-911.

Hargreaves, G., Hargreaves, G. & Riley, J., 1985. Agricultural benefits for Senegal River Basin. *Journal of Irrigation and Drainage*, Band ASCE 111, pp. 113-124.

Haude, W., 1954. Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitteilungen des Deutschen Wetterdiensts,* Band 8, pp. 2-22.

Hedin, S., 1904. *Scientific results of a journey in central asia 1899 - 1902, Vol. I The Tarim River.* Stockholm: Kungl. Boktryckerit. P.A. Norstedt & Söner.

Herrmann, A., 1931. *Lou-Lan.* Leipzig: F.U. Brockhaus.

Hofmann, S., 2006. Comparative analysis of Uyghur and Han-Chinese farm management along the middle reaches of the Tarim River. In: *Watershed and Floodplain Management along the Tarim River in China's Arid Northwest.* Aachen: Shaker Verlag, pp. 359-371.

Hölting, B. & Coldewey, W. G., 2013. *Hydrogeologie.* 8. Hrsg. Berlin: Springer Spektrum.

Hoppe, T., 1992. *Chinesische Agrarpolitik und uygurische Agrarkultur im Widerstreit.* Hamburg: Mitteilungen des Instituts für Asienkunde.

Hou, P. et al., 2007. Response to environmental flows in the lower Tarim River Xinjiang, China: Groundwater. *Journal of Environmental Management*, Band 83, pp. 371-382.

Huang, T. & Pang, Z., 2010. Changes in groundwater induced by water diversion in the Lower Tarim River, Xinjiang Uygur, NW China: Evidence from environmental isotopes and water chemistry. *Journal of Hydrology,* Band 387, pp. 188-201.

Hu, H., Ye, M. & Li, J., 2008. The water transfer effects on agricultural development in the lower Tarim River, Xinjiang of China. *Agricultural Water management,* Band 95, pp. 69-68.

IPCC, 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.* New York: Cambridge University Press.

Jacob, C., 1940. *On the flow of water in an elastic artesian aquifer.* s.l.:Transactions, American Geophysical Union.

Ji, F., Ma, Y. & Fan, Z., 2001. Soil water regime in Populus Euphratica forest on the Tarim River alluvial plain. *Acta Phytoecological Sinica*, Band 25(1), pp. 17-21.

Keilholz, P., 2012. *Untersuchungen zur Hydrologie und Paläohydrologie von Qulban Beni Murra in Südostjordanien; In: DWhG – Zehn Jahre wasserhistorische Forschungen und Berichte.* Siegburg: DWhG.

Keilholz, P., Disse, M. & Huth, J., 2013. *TerraSAR-X based detection of water surfaces and their groundwater recharge in areas with dense vegetation,* Oberpfaffenhofen : 5th TerraSAR-X / 4th TanDEM-X Science Team Meeting 11 June 2013.

Khamzina, A., Sommer, R., Lamers, J. & Viek, P., 2009. Transpiration and early growth of tree plantations established on degraded cropland over shallow saline groundwater table in northwest Uzbekistan. *Agricultural and Forest Meteorology*, Band 149, pp. 1865-1874.

Kirstensen, K. & Jensen, S., 1975. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Royal Veterinary and Agricultural University, Nordic Hydrology,* Band 6, pp. 170-188.

Kliucininkaite, L., 2011. *SuMaRiO internal report of the Fieldwork 2011,* Neubiberg: Universität der Bundeswehr München.

Liu, T. et al., 2013. On the relationship between historical land-use change and water availability: the case of the lower Tarim River region in northwestern China. *Hydrological Processes,* Band 27, pp. 251-261.

Liu, Y. & Chen, Y., 2006. Impact of population growth and land-use change on water resources and ecosystems of the arid Tarim River Basin in Western China. *International Journal of Sustainable Development & World Ecology,* Band 13, pp. 1-11.

Li, W. et al., 2010. Response of groundwater chemical characteristics to ecological water conveyance in the lower reaches of the Tarim River, Xinjiang, China. *Hydrological Processes,* pp. 187-195.

Li, W. et al., 2000. *Study on Groundwater Exploitation in Perspective Area in Tarim Basin.* Beijing: Geological Publishing House.

Luo, C. et al., 2009. A lacustrine record from Lop Nur, Xinjiang, China: Implications for paleoclimate change during Late Pleistocene. *Journal of Asian Earth Sciences,* Band 34, pp. 38-45.

Lutz, W., 1984. *Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen.* Heft 24 Hrsg. Karlsruhe: Universität Karlsruhe (TH), Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft.

Malek, E. & Bingham, G., 1993. Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, Band 146, pp. 209-220.

Mei, X., Jiang, L. & Spencer, G., 2006. *WBI Case Studies on Integrated Water Resources Management (IWRM), China: Water Management in the Tarim Basin.* Nairobi: Alborz ILWM Project - June 2006 Workshop Proceedings.

Mikami, M. & Fujitani, T., 1995. Basic Characteristics of Meteorological Elements and Observed Local Wind Circulation in Taklimakan Desert, China. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* 73(5), pp. 899-908.

Monteith, J., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Met. Soc,* pp. 1-27.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research,* Band 12(3), pp. 513-522.

NASA, 2014. *Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM.* [Online]
Available at: http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/data.html
[Zugriff am 28 01 2014].

Nash, J. E. & Sutcliffe, I. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, Band 10, pp. 282-290.

Pang, Z., Huang, T. & Chen, Y., 2010. Diminished groundwater recharge and circulation relative to degrading riparian vegetation in the middle Tarim River, Xinjiang Uygur, Western China. *Hydrological Processes,* Band 24, pp. 147-159.

Paproth & Pietsch, 2010. *Karte des Tarim Becken.* Eichstätt: Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.

Parkinson, C. L. & Greenstone, R., 2000. *EOS Data Products Handbook, Volume 2.* Greenbelt, Maryland USA: NASA .

Penman, H., 1956. Estimating evaporation. *Trans. Amer. Geophys. Union.,* Band 37, pp. 43-46.

Pieczonka, T., Bolch, T., Junfeng, W. & Shiyin, L., 2013. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery. *Remote Sensing of Environment,* Band 130, pp. 233-244.

Plate, E., 1992. Skalen in der Hydrologie. Zur Definition von Begriffen. In: *Regionalisierung hydrologischer Parameter.* Weinheim: Beitragssammlung Deutsche Forschungsgemeinschaft, pp. 33-44.

Renger, M. & Wessolek, G., 1990. Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. *Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München,* Band 386, pp. 295-307.

Richards, L., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics,* Band 1, pp. 318-333.

Romgard, J., 2008. *Questions of Ancient Human Settlements in Xinjiang and the Early Silk Road Trade, with an Overview of the Silk Road Research Institutions and Scholars in Beijing, Gansu, and Xinjiang.* Philadelphia: Department of East Asian Languages and Civilizations.

Ruisen, Z., Xinguang, D. & Yingjie, M., 2009. Sustainable water saving: New concept of modern agricultural water saving, starting from development of Xinjiang's agricultural irrigation over the last 50 years. *Irrigation and Drainage,* Band 58, pp. 383-392.

Schaap, M. G. & Leij, F. J., 1998. Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil & Tillage Research,* Band 47, pp. 37-42.

Schapp, M., Leij, F. & van Genuchten, M. T., 2001. ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology,* Band 251(3), pp. 163-176.

Schiefer, C., 2014. *Bestimmung der Ausdehnung von Überschwemmungen und deren Beitrag zur Grundwasserneubildung in Auwäldern mit Hilfe von TerraSAR-X,* München: unpublizierte Studienarbeit am Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München.

Schmidt-Glintzer, H., 2008. *Kleine Geschichte Chinas.* Auflage 1 Hrsg. München: C.H.Beck.

Schneider, K.-J., 2002. *Bautabellen für Ingenieure.* 15 Hrsg. Düsseldorf: Werner Verlag.

Shi, Y. et al., 2007. Recent and future climate change in northwest China. *Climate Change,* Band 80, pp. 379-393.

Sorg, A. et al., 2012. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Climate Change,* Band 2, p. 725–731.

Stein, A., 1919. *Chinese Turkistan and Kansu, Sheet 21: Bugur Korla.* Dehra Dun: Colonel Sir S.G. Burrard K.C.S.I, R.E., F.R.S, Surveyor General of India.

Sun, D., Zhao, C., Wei, H. & Peng, D., 2011. Simulation of the relationship between land use and groundwater level in Tailan River basin, Xinjiang, China. *Quaternary International,* Band 244, Issue 2, pp. 254-263.

Sun, L.-D., Song, W.-J. & Jiang, T.-W., 2005. Oil And Gas Exploration And Development In Tarim Basin And The Resource of West-to-East Pipeline Project. *18th World Petroleum Congress, September 25 - 29, 2005 , Johannesburg, South Africa.*

Tachikava, T. et al., 2011. *ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results,* Washington, D.C.: http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp.

Tang, J. N. et al., 2011. The formation age and evolution of Kumtagh Desert. *Journal of Arid Land,* 3(2), pp. 114-122.

Tang, Q., Hu, H. & Oki, T., 2007. Groundwater recharge and discharge in a hyperarid alluvial plain (Akesu, Taklimakan Desert, China). *Hydrological Processes,* Band 21, pp. 1345 - 1353.

Tanji, K. K. & Kielen, N. C., 2002. *Agricultural Drainage Water Management in Arid and Semi-Arid Areas.* Rom: Food and Agriculture organization of the United Nation (FAO).

Tao, H. et al., 2011. Trends of streamflow in the Tarim River Basin during the past 50 years: Human impact or climate change?. *Journal of Hydrology,* 400 (Issues 1-2), pp. 1-9.

Tao, H., Gemmer, M., Song, Y. & Jiang, T., 2008. Ecological responses on water diversion in the lower reaches of the Tarim River, China. *Water resources research,* Band Vol. 44, pp. 1-10.

Thevs, N., 2005. Tugay vegetation in the middle reaches of the Tarim River – Vegetation types and their ecology. *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung*, pp. 63-84.

Thevs, N., 2006. *Ecology, Spatial Distribution, and Utilization of the Tugai Vegetation at the Middle Reaches of the Tarim River, Xinjiang, China.* Greifswald: Dissertation: Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.

Thevs, N., 2006. Grazing in the Tarim Huyanglin Nature Reserve. In: *Watershed and Floodplain Management along the Tarim River in China's Arid Northwest.* Aachen: Shaker Verlag, pp. 373-392.

Thevs, N., 2011. Water Scarcity and Allocation in the Tarim Basin: Decision Structures and Adaptations on the local level. *Journal of current Chinese Affairs*, Band 3, pp. 113-137.

Thevs, N., Ahemaitijiang, R. & Nuerbayi, A., 2013 (submitted). Evapotranspiration of riparian ecosystems and irrigated land anlong the middle reaches of the Tarim River, Xinjiang, China. *Agricultural and Forest Meteorology*.

Thevs, N. et al., 2011. Structure and wood biomass of near-natural floodplain forest along the Central Asian rivers Tarim and Amu Darya. *Forestry*, pp. 1-10.

Thevs, N. et al., 2008. Structure, reproduction and flood-induced dynamics of riparian Tugai forests at the Tarim River in Xinjiang, NW China. *Forestry*, Band 81(1), pp. 45-57.

Thomas, F. M. et al., 2006. Water use by perennial plants in the transition zone between river oasis and desert in NW China. *Basic and Applied Ecology*, Band 7, pp. 253-267.

Tornthwaite, C. & Mather, I., 1951. The role of evapotranspiration in climate. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B.*

Trombert, É., 2008. The Karez Concept in Ancient Chinese Sources Myth or Reality?. *T'oung Pao,* 94(1-3), pp. 115-150.

Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle. *Ann. Agron. Paris,* Band 12, pp. 13-49.

Tu-Tiempo, 2013. *Tu Tiempo.* [Online]
Available at: www.tutiempo.net
[Zugriff am 7 10 2013].

Twarakavi, N. K. C., Simunek, J. & Schaap, M. G., 2010. Can texture-based classification optimally classify soils with respect to soil hydraulics?. *Water Resources research,* Band 46, pp. 1-11.

UNDP, 2009. *Second National Communication of the Kyrgyz Republic of the United Nations Framework Convention on Climate Change.* Bishkek: UNFCCC.

van Genuchten, M. T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal,* Band 44(5), pp. 892-898.

Walkers, C., 1880. *Map of Kuldja District and the Russo-Chinese Frontier in Turkistan.* Edinburgh & London: Photo-Lithograph, W & A.K. Johnston.

Wang, H., Yang, P. & Kinzelbach, W., 2012. Modeling Ecological Water Releases to the Lower Tarim River. In: *Hydrogeology of Arid Environments,.* Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, pp. 180-184.

Wang, R., Zhang, H., You, X. & Peng, R., 2003. Remote sensing intomation extraction and analysis on ecological landscape pattern in Tarim River Basin. *Journal of Beijing Forestry University*, pp. 43-47.

Wendling, U., 1995. Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft,* Band 85, pp. 602-604.

Wiehle, M., Eusemann, P., Thevs, N. & Schnittler, M., 2009. Root sucking patterns in Populus euphratica (Euphrates poplar Salicaceae). *Trees*, pp. 991-1001.

Wittfoth, S., 2011. *Ermittlung der saisonalen Grundwasserneubildung in der hyporheischen Zone eines intermittierenden Flusses.* Greifswald: Diplomarbeit an der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald.

World Bank, 2005. *Implementation completion report (IDA-30930 SCL-43410 TF-27129) on a loan/credit in the amount of US$ 150 million to the People's Republic of China for the Tarim Basin II project,* Washington, D.C.: The World Bank.

Xia , X., 1985. *The Mysterious Lop Lake.* Beijing: Science press.

Xie, Z. & Yuan, X., 2010. Prediction of water table under stream-aquifer interactions over an arid region. *Hydrological Processes,* Band 24, pp. 160-169.

Xu, Z., Liu, Z., Fu, G. & Chen, Y., 2010. Trends of major hydroclimatic variables in the Tarim basin during the past 50 years. *Journal of Arid Environments,* Band 74, pp. 256-267.

Yang, B. et al., 2007. Dust storm frequency and its relation to climate changes in Northern China during the past 1000 years. *Atmospheric Environment,* Band 41, p. 9288–9299.

Yang, G. & Wang, Y., 1993. The development process of 93-05-05 extremely severe sandstorm and its prevention counter-measures. *Journal of Desert Research,* 13(3), pp. 68-71.

Yang, S. et al., 2007. Tectonic evolution of Tethyan tectonic field, formation of Northern Margin basin and explorative perspective of natural gas in Tarim Basin. *Chinese Science Bulletin,* Band 47, pp. 34-41.

Ye, Z., Chen, Y., Yan, Y. & Wan, J., 2009. Groundwater fluctuations induced by ecological water conveyance in the lower Tarim River, Xinjiang, China. *Journal of Arid Environments,* Band 73, pp. 726-732.

Zhang, L., 2006. A historical review of the changes to the course of the lower Tarim River. In: *Watershed and Floodplain Management along the Tarim River in China's Arid Northwest.* Aachen: Shaker Verlag, pp. 167-177.

Zhang, X. H., Yang, D. G., Xiang, X. Y. & Huang, X., 2012. Impact of agricultural development on variation in surface runoff in arid regions: a case of the Aksu River Basin. *Journal of Arid Land*, Band 4, pp. 399-410.

Zhao, C. et al., 2010. Effects of soil moisture on cotton root length density and yield under drip irrigation with plastic mulch in Aksu Oasis farmland. *Journal of Arid Land*, Band 2, pp. 243-249.

Zheng, D., Weihong, L., Dong, T. & Zhang, H., 2004. Impact of Embankment on Groundwater depth in middle reaches of Tarim River. *Journal of Desert Research*, Band 24/6), pp. 745-750.

Zhisheng, A., Kutzbach, J. E., Prell, W. L. & Porter, S. C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature,* Band 411, pp. 62-66.

Zhong, G. Q. X., 2008. *Sand-Dust Weather Almanac 2008.* Beijing: Meteorological Press.

Zhou, H. & Li, W., 2013. The effects of oasis ecosystem hydrological processes on soil salinization in the lower reaches of the Tarim River, China. *Ecohydrology,* Band 6, pp. 1009-1020.

Zhou, J. et al., 2006. Cenozoic deformation history of the Qaidam Basin, NW China: Results from cross-section restoration and implications for Qinghai–Tibet Plateau tectonics. *Earth and Planetary Science Letters,* Band 243, pp. 195-210.

Zhou, S. et al., 2012. Evapotranspiration of a drip-irrigated, film-mulched cotton field in northern Xinjiang, China. *Hydrological Processes*, Band 26, pp. 1169-1178.

Zili, F., 2002. Utilization of water resources, ecological balance and land desertification in the Tarim Basin, Xinjiang. *Science in China,* Band 45.

Anhang A: Brunnenstandorte

Brunnen	Sensor	Koordinaten: WGS 84; UTM-45 N				Grundwasser	Wasserstand im Gewässer**	Wasserstand im Auwald	Bewässerung	Modellrand
		X (rechts)	Y (hoch)	Z (Höhe)	Vermessung					
P2-01	CTD-K1828	271307.34	4572082.97	864.34	DGPS	x	-	-	-	x
P2-02	C10-K0200	271185.73	4571351.54	862.37	DGPS	x	-	-	-	x
P2-03	C10-K0204	271139.89	4569928.99	863.32	DGPS	x	K	-	-	x
P2-04	C10-K0206	271954.88	4568587.71	863.47	DGPS	x	-	-	x	-
P2-05	C10-K0291	271205.05	4566474.26	863.63	DGPS	x	-	-	-	x
P2-06	CTD-K1097	270480.14	4564339.11	864.03	DGPS	x	T	-	-	x
P2-07	C10-K0218	273903.44	4573435.77	863.34	DGPS	x	-	-	-	-
P2-08	CTD-K1821	273237.77	4571197.62	861.85	DGPS	x	-	-	-	-
P2-09	CTD-K1787	272676.00	4570407.00	862.25	GPS*	x	-	-	-	-
P2-10	CTD-K1033	273172.00	4569393.00	861.64	GPS*	x	-	-	x	-
P2-11	CTD-K1103	273046.40	4569162.93	861.73	DGPS	x	-	-	x	-
P2-12	C20-J4926	273178.45	4567963.68	861.43	DGPS	x	-	-	-	-
P2-13	C10-H9347	272313.00	4567461.00	861.82	GPS*	x	A	-	-	-
P2-14	CTD-K1050	274989.93	4573579.43	861.15	DGPS	x	C	-	-	x
P2-15	C10-K0199	274917.00	4572026.00	861.42	GPS*	x	-	-	-	-
P2-16	C10-K0230	274717.00	4570567.00	860.02	GPS*	x	-	x	-	-
P2-17	CTD-K1052	274729.22	4569439.79	861.26	DGPS	x	-	-	-	-
P2-18	C10-H9351	274831.16	4567819.89	861.43	DGPS	x	-	-	-	-
P2-19	CTD-K1785	274465.21	4567056.57	861.73	DGPS	x	-	-	-	-
P2-20	C20-J4871	273927.00	4566441.00	862.57	GPS*	x	-	-	-	-
P2-21	C10-J8768	276691.89	4574595.20	860.75	DGPS	x	-	-	x	-
P2-22	CTD-K1037	276572.94	4573807.81	861.62	DGPS	x	-	-	x	-
P2-23	C10-H9376	276358.08	4572041.64	861.09	DGPS	x	-	-	-	-
P2-24	CTD-K1087	276315.54	4570356.33	860.88	DGPS	x	-	-	x	-
P2-25	CTD-K1102	276071.82	4568991.21	860.88	DGPS	x	-	x	-	-
P2-26	CTD-K1077	276062.71	4567373.15	860.84	DGPS	x	-	x	-	-
P2-27	CTD-K1795	275611.16	4566398.83	862.57	DGPS	x	-	-	-	-
P2-28	CTD-K1028	278368.78	4574661.54	859.93	DGPS	x	-	-	x	-
P2-29	C10-K0269	277926.76	4573165.90	860.42	DGPS	x	-	-	x	-
P2-30	C10-K0264	278208.00	4570495.00	860.51	GPS*	x	-	x	-	-
P2-31	CTD-K1114	277747.00	4569437.00	860.10	GPS*	x	-	-	-	-
P2-32	C10-K0253	277448.21	4567566.22	860.91	DGPS	x	-	-	-	-
P2-33	C10-K0282	277292.88	4566789.14	860.98	DGPS	x	-	-	x	-
P2-34	CTD-K1112	279226.00	4570602.00	859.26	GPS*	x	C	-	-	x
P2-35	CTD-K1107	279969.00	4568328.00	860.11	GPS*	x	-	x	-	-
P2-36	CTD-K1091	278791.04	4567128.54	860.58	DGPS	x	-	-	x	-
P2-37	C10-H9361	280064.00	4566828.00	861.04	GPS*	x	-	-	-	x
P2-38	CTD-K1824	280068.00	4565393.00	859.89	GPS*	x	C/T	x	-	x

* Lagebestimmung mit Garmin eTrex; Höheninterpolation aus dem korrigierten digitalen Geländemodell

** Gewässer: T = Tarim; A = Altarm; C = Chayan; K = Kanal

Anhang B: Ergebnisse der Bodenanalysen

Bohrloch	Tiefe [m]	Ton < 0,002 mm [%]	Schluff 0,002 - 0,05 mm [%]	Sand > 0,05 mm [%]	Organik [%]	El. Leitfähigkeit Verdünnung 1:10 [µS/cm]	Porenanteil [-]
P2-01	-0.55	9.8	87.6	2.6	8.0	1671	
	-1.25	2.2	40.7	57.1	0.8	164	0.47
	-2.75	1.9	23.2	74.9	0.9	123	
	-3.85	2.0	24.6	73.4	0.9	82	
P2-02	-0.20	10.7	48.7	40.6	2.2	351	
	-1.30	6.3	57.8	35.9	1.9	386	
	-2.30	20.2	69.2	10.6	3.1	335	
	-3.50	29.9	59.2	10.9	3.1	347	
P2-03	-0.55	1.8	24.3	73.8	0.9	73	
	-1.55	4.7	74.5	20.8	2.3	286	
	-3.55	3.4	35.9	60.7	1.5	386	
P2-04	-0.45	1.1	12.5	86.4	6.8	3240	
	-1.55	11.7	86.2	2.1	8.2	2640	
	-2.45	4.1	77.0	18.9	6.0	2970	
	-3.15	7.8	84.9	7.3	6.0	2280	
	-3.45	6.0	91.4	2.6	5.4	2230	
	-3.95	1.6	35.1	63.3	3.0	1569	
P2-05	-0.65	1.8	22.0	76.3	1.2	104	0.46
	-1.25	1.6	44.5	53.8	1.6	257	0.48
	-1.95	7.0	86.3	6.8	2.3	163	
	-2.55	4.0	84.6	11.4	0.7	149	
	-3.65	14.4	77.4	8.2	1.7	158	
P2-06	-0.25	10.1	55.7	34.1	1.4	-	
	-1.45	1.4	41.5	57.2	0.9	-	
	-2.45	14.3	52.4	33.3	1.3	-	
P2-07	-0.65	7.0	76.0	17.1	5.0	1839	
	-1.45	6.1	79.5	14.4	2.0	554	
	-2.35	4.5	74.8	20.7	1.5	328	
	-2.75	0.8	12.6	86.6	0.7	123.3	
	-3.85	0.9	12.7	86.4	0.7	159.7	
	-4.55	5.5	61.1	33.4	3.2	1193	
	-5.60	3.5	45.1	51.4	2.0	708	
P2-08	-0.55	7.0	89.2	3.8	4.0	1440	
	-1.25	4.4	50.9	44.7	2.1	650	
	-2.25	6.0	65.1	29.0	2.4	1492	
	-3.05	1.7	22.0	76.3	1.5	605	
	-3.65	3.8	41.0	55.1	1.9	593	

Bohrloch	Tiefe [m]	Ton < 0,002 mm [%]	Schluff 0,002 - 0,05 mm [%]	Sand > 0,05 mm [%]	Organik [%]	El. Leitfähigkeit Verdünnung 1:10 [µS/cm]	Porenanteil [-]
P2-09	-0.55	4.5	58.5	37.0	2.6	1225	
	-1.45	12.1	85.0	2.9	5.0	2820	
	-1.75	12.9	85.7	1.4	4.2	1863	
	-2.25	5.8	48.9	45.2	1.5	715	
	-3.35	6.8	85.5	7.7	2.3	1061	
	-3.85	11.4	87.5	1.1	2.4	897	
	-4.15	3.5	30.4	66.2	1.2	404	
P2-10	-0.65	11.6	87.5	0.9	5.9	3250	
	-1.05	10.0	90.0	0.0	5.6	2980	
	-1.85	10.1	69.2	20.7	2.0	442	
	-2.65	5.3	75.5	19.2	1.8	402	
P2-11	-0.65	8.3	91.4	0.4	2.8	803	
	-1.05	8.6	74.9	16.5	2.1	721	
	-1.35	4.1	60.1	35.8	1.6	858	
	-2.45	4.6	59.0	36.4	1.3	605	
P2-12	-0.35	5.6	64.8	29.6	2.0	214	
	-0.85	8.7	53.4	37.9	1.4	115	
	-1.55	1.3	18.9	79.9	0.5	84	
P2-13	-1.00	28.7	68.8	2.5	4.0	-	
	-1.50	14.3	65.5	20.1	2.1	-	
	-2.00	11.4	64.7	23.9	2.4	-	
	-3.00	20.3	69.8	9.9	1.5	-	
P2-14	-0.45	0.5	17.0	82.5	0.6	64	
	-1.45	5.5	56.7	37.8	1.8	114	
	-1.85	2.7	44.2	53.1	0.9	102	
	-2.45	1.9	27.5	70.6	0.8	157	
	-2.95	8.6	80.1	11.3	2.1	245	
	-3.15	9.1	82.0	8.9	2.1	240	
	-3.45	0.1	11.8	88.1	0.9	133	
	-4.15	0.1	11.7	88.2	0.9	129	
P2-15	-0.65	4.9	58.2	36.9	3.9	1750	
	-0.95	0.7	13.8	85.6	1.2	283	
	-1.45	1.2	16.7	82.1	0.8	123	
	-2.55	2.3	37.8	59.9	1.2	106	
P2-16	-0.75	4.4	62.6	33.0	1.3	265	
	-1.15	2.7	56.8	40.5	0.9	126	

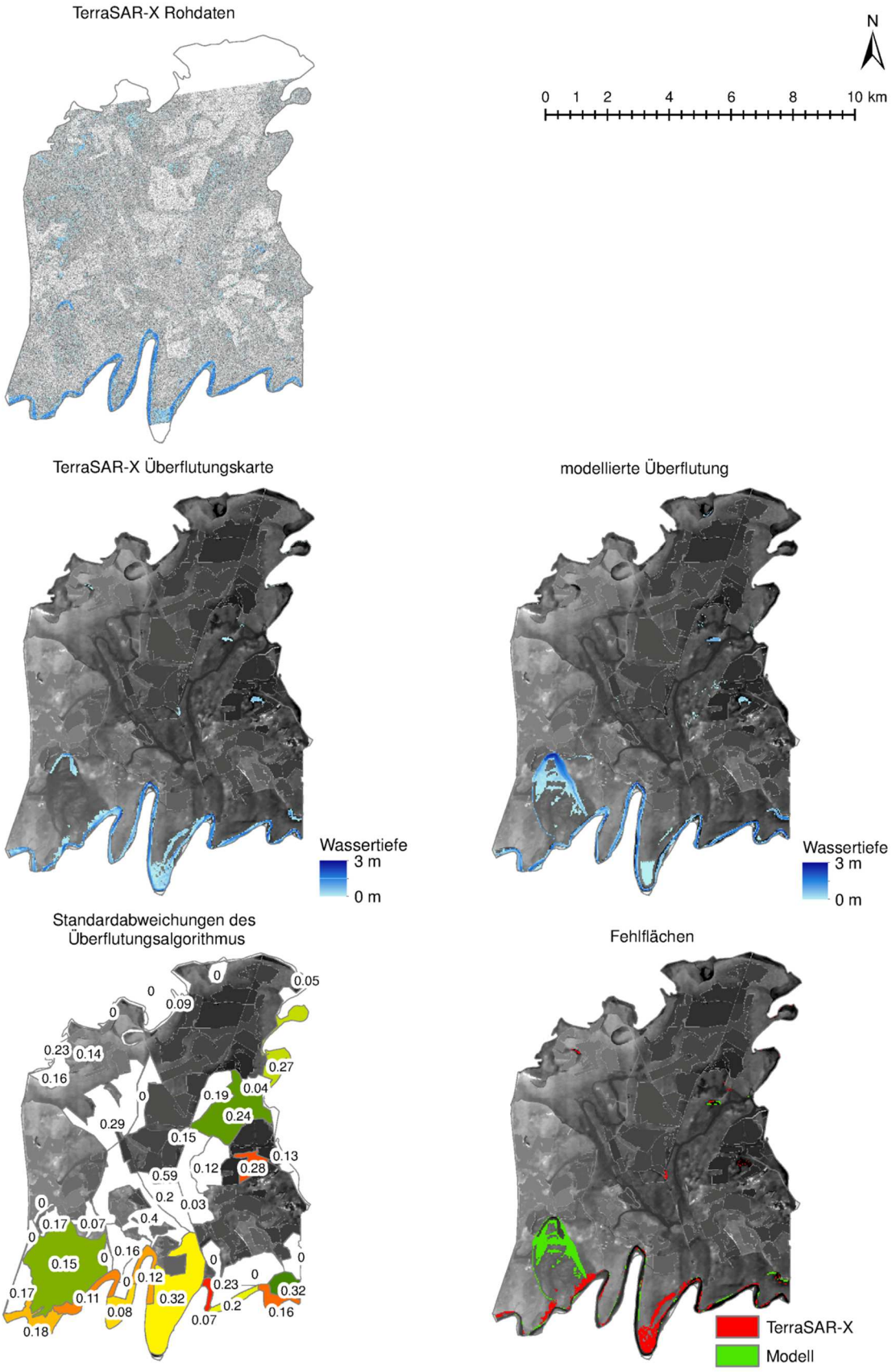
Bohrloch	Tiefe [m]	Ton < 0,002 mm [%]	Schluff 0,002 - 0,05 mm [%]	Sand > 0,05 mm [%]	Organik [%]	El. Leitfähigkeit Verdünnung 1:10 [µS/cm]	Porenanteil [-]
P2-17	-0.65	3.1	51.8	45.1	1.6	323	
	-1.45	2.0	31.5	66.5	1.4	276	
	-2.45	0.5	12.4	87.1	1.0	244	
	-3.05	0.4	10.4	89.2	1.1	525	
P2-18	-0.75	5.3	62.2	32.6	2.8	1291	
	-1.35	7.3	85.8	6.9	2.9	1215	
	-1.75	3.9	34.4	61.7	1.2	1084	
	-2.95	11.1	85.5	3.4	3.8	1529	
	-3.45	9.1	88.8	2.1	3.8	2710	
P2-19	-0.85	6.9	74.1	18.9	6.2	1930	
	-1.35	9.1	85.1	5.9	5.9	1885	
	-1.55	3.5	65.4	31.2	4.0	1607	
	-1.85	12.0	88.0	0.0	8.0	3090	
	-2.25	10.8	61.1	28.1	3.4	1150	
	-3.45	2.0	18.8	79.2	2.7	1914	
P2-20	-0.75	2.7	60.5	36.8	1.6	679	
	-1.15	5.0	79.8	15.2	3.2	1219	
	-1.85	2.2	24.2	73.6	1.3	464	
	-2.25	13.4	85.7	0.9	4.7	1141	
	-2.75	9.9	87.0	3.2	4.3	760	
	-3.25	3.7	68.1	28.2	3.2	989	
P2-21	-0.65	10.5	81.0	8.5	5.3	1276	
	-1.45	9.9	89.0	1.1	5.0	993	
P2-22	-0.35	5.7	64.1	30.2	4.0	760	
	-1.65	7.2	64.4	28.3	5.2	852	
	-2.05	5.5	81.8	12.7	4.5	491	
	-2.75	9.3	87.7	3.0	6.1	582	
	-3.15	10.5	58.3	31.2	2.6	456	
	-3.75	1.9	19.0	79.1	1.7	153	
	-4.85	1.0	14.2	84.8	1.3	131	
	-5.65	0.7	11.7	87.6	1.5	211	
	-6.45	0.8	14.4	84.8	1.0	152	
P2-23	-0.65	6.5	82.6	11.0	1.3	775	
	-1.75	2.2	29.1	68.7	0.7	224	
	-2.65	12.2	80.8	7.1	4.1	254	
	-2.95	1.2	24.7	74.1	0.9	174	

Bohrloch	Tiefe [m]	Ton < 0,002 mm [%]	Schluff 0,002 - 0,05 mm [%]	Sand > 0,05 mm [%]	Organik [%]	El. Leitfähigkeit Verdünnung 1:10 [µS/cm]	Porenanteil [-]
P2-24	-0.75	8.2	85.1	6.7	5.9	2260	
	-1.55	4.7	65.7	29.7	4.0	1125	
	-2.75	1.3	18.1	80.7	2.1	528	
	-3.25	1.2	16.6	82.2	1.9	385	
P2-25	-0.85	2.7	52.3	45.0	3.6	252	
	-1.55	6.3	78.7	15.0	3.3	158	
	-1.95	1.8	31.5	66.8	1.3	140	
	-2.95	0.6	12.9	86.5	1.0	114	
P2-26	-1.00	13.3	84.5	2.2	3.9		
	-1.50	6.4	40.5	53.2	1.6		
	-2.50	2.7	37.9	59.4	1.4		
P2-27	-0.85	0.7	14.5	84.8	2.6	590	
	-1.75	2.0	35.2	62.8	2.7	889	
	-2.35	4.2	73.5	22.3	4.0	1194	
	-3.45	10.5	87.6	1.9	6.6	1339	
P2-28	-1.25	0.5	11.1	88.5	1.7		0.46
	-1.55	5.0	88.5	6.5	2.0		0.40
	-2.55	0.8	15.3	83.9	1.2	94	
	-3.65	0.2	12.0	87.7	1.7	156	
P2-29	-0.65	4.6	68.2	27.2	2.4	138	
	-1.05	8.0	87.9	4.1	4.7	376	
	-1.35	11.1	88.1	0.8	7.1	542	
	-1.65	5.3	59.1	35.6	3.2	263	
	-1.95	3.0	44.2	52.8	2.0	182	
	-2.85	2.4	50.9	46.7	2.1	368	
	-3.45	10.1	83.7	6.3	6.1	735	
	-4.15	0.9	17.9	81.1	1.9	225	
	-4.55	0.8	16.0	83.1	2.1	332	
P2-30	-0.55	3.7	61.5	34.8	2.4	364	
	-1.75	0.8	16.1	83.0	1.7	206	
P2-32	1.00	1.5	31.6	66.9	1.0		0.49
	-0.55	4.5	78.4	17.2	9.9	1179	
	-0.65	2.0	46.9	51.1	2.9		0.50
	-1.00	6.6	89.4	4.0	3.2		0.44
	-1.15	12.5	82.9	4.6	6.6	1155	
	-1.25	2.7	32.7	64.5	2.3	495	
	-1.65	4.0	68.1	27.8	0.7		0.42
	-2.15	0.8	17.8	81.4	2.1	534	

Bohrloch	Tiefe [m]	Ton < 0,002 mm [%]	Schluff 0,002 - 0,05 mm [%]	Sand > 0,05 mm [%]	Organik [%]	El. Leitfähigkeit Verdünnung 1:10 [µS/cm]	Porenanteil [-]
P2-33	-2.35	6.3	72.9	20.8	2.7	1198	
	-2.85	11.9	73.8	14.2	2.1	574	
	-3.25	5.9	70.7	23.4	2.8	1282	
P2-34	-0.65	0.2	9.8	90.0	0.7	85	
	-1.05	0.1	10.4	89.5	0.8	97	
P2-35	-0.75	9.2	75.6	15.1	2.0	228	
	-1.65	2.0	22.4	75.6	0.8	101	
	-2.25	3.0	29.6	67.4	0.9	104	
	-2.95	0.8	9.0	90.2	0.7	109	
P2-36	-0.75	1.2	18.6	80.3	1.3	305	
	-1.55	3.0	45.6	51.3	2.5	1086	
	-1.85	9.4	85.6	5.0	2.5	945	
	-2.55	3.5	40.0	56.4	2.3	688	
	-2.95	9.1	77.9	13.0	2.5	814	
	-3.55	2.6	36.9	60.5	1.3	420	
P2-37	-0.45	10.4	86.3	3.3	3.7	1374	
	-1.55	3.2	48.5	48.3	1.9	786	
	-2.55	10.6	87.9	1.5	4.2	1120	
	-3.05	6.2	76.2	17.6	3.9	1360	
	-3.45	1.0	8.5	90.5	1.5	641	
P2-38	-0.10	2.5	49.2	48.4	2.0		
	-1.60	6.0	82.9	11.1	0.8		
	-2.00	2.1	42.4	55.5	1.9		

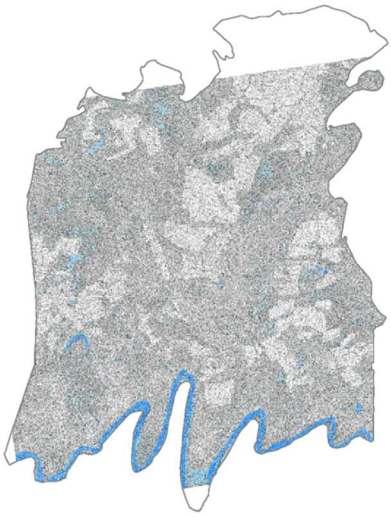
Anhang C: Vergleich der TerraSAR-X-Überflutungskarten mit den Modellergebnissen

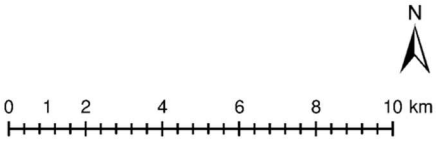
22. Jun. 2012



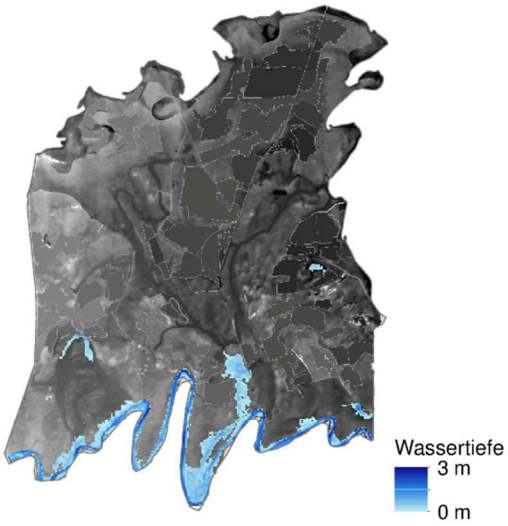
03. Jul. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

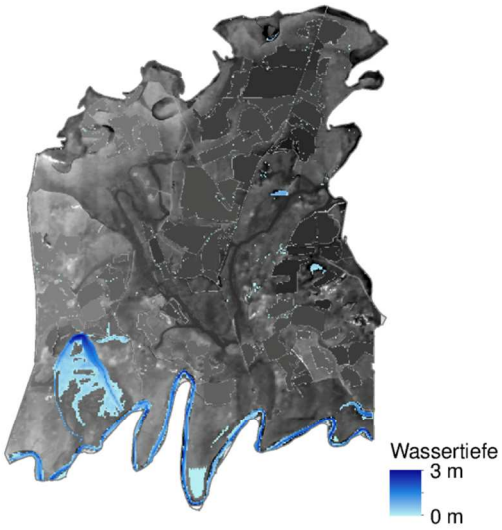




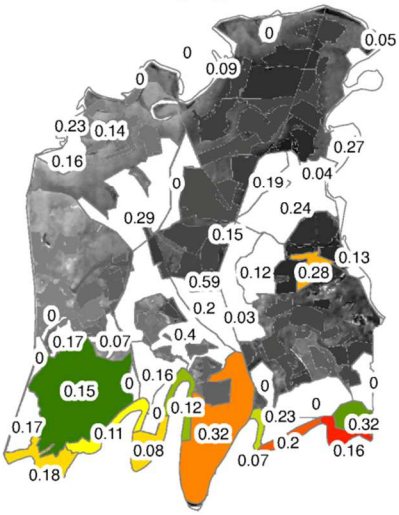
TerraSAR-X Überflutungskarte



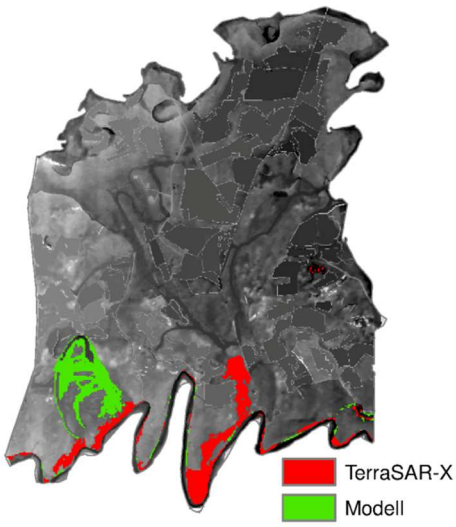
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

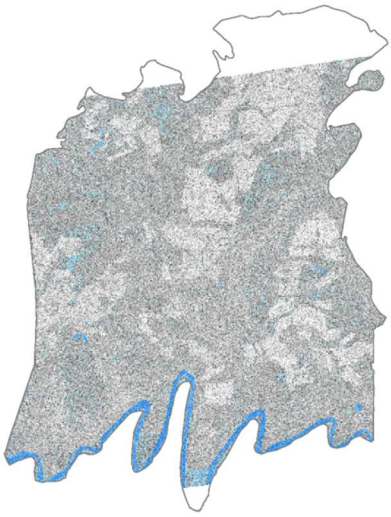


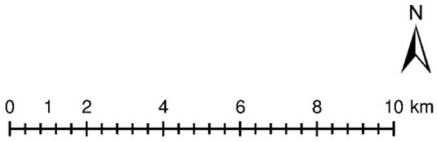
Fehlflächen



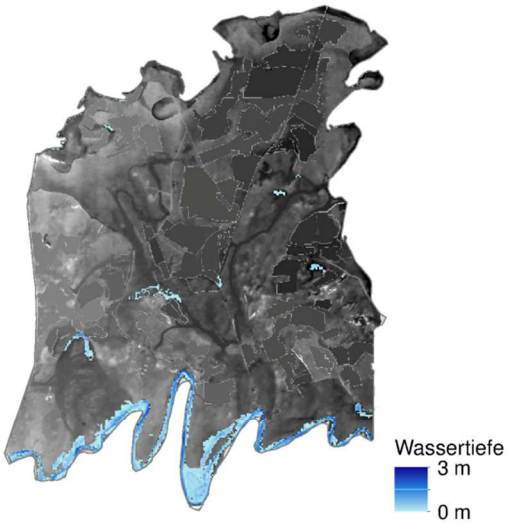
14. Jul. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

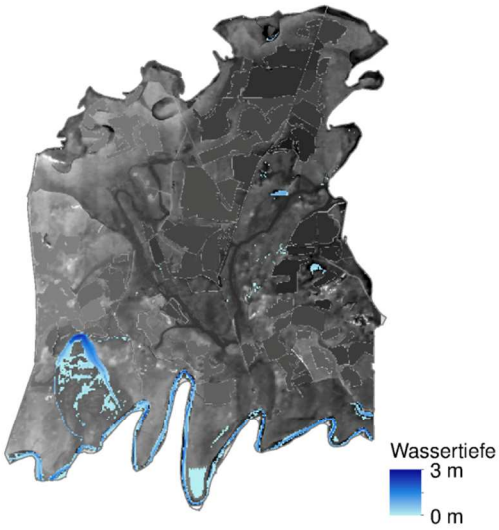




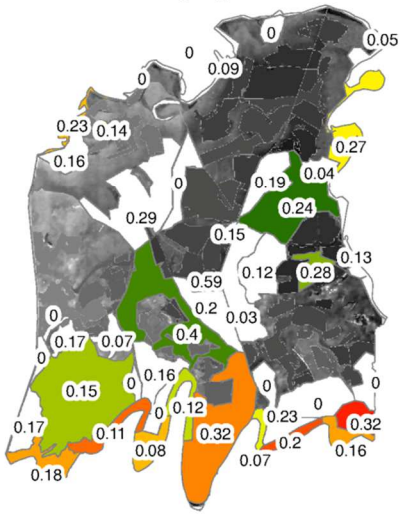
TerraSAR-X Überflutungskarte



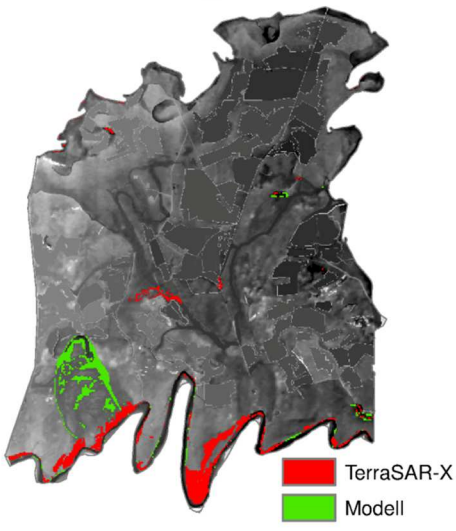
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

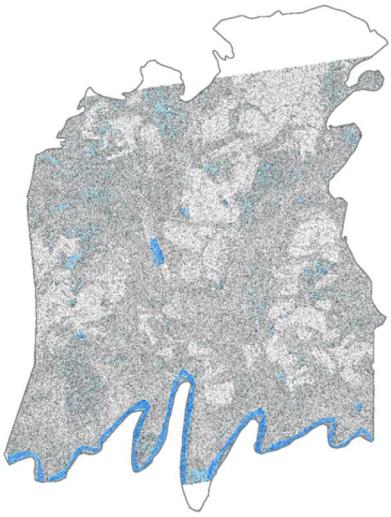


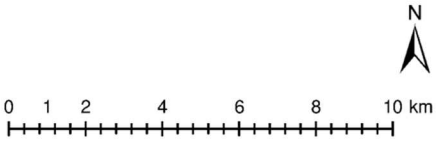
Fehlflächen



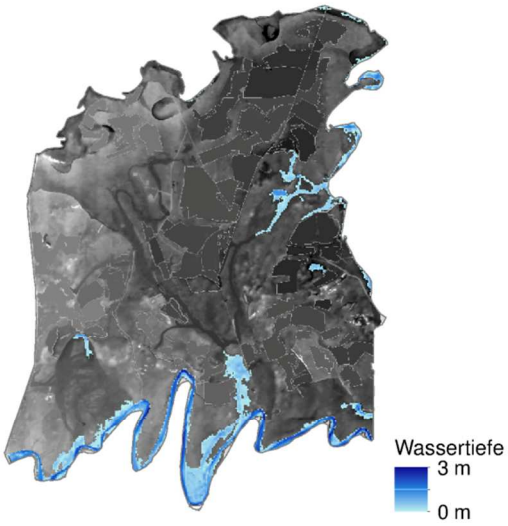
25. Jul. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

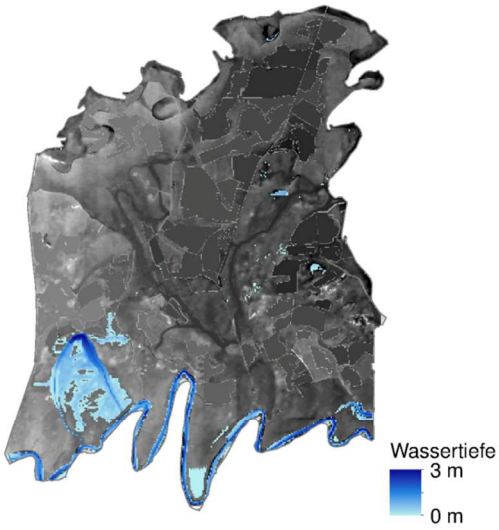




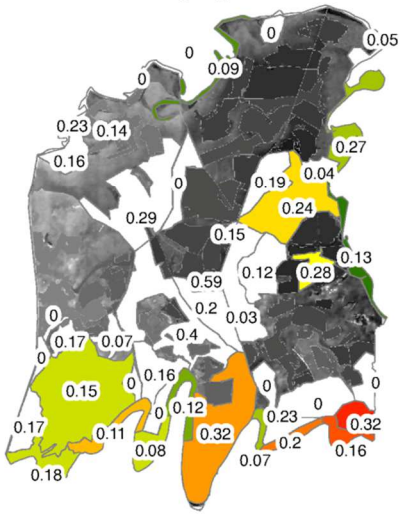
TerraSAR-X Überflutungskarte



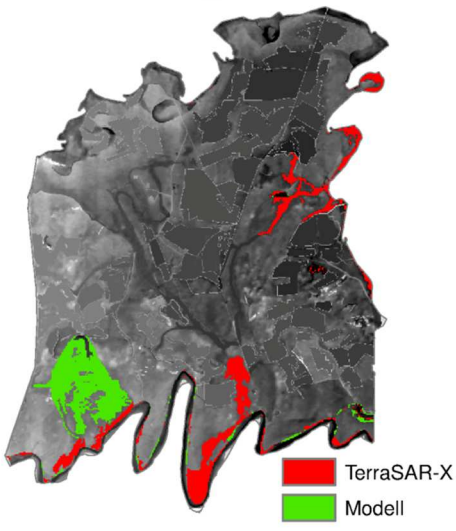
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

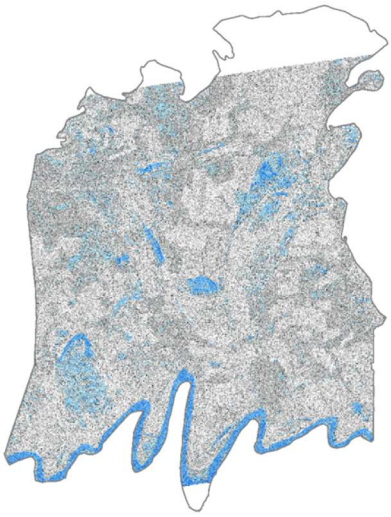


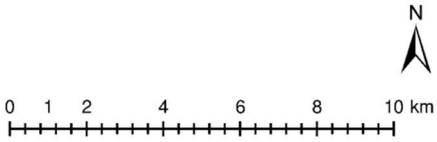
Fehlflächen



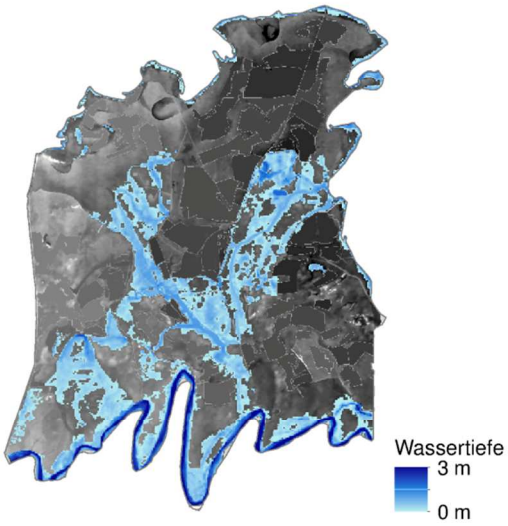
07. Sep. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

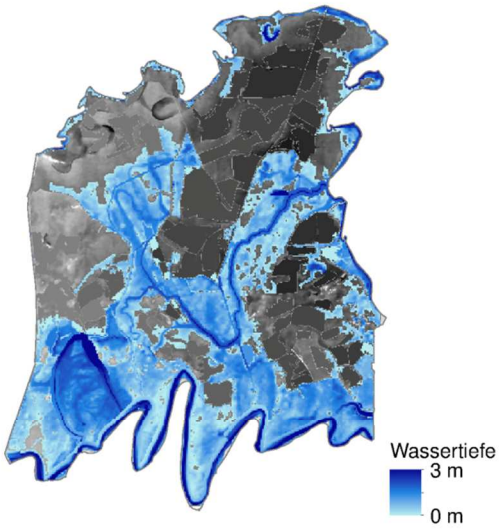




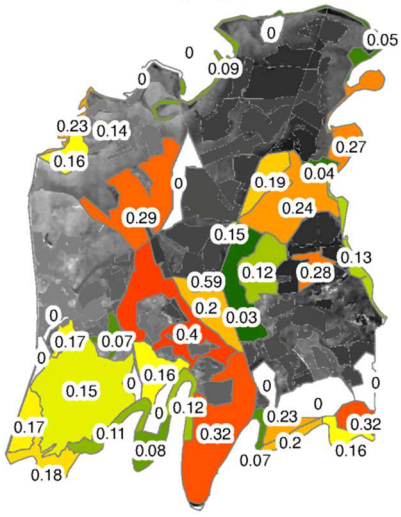
TerraSAR-X Überflutungskarte



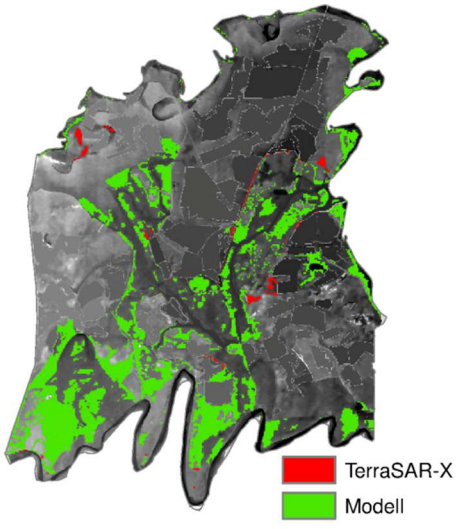
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

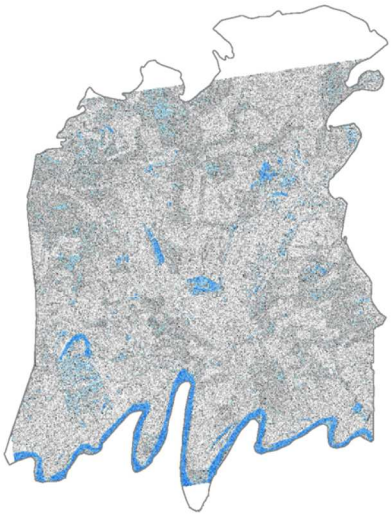


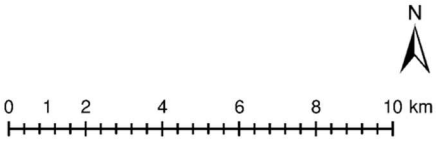
Fehlflächen



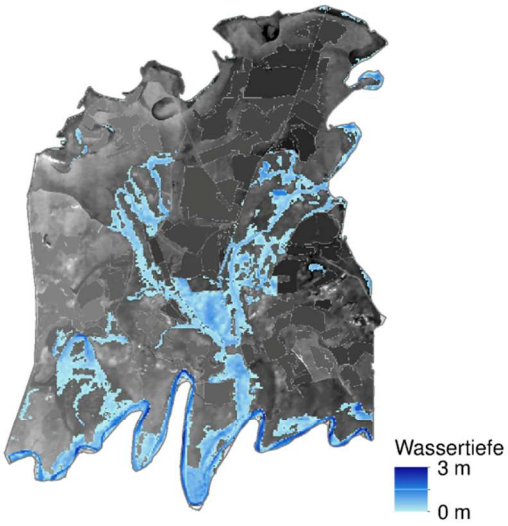
18. Sep. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

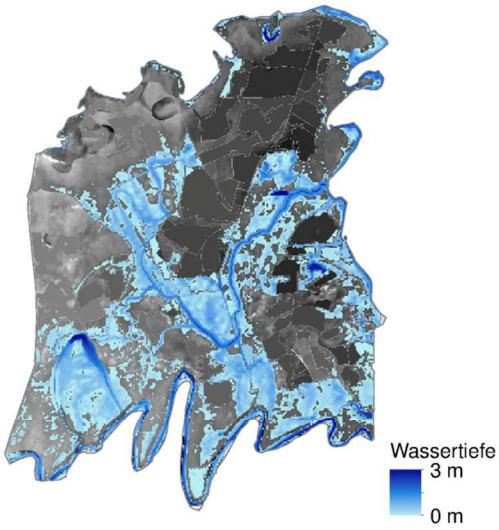




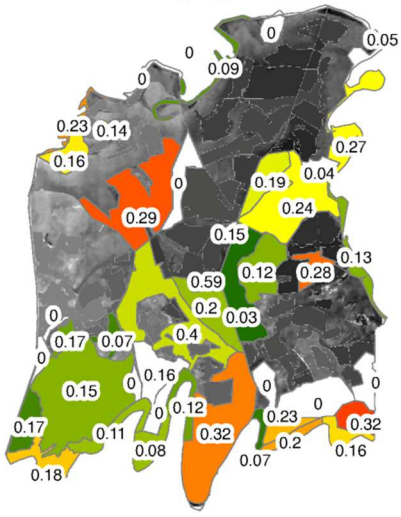
TerraSAR-X Überflutungskarte



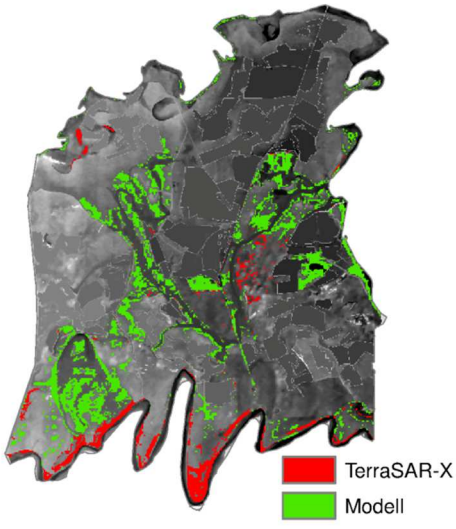
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

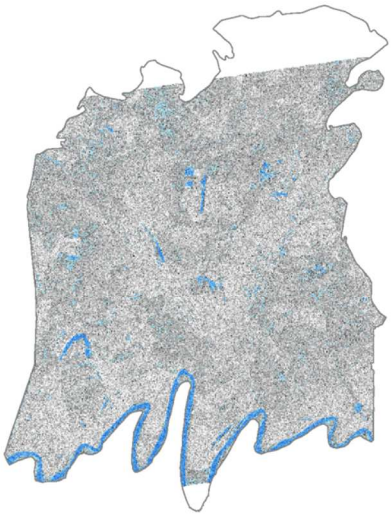


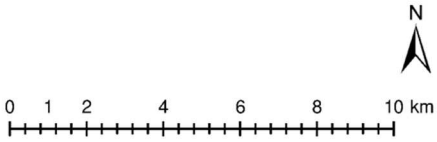
Fehlflächen



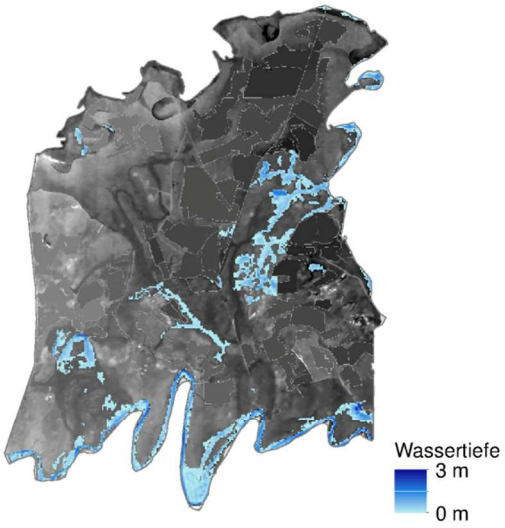
21. Okt. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

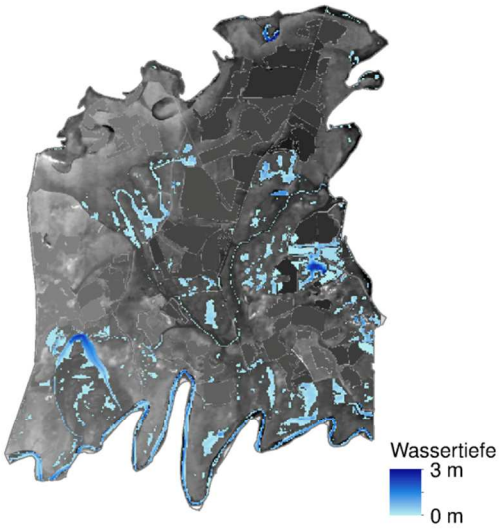




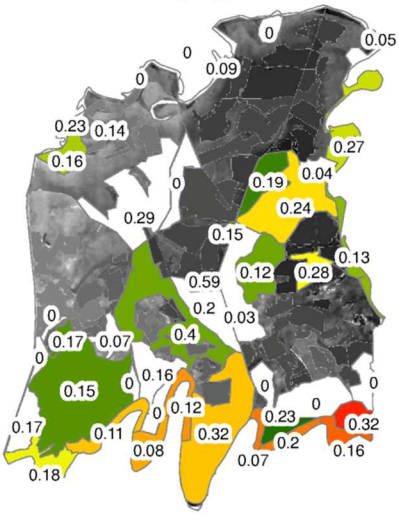
TerraSAR-X Überflutungskarte



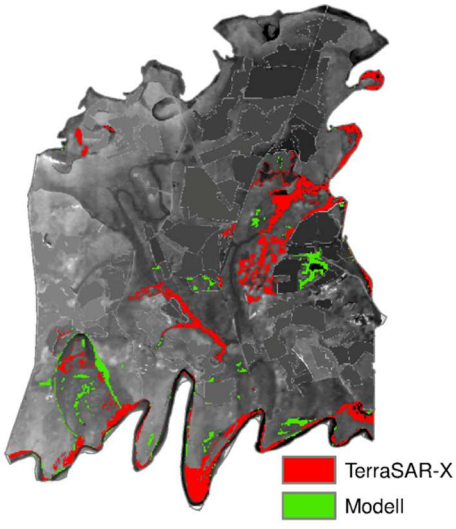
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

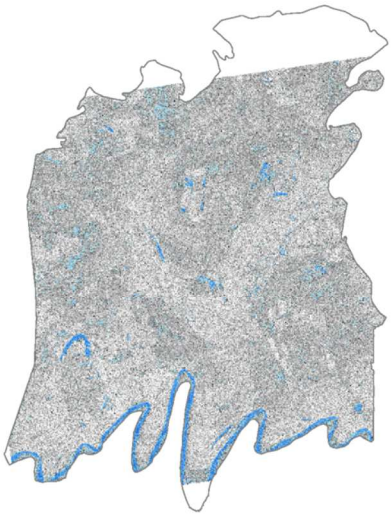


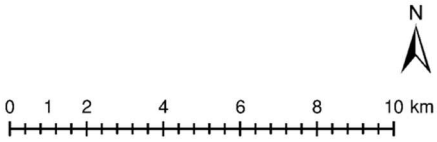
Fehlflächen



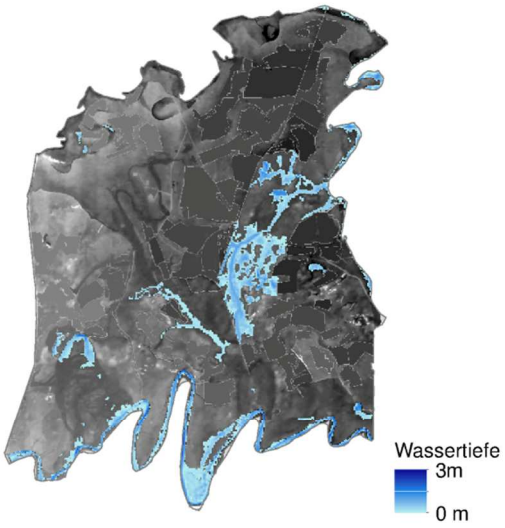
01. Nov. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

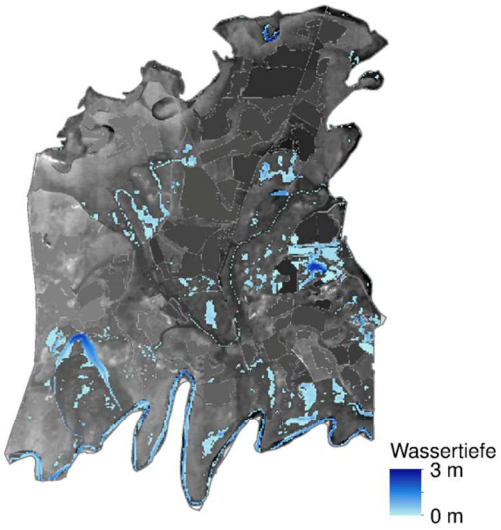




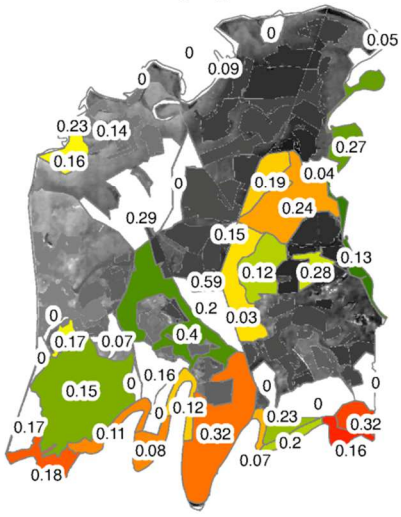
TerraSAR-X Überflutungskarte



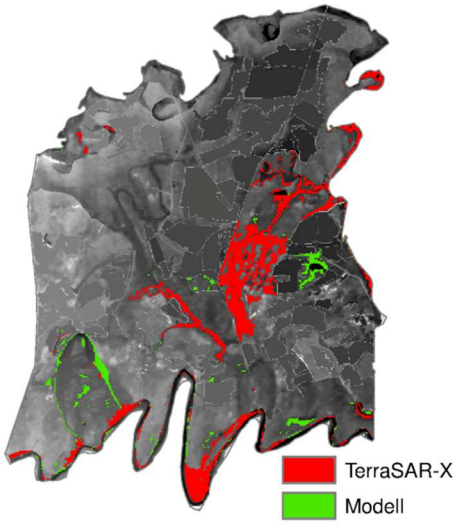
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

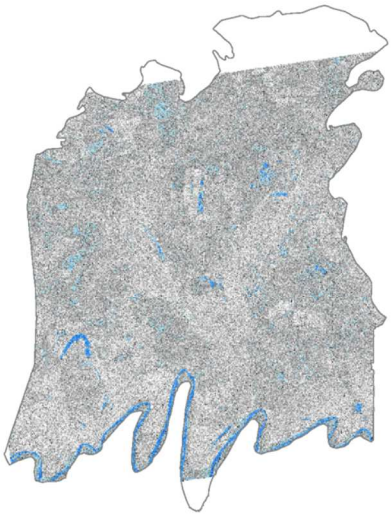


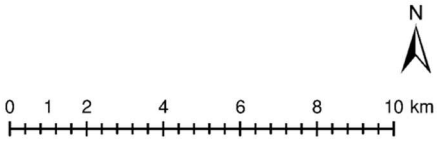
Fehlflächen



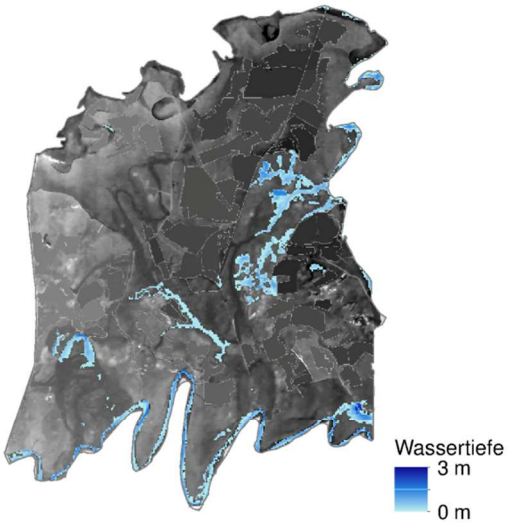
12. Nov. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

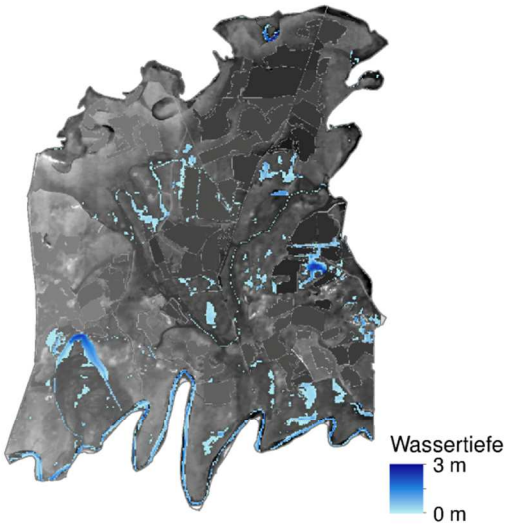




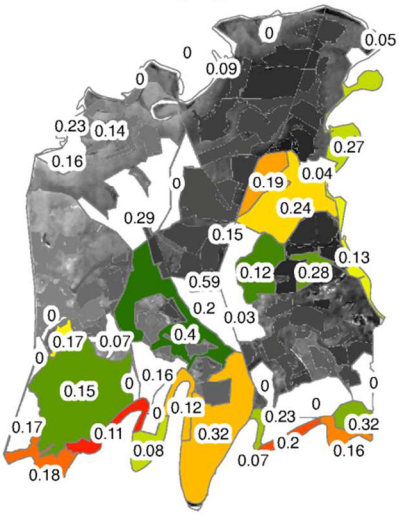
TerraSAR-X Überflutungskarte



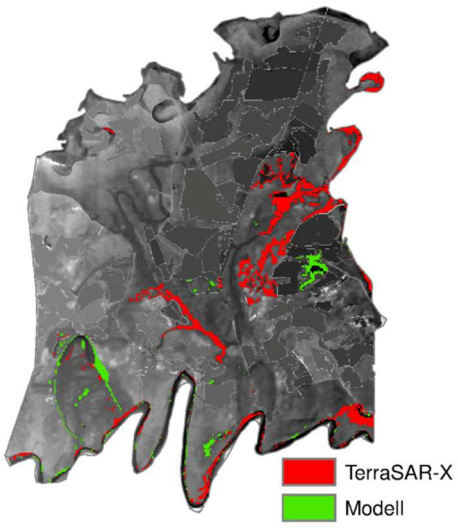
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

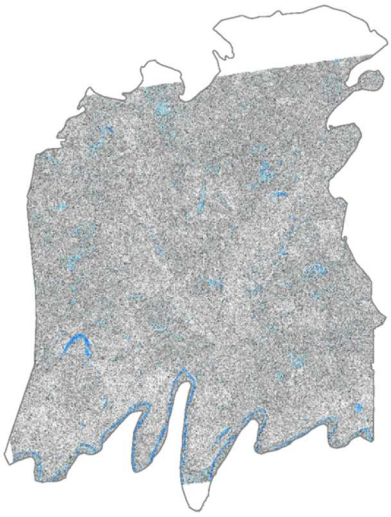


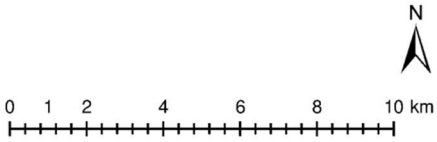
Fehlflächen



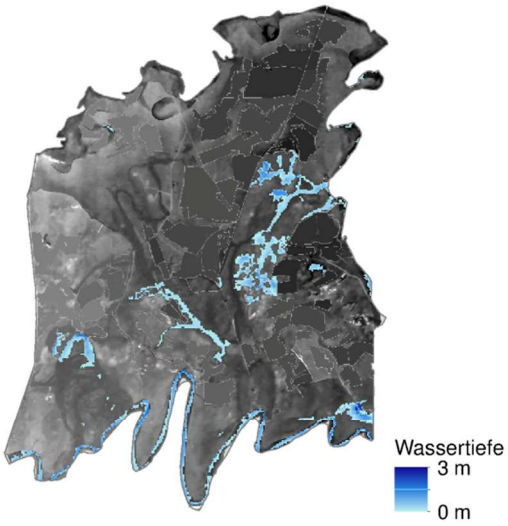
23. Nov. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

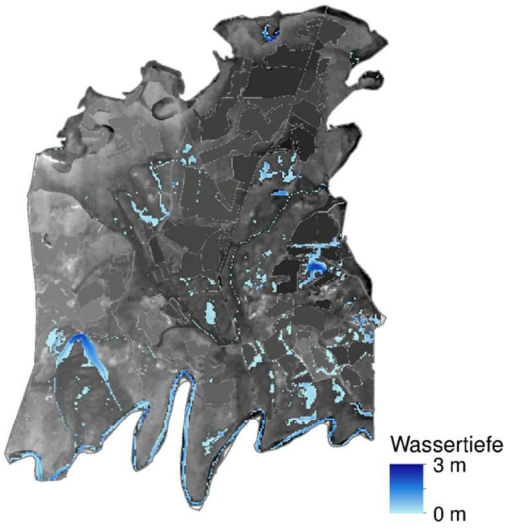




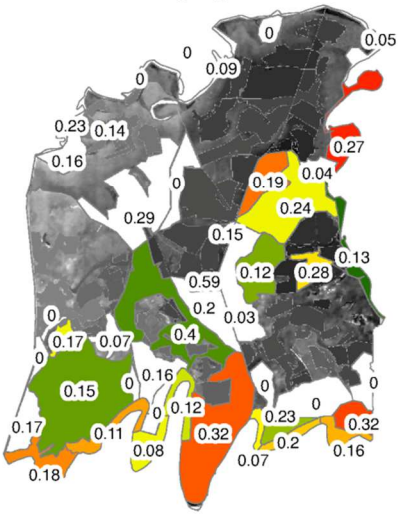
TerraSAR-X Überflutungskarte



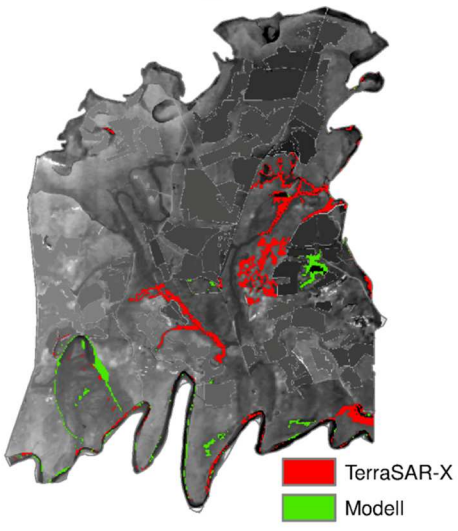
modellierte Überflutung



Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

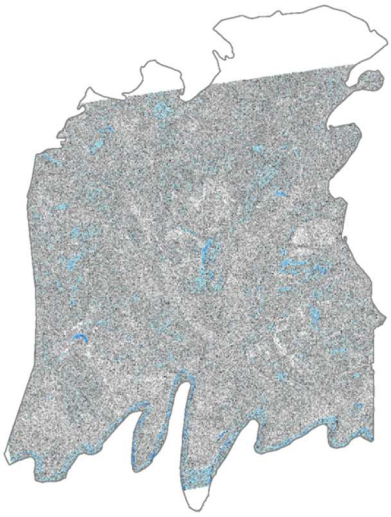


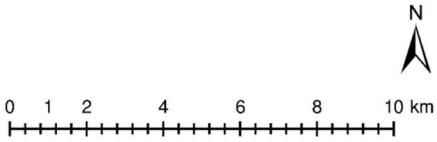
Fehlflächen



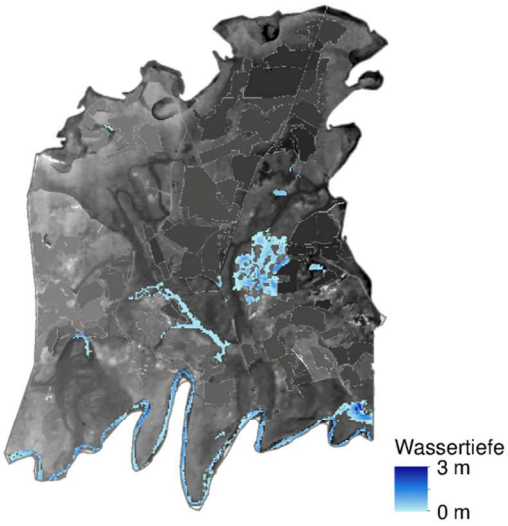
15. Dez. 2012

TerraSAR-X Rohdaten

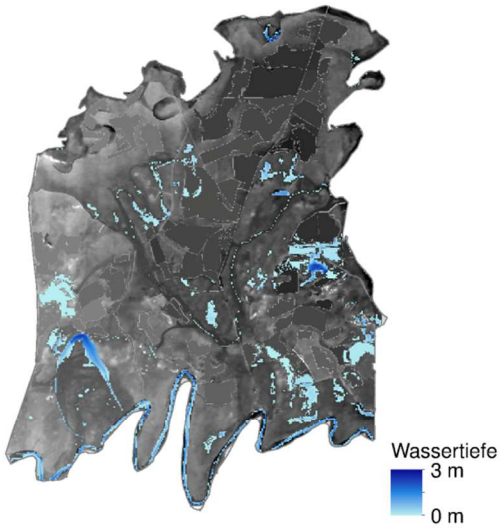




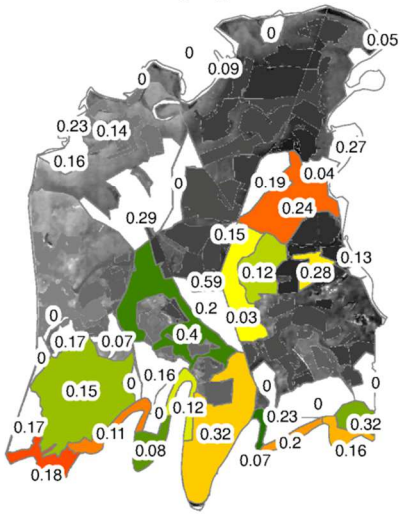
TerraSAR-X Überflutungskarte



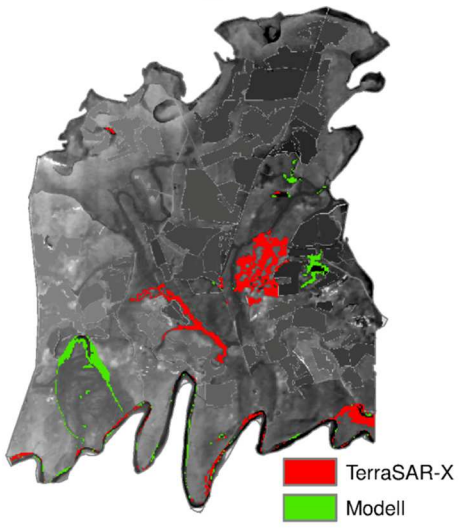
modellierte Überflutung



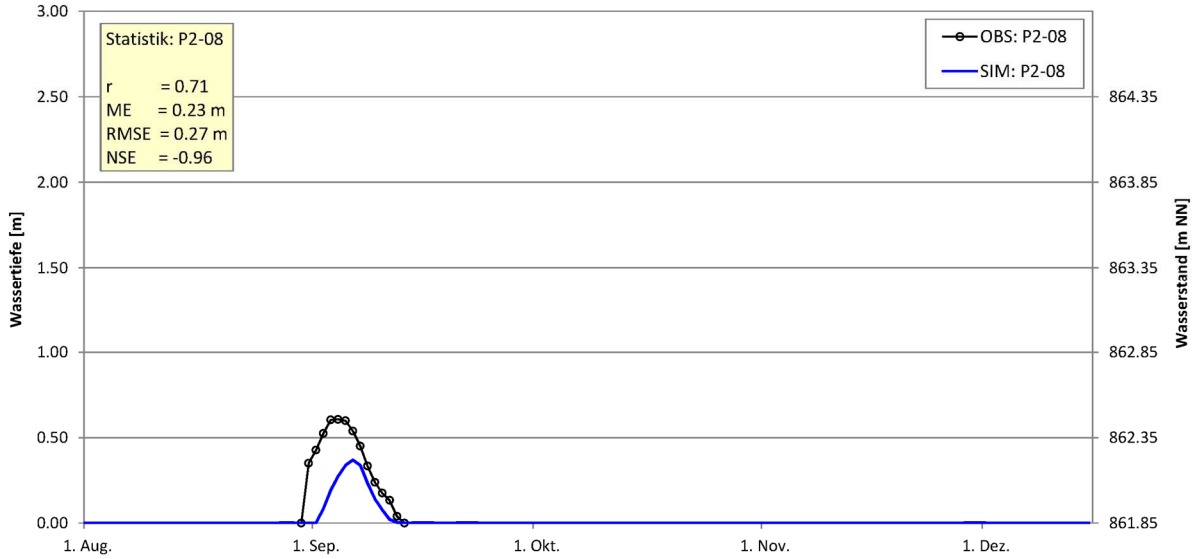
Standardabweichungen des Überflutungsalgorithmus

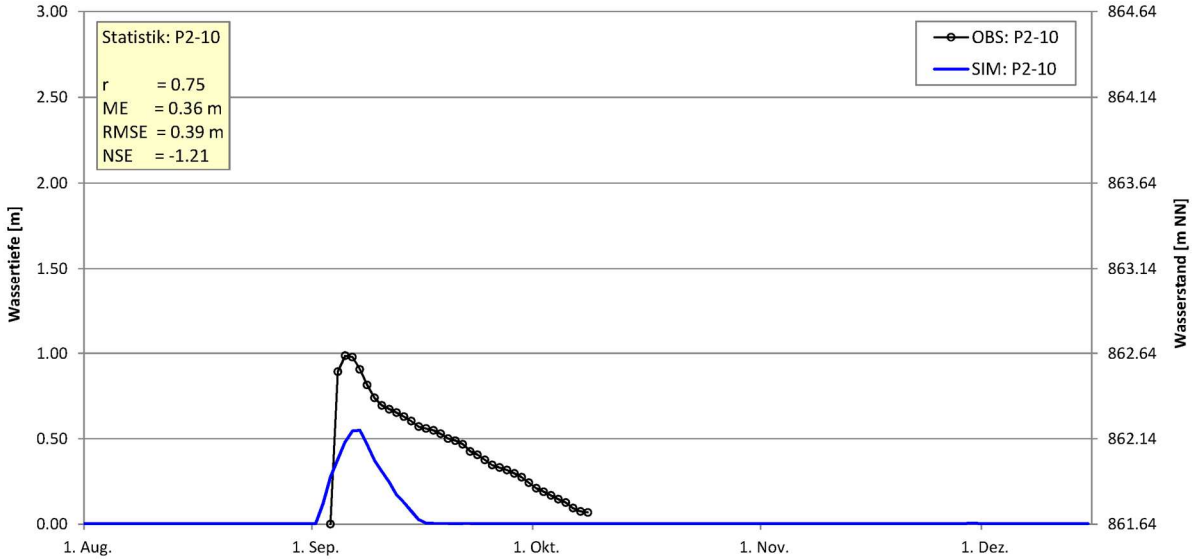


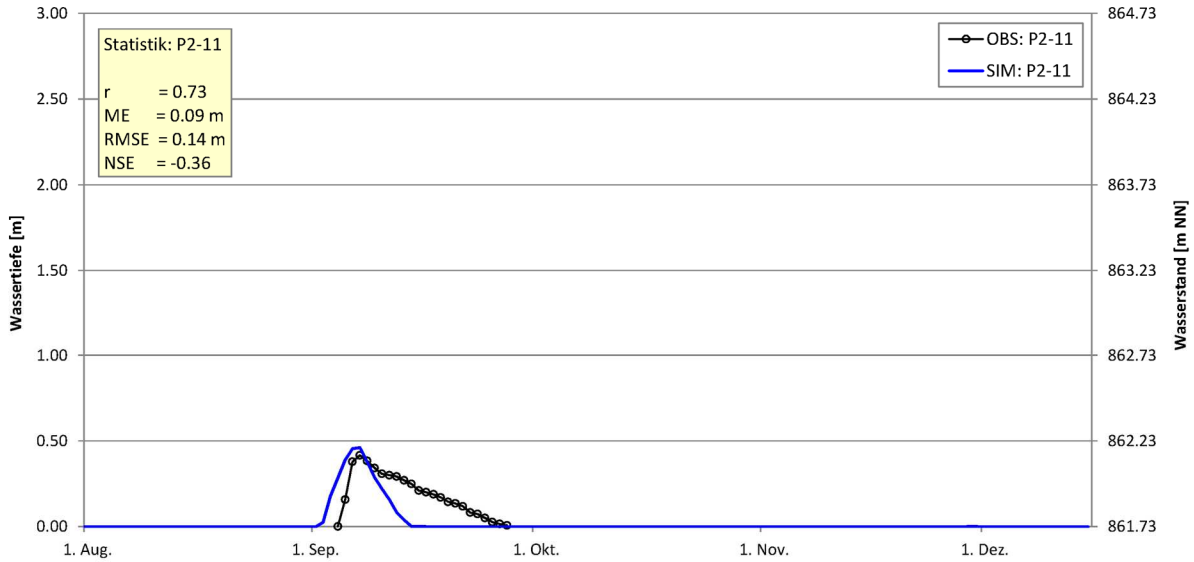
Fehlflächen

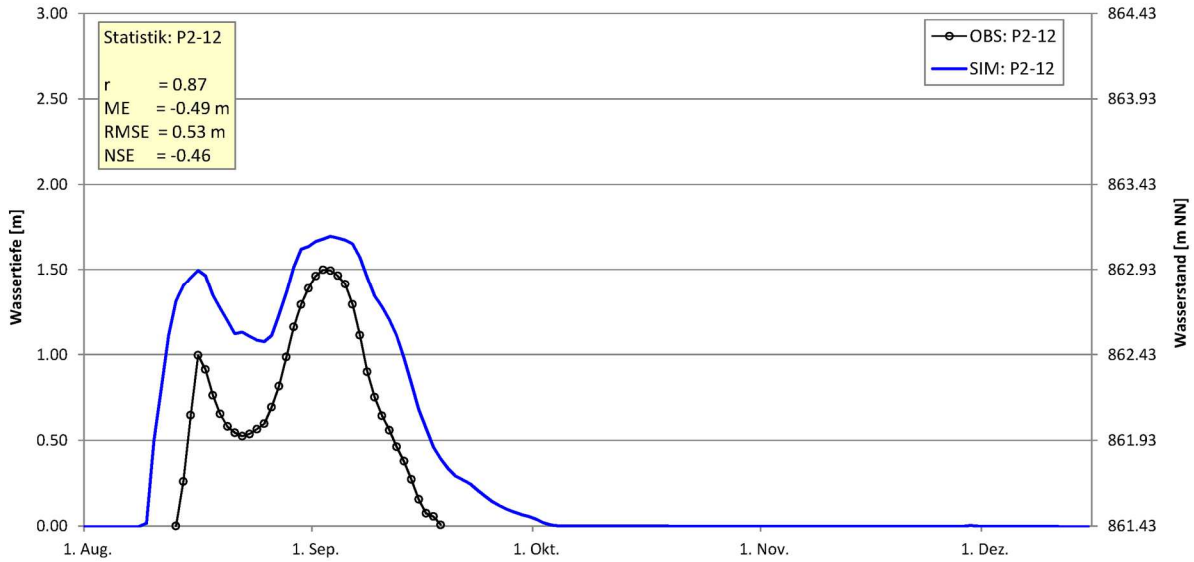


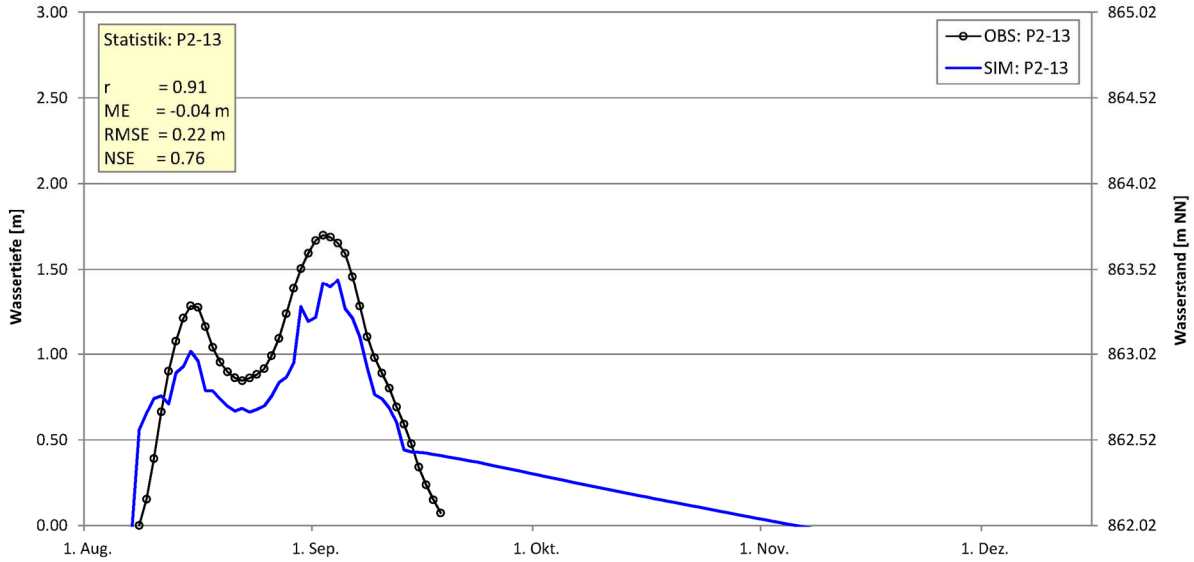
Anhang D: Kalibrierung Oberflächenwasser

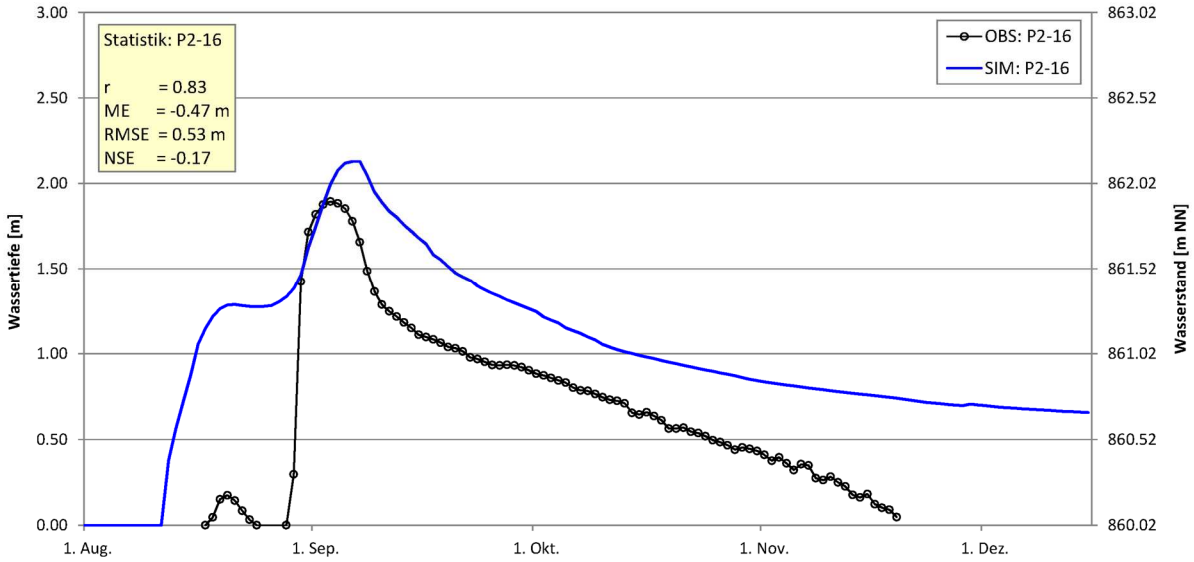


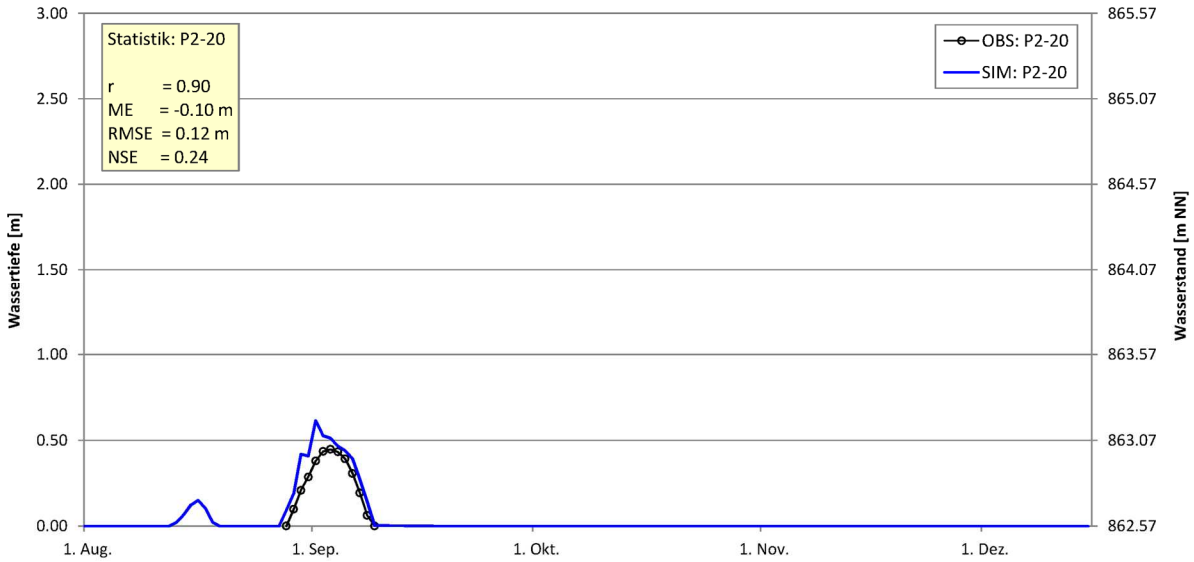


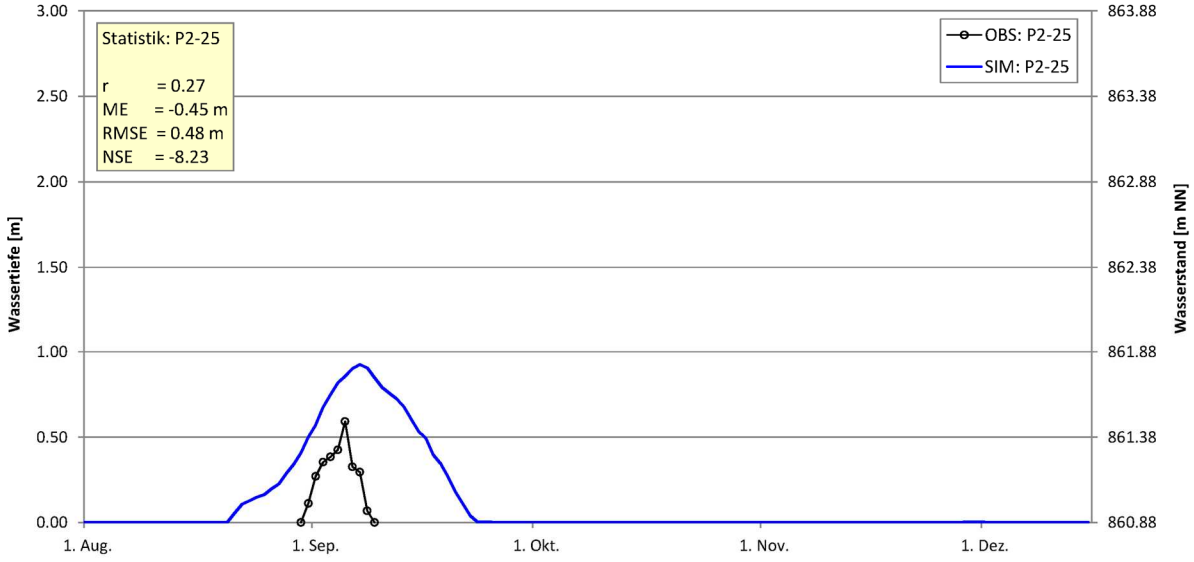


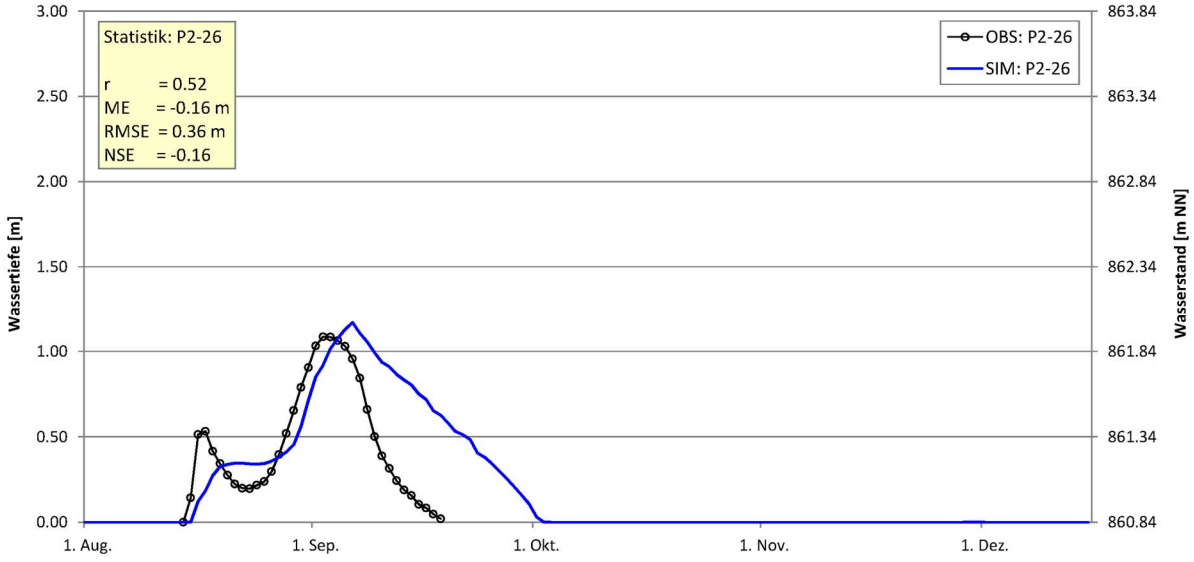

Statistik: P2-12
r = 0.87
ME = -0.49 m
RMSE = 0.53 m
NSE = -0.46
OBS: P2-12
SIM: P2-12
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
864.43
863.93
863.43
862.93
862.43
861.93
861.43
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

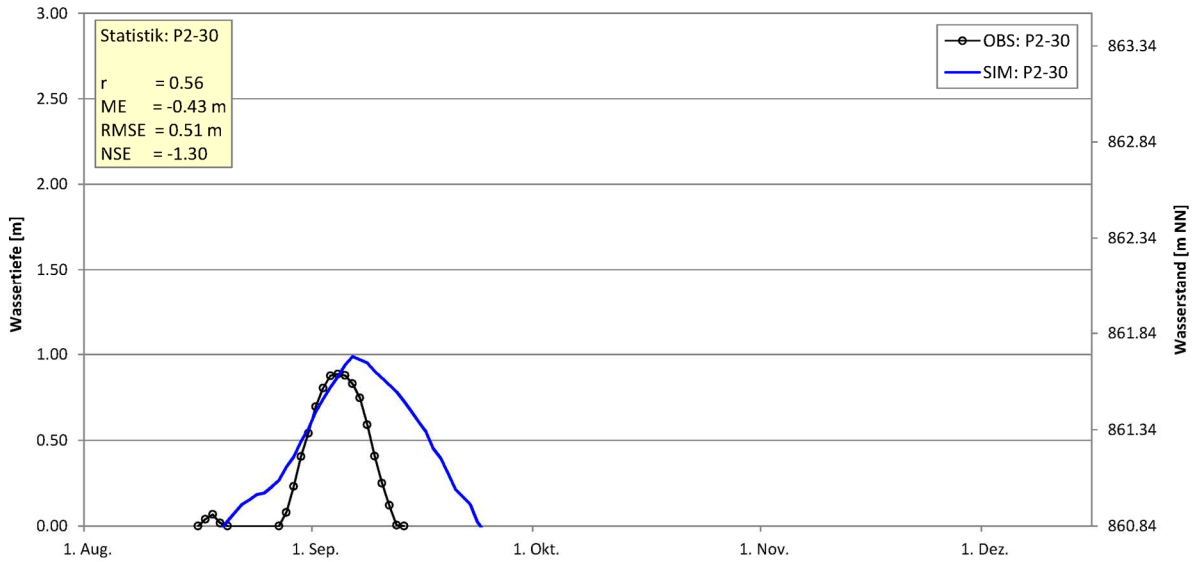

Statistik: P2-13
r = 0.91
ME = -0.04 m
RMSE = 0.22 m
NSE = 0.76
OBS: P2-13
SIM: P2-13
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
865.02
864.52
864.02
863.52
863.02
862.52
862.02
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

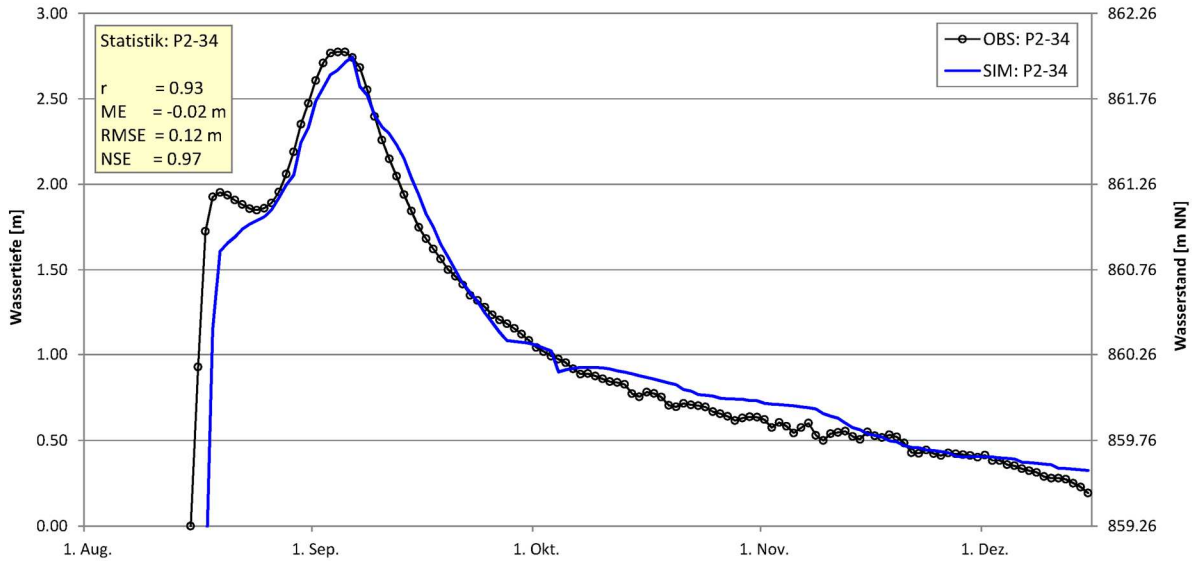

Statistik: P2-16
r = 0.83
ME = -0.47 m
RMSE = 0.53 m
NSE = -0.17
OBS: P2-16
SIM: P2-16
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
863.02
862.52
862.02
861.52
861.02
860.52
860.02
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

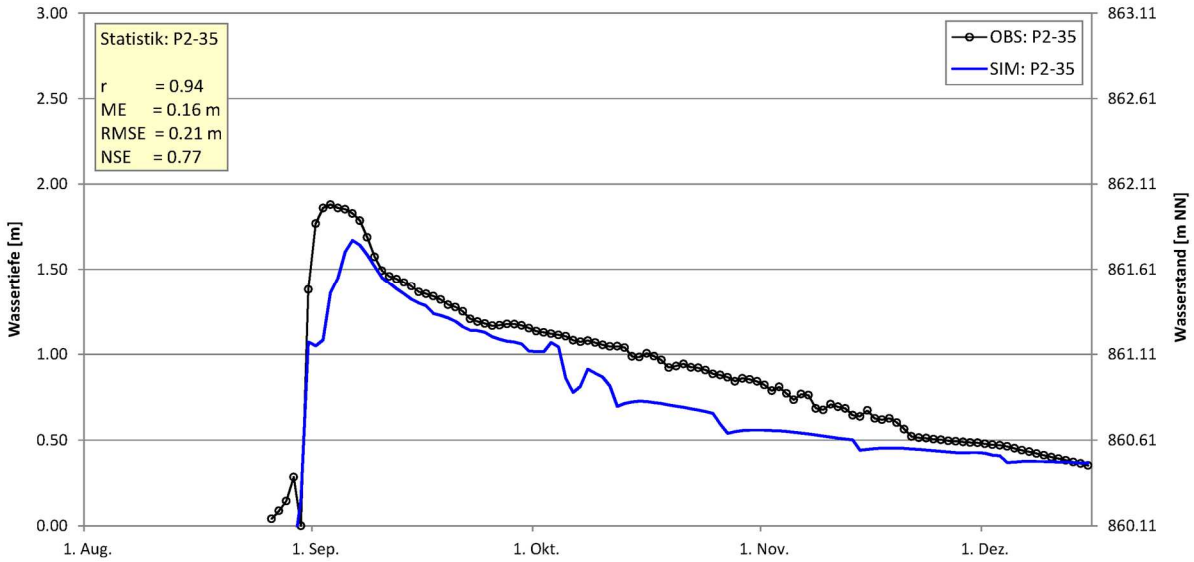

Statistik: P2-20
r = 0.90
ME = -0.10 m
RMSE = 0.12 m
NSE = 0.24
OBS: P2-20
SIM: P2-20
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
865.57
865.07
864.57
864.07
863.57
863.07
862.57
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

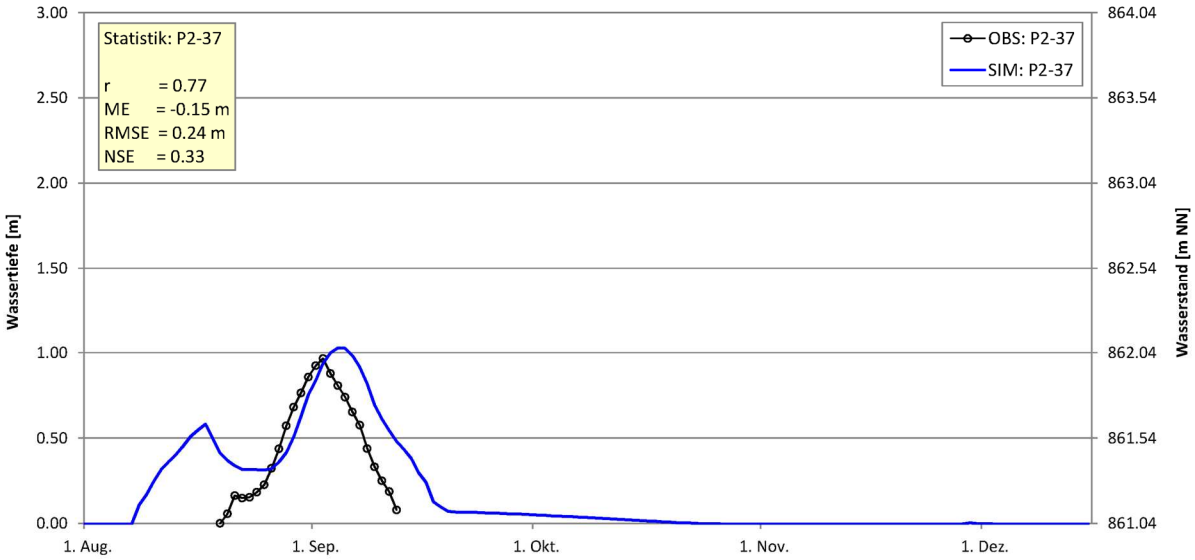

Statistik: P2-25
r = 0.27
ME = -0.45 m
RMSE = 0.48 m
NSE = -8.23
OBS: P2-25
SIM: P2-25
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
863.88
863.38
862.88
862.38
861.88
861.38
860.88
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

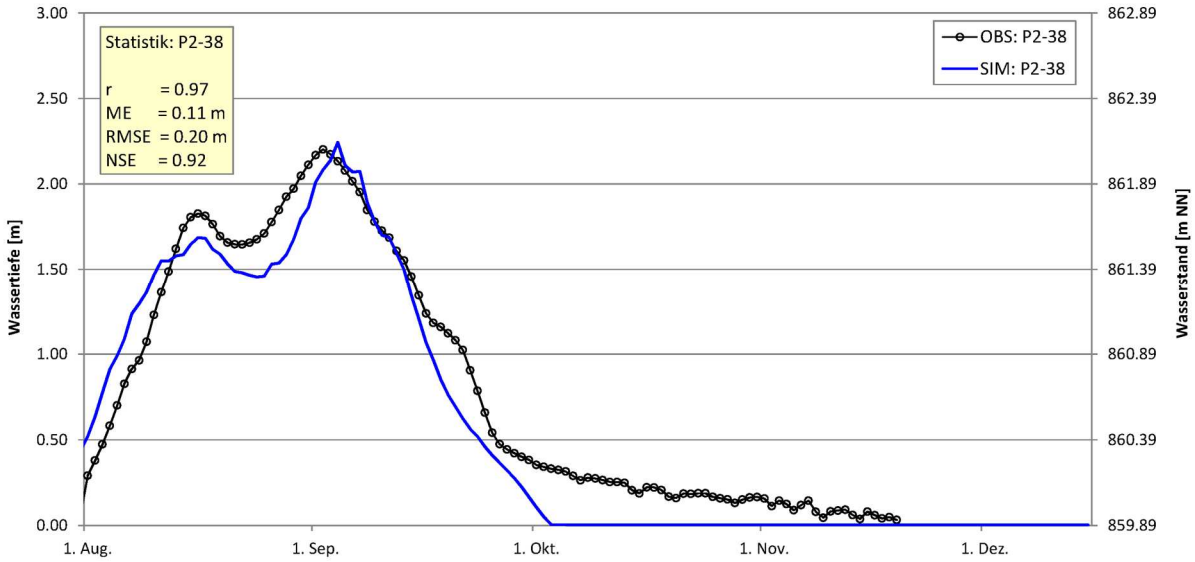

Statistik: P2-26
r = 0.52
ME = -0.16 m
RMSE = 0.36 m
NSE = -0.16
OBS: P2-26
SIM: P2-26
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
863.84
863.34
862.84
862.34
861.84
861.34
860.84
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.


Statistik: P2-30
r = 0.56
ME = -0.43 m
RMSE = 0.51 m
NSE = -1.30
OBS: P2-30
SIM: P2-30
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
863.34
862.84
862.34
861.84
861.34
860.84
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

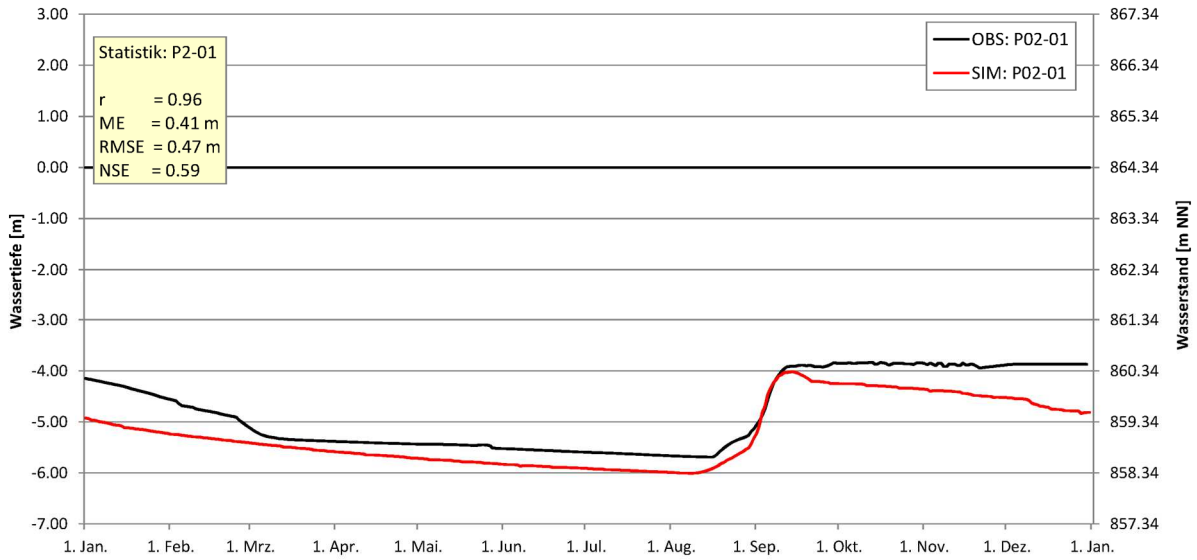

Statistik: P2-34
r = 0.93
ME = -0.02 m
RMSE = 0.12 m
NSE = 0.97
OBS: P2-34
SIM: P2-34
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
862.26
861.76
861.26
860.76
860.26
859.76
859.26
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

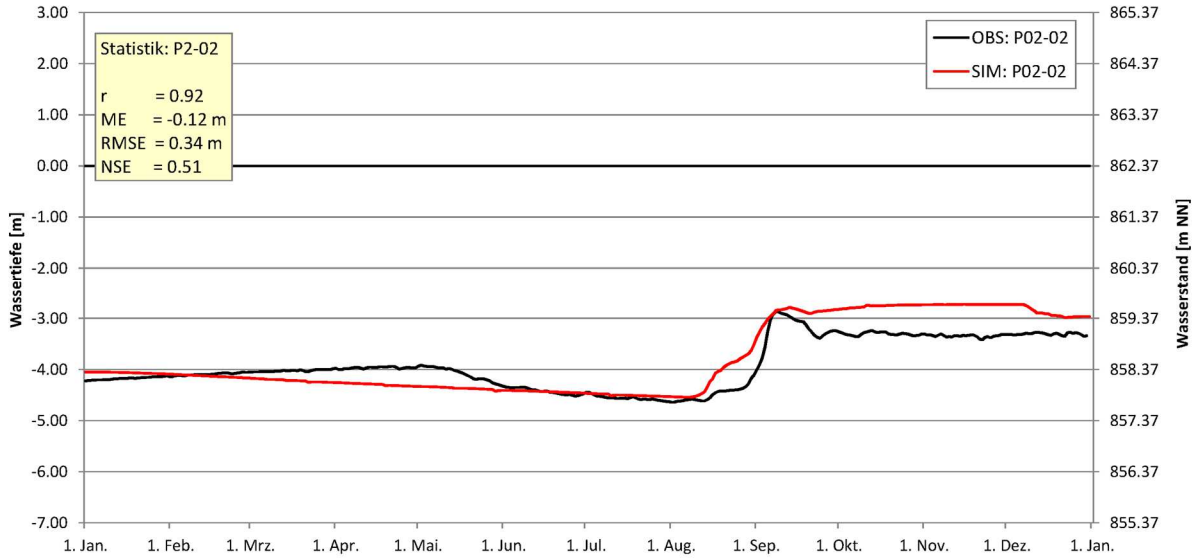

Statistik: P2-35
r = 0.94
ME = 0.16 m
RMSE = 0.21 m
NSE = 0.77
OBS: P2-35
SIM: P2-35
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
863.11
862.61
862.11
861.61
861.11
860.61
860.11
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

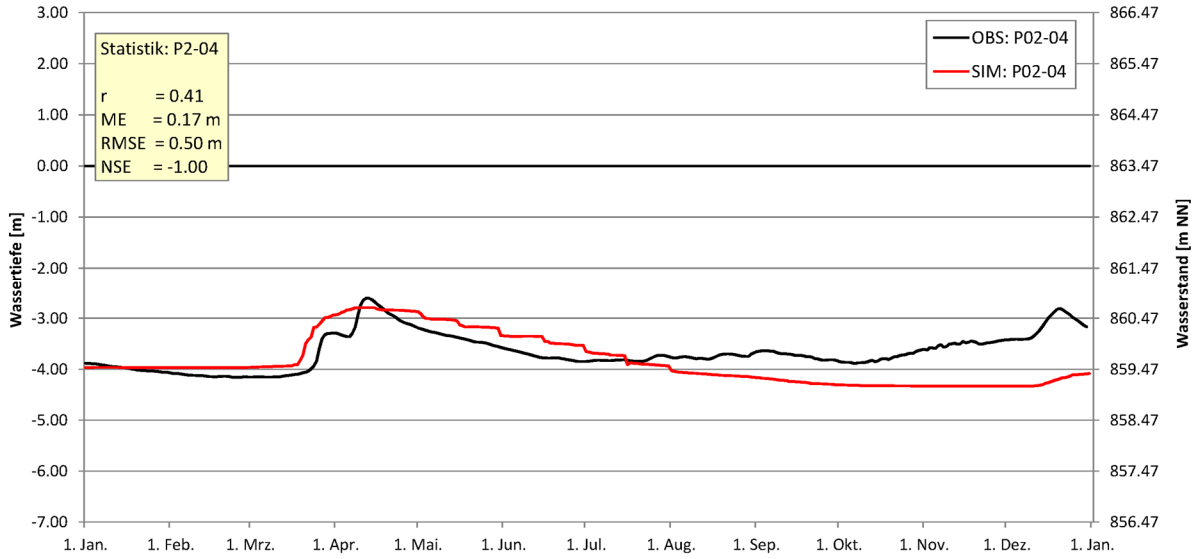

Statistik: P2-37
r = 0.77
ME = -0.15 m
RMSE = 0.24 m
NSE = 0.33
OBS: P2-37
SIM: P2-37
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
864.04
863.54
863.04
862.54
862.04
861.54
861.04
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

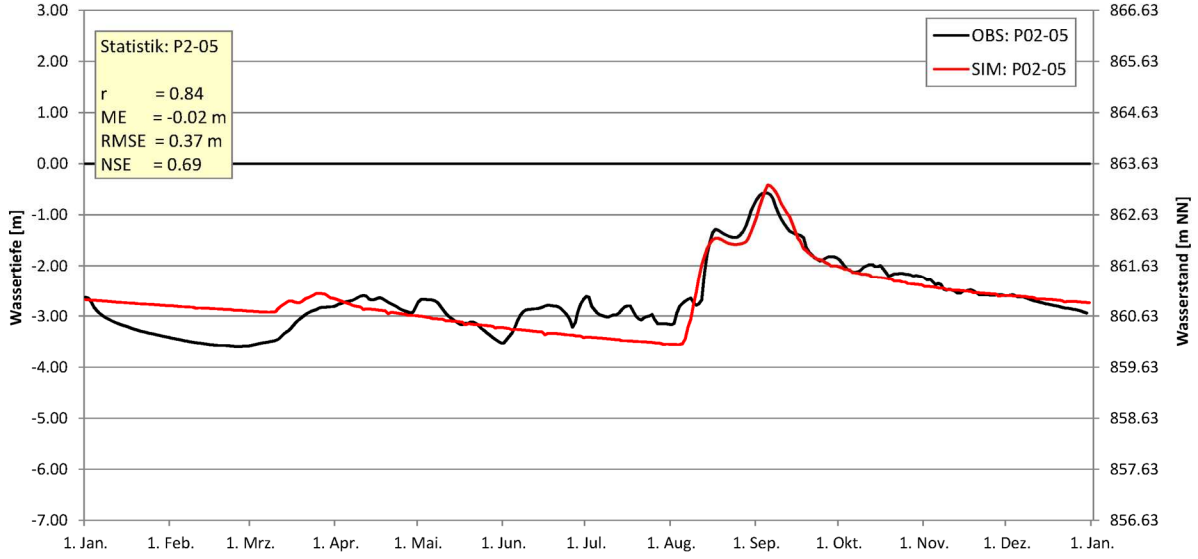

Statistik: P2-38
r = 0.97
ME = 0.11 m
RMSE = 0.20 m
NSE = 0.92
OBS: P2-38
SIM: P2-38
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.50
2.00
1.50
1.00
0.50
0.00
862.89
862.39
861.89
861.39
860.89
860.39
859.89
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.

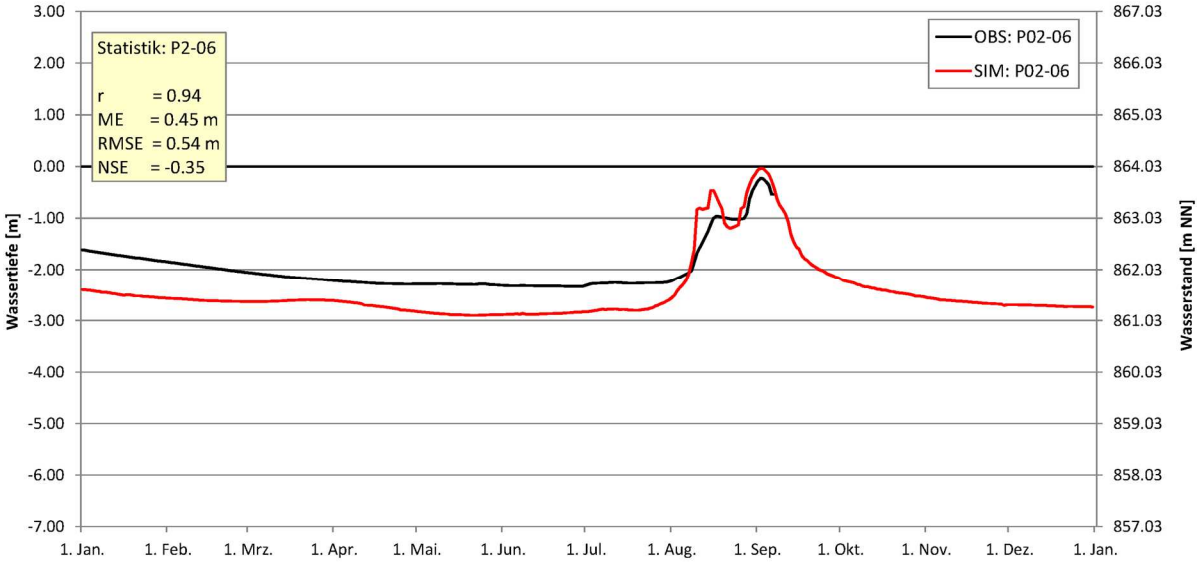
Anhang E: Kalibrierung Grundwasser

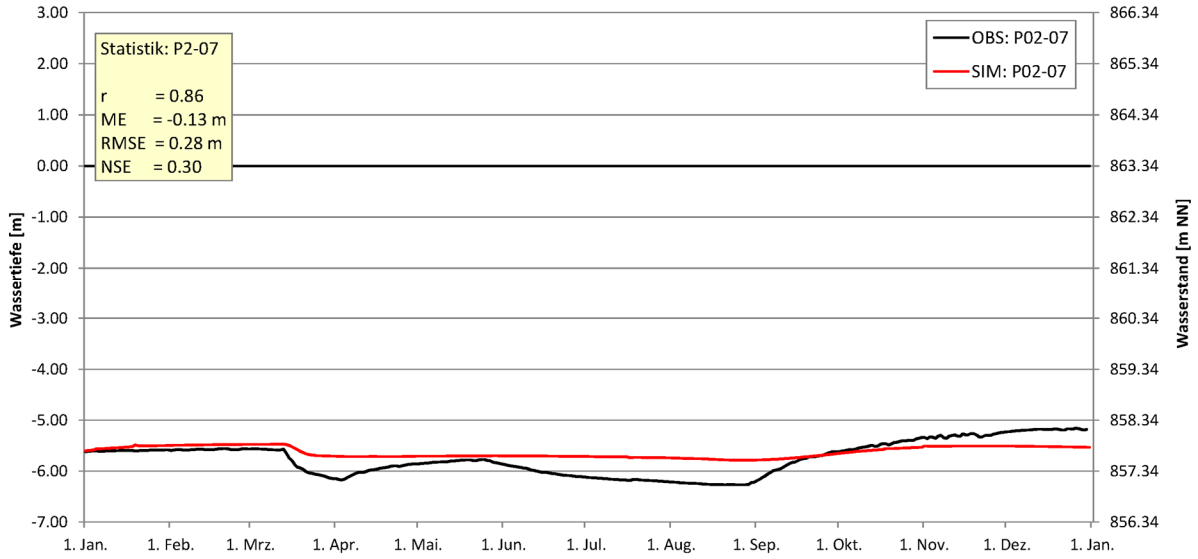


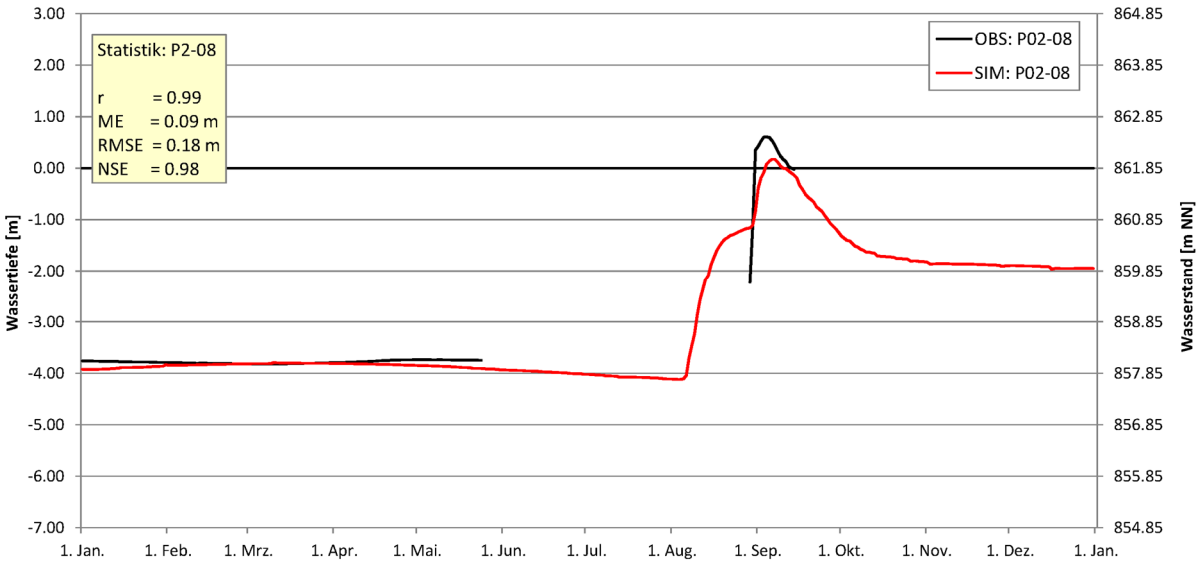


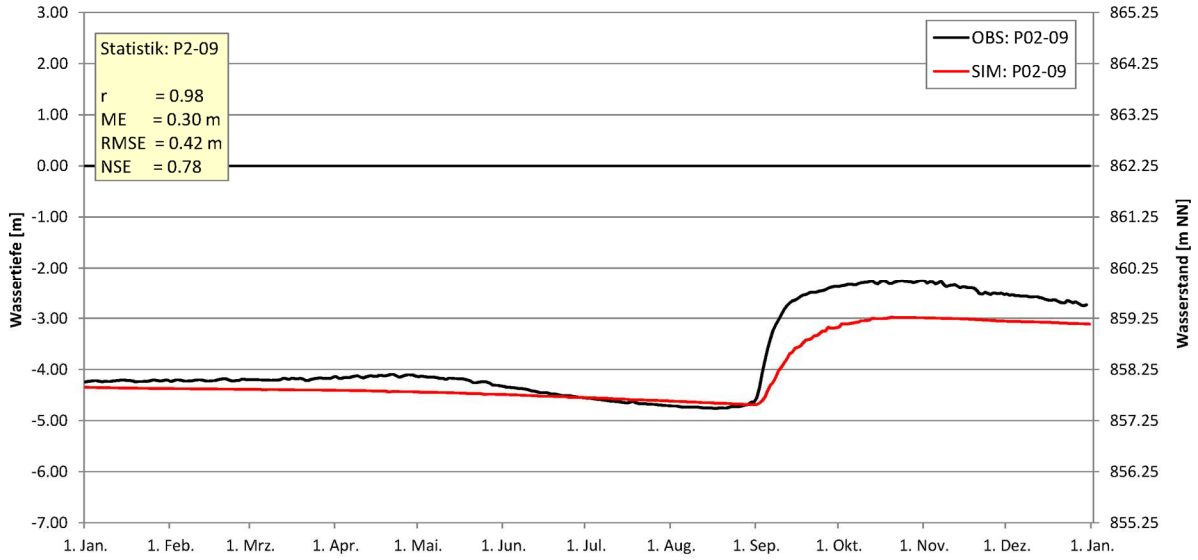

Statistik: P2-04
r = 0.41
ME = 0.17 m
RMSE = 0.50 m
NSE = -1.00
OBS: P02-04
SIM: P02-04
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
866.47
865.47
864.47
863.47
862.47
861.47
860.47
859.47
858.47
857.47
856.47
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

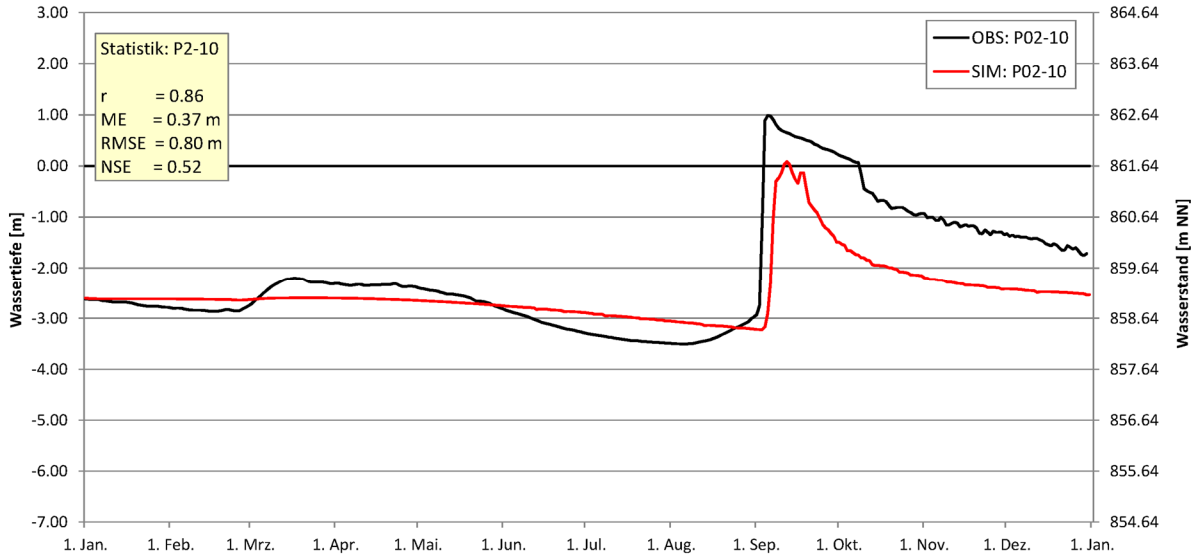

Statistik: P2-05
r = 0.84
ME = -0.02 m
RMSE = 0.37 m
NSE = 0.69
OBS: P02-05
SIM: P02-05
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
866.63
865.63
864.63
863.63
862.63
861.63
860.63
859.63
858.63
857.63
856.63
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

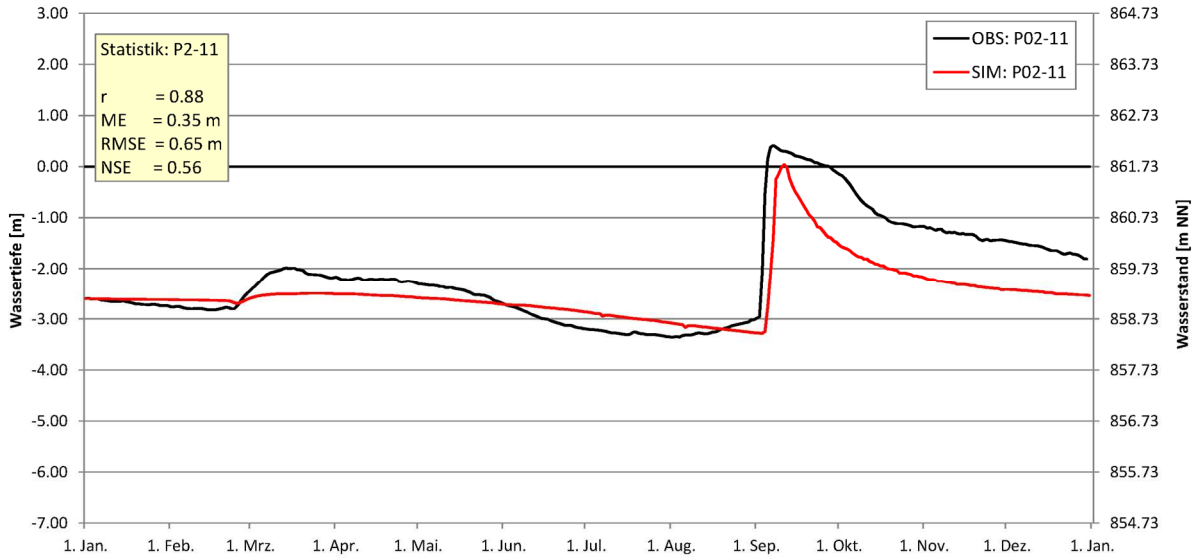

Statistik: P2-06
r = 0.94
ME = 0.45 m
RMSE = 0.54 m
NSE = -0.35
OBS: P02-06
SIM: P02-06
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
867.03
866.03
865.03
864.03
863.03
862.03
861.03
860.03
859.03
858.03
857.03
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

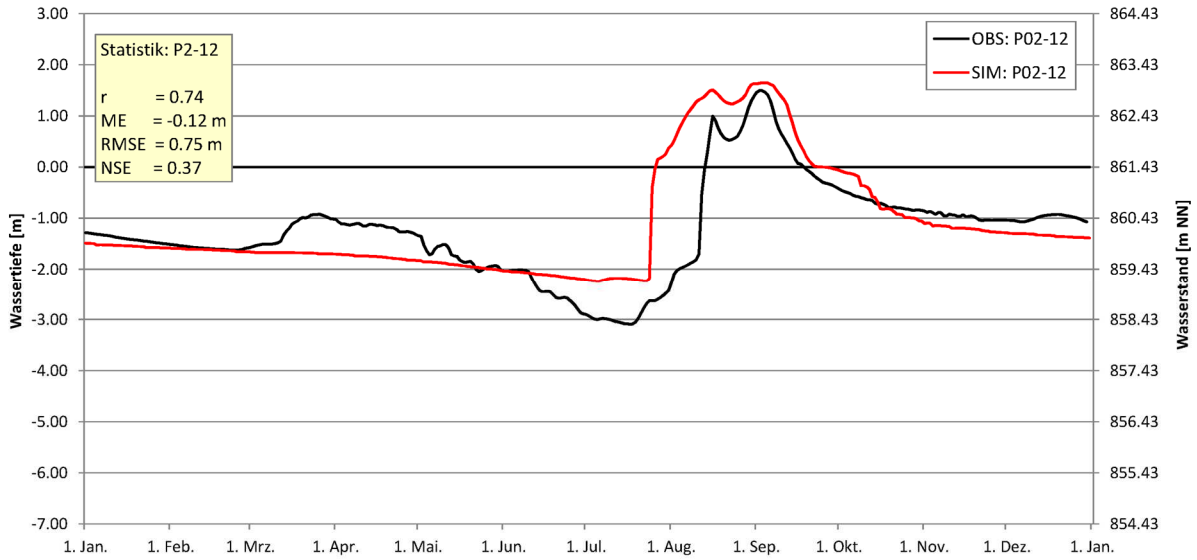

Statistik: P2-07
r = 0.86
ME = -0.13 m
RMSE = 0.28 m
NSE = 0.30
OBS: P02-07
SIM: P02-07
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
866.34
865.34
864.34
863.34
862.34
861.34
860.34
859.34
858.34
857.34
856.34
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

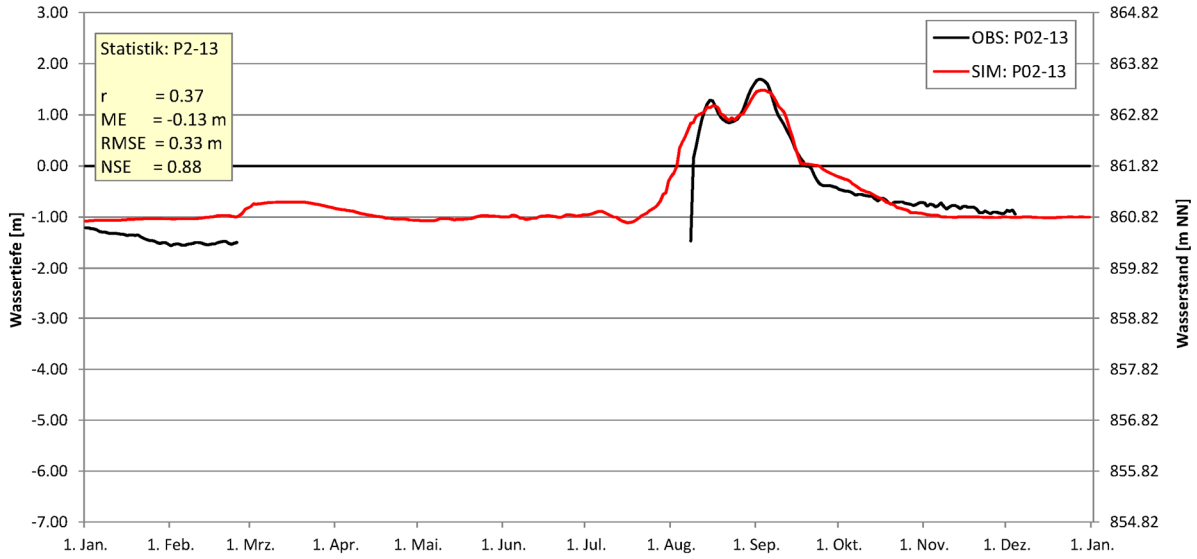

Statistik: P2-08
r = 0.99
ME = 0.09 m
RMSE = 0.18 m
NSE = 0.98
OBS: P02-08
SIM: P02-08
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.85
863.85
862.85
861.85
860.85
859.85
858.85
857.85
856.85
855.85
854.85
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

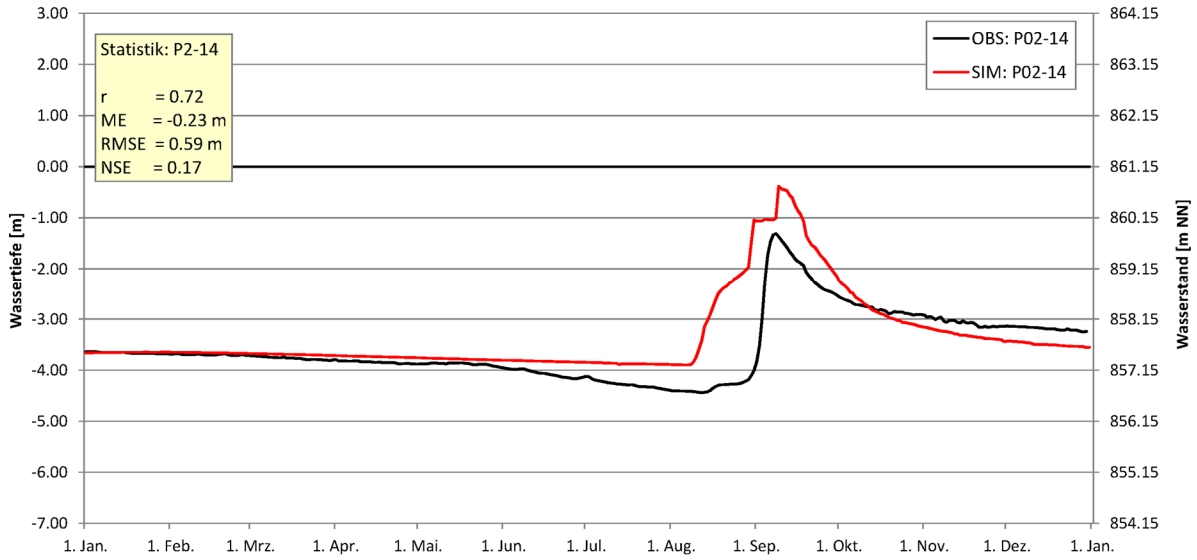

Statistik: P2-09
r = 0.98
ME = 0.30 m
RMSE = 0.42 m
NSE = 0.78
OBS: P02-09
SIM: P02-09
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
865.25
864.25
863.25
862.25
861.25
860.25
859.25
858.25
857.25
856.25
855.25
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

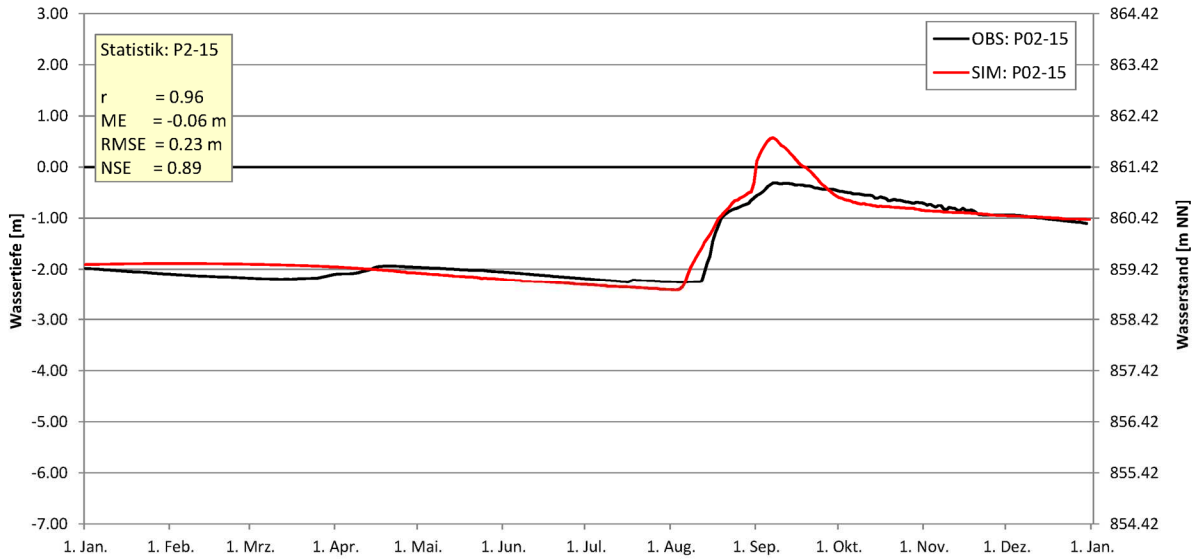

Statistik: P2-10
r = 0.86
ME = 0.37 m
RMSE = 0.80 m
NSE = 0.52
OBS: P02-10
SIM: P02-10
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.64
863.64
862.64
861.64
860.64
859.64
858.64
857.64
856.64
855.64
854.64
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

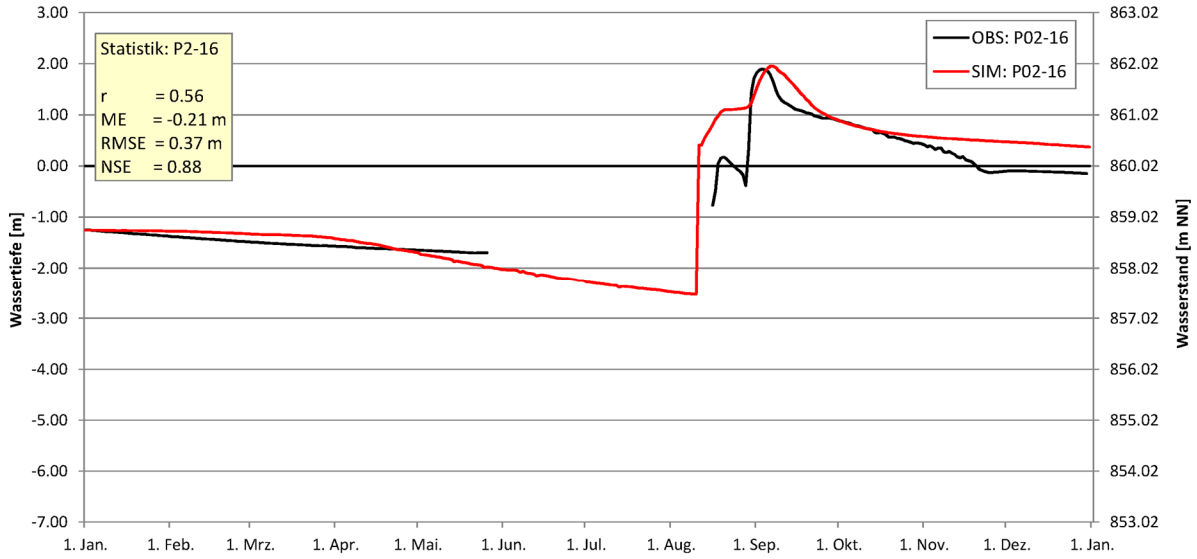

Statistik: P2-11
r = 0.88
ME = 0.35 m
RMSE = 0.65 m
NSE = 0.56
OBS: P02-11
SIM: P02-11
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.73
863.73
862.73
861.73
860.73
859.73
858.73
857.73
856.73
855.73
854.73
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

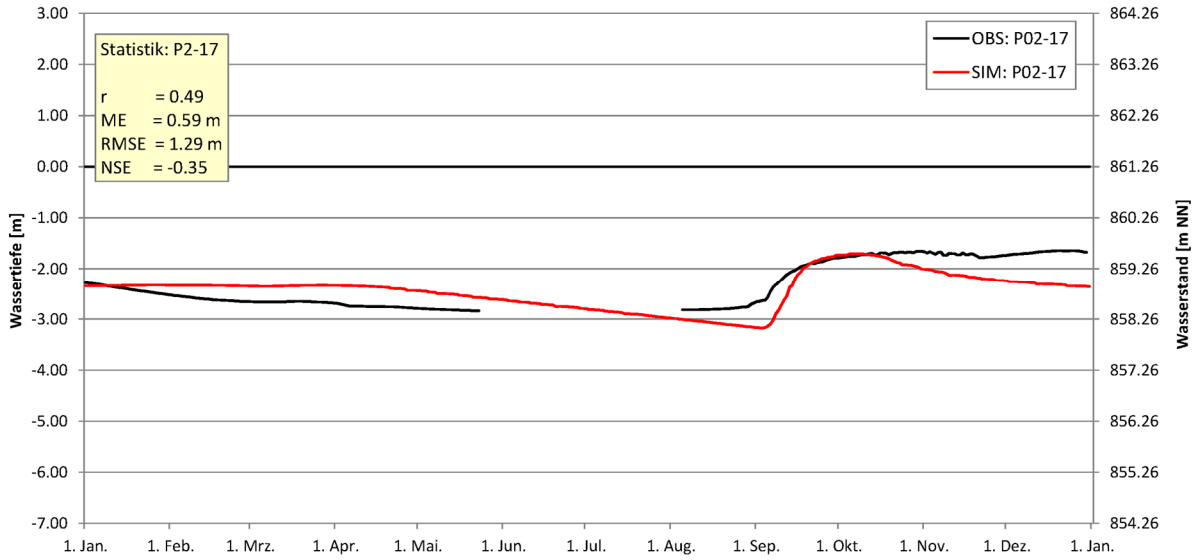

Statistik: P2-12
r = 0.74
ME = -0.12 m
RMSE = 0.75 m
NSE = 0.37
OBS: P02-12
SIM: P02-12
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.43
863.43
862.43
861.43
860.43
859.43
858.43
857.43
856.43
855.43
854.43
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

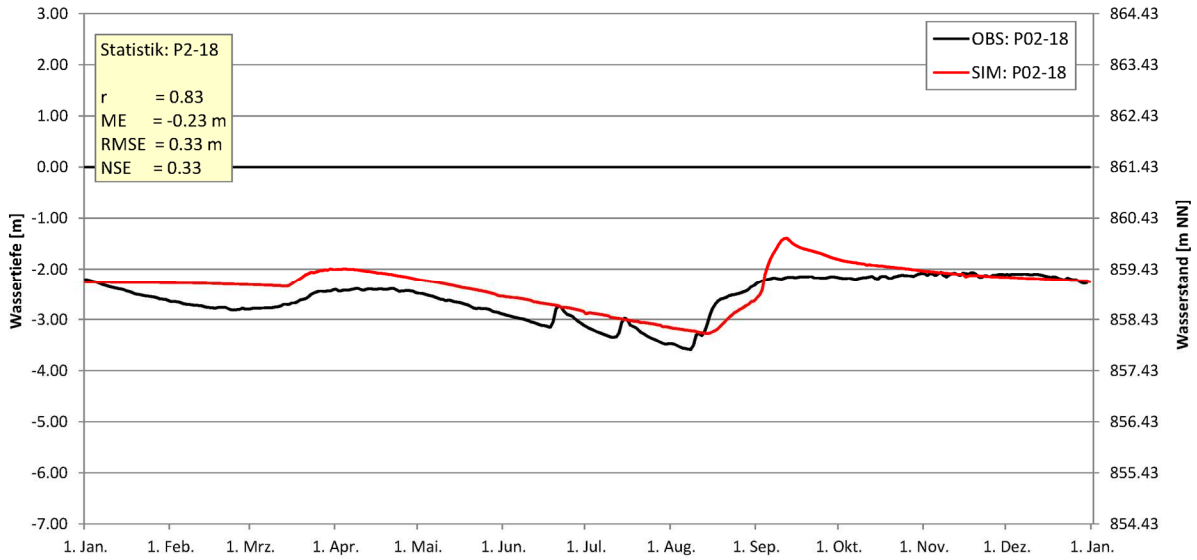

Statistik: P2-13
r = 0.37
ME = -0.13 m
RMSE = 0.33 m
NSE = 0.88
OBS: P02-13
SIM: P02-13
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.82
863.82
862.82
861.82
860.82
859.82
858.82
857.82
856.82
855.82
854.82
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

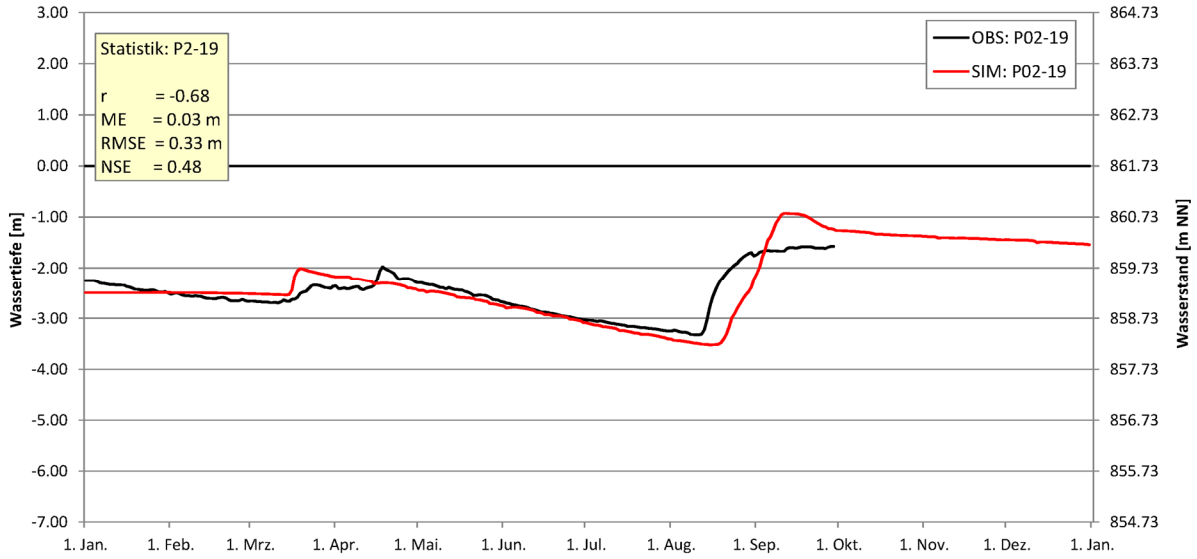

Statistik: P2-14
r = 0.72
ME = -0.23 m
RMSE = 0.59 m
NSE = 0.17
OBS: P02-14
SIM: P02-14
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.15
863.15
862.15
861.15
860.15
859.15
858.15
857.15
856.15
855.15
854.15
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

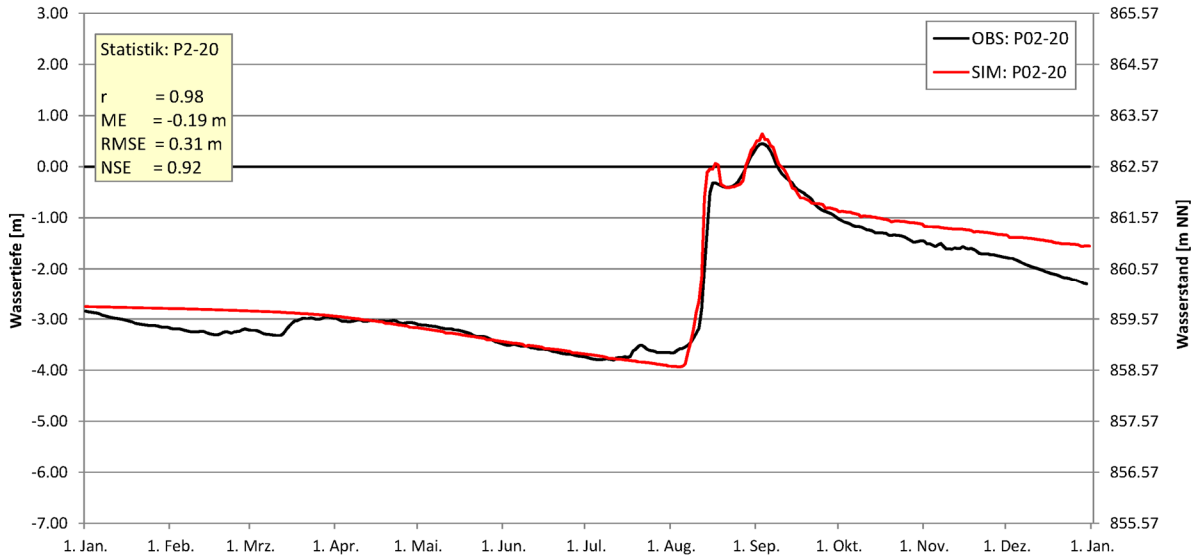

Statistik: P2-15
r = 0.96
ME = -0.06 m
RMSE = 0.23 m
NSE = 0.89
OBS: P02-15
SIM: P02-15
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.42
863.42
862.42
861.42
860.42
859.42
858.42
857.42
856.42
855.42
854.42
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

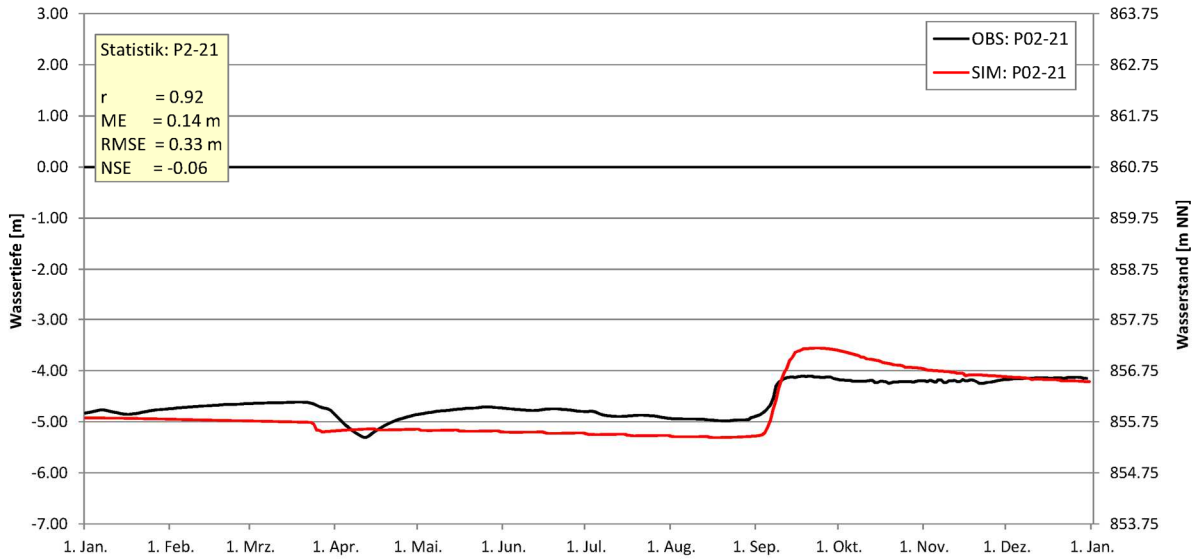

Statistik: P2-16
r = 0.56
ME = -0.21 m
RMSE = 0.37 m
NSE = 0.88
OBS: P02-16
SIM: P02-16
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.02
862.02
861.02
860.02
859.02
858.02
857.02
856.02
855.02
854.02
853.02
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

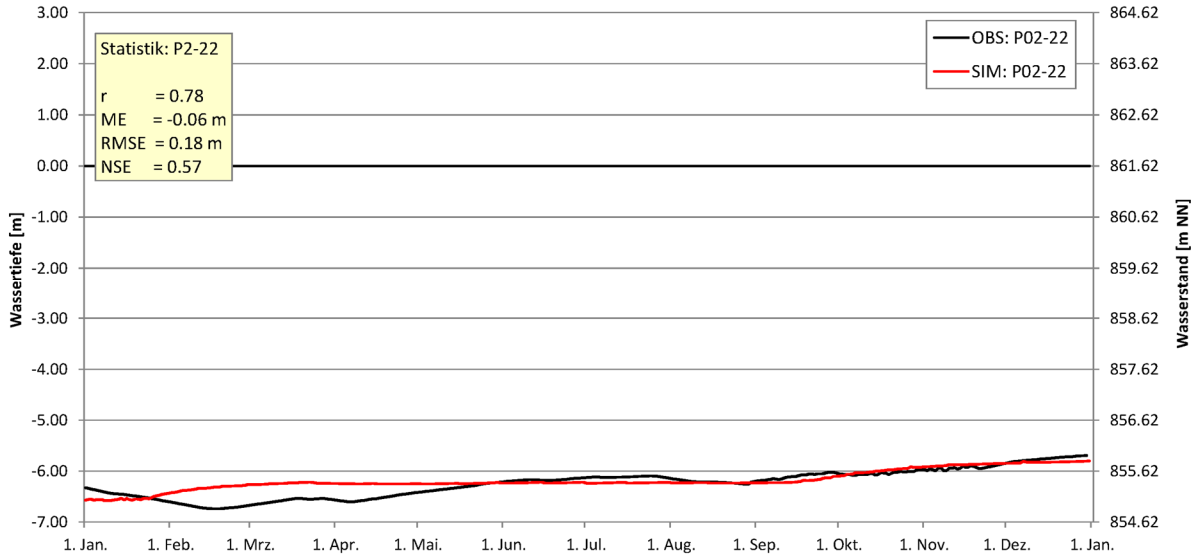

Statistik: P2-17
r = 0.49
ME = 0.59 m
RMSE = 1.29 m
NSE = -0.35
OBS: P02-17
SIM: P02-17
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.26
863.26
862.26
861.26
860.26
859.26
858.26
857.26
856.26
855.26
854.26
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

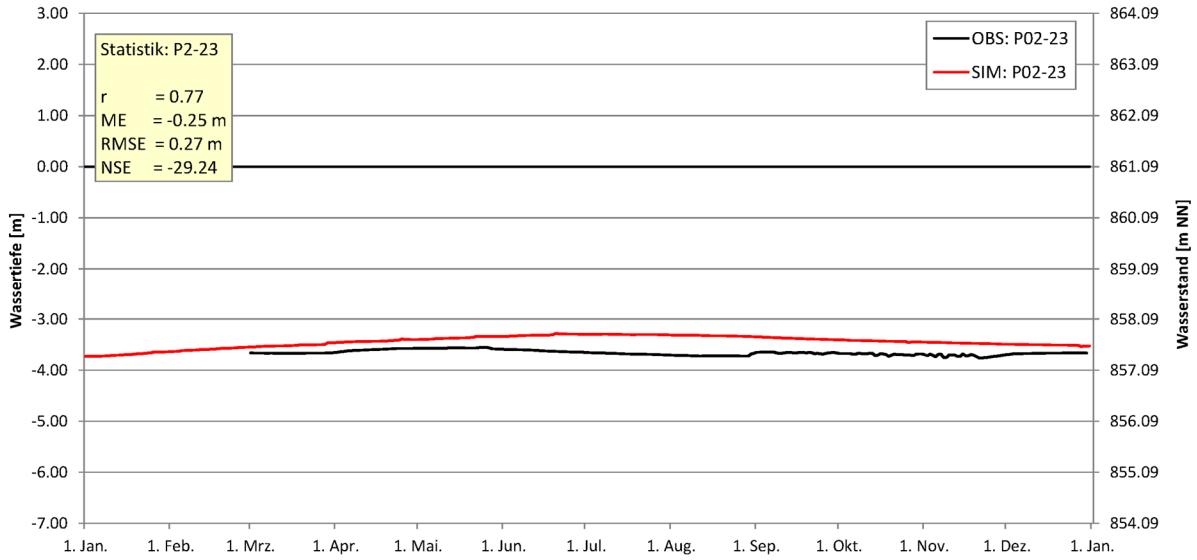

Statistik: P2-18
r = 0.83
ME = -0.23 m
RMSE = 0.33 m
NSE = 0.33
OBS: P02-18
SIM: P02-18
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.43
863.43
862.43
861.43
860.43
859.43
858.43
857.43
856.43
855.43
854.43
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

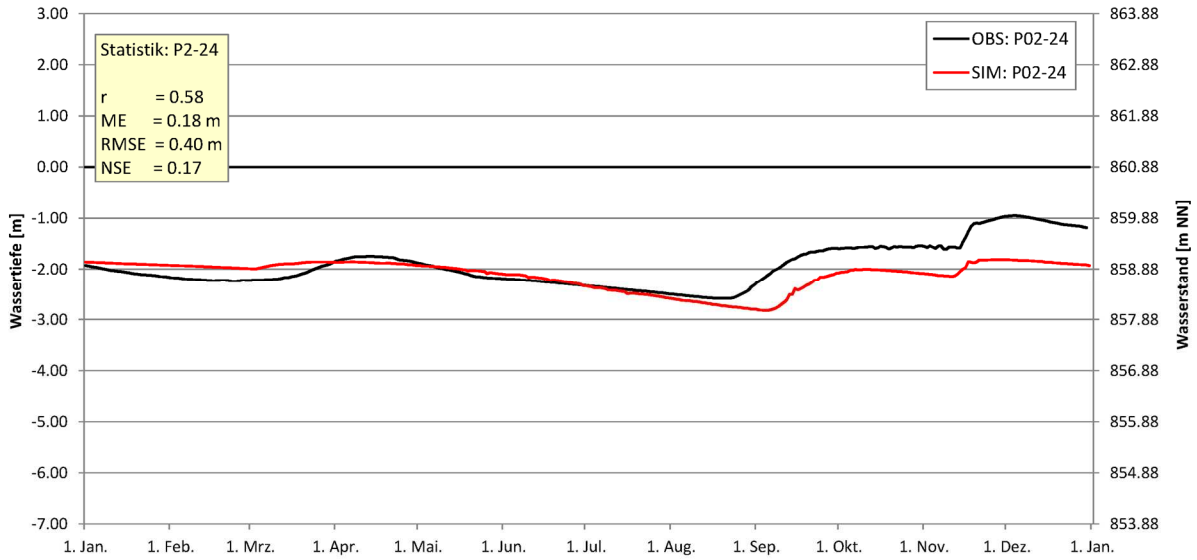

Statistik: P2-19
r = -0.68
ME = 0.03 m
RMSE = 0.33 m
NSE = 0.48
OBS: P02-19
SIM: P02-19
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.73
863.73
862.73
861.73
860.73
859.73
858.73
857.73
856.73
855.73
854.73
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

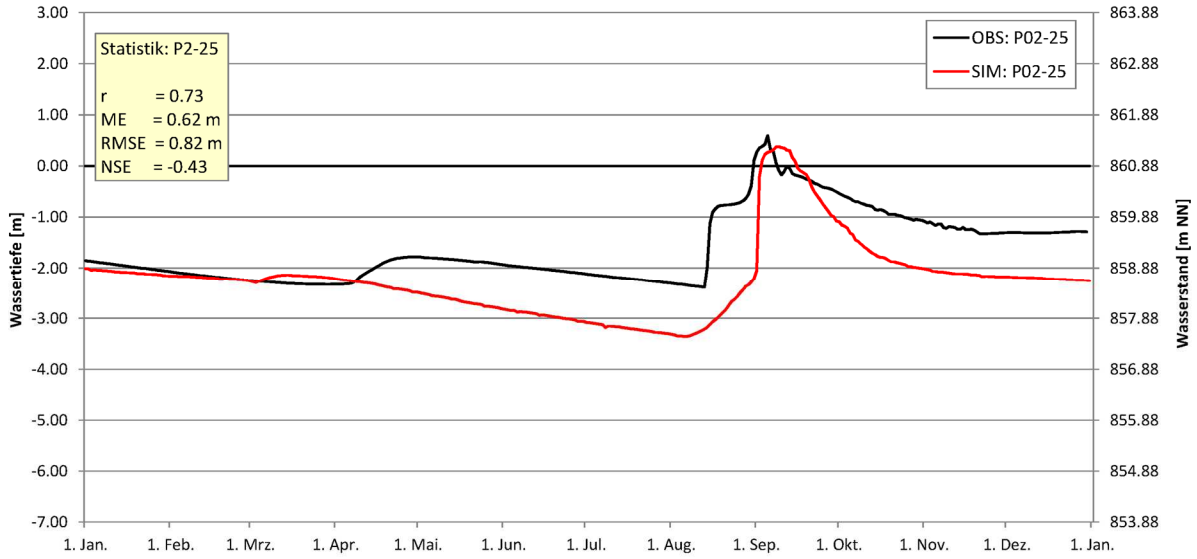

Statistik: P2-20
r = 0.98
ME = -0.19 m
RMSE = 0.31 m
NSE = 0.92
OBS: P02-20
SIM: P02-20
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
865.57
864.57
863.57
862.57
861.57
860.57
859.57
858.57
857.57
856.57
855.57
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

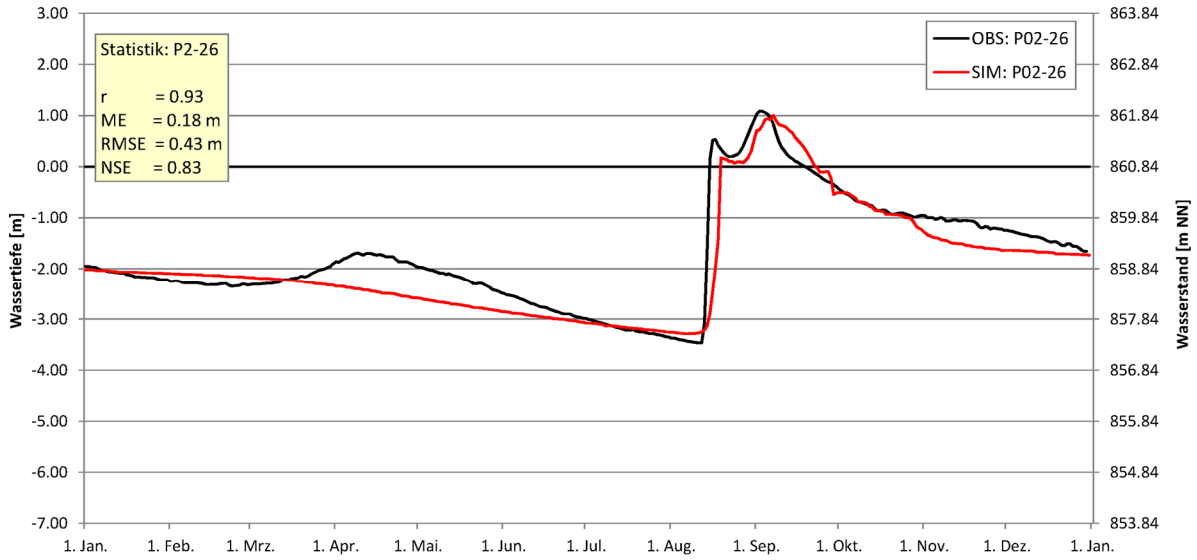

Statistik: P2-21
r = 0.92
ME = 0.14 m
RMSE = 0.33 m
NSE = -0.06
OBS: P02-21
SIM: P02-21
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.75
862.75
861.75
860.75
859.75
858.75
857.75
856.75
855.75
854.75
853.75
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

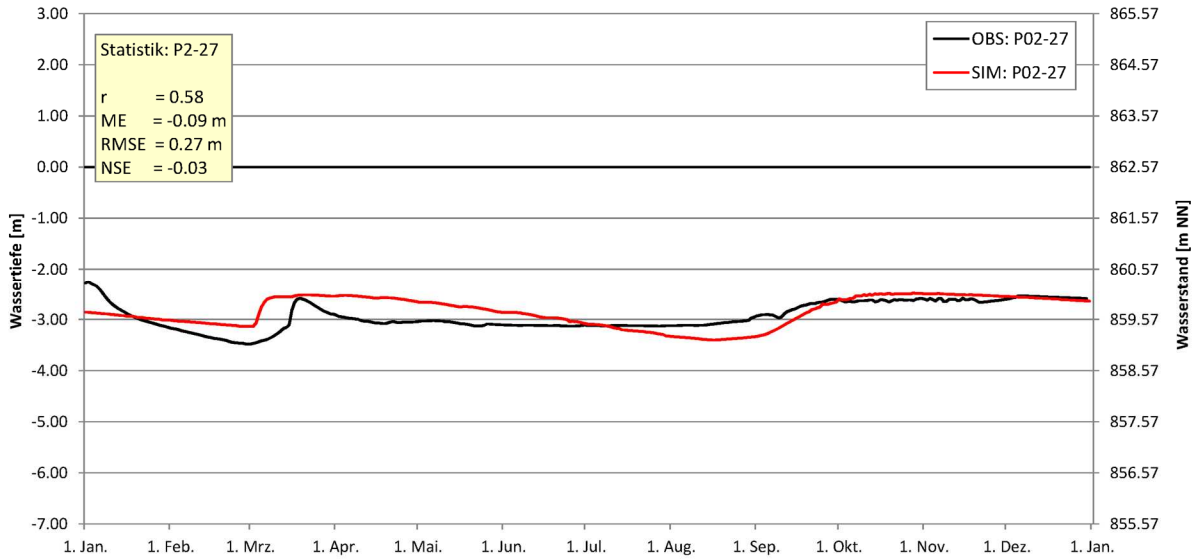

Statistik: P2-22
r = 0.78
ME = -0.06 m
RMSE = 0.18 m
NSE = 0.57
OBS: P02-22
SIM: P02-22
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.62
863.62
862.62
861.62
860.62
859.62
858.62
857.62
856.62
855.62
854.62
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

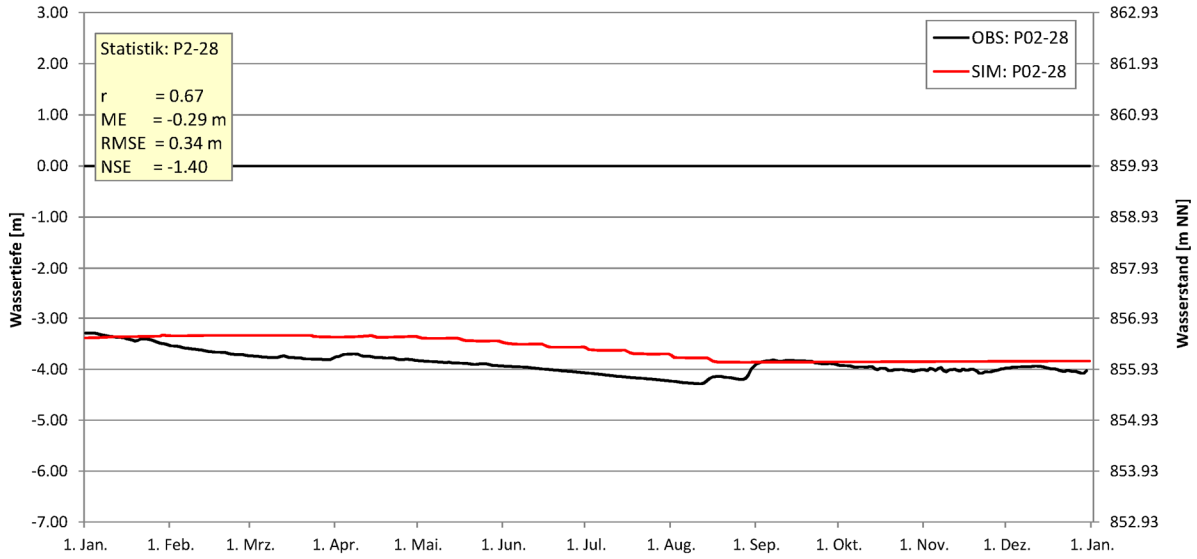

Statistik: P2-23
r = 0.77
ME = -0.25 m
RMSE = 0.27 m
NSE = -29.24
OBS: P02-23
SIM: P02-23
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.09
863.09
862.09
861.09
860.09
859.09
858.09
857.09
856.09
855.09
854.09
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

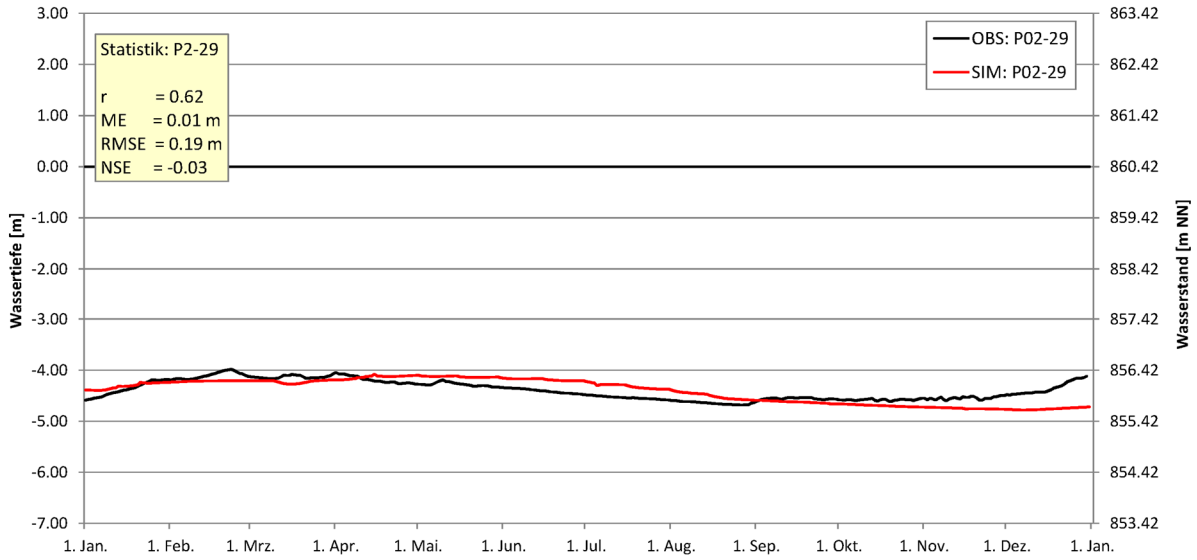

Statistik: P2-24
r = 0.58
ME = 0.18 m
RMSE = 0.40 m
NSE = 0.17
OBS: P02-24
SIM: P02-24
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.88
862.88
861.88
860.88
859.88
858.88
857.88
856.88
855.88
854.88
853.88
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

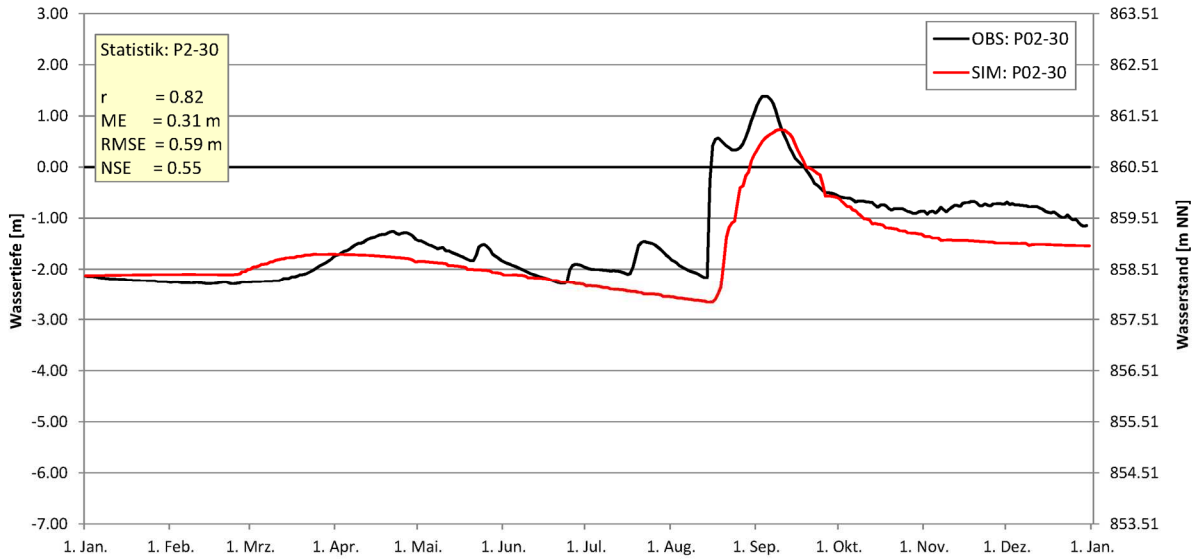

Statistik: P2-25
r = 0.73
ME = 0.62 m
RMSE = 0.82 m
NSE = -0.43
OBS: P02-25
SIM: P02-25
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.88
862.88
861.88
860.88
859.88
858.88
857.88
856.88
855.88
854.88
853.88
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

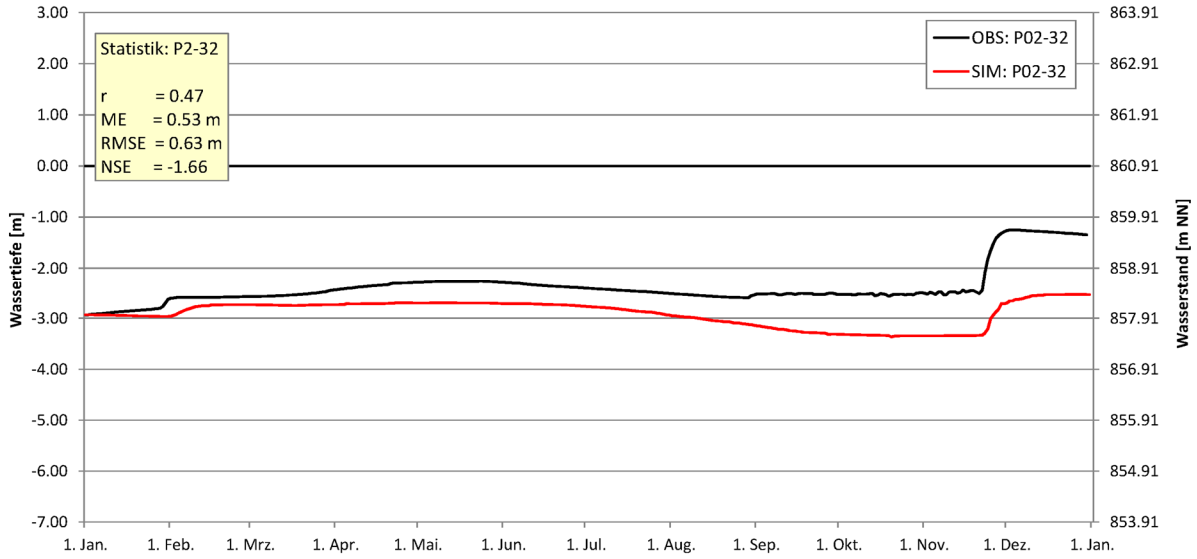

Statistik: P2-26
r = 0.93
ME = 0.18 m
RMSE = 0.43 m
NSE = 0.83
OBS: P02-26
SIM: P02-26
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.84
862.84
861.84
860.84
859.84
858.84
857.84
856.84
855.84
854.84
853.84
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

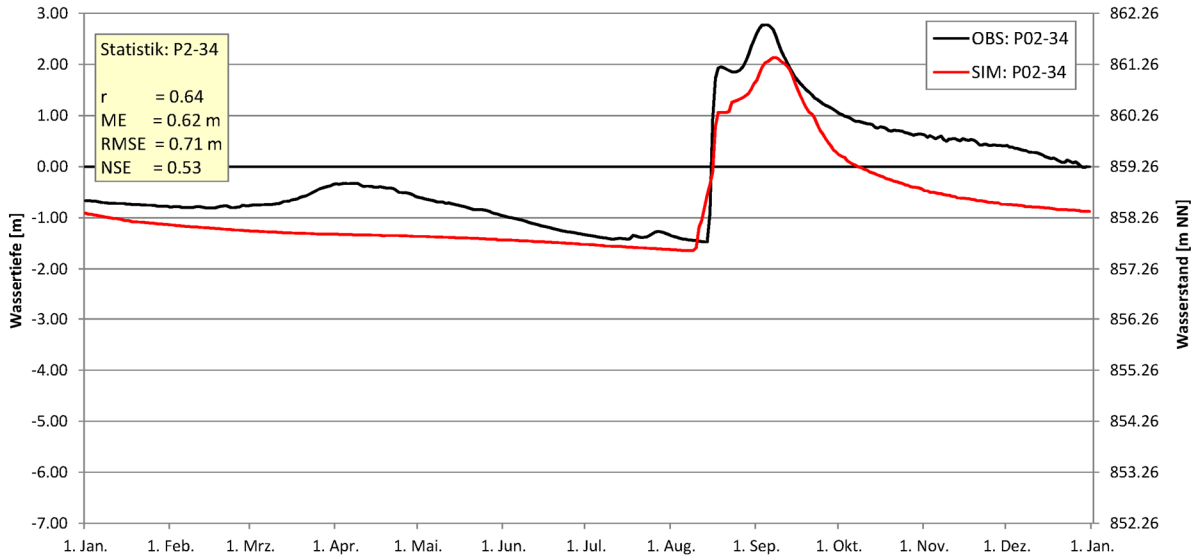

Statistik: P2-27
r = 0.58
ME = -0.09 m
RMSE = 0.27 m
NSE = -0.03
OBS: P02-27
SIM: P02-27
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
865.57
864.57
863.57
862.57
861.57
860.57
859.57
858.57
857.57
856.57
855.57
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

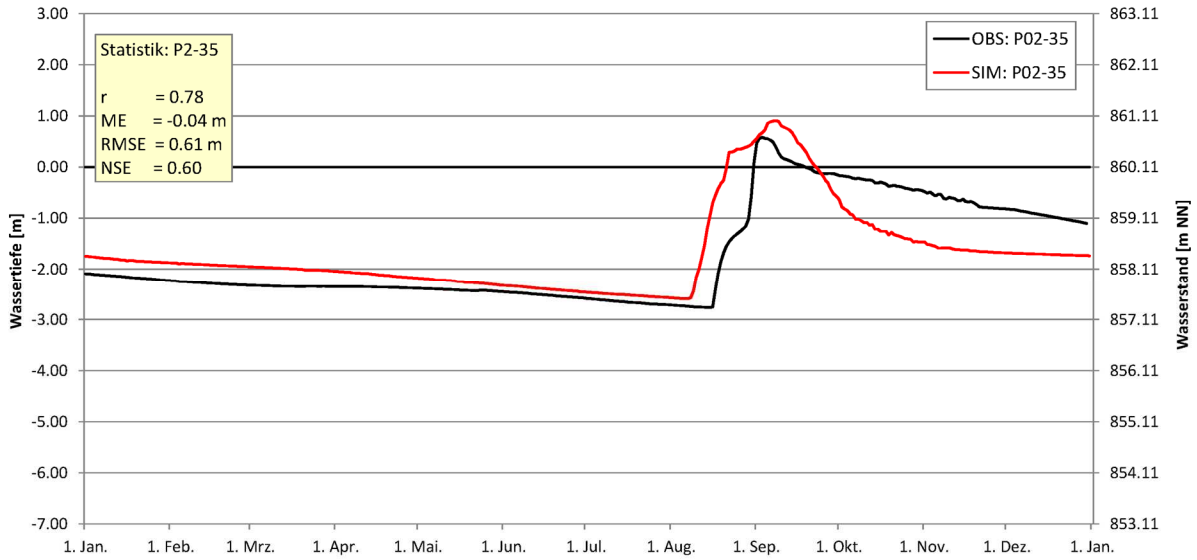

Statistik: P2-28
r = 0.67
ME = -0.29 m
RMSE = 0.34 m
NSE = -1.40
OBS: P02-28
SIM: P02-28
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
862.93
861.93
860.93
859.93
858.93
857.93
856.93
855.93
854.93
853.93
852.93
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

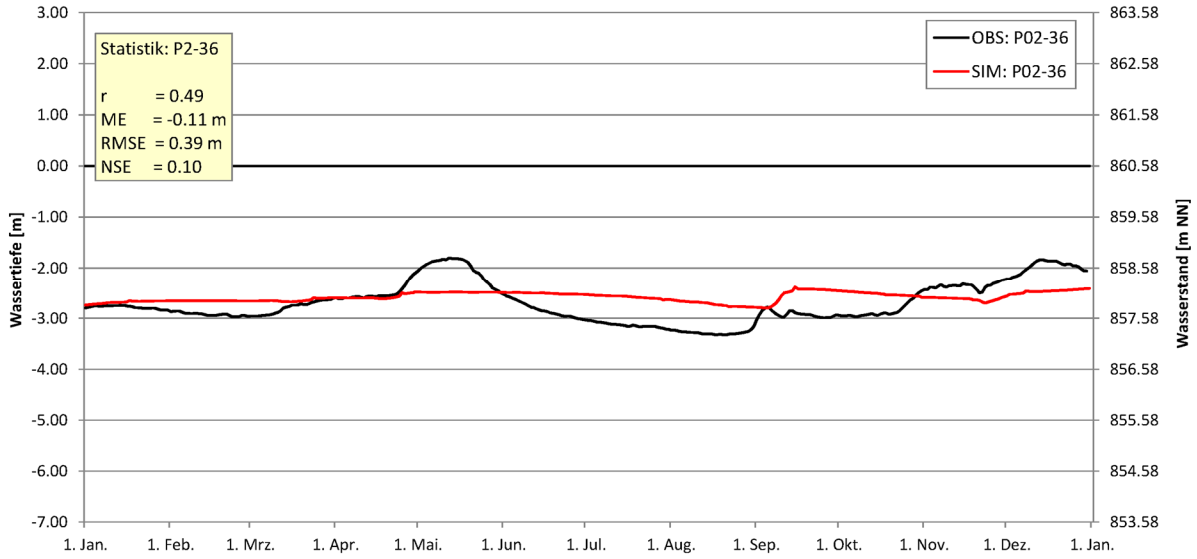

Statistik: P2-29
r = 0.62
ME = 0.01 m
RMSE = 0.19 m
NSE = -0.03
OBS: P02-29
SIM: P02-29
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.42
862.42
861.42
860.42
859.42
858.42
857.42
856.42
855.42
854.42
853.42
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

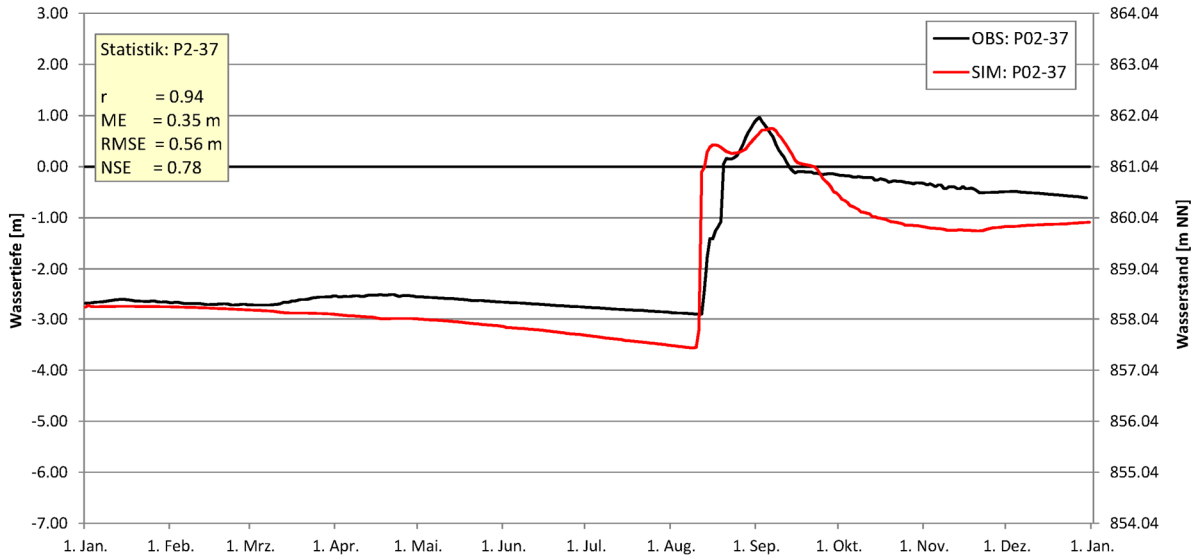

Statistik: P2-30
r = 0.82
ME = 0.31 m
RMSE = 0.59 m
NSE = 0.55
OBS: P02-30
SIM: P02-30
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.51
862.51
861.51
860.51
859.51
858.51
857.51
856.51
855.51
854.51
853.51
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

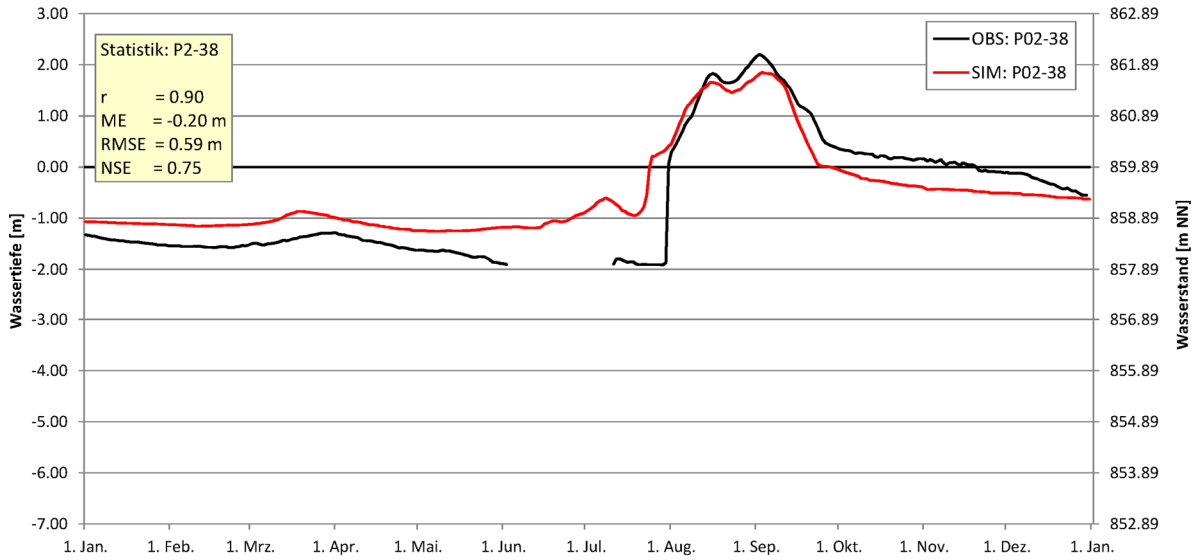

Statistik: P2-32
r = 0.47
ME = 0.53 m
RMSE = 0.63 m
NSE = -1.66
OBS: P02-32
SIM: P02-32
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.91
862.91
861.91
860.91
859.91
858.91
857.91
856.91
855.91
854.91
853.91
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.


Statistik: P2-34
r = 0.64
ME = 0.62 m
RMSE = 0.71 m
NSE = 0.53
OBS: P02-34
SIM: P02-34
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
862.26
861.26
860.26
859.26
858.26
857.26
856.26
855.26
854.26
853.26
852.26
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

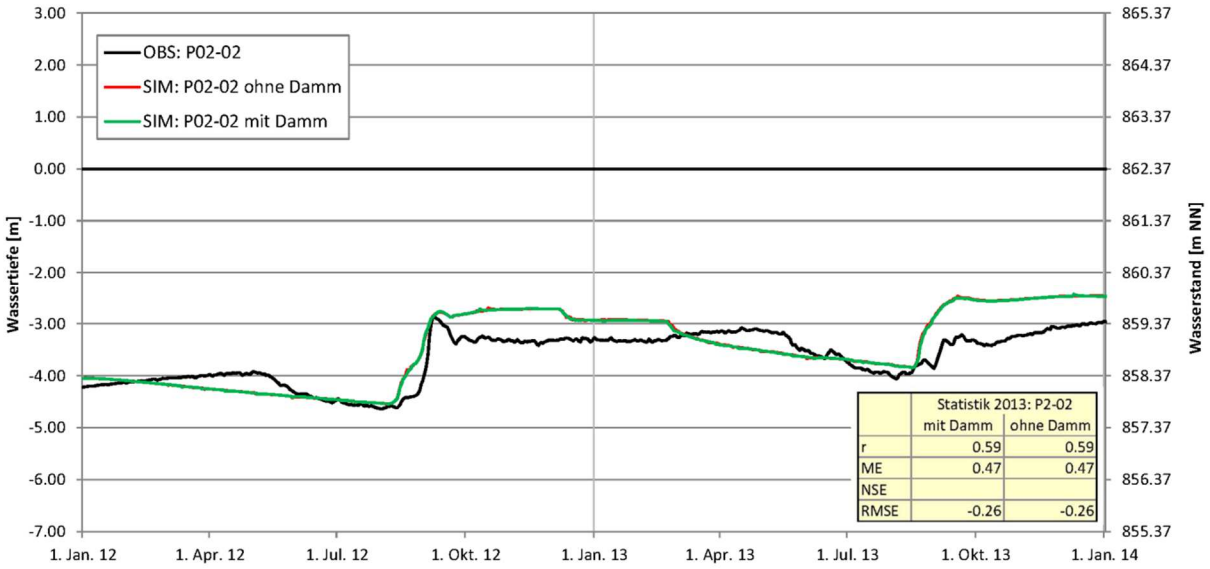

Statistik: P2-35
r = 0.78
ME = -0.04 m
RMSE = 0.61 m
NSE = 0.60
OBS: P02-35
SIM: P02-35
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.11
862.11
861.11
860.11
859.11
858.11
857.11
856.11
855.11
854.11
853.11
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.


Statistik: P2-36
r = 0.49
ME = -0.11 m
RMSE = 0.39 m
NSE = 0.10
OBS: P02-36
SIM: P02-36
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.58
862.58
861.58
860.58
859.58
858.58
857.58
856.58
855.58
854.58
853.58
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

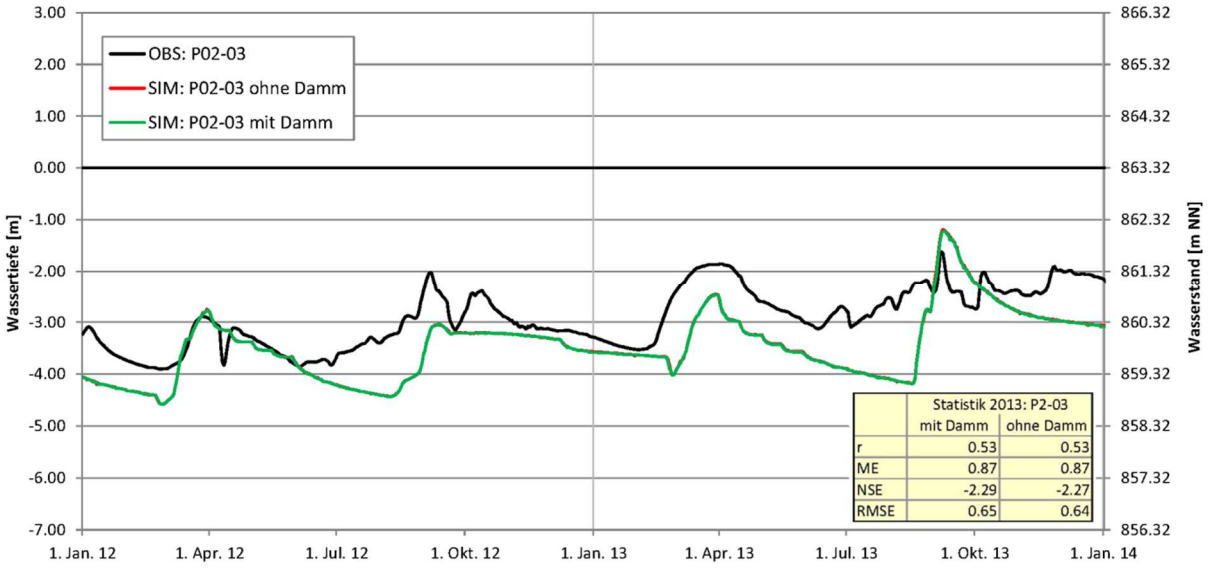

Statistik: P2-37
r = 0.94
ME = 0.35 m
RMSE = 0.56 m
NSE = 0.78
OBS: P02-37
SIM: P02-37
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.04
863.04
862.04
861.04
860.04
859.04
858.04
857.04
856.04
855.04
854.04
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.


Statistik: P2-38
r = 0.90
ME = -0.20 m
RMSE = 0.59 m
NSE = 0.75
OBS: P02-38
SIM: P02-38
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
862.89
861.89
860.89
859.89
858.89
857.89
856.89
855.89
854.89
853.89
852.89
1. Jan.
1. Feb.
1. Mrz.
1. Apr.
1. Mai.
1. Jun.
1. Jul.
1. Aug.
1. Sep.
1. Okt.
1. Nov.
1. Dez.
1. Jan.

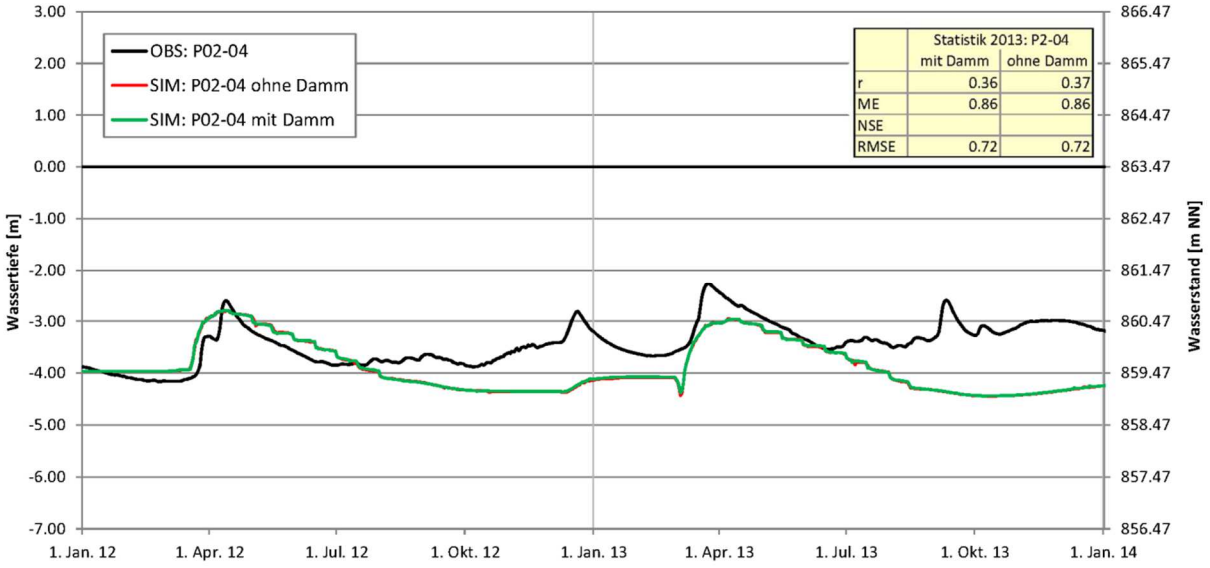
Anhang F: Validierung



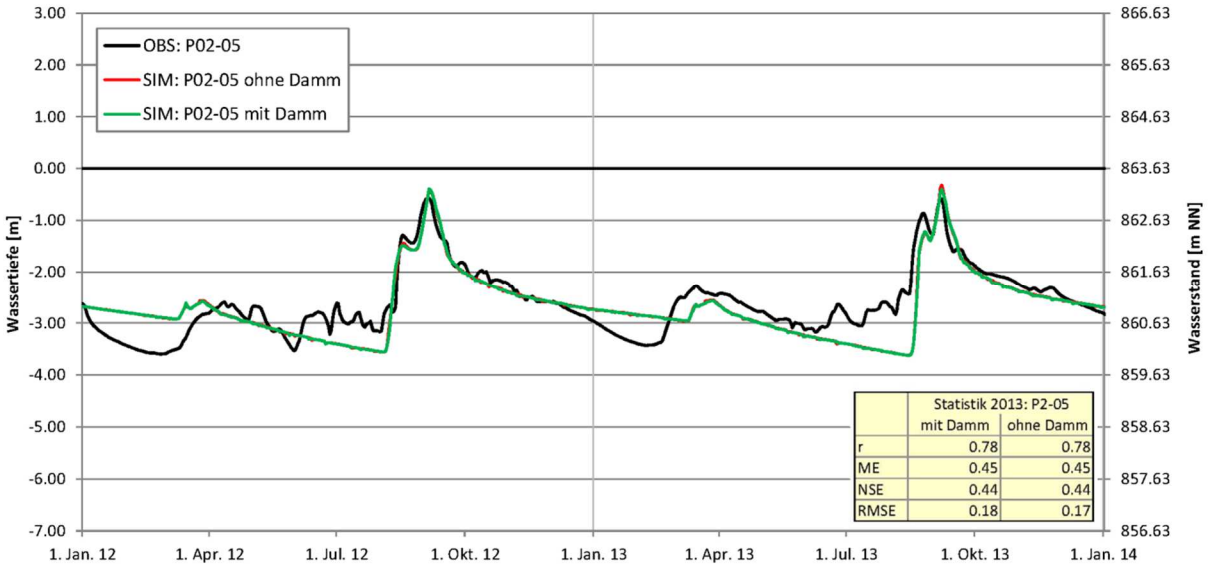
Statistik 2013: P2-02	mit Damm	ohne Damm
r	0.59	0.59
ME	0.47	0.47
NSE		
RMSE	-0.26	-0.26



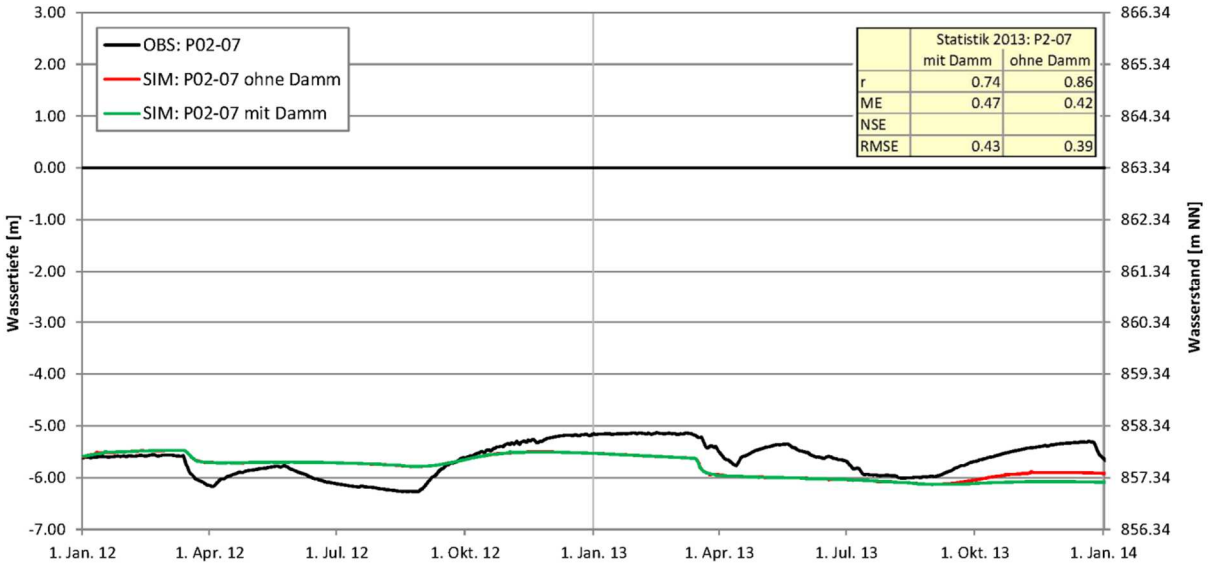
Statistik 2013: P2-03	mit Damm	ohne Damm
r	0.53	0.53
ME	0.87	0.87
NSE	-2.29	-2.27
RMSE	0.65	0.64



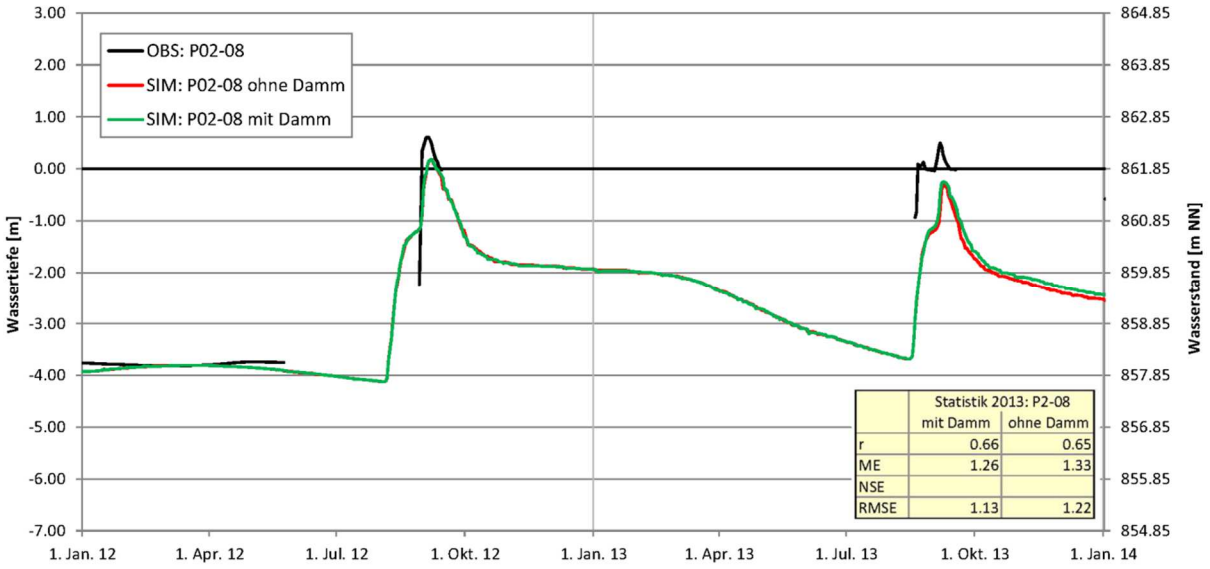
Statistik 2013: P2-04	mit Damm	ohne Damm
r	0.36	0.37
ME	0.86	0.86
NSE		
RMSE	0.72	0.72



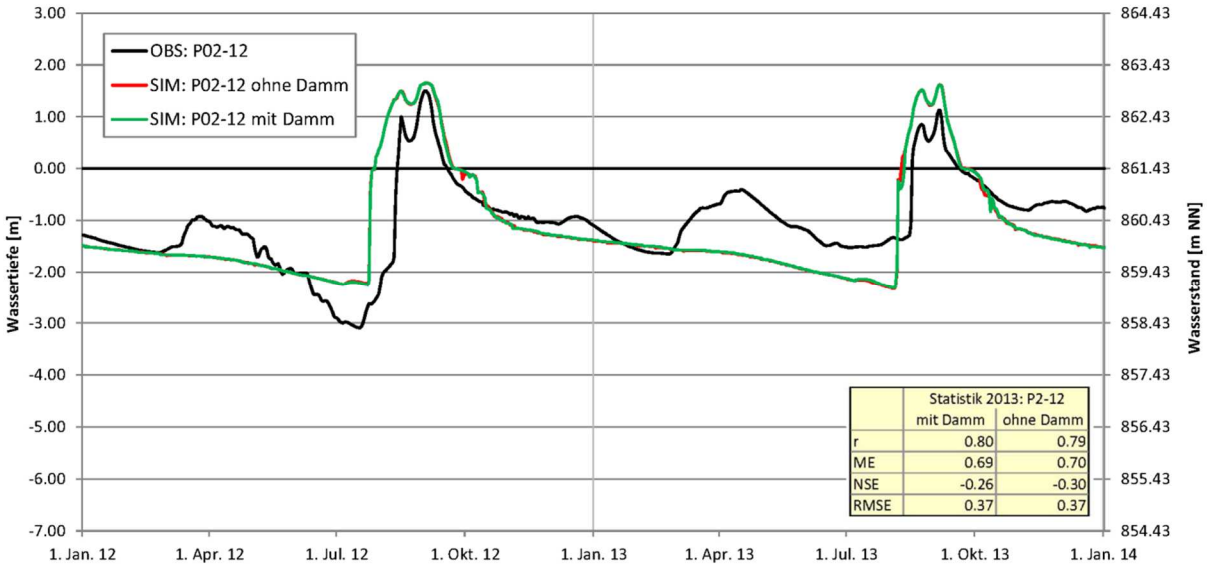
Statistik 2013: P2-05	mit Damm	ohne Damm
r	0.78	0.78
ME	0.45	0.45
NSE	0.44	0.44
RMSE	0.18	0.17



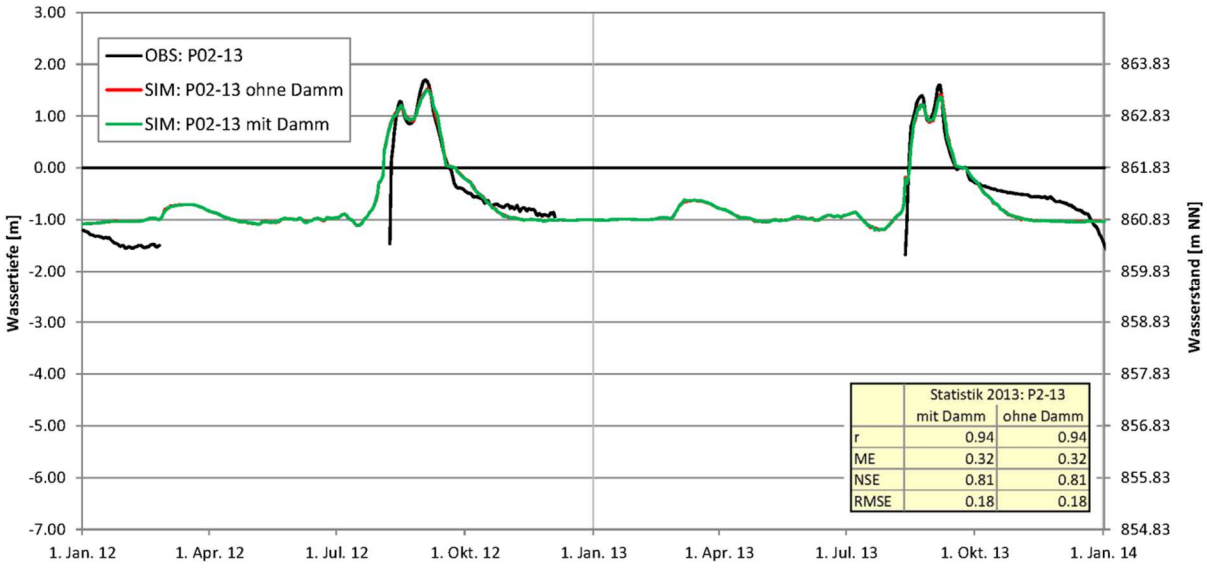
Statistik 2013: P2-07	mit Damm	ohne Damm
r	0.74	0.86
ME	0.47	0.42
NSE		
RMSE	0.43	0.39



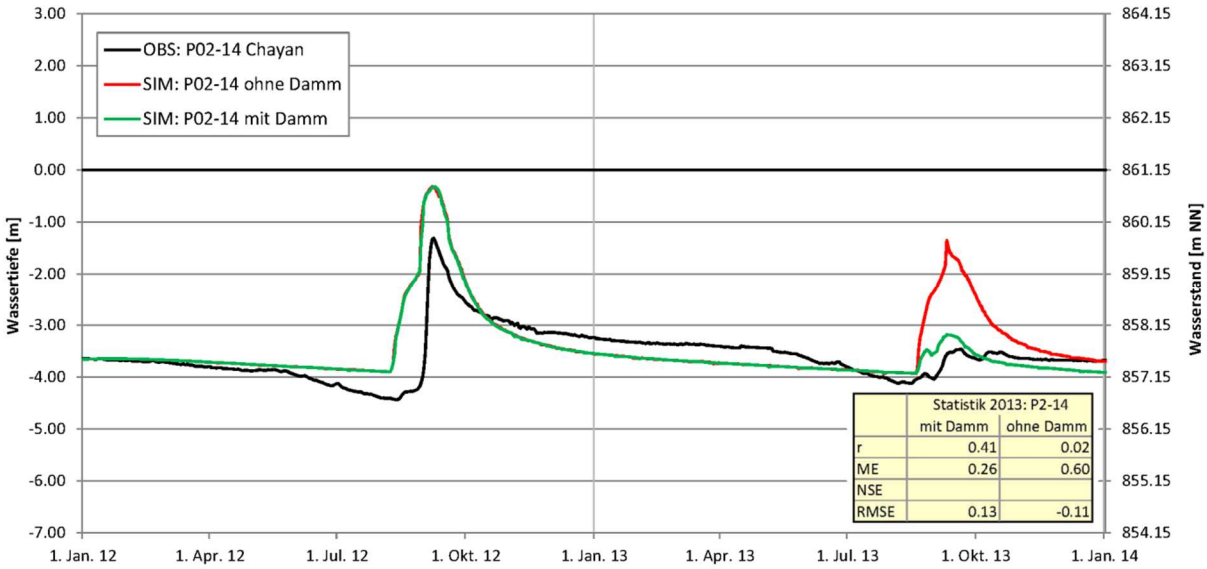
Statistik 2013: P2-08	mit Damm	ohne Damm
r	0.66	0.65
ME	1.26	1.33
NSE		
RMSE	1.13	1.22



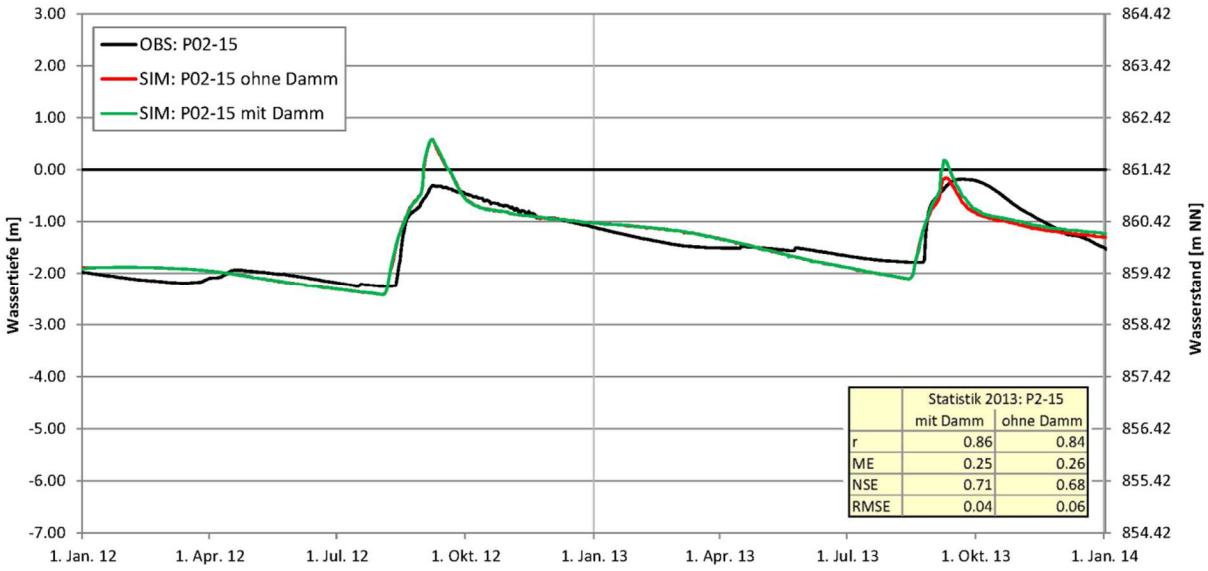
Statistik 2013: P2-12	mit Damm	ohne Damm
r	0.80	0.79
ME	0.69	0.70
NSE	-0.26	-0.30
RMSE	0.37	0.37

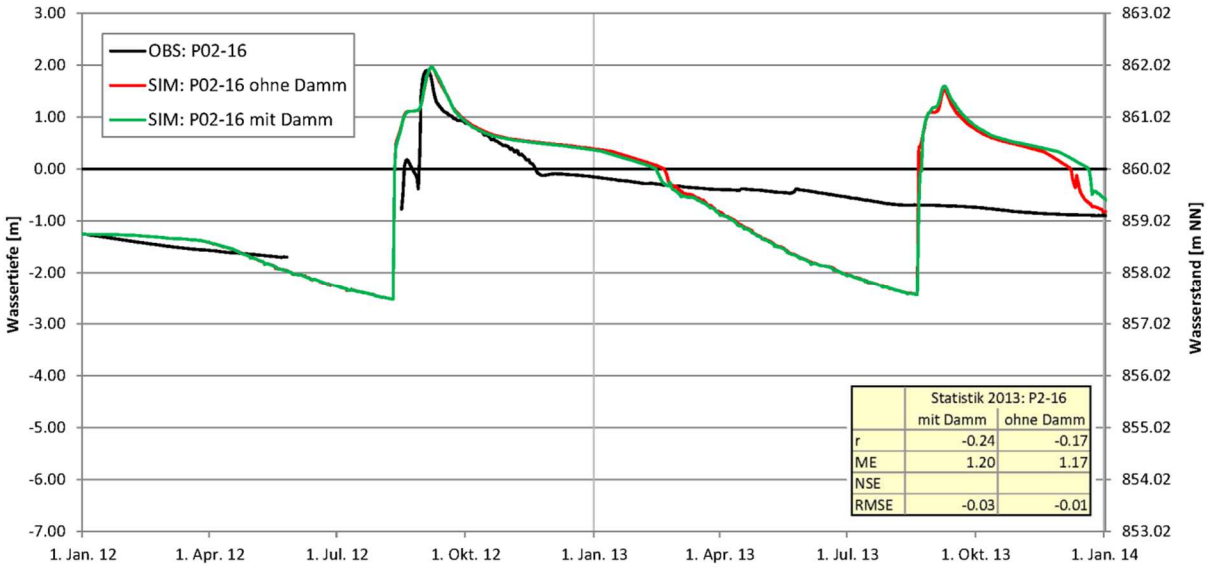


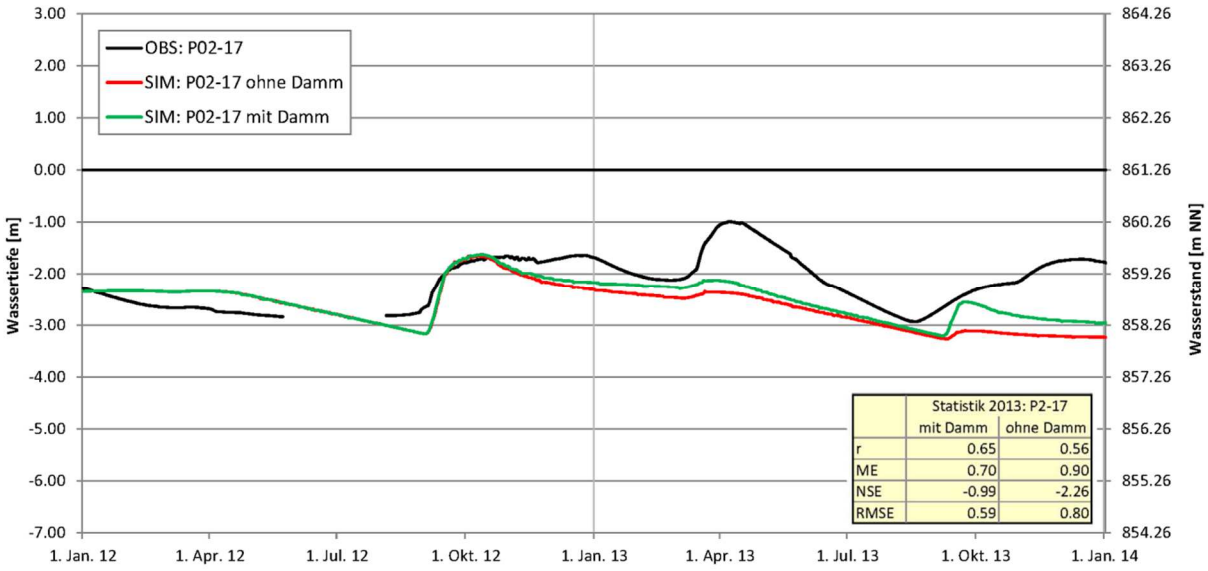
Statistik 2013: P2-13	mit Damm	ohne Damm
r	0.94	0.94
ME	0.32	0.32
NSE	0.81	0.81
RMSE	0.18	0.18

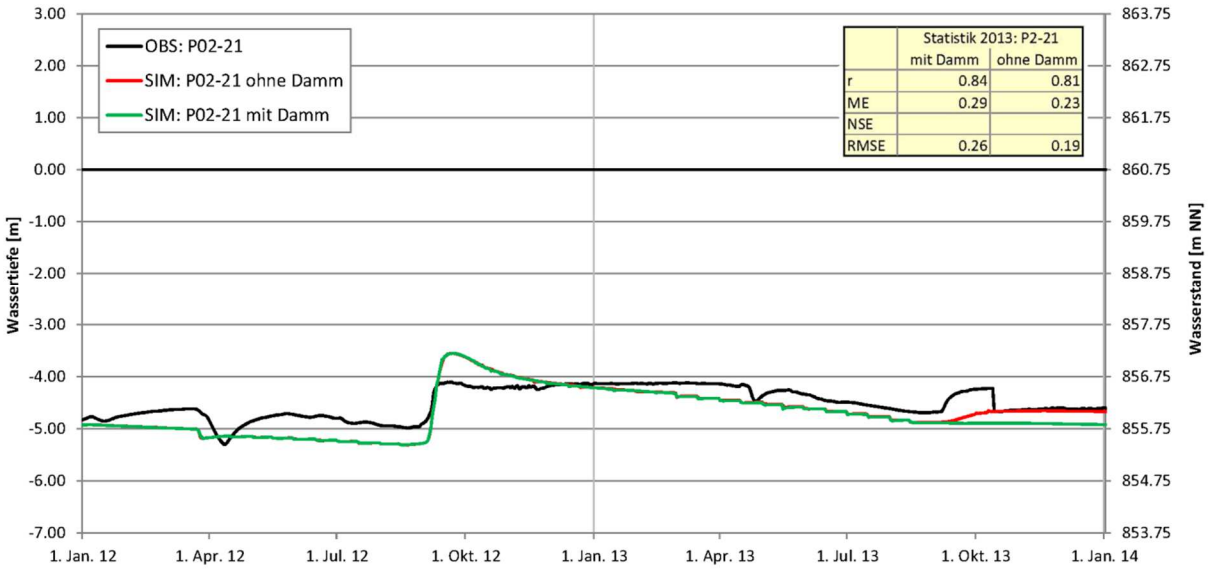


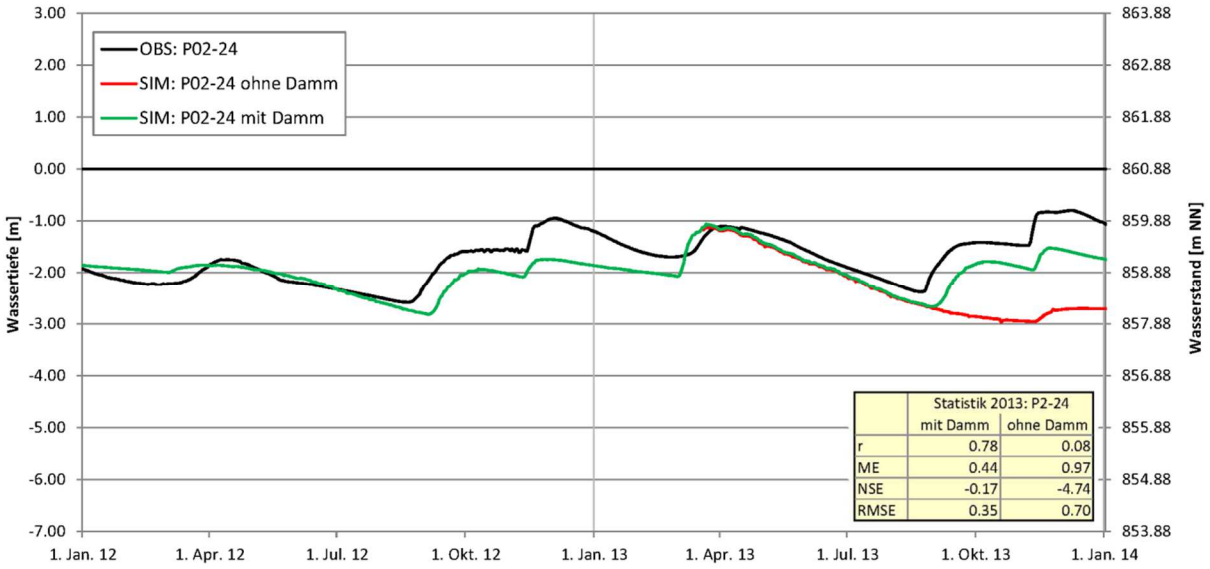
Statistik 2013: P2-14	mit Damm	ohne Damm
r	0.41	0.02
ME	0.26	0.60
NSE		
RMSE	0.13	-0.11

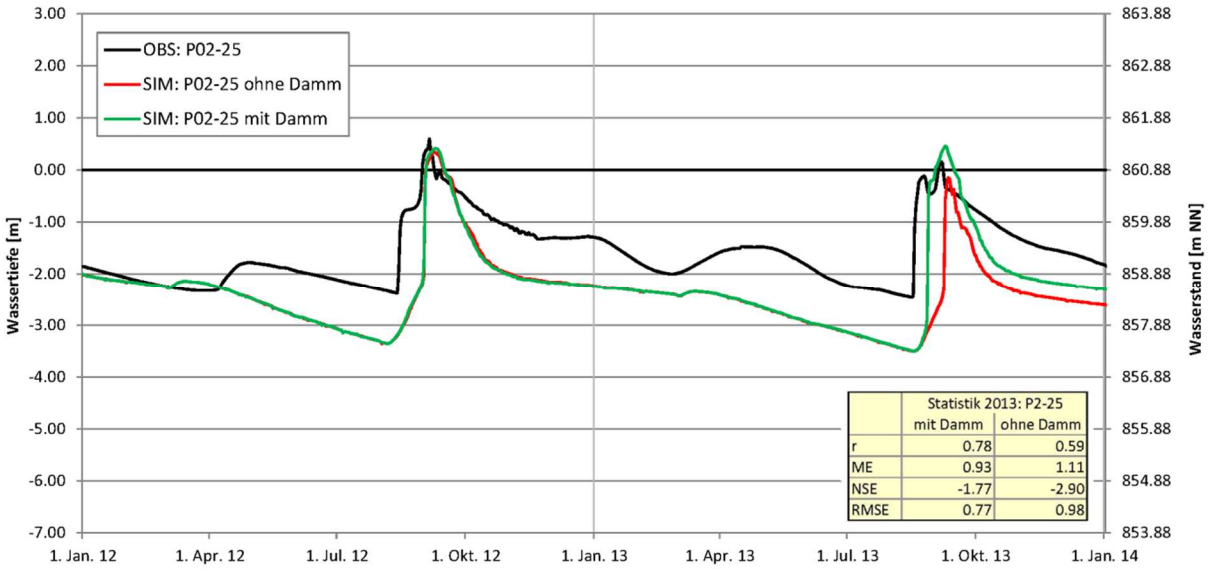

OBS: P02-15
SIM: P02-15 ohne Damm
SIM: P02-15 mit Damm
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.42
863.42
862.42
861.42
860.42
859.42
858.42
857.42
856.42
855.42
854.42
1. Jan. 12
1. Apr. 12
1. Jul. 12
1. Okt. 12
1. Jan. 13
1. Apr. 13
1. Jul. 13
1. Okt. 13
1. Jan. 14
Statistik 2013: P2-15
mit Damm
ohne Damm
r 0.86 0.84
ME 0.25 0.26
NSE 0.71 0.68
RMSE 0.04 0.06

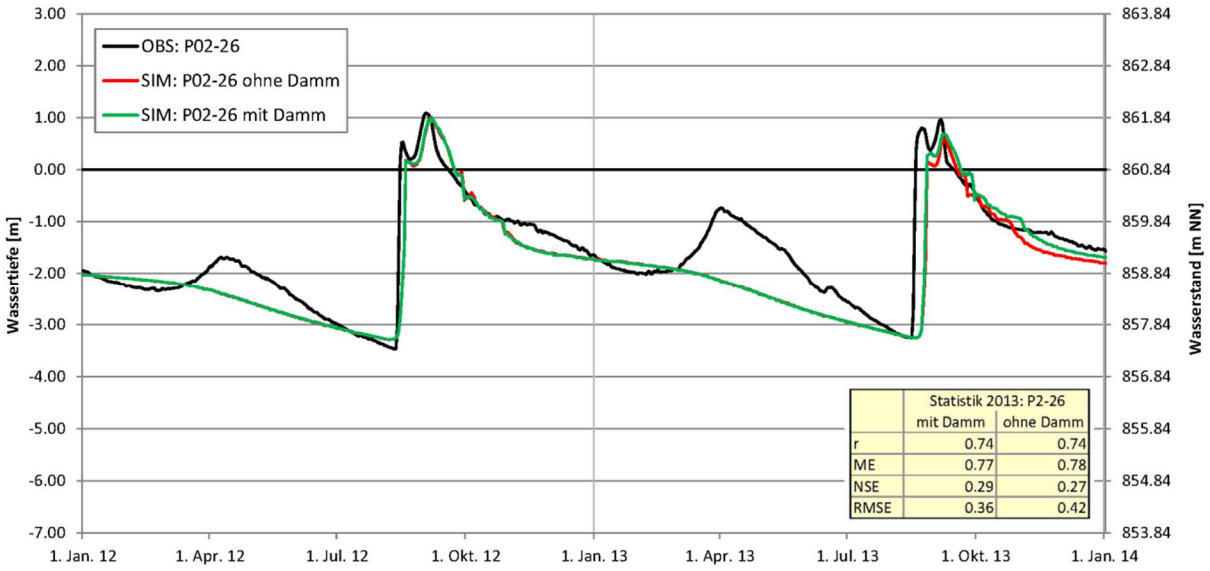

OBS: P02-16
SIM: P02-16 ohne Damm
SIM: P02-16 mit Damm
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
863.02
862.02
861.02
860.02
859.02
858.02
857.02
856.02
855.02
854.02
853.02
1. Jan. 12
1. Apr. 12
1. Jul. 12
1. Okt. 12
1. Jan. 13
1. Apr. 13
1. Jul. 13
1. Okt. 13
1. Jan. 14
Statistik 2013: P2-16
mit Damm
ohne Damm
r -0.24 -0.17
ME 1.20 1.17
NSE
RMSE -0.03 -0.01


OBS: P02-17
SIM: P02-17 ohne Damm
SIM: P02-17 mit Damm
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00
2.00
1.00
0.00
-1.00
-2.00
-3.00
-4.00
-5.00
-6.00
-7.00
864.26
863.26
862.26
861.26
860.26
859.26
858.26
857.26
856.26
855.26
854.26
1. Jan. 12
1. Apr. 12
1. Jul. 12
1. Okt. 12
1. Jan. 13
1. Apr. 13
1. Jul. 13
1. Okt. 13
1. Jan. 14
Statistik 2013: P2-17
mit Damm
ohne Damm
r 0.65 0.56
ME 0.70 0.90
NSE -0.99 -2.26
RMSE 0.59 0.80

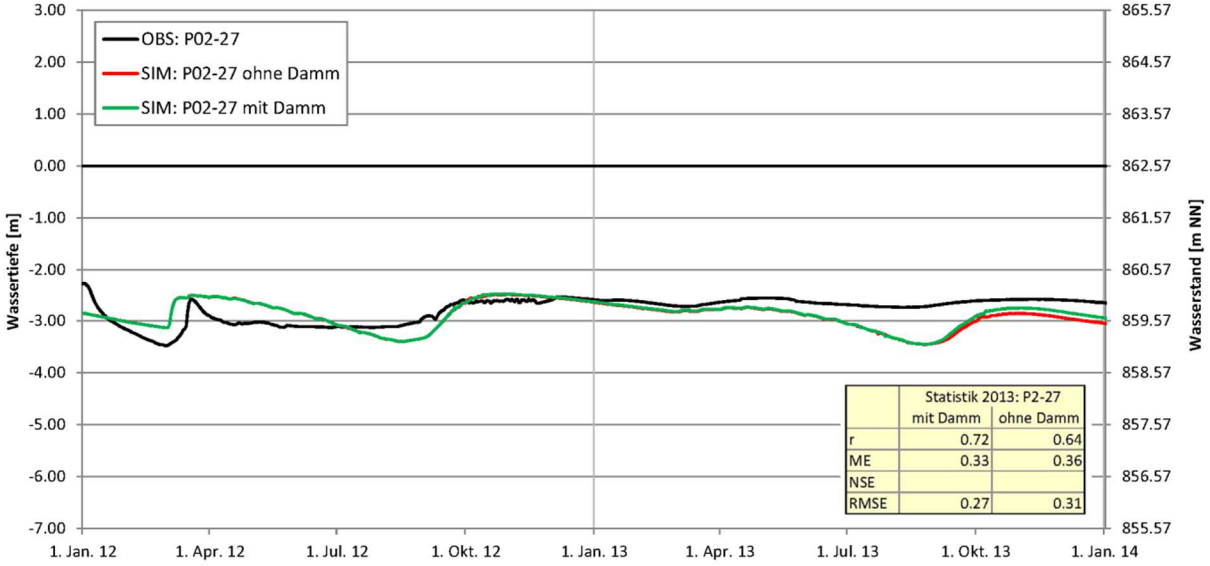

OBS: P02-21
SIM: P02-21 ohne Damm
SIM: P02-21 mit Damm
Statistik 2013: P2-21
mit Damm ohne Damm
r 0.84 0.81
ME 0.29 0.23
NSE
RMSE 0.26 0.19
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.75 862.75 861.75 860.75 859.75 858.75 857.75 856.75 855.75 854.75 853.75
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14


OBS: P02-24
SIM: P02-24 ohne Damm
SIM: P02-24 mit Damm
Statistik 2013: P2-24
mit Damm ohne Damm
r 0.78 0.08
ME 0.44 0.97
NSE -0.17 -4.74
RMSE 0.35 0.70
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.88 862.88 861.88 860.88 859.88 858.88 857.88 856.88 855.88 854.88 853.88
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14

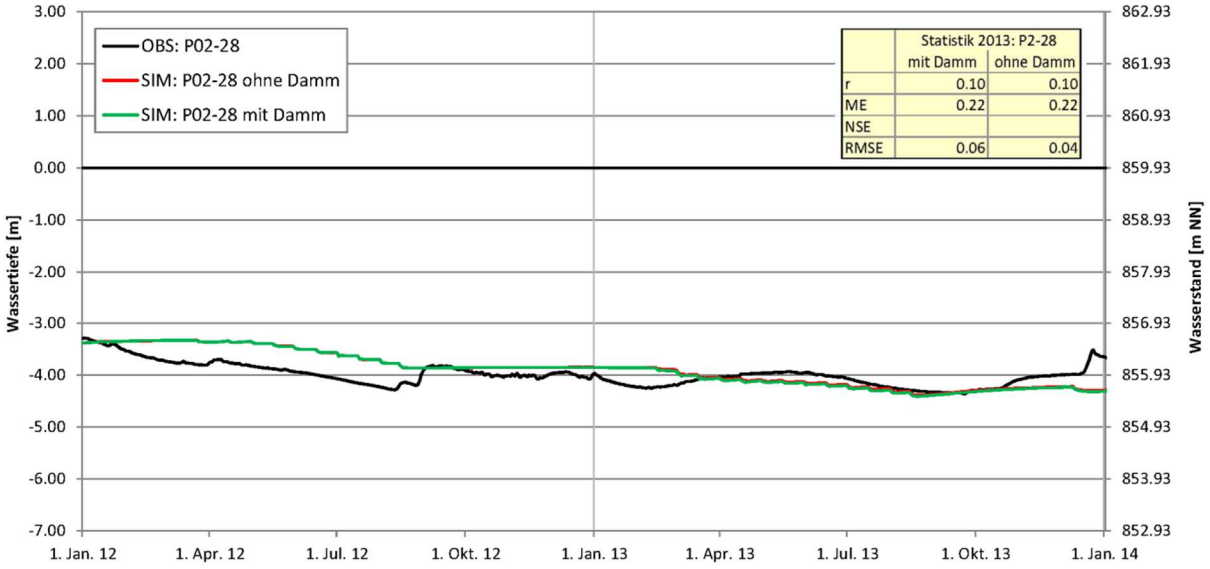

OBS: P02-25
SIM: P02-25 ohne Damm
SIM: P02-25 mit Damm
Statistik 2013: P2-25
mit Damm ohne Damm
r 0.78 0.59
ME 0.93 1.11
NSE -1.77 -2.90
RMSE 0.77 0.98
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.88 862.88 861.88 860.88 859.88 858.88 857.88 856.88 855.88 854.88 853.88
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14



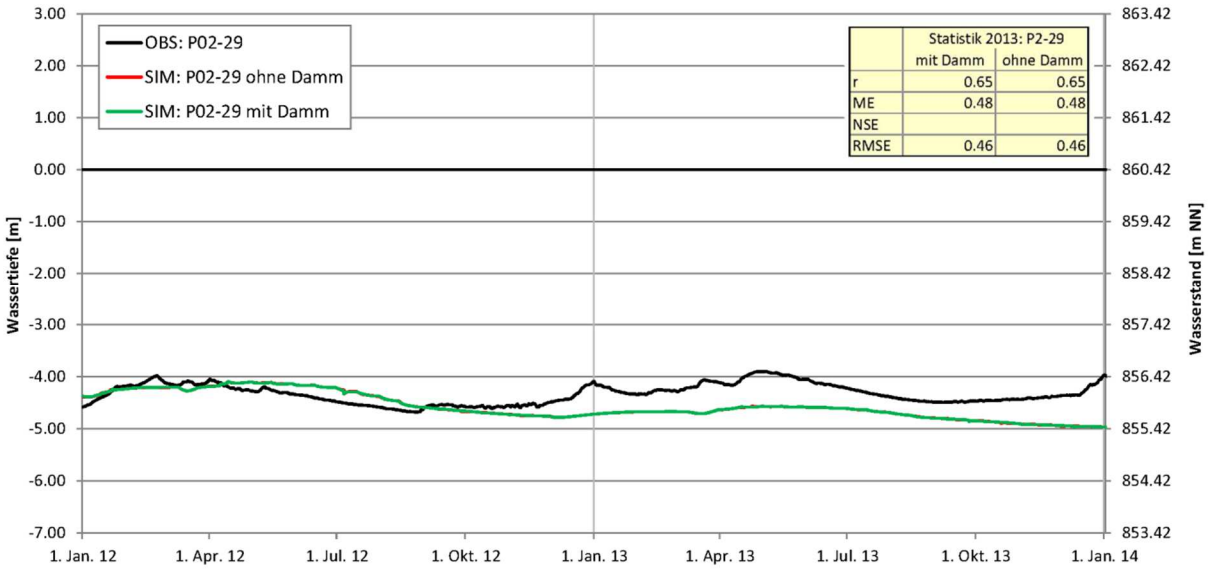
Statistik 2013: P2-26	mit Damm	ohne Damm
r	0.74	0.74
ME	0.77	0.78
NSE	0.29	0.27
RMSE	0.36	0.42

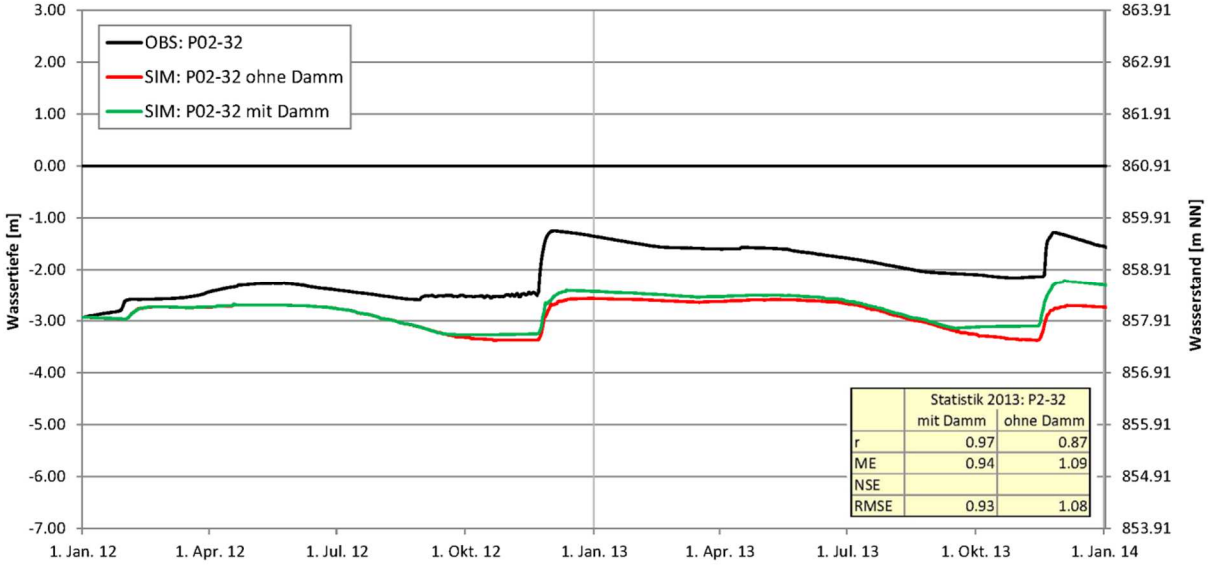


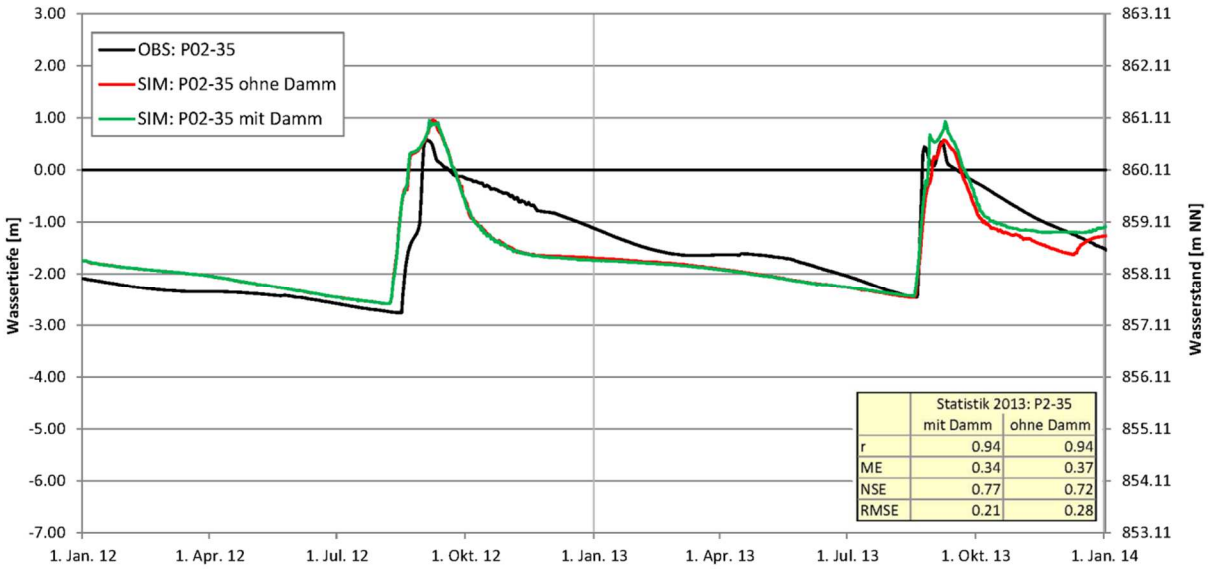
Statistik 2013: P2-27	mit Damm	ohne Damm
r	0.72	0.64
ME	0.33	0.36
NSE		
RMSE	0.27	0.31

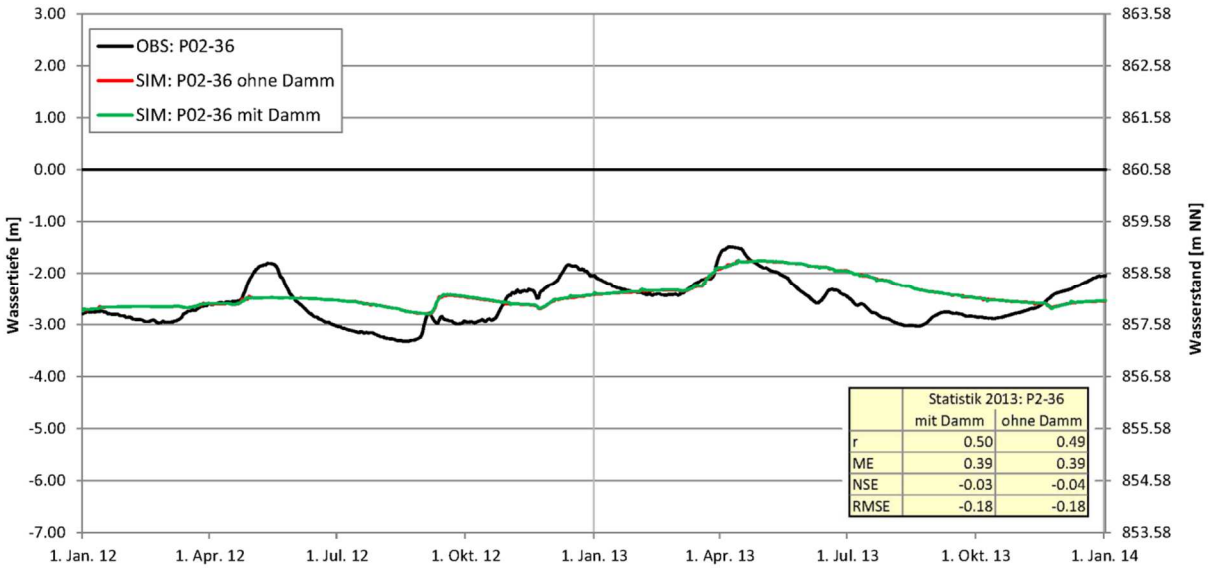


Statistik 2013: P2-28	mit Damm	ohne Damm
r	0.10	0.10
ME	0.22	0.22
NSE		
RMSE	0.06	0.04


OBS: P02-29
SIM: P02-29 ohne Damm
SIM: P02-29 mit Damm
Statistik 2013: P2-29
mit Damm ohne Damm
r 0.65 0.65
ME 0.48 0.48
NSE
RMSE 0.46 0.46
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.42 862.42 861.42 860.42 859.42 858.42 857.42 856.42 855.42 854.42 853.42
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14


OBS: P02-32
SIM: P02-32 ohne Damm
SIM: P02-32 mit Damm
Statistik 2013: P2-32
mit Damm ohne Damm
r 0.97 0.87
ME 0.94 1.09
NSE
RMSE 0.93 1.08
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.91 862.91 861.91 860.91 859.91 858.91 857.91 856.91 855.91 854.91 853.91
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14


OBS: P02-35
SIM: P02-35 ohne Damm
SIM: P02-35 mit Damm
Statistik 2013: P2-35
mit Damm ohne Damm
r 0.94 0.94
ME 0.34 0.37
NSE 0.77 0.72
RMSE 0.21 0.28
Wassertiefe [m]
Wasserstand [m NN]
3.00 2.00 1.00 0.00 -1.00 -2.00 -3.00 -4.00 -5.00 -6.00 -7.00
863.11 862.11 861.11 860.11 859.11 858.11 857.11 856.11 855.11 854.11 853.11
1. Jan. 12 1. Apr. 12 1. Jul. 12 1. Okt. 12 1. Jan. 13 1. Apr. 13 1. Jul. 13 1. Okt. 13 1. Jan. 14

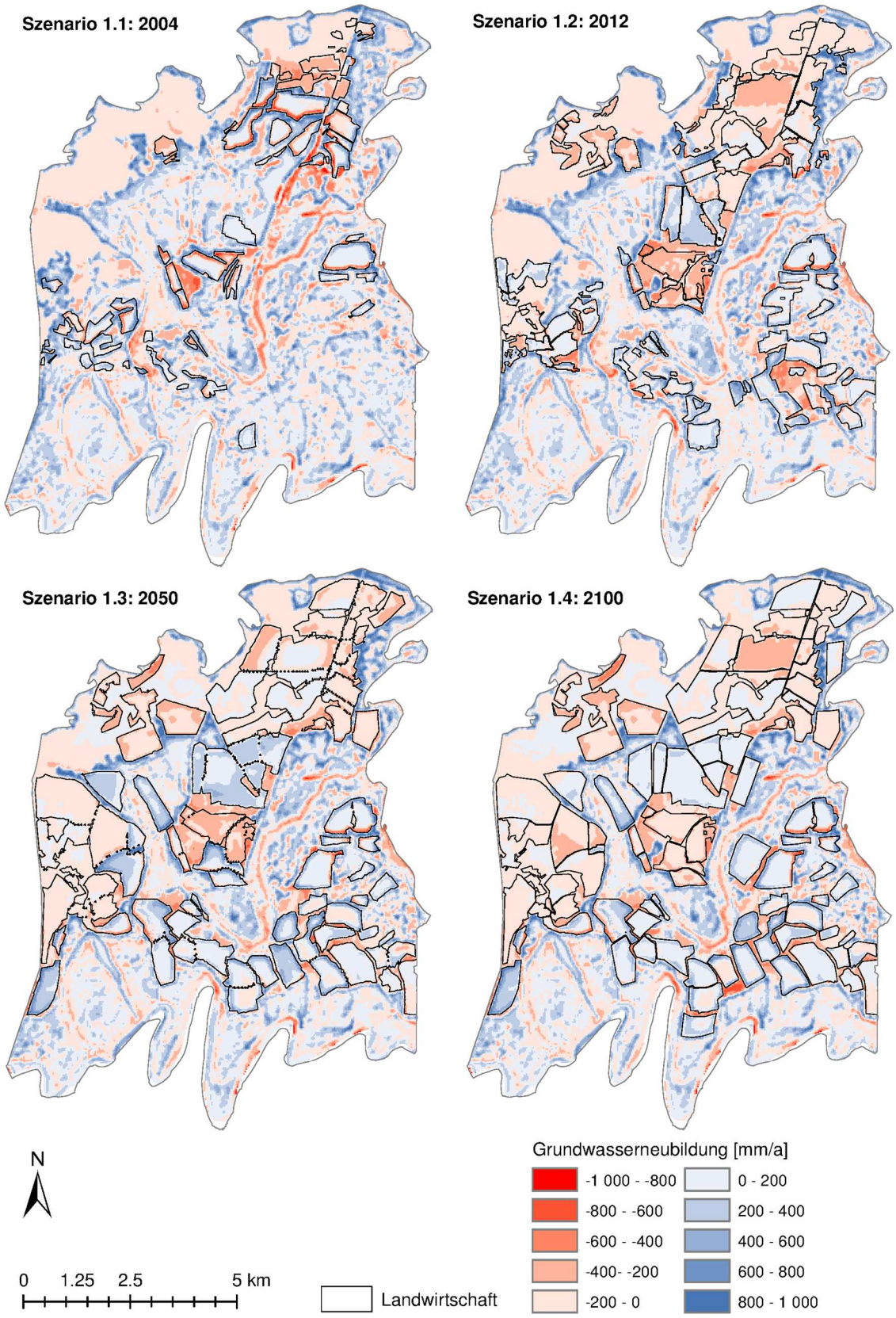


	Statistik 2013: P2-36	
	mit Damm	ohne Damm
r	0.50	0.49
ME	0.39	0.39
NSE	-0.03	-0.04
RMSE	-0.18	-0.18

Anhang G: Karten

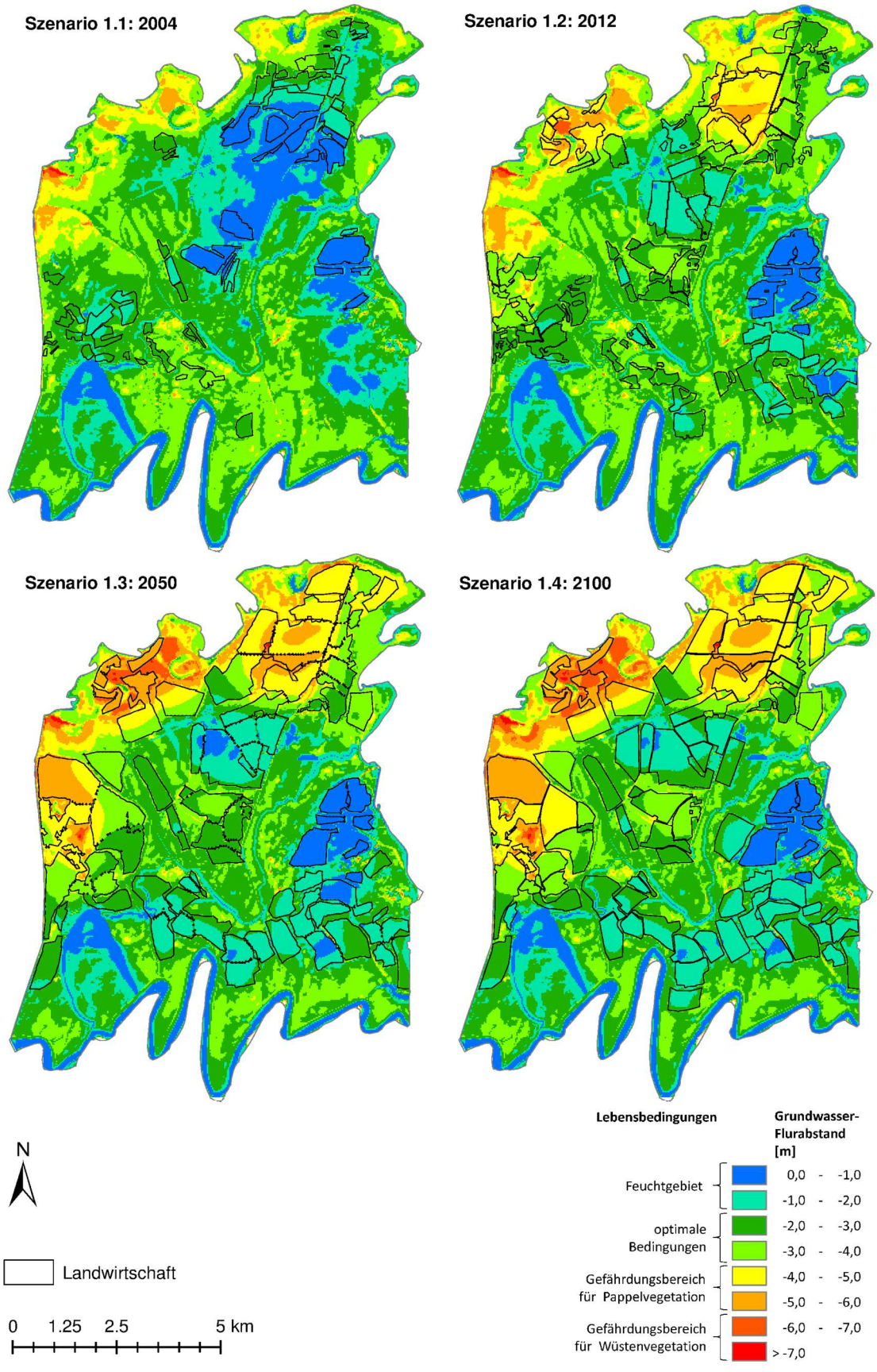
Szenario 1: Landnutzungsänderungen

Grundwasserneubildung



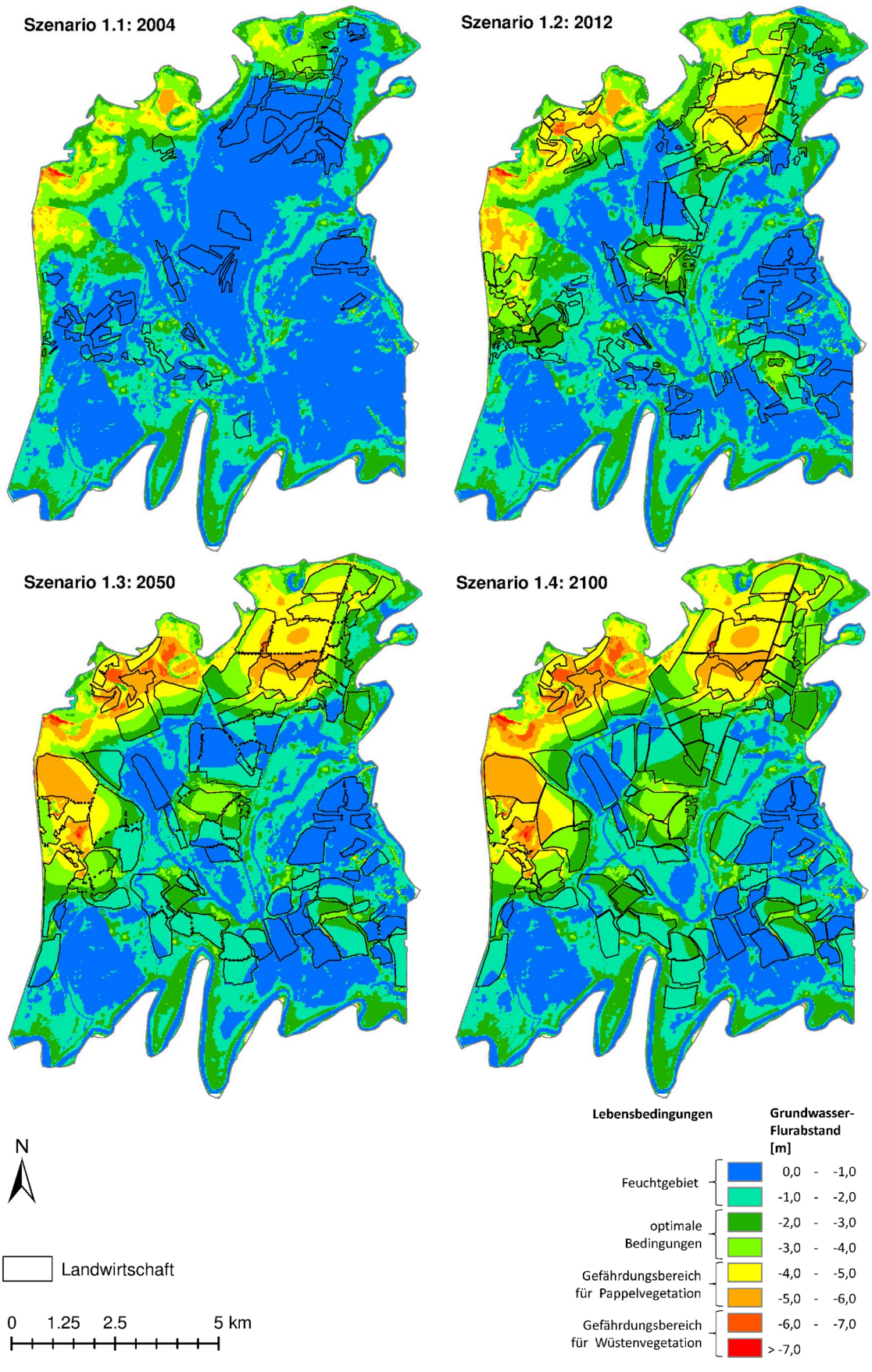
Szenario 1: Landnutzungsänderungen

Grundwasserflurabstand – Sommer (15. Juli)



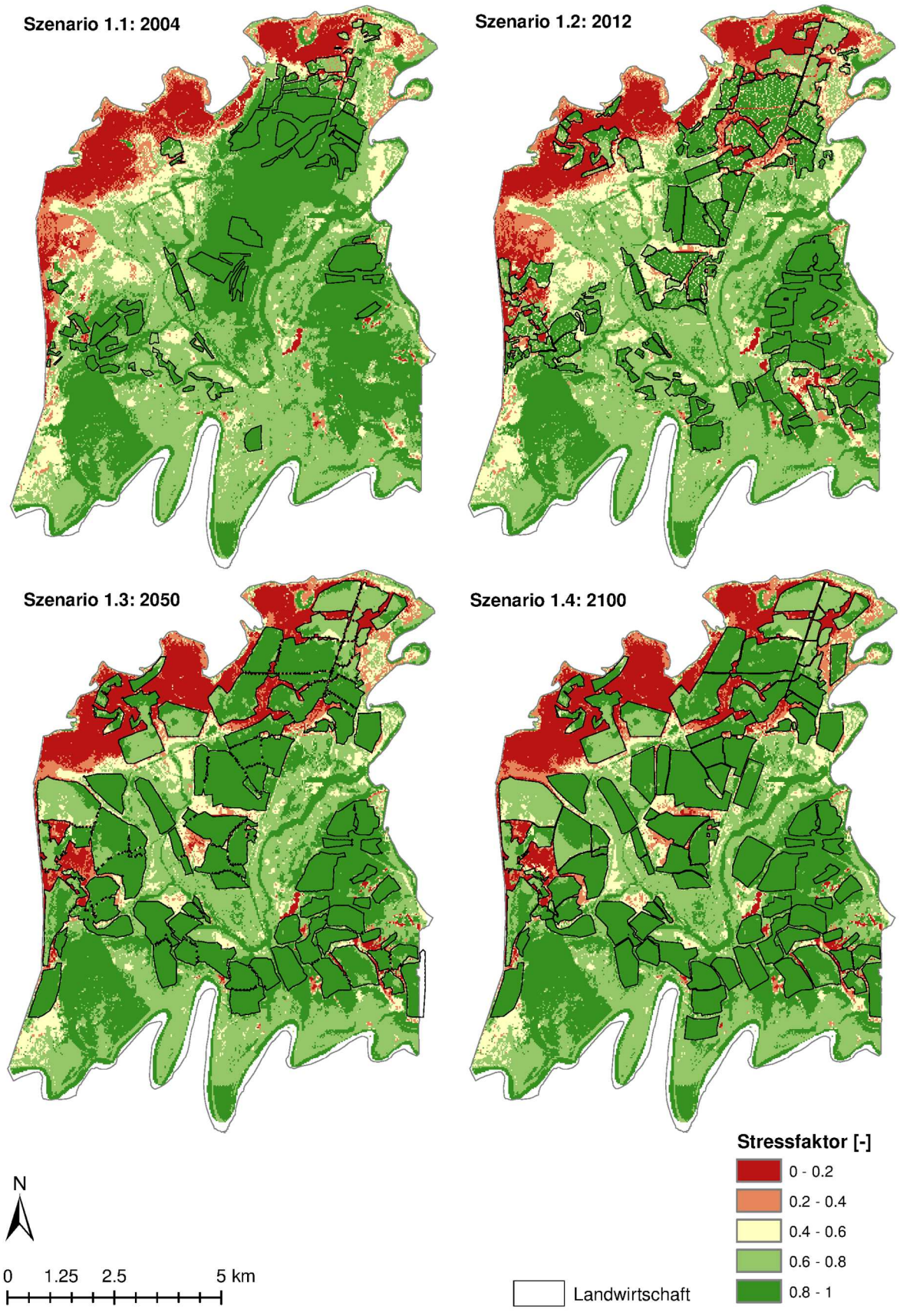
Szenario 1: Landnutzungsänderungen

Grundwasserflurabstand – Winter (15. Januar)



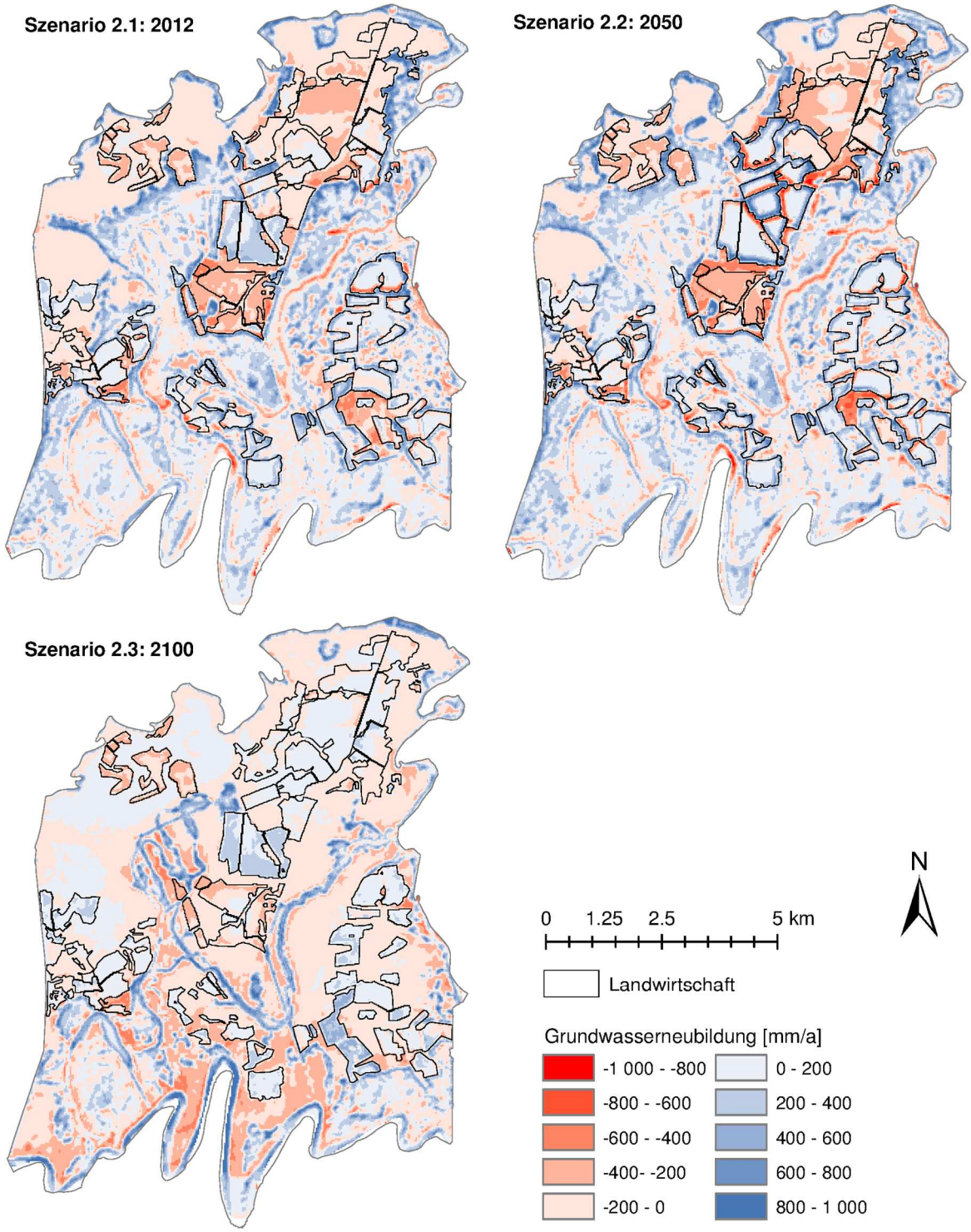
Szenario 1: Landnutzungsänderungen

Trockenstress



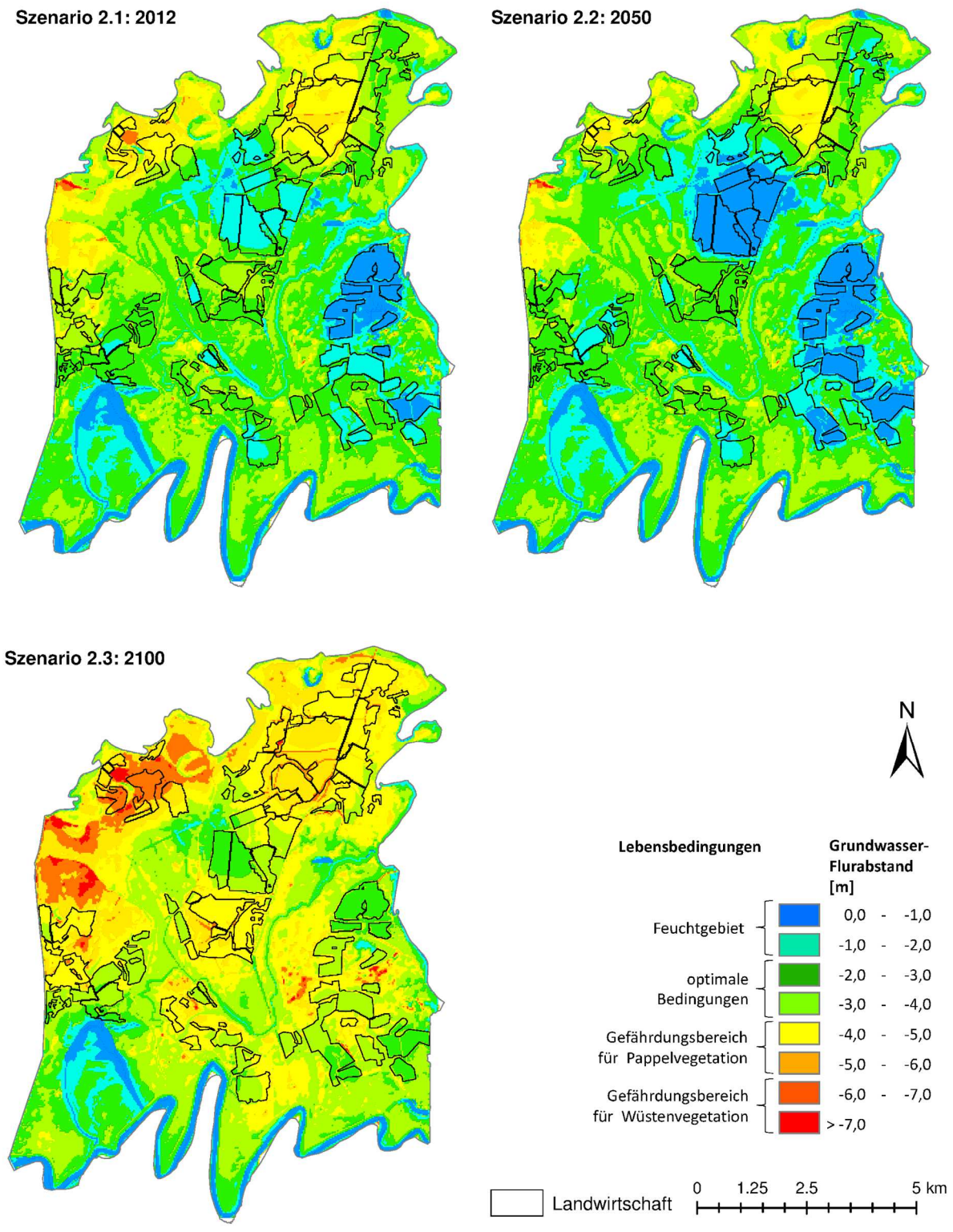
Szenario 2: Klimaänderungen

Grundwasserneubildung



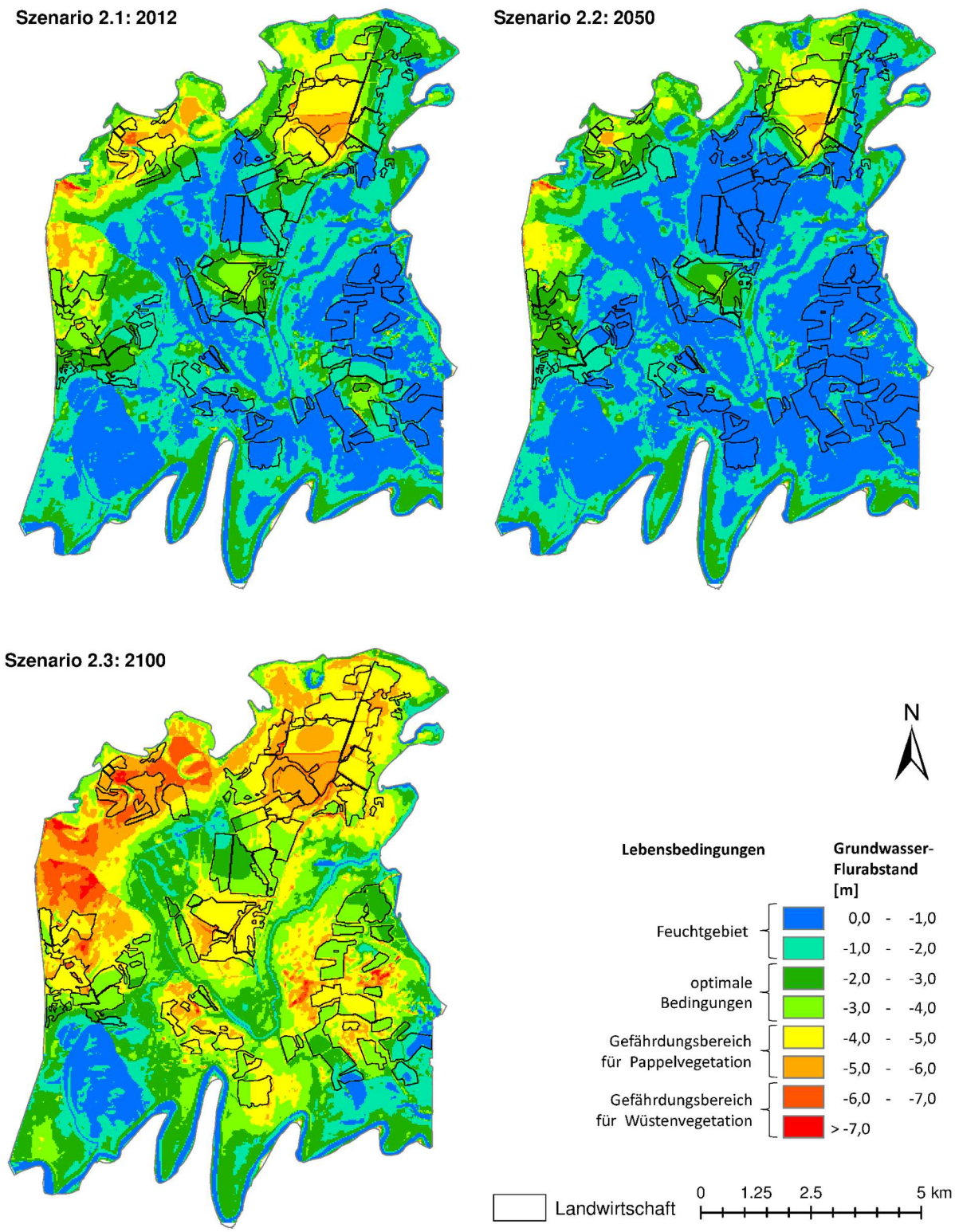
Szenario 2: Klimaänderungen

Grundwasserflurabstand – Sommer (15. Juli)



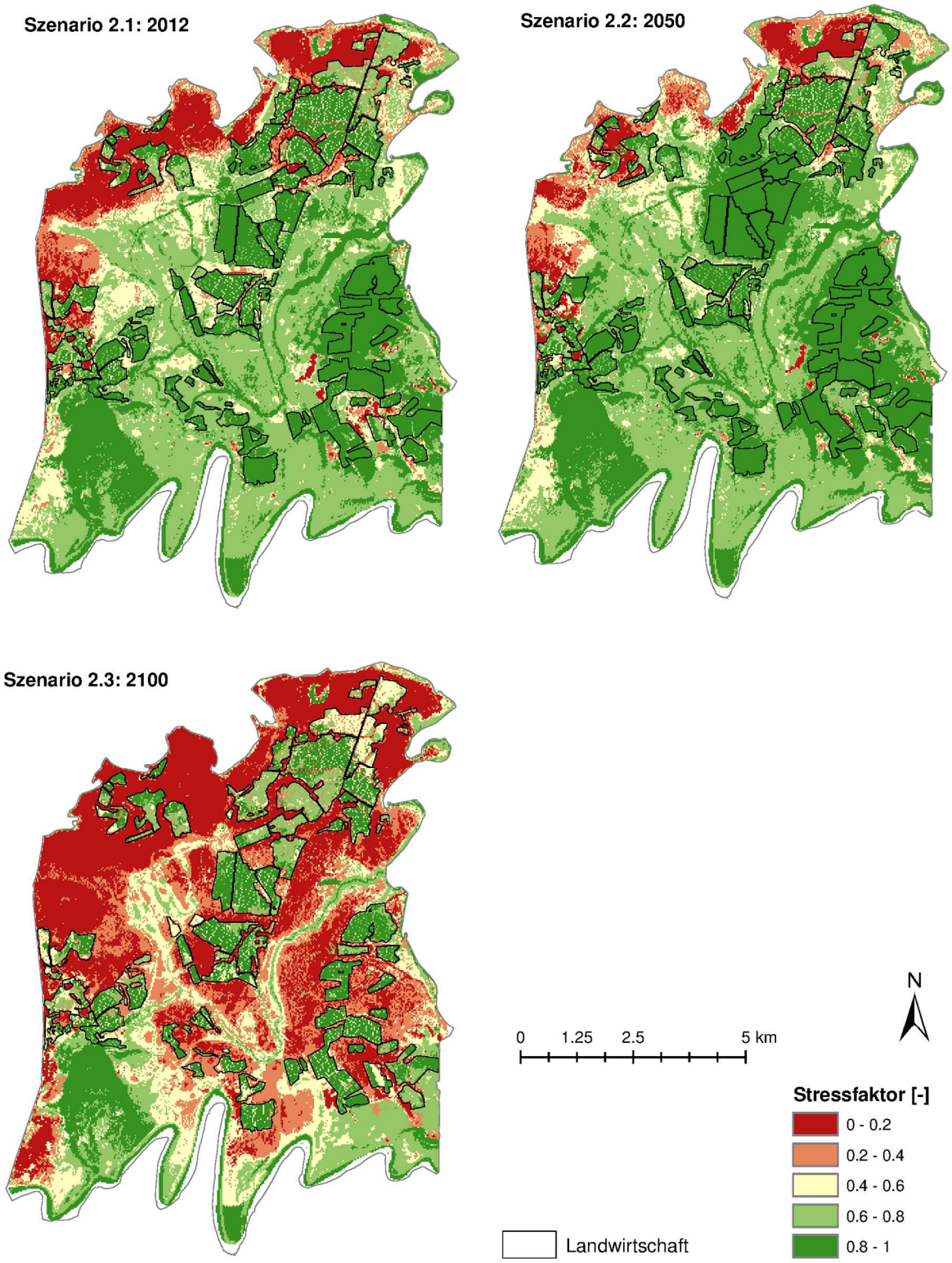
Szenario 2: Klimaänderungen

Grundwasserflurabstand – Winter (15. Januar)



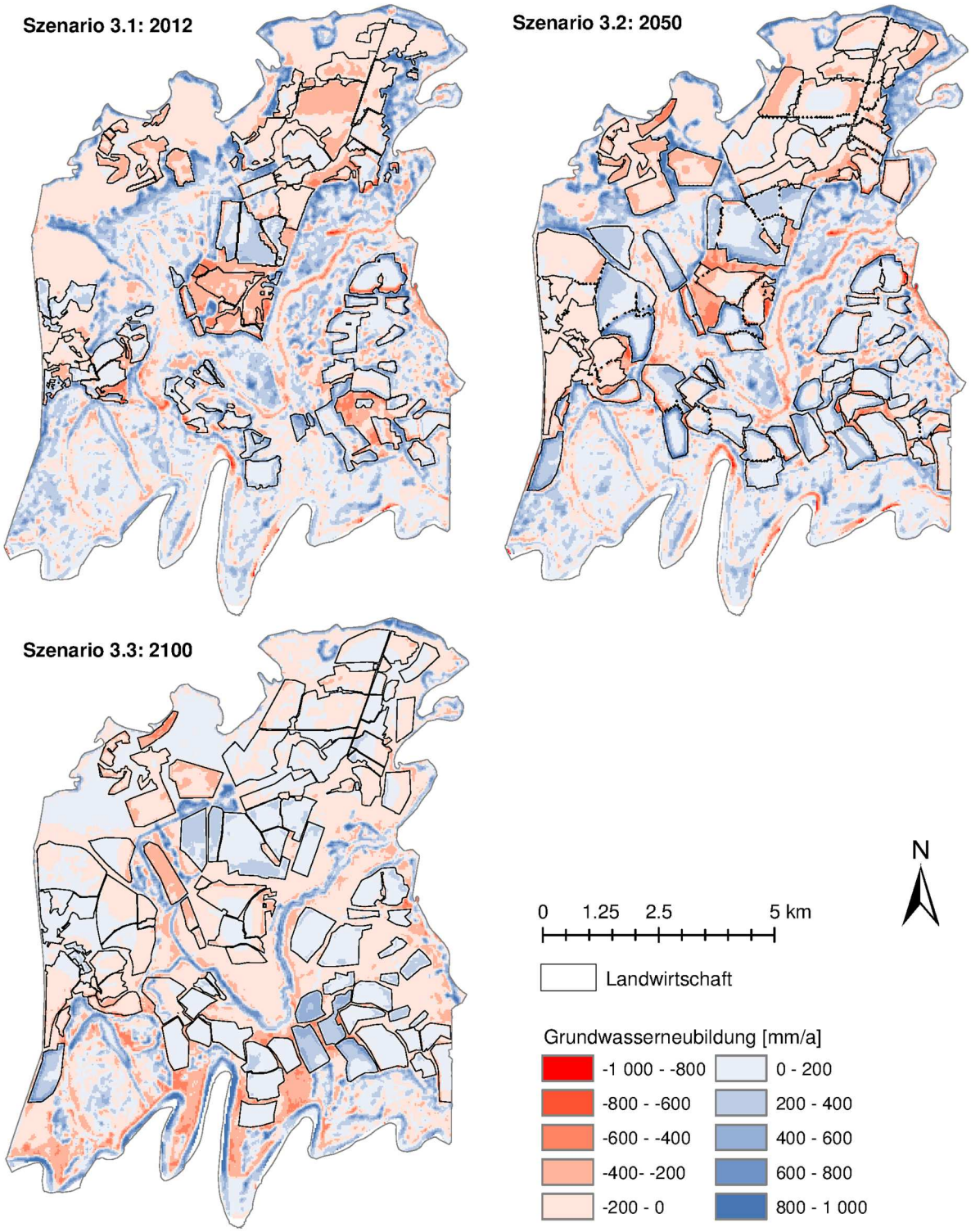
Szenario 2: Klimaänderungen

Trockenstress



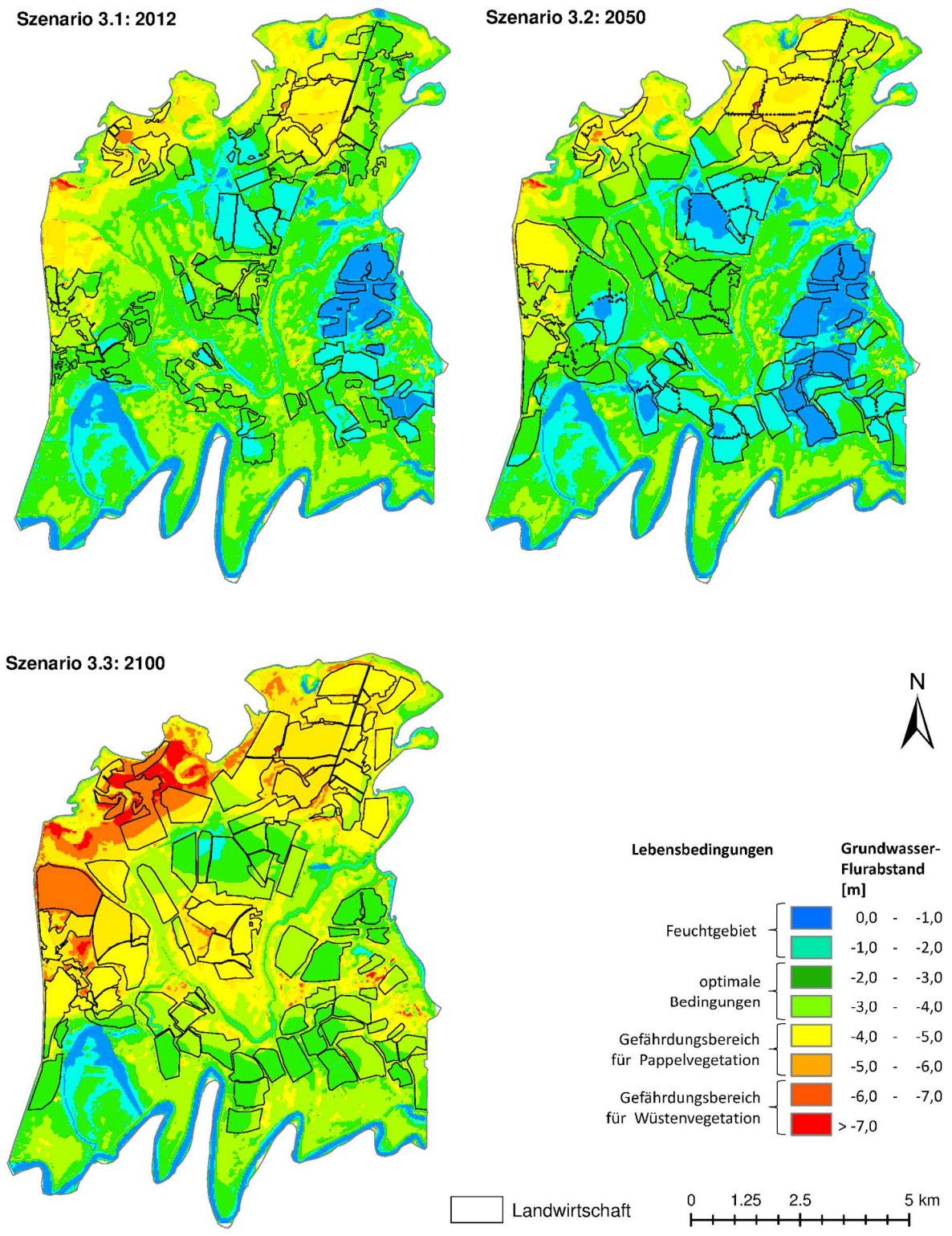
Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen

Grundwasserneubildung



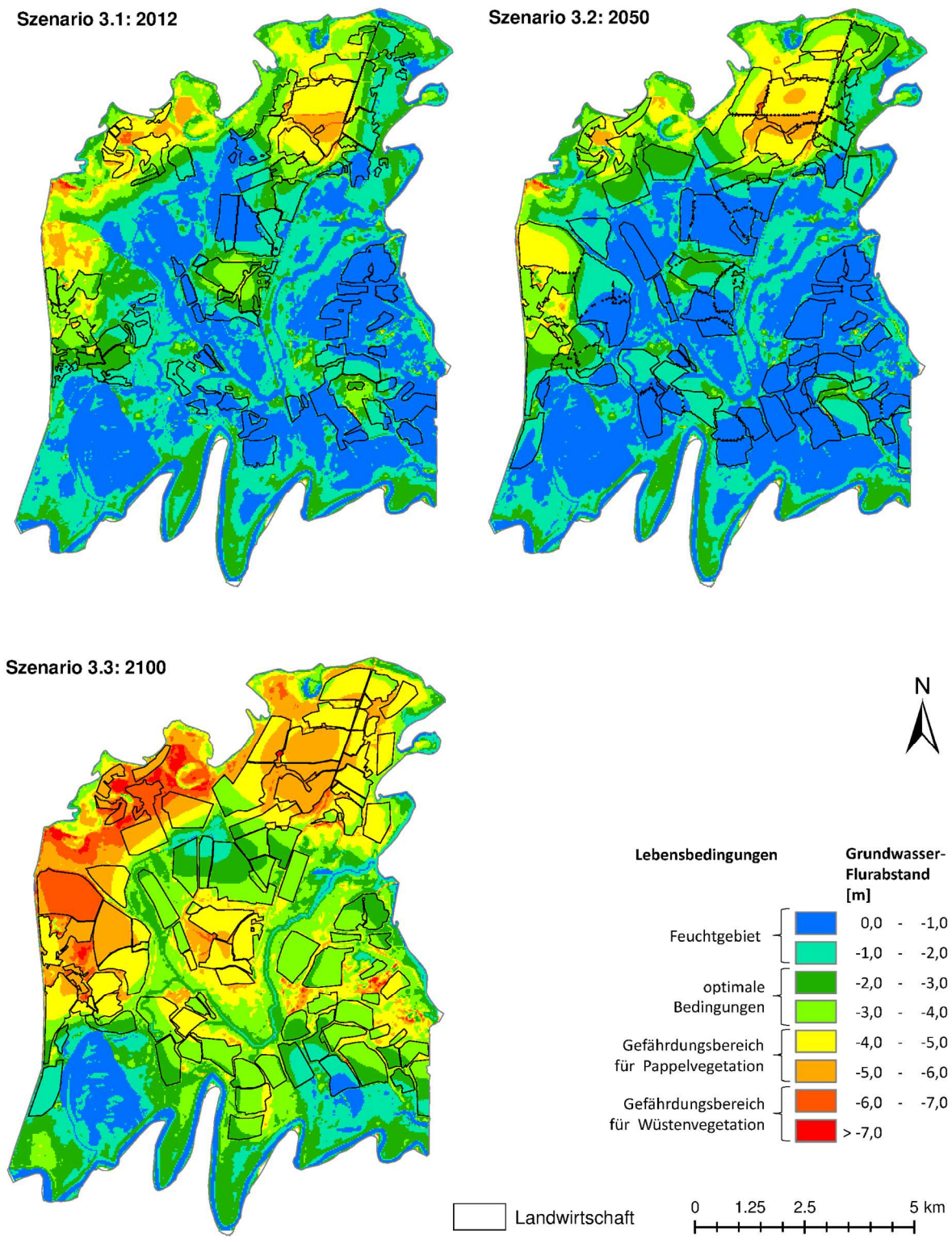
Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen

Grundwasserflurabstand – Sommer (15. Juli)



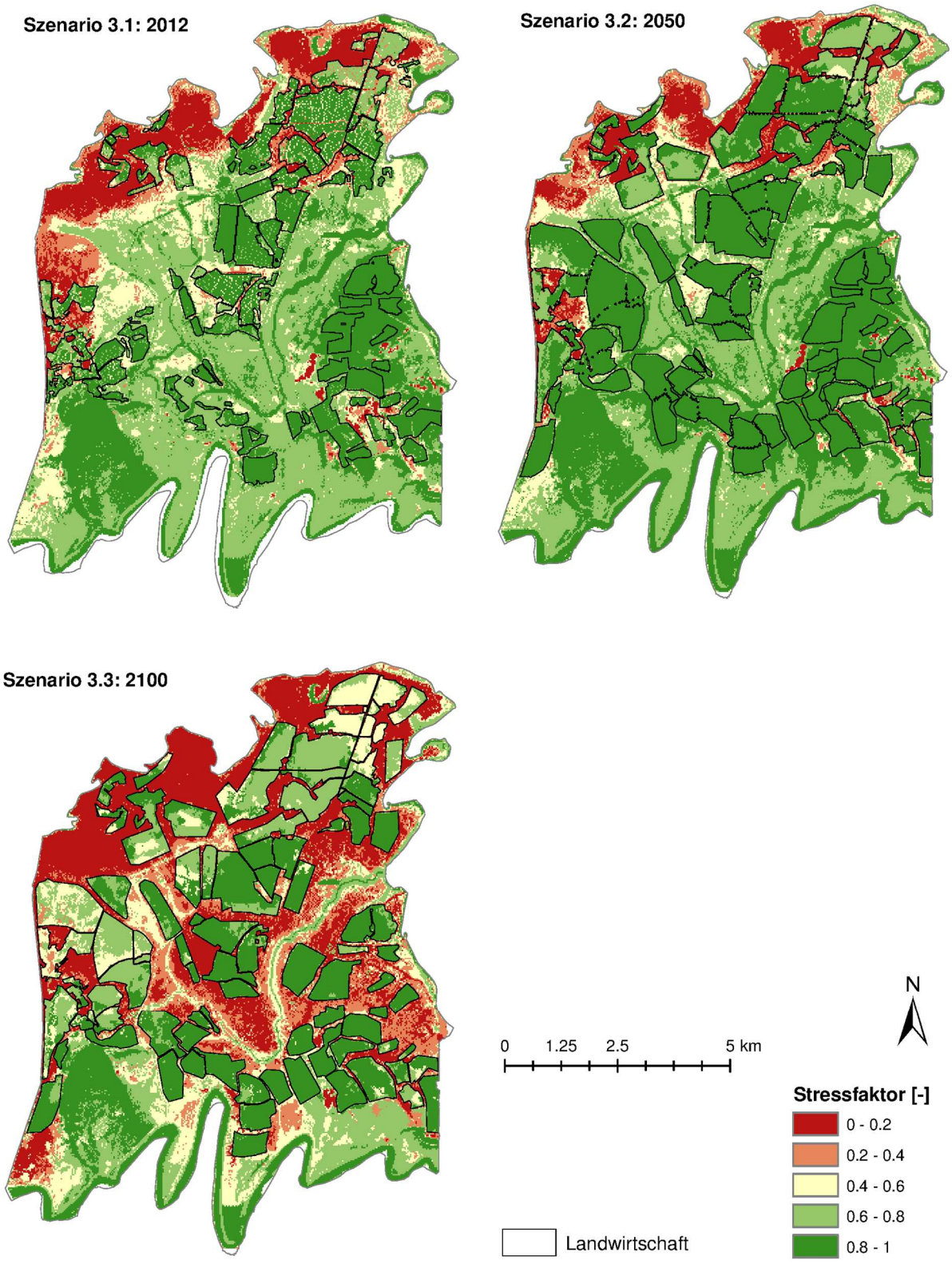
Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen

Grundwasserflurabstand – Winter (15. Januar)



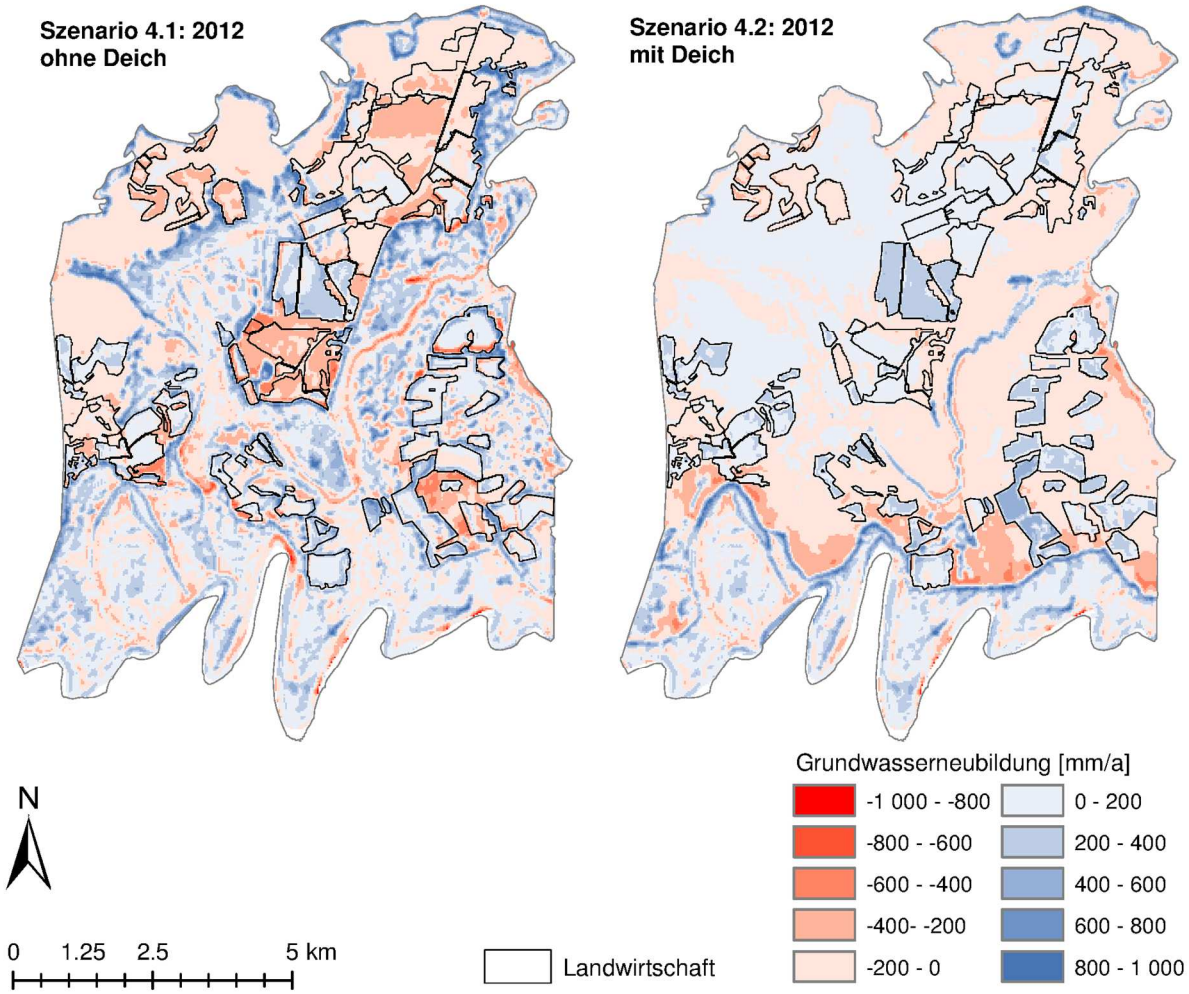
Szenario 3: Landnutzungs- und Klimaänderungen

Trockenstress



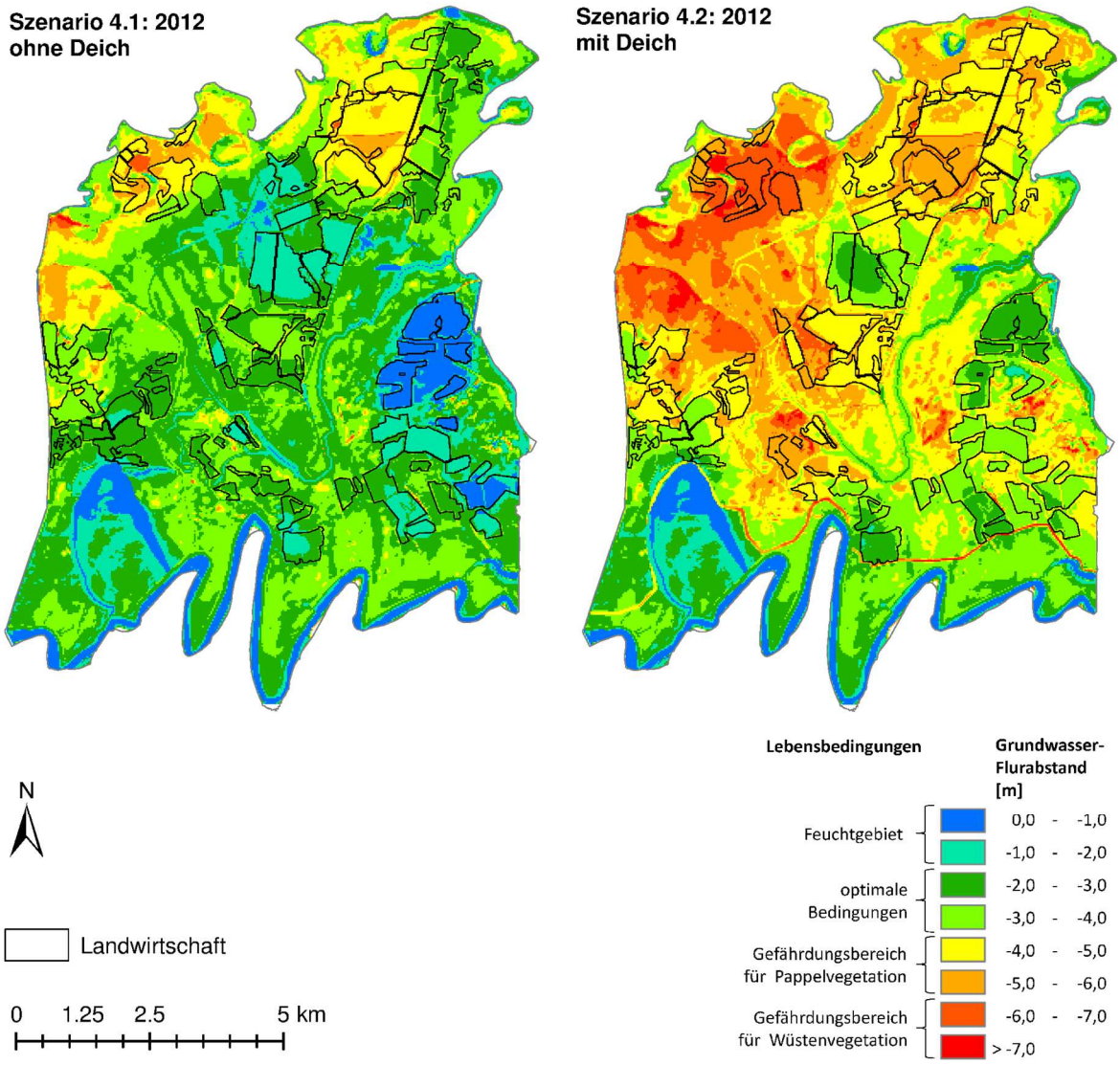
Szenario 4: Eindeichung des Tarim

Grundwasserneubildung



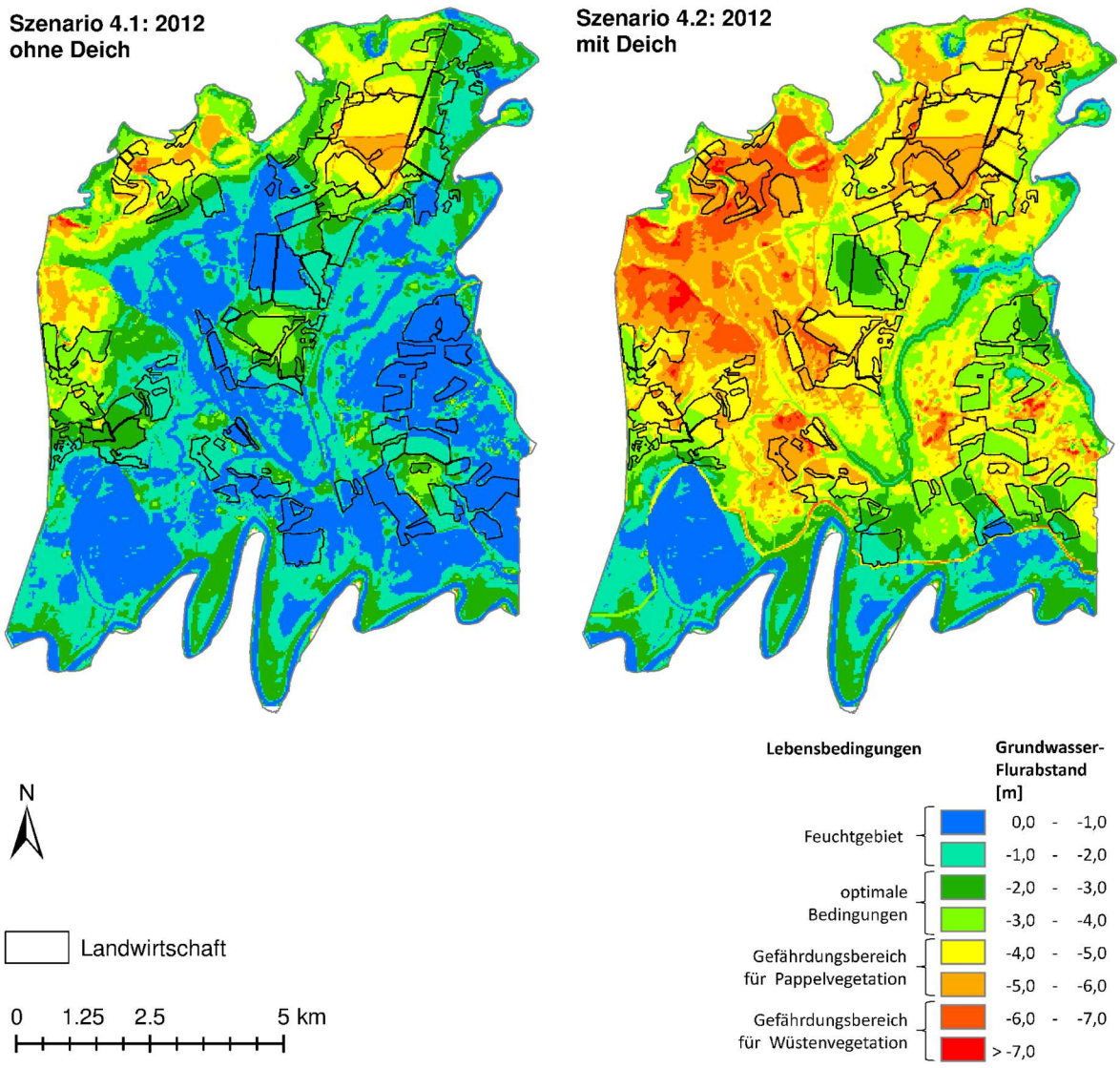
Szenario 4: Eindeichung des Tarim

Grundwasserflurabstand – Sommer (15. Juli)



Szenario 4: Eindeichung des Tarim

Grundwasserflurabstand – Winter (15. Januar)



Szenario 4: Eindeichung des Tarim

Trockenstress