Bericht Nr. 60

igkb
Internationale
Gewässerschutzkommission
für den Bodensee

KlimBo – Klimawandel am Bodensee

Ein Interreg IV-Forschungsprojekt von 2011 – 2015

Impressum

Titel	KlimBo – Klimawandel am Bodensee · Bericht Nr. 60
Herausgeber	Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB), Blaue Reihe, Bericht Nr. 60
Bearbeitung	Institut für Seenforschung (ISF) der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW), Argenweg 50/1, 88085 Langenargen, www.lubw.baden-wuerttemberg.de Tel. 07543/304-0, Fax 07543/304-299, isf@lubw.bwl.de
Autoren	Gabriel Fink, Michael Fleig, Ulrich Lang, Stefan Mirbach, Roland Schick, Bernd Wahl, Alfred Wüest, Klaus Zintz
Redaktion	Bernd Wahl (LUBW) Klaus Zintz
Layout, Lektorat	Lorth Gessler Mittelstaedt GmbH, Konstanz, www.LGM.info
Bildnachweis	Quellenangaben zu den verwendeten Fotos finden Sie auf Seite 133
Stand	Mai 2015, 1. Auflage
Copyright	Der Nachdruck ist – auch auszugsweise – nur mit Zustimmung des Herausgebers unter Quellenangabe und Überlassung von Belegexemplaren gestattet. © IGKB 2015
Internet	http://www.igkb.org
ISSN	1011-1263 · KlimBo - Klimawandel am Bodensee · Bericht Nr. 60

igkb
Internationale
Gewässerschutzkommission
für den Bodensee

KlimBo – Klimawandel am Bodensee

Ein Interreg IV-Forschungsprojekt von 2011 – 2015

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung 6

2. Das Forschungsprojekt „Klimawandel am Bodensee“ (KlimBo) 12

3. Klimatische Veränderungen 16

3.1. Die Folgen des Klimawandels 16

3.2. Klimaveränderungen in der Bodenseeregion 17

3.3. Klimamodelle und Szenarien 18

3.3.1. Überprüfung regionaler Klimamodelle auf Veränderungen der Temperatur und Niederschlagsereignisse 18

3.3.2. Verwendete Szenarien und Methoden 19

4. Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf Wasseraustauschprozesse und die Wasserqualität des Bodensees 22

4.1. Wie sich Flusswasser im See ausbreitet 22

4.1.1. Messungen und Simulationen an der Bregenzerach 22

4.1.2. Bedeutung der Schwebstoffe für die Einschichtung des Alpenrheins 25

4.1.3. Simulationen zur Flusswasserausbreitung im See bei Hochwasserereignissen 28

4.1.4. Flusswasserausbreitung in einer ausgedehnten Flachwasserzone: Simulationen zur Schussen 32

4.2. Seeinterne Austauschprozesse 36

4.2.1. Einfluss des Windes auf die vertikale Durchmischung 36

4.2.2. Aufenthaltsdauer des Wassers in der Flachwasserzone 39

4.2.3. Horizontale Unterschiede in der winterlichen Auskühlung des Sees 42

4.2.4. Winterliche Auskühlungs- und Durchmischungsprozesse und deren Beitrag zum Tiefenwasseraustausch 46

4.2.5. Wie häufig erneuert sich das Tiefenwasser? 50

4.3. Wie sich Austausch- und Durchmischungsprozesse auf die Wasserbeschaffenheit auswirken 55

4.3.1. Spurenstoffe im Bodensee und seinen Zuflüssen 56

4.3.2. Spurenstoff-Simulationen 61

4.3.3. Sauerstoff 68

4.3.4. Phosphat 74

4.3.5. Nitrat 76

4.3.6. Phytoplankton 77

4.3.7. Einfluss von Neozoen auf das Phytoplankton am Beispiel der Dreikantmuschel Dreissena 78

5. Risikobewertung klimatischer Einflüsse auf die Trinkwasserversorgung aus dem Bodensee **82**

5.1. Ziele der Literaturstudie **82**

5.2. Mögliche Folgen des Klimawandels für Wasserversorgungsunternehmen **82**

5.3. Handlungsoptionen und Anpassungsmaßnahmen **86**

5.4 Klimaveränderung und Trinkwasser: ein langfristiger Anpassungsprozess **95**

6. Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen **96**

6.1. Anthropogene Temperaturveränderungen von Gewässern **97**
6.1.1. Quellen thermischer Belastung von Gewässern 98
6.1.2. Beispiele der Auswirkung von Wärmenutzungen auf Seen 100
6.1.3. Auswirkungen auf aquatische Biota 102

6.2. Der Wärmehaushalt des Bodensees **105**
6.2.1. Das Modell zur Berechnung der Wärmebilanz des Bodensees 105
6.2.2. Das Turbulenzmodell 108

6.3. Auswirkungen einer thermischen Nutzung des Bodensees **109**
6.3.1. Simulationen zur Wärmenutzung für den Gesamtsee 109
6.3.2. Temperaturen im Nahfeld 111
6.3.3. Temperaturen im Fernfeld 114

6.4. Schlussfolgerungen und Handlungsanleitungen zur Wärmenutzung **118**
6.4.1. Erkenntnisse aus der seeweiten Modellierung 118
6.4.2. Natürliche und künstliche Temperaturvariationen im See 119
6.4.3. Fallbeispiele zur Rückgabe von erwärmtem Kühlwasser 122
6.4.4. Fallbeispiele zur Rückgabe von abgekühltem Seewasser 125
6.4.5. Empfehlungen zur Wärmenutzung 126

7. Bewertung und Ausblick **128**

8. Literatur und Referenzen **130**

9. Liste der vorhandenen „blauen“ IGKB-Berichte **134**

Zusammenfassung der Ergebnisse

Der globale Wandel des Klimas zeigt sich deutlich im Anstieg der Temperaturen. Das Jahr 2014 war weltweit das wärmste Jahr seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen. Auch die Bodenseeanrainer Deutschland, Österreich und die Schweiz verzeichneten einen neuen Temperaturrekord. Die Erwärmung zeigt sich auch im Bodensee, dessen Oberflächenwasser zwischen 1990 und 2014 im Durchschnitt um 0,9 °C wärmer war als von 1962 bis 1989. Folgen der höheren Temperaturen sind beispielsweise eine Verschlechterung der winterlichen Durchmischung des Sees und somit Veränderungen im Nachschub von Sauerstoff in die tieferen Wasserschichten.

Interreg-IV-Projekt „Klimawandel am Bodensee“

Das Forschungsprojekt „Klimawandel am Bodensee“ (KlimBo) widmete sich in den Jahren 2011 bis 2015 mit Literaturstudien, Datenauswertungen, Messkampagnen und Modellberechnungen den möglichen Folgen klimatischer Veränderungen auf den Bodensee. Dabei wurde auch untersucht, wie hydrodynamische Prozesse, die für den Wasseraustausch und die Wasserqualität im See von Bedeutung sind, von den meteorologischen und hydrologischen Verhältnissen abhängen. Weiterhin wurden mögliche Folgen und Risiken des Klimawandels für die Trinkwasserversorgung aufgezeigt und bewertet. Außerdem wurde untersucht, wie sich eine verstärkte thermische Nutzung des Sees auf das sensible Ökosystem des Bodensees auswirken könnte. Dies ist wichtig, weil erneuerbare Energien, wozu auch Umweltwärme zählt, bei der Heizung und Klimatisierung von Gebäuden mit Hilfe von Wärmepumpen und Wärmetauschern eine immer größere Rolle spielen werden. Unterstützt wurde KlimBo vom EU-Interreg-IV-Programm „Alpenrhein-Bodensee-Hochrhein“.

Klimafolgen für die Bodenseezuflüsse

Im Fokus stand hier die Frage, wie sehr der Hauptzufluss Alpenrhein zur Erneuerung des Tiefenwassers beitragen kann. Dabei zeigte sich, dass bei Hochwasserereignissen das zufließende Rheinwasser nur selten bis zu den tiefsten Seeregionen in 254 Metern Tiefe vordringt. Da es noch sehr unsicher ist, wie der Klimawandel die Hochwässer des Alpenrheins verändern wird, lässt sich kaum abschätzen, ob oder wie sich die Einschichtung des Rheins und dessen Beitrag zum Tiefenwasseraustausch verändern werden.

Die Trinkwasserversorgung ist nicht gefährdet

Die auf einer Literaturstudie basierende Abschätzung der möglichen Folgen des Klimawandels auf die Trinkwasserversorgung aus dem Bodensee ergab, dass die zu erwartenden Wechselwirkungen und Prozessabläufe nicht anders als in der Vergangenheit sind. Es liegen also bei den Versorgern bereits Erfahrungen vor, wie beispielsweise mit Hochwasserereignissen und Änderungen in der Wasserbeschaffenheit umzugehen ist. Gleichwohl wird es als erforderlich erachtet, Anpassungsmaßnahmen an die sich verändernden klimatischen Bedingungen zu treffen.

Klima und Wasseraustausch

Für den Transport von Sauerstoff in die tiefen Regionen des Bodensees ist die Auskühlung der oberen Wasserschichten im Herbst und Winter von hoher Bedeutung. Die dadurch angetriebene konvektive Durchmischung, die vor allem während langer, sehr kalter Perioden dominiert, ist der wichtigste Antrieb für den winterlichen vertikalen Austausch des Tiefenwassers. Allerdings führt der Klimawandel schon jetzt, wie auch in Zukunft dazu, dass das Zeitfenster für die Durchmischung des Sees im Winter kürzer wird und sich der Tiefenwasseraustausch abschwächt. Dies erhöht die Gefahr, dass die Sauerstoffkonzentrationen im Hypolimnion abnehmen.

Flachwasserzonen und Buchten: Was tragen sie zur Erneuerung des Tiefenwassers bei?

Eine weitere Triebkraft für die Erneuerung des Tiefenwassers sind kalte Dichteströme. Sie entstehen, wenn sich Buchten in der kalten Jahreszeit schneller und stärker als der übrige See abkühlen, dem sogenannten Differential Cooling. Dann kann kaltes Wasser höherer Dichte am Seegrund entlang Richtung Seemitte strömen. Die Modellberechnungen ergaben, dass dieser Prozess vor allem in mäßig kalten Zeiträumen wichtig ist. Damit wird dem Differential Cooling im Zuge des Klimawandels eine wachsende Bedeutung zukommen.

Klimawandel und Nährstoffe

Die klimabedingten Veränderungen der Durchmischungsvorgänge beeinflussen die Verteilung von Wasserinhaltsstoffen. In den Jahren mit mangelnder vertikaler Durchmischung reichert sich verstärkt Phosphat im Hypolimnion an. Kommt es dann zu einer guten Durchmischung, ist mit höheren Phosphat-Konzentrationen im Epilimnion und damit auch mit einem verstärkten Phytoplankton-Wachstum zu rechnen. Eine Erhöhung des Phosphoreintrags geht mit einer verstärkten Sauerstoffzehrung im Tiefenwasser einher und sollte daher vermieden werden.

Modellierung von Austauschprozessen

In KlimBo wurden zahlreiche Modellsimulationen durchgeführt, welche die Ausbreitungsvorgänge und Verweilzeiten im See mit Hilfe fiktiver Markierungsstoffe (Tracer) untersuchen. Um die Modelle überprüfen zu können, sind reale Messungen erforderlich. Daher wurden im Rahmen des Projekts Messkampagnen zu einem geeigneten Spurenstoff durchgeführt. Die Wahl fiel dabei auf DMS (N,N-Dimethylsulfamid), einem Abbauprodukt des inzwischen verbotenen Pflanzenschutzmittels Tolylfluanid. Neben regelmäßigen Messungen in 16 Zuflüssen, dem Abfluss bei Konstanz und zwei Tiefenprofilen (Seemitte, Überlinger See), wurde eine Messkampagne in der Flachwasserzone durchgeführt. Auch ein Hochwasserereignis wurde erfasst. Die Modellrechnungen werden durch die Messergebnisse weitgehend bestätigt. Die Ergebnisse zeigen zudem, dass von 2011 bis 2014 etwa eine Tonne DMS aus dem See ausgetragen wurde und die Restbelastung im Jahr 2014 bei 1,75 Tonnen DMS lag.

Wie lässt sich der Bodensee thermisch nutzen?

Um die Emission schädlicher Treibhausgase zu reduzieren, wird im Zuge der Energiewende eine Verringerung des Verbrauchs fossiler Brennstoffe angestrebt. Eine Möglichkeit dazu ist die thermische Nutzung von Seen – im Sommer zur Kühlung und im Winter zur Erwärmung von Gebäuden. In der Folge wird im Sommer verstärkt erwärmtes und im Winter abgekühltes Wasser in den See zurückgegeben. Die Wirkung dieser Nutzung auf den Bodensee wurde in Modellberechnungen abgeschätzt. Bei einer Gesamtnutzung von bis zu einem Gigawatt Wärmeentnahme oder Wärmeabgabe ist mit sehr geringen Auswirkungen zu rechnen. Allerdings sind bei einer thermischen Nutzung im konkreten Fall wichtige Vorgaben zur Entnahme und Rückgabe des thermisch genutzten Wassers zu beachten, um negative Folgen für das Ökosystem auszuschließen oder weitestgehend zu minimieren.

Summary of Results

The effects of global climate change are clearly manifested in the increase of temperatures. The year 2014 was the warmest worldwide since meteorological recording began. Also the riparian countries of Lake Constance, Germany, Austria and Switzerland, experienced a new record temperature. With its surface water being on average 0.9 °C warmer during the period 1990 to 2014 in comparison with 1962 to 1989, Lake Constance is also affected by global warming. Consequences of these higher temperatures include the weakening of deep winter mixing and thus also changes in its deep-water oxygen replenishment.

Interreg IV Project "Climate Change on Lake Constance"

The project "Climate Change on Lake Constance" (KlimBo), running from 2011 to 2015, was dedicated to investigating and documenting the possible impact of climate change on Lake Constance using literature studies, data evaluation, measurement campaigns and model simulations. Part of the project included examining how the hydrodynamic processes, vital for the exchange of water and water quality in the lake, are influenced by meteorological and hydrological conditions. The possible consequences and risks of climate change for the drinking water supply were outlined and evaluated. Also the impact of increased use of thermal energy on the sensitive ecosystem of Lake Constance was estimated. This is important because the use of renewable energies, which also include environmental heat for heating and cooling by using heat pumps and heat exchangers, will play a greater role in the future.The KlimBo project was supported by the EU Interreg IV programme "Alpenrhein-Bodensee-Hochrhein".

Impact of climate on the inflowing rivers of Lake Constance

Here, the focus was on the question as to what extent the Alpine Rhine, as the lake's main tributary, can contribute to the renewal of the deep water. It was found that flooding events of the incoming Rhine penetrate to the deepest 254-meter regions of the lake at infrequent intervals. As it is still uncertain how climate change will impact the flooding probability of the Alpine Rhine, it is virtually impossible to assess in detail how the intrusions of the Rhine and its contribution to the exchange of deep water will change in the future.

No risk for the supply of drinking water

The findings of the literature study assessing the potential consequences of climate change for the supply of drinking water from Lake Constance indicate that the expected interaction and process cycles will be no different to those seen in the past. The water suppliers have already gained experience in how to handle, for instance, flooding and changes in water quality. It is nevertheless deemed expedient to take measures for adapting to the changing climatic conditions.

Climate and water exchange

The cooling of the lake surface layers in autumn and winter is of key importance for the transport of oxygen to the deep regions of Lake Constance. The convective mixing is the most important impetus for the vertical exchange of the deep water during winter particularly during long cold periods. However, climate change is already now leading to shorter periods of deep seasonal mixing in winter and weakens the deep water exchange and will continue to do so in the future. This enhances the risk of decreasing oxygen concentrations in the hypolimnion.

How do shallow water zones and bayscontribute to the renewal of deep water?

Cold density currents are additional drivers for deep water renewal. They occur in the cold season, when bays cool faster and more than the open waters of the lake causing so-called differential cooling. Cold water of higher density can then flow along the lake bed towards its centre. The model calculations indicated that this process is of particular importance during moderately cold periods. Therefore, differential cooling will play an increasingly important role in the context of climate change.

Climate change and nutrients

The climate-related changes of the mixing processes have an impact on the distribution of water constituents. The concentration of phosphate in the hypolimnion increases during periods of inefficient vertical mixing. If these episodes are followed by periods of more intense vertical mixing then higher concentrations of phosphate can be expected in the epilimnion causing increased phytoplankton production. An increase in phosphorous input goes hand-in-hand with increased oxygen consumption in the deep water of the lake and should therefore be avoided.

Modelling of exchange processes

As part of the KlimBo project, numerous model simulations were carried out to examine the distribution processes and residence times of the lake water by using fictive tracers. Measurements are, however, necessary in order to test those models. For this reason measurement campaigns based on a suitable trace substance were carried out within the framework of the project. DMS (N,N dimethylsulfamide) was the substance chosen, a degradation product of the pesticide tolylfluanid, whose use has meanwhile been prohibited. A measurement campaign was carried out, which included the shallow water zone in addition to regular measurements in 16 tributaries, the outlet near Constance and two depth profiles (middle of the lake, Lake Überlingen). A flood event was also monitored. The model calculations were for the most part confirmed by the results of the measurements. The findings also indicated that approximately one ton of DMS was discharged from the lake between 2011 and 2014 and that the remaining content of DMS was 1.75 tons in 2014.

How can Lake Constance be utilised thermally?

In order to reduce the emissions of harmful greenhouse gases efforts are being made to cut back the use of fossil fuels as part of the turnaround in energy policy. One possibility is thethermal utilisation of lakes – for cooling buildings in summer and for heating in winter. As a result of such utilisation more heated water is released back into the lake during summer and more cooled water during winter. The impact on Lake Constance was assessed in model simulations. Only minor effects are expected in the case of an extraction or release of up to one gigawatt of heat. However, there are important guidelines to be observed in any specific case with regard to the withdrawal and input of the thermally utilized water in order to exclude or minimise as far as possible the negative consequences for the ecosystem.

Résumé et résultats

Le changement climatique global s'observe très nettement dans l'augmentation des températures. L'année 2014 a été l'année la plus chaude au niveau mondial depuis le début des relevés météorologiques. Les pays limitrophes du lac de Constance, Allemagne, Autriche et Suisse ont également enregistré un nouveau record de température. Le réchauffement s'observe également sur le lac de Constance; de 1990 à 2015 la température de l'eau en surface était en moyenne plus chaude de 0,9 °C que de 1962 à 1989. Les conséquences de cette augmentation de température sont notamment, la détérioration du mélange hivernal du lac, ainsi que les changements d'approvisionnement en oxygène dans les couches d'eaux profondes.

Projet Interreg IV « Changement climatique sur le lac de Constance »

Le projet de recherche « Changement climatique sur le lac de Constance » (KlimBo) s'est consacré de 2011 à 2015 aux effets potentiels du changement climatique sur le lac de Constance; à l'aide d'études, d'analyses de données, de campagnes de mesures et de modélisations. Il a également été analysé à quel point les processus hydrodynamiques sont dépendants des conditions météorologiques et hydrologiques - sachant l'importance de ce processus pour l'échange de l'eau et la qualité de l'eau dans le lac. Les effets et risques potentiels du changement climatique sur l'approvisionnement en eau potable ont été par ailleurs démontrés et calculés. Il a été également étudié comment une utilisation thermique accrue du lac pouvait avoir des répercutions sur l'écosystème fragile du lac de Constance. Point considérable, car les énergies renouvelables dont fait également partie la chaleur de l'environnement, vont jouer un rôle de plus en plus important dans le chauffage et la climatisation des bâtiments; à l'aide de pompes à chaleur et d'échangeurs thermiques. KlimBo a été soutenu par le programme européen Interreg IV « Alpenrhein-Bodensee-Hochrhein ».

Conséquences climatiques pour les affluents du lac de Constance

La principale question est de savoir à quel point l'affluent principal, le Rhin alpin, peut contribuer au renouvellement des eaux profondes. On a constaté que lors des crues, l'eau du Rhin pénètre rarement jusqu'aux zones les plus profondes du lac; à 254 m de profondeur. La façon dont le changement climatique peut modifier les crues du Rhin alpin étant encore très incertaine, on ne peut guère estimer comment la stratification du Rhin et sa contribution à l'échange des eaux profondes vont se modifier.

L'approvisionnement en eau potable n'est pas mis en danger

Se basant sur diverses études, les effets potentiels du changement climatique sur l'approvisionnement en eau potable issue du lac de Constance, montrent que les interactions et processus à venir sont semblables à ceux du passé. Les fournisseurs d'eau potable savent également la procédure à suivre en cas de crues et de changement de la qualité de l'eau. Il est néanmoins nécessaire de prendre des mesures pour s'adapter aux conditions climatiques changeantes.

Climat et échanges d'eau

Le refroidissement des couches d'eau supérieures en automne et en hiver joue un rôle capital dans le transport de l'oxygène vers les zones profondes du lac de Constance. Le mélange par convection qui s'ensuit - se produisant surtout pendant les longues et très froide périodes - constitue la force motrice principale du mélange vertical des eaux profondes en hiver. Cependant, le changement climatique entraîne et entraînera une réduction de la période de temps du mélange du lac en

hiver et un affaiblissement de l'échange des eaux profondes. Ceci augmente le risque d'un déclin de concentration d'oxygène dans l'hypolimnion.

Eaux peu profondes et baies : qu'apportent-elles au renouvellement des eaux profondes?

Les courants denses et froids constituent une autre force motrice pour le renouvellement des eaux profondes. Ils se forment lorsque les baies se refroidissent de façon plus rapide et plus importante que le reste du lac à la saison froide - phénomène nommé refroidissement différentiel (differential cooling). L'eau froide à forte densité peut ainsi affluer du fond du lac vers le milieu. Les modélisations ont montré que ce processus est particulièrement important dans les périodes de froid modéré. Le refroidissement différentiel sera donc d'une importance croissante dans le cadre du changement climatique.

Changement climatique et nutriments

Les changements des processus de mélange dus au climat, influencent la répartition des substances dans l'eau. Ces dernières années, le phosphate s'est accumulé dans l'hypolimnion, suite au faible mélange vertical. Lorsqu'il y a un bon mélange, on peut observer une concentration de phosphate plus élevée dans l'épilimnion et une croissance plus importante du phytoplancton. Une augmentation de l'émission de phosphate s'accompagne d'une augmentation de la consommation d'oxygène dans les eaux profondes et devrait donc être évitée.

Modélisation de processus d'échange

De nombreuses simulations sont réalisées dans le cadre de KlimBo. Celles-ci analysent les processus de propagation et les temps de stagnation dans le lac, à l'aide de marqueurs fictifs (tracer). Des mesures réelles sont nécessaires afin de vérifier ces modélisations. C'est pourquoi dans le cadre du projet, des campagnes de mesures sont réalisées à l'aide d'un traceur approprié. Le choix s'est porté sur le DMS (N,N-Dimethylsulfamide), un produit de dégradation du tolylfluanide - aujourd'hui un pesticide interdit. Une campagne de mesures est aussi réalisée dans la zone d'eaux peu profondes - en plus des mesures régulières dans les 16 affluents, l'écoulement du lac de Constance et deux profils de profondeur (centre du lac; Überlinger See). On a également assisté à une crue. Les modélisations sont largement confirmées par les résultats des mesures. De 2011 à 2014, les résultats démontraient également qu'environ 1 tonne de DMS a été évacuée du lac et que la contamination résiduelle était de 1,75 tonne en 2014.

Comment l'utilisation thermique du lac de Constance est-elle possible ?

Afin de réduire l'émission des gaz à effet de serre, on aspire dans le cadre du changement énergétique à réduire la consommation de combustibles fossiles. L'utilisation thermique des lacs est une possibilité; afin de climatiser les bâtiment en été, comme les chauffer en hiver. Ainsi, plus d'eau réchauffée en été et refroidie en hiver est renvoyée dans le lac. Ces effets ont été évalués sur le lac de Constance grâce à des modélisations. Pour une utilisation totale allant jusqu'à un gigawatt de collecte ou de renvoi de chaleur, les effets estimés restent mineurs. Cependant, pour l'utilisation thermique dans un cas particulier, des exigences importantes - pour la collecte et le renvoi de l'eau utilisée - doivent être prises en compte, afin d'exclure ou de minimiser les conséquences néfastes sur l'écosystème.

2. Das Forschungsprojekt „Klimawandel am Bodensee“ (KlimBo)

Der Weltklimarat IPCC veröffentlichte in den Jahren 2013 und 2014 den fünften Weltklimabericht (BMUB, 2014; IPCC, 2014). Daraus geht hervor, dass die Erwärmung des weltweiten Klimasystems eindeutig ist und dass es „äußerst wahrscheinlich“ ist (entsprechend einer Wahrscheinlichkeit von 95 bis 100 Prozent), dass der menschliche Einfluss die Hauptursache der seit Mitte des 20. Jahrhunderts beobachteten weltweiten Klimaveränderungen ist.

Auch am und im Bodensee werden Auswirkungen des globalen Klimawandels beobachtet und es sind in Zukunft noch deutlichere Veränderungen zu erwarten. Milde Winter, heiße Sommer, extreme Starkniederschläge und andere Wettersituationen sowie starke Schwankungen des Wasserspiegels bleiben nicht ohne Folgen auf die hydrodynamischen Verhältnisse im See. Insbesondere Änderungen im Schichtung- und Mischungsverhalten des Sees können sich in Zukunft auf seine Wasserqualität und – damit verbunden – auf seine Nutzung als Trinkwasserspeicher auswirken. Aber auch andere Nutzungen des Sees können in Zukunft verstärkt vom Klimawandel betroffen sein, so etwa die Schifffahrt wegen der bei Niedrigwasser gefährdeten Zugänge zu Häfen und Anlegestegen.

Bereits seit 1998 beschäftigt sich das von Baden-Württemberg und Bayern zusammen mit dem Deutschen Wetterdienst ins Leben gerufene Projekt „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft“ mit den Folgen des Klimawandels auch für den Bodensee (KLIWA, 2007). So zeichnet sich hier nicht nur ein deutlicher Anstieg der Luft- und Wassertemperaturen ab (Abb. 1), sondern auch eine zunehmend seltenere bzw. unvollständige Durchmischung des Wasserkörpers (Abb. 2).

Mehrfach hat die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) darauf hingewiesen, dass im Zuge des Klimawandels solche und andere Veränderungen im See zu erwarten sind, unter anderem im Faktenblatt „Phosphor im Bodensee“ (IGKB, 2013).

Für den vorsorgenden Gewässerschutz ist es wichtig, den klimabedingten Wandel des Sees und hier insbesondere die limnologischen Zusammenhänge der bereits beobachteten Veränderungen zu verstehen. Auf diesen Erkenntnissen aufbauend lassen sich dann zukünftige Entwicklungen und ihre Auswirkungen besser abschätzen. Wichtig ist auch, aus den gewonnenen Erkenntnissen Anpassungsstrategien und Maßnahmenoptionen zu erarbeiten und diese den zuständigen Behörden der Anrainerstaaten für künftig zu treffende Entscheidungen als Handlungshilfen an die Hand zu geben.

Als weiterer Aspekt kommt die Bedeutung des Bodensees als Wärme- und Kältereservoir hinzu, welche im Zuge der Bemühungen, durch die Nutzung regenerativer Energien die weitere Klimaerwärmung zu bremsen, in Zukunft an Bedeutung gewinnen dürfte. Der See könnte im Winter mit Hilfe von Wärmepumpen verstärkt zur Beheizung und im Sommer durch Wärmetauscher zur Kühlung von Gebäuden genutzt werden. Dies ist allerdings nur möglich, wenn das komplexe und hochsensible Ökosystem des Sees nicht negativ beeinflusst wird und andere Nutzungen – vor allem die Gewinnung von Trinkwasser – nicht beeinträchtigt werden (IGKB, 2014).

Zu all diesen, mit dem Klimawandel eng verknüpften Themen, will das Projekt „Klimawandel am Bodensee“, kurz KlimBo, einen wichtigen Beitrag leisten. Unter Federführung des Instituts für Seenforschung wurden in sechs Teilprojekten von 2012 bis Ende 2014 die vielfältigen Auswirkungen der Klimaveränderung auf den See erforscht. Gefördert wurde das Vorhaben als Interreg-IV-Projekt von der EU sowie von der Schweiz.

Teilprojekte von KlimBo

Im Zuge des Forschungsvorhabens KlimBo sollte vor allem abgeschätzt werden, welche Auswirkungen die vielfältigen Facetten des Klimawandels auf die limnologischen Verhältnisse im See haben. Zu den näher untersuchten Aspekten zählen:

- die jahreszeitliche Entwicklung der Schichtung im Bodensee und, damit verbunden, die vertikalen Mischungsverhältnisse im See.
- die Erneuerung des Tiefenwassers, die Entwicklung der Sauerstoffverhältnisse am Seegrund und der vertikale Transport von Stoffen, wie zum Beispiel der Nährstoff Phosphor.
- der Wasseraustausch zwischen den unterschiedlichen Wasserkörpern des Sees.
- die Entwicklung von Strömen mit trübem, schwebstoffbeladenem Wasser, die vor allem von den Alpenzuflüssen Rhein und Bregenzerach nach Hochwasserereignissen in den See fließen.
- die Prozesse, die sich im Zuge der Klimaerwärmung in der Flachwasserzone verändern, und die Wechselwirkungen zwischen Flachwasserzone und übrigem See.
- der Wärmehaushalt im See und seine mögliche Beeinflussung durch die Nutzung des Bodensees als Wärmequelle im Winter sowie als Kältequelle im Sommer.

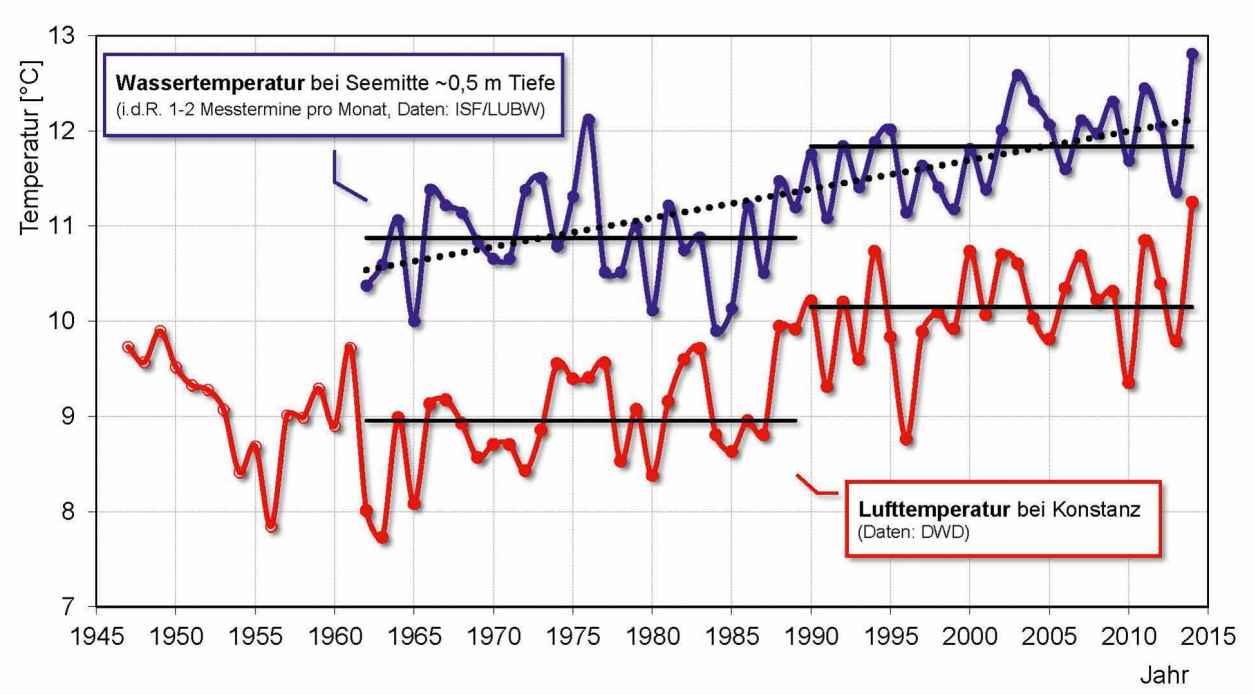


Abb. 1: Verlauf der Temperaturen der Luft und des Oberflächenwassers im Bodensee von 1962 – 2014.
Mittelwert der Wassertemperaturen: 1962 – 1989: 10,9 °C, 1990 – 2014: 11,8 °C; also Anstieg um +0,9 °C.
Mittelwert der Lufttemperaturen: 1962 – 1989: 9,0 °C, 1990 – 2014: 10,1 °C; also Anstieg um +1,1 °C.
Der lineare Trend der Wassertemperaturen beträgt für die Jahresmittelwerte von 1962 – 2014 +0,03 °C/Jahr.

Diese Fragestellungen wurden im Rahmen von sechs Teilprojekten angegangen, die von folgenden Institutionen bearbeitet wurden:

- Eidgenössische Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, Dübendorf, Schweiz (EAWAG)
- Ingenieurgesellschaft Prof. Kobus und Partner GmbH, Stuttgart (kup)
- Technologiezentrum Wasser, Karlsruhe (TZW)
- Zweckverband Bodensee-Wasserversorgung (BWV)

Die Themen der Teilprojekte lauteten:

- Teilprojekt 1
  Einfluss der klimatischen und hydrologischen Entwicklungen im Einzugsgebiet auf den Bodensee. Bearbeiter: EAWAG
- Teilprojekt 2
  Risikobewertung klimatischer Einflüsse auf die Trinkwassergewinnung.
  Bearbeiter: BWV
- Teilprojekt 3
  Modelluntersuchungen zu Klimaeinflüssen auf Wasseraustauschprozesse und Wasserqualität. Bearbeiter: kup
- Teilprojekt 4
  Modelluntersuchungen zum Wärmehaushalt und zu Auswirkungen von Wärmenutzungen im Bodensee.
  Bearbeiter: EAWAG
- Teilprojekt 5
  Messkampagnen zur Analyse langfristiger Wasseraustauschprozesse.
  Bearbeiter: TZW
- Teilprojekt 6
  Modellierung hydrodynamischer Prozesse in der Flachwasserzone. Bearbeiter: kup

Koordiniert wurde KlimBo vom Institut für Seenforschung (ISF, Langenargen) der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW, Karlsruhe).

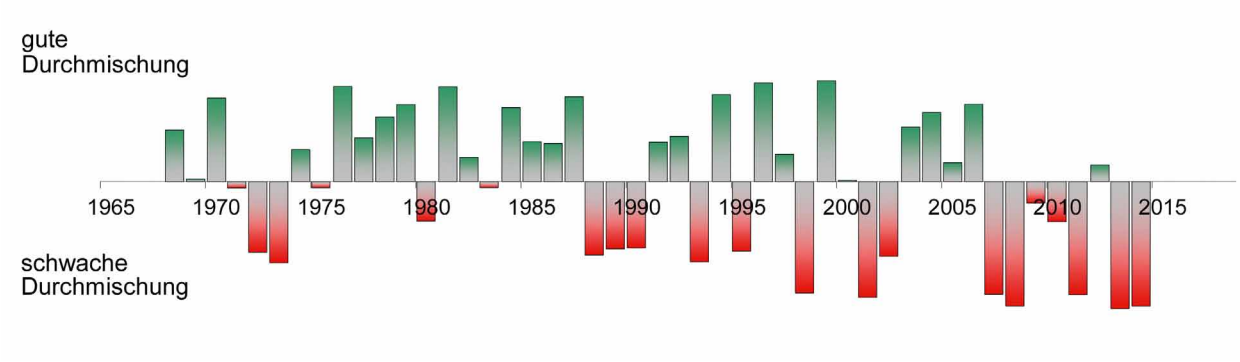


Abb. 2: Die winterliche vertikale Durchmischung des Bodensees hat sich in den letzten 5 Jahrzehnten tendenziell verschlechtert: Die Stärke der Durchmischung wurde durch den winterlichen Abbau der vertikalen Konzentrationsunterschiede des Phosphats abgeschätzt und als dimensionsloser Kennwert quantifiziert (KLIWA, 2007). Unsicherheiten in der Aussagekraft des Durchmischungskennwerts ergeben sich durch andere Prozesse, welche die Konzentrationsverteilung beeinflussen, wie beispielsweise Abbau- und Rücklösungsprozesse oder Flusswassereinträge.

Methoden

Zur Bearbeitung des Projekts kam eine breite Palette an wissenschaftlichen Werkzeugen zum Einsatz. Dazu zählten:

- Literaturstudien zu den Aussagen von Klimamodellen, zur Wärmebelastung und thermischen Nutzung von Gewässern und zu den Folgen der Klimaänderung auf die Trinkwassernutzung.

- Auswertung vorhandener Messdaten, wie etwa zur Meteorologie und Hydrologie sowie zu hydrophysikalischen, -chemischen und -biologischen Parametern in Zuflüssen und im Bodensee.

- Durchführung und Auswertung von Messkampagnen. Beispielsweise wurde zur Untersuchung von Austausch- und Durchmischungsprozessen der im Bodensee und den Zuflüssen vorhandene Spurenstoff N,N-Dimethylsulfamid (DMS) als Tracer (Markierungsstoffe) gemessen.

- Simulationsrechnungen mit Hilfe verschiedener Computermodelle. Als Datengrundlage für die Computermodelle wurden einerseits umfassende Messdaten und andererseits Szenarienzeitreihen verwendet, die Klimamodellen entstammen oder mit Hilfe eines Wettergenerators oder anderen statistischen Ansätzen erzeugt wurden. Mit Hilfe virtueller Tracer (Markierungsstoffe) wurden Ausbreitungs- und Transportvorgänge im See untersucht. Hierbei wurde auch die Verteilung des real gemessenen Tracers (DMS, s.o.) nachgebildet.

3. Klimatische Veränderungen

3.1. Die Folgen des Klimawandels

Veränderungen im Klimasystem der Erde zeigen sich deutlich in der weltweiten Erwärmung im 20. und 21. Jahrhundert. In IPCC (2014), bzw. BMUB (2014), werden als erkennbare Anzeichen und Folgen des Klimawandels aufgeführt:

- die Zunahme der Temperaturen in der Atmosphäre mit einem Temperaturanstieg der Land- und Ozean-Oberflächen von +0,85 Grad zwischen 1880 und 2012;
- ein Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels um 19 cm im Zeitraum 1901 bis 2010;
- ein Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung, wozu insbesondere die Gletscher gehören;
- eine Änderung der Niederschlagsverteilung in einigen Regionen;
- Regionale Veränderungen vieler extremer Wetter- und Klimaereignisse, wie etwa ein Rückgang kalter Temperaturextreme, eine Zunahme heißer Temperaturextreme und häufigere extreme Niederschläge.

Diese Veränderungen haben vielfältige Auswirkungen auf terrestrische und aquatische Ökosysteme.

Die zentrale Frage „Wie entwickelt sich das globale Klima durch den weiteren Anstieg der anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen und welche Folgen sind zukünftig zu erwarten“ ist nicht einfach zu beantworten. Der Weltklimarat hat dazu eine ganze Reihe von Szenarien untersucht, die von strengem Klimaschutz bis zu ungebremsten Emissionen reichen und bis zum Ende dieses Jahrhunderts einen Anstieg der mittleren globalen Temperatur der Erdoberfläche um 0,9 bis 5,4 °C gegenüber vorindustriellen Bedingungen erwarten lassen (IPCC, 2014). Die Temperaturzunahme fällt jedoch regional sehr unterschiedlich aus. Darüber hinaus ist auch mit einer Veränderung der Intensität und Häufung an Naturkatastrophen und Extremwetterereignissen wie länger anhaltenden Hitzewellen und der Zunahme von Stark- und Extremniederschlägen zu rechnen (MunichRe, 2009; UBA, 2011).

Der IPCC betont aber selbst, dass die Szenarien über die künftigen Emissionen von Treibhausgasen – und damit zur Erhöhung der Temperaturen – stark variieren, weil niemand weiß, wie die weltweite sozio-ökonomische Entwicklung aussehen wird und wie stark künftige Maßnahmen regulierend eingreifen werden.

3.2. Klimaveränderungen in der Bodenseeregion

Am Bodensee sind die mittleren Lufttemperaturen in den letzten Jahrzehnten deutlich gestiegen (Abb. 1 Kapitel 2). Die beiden Vergleichsperioden 1962 bis 1989 und 1990 bis 2014 unterscheiden sich um 1,1 °C. Auch das Seewasser hat sich deutlich erwärmt. Oberflächennah waren die Temperaturen im zweiten Zeitraum im Durchschnitt um 0,9 °C wärmer. Der Temperaturanstieg im Tiefenwasser fällt mit 0,2 °C merklich schwächer aus, ist jedoch ebenfalls deutlich nachweisbar.

Messdaten der Station St. Gallen (MeteoSchweiz) in Abb. 3, die im Rahmen des Projektes KlimBo ausgewertet wurden, zeigen, dass die Globalstrahlung am Bodensee für die Periode von 1984 bis 2011 im jährlichen Mittel um etwa 6,4 W/(m² Jahr) zugenommen hat. Im jahreszeitlichen Verlauf ist diese Zunahme vor allem auf einen Anstieg im Sommer zurückzuführen. Ein Teil dieser Veränderung ist einer Abnahme von Aerosolen in der Atmosphäre und der Luftverschmutzung im Allgemeinen zu verdanken.

Bei einer weiteren Erwärmung des Klimas im alpinen Einzugsgebiet des Bodensees ist zu erwarten, dass bis zur zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts die heute noch vorhandenen Gletscher mit einem gespeicherten Wasservolumen von ca. 10 Mrd. m³ weitgehend verschwinden werden. Der dadurch resultierende jährliche Schmelzwasserabfluss spielt – bezogen auf die mittlere jährliche Wasserzuführung zum Bodensee von ca. 11,5 Mrd. m³/a – jedoch eine untergeordnete Rolle.

Vielmehr ist aufgrund der Niederschläge, die zukünftig auch im Winterhalbjahr vermehrt als Regen auftreten und in geringerem Maße als Schnee im Einzugsgebiet gespeichert werden, mit einer im Sommerhalbjahr verringerten Wasserführung der Bodenseezuflüsse aus den Alpen zu rechnen. Im Herbst und Winter dagegen nehmen die Zuflussmengen zu. In den letzten Jahrzehnten zeichnete sich diese Entwicklung bereits in Veränderungen der mittleren saisonalen Wasserstandsverläufe des Bodensees ab (KLIWA, 2007).

In Simulationen mit regionalen Klimamodellen zum Klimaparameter Niederschlag (LUBW, 2013) zeichnet sich in Baden-Württemberg im Winterhalbjahr tendenziell eine Zunahme der Niederschläge ab und für den Sommer eine Abnahme. In der mittleren Niederschlagsmenge sind damit in Zukunft kaum Änderungen zu erwarten. Dies gilt auch für die Kennzahlen der Windgeschwindigkeit. Die Unsicherheit bei diesen Prognosen wird jedoch als hoch angesehen.

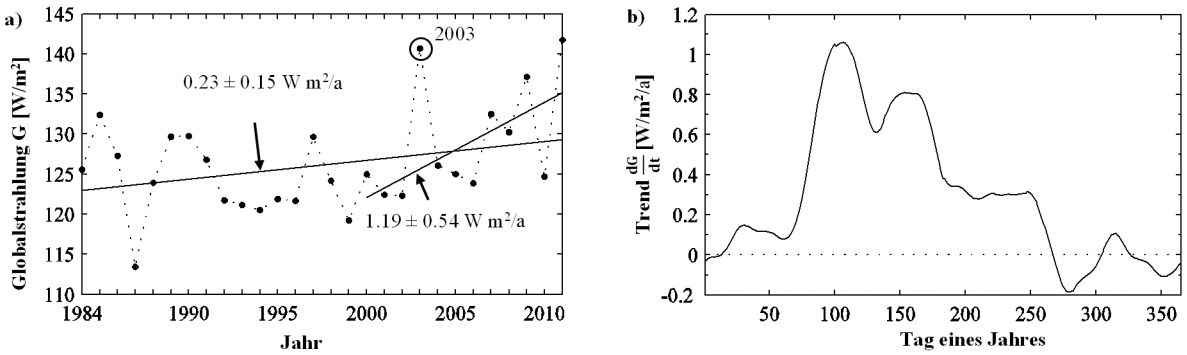


Abb. 3 (a) Gemessener Trend der Globalstrahlung (Jahresmittel) bei der Station St Gallen für die Periode 1984 bis 2011. (b) Jahreszeitlicher Trend dG/dt der täglichen Globalstrahlung (Glättung über 60 Tage). Abbildung aus Fink et al. (2014a).

3.3. Klimamodelle und Szenarien

3.3.1. Überprüfung regionaler Klimamodelle auf Veränderungen der Temperatur und Niederschlagsereignisse

Globale Klimamodelle, sogenannte general circulation models (GCM), verwenden häufig Szenarien für weltweite Treibhausgasemissionen. Regionale Klimamodelle wiederum bilden diese weltumspannenden Klimawerte lokal ab, die mit GCMs berechnet wurden und anschließend auf regionaler Ebene gedeutet werden. Regionale Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages für die Schweizer Klimaregionen (MeteoSwiss, 2011) und für die Jahreszeiten Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) sowie der Vergleich dieser Werte mit den entsprechenden Mittelwerten in der Referenzperiode 1980 bis 2009 erlauben die Bewertung der Klimaveränderungen im Einzugsgebiet des Bodensees. Für die relevante Region der Nordost-Schweiz werden die nachfolgend skizzierten Veränderungen erwartet.

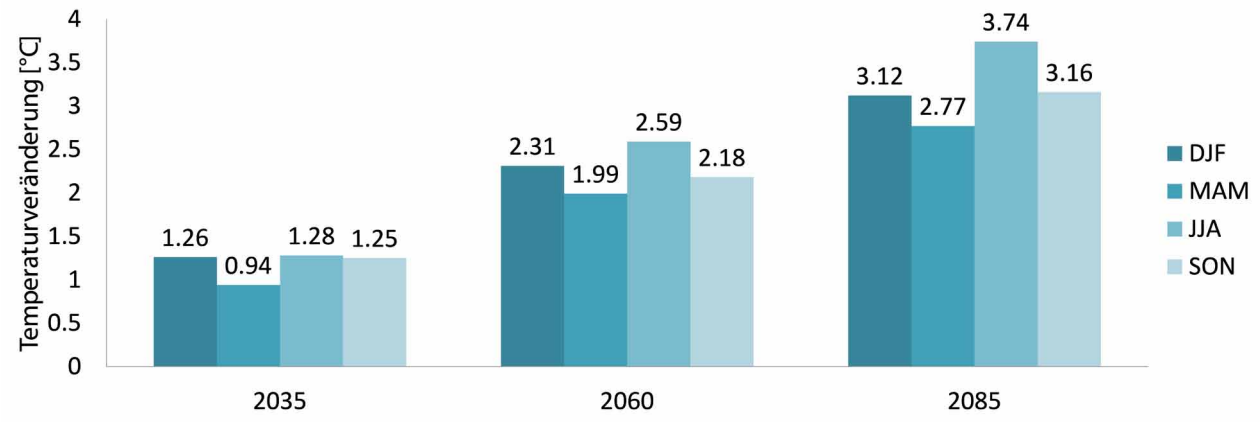


Abb. 4: Temperaturänderungen für das mittlere Klima-Szenario (A1B) für die Nordost-Schweiz im vereinfachten CH2011-Temperaturszenario für die vier Jahreszeiten Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON), basierend auf den CH2011-Daten. Die Klimaperioden sind hier definiert als die Zeiträume 2020 bis 2049 (Mittel: 2035), 2045 bis 2074 (2060) und 2070 bis 2099 (2085). Die Temperaturveränderungen sind relativ zur Referenzperiode 1980 bis 2009.

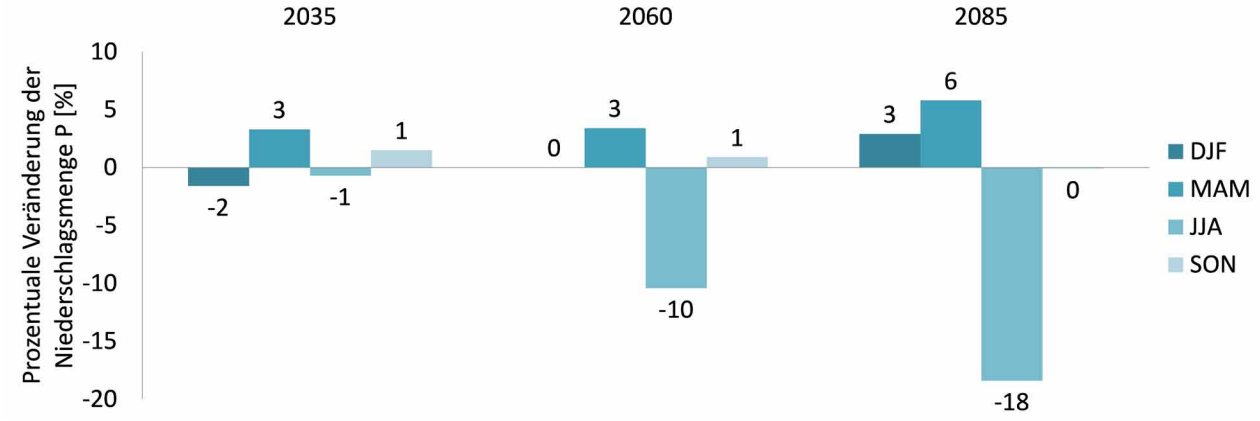


Abb. 5: Prozentuale Veränderung der Niederschlagsmenge für das Szenario A1B für die Nordost-Schweiz im vereinfachten CH2011-Niederschlagsszenario für die vier Jahreszeiten Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON). Die Klimaperioden sind wie in Abb. 1 gewählt. Die Werte beziehen sich auf die mittlere saisonale Niederschlagsmenge in der Referenzperiode 1980 bis 2009.

Temperaturänderung

Die in der Abb. 4 zusammengefasste Temperaturentwicklung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wurde für einen mittleren CO2 Ausstoß berechnet. Für das Einzugsgebiet des Alpenrheins wird für die nächsten 25 Jahre eine Temperaturerhöhung von ca. 1,1 °C erwartet. Diese nimmt bis Ende des Jahrhunderts auf über 3 °C zu. Die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten sind gering. Doch zeigt sich für das gesamte Jahrhundert, dass die Erwärmung im Frühling eher unterdurchschnittlich und im Sommer eher überdurchschnittlich verlaufen wird.

Niederschlagsänderung

Auch die in der Abb. 5 zusammengefasste Niederschlagsentwicklung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wurde für einen mittleren CO2 Ausstoss berechnet. Die Abb. 5 zeigt für den gleichen Zeitraum und für die gleiche Aufteilung der Jahreszeiten den Änderungsfaktor des Niederschlags im Einzugsgebiet des Alpenrheins. Während in den nächsten 25 Jahren keine feststellbaren Veränderungen zu befürchten sind, erwartet man am Ende des Jahrhunderts eine deutliche Verringerung des Niederschlags im Sommer (-20 %). Ansonsten wird davon ausgegangen, dass sich im gesamten 21. Jahrhundert die Niederschläge für die anderen Jahreszeiten nicht wesentlich verändern.

3.3.2. Verwendete Szenarien und Methoden

Die Grundlage für die modelltechnischen Untersuchungen zu den Auswirkungen klimatischer Änderungen auf den Bodensee sind verschiedene Klimaszenarien, die aus unterschiedlichen Klimamodellen und Modellketten resultieren. Diese werden im Folgenden vorgestellt und die Methodik bei der Erstellung der Randbedingungen für die Seenmodelle aus diesen Szenarien näher skizziert.

Verwendete Klimaszenarien

Im 5. Bericht des IPCC (2014) wird auf der Basis einer umfassenden Analyse von zahlreichen Klimamodell- und Szenarienstudien mit einem Anstieg der mittleren globalen Lufttemperatur um 0,3 – 4,8 °C gerechnet. Die Zahlen beziehen sich auf die Differenz zwischen den Mittelwerten der Zeiträume 1986 – 2005 und 2081 – 2100. Die klimatischen Veränderungen werden allerdings nicht überall gleichmäßig auftreten, sondern zeitlich und räumlich variieren. Aussagen über Klimaänderungen in der Bodenseeregion wurden unter Federführung der ETH Zürich und MeteoSchweiz untersucht und sind in MeteoSwiss (2011) beschrieben. Dabei werden einerseits mit statistischen Methoden regionale Szenarien ermittelt, und andererseits mit Hilfe von Modellketten aus globalen und

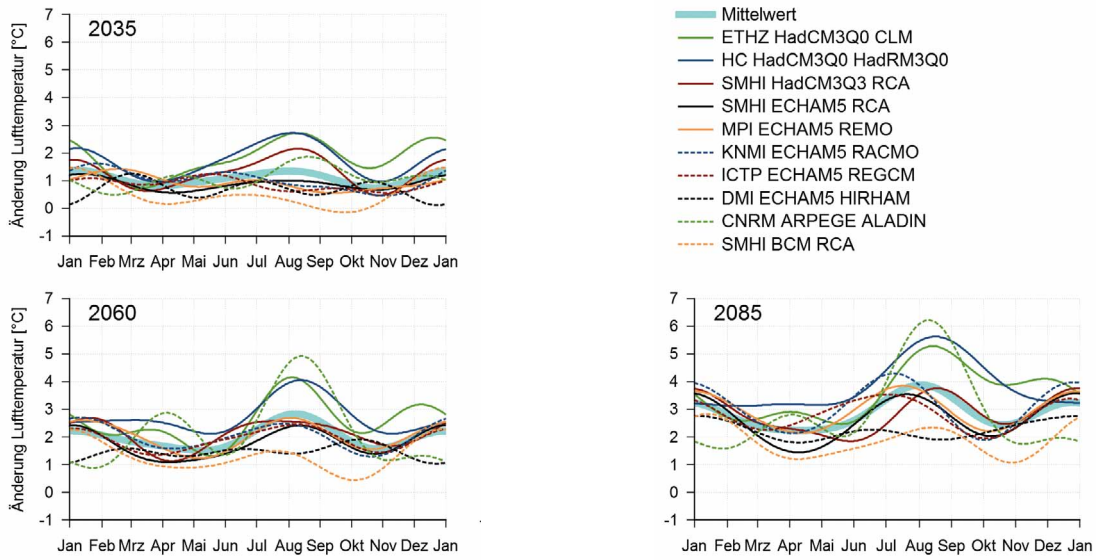


Abb. 6: Prognostizierte Temperaturänderungen in Güttingen für die Jahre 2035, 2060 und 2085 im Vergleich zur Referenzperiode 1980 – 2009; Projektionen mit verschiedenen Modellketten (Daten: MeteoSwiss, 2011).

regionalen Klimamodellen lokale Veränderungen für einzelne Klimastationen ermittelt. In den Modellketten wurden vier globale Klimamodelle (ECHAM5, HadCM3, BCM, ARPEGE) sowie acht regionale Klimamodelle (RCA, CCLM, HadCM3Q0, REMO, HIRHAM, RACMO, REGCM3, ALADIN) verwendet. Insgesamt wurden zehn Kombinationen ausgewertet. Das zugrunde liegende Emissionsszenario ist in allen Fällen A1B, das ein starkes zukünftiges Wirtschaftswachstum, eine bis zur Mitte des Jahrhunderts zunehmende und danach abnehmende Weltbevölkerung sowie die Entwicklung von neuen und effizienten Technologien zur Verringerung der Treibhausgasemissionen annimmt.

Für die Klimastation Güttingen am Südufer des Bodensees wurden in MeteoSwiss (2011) jeweils typische Jahresgänge der Lufttemperaturveränderung für die drei Zeiträume 2021 – 2050, 2045 – 2074 und 2070 – 2099 im Vergleich zur Referenzperiode 1980 – 2009 ermittelt. Abb. 6 zeigt diese Änderungen für die drei Zeiträume jeweils für zehn Modellketten, sowie die mittlere Änderung. Sowohl der Jahresgang der Änderung als auch der Betrag variieren stark in Abhängigkeit der verwendeten Modelle.

Für die in diesem Bericht durchgeführten Modellstudien wurden die Modellketten SMHI_HadCM3Q3_RCA (im Folgenden als SHR bezeichnet) und CNRM_ARPEGE_ALADIN (im Folgenden als CAA bezeichnet) sowie der Mittelwert verwendet. Die Modellketten SHR und CAA wurden ausgewählt, da sie sich bei ähnlichem Mittelwert deutlich im Jahresgang unterscheiden. CAA zeigt ausgeprägte jahreszeitliche Schwankungen der Temperaturerhöhung mit einem Maximum im Sommer, SHR dagegen weist eine relativ hohe Erwärmung im Winter auf. Neben der durch den Klimawandel bedingten Veränderung der Mittelwerte meteorologischer Größen gibt es auch Hinweise auf eine Veränderung deren Variabilität. Wie Schär et al. (2004) sowohl anhand von Messdaten aus der Vergangenheit als auch anhand von Szenariensimulationen aufzeigen, vergrößert sich die Streuung der Lufttemperatur durch den Klimawandel, was zum Beispiel zu einem häufigeren Auftreten von Hitzewellen führt.

Eng verbunden mit dem Klimawandel sind die hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet des Bodensees. So wird der Einfluss der Schneeschmelze auf das Abflussregime der Bodenseezuflüsse abnehmen. In MeteoSwiss (2011) wird vermutet, dass Starkregenereignisse, die bisher vor allem im Sommer vorkommen, in Zukunft auch im Winter auftreten können. Im Projekt KLIWA wird für Baden-Württemberg im Winter eine Zunahme des Niederschlags und im Sommer eine leichte Abnahme prognostiziert (KLIWA, 2005). Für Hochwasserereignisse werden erhöhte Abflüsse erwartet.

Anwendung des Wettergenerators VG

Im nächsten Schritt wurden aus den vorgestellten Projektionen zu den Klimaänderungen realistische Ganglinien auf Tagesbasis für den Zeitraum von 2011 – 2085 erstellt, die dem Seenmodell als meteorologische Randbedingungen vorgegeben werden. Dazu wurde der von Schlabing et al. (2014) entwickelte, stochastische Wettergenerator VG verwendet.

Der Wettergenerator VG benötigt als Eingabe meteorologische Messdaten der betrachteten Messstation über einen längeren Zeitraum. Anhand dieser Daten charakterisiert der Wettergenerator das Wetter dieser Station in Form von statistischen Kenngrößen (Kreuz- und Autokorrelation). Im nächsten Schritt werden in einem autoregressiven Prozess künstliche meteorologische Zeitreihen erzeugt, die dieselben statistischen Kenngrößen aufweisen wie die gemessenen Daten. Um nun die oben beschriebenen Klimaszenarien zu erzeugen, kann dem Wettergenerator eine Veränderung des Mittelwerts der Lufttemperatur vorgegeben werden. Außerdem kann auch die klimatische Variabilität verändert werden. Die klimatische Variabilität wird bestimmt, indem von der vorgegeben Messreihe diejenigen Episoden ermittelt werden, in denen die Temperatur höher oder niedriger war als der langjährige Mittelwert für den jeweiligen Tag im Jahr. Die Standardabweichung der Abweichung vom Mittelwert sowie der Mittelwert der Dauer dieser Episoden bestimmen die klimatische Variabilität.

Als Referenzzeitraum für die Eingangsdaten wurden die Jahre 1980 – 2009 gewählt. Der Zeitraum von 30 Jahren entspricht dem Referenzzeitraum der Szenarien zur Klimaänderung in der Schweiz (MeteoSwiss, 2011). Die verwendeten Messdaten stammen von der vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betriebenen Messstation Konstanz. Von dieser Station liegen nahezu lückenlos Stundenwerte der für das Seenmodell benötigten meteorologischen Messwerte vor. Die klimatische Variabilität in den Temperaturmessdaten des Referenzzeitraums beträgt 2,33 °C / 5,4 Tage. Zur Erzeugung der meteorologischen Parameter für die Jahre 2011 – 2085 wurden die veränderten Jahresgänge der Lufttemperatur für die Jahre 2035, 2060 und 2085 der drei oben beschriebenen Klimaszenarien verwendet. Für die übrigen Jahre wurden die Temperaturänderungen linear interpoliert. Dies ergibt den idealisierten Temperaturverlauf der Szenarien (Abb. 7). Diese Daten wurden dem Wettergenerator vorgegeben, der realistische Ganglinien mit der Charakteristik der Daten der Messstation Konstanz erzeugt und dabei die klimatisch bedingte Temperaturänderung des jeweiligen Jahres und Tages berücksichtigt. Zusätzlich wurden Ganglinien mit einer veränderten klimatischen Variabilität von 4,0 °C / 10,0 Tage erzeugt. Abb. 8 zeigt exemplarisch für den Zeitraum von 2010 – 2020 die so generierten Lufttemperaturen im Mittelwert-Szenario mit und ohne veränderte Variabilität. Die größere Schwankungsbreite sowie deren längere Dauer bei veränderter Variabilität sind deutlich erkennbar. Die im Mittel ansteigenden Lufttemperaturen sind aufgrund des relativ kurzen Zeitraums nicht zu identifizieren.

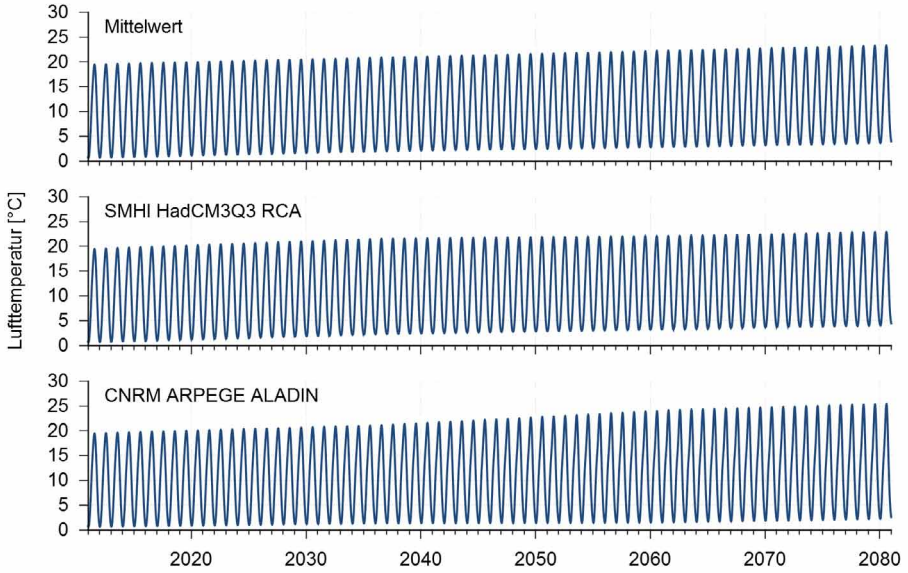


Abb. 7:

Idealisierte Temperaturverläufe der verwendeten Szenarien.

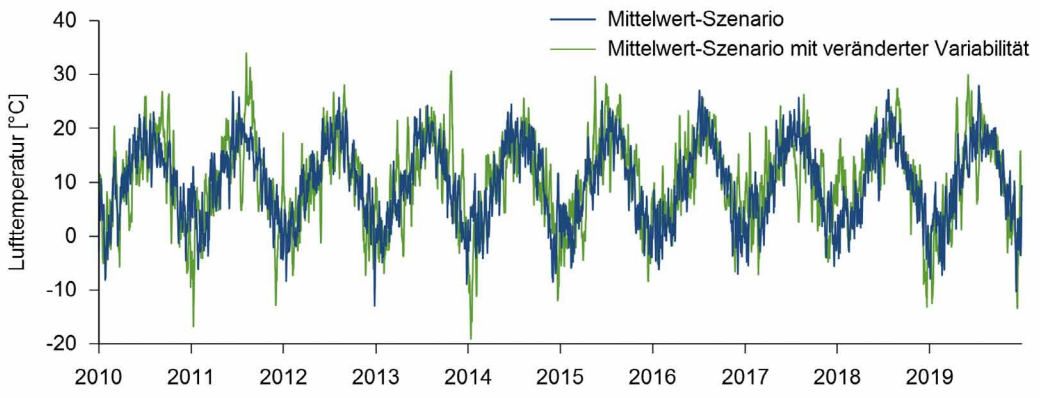


Abb. 8:

Mit dem Wettergenerator generierte Ganglinien der Lufttemperatur im Mittelwert-Szenario mit und ohne veränderter Variabilität (Tagesmittelwerte).

4. Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf Wasseraustauschprozesse und die Wasserqualität des Bodensees

4.1. Wie sich Flusswasser im See ausbreitet

In diesem Kapitel soll die Ausbreitung von Flusswasser im Bodensee anhand von Messungen und Simulationen untersucht werden. Beispielhaft werden die Bregenzerach, der Alpenrhein und die Schussen betrachtet.

4.1.1. Messungen und Simulationen an der Bregenzerach

Im Rahmen von KlimBo wurde im April 2012 vor der Mündung der Bregenzerach in den Bodensee eine Messverankerung ausgebracht. Diese misst die Wassertemperaturen in den Tiefen 6, 9, 14, 19, 24 und 29 m in zeitlichen Abständen von einer Minute. Im Folgenden werden die Messergebnisse dieser Verankerung aus dem Jahr 2012 analysiert und mit den Ergebnissen aus Modellrechnungen verglichen. Die Position der Verankerung ist in Abb. 9 dargestellt.

Abb. 10 zeigt die Messwerte an der Verankerung im Jahr 2012 als Tagesmittelwerte zusammen mit dem Abfluss und der Schwebstoffkonzentration der Bregenzerach. Zu Beginn der Messung im April liegen nur sehr schwach geschichtete Verhältnisse vor. Ab Ende April nehmen die Temperaturen in den geringen Wassertiefen deutlich zu und die Schichtung stabilisiert sich. Mitte Mai ist ein kurzzeitiger Anstieg auch in größeren Wassertiefen zu erkennen, der keinem Hochwasserereignis in der Bregenzerach zuzuordnen ist.

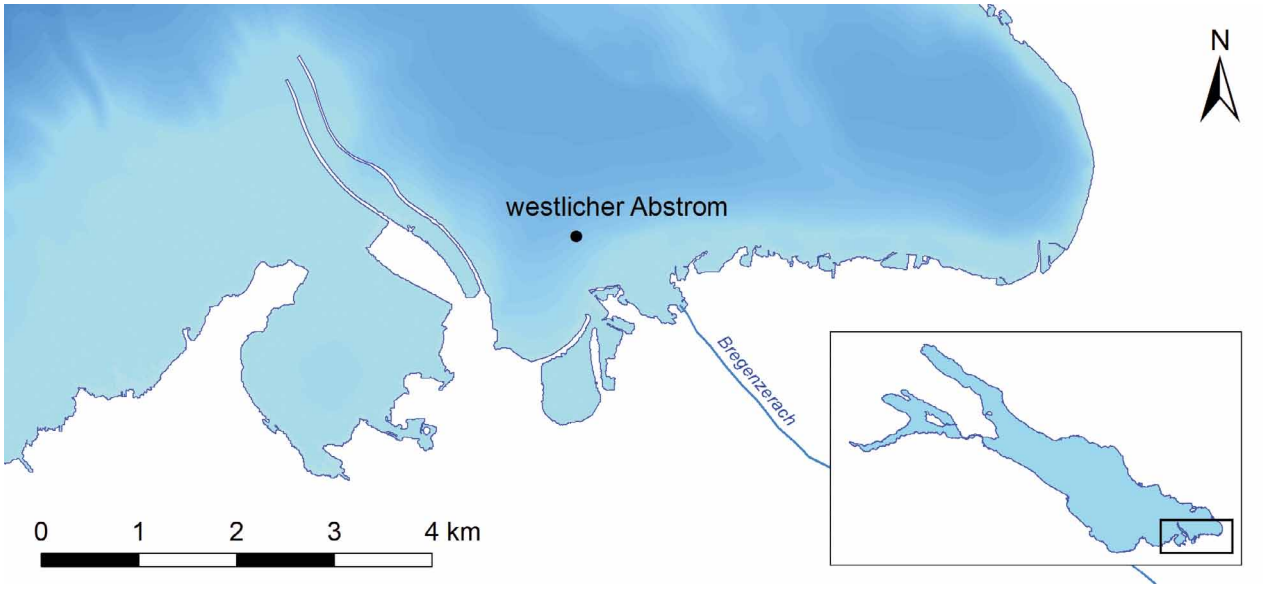


Abb. 9: Position der Messverankerung im Jahr 2012 vor der Mündung der Bregenzerach im Bodensee.

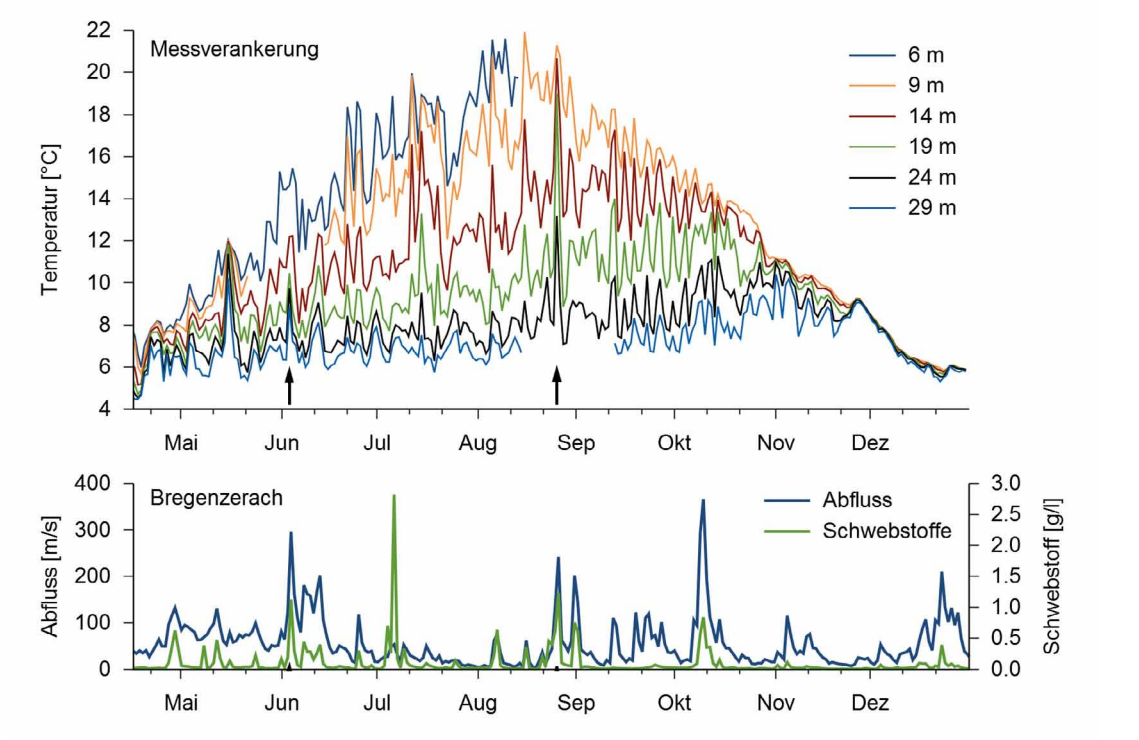


Abb. 10: Gemessene Wassertemperaturen an der Messverankerung (oben) und Abfluss sowie Schwebstoffkonzentration der Bregenzerach (unten, Quelle: HDV) im Jahr 2012 (Tagesmittelwerte).

Vielmehr scheint es sich dabei um die Auswirkungen eines Windereignisses zu handeln. In Bregenz am Sporthafen werden in diesem Zeitraum Windgeschwindigkeiten von über 7 m/s aus nördlichen Richtungen registriert. Dadurch wird warmes Oberflächenwasser aus der Bregenzer Bucht ans südliche Ufer getrieben und die Sprungschicht sinkt dementsprechend ab. Anstiege der Wassertemperaturen in den sohlnahen Wassertiefen sind allerdings auch während Hochwasserereignissen zu erkennen. Schwebstoffbeladenes und damit schwereres Wasser aus der Bregenzerach breitet sich dabei entlang der Seesohle aus. Dies ist z. B. während der Ereignisse am 4. Juni und am 26. August 2012 der Fall (schwarze Pfeile in Abb. 10). Ab Ende August nehmen die oberflächennahen Temperaturen ab, die Sprungschicht sinkt ab und führt in größeren Wassertiefen zu einem leichten Anstieg der Temperaturen. Die Temperaturschichtung wird damit schwächer. Im September bis Anfang Oktober sind periodische Schwankungen in allen Wassertiefen zu erkennen, die zu Änderungen von bis zu 4 °C führen. Die Periodendauer der Schwingungen von ca. 3 bis 4 Tagen lässt als Ursache auf die seeweite interne Kelvinwelle schließen (Appt et al., 2004). Ende November haben sich die Temperaturen in allen Wassertiefen im Profil homogenisiert.

Abb. 11 zeigt die berechneten Anteile von Zuflusswasser aus der Bregenzerach an der Messverankerung sowie die Einschichtungstiefe, die als Tiefe des maximalen Anteils an Zuflusswasser definiert wurde, für den Zeitraum von April bis Dezember 2012. Der entscheidende Parameter für die Einschichtungstiefe ist im Allgemeinen die Wassertemperatur der Bregenzerach. Diese ist meistens etwas geringer als die Temperaturen im Epilimnion des Sees, weshalb sich das Wasser der Bregenzerach im Bereich der Sprungschicht einschichtet. Ausnahmen davon bildet das schwere, schwebstoffbeladene Flusswasser während Hochwasserereignissen, das sich entlang der Seesohle ausbreitet.

Diese sohlnahen Dichteströme während Hochwasserereignissen sind auch anhand der Temperaturmessdaten erkennbar. Abb. 12 zeigt die

gemessenen Wassertemperaturen während des Hochwasserereignisses vom 04. Juni 2012 in 6 m und in 29 m Wassertiefe gemeinsam mit den Simulationsergebnissen. Bei der oberflächennahen Messung sind praktisch keine Veränderungen der Wassertemperatur zu erkennen. Bei der sohlnahen Position in 29 m Wassertiefe kommt es dagegen während dem Ereignis zu einem starken Anstieg der Wassertemperaturen von ca. 6 °C auf 16 °C. Dieser Effekt wird auch vom Modell nachgebildet, allerdings ist hier die Temperaturänderung nicht ganz so ausgeprägt wie in der Messung.

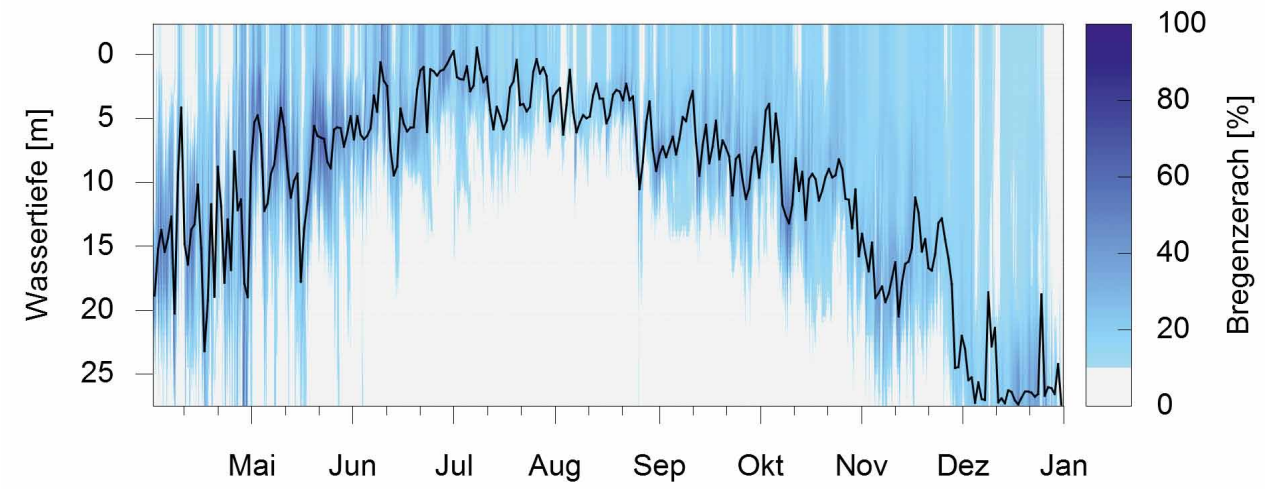


Abb. 11: Anteile des Zuflusswassers der Bregenzerach (Farbskala) im Profil an der Messverankerung sowie Tiefe des Maximalwerts (schwarz) im Jahr 2012.

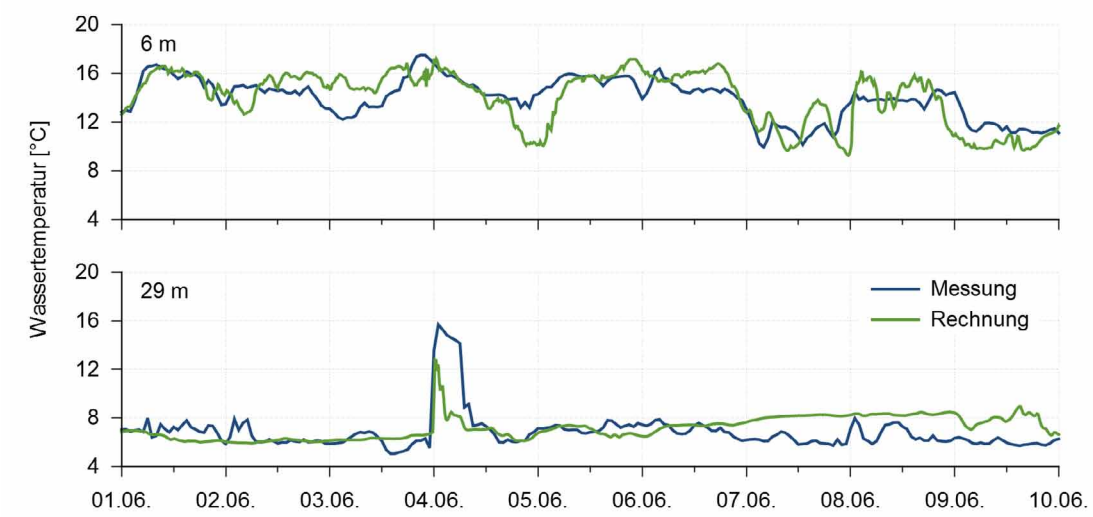


Abb. 12: Gemessene und berechnete Wassertemperaturen in 6 m und 29 m Wassertiefe an der Messverankerung im Juni 2012.

Mündungsbereiche des Alpenrheins (links) und der Bregenzerach (rechts).

4.1.2. Bedeutung der Schwebstoffe für die Einschichtung des Alpenrheins

Schwebstoffe in Zuflüssen sind von mehrfacher Bedeutung für Seen. Neben Temperatur und gelösten Stoffen bestimmen sie die Dichte des Zustromes und somit die vertikale Verteilung des Flusswassers im See. Insbesondere bei Hochwasser taucht das Flusswasser in den See ab und dringt als Dichtestrom entlang des Seegrunds in die Tiefe vor. Durch Einmischung von Seewasser und Sedimentation der Schwebstoffe verringert sich der Dichteunterschied zwischen Seewasser und Dichtestrom. Das Absinken des Dichtestroms endet in einer Gleichgewichtstiefe oder bei der maximal möglichen Tiefe. Bei diesem Prozess wird sauerstoffreiches Wasser der Zuflüsse in die entsprechende Seetiefe eingetragen. Die Bedeutung für die Wasserqualität des Sees liegt vor allem in der Erneuerung des Tiefenwassers. Sauerstoff (Lambert et al., 1984) und auch Wärme (Wüest et al., 1988) gelangen durch diesen Prozess, unabhängig von der winterlichen Zirkulation, in große Tiefen.

Für den Bodensee ist vor allem der Alpenrhein als größter Zufluss von Bedeutung. Die Zahl solcher Abtauchereignisse wie auch die Menge an Wasser und die Tiefe, in die sie vordringen, hängt von der Häufigkeit und Stärke der Hochwasserereignisse im Alpenrhein ab. Klimatische Veränderungen, wie sie in den letzten Jahrzehnten beobachtet wurden, verändern auch die hydrologischen Vorgänge in den Einzugsgebieten. So werden in den Alpen deutliche Umverteilungen des Abflusses erwartet (Middelkoop et al., 2001). Vor diesem Hintergrund stellt sich die Frage, wie der Klimawandel die Häufigkeit von Tiefenwassererneuerungen durch Zuflüsse im Bodensee, insbesondere durch den Alpenrhein, verändern wird. Welche Folgen haben die klimatischen Veränderungen im Einzugsgebiet für den Partikeltransport bzw. die Sedimentfrachten in den Bodensee?

Hier wollen die vorliegenden Untersuchungen vor allem zeigen, wie die Auswirkungen des Klimawandels auf die Einschichtungen von Zuflusswasser in den Bodensee durch den Alpenrhein abgeschätzt werden können. Die Studie wurde in folgende Schritte gegliedert:

- Für verschiedene Abflussszenarien, die verschiedenen Auswirkungen des Klimawandels entsprechen, wurden synthetische Zeitreihen generiert.

- Anschließend wurden für diese Abflusszeitreihen die entsprechenden Zeitreihen der Schwebstoffkonzentration berechnet und die Schwebstofffrachten für verschiedene Auswirkungen klimatischer Veränderungen bestimmt.

- Schließlich wurden für diese Szenarien von Abfluss und Schwebstoffkonzentration die Statistiken der Abtauchwahrscheinlichkeiten und des Tiefenwasseraustausches berechnet.

Wie die hydrologischen Zeitreihen generiert werden

In der Hydrologie werden seit den frühen 1960er Jahren autoregressive Modelle verwendet, um synthetische Abflusszeitreihen zu generieren (Salas et al., 1980). In der vorliegenden Studie wurden Zeitreihen für den Abfluss generiert, deren statistischen Eigenschaften der gemessenen Zeitreihe gleichen. Abb. 13 zeigt den Vergleich von gemessenem Abfluss und synthetischer Zeitreihe. Beide haben statistisch identische Eigenschaften. Für die Berechnungen der tiefen Einschichtungen für verschiedene Klimaszenarien kann die Abflussstatistik entsprechend verändert werden (zum Beispiel veränderter saisonaler Verlauf, Maximalwerte oder Ereignisdauer).

Zur Berechnung der Schwebstofffracht wird für jeden Abfluss Q die entsprechende Schwebstoffkonzentration SSC benötigt. Hier wurde ein Ansatz verwendet, der die Verfügbarkeit und Speicherung von Sedimenten im Einzugsgebiet berücksichtigt (Fink & Wüest, 2014). Abb. 14 zeigt, dass insbesondere bei Hochwasserereignissen die Messwerte sehr gut reproduziert werden. Zur Kalibrierung wurden Messungen der Schwebstoffkonzentration verwendet. Zwischen Juni 2012 und Oktober 2013 wurde hierzu täglich in Diepoldsau (Rietbrücke) dem Alpenrhein eine Wasserprobe entnommen. Da die Kalibrierung und Validierung sehr erfolgreich verliefen, wurden mit den synthetischen Zeitreihen für die Abflussszenarien entsprechende Zeitreihen der Schwebstoffkonzentration ermittelt.

Häufigkeit von Tiefenwassereinschichtung und deren Veränderung

Um die Abtauchwahrscheinlichkeit bestimmen zu können, wurde ein physikalisches Modell entwickelt, das die genannten Prozesse nachbildet. Für einen gegebenen Zufluss mit entsprechender Schwebstoffkonzentration und Temperatur berechnet das Modell die Tiefenschicht, bis in welche der Dichtestrom maximal vordringt und dabei Sauerstoff einträgt. Auch die vertikale Temperaturverteilung im See wird für die Dichteberechnung berücksichtigt. Mit den Szenarien des Zuflusses und der Schwebstoffkonzentration konnte so für jeden Tag der synthetischen Zuflusszeitreihen berechnet werden, ob und wie tief der Alpenrhein in den See eindringt.

Die Analyse zeigt, dass bei einer aktuellen Zuflussstatistik ein Abtauchen bis in die tiefste Stelle in 254 m Tiefe einen Zufluss (Tagesmittel) von mehr als 1000 m^3/s benötigt. Gleichzeitig müssen die Schwebstoffkonzentrationen im Zufluss höher sein als 1450 mg/L. Generell hängt die maximale Eindringtiefe vom Abfluss, von der Schwebstoffkonzentration, von der Temperatur des Rheinwassers und von der Jahreszeit ab. Die Statistik der Abtauchwahrscheinlichkeit zeigt, dass im Mittel alle 3,6 Jahre der Alpenrhein bis in die tiefste Stelle (254 m) vordringt. Wenn sich die Hochwasserwahrscheinlichkeit erhöht, dann kommen Einschichtungen bis in die tiefsten Wasserschichten ebenfalls häufiger vor. Umgekehrt sinkt die Abtauchwahrscheinlichkeit, wenn Hochwasserereignisse seltener auftreten und schwächer ausgeprägt sind.

Damit sich die Abtauchwahrscheinlichkeit wahrnehmbar verändert, ist jedoch eine deutliche Veränderung im Hochwasserregime erforderlich, welche in diesem Maße gemäß den Klimaszenarien nach CH2011 für den Alpenrhein nicht zu erwarten ist.

Eine Veränderung der Abfluss-Saisonalität bewirkt eine deutliche Veränderung der Abtauchwahrscheinlichkeit. Bei mehr Abfluss im Winter und reduziertem Abfluss im Sommer sowie einer Verschiebung des Jahresmaximums vom Juni in den Mai treten Ereignisse mit einer großen Eintauchtiefe seltener auf.

Das meiste Rheinwasser schichtet sich während des mittleren, normalen Abflusses in der Nähe der Oberfläche des Sees ein und tauscht in der Schicht von 0 - 25 m jährlich im Mittel 36% des Wassers aus. Auch in 225 m bis 254 m Tiefe erneuert der Rhein während der Hochwasserereignisse in einem Jahr 27% des Tiefenwassers. Allerdings sind die Volumen der unteren Wasserschichten topographiebedingt deutlich kleiner in Relation zum Zuflussvolumen und die Austauschraten schwanken erheblich um diesen Mittelwert von 27%. Nimmt die Hochwasserhäufigkeit extrem ab, dann ist dies vergleichbar mit einer veränderten saisonalen Verteilung des Abflusses.

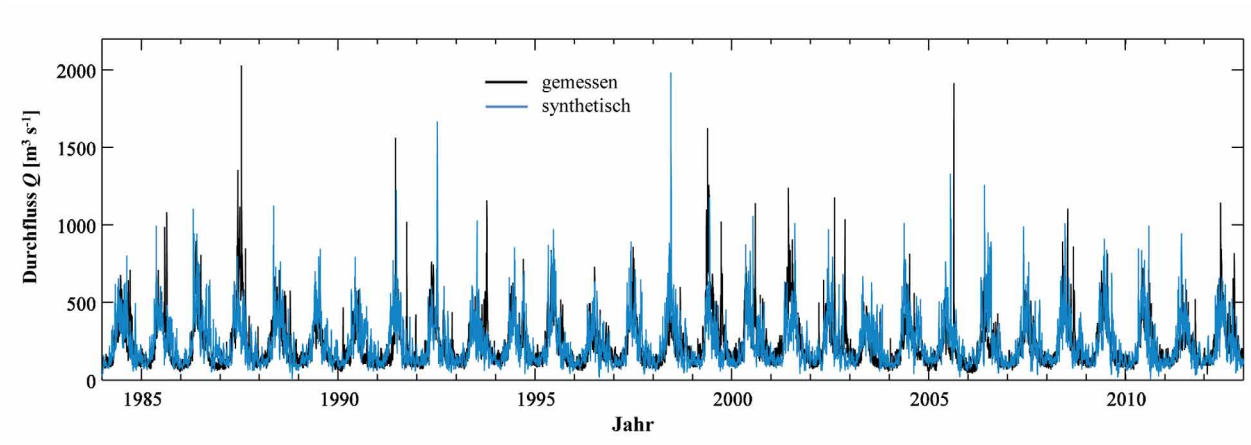


Abb 13: Vergleich der gemessenen Durchflüsse des Alpenrheins am Pegel Diepoldsau (schwarze Linie) im Zeitraum 1984 bis 2013 mit synthetisch generierten Durchflüssen (blaue Linie). Beide Zeitreihen haben statistisch identische Eigenschaften.

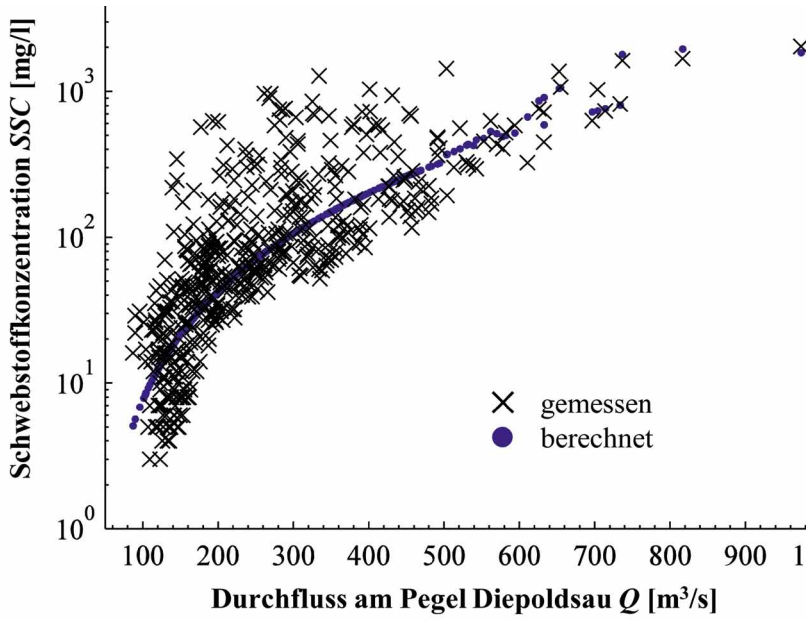


Abb 14:

Vergleich der gemessenen Schwebstoffkonzentrationen (schwarz) mit den berechneten Werten (blau) des Alpenrheins am Pegel Diepoldsau im Zeitraum Juni 2012 bis Oktober 2013. Während bei Durchflüssen bis etwa 500 m³/s die Berechnungen nur näherungsweise die gemessenen Schwebstoffkonzentrationen wiedergeben, stimmen diese im Durchflussbereich > 500 m³/s sehr gut überein.

Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse für den Istzustand der Hochwasserstatistik und des Einschichtungsverhaltens werden als zuverlässig angesehen, da sie auf aktuellen Messungen basieren. Die zukünftige Hochwasserstatistik ist naturgemäß ungewiss. Durch verschiedene, begründete Szenarien wurde in dieser Studie versucht, ein breites Spektrum dessen abzudecken, was an künftiger Veränderung möglich ist. In der Vergangenheit haben wahrscheinlich großräumige atmosphärische Zirkulationsstrukturen Perioden mit häufigen und Perioden mit weniger häufigen Hochwasserereignissen verursacht (Jacobeit et al., 2003; Glur et al., 2013). Solche komplexen Prozesse sind wohl der Grund, warum aktuell keine klaren Trendmuster in den Hochwasserzeitreihen zu erkennen sind (Svensson et al., 2005; Kundzewicz et al., 2005) und warum es Regionen mit zunehmenden und Regionen mit abnehmenden Häufigkeiten gibt. Solange diese verursachenden Prozesse nicht verstanden werden, liegt die Annahme nahe, dass wir uns zum einen aktuell in einer Periode mit häufigen Hochwasserereignissen befinden und zum anderen, dass der erwartete Anstieg der globalen Lufttemperatur zu einer Abnahme der Hochwasserhäufigkeiten im Alpenrhein führt (Glur et al., 2013). Modellsimulationen für das zukünftige Klima in den Alpen können noch keine verlässlichen Ergebnisse liefern. Die Modelle liefern jedoch die mittleren Abflussverhältnisse und deren mögliche zukünftigen Veränderungen (siehe Kapitel 3).

Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass die Hochwasserwahrscheinlichkeit im Einzugsgebiet des Alpenrheins leicht abnehmen wird. Daher werden die Abtauchereignisse in Tiefen > 200 m und somit die Tiefenwassererneuerung durch den Alpenrhein (zu Gunsten von Tiefen 140 m bis 200 m) seltener stattfinden. Auch die Sedimentfracht wird leicht zurückgehen.

Die Ergebnisse der Studie können in drei Punkten zusammengefasst werden:

- Zunehmende Hochwasserhäufigkeiten erhöhen die Häufigkeiten einer Tiefenwassererneuerung durch Zuflüsse und umgekehrt.
- Eine Veränderung des saisonalen Verlaufes des Abflusses, wie er durch den Klimawandel verursacht wird, verringert die Häufigkeiten von Einschichtungen in Wasserschichten von mehr als 200 m Tiefe.
- Große Veränderungen im Hochwasserregime sind nicht wahrscheinlich. Veränderungen im saisonalen Verlauf sind hingegen wahrscheinlich. Daher ist in den nächsten Jahrzehnten mit einer leichten Abnahme der Häufigkeit von tiefen Abtauchereignissen – und dem damit verbundenen Sauerstoffeintrag – zu rechnen.

4.1.3. Simulationen zur Flusswasserausbreitung im See bei Hochwasserereignissen

Flusswasser, das mit hohen Sedimentkonzentrationen beladen ist, kann beim Eintritt in den See einen Dichtestrom ausbilden und entlang der Seesohle in tiefere Wassertiefen vordringen. Wie tief dieser Dichtestrom vordringt, ist abhängig vom Impuls und Dichteunterschied zwischen Seewasser und Flusswasser. Maßgebliche Parameter des Zustroms sind also dessen Abfluss, Wassertemperatur und Schwebstoffkonzentration. Am Bodensee kommt es durch Hochwasserereignisse am Alpenrhein regelmäßig zum Vordringen des Flusswassers entlang des Seebodens ins Tiefenwasser, den sogenannten Underflows. Im Folgenden soll anhand von Simulationen aufgezeigt werden, welchen Beitrag diese Ereignisse auf die Tiefenwassererneuerung des Bodensees leisten und welchen Einfluss die genannten Parameter des Zustroms haben.

Für die Modelluntersuchungen wurde das Hochwasserereignis im Alpenrhein vom 4. Juni 2012 mit einem Spitzenabfluss von über 1400 m³/s ausgewählt. Der gemessene Abfluss und die mit Hilfe von Messdaten abgeleitete Schwebstoffkonzentration sind in Abb. 15 dargestellt.

Um die Tiefenwassererneuerung zu quantifizieren, wurden zwei Markierungsstoffe im Modell eingesetzt: Ein Tracer markiert das Wasser der Zuflüsse Alpenrhein und Bregenzerach, der andere markiert das Wasser, das sich zu Beginn der Simulation in den obersten 20 m befindet („epilimnisches Wasser“).

Ergebnisse

Abb. 16 zeigt die Temperaturen am Seeboden etwa einen Tag nach dem Spitzenabfluss. Die drei Verankerungen, an denen Messdaten zur Wassertemperatur vorliegen, sind als farbige Punkte eingezeichnet. Der Dichtestrom erreicht die Verankerungen WH und HI vor Wasserburg und Langenargen, jedoch nicht den tiefsten Punkt des Sees (FU). Dieses Verhalten wird auch von den Temperaturmessungen an den Verankerungen bestätigt. Abb. 17 zeigt den Vergleich der gemessenen und berechneten Wassertemperaturen an der Verankerung WH vor Wasserburg. Der Zeitpunkt und die Höhe des Anstiegs bei WH werden vom Modell exakt erfasst. Beim Profil FU ist sowohl bei der Messung als auch bei der Rechnung kein Temperaturanstieg zu erkennen.

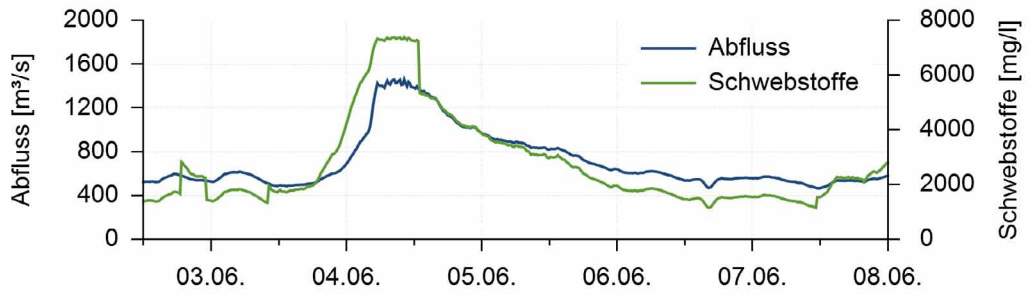


Abb. 15: Abfluss und Schwebstoffkonzentration im Alpenrhein (Lustenau bzw. Diepoldsau) im Juni 2012.

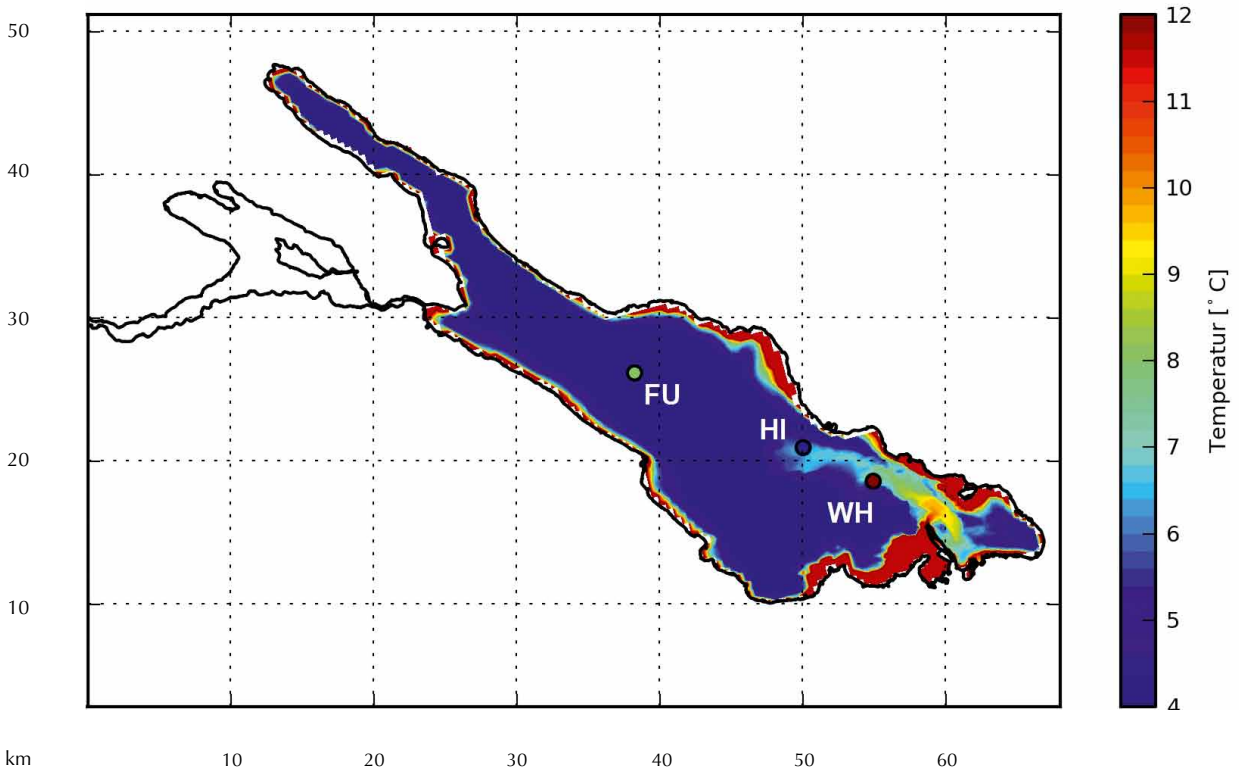


Abb. 16: Simulierte Temperaturverteilung am Seeboden nach dem Hochwasser im Juni 2012.

Wertet man die Anteile von epilimnischem Wasser und Wasser aus den Zuflüssen nach 4,5 Tagen aus, so sieht man, dass das Wasser aus Epilimnion und Zuflüssen eine Tiefe von etwa 200 m erreicht (siehe Abb 18). In 100 m Tiefe betragen die beiden Anteile zusammen etwa 1,5%. Dabei ist der Anteil an epilimnischem Wasser deutlich größer als der des Zuflusswassers. Der Dichtestrom aus dem Alpenrhein „reißt“ somit das epilimnische Wasser mit in die Tiefe, was den Tiefenwasseraustausch deutlich verstärkt.

In weiteren, fiktiven Modellszenarien wurde untersucht, welchen Einfluss die Größe des Hochwasserereignisses sowie die einzelnen Parameter Abfluss, Schwebstoffgehalt und Wassertemperatur auf den Tiefenwasseraustausch haben.

Das Hochwasserereignis vom Juni 2012 besitzt eine Jährlichkeit von ca. zwei Jahren. Angelehnt an dieses Ereignis wurden die Abflüsse und Schwebstoffkonzentrationen zweier Hochwasserereignisse mit Jährlichkeiten von vier und acht Jahren erstellt (Abb. 19) und ein weiteres Szenario mit einer Jährlichkeit von acht Jahren, aber unveränderter Schwebstoffkonzentration.

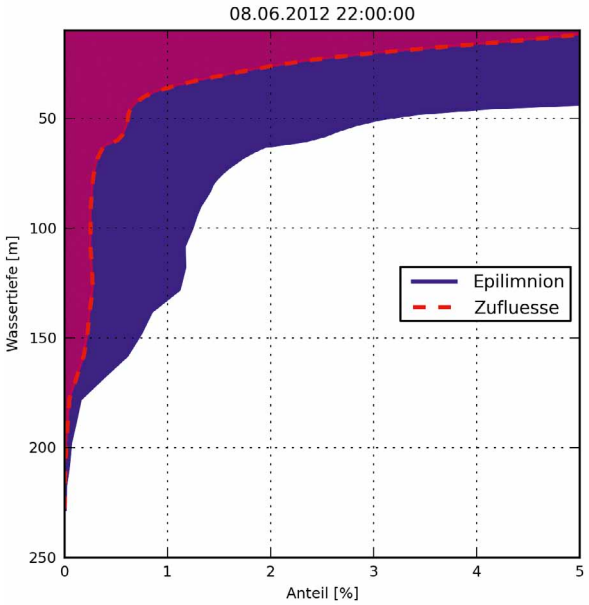


Abb. 18: Anteil von Wasser aus den Zuflüssen und dem Epilimnion, Mittelwert in allen Tiefen, 8. Juni 2012 22:00 Uhr.

Weitere Szenarien mit dem Abfluss des Juni-Hochwassers und veränderten Schwebstoffkonzentrationen (75 %, 125 % und 150 %) sowie veränderten Wassertemperaturen wurden ebenfalls untersucht.

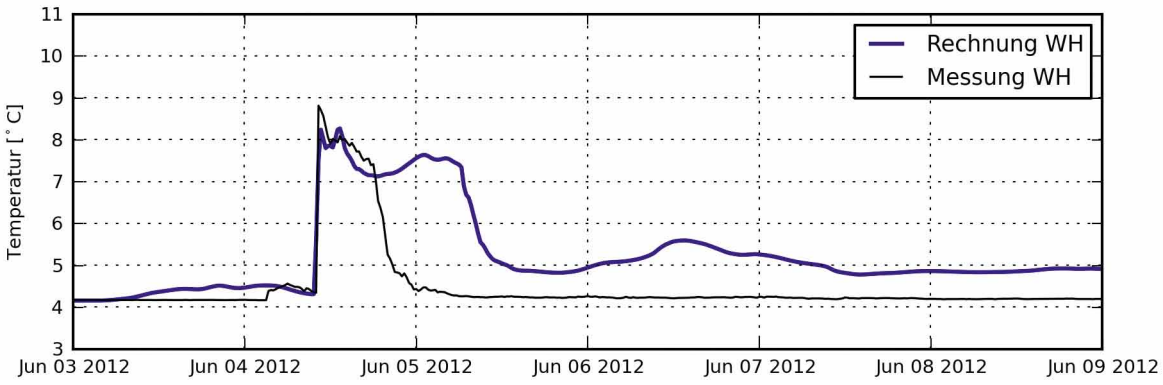


Abb. 17: Berechnete und gemessene Wassertemperatur an den Verankerungen WH (siehe Abb. 16).

Abb. 20 zeigt für die einzelnen Szenarien den Anteil an Fluss- und Epilimnionwasser unterhalb 200 m Tiefe nach dem Hochwasserereignis. Bei erhöhter Jährlichkeit steigt der Tiefenwasseraustausch etwa linear mit dem Anstieg von Abfluss und Schwebstoffkonzentration an (a). Wenn nur der Abfluss erhöht wird und die Konzentration der Schwebstoffe und damit auch die Dichte des Flusswassers konstant bleiben, dann erhöht sich die Tiefenwassererneuerung trotzdem deutlich, wenn auch nicht ganz so stark wie im anderen Fall.

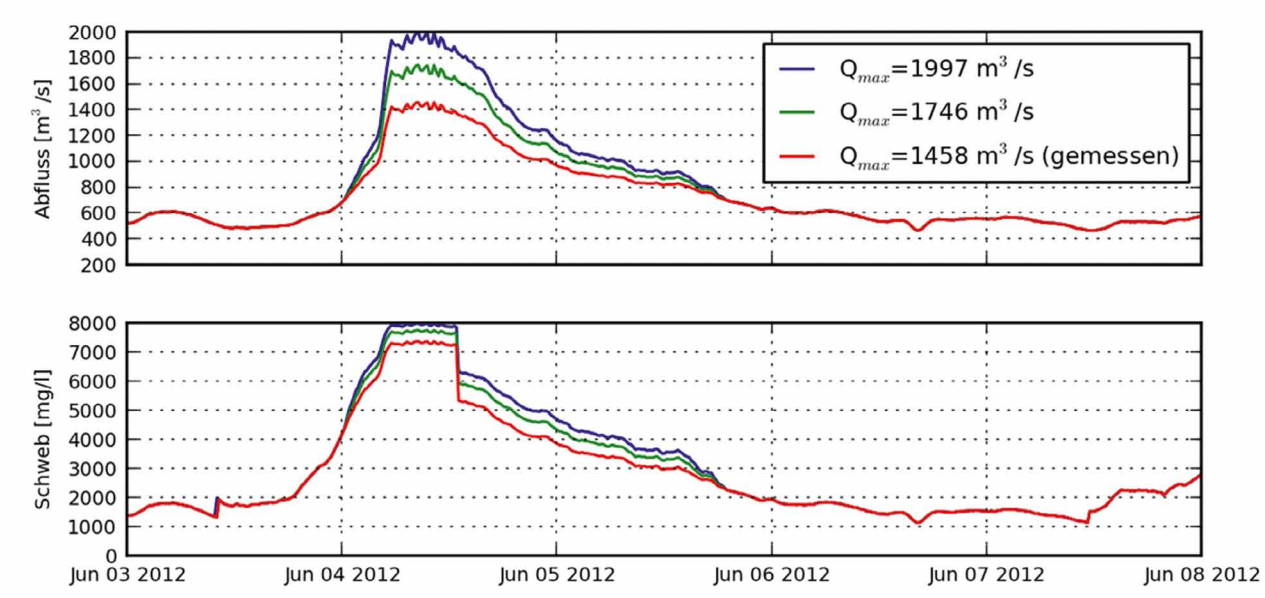


Abb. 19: Gemessener und erhöhter Abfluss im Alpenrhein und die entsprechenden berechneten Schwebstoffkonzentrationen.

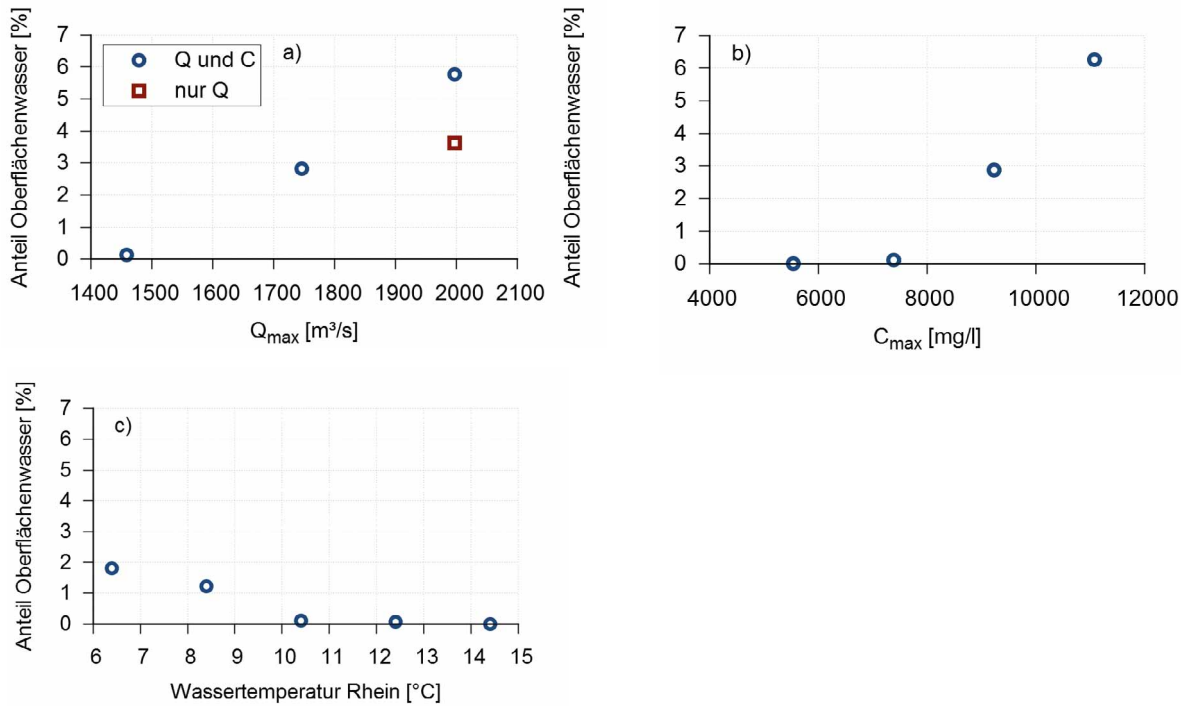


Abb. 20: Austausch des Wassers unterhalb 200 m Tiefe durch Oberflächenwasser bei (a) verschiedenen Hochwasserabflüssen, (b) verschiedenen Schwebstoffkonzentrationen und (c) verschiedenen Wassertemperaturen.

Bei gleichbleibendem Abfluss und variierter Schwebstoffkonzentration erreicht der Dichtestrom mit einer reduzierten Schwebstoffkonzentration und c_{max} von 5536 mg/l das Tiefenwasser nicht (Abb. 20 b). Bei höheren Konzentrationen steigt die ausgetauschte Wassermenge linear mit der Schwebstoffkonzentration an. Eine Veränderung der Wassertemperatur beeinflusst ebenfalls den Tiefenwasseraustausch, allerdings in einem geringeren Maß als Abfluss und Schwebstoffkonzentration (Abb. 20 c). Das Szenario mit einer Temperatur von 10,4 °C stellt das unveränderte Juni-Hochwasser dar. Eine Absenkung der Wassertemperatur verstärkt den Tiefenwasseraustausch. Da allerdings der Einfluss der geringeren Wassertemperatur auf die Dichte des Rheinwassers deutlich geringer ist als der der veränderten Schwebstoffkonzentrationen, ist die Austauschrate ebenfalls geringer.

4.1.4. Flusswasserausbreitung in einer ausgedehnten Flachwasserzone: Simulationen zur Schussen

Simulationszeiträume

Es wurden vier Zeiträume ausgewählt, in denen für die jeweilige Jahreszeit typische Prozesse aufgezeigt werden. Die im Seenmodell benötigten meteorologischen und hydrologischen Randbedingungen wurden aus Messdaten der jeweiligen Zeiträume erstellt.

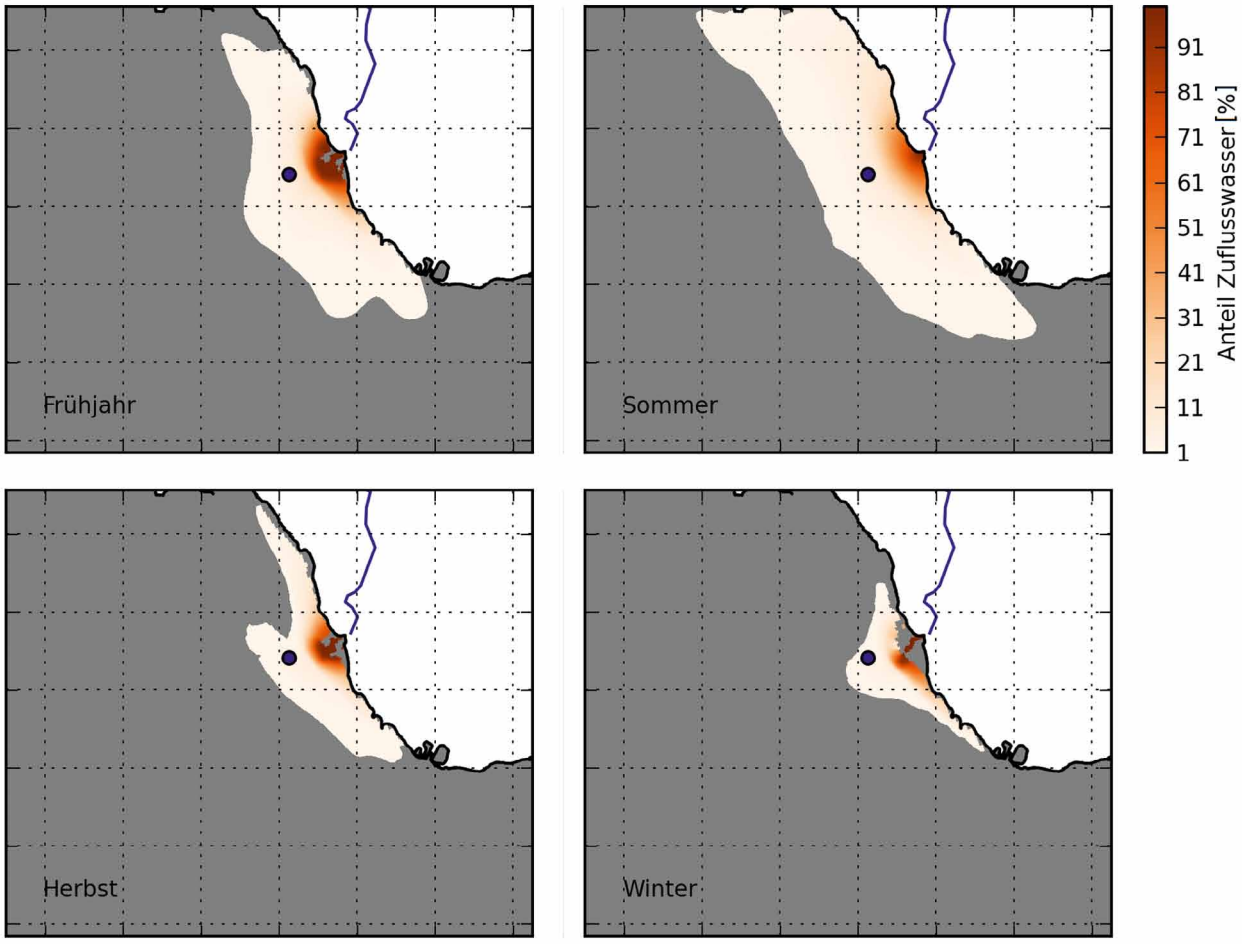


Abb. 21: Horizontale Ausbreitung des Zuflusswassers aus der Schussen zu verschiedenen Jahreszeiten, Mittelwert über den jeweiligen Simulationszeitraum. Der blaue Punkt gibt die Lage des Profils von Abb. 23 wieder.

- Frühjahr: Typische Prozesse im Frühjahr sind der Beginn der Entwicklung der thermischen Schichtung, die jedoch anfangs noch sehr labil ist und daher von Schlechtwetterperioden und Starkwinden wieder zerstört werden kann. Die Wassertemperatur in der Schussen entspricht in etwa der Temperatur an der Seeoberfläche. Als Simulationszeitraum wurde der April 2011 gewählt.

- Sommer: Im Sommer liegt im Bodensee eine stabile thermische Schichtung vor. An der Oberfläche ist das Wasser meist mehr als 20 °C warm. In der Schussen liegen die Temperaturen leicht unter den Seetemperaturen. Der Wasserstand ist im Sommer am höchsten, er liegt Anfang Juli durchschnittlich 1,1 m über dem langjährigen Mittelwert. Im gewählten Simulationszeitraum im Juni 2012 lag der Pegel Konstanz mit maximal 471 cm sogar 1,6 m über dem langjährigen Mittelwert von 311 cm.

- Herbst: In dieser Jahreszeit treten oftmals Stürme auf, vor allem aus westlichen Richtungen, die zur Abkühlung des Seewassers und zur Durchmischung der oberen bis mittleren Schichten des Sees beitragen. Die thermische Schichtung im See besteht noch, allerdings liegt die Sprungschicht deutlich tiefer als im Sommer. Die Wassertemperatur der Schussen ist etwas geringer als die Temperatur im Epilimnion. Der Simulationszeitraum liegt im November 2009.

- Winter: Gegen Ende des Winters verschwindet die thermische Schichtung. Die Flachwasserzone kühlt aufgrund ihrer geringeren Tiefe schneller ab als der Rest des Sees, es kommt zu Dichteströmen aufgrund von Differential Cooling. Die Temperatur der Schussen entspricht in etwa der Temperatur an der Seeoberfläche. Der gewählte Simulationszeitraum liegt im Februar 2009.

Simulationsergebnisse: Ausbreitung des Zuflusswassers

Die horizontale Ausbreitung des Wassers aus der Schussen wird stark durch den Wasserstand beeinflusst. Abb. 21 zeigt die Anteile des Schussenwassers im See anhand der über den Simulationszeitraum gemittelten, vertikalen Maximalwerte zu jedem Zeitpunkt. Bei hohem Seewasserstand im Sommer durchmischt sich das Flusswasser schnell mit dem Seewasser und breitet sich in alle Richtungen aus. Im Frühjahr und Herbst ist der Wasserstand im See niedriger. Dann sind trockenliegende Gebiete im Mündungsbereich zu erkennen, zwischen denen sich das Flusswasser zunächst eher unvermischt ausbreitet. Im Winter schließlich ist der Wasserstand im See so niedrig, dass der Fluss erst etwa 100 m weiter im See mündet. Zudem ist im Winter die Temperatur des Flusswassers im Mündungsbereich meist geringer als die des Seewassers im Freiwasser. Dies führt zu kalten Dichteströmen am Seegrund, die Flusswasser in größere Tiefen transportieren (Abb. 22), das heißt das Flusswasser sinkt an der Seesohle ab und vermischt sich nach der Haldenkante mit dem Freiwasser.

Die vertikale Einschichtung des Flusswassers wird von der thermischen Schichtung im Mündungsbereich bestimmt. Abb. 23 zeigt exemplarisch für den Sommer- und Winterzeitraum die Wassertemperatur und den Anteil an Schussenwasser.

Die Lage des Profils ist in Abb. 21 durch die blauen Punkte markiert. Bei geschichteten Verhältnissen, wie sie im Frühjahr- und Sommerzeitraum auftreten, schichtet sich das Wasser oberhalb der Sprungschicht ein. Direkt nach dem Hochwasser am 13. Juni liegt die Einschichtungstiefe aufgrund der geringeren Wassertemperaturen der Schussen im unteren Teil des Epilimnions, im restlichen Zeitraum eher im oberen. Im Winter liegt keine thermische Schichtung mehr vor. Das Flusswasser ist in der gesamten Wassersäule zu finden, allerdings nur zu manchen Zeitpunkten.

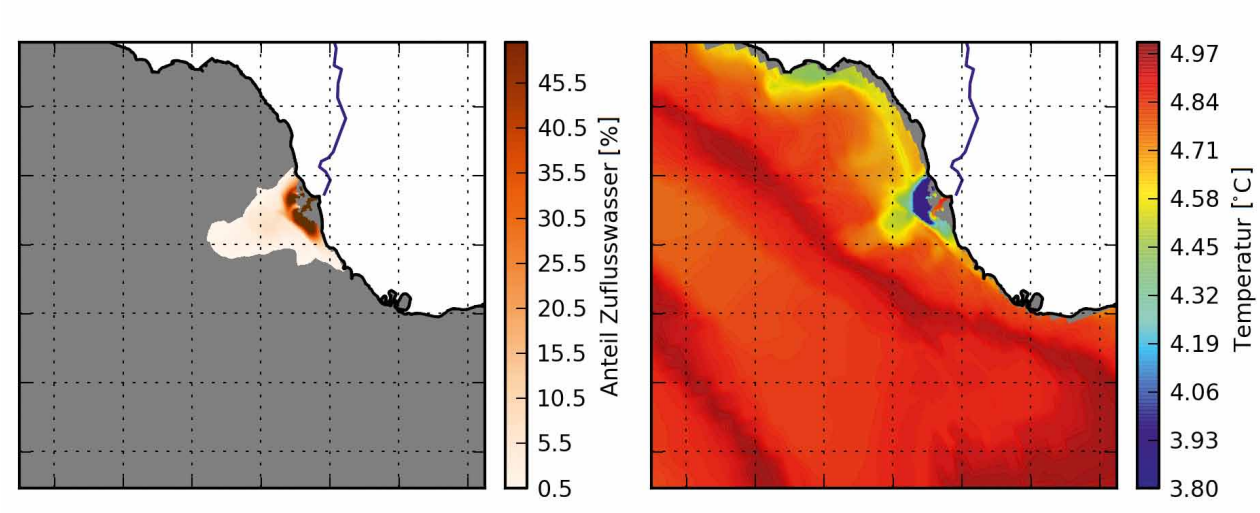


Abb. 22: Absinkendes Flusswasser (Dichtestrom) am 07.02.2009 um 20 Uhr: Tracerkonzentration (links) und Wassertemperatur (rechts) am Seegrund.

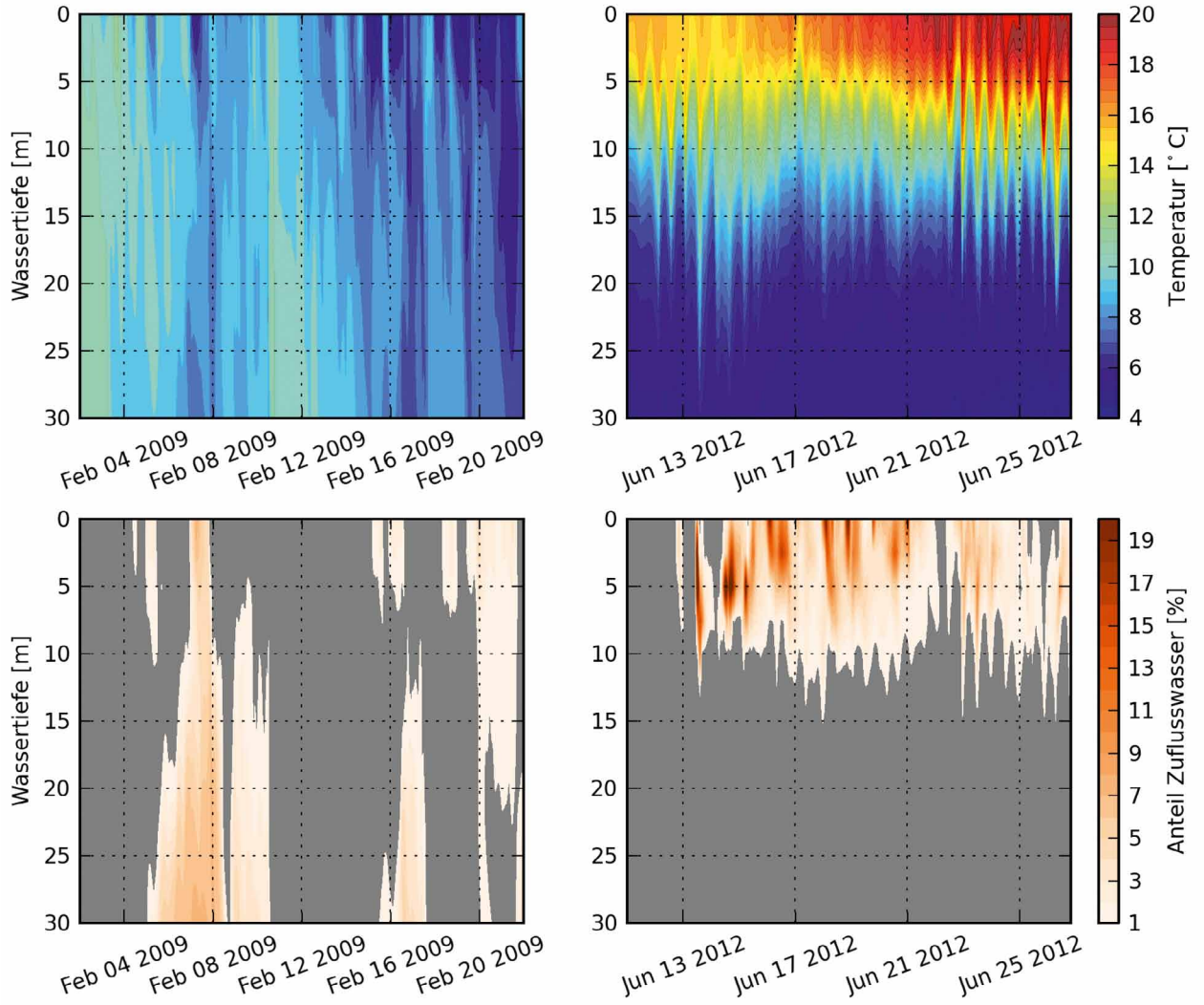


Abb. 23: Berechnete Wassertemperatur (oben) und vertikale Einschichtung des Zuflusswassers aus der Schussen (unten) im Sommer (rechts) und im Winter (links). Position der Beobachtungsstelle: Siehe Abb. 21.

Aufgrund der höheren vertikalen Durchmischung sind die maximalen Anteile des Zuflusswassers geringer als im Sommer. Ähnliches gilt für das gewählte Profil auch im Herbstzeitraum, da dort die Sprungschicht bereits in Wassertiefen von 30 m oder mehr abgesunken ist.

Neben dem jahreszeitlich bedingten Einfluss aufgrund der vorherrschenden Temperaturverhältnisse üben weitere, meist kurzfristigere Faktoren einen Einfluss auf die Ausbreitung des Schussenwassers aus.

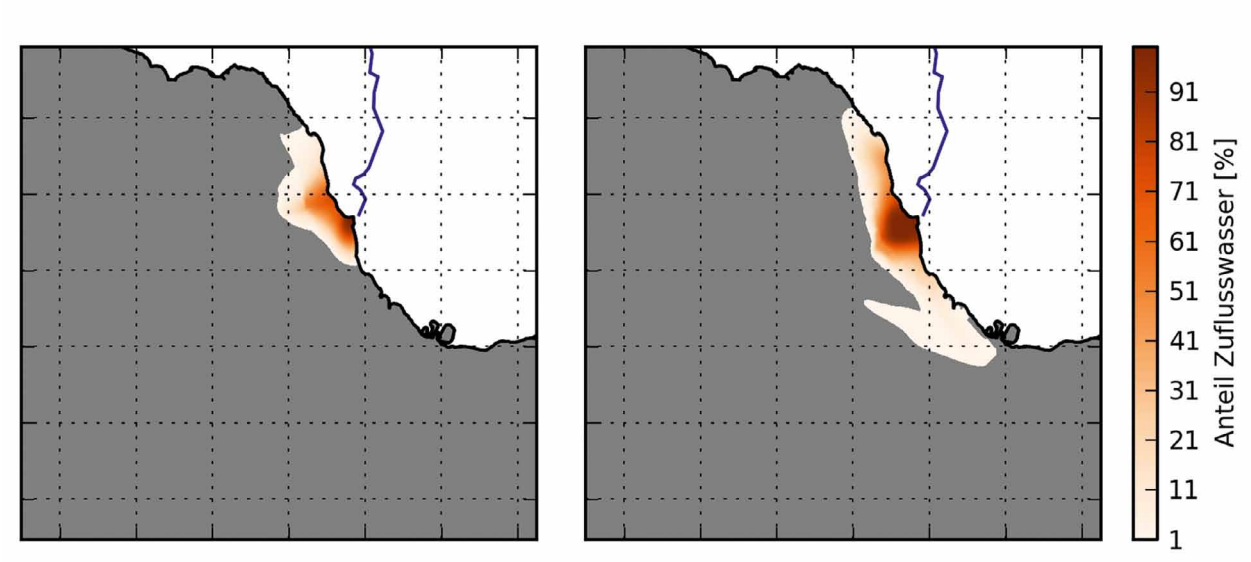


Abb. 24: Horizontale Ausbreitung des Schussenwassers: ca. Mittelwasser (links, 12. Juni 2012 12 Uhr, 15 m³/s) und Hochwasser (13. Juni 2012 8 Uhr, 48 m³/s).

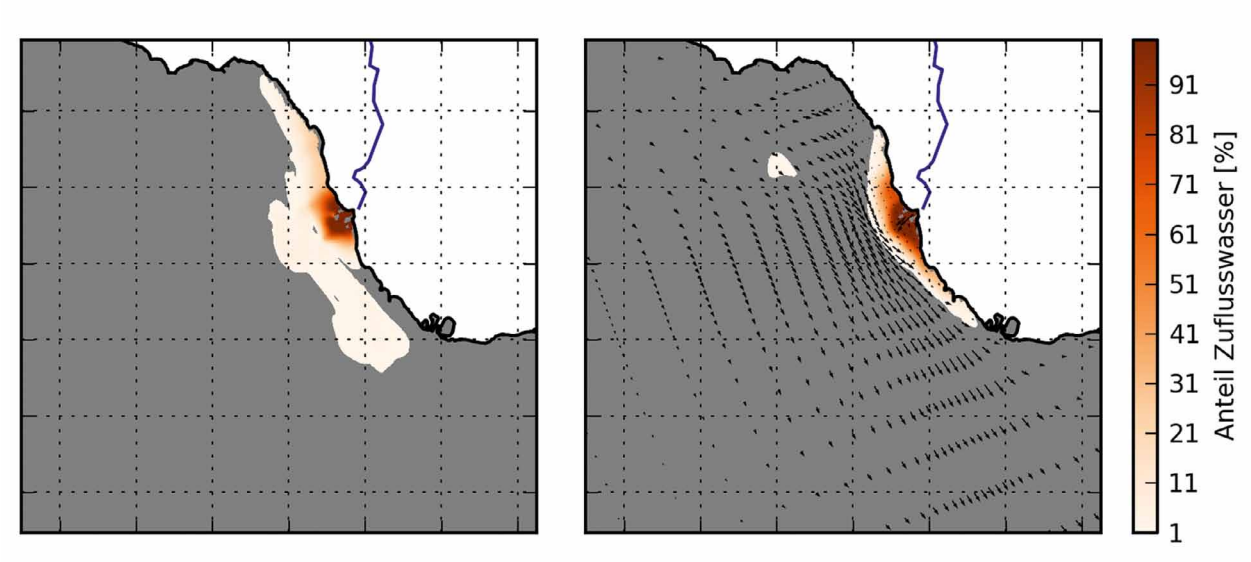


Abb. 25. Ausbreitung des Schussenwassers bei ruhigem Wetter am 07.11. um 20 Uhr (links) und bei Starkwind am 04.11.2009 um 18 Uhr mit Strömungsvektoren.

So ist bei Hochwasser eine weitere Ausbreitung in Richtung Freiwasser zu beobachten, auf Grund der größeren Wassermenge und des größeren Impulses der Flusswasserfahne (Abb. 24). Eine entscheidende Rolle spielen auch die vorherrschenden Windverhältnisse (Abb. 25). Während sich die Flusswasserfahne bei ruhigem Wetter auch in Richtung Freiwasser ausbreitet, sorgt bei starkem Westwind die Strömung dafür, dass das Flusswasser in Ufernähe bleibt. Aus den Strömungspfeilen in Abb. 25 rechts ist deutlich zu erkennen, dass auf Grund des Westwindes das Schussenwasser ans nördliche Ufer gedrückt wird und damit fast ausschließlich im Flachwasserbereich verbleibt.

4.2. Seeinterne Austauschprozesse

Im Jahr 1999 fegte der Orkan "Lothar" über den Bodensee hinweg. Sturmleuchte in Friedrichshafen.

4.2.1. Einfluss des Windes auf die vertikale Durchmischung

Wind über dem See führt zu einem Impulseintrag und steuert somit maßgeblich die oberflächennahen Strömungsverhältnisse. Dadurch entstehende Turbulenzen treiben auch den vertikalen Wasseraustausch an. Bei geschichteten Verhältnissen verursacht Wind interne Wellen, deren Energie aufgrund von Sohlreibung und Brechung ebenfalls in Turbulenz umgewandelt wird. Außerdem verstärkt Wind die Wärmeübertragung zwischen Atmosphäre und Wasseroberfläche.

Um den Einfluss einzelner Windereignisse auf die vertikale Durchmischung und den Tiefenwasseraustausch zu quantifizieren, wurden Simulationen mit einem gemessenen Starkwindereignis vom November 2008 unter verschiedenen herbstlichen und winterlichen Temperaturverhältnissen im See durchgeführt. Um den nicht vom Wind beeinflussten vertikalen Austausch einzuschätzen, wurden dieselben Szenarien auch ohne Wind simuliert. Die Ausbreitung verschiedener Wasserkörper

wurde in den Berechnungen hierbei durch virtuelle Markierungsstoffe (Tracer) untersucht.

Randbedingungen

Aus den Messwerten der Windstationen rund um den See wurde ein linear interpoliertes, zweidimensionales Windfeld über dem See erstellt, das für die Simulationen verwendet wurde. Vom 20. bis zum 25. November 2008 kam der Wind aus südwestlichen bis westlichen Richtungen. Die höchsten Geschwindigkeiten wurden mit 16 m/s am 21. November in Friedrichshafen gemessen (Abb. 26). Die übrigen meteorologischen und hydrologischen Randbedingungen wurden ebenfalls Messwerten entnommen.

Anfangsbedingungen

Die sechs verschiedenen Anfangstemperaturprofile (Abb. 27), die zur Simulation des Windereignisses verwendet wurden, entsprechen realen Verhältnissen. Profil 1 wurde den Ergebnissen des im Rahmen von BodenseeOnline (www.bodenseeonline.de) betriebenen Seenmodells am entsprechenden Tag entnommen. Die übrigen stammen aus Messungen des ISF.

- Profil 1: 17. November 2008 (aus Online-Modell)
- Profil 2: 30. November 2009 (Messung ISF)
- Profil 3: 07. Januar 2013 (Messung ISF)
- Profil 4: 07. Januar 2008 (Messung ISF)
- Profil 5: 11. Januar 2010 (Messung ISF)
- Profil 6: 02. Februar 2009 (Messung ISF)

Ein konservativer Markierungsstoff wurde in den obersten 20 m mit der Anfangskonzentration 100 eingesetzt. Im weiteren Verlauf der Simulation gibt die Markierungsstoffkonzentration in einer gewissen Tiefe dann den Prozentsatz an epilimnischem Wasser in dieser Tiefe an.

Ergebnisse

Abb. 28 zeigt links die Tiefenprofile des epilimnischen Wassers nach den Simulationen ohne Wind, rechts die mit Wind. Dargestellt ist der Mittelwert über den gesamten See in der jeweiligen Tiefe. Die waagrechte, grün gestrichelte Linie bei 20 m Tiefe stellt die Grenze des markierten Wassers zu Beginn der Simulation dar.

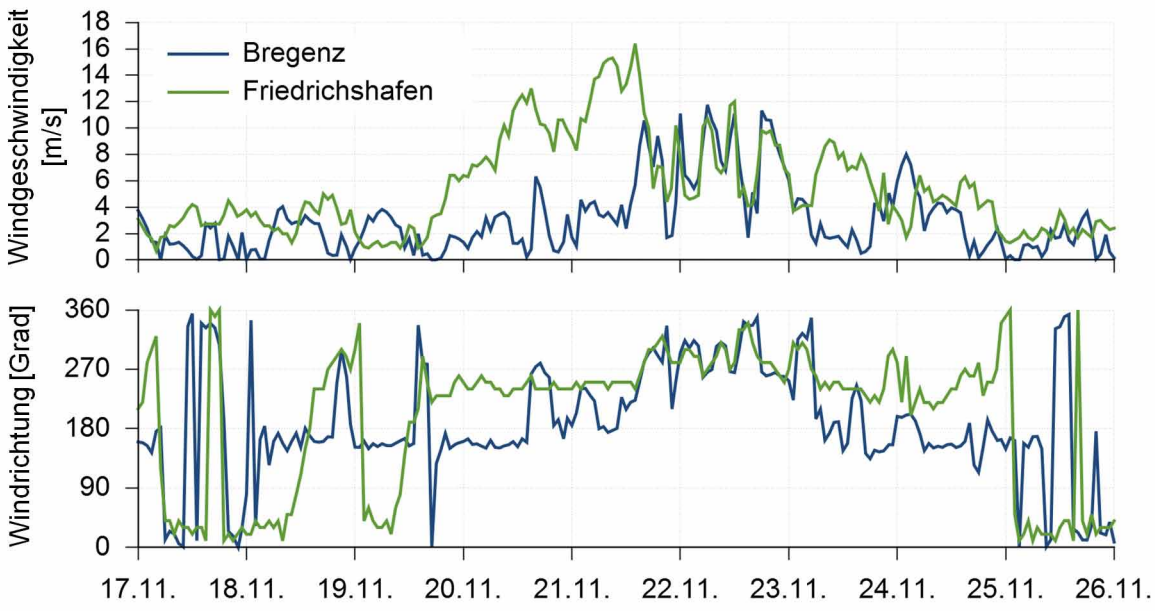


Abb. 26: Windmesswerte in Bregenz (Sporthafen) und Friedrichshafen, November 2008.

In den Simulationen ohne Wind hat sich das markierte Wasser durch turbulente Durchmischung bis in die Tiefe der Thermokline ausgebreitet. Im Fall von Profil 4, wo im Anfangstemperaturprofil mehrere Stufen erkennbar sind, breitet sich der Markierungsstoff bis zur obersten Sprungschicht in etwa 85 m Tiefe aus. In der Simulation mit Anfangsprofil 6 (ungeschichtete Verhältnisse) breitet sich der Tracer auch ohne Wind schon bis 215 m Tiefe aus. Der vertikale Austausch wird hierbei in erster Linie durch konvektive Abkühlungsprozesse angetrieben. Wie Abb. 28 rechts zeigt, trägt der Wind bei allen Temperaturverhältnissen wesentlich zum vertikalen Austausch bei. Bei annähernd ungeschichteten Verhältnissen (Profil 6) sorgt er für einen fast homogenen, vertikalen Austausch der Wasserschichten. Ein vollständiger vertikaler Austausch findet allerdings selbst bei sehr schwachen Schichtungsverhältnissen nicht statt. Somit kommt dem Wind hinsichtlich der Tiefenwassererneuerung eine unterstützende, aber keine dominierende Rolle zu. Ausnahmen hiervon können seltene, überdurchschnittlich windstarke Wintermonate bilden (Roßknecht et al., 2007).

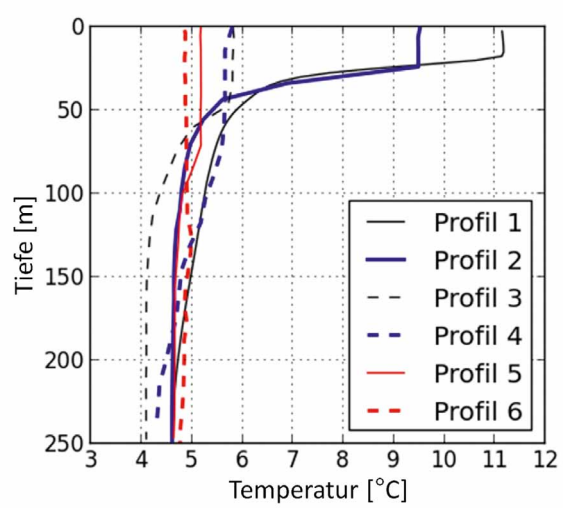


Abb. 27:

Verschiedene Anfangstemperaturprofile, die für die Simulation des Windereignisses verwendet wurden.

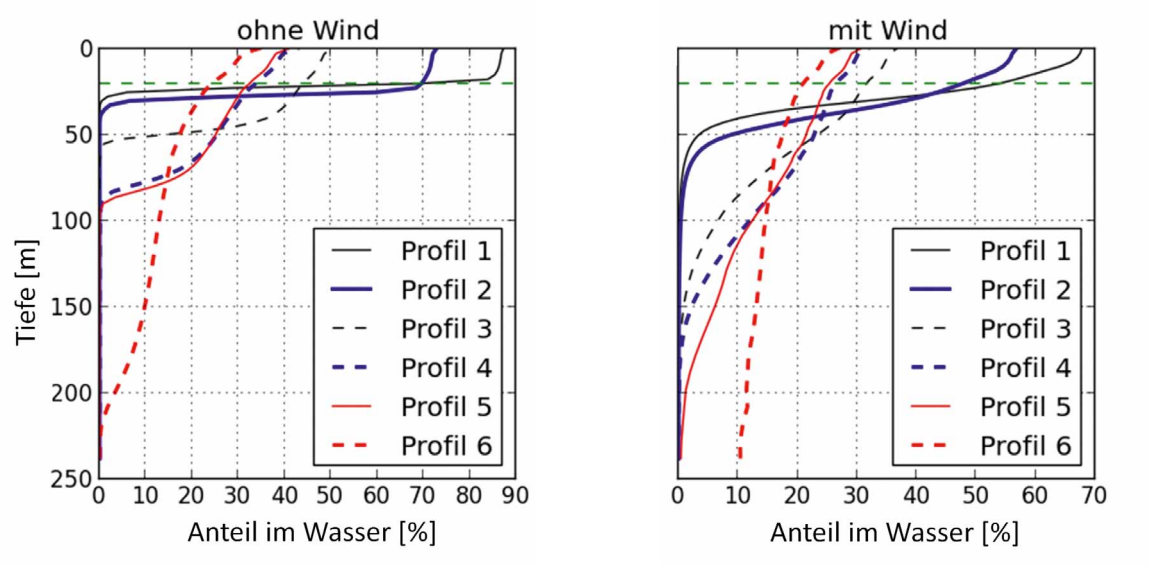


Abb. 28: Anteile epilimnischen Wassers am Ende der Simulation im Tiefenprofil bei verschiedenen anfänglichen Temperaturverhältnissen im See ohne Wind (links) und mit Wind (rechts). Die waagrechte, grün gestrichelte Linie bei 20 m Tiefe stellt die Grenze des markierten Wassers zu Beginn der Simulation dar.

4.2.2. Aufenthaltsdauer des Wassers in der Flachwasserzone

Der Austausch zwischen litoralem und pelagialem Wasser lässt sich mit Hilfe von Aufenthaltszeiten des Wassers in der Flachwasserzone quantifizieren. Dazu werden im Modell die entsprechenden Flachwasserzonen mit einem konservativen, d. h. nicht abbaubaren, Markierungsstoff belegt. Aufgrund von Vermischungsprozessen mit pelagischem Wasser und in Mündungsbereichen auch mit Flusswasser nimmt diese Konzentration im Laufe der Simulation ab. Aus der zeitlichen Entwicklung der Tracerkonzentration kann die Aufenthaltszeit des Wassers in der Flachwasserzone abgeleitet werden.

Entsprechend diesem Vorgehen wurden mit dem Modell die Aufenthaltszeiten des Wassers in der Flachwasserzone vor dem Eriskircher Ried und der Schussenmündung bestimmt. Abb. 29 zeigt den Bereich, der im Modell mit einem Markierungsstoff belegt wurde. Da die Aufenthaltszeit in der Flachwasserzone von Bedingungen wie Meteorologie und Abflussvolumen der Zuflüsse abhängt, wurden vier Tracer verwendet, die zu verschiedenen Zeitpunkten (11., 13., 15. und 17. Juni, jeweils 00:00 Uhr) die Flachwasserzone markieren (Abb. 30).

Abb. 31 zeigt den zeitlichen Verlauf der Konzentration der verschiedenen Markierungsstoffe im markierten Bereich der Flachwasserzone. Der Mittelwert der Konzentration nimmt in etwa exponentiell ab. Je geringer die Tracerkonzentration ist, desto geringer ist der Anteil an Wasser, das bereits zum Markierungszeitpunkt in der Flachwasserzone war. Das markierte Wasser hat sich im Freiwasser ausgebreitet und in der Flachwasserzone befindet sich nun auch Wasser aus dem Freiwasser des Sees sowie von den Zuflüssen.

Um die Aufenthaltszeit des Wassers in der Flachwasserzone qualitativ abzuschätzen, kann eine Halbwertszeit für das Wasser im markierten Bereich bestimmt werden. Diese gibt an, in welchem Zeitraum die Hälfte des Wassers im markierten Bereich ausgetauscht wurde. Dazu wird eine entsprechende Exponentialfunktion an die Kurven der Mittelwerte aus Abb. 31 angepasst.

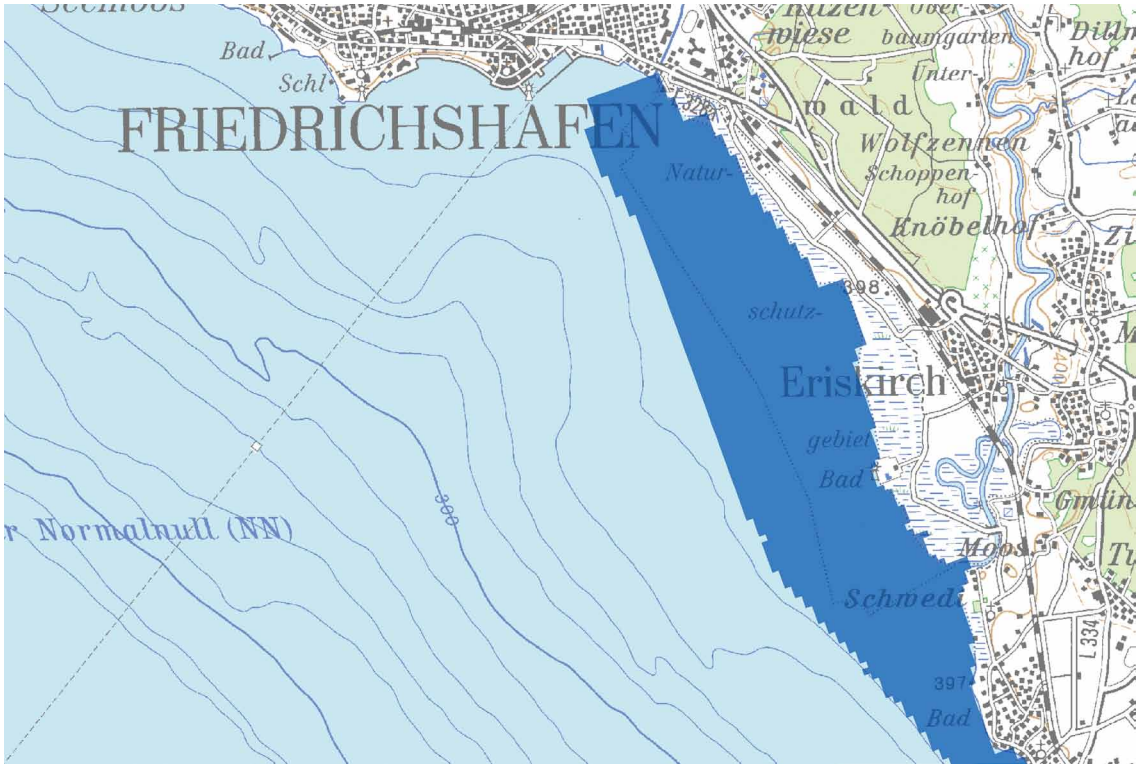


Abb. 29: Markierter Bereich in der Flachwasserzone vor dem Eriskircher Ried und der Schussenmündung. (Kartengrundlage: LGL).

So ergeben sich für die vier Markierungszeitpunkte Halbwertszeiten von 1,11 (11.06.), 0,95 (13.06.), 1,65 (15.06.) und 1,74 Tagen (17.06.). Es lässt sich eine deutliche Abhängigkeit der Halbwertszeiten vom Abfluss der Schussen erkennen. Die kürzeste Verweildauer hat das Wasser, das kurz vor dem Spitzenabfluss des Hochwassers am 13. Juni markiert wurde. Auch der vor dem Hochwasserereignis zugegebene Tracer zeigt eine relativ kurze Aufenthaltszeit. Am längsten verbleibt der zuletzt zugegebene Tracer in der Flachwasserzone. Nach dem 17. Juni liegen die Abflüsse in der Schussen fast durchgehend unter 10 m³/s.

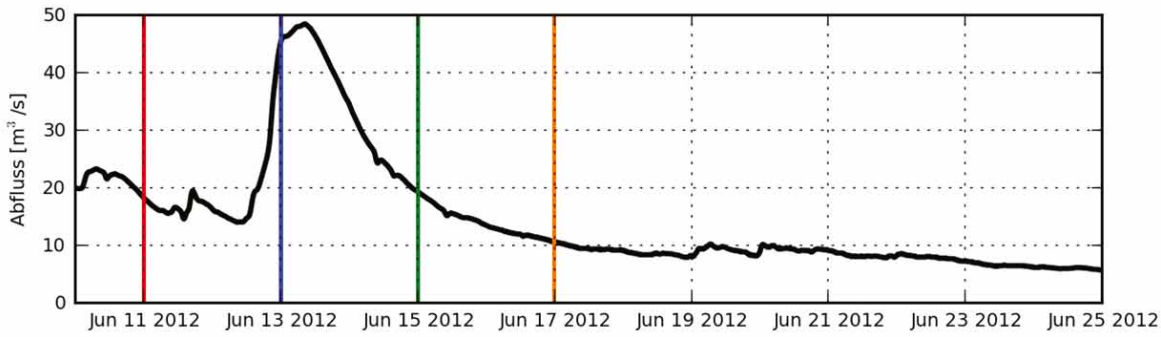


Abb. 30: Abfluss (schwarze Linie) in der Schussen und Zeitpunkte (farbige Linien), zu denen die Flachwasserzone markiert wurde.

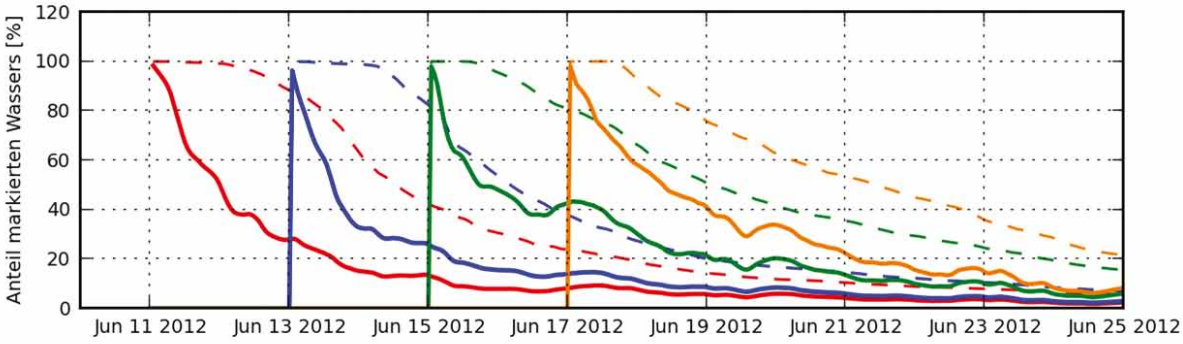


Abb. 31: Konzentrationsverlauf der Tracer für die 4 Markierungszeitpunkte (Abb. 2): Mittelwert (durchgezogene Linien) und Maximalwert (gestrichelte Linien) des markierten Bereichs.

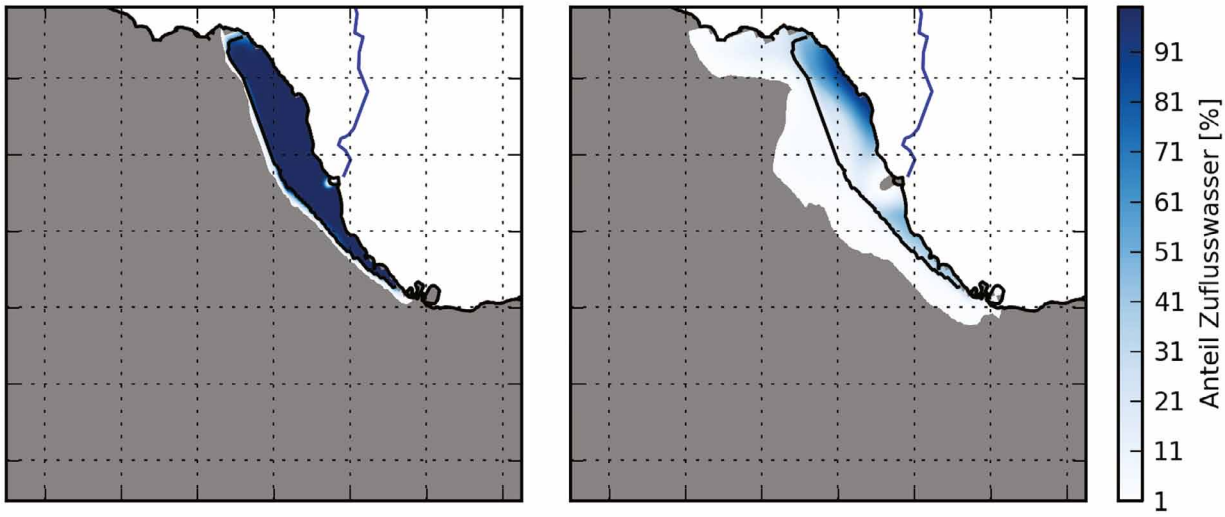


Abb. 32: Markiertes Wasser in der Flachwasserzone: 1 h (links) und 36 h (rechts) nach Zugabe des Markierungsstoffes.

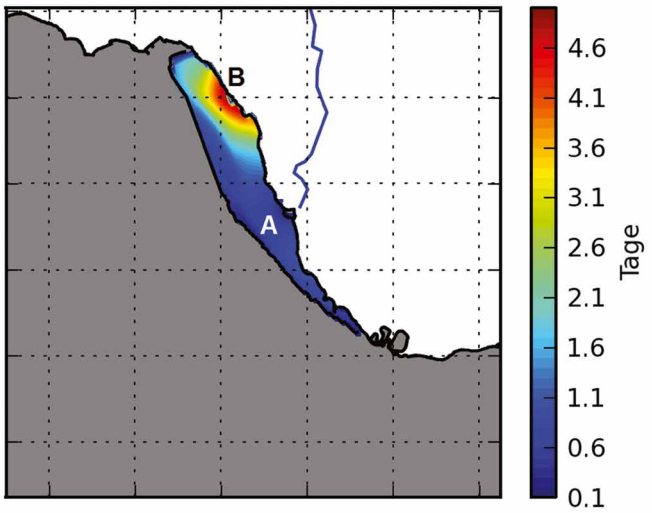


Abb. 33: Räumliche Verteilung der Halbwertszeit des Wassers in der Flachwasserzone.
Zu den Punkten A und B: siehe Text.

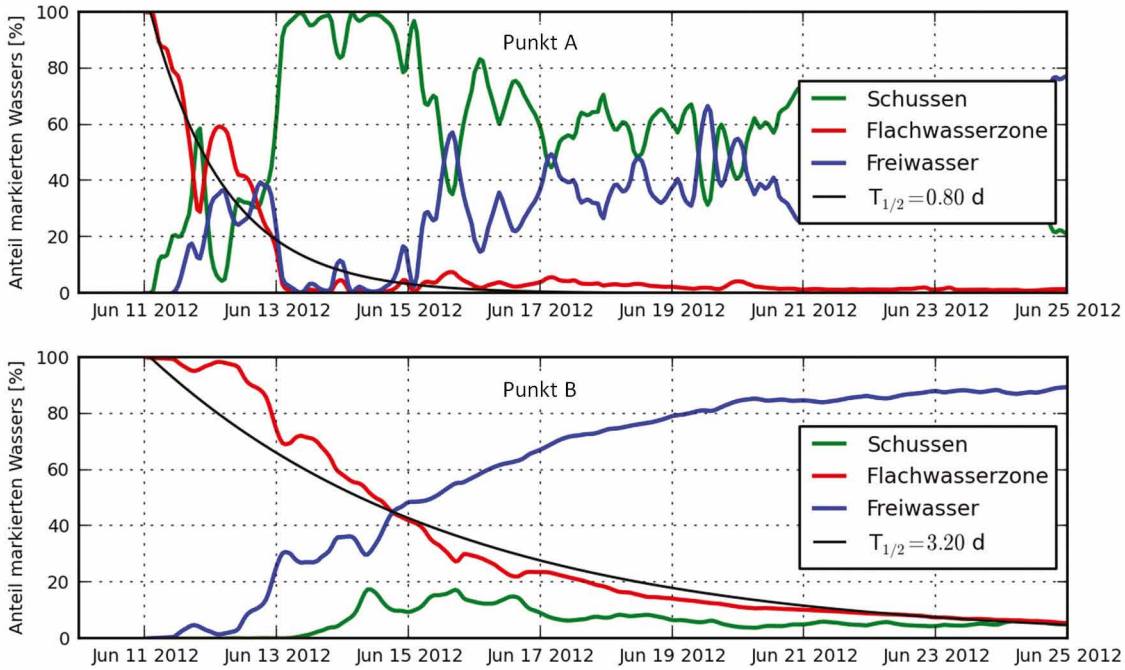


Abb. 34: Mengenanteile von Wasser aus der Schussen, der Flachwasserzone und dem Freiwasser nahe der Schussenmündung (Punkt A, oben) und im Norden des Eriskircher Rieds (Punkt B, unten).

Die Aufenthaltszeit des Wassers in der Flachwasserzone ist lokal unterschiedlich. Abb. 32 zeigt den am 11. Juni zugegebenen Tracer 1 h und 36 h nach Zugabe. Die Konzentration nimmt am stärksten ab im direkten Umfeld der Schussenmündung. Die höchsten Konzentrationen sind in den flachsten Bereichen ufernah zu finden. Dies führt zu räumlichen Unterschieden in der Aufenthaltszeit (Abb. 33). Vor der Mündung der Schussen am Punkt A wird das ursprünglich vorhandene Wasser relativ schnell vom Schussenwasser verdrängt. Im Laufe der Simulation liegt hier je nach Seeströmung abwechselnd Seewasser oder Schussenwasser vor. Die Halbwertszeit beträgt an dieser Stelle 0,8 Tage. Am Punkt B, relativ dicht am Ufer und weiter entfernt von der Schussenmündung, spielt das Wasser aus der Schussen nur eine untergeordnete Rolle. Das Wasser der Flachwasserzone wird hier nach und nach durch pelagisches Wasser verdrängt. Die Halbwertszeit beträgt 3,2 Tage (Abb. 34).

Die Schussenmündung zwischen Eriskirch und Langenargen.

4.2.3. Horizontale Unterschiede in der winterlichen Auskühlung des Sees

Mit dem Begriff Differential Cooling wird das unterschiedliche Abkühlungsverhalten von oberflächennahem Wasser im Freiwasser und in der Flachwasserzone beschrieben. Während winterlicher Kälteperioden kühlt das Wasser an der Oberfläche ab und gewinnt an Dichte. Im Freiwasser entsteht vertikale Konvektion, bei der sich kälteres, absinkendes Wasser durch wärmeres, aufsteigendes Wasser austauscht. Im Flachwasser ist diese vertikale Konvektion aufgrund der geringen Tiefe beschränkt, was zu geringeren Wassertemperaturen in der Flachwasserzone im Vergleich zum Freiwasser führt. Das kältere, schwerere Wasser der Flachwasserzone sinkt nun entlang der Seesohle ab und kann so zu einem Austausch des Tiefenwassers beitragen.

Je nach vorherrschenden Temperaturverhältnissen im See sowie den Lufttemperaturen im Winter kommt dem Differential Cooling im Bodensee eine signifikante Rolle beim Tiefenwasseraustausch zu, wie anhand von Profilmessungen gezeigt werden konnte (Roßknecht et al., 2007). Im Folgenden soll nun mit Hilfe eines hydrodynamischen Modells untersucht werden, welchen Einfluss diese beiden Faktoren auf das Auftreten von Differential Cooling besitzen. Dazu wurden im Modell Flachwasserzonen unterschiedlicher Ausdehnung (Bregenzer Bucht, Rheindelta, Schussen, Seefelder Bucht bei Unteruhldingen und Steinach bei Arbon, siehe Abb. 35) mit einem Markierungsstoff belegt, dessen Konzentration über den Simulationszeitraum konstant gehalten wurde. Es wurden mehrere Modellrechnungen durchge-

führt, wobei jeweils verschiedene anfängliche Temperaturverhältnisse im See sowie sehr kalte bis milde winterliche Wetterlagen abgedeckt wurden. Auf diese Weise sollte die Bandbreite der winterlichen Verhältnisse, wie sie heute sowie in Zukunft unter klimatisch veränderten Bedingungen stattfinden, repräsentiert werden.

Erste Voraussetzung für ein Auftreten von Differential Cooling ist eine schnellere Abkühlung des Wassers in der Flachwasserzone als im Freiwasser. Abb. 36 zeigt zwei Simulationen zur Abkühlung des oberflächennahen Wassers im Freiwasser und in den genannten fünf verschiedenen Flachwasserzonen nach einer Simulationsdauer von fünf Tagen.

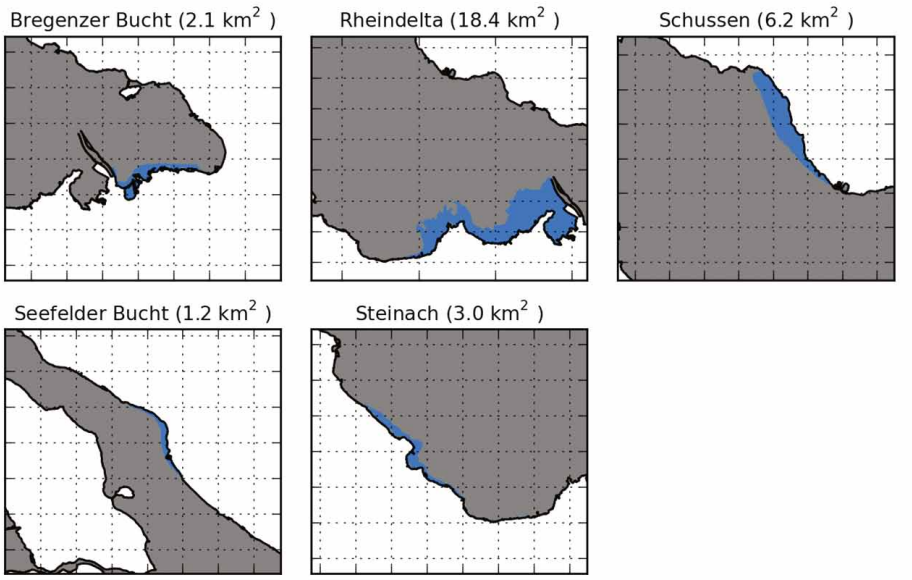


Abb. 35: Im Modell mit einem Markierungsstoff belegte Flachwasserzonen.

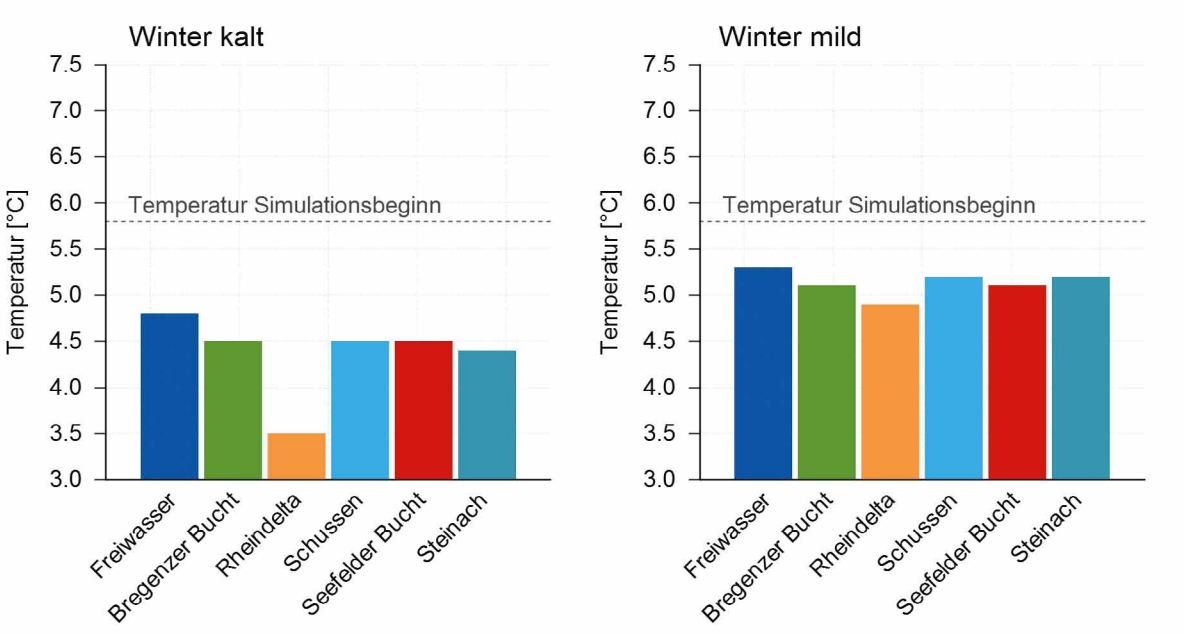


Abb. 36: Abkühlung des Wassers an der Seeoberfläche im Freiwasser und in verschiedenen Flachwasserzonen nach fünf Tagen.

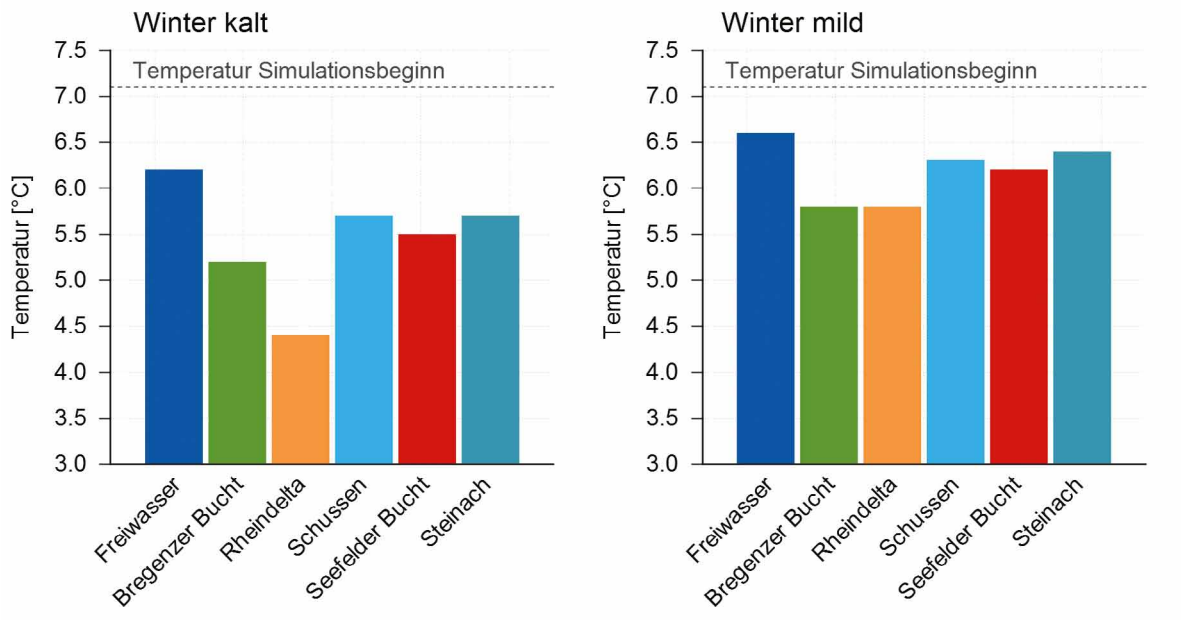


Abb. 37: Abkühlung des Wassers an der Seeoberfläche im Freiwasser und in verschiedenen Flachwasserzonen nach fünf Tagen bei wärmeren Temperaturverhältnissen im See.

Die Berechnungen begannen mit typisch winterlichen Wassertemperaturen. Dabei wurden in einem Fall eine verhältnismäßig kalte – und im anderen Fall eine milde winterliche Wetterlage – wie sie für die Zukunft als wahrscheinlicher angesehen wird – zu Grunde gelegt. Bei kalten Verhältnissen ist erwartungsgemäß die Temperaturdifferenz zwischen Freiwasser und Flachwasserzonen deutlich größer als bei milden. Ganz besonders trifft dies auf die Flachwasserzone des Rheindeltas zu, was sowohl an der großen Ausdehnung als auch an den vom See teilweise abgetrennten Bereichen (Fußacher Bucht) liegt.

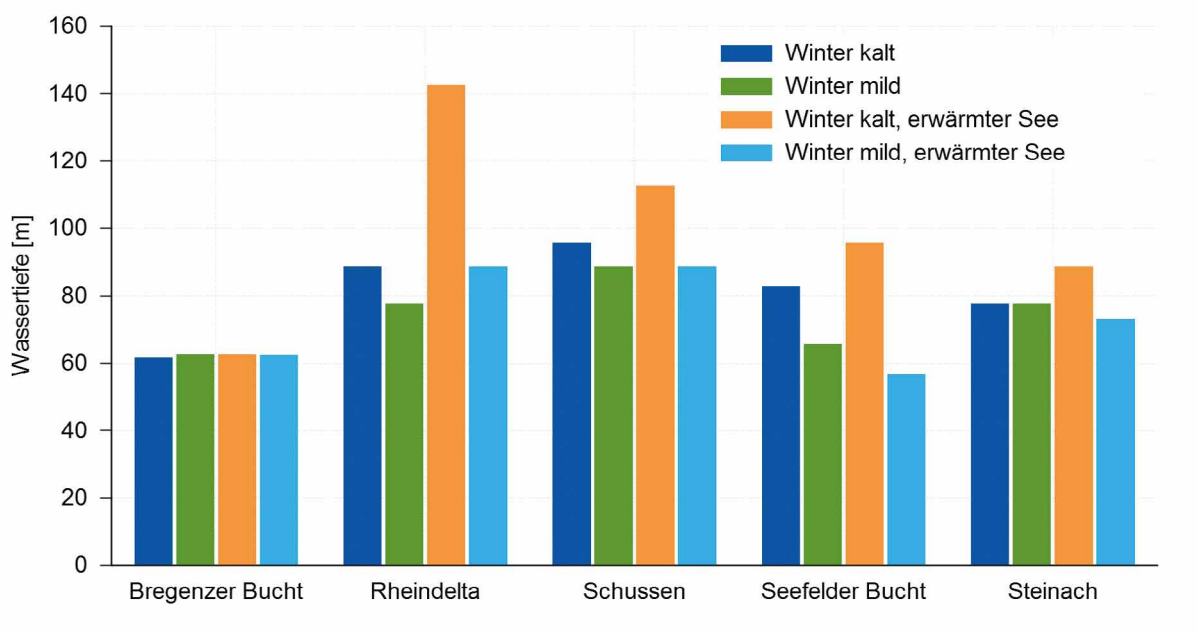


Abb. 38: Maximale Absinktiefe des in verschiedenen Flachwasserzonen markierten Wassers bei verschiedenen Szenarien.

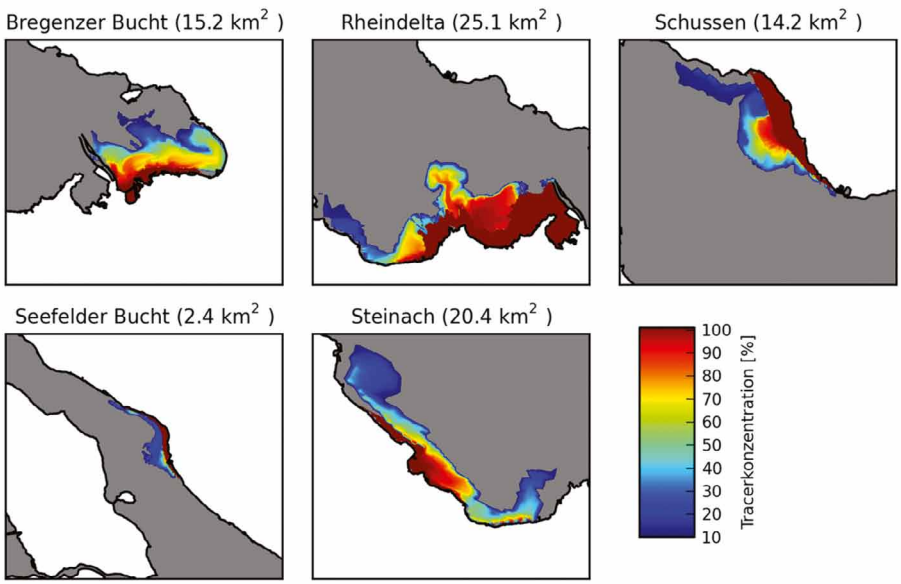


Abb. 39: Anteil des in den Flachwasserzonen markierten Wassers an der Seesohle nach fünf Tagen Simulationsdauer bei erwärmtem See und kaltem Winter.

Bei Verwendung wärmerer, anfänglicher Temperaturverhältnisse im See, wie sie bei den prognostizierten Temperaturänderungen um das Jahr 2080 auftreten könnten, sind die Unterschiede zwischen der Abkühlung des Freiwassers und der Flachwasserzone nach fünf Tagen Simulationsdauer bei Verwendung derselben Wetterlagen deutlich größer (Abb. 37). Grund hierfür ist die größere Temperaturdifferenz zwischen Lufttemperatur und anfänglicher, oberflächennaher Wassertemperatur. Dies weist darauf hin, dass Differential Cooling unter klimatisch veränderten Bedingungen eine verstärkte Rolle spielen könnte.

Inwieweit die beobachteten Temperaturunterschiede zwischen Freiwasser und Flachwasserzonen tatsächlich zu einem Absinken des kälteren Wassers führen, soll anhand der maximalen Absinktiefe des in den verschiedenen Flachwasserzonen markierten Wassers nach der Simulationsdauer von fünf Tagen aufgezeigt werden (Abb. 38). Tatsächlich ist die Absinktiefe mit Ausnahme der Bregenzer Bucht bei allen Flachwasserzonen bei erwärmten Temperaturverhältnissen im See sowie kalten Wetterlagen am größten. Unter diesen Umständen kommt dem Differential Cooling also eine stärkere Bedeutung hinsichtlich der Austauschprozesse zu. Auffällig ist die relativ konstante Absinktiefe von 61-63 m bei allen Szenarien in der Bregenzer Bucht. Grund hierfür sind die Wassertiefen in der Bregenzer Bucht, die maximal 60-65 m betragen.

Die Flachwasserzone Rheindelta weist beim Szenario mit erwärmtem See und kaltem Winter mit Abstand die größten Absinktiefen auf. Wie bereits gezeigt, findet dort aufgrund der Lage und Ausdehnung eine größere Abkühlung statt als in den anderen Flachwasserzonen. Das Absinken des Dichtestroms wird zusätzlich durch die Morphologie der Seesohle in diesem Bereich begünstigt. Das Wasser des Rheins hat im See vor dessen ehemaliger Mündung eine tiefe, steil abfallende Rinne gebildet, in der nun der Dichtestrom, geschützt vor horizontaler Durchmischung mit dem Seewasser, absinkt. Dieser Dichtestrom ist gut anhand der Anteile des markierten Wassers aus den Flachwasserzonen vor der alten Rheinmündung zu erkennen (Abb. 39).

4.2.4. Winterliche Auskühlungs- und Durchmischungsprozesse und deren Beitrag zum Tiefenwasseraustausch

Neben dem Einfluss von Wind und Hochwasserereignissen üben weitere Prozesse einen Einfluss auf die Tiefenwassererneuerung aus. In erster Linie zu nennen ist hier die konvektive Abkühlung. Dabei sinkt oberflächennahes, abgekühltes Wasser ab, im Gegenzug steigt wärmeres Wasser aus der Tiefe auf und es kommt zu einer vertikalen Durchmischung. Des Weiteren trägt Differential Cooling zum Tiefenwasseraustausch bei (siehe auch Kap. 4.2.3).

Um den Beitrag verschiedener Abkühlungsprozesse im See zur winterlichen Tiefenwassererneuerung zu quantifizieren, wurde der Winter 2011/2012 unter Verwendung verschiedener Tracer simuliert. Der Winter war zunächst eher mild. Eine erste Kältephase mit Lufttemperaturen von bis zu -5 °C an mehreren Tagen nacheinander trat vom 14. bis 18. Januar ein. Eine zweite, starke Kältephase mit Temperaturen von bis zu -14 °C trat vom 1. bis 13. Februar ein (Abb. 40).

Vier konservative Tracer wurden verwendet, welche die folgenden Bereiche markieren:

- Bregenzer Bucht
- Gesamtes Epilimnion bis 20 m Wassertiefe
- Pelagisches Epilimnion bis 10 m Wassertiefe. Das pelagische Epilimnion wurde hier definiert als Bereich mit Wassertiefen größer 20 m, ausgenommen die Bregenzer Bucht
- Flachwasserzone bis 20 m Wassertiefe

Die Tracer werden in den genannten Bereichen während der gesamten Simulation auf einer Konzentration von 100 festgehalten. Dadurch wird z. B. alles Wasser, das sich irgendwann innerhalb der Simulation in der Flachwasserzone befunden hat, als solches markiert, und nicht nur das, welches sich am Anfang der Simulation dort befunden hat.

Ergebnisse

Vor der ersten Kältephase dringt Wasser aus der Flachwasserzone und der Bregenzer Bucht bis in etwa 80 m Tiefe vor (Abb. 41 links). Während der ersten Kältephase im Januar findet Differential Cooling statt. Eine besondere Rolle spielt hierbei die Bregenzer Bucht, die als Ganzes schneller auskühlt als der Rest des Bodensees und große Dichteströme verursachen kann. Abb. 42 zeigt in dreidimensionaler Darstellung einen Schnitt durch den See auf Höhe von Wasserburg mit Blick in die Bregenzer Bucht am 22.02.2012 um 12:00 Uhr.

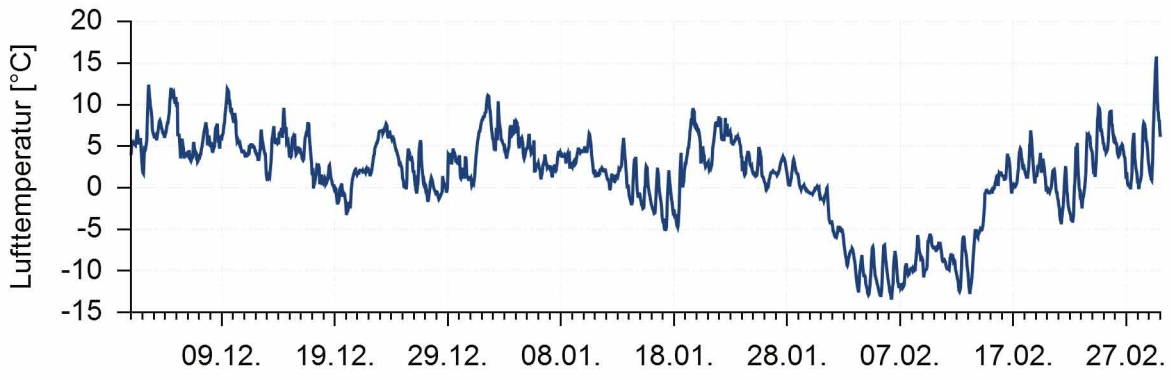


Abb. 40: Gemessene Lufttemperatur in Konstanz im Winter 2011/2012 (Quelle: DWD).

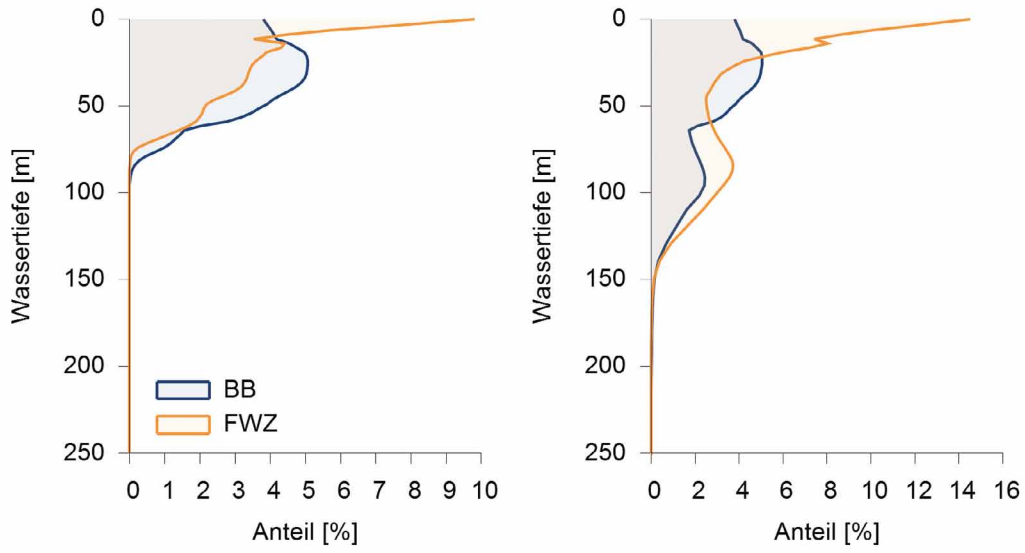


Abb. 41: Tiefenprofile der Anteile von Wasser aus Bregenzer Bucht (BB) und Flachwasserzone (FWZ) vor (links) und nach (rechts) der ersten Kältephase.

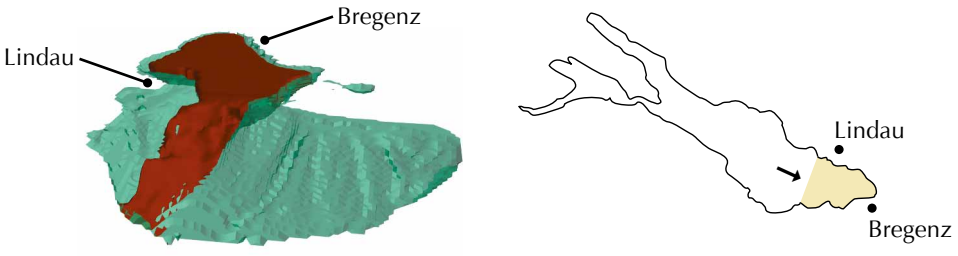


Abb. 42: Dichteströmung auf Grund von Differential Cooling im Bereich der Bregenzer Bucht. Dreidimensionaler Ausschnitt durch den See am 22.02.2012 um 12:00 Uhr; Bereiche mit mehr als 50% Anteil Wasser aus der Bregenzer Bucht sind braun dargestellt.

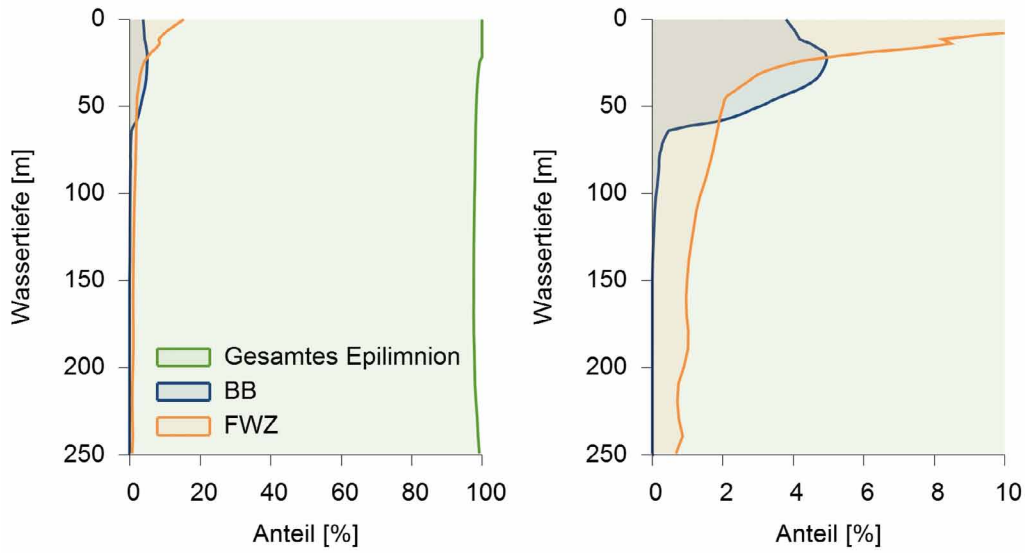


Abb. 43: Tiefenprofile der Anteile von Wasser aus Bregenzer Bucht (BB), Flachwasserzone (FWZ) und Epilimnion nach der zweiten Kältephase; rechts vergrößerte Darstellung des Bereichs 0-10%.

Bereiche mit über 50% Wasser aus der Bregenzer Bucht sind braun dargestellt. Deutlich erkennbar ist ein Strom, der sich aus der Bregenzer Bucht sohlnah in Richtung Seemitte bewegt. Allerdings wird der Effekt in diesem Fall von einem starken Westwind verstärkt, der das Oberflächenwasser im Ostteil des Sees nach unten drückt. Ende Januar ist Wasser aus der Flachwasserzone und der Bregenzer Bucht bis in 150 m Tiefe vorgedrungen (Abb. 41 rechts).

Abb. 43 zeigt, dass am Ende der zweiten Kältephase eine vollständige Durchmischung stattgefunden hat. Fast das gesamte Wasser im See ist als epilimnisches Wasser markiert, hat sich also zu irgendeinem Zeitpunkt der Simulation in 0 bis 20 m Tiefe befunden. Das Wasser aus der Flachwasserzone spielt dabei mit weniger als 2% nur noch eine untergeordnete Rolle.

Auch bei klimatischen Änderungen werden in Zukunft winterliche Abkühlungsprozesse eine entscheidende Rolle bei der Tiefenwassererneuerung spielen. Um die Prozesse genauer untersuchen zu können, wurde ein Winter mit Vollzirkulation aus einer der Langzeit-Klimasimulationen herausgegriffen und simuliert (Winter 2084/2085, siehe Kap. 4.2.5).

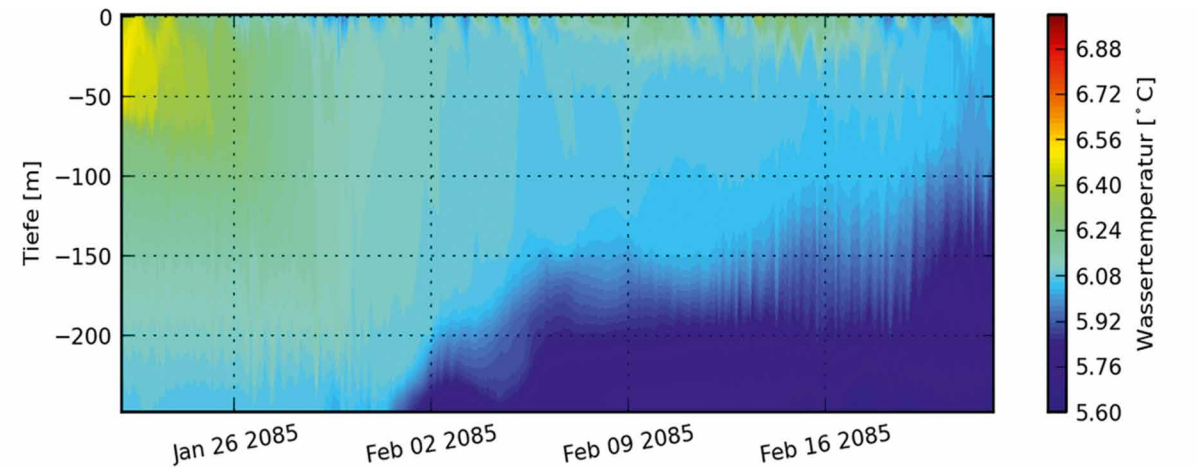


Abb. 44: Wassertemperatur am Profil Seemitte vom 22. Januar bis 21. Februar 2085.

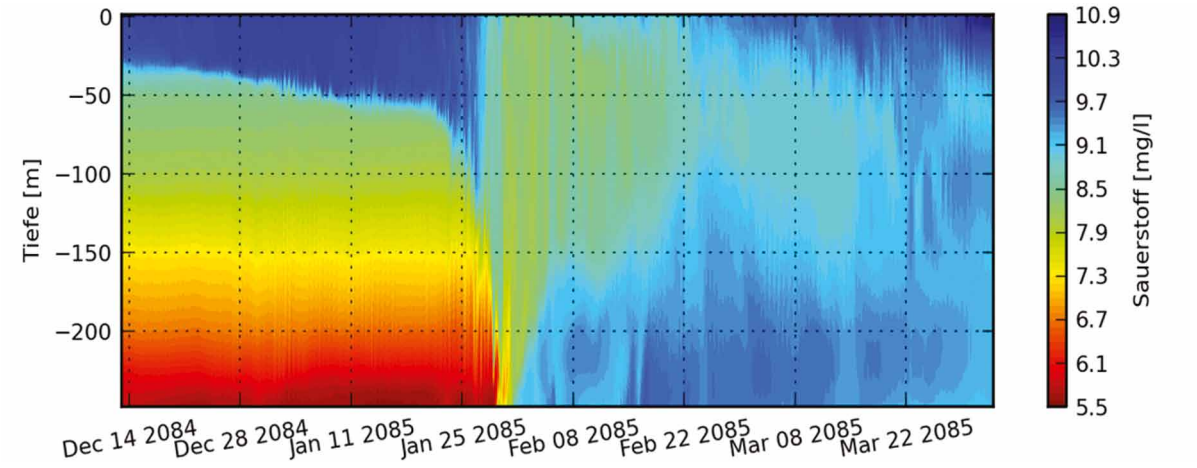


Abb. 45: Sauerstoffkonzentrationen am Profil Seemitte im Winter 2084/2085.

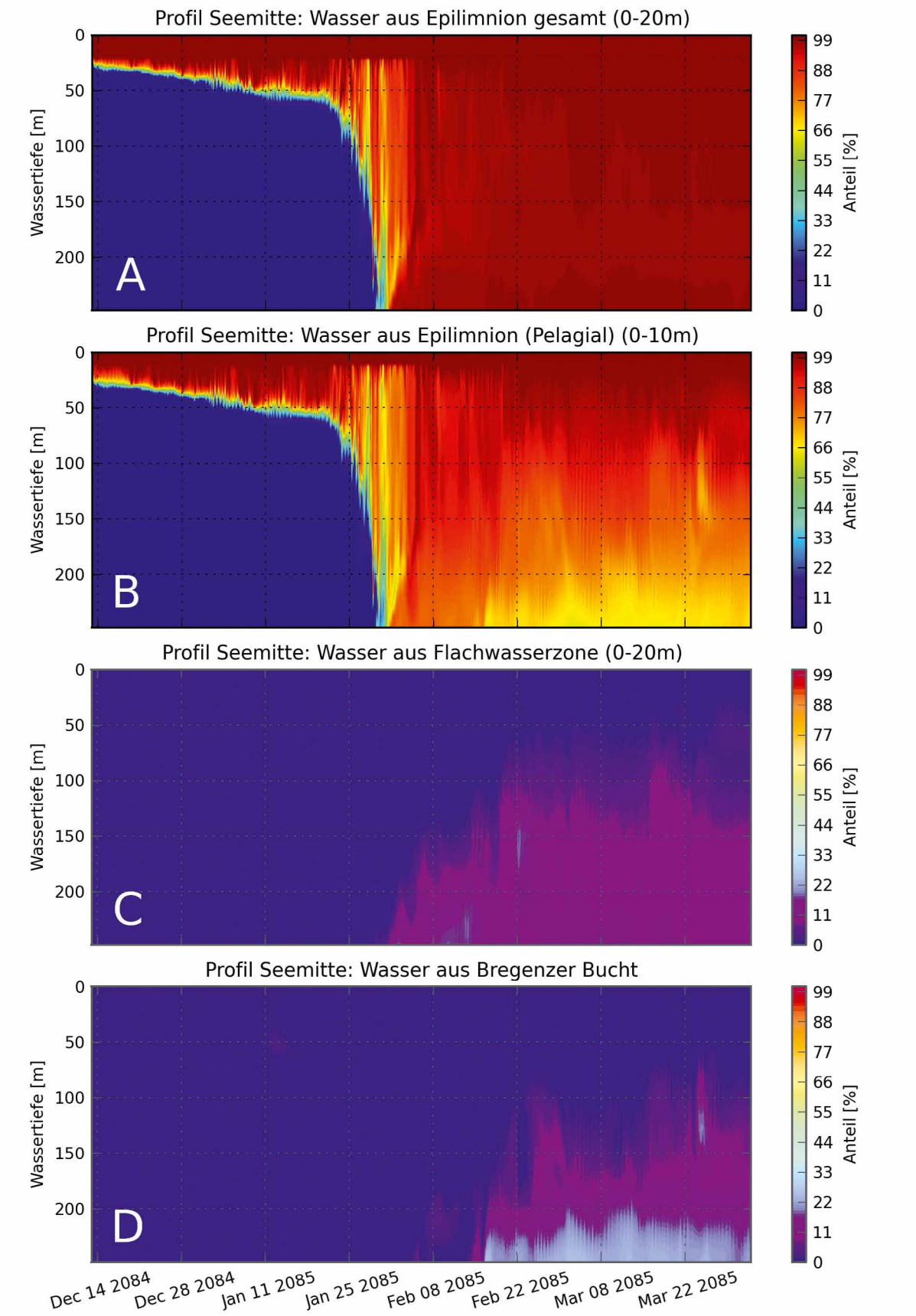


Abb. 46: Wasseranteile aus unterschiedlichen Bereichen am Profil Seemitte im Winter 2084/85. Das Wasser aus dem "gesamten Epilimnion" (A) und aus der "Flachwasserzone" (C) wurde für die Schicht 0 – 20 m markiert, das Wasser des pelagischen Epilimnions (B) für die Schicht 0 – 10 m. In der Bregenzer Bucht (D) wurde der gesamte Tiefenbereich markiert.

Dieser Winter ist für heutige Verhältnisse relativ mild, die Monatsmittelwerte der Lufttemperatur liegen um einige Grad höher als die heutigen, langjährigen Monatsmittelwerte. Wie in der Simulation des Winters 2011/2012 wurden konservative numerische Tracer eingesetzt, um Austauschprozesse sichtbar zu machen.

Abb. 44 zeigt das berechnete Temperaturprofil am tiefsten Punkt. Hier wird deutlich, dass die Abkühlung an der Seesohle durch laterale Prozesse bedingt ist. Am 31.01. beträgt die Temperatur in allen Tiefen etwa 6,1 °C. Die vertikalen Unterschiede betragen weniger als 0,1 °C. Anfang Februar taucht an der Sohle Wasser auf, das mit einer Temperatur von etwa 5,8 °C kälter ist als das in den darüber liegenden Schichten. Das kältere Wasser in den tiefsten Schichten hat auch eine höhere Sauerstoffkonzentration (Abb. 45).

Die Tracer-Profile in Abb. 46 geben Aufschluss über die Herkunft dieses Wassers: Ab Ende Januar ist in allen Tiefen epilimnisches Wasser aus den obersten 20 m zu finden (Abb. 46 a). Allerdings ist die Konzentration an Wasser aus dem pelagischen Epilimnion (Abb. 46 b) ganz unten geringer als z. B. in 100 bis 150 m Tiefe. Anfang Februar erscheint Wasser aus der Flachwasserzone (Abb. 46 c), in das Mitte Februar zusätzlich Wasser aus der Bregenzer Bucht einmischt (Abb. 46 d).

Im Vergleich zum Tiefenwasseraustausch im Winter 2011/2012, der in erster Linie durch konvektive Abkühlung angetrieben wurde, dominiert beim Klimaszenario vom Winter 2084/2085 das Differential Cooling. Dieser Prozess könnte in Zukunft an Bedeutung gewinnen, da aufgrund der höheren Wassertemperaturen im See größere Dichteunterschiede bei entsprechend kühlen Lufttemperaturen entstehen. Zudem ist aufgrund der Nichtlinearität der Temperatur-Dichte-Beziehung der Dichteunterschied bei gleichbleibender Temperaturdifferenz bei höheren Temperaturen größer als im Bereich um die 4 °C.

4.2.5. Wie häufig erneuert sich das Tiefenwasser?

Wie im vorherigen Abschnitt gezeigt wurde, kann sich unter klimatisch veränderten Bedingungen die Bedeutung einzelner Austauschprozesse verschieben. Es stellt sich nun die Frage, wie sich die Wassertemperaturen im See unter dem Einfluss des Klimawandels langfristig verändern und wie dies die Dichteschichtung beeinflusst, beispielsweise durch ungleiche Änderung der Temperaturen im Epi- und Hypolimnion oder Verschiebung der Lage des Metalimnions. Auch eine Abschätzung des zukünftigen Auftretens und der Häufigkeit von Wintern mit Vollzirkulation ist von großem Interesse. Um diese Fragen zu klären, wurden Langzeitsimulationen über den Zeitraum der Jahre 2010 bis 2085 durchgeführt. Dabei wurden die für die Bodenseeregion prognostizierten Änderungen der Lufttemperatur berücksichtigt.

Modellaufbau

Für die Langzeitsimulationen wurde ein grobes Modellgitter mit einer Modellzellengröße von 1200 m x 2500 m verwendet (Abb. 47). Als Anfangsbedingungen wurden Messdaten und 53 Tiefschichten vom 11. Januar 2010 am Messprofil Fischbach-Uttwil verwendet (Temperatur, Salinität, gelöster Sauerstoff, Nitrat, Phosphat). Als meteorologische Randbedingungen dienen die drei in Kap. 3.3.2 vorgestellten Klimaszenarien (Tab. 1). Für jedes dieser drei Szenarien wurden mit dem Wettergenerator vier Realisationen erstellt: zwei mit unveränderten Variabilität und zwei mit erhöhter Variabilität (Bezeichner vari). Niederschlagsdaten werden vom Wettergenerator (Kap. 3.3.2) nicht generiert, weshalb Messwerte aus dem Zeitraum 2000 bis 2010 wiederholt hintereinander verwendet wurden. Dasselbe gilt auch für die Zuflüsse (Abfluss, Temperatur, Wasserqualitätsparameter).

Klimaszenario	Bezeichner	Bemerkung
Mittelwert	avg	Mittelwert der Jahresgänge verschiedener Modellketten
SMHI HadCM3Q3 RCA	hr	Relativ hohe Erwärmung im Winter
CNRM ARPEGE ALADIN	aa	Ausgeprägte jahreszeitliche Schwankungen der Temperaturerhöhungen mit starker Erwärmung im Sommer

Tab. 1 Übersicht der für die Langzeitsimulationen verwendeten Klimaszenarien.

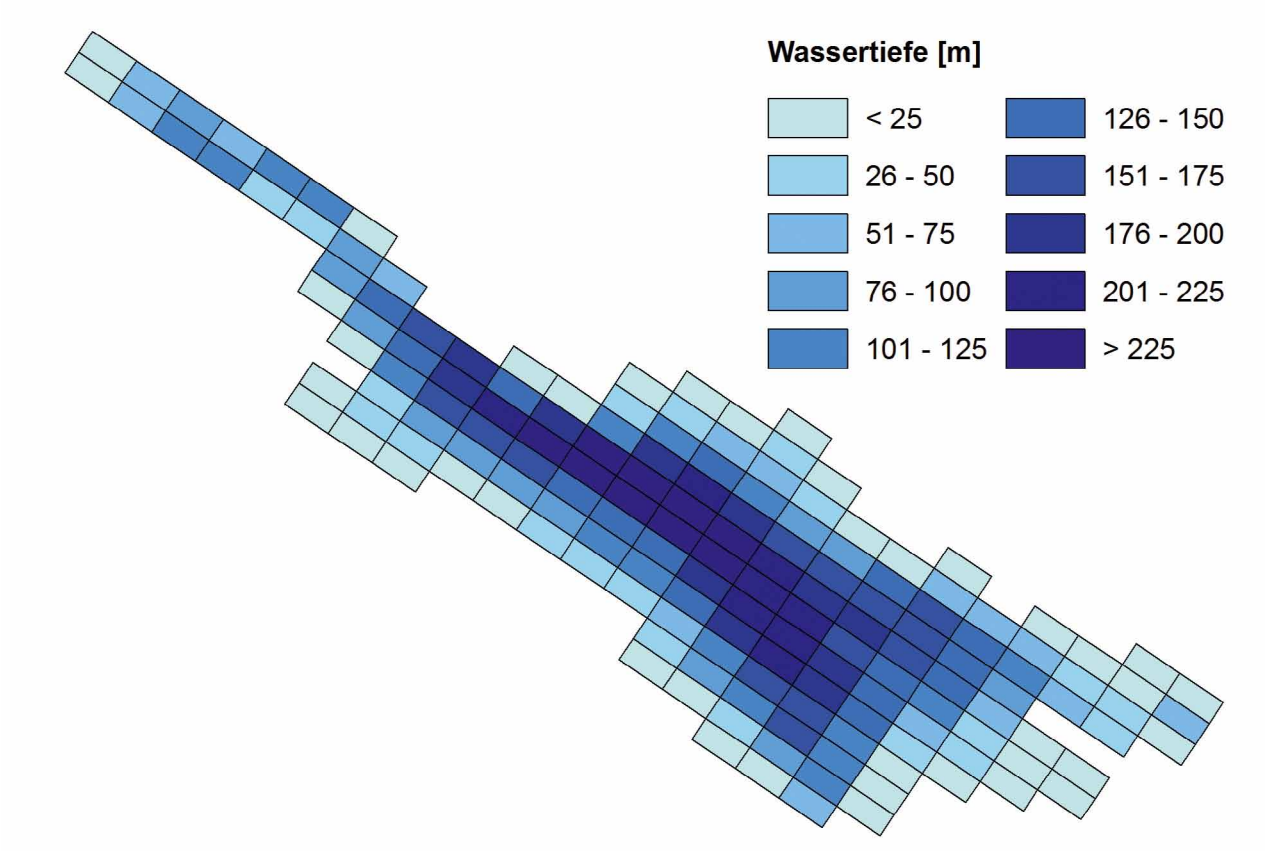


Abb. 47: Modellnetz für die Langzeitsimulationen mit einer Zellgröße von 1200 m x 2500 m.

Ergebnisse

Das Seewasser erwärmt sich in fast allen Simulationen in allen Tiefenstufen, allerdings unterschiedlich stark. Abb. 48 zeigt den Verlauf der Wassertemperaturen in verschiedenen Tiefenstufen im Zeitraum 2010 bis 2085 bei Verwendung des Klimaszenarios avg 1. Abb. 49 zeigt die mittlere Erwärmung verschiedener Tiefenschichten des Zeitraums 2070 bis 2085 im Vergleich zum Referenzzeitraum 2000 bis 2010 bei allen ausgewerteten Klimaszenarien. Auffällig ist, dass sich das Epilimnion deutlich stärker erwärmt als die tieferen Wasserschichten, deren Veränderungen sich kaum unterscheiden. Das Epilimnion erwärmt sich in 75 Jahren um 1,6 – 2,4 °C. Die darunter liegenden Schichten erwärmen sich um bis zu 1,5 °C. Ursache hierfür ist, dass der zusätzliche Wärmeeintrag durch die Klimaänderungen nur sehr langsam in tiefere Wasserschichten transportiert wird. Zusätzlich bewirken kalte Winter mit Vollzirkulation eine sprunghafte Abnahme der Temperaturen, was zum typischen, sägezahnartigen Verlauf der Temperaturen im Tiefenwasser führt. Dies ist auch der Grund, wieso bei den

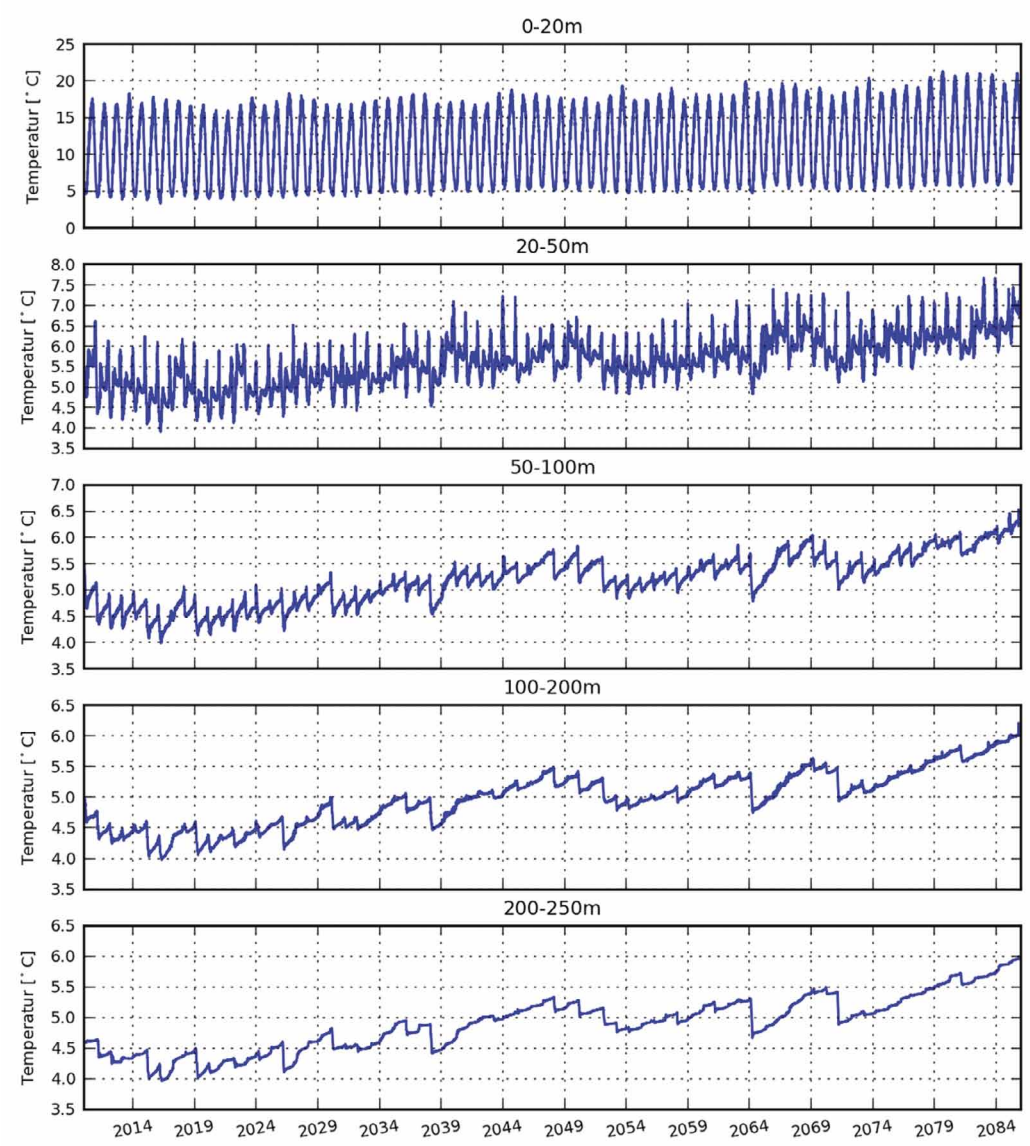


Abb. 48: Berechnete Wassertemperaturen am Profil Fischbach-Uttwil in verschiedenen Tiefenstufen beim Klimaszenario avg 1.

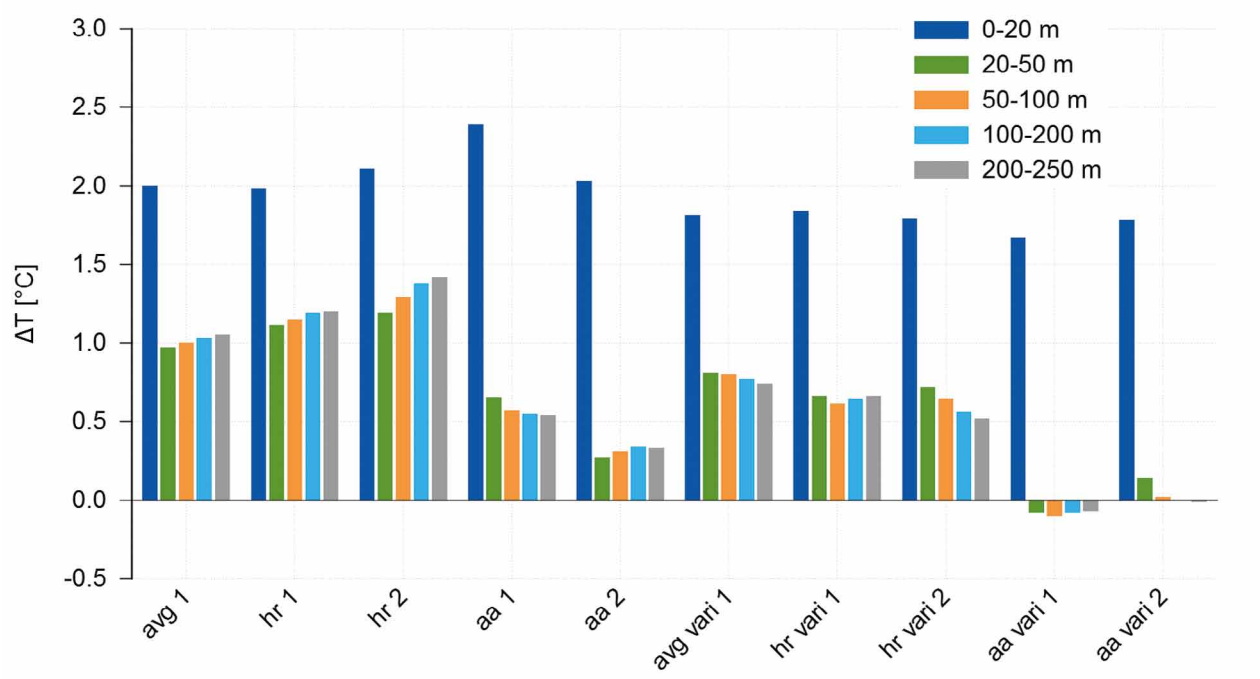


Abb. 49: Berechnete Erhöhung der Wassertemperatur in verschiedenen Tiefenstufen bei verschiedenen Klimaszenarien (Mittelwert 2070 bis 2085 minus Referenzzeitraum 2000 – 2010).

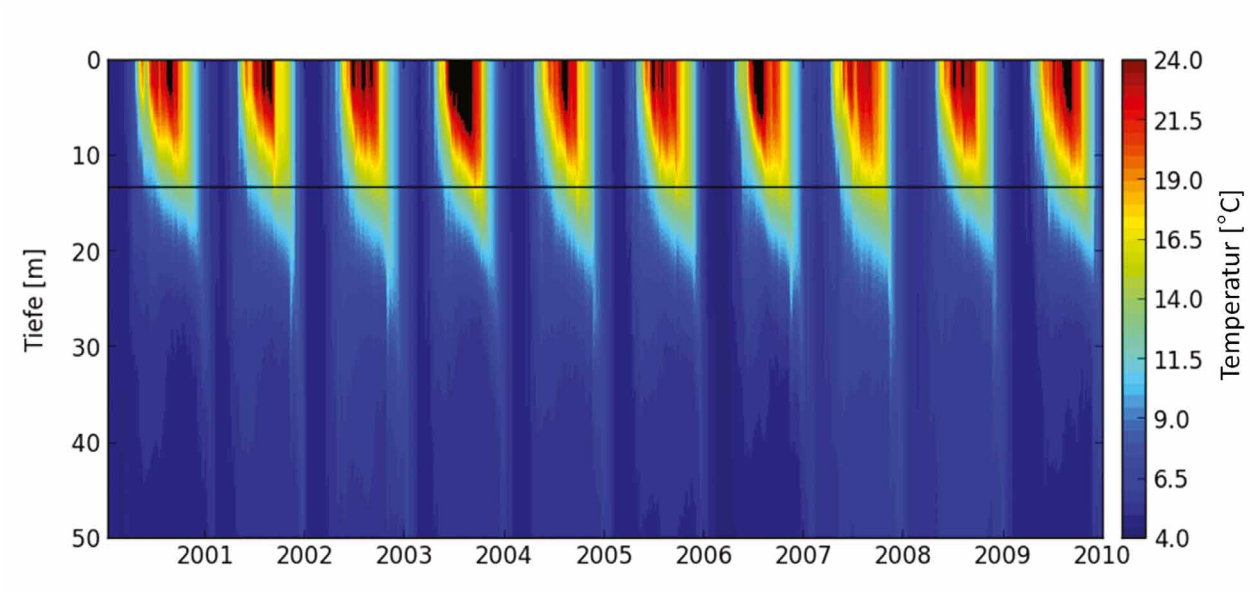


Abb. 50: Berechnete Schichtungsverhältnisse und die mittlere Tiefe der Thermokline im Zeitraum 15. August – 15. Oktober über die Jahre 2000 – 2010.

Szenarien mit erhöhter Variabilität die Änderungen im Hypolimnion deutlich geringer sind als mit unveränderter Variabilität. Kalte Winter „setzen“ die Temperatur im Hypolimnion wieder zurück auf einen geringeren Wert. Beim Szenario aa kommt es bei veränderter Variabilität gar zu einer zukünftigen Abnahme der Temperaturen im Hypolimnion. Dies liegt daran, dass bei den aa-Szenarien die stärkste Erwärmung im Sommer während geschichteter Verhältnisse stattfindet. Dies zeigt sich auch bei den aa-Szenarien mit unveränderter Variabilität.

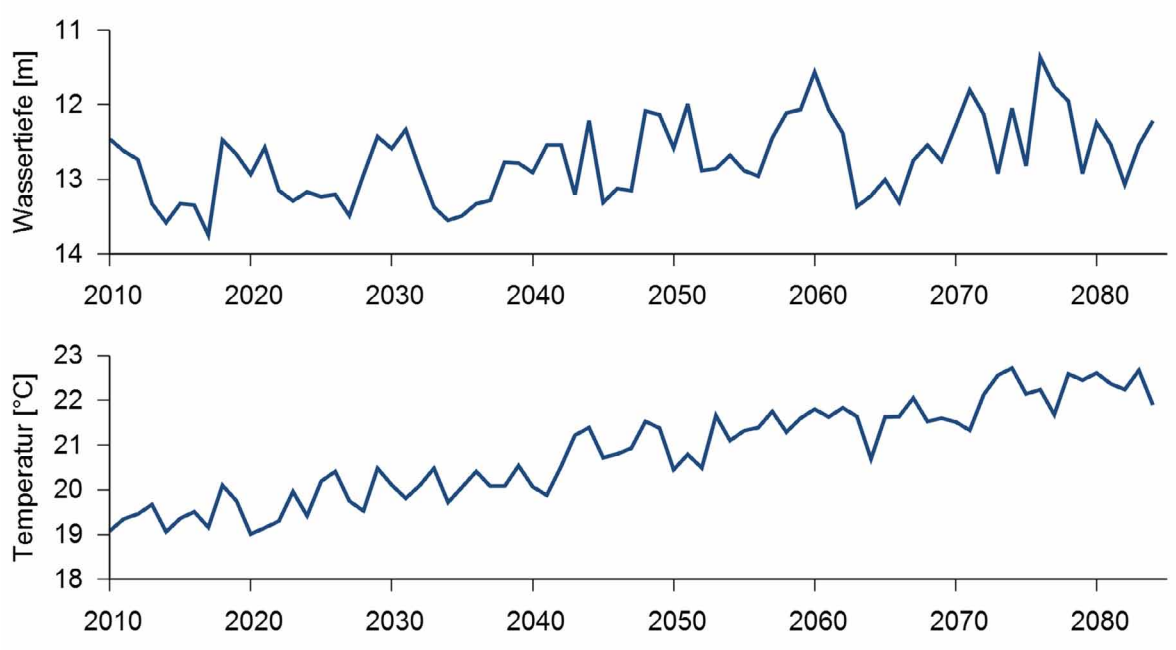


Abb. 51: Tiefe des Metalimnions und Temperatur des Epilimnions, jeweils Mittelwerte über den Zeitraum 15. August – 15. Oktober aller Klimaszenarien.

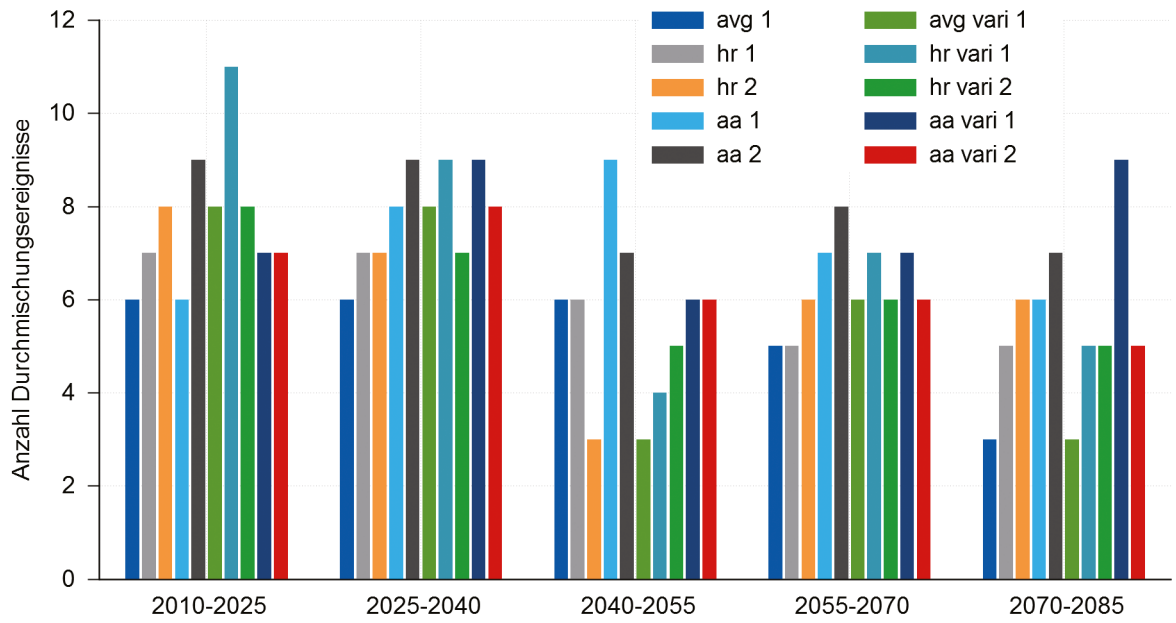


Abb. 52: Anzahl der Vollzirkulationen bei den verschiedenen Klimaszenarien in 15-Jahres-Zeiträumen.

Bei spätsommerlich-herbstlichen Verhältnissen befindet sich die Thermokline (Schicht mit maximalem vertikalem Temperaturgradienten) heute üblicherweise in 10 – 15 m Tiefe. Abb. 50 zeigt die berechneten Temperaturverhältnisse der Jahre 2000 bis 2010 im Profil sowie die über den Zeitraum gemittelte Tiefe der Thermokline im Zeitraum 15. August bis 15. Oktober. Die mittlere Temperatur im Epilimnion, also oberhalb der Thermokline, beträgt in diesem Zeitraum 9 °C. Abb. 51 zeigt die Tiefe des Metalimnions und die mittlere

Wassertemperatur im Epilimnion, gemittelt über alle Szenarien. Dargestellt ist für jedes Jahr der Mittelwert über den Zeitraum 15. August bis 15. Oktober. Die mittlere Temperatur im Epilimnion nimmt von etwa 19 °C auf etwa 22 – 23 °C zu. Die Tiefe der Thermokline bleibt im selben Bereich wie 2000 bis 2010 (10 – 15 m), zeigt aber einen leichten Trend hin zu einer geringeren Wassertiefe. Ursache hierfür dürfte die länger anhaltende Temperaturschichtung und das damit verbundene, spätere Absinken der Sprungschicht sein.

Die unterschiedliche Erwärmung von Oberfläche und Tiefenwasser führt zu einer verstärkten Stabilität der Schichtung. Aufgrund der zukünftig milderen Winter und der damit verbundenen abgeschwächten Auskühlung des Sees ist zu erwarten, dass Vollzirkulationen seltener werden.

Um dies zu überprüfen, wurde gezählt, wie oft innerhalb eines Zeitraums von 15 Jahren eine Vollzirkulation stattfand. Eine Vollzirkulation ist hierbei definiert als ein Winter, bei dem an der tiefsten Stelle (Profil Fischbach-Uttwil) ein Verschwinden der vertikalen Sauerstoffgradienten auftritt. Ausgewertet wurden die fünf 15-Jahres-Zeiträume 2010 – 2024, 2025 – 2039, 2040 – 2054, 2055 – 2069 und 2070 – 2084. Abb. 52 zeigt die Auswertung für alle Szenarien. Die Ergebnisse streuen stark, aber die abnehmende Tendenz ist deutlich zu erkennen. Während der See im Zeitraum 2010 – 2024 im Mittel der 10 Szenarien 7 bis 8 mal durchmischt, findet dies zwischen 2070 und 2084 nur noch 5 bis 6 mal statt. Eine Ausnahme hiervon bilden aus oben erwähnten Gründen die Simulationen des Klimaszenarios aa, die keine eindeutige Abnahme der Durchmischungsereignisse aufweisen.

4.3. Wie sich Austausch- und Durchmischungsprozesse auf die Wasserbeschaffenheit auswirken

Die Austausch- und Durchmischungsprozesse im See haben einen großen Einfluss auf die Wasserbeschaffenheit und die ökologischen Prozesse im See. Diese Vorgänge können sich im Zuge des Klimawandels ändern, was mit Hilfe von Modelluntersuchungen untersucht wurde. Für die Überprüfung der Modellierung ist es unerlässlich, die Prozesse im Bodensee mit möglichst mehrjährigen Messprogrammen zu erfassen. Hierfür wurden die Konzentrationen geeigneter Parameter über einen längeren Zeitraum und in seiner Tiefenverteilung verfolgt.

Luftbild des Bodensees aus östlicher Richtung.

4.3.1. Spurenstoffe im Bodensee und seinen Zuflüssen

Messprogramm

Zur Untersuchung der Austausch- und Durchmischungsprozesse des Bodensees wurde im Projektzeitraum ein mehrjähriges Messprogramm durchgeführt (Fleig & Schick, 2015). Als geeigneter Tracer (siehe Kapitel 2) für diese Prozesse wurde N,N-Dimethylsulfamid (DMS) ausgewählt. Dieser Stoff ist das persistente und mobile Abbauprodukt (Metabolit) des Fungizids Tolylfluanid, das im Obst-, Wein- und Hopfenanbau eingesetzt wurde. Seit 30.11.2010 ist der Einsatz von Tolylfluanid EU-weit verboten. DMS ist im Wasser stabil und lagert sich nicht an Feststoffpartikeln an. Die Konzentrationen im Bodensee und in seinen Zuflüssen sind analytisch gut erfassbar. Nach dem Verbot ist mit einem stetigen Rückgang der Konzentrationen zu rechnen.

In einer Langzeituntersuchung wurden routinemäßig die DMS-Konzentrationen in sechzehn Zuflüssen (Alpenrhein, Alter Rhein, Argen, Bregenzerach, Brunnisach, Dornbirner Ach, Goldach, Leiblach, Lippbach, Lustenauer Kanal, Radolfzeller Ach, Rotach, Schussen, Seefelder Ach, Steinach, Stockacher Ach) sowie dem Ausfluss bei Konstanz von Juli 2011 bis Juni 2014 in etwa quartalsweise gemessen. Zeitgleich wurden Tiefenprofile in der Mitte des Bodensees (zwischen Fischbach und Uttwil) und in der Mitte des Überlinger Sees sowie im Nahbereich der Schussen beprobt.

Daneben sollte das Verhalten von DMS bei Extremereignissen erfasst werden.
In einer Phase mit Niedrigwasser wurde vom 12. bis 29. März 2012 in der Friedrichshafener Bucht eine intensive Untersuchungsreihe durchgeführt, um zu klären, wie sich DMS-haltiges Wasser der Zuflüsse Schussen und Rotach in der Flachwasserzone verteilt. Dazu wurden Proben sowohl entlang der Flachwasserzone als auch vom Zustrom in Richtung Freiwasserbereich entnommen (Abb. 53).

Abb. 53: Lage der Probenahmestellen. Links: Gesamtsee. Rechts: Probenahmestellen bei der Messkampagne im März 2012 vor der Rotach und der Schussen (Kartengrundlage: LGL).

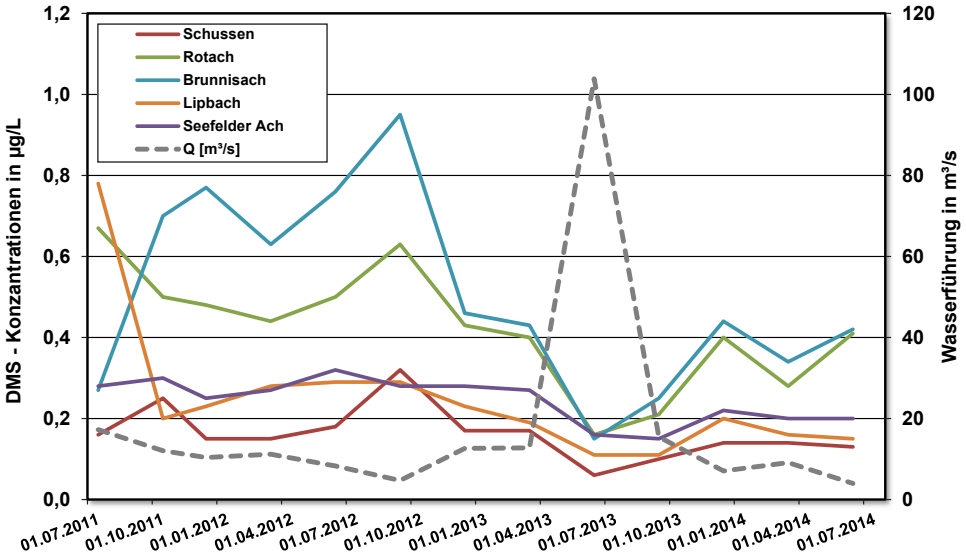


Abb. 54: DMS-Konzentrationen in fünf stärker belasteten Zuflüssen am Nordufer des Bodensees sowie beispielhaft der Abfluss Q der Schussen.

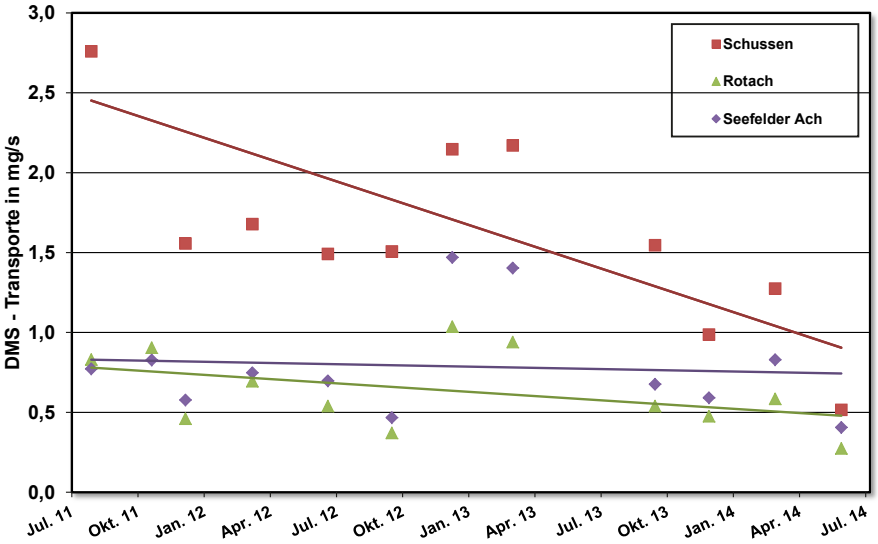


Abb. 55: DMS-Transporte und Abfluss in drei stärker belasteten Zuflüssen am Nordufer des Bodensees. Um die langfristige Entwicklung darzustellen, wurden die hochwasserbeeinflussten Werte vom 11.6.2013 herausgenommen.

	Schussen		Rotach		Brunnisach		Lipbach		Seefelder Ach	
	c [µg/L]	T [mg/s]	c [µg/L]	T [mg/s]	c [µg/L]	T [mg/s]	c [µg/L]	T [mg/s]	c [µg/L]	T [mg/s]
2007/08	0,80	8,96	1,90	4,04	2,35	-	0,90	-	0,76	2,56
2013/14	0,13	1,08	0,33	0,47	0,36	-	0,16	-	0,19	0,63
Restgehalt	16 %	12 %	17 %	12 %	15 %	-	17 %	-	25 %	24 %

Tab. 2: Mittelwerte der DMS-Konzentrationen c und DMS-Frachten T zu Beginn und Ende der Projektlaufzeit in stärker belasteten Zuflüssen am Nordufer des Bodensees.

Im Juni 2013 wurde zudem im Rahmen der Langzeituntersuchung ein Hochwasserereignis erfasst, weil die Routineprobe vom 11.6.2013 in die Phase eines stark ansteigenden Hochwassers unmittelbar vor dem Scheitelpunkt fiel.

Zum Vergleich wurden in die Betrachtungen auch Daten der Arbeitsgemeinschaft Wasserwerke Bodensee-Rhein (AWBR) vom 4.7.2007 aufgenommen, die ebenfalls am Scheitelpunkt eines Hochwassers gemessen wurden. Zudem wurden weitere Daten der AWBR aus den Jahren 2007 und 2008 zu Vergleichen herangezogen.

Ergebnisse der Langzeitbeobachtung

Die Ergebnisse (Abb. 54) zeigen, dass trotz des Anwendungsverbotes von Tolylfluanid weiterhin DMS über die Zuflüsse am nördlichen Ufer eingetragen wird. Die Herkunft dieser DMS-Mengen wurde im Rahmen dieses Projektes nicht geklärt. Die DMS-Frachten der Zuflüsse Schussen, Rotach und Seefelder Ach konnten bilanziert werden; für Lipbach und Brunnisach fehlen die zugehörigen Abflüsse. Deutlich erkennbar ist der Einfluss des Hochwassers im Juni 2013 auf die DMS-Konzentrationen in den Zuflüssen mit deutlich niedrigeren Konzentrationen. Tendenziell ist in allen Gewässern ein Rückgang der DMS-Konzentrationen über die Projektlaufzeit zu beobachten.

In Abb. 55 zeigen die Transporte von Schussen und Rotach ebenfalls einen Rückgang der DMS-Belastungen an (Darstellung ohne hochwasserbeeinflusste Werte vom 11.6.2013). Für die Seefelder Ach ist ein Rückgang aus den bisherigen Daten nicht abzuleiten.

Der Rückgang der Konzentrationen und Frachten von DMS an den Flussmündungen wurde durch Vergleich der AWBR-Messdaten vom 4.7.2007 und 10.3.2008 mit dem letzten Jahr des KlimBo-Projekts (19.9.2013, 3.12.2013, 5.3.2014, 5.6.2014) bilanziert (Tabelle 2).

In Obersee und Überlinger See wurden Tiefenprofile von der Oberfläche bis in Nähe des Seegrundes entnommen. Um die Veränderung der DMS-Konzentrationen zwischen Beginn und Ende des Messzeitraums zu veranschaulichen, sind in Abb. 56 exemplarisch die vertikalen DMS-Messprofile im Zeitraum vom 6.3.2012 bis 27.9.2012 (Anfangsphase) sowie vom 28.11.2013 bis 4.6.2014 (Endphase) für zwei Messstellen (Seemitte des Obersees und Überlingersee) wiedergegeben. Gut erkennbar ist der Rückgang der DMS-Konzentrationen an beiden Messstellen, der mit etwa einem Drittel

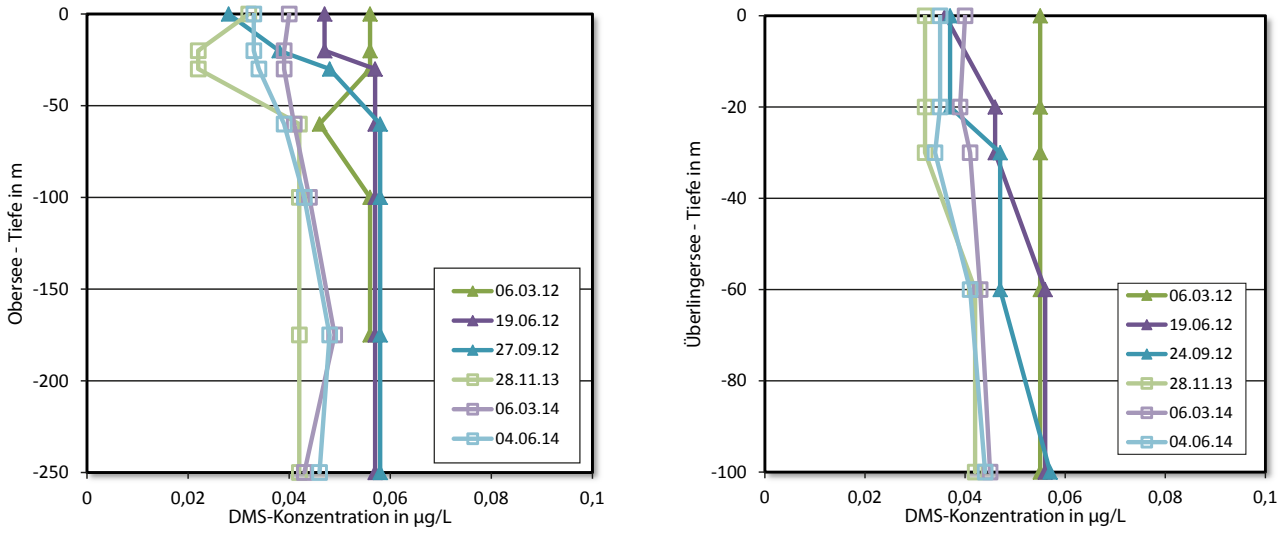


Abb. 56: DMS-Konzentrationen für die beiden Zeiträume vom 6.3.2012 bis 27.9.2012 sowie vom 28.11.2013 bis 4.6.2014 in Tiefenprofilen bei der Seemitte des Obersees (links) und im Überlinger Sees (rechts).

der Belastung abgeschätzt werden kann. Die langfristige Entwicklung der DMS-Konzentrationen im Freiwasserbereich des Sees ist auch in den Messwerten der Seewasserwerke (Kap. 4.3.2. Abb. 53) zusammen mit Ergebnissen aus Modellberechnungen dargestellt.

Niedrigwasserperiode März 2012

Während der Niedrigwasserperiode im März 2012 liegen die DMS-Konzentrationen in der Rotach bei 0,5 – 0,65 µg/l und bei der Schussen im Bereich 0,14 – 0,2 µg/l, während sie in der Seemitte des Obersees bei 0,06 µg/l liegen (Abb. 56). Die Konzentrationen an der Rotach (Abb. 57 oben) zeigen, dass sich die Flusswasserfahne anfänglich in Richtung östliche Flachwasserzone (Messstelle R4) ausbreitet. Ab 14. März ist das Flusswasser bei der mittleren Messstelle (R3) nachweisbar. Bei der westlichen Messstelle (R1) kommt im Messzeitraum kein Flusswasser an, was die deutlich niedrigeren DMS-Konzentrationen um 0,06 µg/l anzeigen.

Im Flachwasserbereich vor der Schussen ist die Unterscheidung zwischen Fluss- und Seewasser auf Grund der geringeren Konzentrationsunterschiede schwieriger (Abb. 57 unten). Die meisten Messwerte sind jedoch merklich höher als im Freiwasser und zeigen damit eine Flusswasserbelastung an. Auch die weit vorgelagerte Messstelle S6, die bereits an der Abbruchkante der Flachwasserzone gelegen ist, zeigt nur am 13. März niedrige Werte wie im Freiwasser an. Im südlichen Bereich (S7/S8) sind die DMS-Konzentrationen meist weniger belastet und zeigen, dass sich das Flusswasser dorthin weniger ausbreitet. Am 19./20.3.2012 zeigen die höheren DMS-Werte jedoch auch dort eine stärkeres Einmischen der Flusswasserfahne an.

Hochwasserereignis Juni 2013

Die Routineprobe vom 11.6.2013 fiel in die Phase eines stark ansteigenden Hochwassers unmittelbar vor dem Scheitelpunkt. Hiermit vergleichbar ist die AWBR-Probenserie vom 4.7.2007 am Scheitelpunkt eines Hochwassers. In beiden Fällen wurden stark erhöhte Frachten (Tab. 3) sowie 2013 ein leichter Rückgang der Konzentrationen (vgl. Abb. 54) beobachtet.

Für die Fracht wird ‚<' angegeben, wenn eine Frachtberechnung nicht möglich ist. Mehr als die Hälfte der ermittelten Konzentrationen liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze.

Die Wassermenge, die in den regenreichen Monaten Mai und Juni 2013 zusätzlich dem See zu- und abgeführt wurde, kann mit ca. 0,91 Mrd. m³ abgeschätzt werden. Dies entspricht in etwa 8 % des Jahresdurchflusses. Dieser „Spülprozess" hat zu einer entsprechenden Reduzierung des DMS-Gehalts im gesamten See beigetragen: An den Messstellen in Seemitte des Obersees und des Überlinger Sees gingen die DMS-Konzentrationen im Mittel um ca. 0,01 µg/L längerfristig zurück.

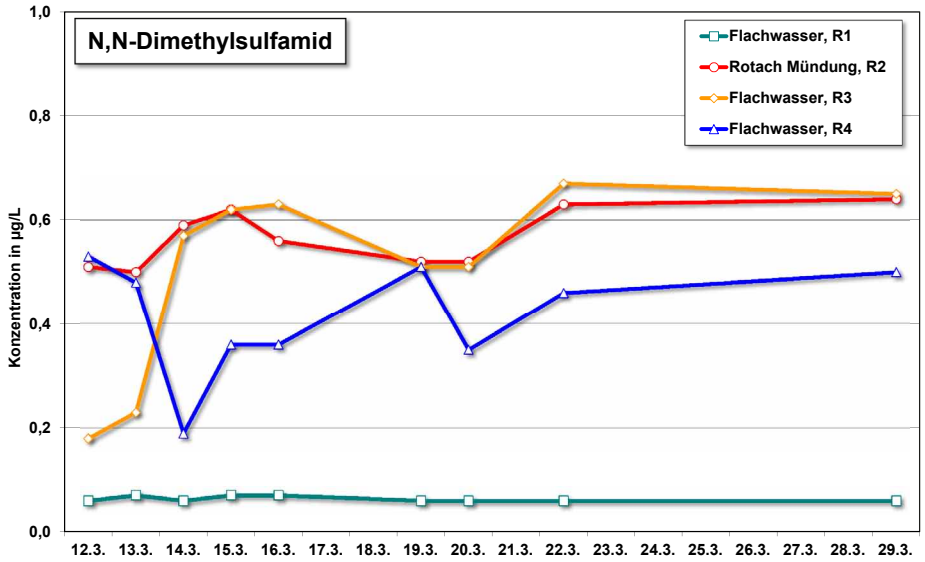
Veränderung der DMS-Mengen im Bodensee

Die Tiefenprofile der DMS-Messungen (Abb. 56) erlauben, dass für die näherungsweise Berechnung des DMS-Gehaltes im Bodensee eine weitgehende Gleichverteilung der Konzentrationen angenommen werden kann. Zugrunde gelegt wurde das Wasservolumen des Bodensees mit ca. 50 Mrd. m³. Die mittlere Konzentration zum Projektbeginn betrug damit ca. 0,054 µg/L und verringerte sich zum Projektende auf 0,035 µg/L. Somit reduziert sich der DMS-Gehalt des Bodensees von anfänglich ca. 2,74 t um ca. ein Drittel auf mittlerweile ca. 1,75 t.

Zum Zeitpunkt der AWBR-Untersuchungen 2007/2008 wurden über die zehn abflussstärksten Zuflüsse insgesamt 10,4 mg/s DMS in den Bodensee eingetragen. Gleichzeitig verließen 13,7 mg/s den See über den Ausfluss. Zum Ende der KlimBo-Untersuchungen im Jahr 2014 betrug der Zustrom an DMS in diesen Zuflüssen 2,8 mg/s und der Austrag im Ausstrom 11 mg/s. Dies belegt einen deutlichen Austrag von DMS aus dem See.

T [mg/s]	04.07.2007	11.06.2013	Projektende
Steinach	0,08	0,11	0,04
Salmsach	0,16	0,08	0,01
Argen	5,67	<	0,44
Schussen	13,44	6,23	1,08
Rotach	6,53	2,62	0,47
Seefelder Ach	3,9	1,73	0,63
Stockacher Ach	0,48	0,32	0,36
Radolfzeller Ach	0,29	0,13	0,16

Tab. 3 DMS-Frachten T in ausgewählten Zuflüssen während der beobachteten Hochwasserereignisse im Vergleich zu den Frachten am Projektende. Für die Fracht wird ‚<' angegeben, wenn eine Frachtberechnung nicht möglich ist. Mehr als die Hälfte der ermittelten Konzentrationen liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze.



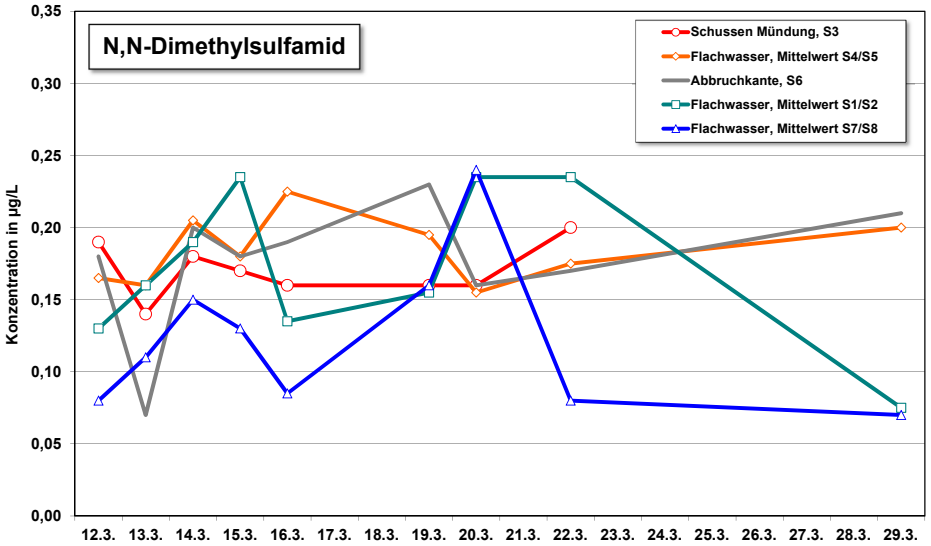


Abb. 57: DMS-Konzentrationen in Rotach (oben) und Schussen (unten) mit jeweils vorgelagerter Flachwasserzone während der Intensivmesskampagne vom 12. bis 29. März 2012. Stationen vgl. Abb. 53.

4.3.2. Spurenstoff-Simulationen

Langzeit-Simulation 2007 – 2014

Eine Simulation zur Nachbildung der langfristigen Entwicklung der Konzentration von Dimethylsulfamid (DMS) im Bodensee wurde für die Jahre 2007 – 2014 auf Basis des im Kap. 4.2.5 beschriebenen groben Modellnetzes durchgeführt. In dieser Simulation wird der Spurenstoff DMS durch einen konservativen numerischen Tracer dargestellt. Die berechnete Tracerkonzentration entspricht dabei der DMS-Konzentration in ng/l.

Die Anfangs- und Randbedingungen für diese Simulation werden aus Messdaten der Arbeitsgemeinschaft Wasserwerke Bodensee-Rhein (AWBR) und des Technologiezentrum Wasser (TZW) ermittelt.

Die ersten vorliegenden DMS-Messungen im Seewasser sind Daten der Seewasserwerke aus dem Jahr 2007. Gemessen wurde die DMS-Konzentration im Rohwasser, das in 40 – 60 m Tiefe entnommen wird.

Die Simulation startet im März 2007. Aus den an den Seewasserwerken gemessenen Werten wird durch Mittelung ein Wert für den Simulationsbeginn ermittelt, der als einheitliche Anfangsbedingung für den ganzen See verwendet wird. Der Wert beträgt 90 ng/l.

Am 4.7.2007 und am 10.3.2008 wurden durch die AWBR DMS-Konzentrationen in 16 Bodensee-Zuflüssen gemessen. Am 28.4.2009 wurde im Auftrag der IGKB eine Spurenstoff-Messkampagne in den Bodensee-Zuflüssen durchgeführt. Im Rahmen von KlimBo wurde in den Jahren 2011 – 2014 an insgesamt 13 Terminen DMS-Konzentrationen in den Zuflüssen gemessen (siehe Kap. 4.3.1). Anhand dieser gemessenen DMS-Konzentrationen wurden mit Hilfe der Tagesmittelwerte der Abflüsse an den jeweiligen Tagen DMS-Frachten für jeden Zufluss ermittelt. Aus diesen Frachten wiederum werden mit Hilfe der gemessenen Abflussganglinien Konzentrationsganglinien berechnet. Dieses Vorgehen basiert auf der Annahme, dass durch jeden Zufluss eine einigermaßen konstante DMS-Fracht in den See transportiert wird, und daher die Konzentration bei höherem Abfluss geringer ist als bei niedrigerem. In den Zuflüssen Rotach, Schussen, Argen, Leiblach, Alter Rhein und Steinach ist ein abnehmender Trend zu beobachten. Für diese Gewässer wurden daher die Frachten für jedes Jahr einzeln berechnet. Für die Jahre ohne Messung wurden die Frachten des nächsten darauffolgenden Jahres mit Messung verwendet. Für die übrigen Zuflüsse (Alpenrhein, Bregenzerach, Dornbirnerach, Goldach, Seefelder Aach, Stockacher Aach und Salmsacher Aach wurde jeweils eine konstante Fracht über den gesamten Simulationszeitraum angenommen.

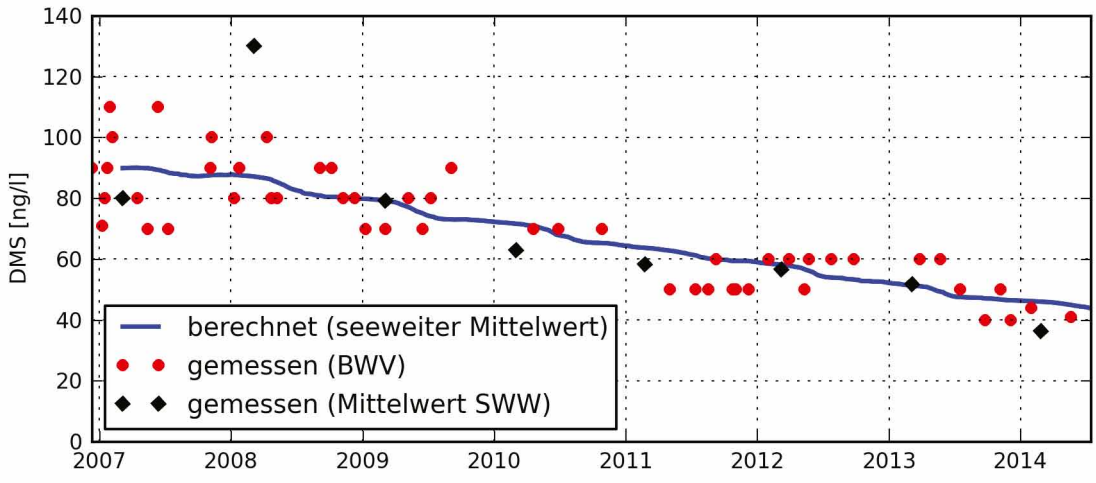


Abb. 58: Berechnete DMS-Konzentration (seeweiter Mittelwert), Messungen an der Entnahme der BWV in 60 m Tiefe und Mittelwert der an den übrigen Seewasserwerken (SWW) gemessenen Werte.

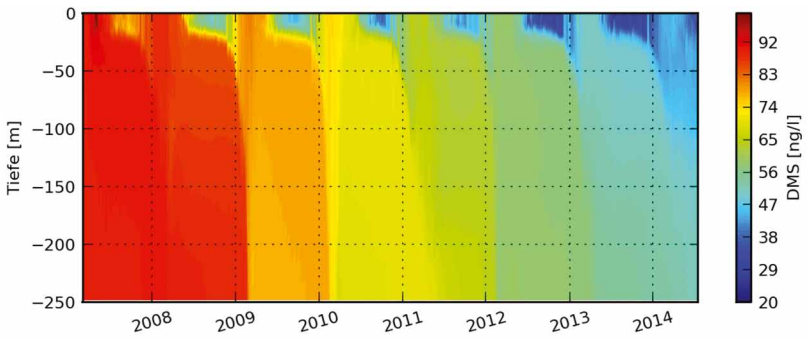


Abb. 59: Berechnetes Profil der DMS-Konzentration bei der Seemittestation zwischen Fischbach und Uttwil.

Die berechnete mittlere DMS-Konzentration im gesamten See (Abb. 58) nimmt im Laufe des Simulationszeitraums (7,5 Jahre) von 90 ng/l auf 44 ng/l ab. Die Abnahme erfolgt vor allem im Sommer, wenn die Zu- und Abflussvolumina höher sind. Diese Werte entsprechen einer Abnahme des Gesamtinhalts im Bodensee von 4,5 t auf 2,2 t DMS bei Annahme eines Wasservolumens von 50 Mrd. m³. Verglichen mit dem Messzeitraum von 2012 – 2014 (vgl. Kap. 4.3.1) haben die berechneten Werte von 3,6 t (Messung 2,74 t) auf 2,2 t (1,75 t) abgenommen. Die gemessenen Werte liegen also in der gleichen Größenordnung, die Abnahme um etwas mehr als ein Drittel ist bei Rechnung und Messung fast identisch. Der Ein- und Austrag wird somit vom Modell sehr gut abgebildet.

Die berechnete vertikale Verteilung des Spurenstoffs in Seemitte am Profil Fischbach-Uttwil (Abb. 59) zeigt einen deutlichen Jahresgang: Während geschichteter Verhältnisse im Sommer geht im Epilimnion die Konzentration zurück, da die größten Zuflüsse (Alpenrhein, Bregenzerach) nur sehr geringe DMS-Konzentrationen bringen und daher verdünnend wirken. Im Winter wird dann durch vertikale Mischung die Konzentration in der gesamten Wassersäule angeglichen.

Auch die horizontale Verteilung der DMS-Konzentration (Abb. 60) zeigt den verdünnenden Einfluss des Alpenrheins: Sowohl im Sommer (Beispiel 14.8.2008) als auch im Winter (Beispiel 6.3.2012) ist die Konzentration im östlichen Seeteil geringer. Die höchsten Konzentrationen sind in der Friedrichshafener Bucht zu finden.

An der Seemitte-Messstelle Fischbach-Uttwil wurde die DMS-Konzentration in verschiedenen Tiefen gemessen (Abb. 61). In allen Tiefen ist ein abnehmender Trend zu beobachten, der vom Modell nachgebildet wird. Oberflächennah sind die jahreszeitlichen Schwankungen sowohl in der Messung als auch in der Rechnung ausgeprägter als in den Tiefen größer 100 m. Neben der Durchmischung, die im Winterhalbjahr DMS-haltigeres Wasser nach oben transportiert, dürfte dies auch an der Wasserführung des Alpenrheins liegen. Dieser führt im Winter weniger Wasser und trägt damit mit seinen geringen DMS-Konzentrationen weniger zur Verdünnung der DMS-Konzentration bei. Im Sommer führt der erhöhte Zufluss des Alpenrheins dahingegen zu fallenden DMS-Konzentrationen in den oberen Schichten des Bodensees.

Im Wasser, das bei Konstanz durch den Seerhein den Bodensee (Abb. 62) verlässt, sind die Konzentrationen ähnlich wie die oberflächennahen Konzentrationen in der Seemitte.

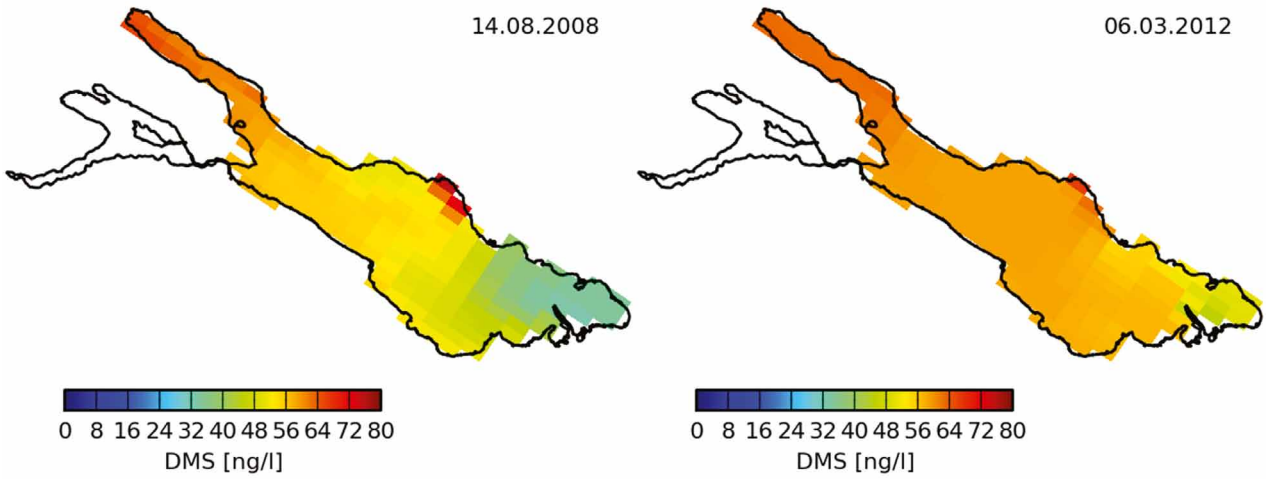


Abb. 60: Berechnete DMS-Konzentration an der Seeoberfläche am 14.8.2008 (links) und 6.3.2012 (rechts).

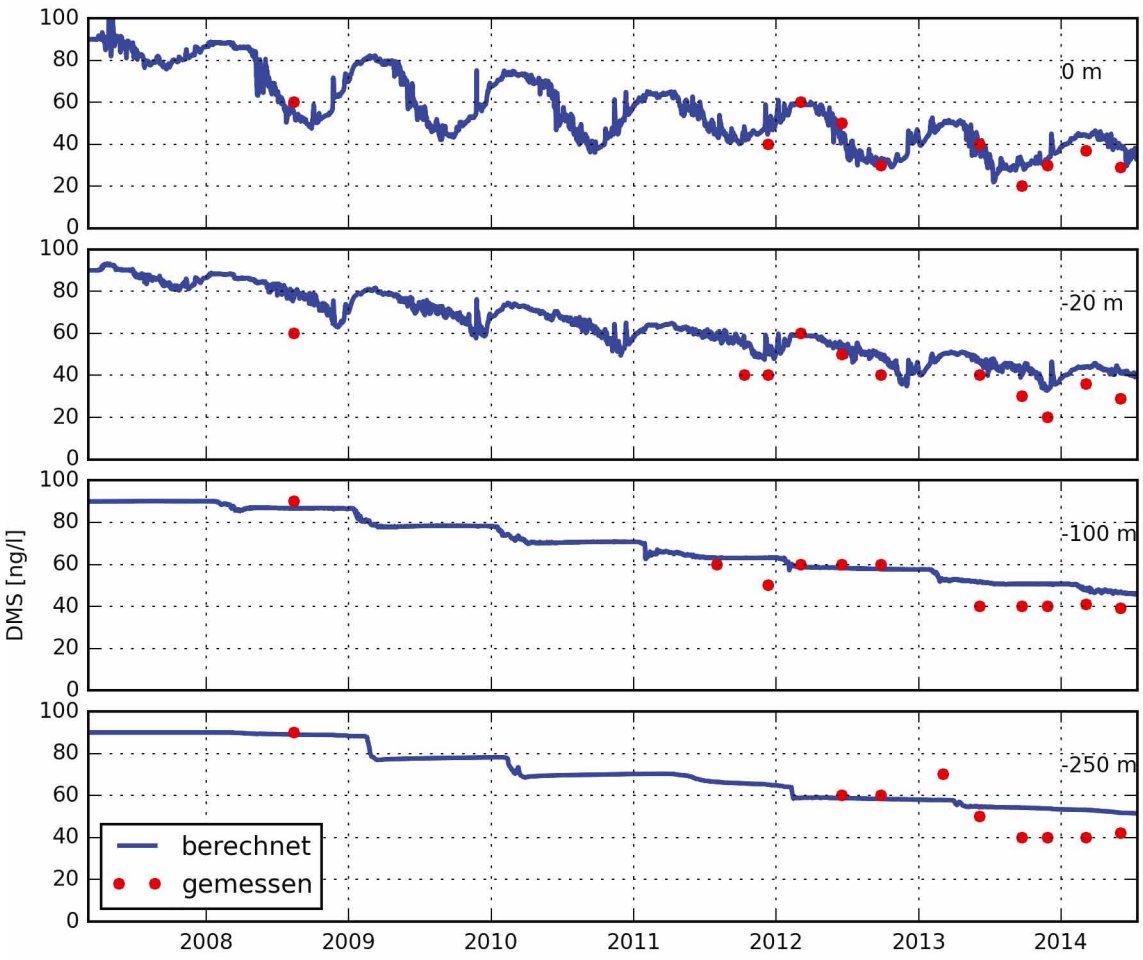


Abb. 61: DMS-Konzentrationen an der Seemitte-Messstelle in Messung und Rechnung.

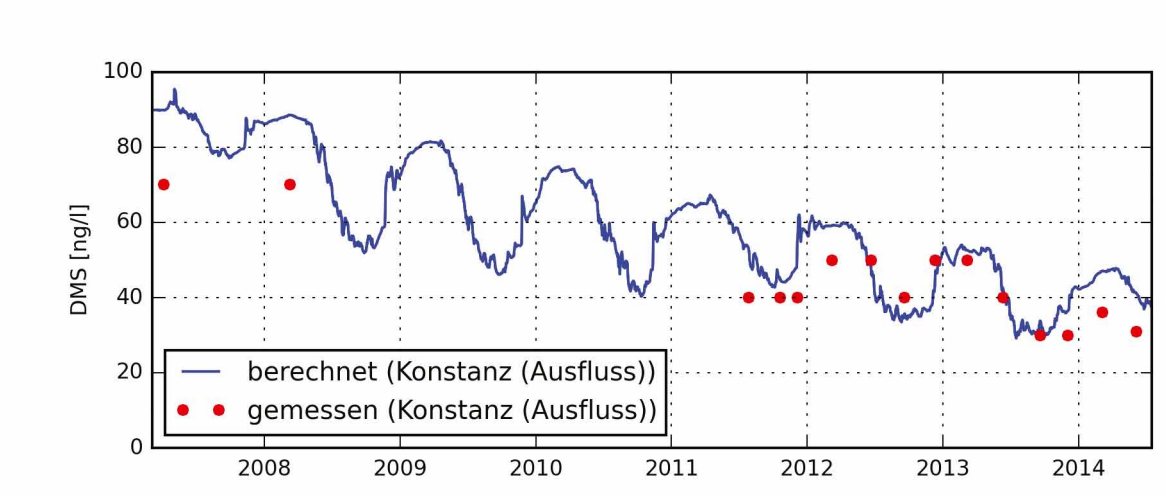


Abb. 62: DMS-Konzentration in Messung und Rechnung am Ausfluss in Konstanz.

Simulation der Messkampagne März 2012

Die Simulation der Messkampagne im Flachwasserbereich der Friedrichshafener Bucht im März 2012 wurde auf einem lokal auf 50 m x 50 m verfeinerten Modellnetz durchgeführt. Dabei wurde nicht nur DMS berücksichtigt, sondern es wurden auch die Spurenstoffe 4-Methylbenzotriazol, 5-Methylbenzotriazol, Acesulfam und Benzotriazol, die bei den Untersuchungen von der AWBR zusätzlich gemessen wurden, in die Betrachtungen mit aufgenommen.

Der Simulationszeitraum umfasst den 1. bis 30. März 2012. Genauso wie in der Langzeit-Simulation werden die Spurenstoffe durch konservative Tracer dargestellt. Die Spurenstoffkonzentrationen in den Zuflüssen wurden im Simulationszeitraum an neun Terminen gemessen. Mit Hilfe der Tagesmittelwerte wurde für jeden Messtermin eine Fracht ermittelt. Diese Frachten wurden interpoliert und mit Hilfe der gemessenen Abflüsse in kontinuierliche Konzentrationsganglinien umgerechnet.

Anfangskonzentrationen im See waren die am 6.3.2012 bei der Seemitte am Profil Fischbach-Uttwil gemessenen Werte. Da Anfang März 2012 näherungsweise ungeschichtete Verhältnisse im See vorlagen, wird jeweils ein konstanter Wert für den gesamten See angenommen.

Die Simulationsergebnisse zeigen deutlich erhöhte Spurenstoffkonzentrationen im Bereich der Mündungen der Zuflüsse Rotach und Schussen (Abb. 63).

Der Vergleich der berechneten Ganglinien an den 3 Messpunkten vor der Rotachmündung (Abb. 64) zeigt, dass die Seeströmung das Wasser aus der Rotach meist nach Süden Richtung Messstelle 3 verdriftet. An der Messstelle 1 (Friedrichshafen Hafenturm) liegt in etwa die Hintergrundkonzentration vor, die im gesamten See zu finden ist. Dies kann auch in den Messungen so beobachtet werden.

Bei den Messungen an der Schussenmündung wurden die höchsten Konzentrationen auf den Messpunkten von der Mündung in Richtung Freiwasser gemessen. Ebenfalls erhöhte Werte der beiden analysierten Spurenstoffen konnten ufernah südlich der Mündung festgestellt werden. Dies spricht für ein ufernahes Abdriften des Schussenwassers in Richtung Süden.

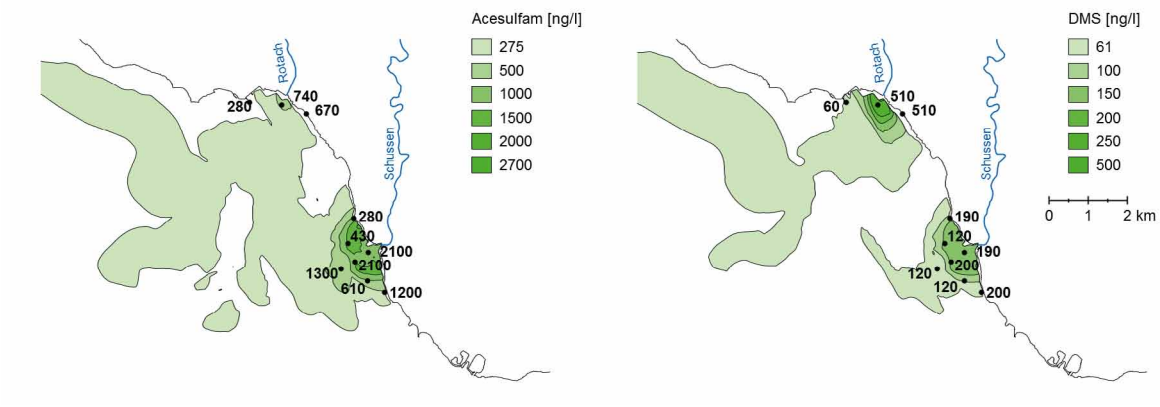


Abb. 63: Gemessene (Punkte mit Messwerten) und berechnete (s. Farbskala) Konzentrationen von Acesulfam (links) und DMS (rechts). Alle Konzentrationen in ng/l.

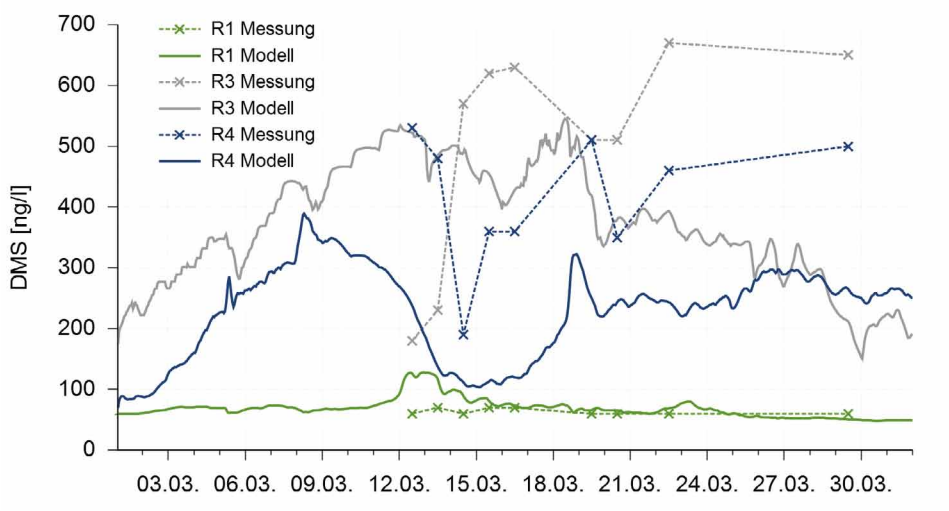


Abb. 64: Gemessene und berechnete DMS-Konzentrationen im Bereich der Rotach-Mündung.

Tracersimulationen zur Ausbreitung und Aufenthaltsdauer von Spurenstoffen im See

Anhand von Tracersimulationen soll ermittelt werden, wie sich über einzelne Zuflüsse eingetragene Stoffe im See verteilen, und wie lange es dauert, bis sie wieder ausgetragen worden sind. Dies wird am Beispiel der Zuflüsse Schussen und Stockacher Aach durchgeführt. Die Schussen wurde ausgewählt, da sie überdurchschnittlich viele Schadstoffe in den See bringt, die Stockacher Aach aufgrund der Lage ihrer Mündung am Ende des Überlinger Sees.

Diese Tracersimulationen werden mit Hilfe des in Kap. 4.2.5 beschriebenen Modellaufbaus durchgeführt (grobes Modellnetz: 1200 m x 2500 m, nur Obersee). Der Simulationszeitraum umfasst die Jahre 2000 – 2009.

Jeweils für ein Jahr wird das Zuflusswasser mit einem Tracer markiert (Eintragsphase). In den folgenden Jahren kann der Austrag des Tracers aus dem See verfolgt werden (Austragsphase). Um den Einfluss von Meteorologie und Hydrologie abschätzen zu können, wird dies jeweils für mehrere Jahre durchgeführt. Die Tracerkonzentrationen im Zufluss sind jeweils konstant. Die Prozentwerte in der Auswertung der Tracerkonzentrationen im See können daher als Prozent der Stoffkonzentration im Zufluss verstanden werden.

Im Gegensatz zu den beiden oben beschriebenen Simulationen werden in dieser Simulation

keine Messdaten nachgebildet, sondern Annahmen getroffen, die theoretische und allgemeinere Aussagen über die Ausbreitung und die Aufenthaltsdauer von Spurenstoffen im See erlauben. Die vertikale Verteilung von Stoffen, die durch die Zuflüsse in den See eingetragen werden, verändert sich mit der Zeit und ist von der thermischen Schichtung beeinflusst.

Abb. 65 zeigt die Konzentration von dem im Jahr 2000 durch die Schussen eingetragenen Tracer am Profil Seemitte über die nächsten 10 Jahre. Während der Eintragsphase ist die Konzentration im Epilimnion am höchsten. Im nächsten Jahr sind die höchsten Konzentrationen in 50 – 100 m Tiefe zu finden, was an der unvollständigen Durchmischung im Winter 2000/2001 liegt. Ab dem 2. Jahr der Austragsphase ist die Konzentration im gesamten Hypolimnion annähernd gleich und geht jeden Winter etwas weiter zurück. Während der Schichtungsperiode sind die Konzentrationen im Epilimnion geringer als im Hypolimnion. In den Jahren 2007 und 2008 ist auch weiter unten ein leichter Konzentrationsgradient mit höheren Werten im Tiefenwasser zu erkennen, da sich in den vorausgegangenen Wintern der See nicht vollständig durchmischt hat.

Die Konzentration des im Jahr 2000 durch die Stockacher Aach eingetragenen Tracers am Profil Seemitte (Abb. 66) verhält sich ähnlich, allerdings sind hier die Werte deutlich geringer, da der Zufluss geringer ist. Dadurch ist in der Eintragsphase und im ersten Jahr der Austragsphase im tiefen Hypolimnion des Hauptbeckens noch kein Wasser aus dem Zufluss zu finden (Konzentration < 0.01 %). Während der Austragsphase unterschreitet der Tracer gegenüber der Schussen früher den Schwellenwert von 0,01 %, zunächst im Sommer im Epilimnion und dann zunehmend in der Gesamtwassersäule.

Zu Beginn der Austragsphase befindet sich der Tracer aus der Schussen (Abb. 67) vor allem im Epilimnion des Hauptbeckens. Die höchsten Konzentrationen sind in der Friedrichshafener Bucht zu finden. Der Tracer aus der Stockacher Aach dagegen befindet sich hauptsächlich im Überlinger See (Abb. 68). Das tiefe Hypolimnion des Hauptbeckens wurde noch nicht erreicht.

Der seeweite Mittelwert der Tracerkonzentration (Abb. 69) ist am Ende der Eintragsphase am höchsten. Der absolute Wert unterscheidet sich von Jahr zu Jahr in Abhängigkeit von den hydrologischen Bedingungen. Im ersten Jahr der Austragsphase geht die Konzentration relativ schnell zurück, da die Konzentrationen im Epilimnion noch am höchsten sind. In den darauf folgenden Jahren ist der Tracer ziemlich gleichmäßig über die Wassersäule verteilt. Jetzt nimmt die Tracerkonzentration etwas langsamer ab. Die Halbwertszeit, die sich aus einer an die Tracerkonzentrationskurve angepassten Exponentialfunktion ergibt, unterscheidet sich sowohl zwischen den Zuflüssen als auch zwischen den Jahren. Bei beiden Zuflüssen geht die Konzentration des im ersten Jahr der Simulation (2000) eingetragenen Tracers am schnellsten zurück. Dies liegt daran, dass im darauf folgenden Jahr (2001) die Abflussvolumina der Zuflüsse überdurchschnittlich hoch waren, und dadurch ein relativer hoher Anteil des Seewassers ausgetauscht wurde.

Trotz der Lage am Ende des Überlinger Sees werden die Tracer aus der Stockacher Aach schneller aus dem See ausgetragen als die aus der Schussen. Dies liegt daran, dass die Schussen-Tracer sich stärker auch ins tiefe Hypolimnion ausbreiten, wohingegen die Tracer aus der Stockacher Aach länger in den oberen Schichten bleiben.

Wird die Aufenthaltszeit des Seewassers mit Hilfe eines zu Beginn der Simulation vollständig durchmischten Tracers ermittelt, so ergibt sich eine mittlere Halbwertszeit von 4,9 Jahren. Die von der Schussen eingetragenen Tracer halten sich also etwas länger im See auf als das Seewasser im Durchschnitt. Die Tracer aus der Stockacher Aach haben eine etwas kürzere Aufenthaltszeit im See.

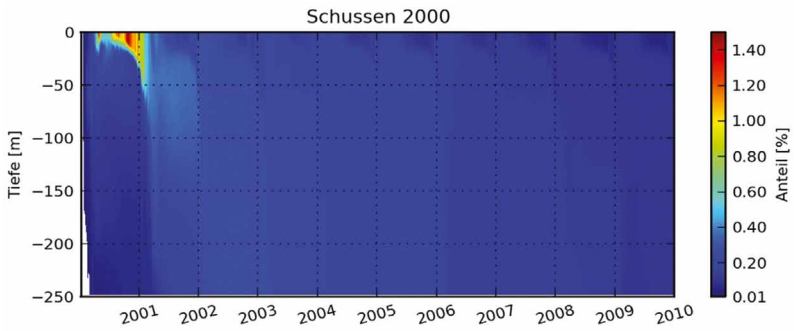


Abb. 65: Die dargestellten Simulationsergebnisse zeigen bei der Seemitte die vertikale Verteilung des Anteils an Wasser, das im Jahr 2000 durch die Schussen in den See eingetragen wurde und danach durch Austausch und Durchmischung allmählich wieder verschwindet.

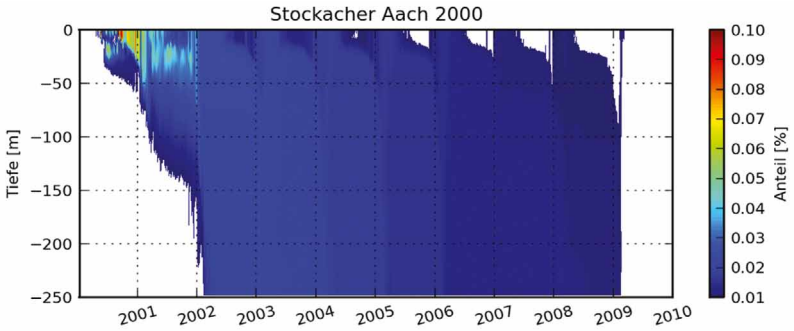


Abb. 66: Die dargestellten Simulationsergebnisse zeigen bei der Seemitte die vertikale Verteilung des Anteils an Wasser, das im Jahr 2000 durch die Stockacher Aach in den See eingetragen wurde und danach durch Austausch und Durchmischung allmählich wieder verschwindet.

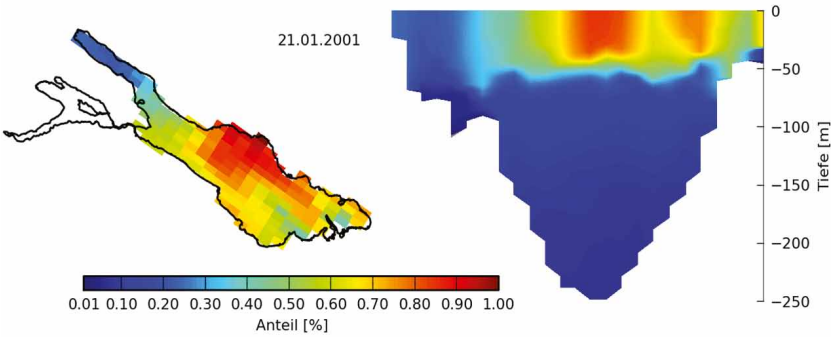


Abb. 67: Simulationsrechnung zur Verteilung des im Jahr 2000 durch die Schussen eingetragenen Wassers im See am 21. Januar 2001: links: Maximalwert über die Tiefe, rechts: Längsschnitt durch den See.

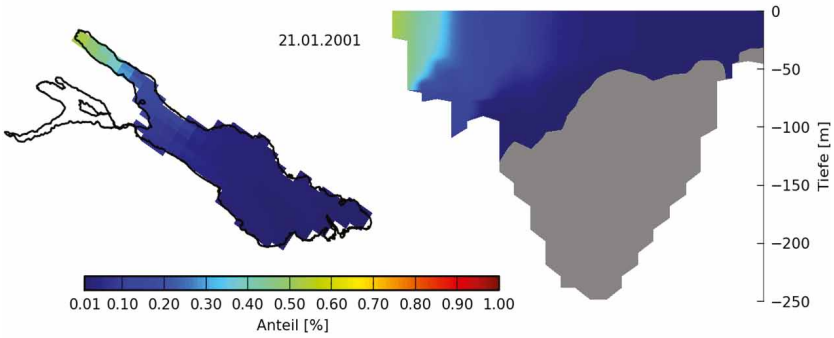


Abb. 68: Simulationsrechnung zur Verteilung des im Jahr 2000 durch die Stockacher Aach eingetragenen Wassers im See am 21. Januar 2001: links: Maximalwert über die Tiefe, rechts: Längsschnitt durch den See.

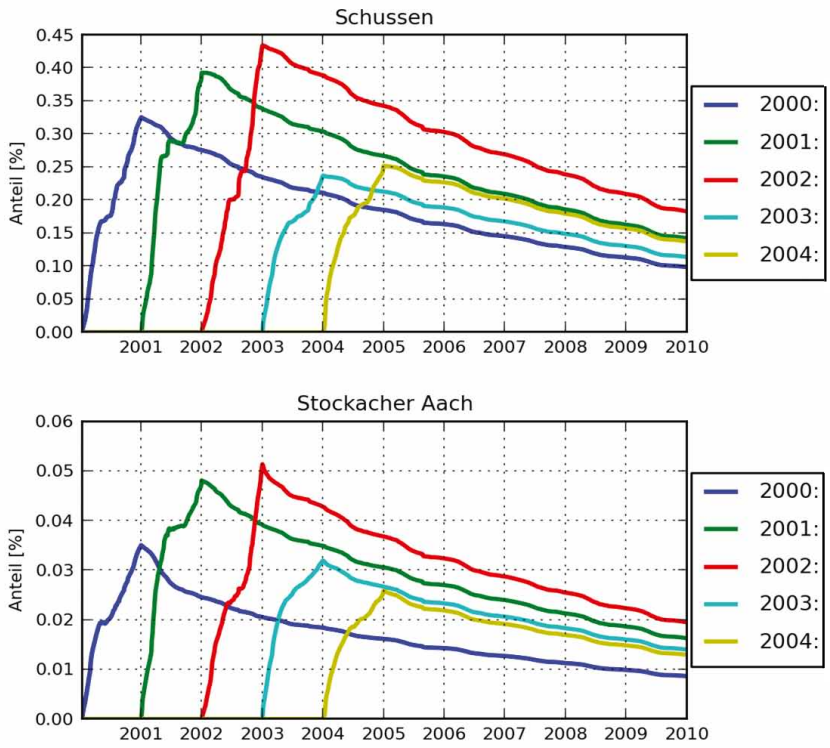


Abb. 69:

Austrag der Tracer aus dem See. Dargestellt ist die Entwicklung der seeweiten Mittelwerte der Konzentrationen von Tracern, die in unterschiedlichen Jahre (2000 bis 2004) über die Schussen bzw. die Stockacher Aach in den See eingetragen wurden. Die rechnerischen Halbwertszeiten nach Ende des Tracereintrags betragen für die Schussen (bzw. Stockacher Aach) im Jahr 2000: 5,0 (3,7), 2001: 5,4 (4,8), 2002: 5,7 (4,9), 2003: 5,8 (4,8) und 2004: 5,9 (4,8) Jahre.

4.3.3. Sauerstoff

Vergleich mit Messdaten 2000 – 2010

Um Sauerstoffverhältnisse im Bodensee nachbilden zu können, wurde das Seenmodell mit dem Wasserqualitätsmodell CAEDYM gekoppelt (Hipsey et al., 2007). Dieses Modell wurde im Rahmen des Forschungsprojekts Bodensee-Online auf den Bodensee angepasst, parametrisiert und verifiziert (Lang et al., 2008; Rinke & Rothhaupt, 2008; Eder et al., 2008). Im Rahmen von KlimBo wurde anhand der Messdaten im Zeitraum 2000 – 2010 die Parametrisierung des ökologischen Modells weiterentwickelt. Die Sauerstoffkonzentrationen im See (Abb. 70 und Abb. 72) werden oberflächennah vom Austausch mit der Atmosphäre und der Sauerstoffproduktion durch das Phytoplankton dominiert. Weiter unten wird der Sauerstoffgehalt von den vertikalen Austauschprozessen und der Zehrung durch Abbauprozesse bestimmt. Dadurch nimmt die Sauerstoffkonzentration mit zunehmender Tiefe generell ab. Eine Ausnahme stellt das sogenannte metalimnische Sauerstoffminimum dar. Das metalimnische Sauerstoffminimum tritt im Simulationszeit raum jedes Jahr zwischen Juli und November auf, in einer Tiefe von etwa 10 – 40 m. In der Profildarstellung der Messdaten ist es deutlich zu erkennen (Abb. 70). Im berechneten Sauerstoffprofil (Abb. 71) hingegen ist das Sauerstoffminimum zu weit oben zu finden: Hier sind die Konzentrationen im Epilimnion geringer. Dies liegt möglicherweise an den angenommenen Sinkgeschwindigkeiten von Phytoplankton und partikulärem organischen Material. Für weitergehende Betrachtungen könnte hier durch Kalibrierung eine Verbesserung erzielt werden. Der Vergleich von gemessenen und berechneten Sauerstoffkonzentrationen in Abb. 72 zeigt, dass sowohl der Jahresgang als auch die absoluten Konzentrationen in den vier verschiedenen Tiefen vom Modell gut wiedergegeben werden. Die niedrigen Konzentrationen, die im Herbst in 50 m Tiefe in Zusammenhang mit dem metalimnischen Sauerstoffminimum auftreten, sind im Modell nicht in dieser Ausprägung vorhanden. Und auch die minimalen Sauerstoffwerte in etwa 250 m Tiefe werden teilweise nur unzureichend wiedergegeben. Ursache hierfür ist, dass das räumliche Modellgitter zu grob aufgelöst ist, um die kleinskaligen Zehrungs- und Mischungsprozesse

im Bereich des Seebodens abbilden zu können. Vergleicht man hingegen die gemessenen und berechneten Sauerstoffkonzentrationen tiefengemittelt von 200 – 250 m, so wird auch bei den Minimalwerten eine deutlich bessere Anpassung erreicht (Abb. 73). Um auch bei den Prognosesimulationen zur Klimaerwärmung eine Aussage zu den minimalen Sauerstoffwerte machen zu können, wurden die von 200 – 250 m tiefengemittelten Messwerte mit jenen verglichen, die bei der tiefsten Stelle des Sees in etwa 1 m über Grund gemessen wurden (Abb. 74a). Dabei zeigt sich ein deutlicher Jahresgang mit größeren Unterschieden zwischen den gemittelten Sauerstoffkonzentrationen und den Sauerstoffkonzentrationen nahe der Seesohle. Diese Unterschiede sind nur im Spätsommer bzw. Herbst besonders ausgeprägt und sinken im Winter bzw. Frühjahr deutlich auf Grund der Durchmischung ab. Zudem ist die Variabilität in den früheren Jahren mit höherer Trophie stärker gegenüber dem späteren, meso- bis oligotrophen Zeitraum von 1995 bis 2011. Der typische Jahresgang der Unterschiede zwischen den Sauerstoffkonzentrationen in diesem Zeitraum ist zusammen mit einer Anpassungsfunktion in Abb. 74b dargestellt. Diese Anpassungsfunktion wird in den Klimaszenarien verwendet, um vom berechneten, tiefengemittelten Wert die Sauerstoffkonzentrationen an der tiefsten Stelle etwa 1 m über der Seesohle abzuschätzen. Wie Abb. 74b entnommen werden kann, beträgt die Genauigkeit der Funktion ca. 0,5 mg/l. Diese Vorgehensweise gilt natürlich nur unter der Annahme, dass die Nährstoffverhältnisse im See in Zukunft jenen von 1995 – 2011 ähnlich sind.

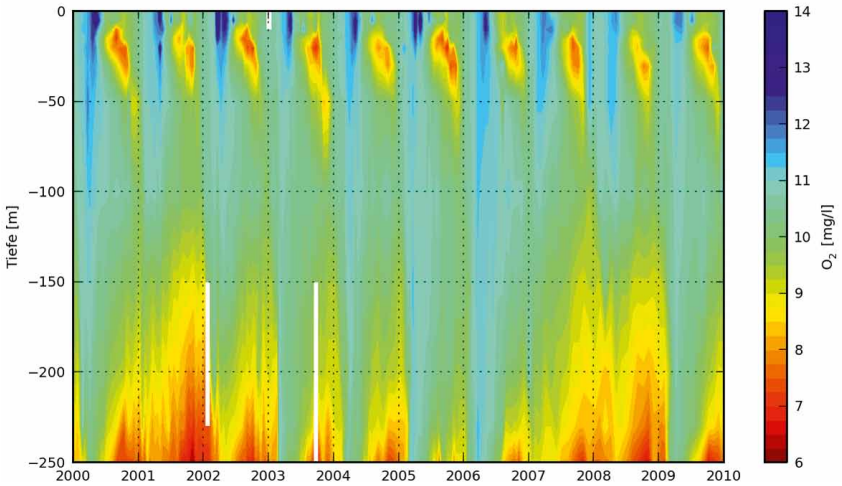


Abb. 70: Gemessene Sauerstoffkonzentrationen bei der Seemitte des Bodensee-Obersees (Quelle Messdaten: IGKB).

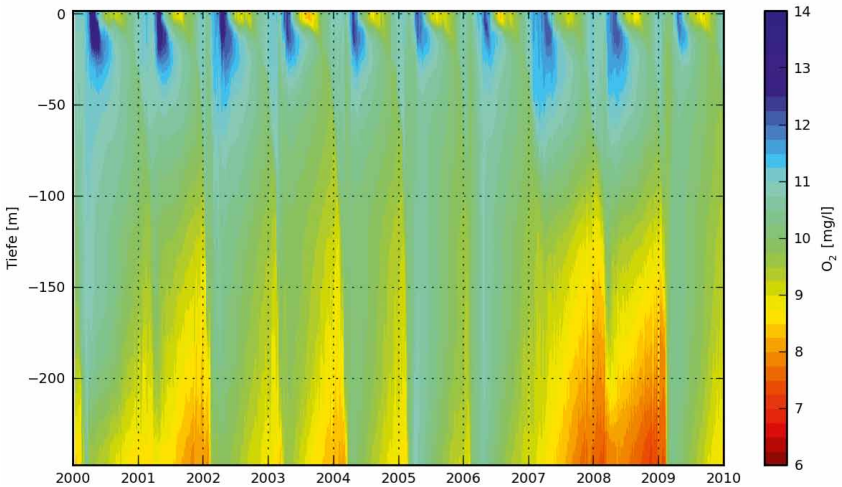


Abb. 71: Berechnete Sauerstoffkonzentrationen bei der Seemitte des Bodensee-Obersees.

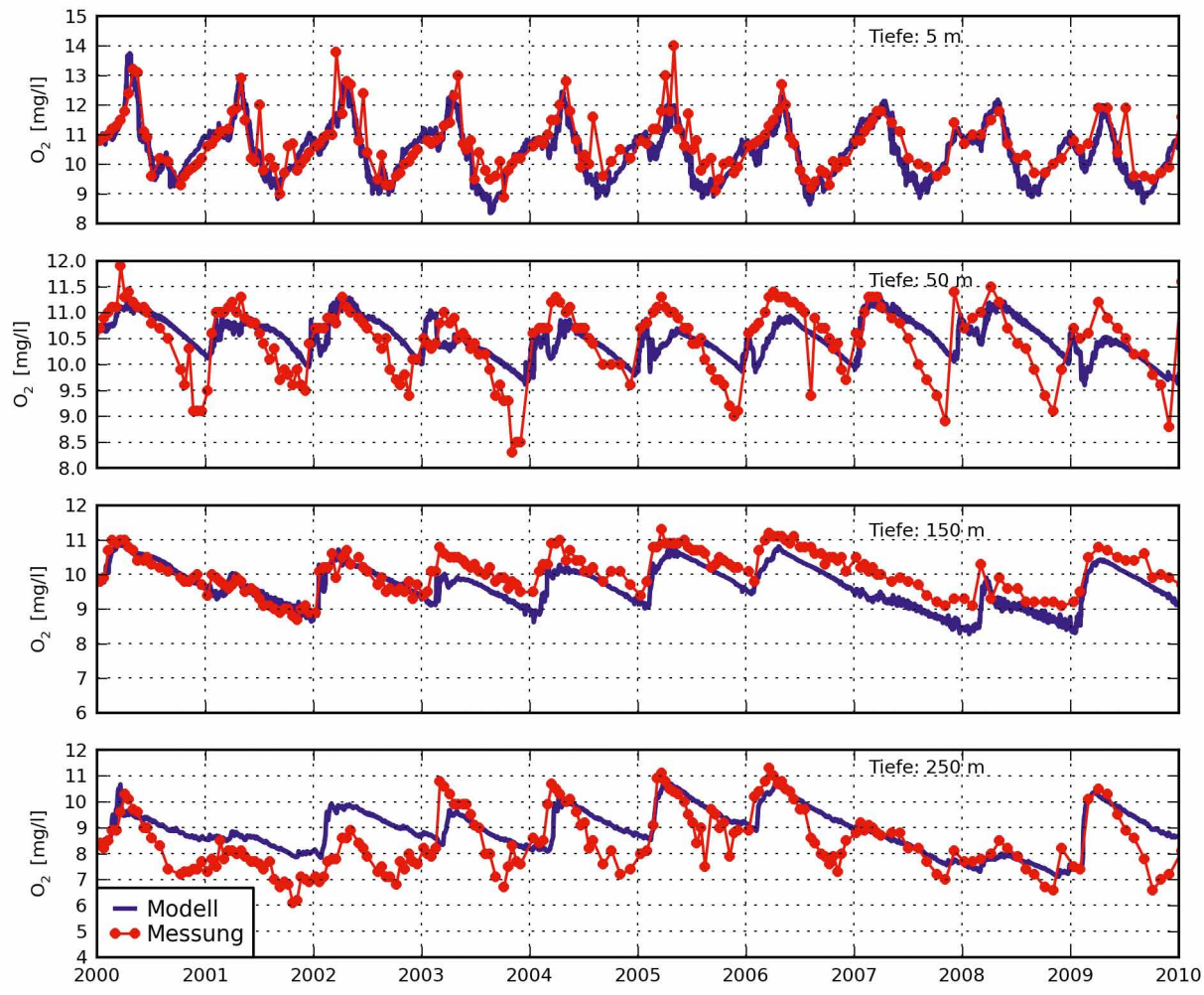


Abb. 72: Vergleich der gemessenen und mit dem ökologischen Modell berechneten O_2-Konzentrationen in verschiedenen Tiefen (Quelle Messdaten: IGKB).

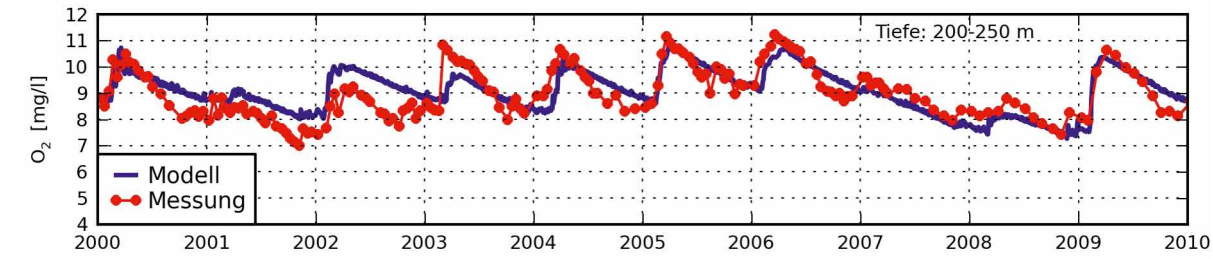


Abb. 73: Vergleich der gemessenen und mit dem ökologischen Modell berechneten O_2-Konzentrationen, tiefengemittelt von 200 – 250 m.

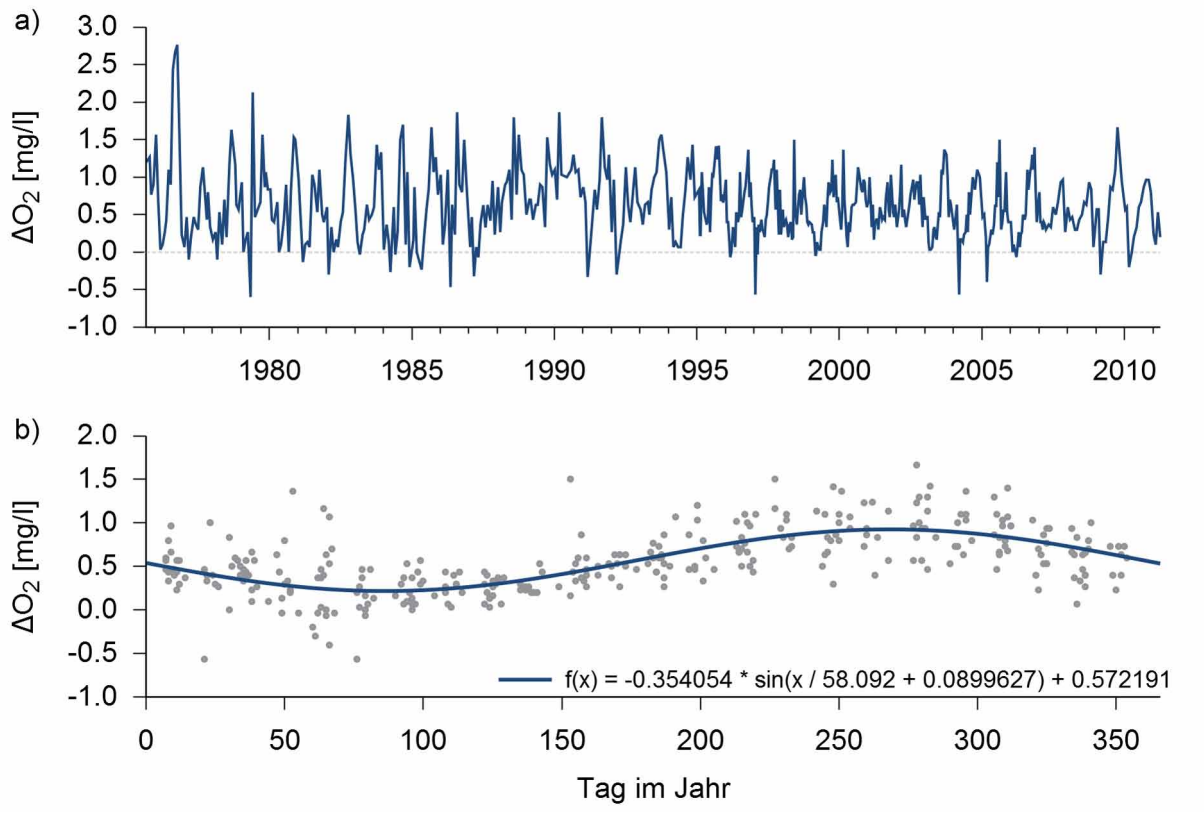


Abb. 74: Differenz zwischen den tiefengemittelten (200 – 250 m) und den in rund 250 m Tiefe (etwa 1 m über Seegrund) erhobenen Messwerten der Sauerstoffkonzentration a) im Zeitraum von 1975 bis 2011 und b) im Jahresverlauf mit angepasster Funktion (Daten von 1995 bis 2011).

Klimaszenarien

In den Szenariensimulationen zur Klimaerwärmung geht die Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser tendenziell zurück. Dies hat zwei Gründe: Erstens werden die Durchmischungsereignisse, bei denen sauerstoffreiches Wasser von der Oberfläche in die Tiefe gelangen kann, seltener, und zweitens finden die Durchmischungen teilweise bei höheren Wassertemperaturen statt. Da die Sättigungskonzentration von Sauerstoff in Wasser bei höheren Temperaturen geringer ist als bei tiefen Temperaturen, ist damit auch während einer Vollzirkulation die Sauerstoffkonzentration geringer. Während heute die Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser während einer Vollzirkulation auf etwa 11 mg/l ansteigt, erreicht sie gegen Ende der Szenariensimulationen, also im Zeitraum 2075 – 2085, häufig nur noch Werte von etwa 9 – 10 mg/l. Deutlich größer ist jedoch der Einfluss der Durchmischungsereignisse.

Längere Zeiträume ohne vollständige Durchmischung bedeuten längere Zeiträume der Sauerstoffzehrung im Tiefenwasser. Abb. 75 zeigt exemplarisch den Verlauf der Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser an der Seesohle (Abschätzung für etwa 250 m) für die beiden Klimaszenarien avg1 und hr2 mit veränderter Variabilität (vgl. Kap. 4.2.5). Im Szenario avg1 werden 1 m über der Seesohle in rund 250 m Tiefe Minimalwerte von knapp über 4 mg/l erreicht. Das Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität führt im Vergleich zu allen Szenarien zu den geringsten Sauerstoffwerten nach 2050. Durch das häufige Ausbleiben der Vollzirkulation erreicht die Sauerstoffkonzentration am Seeboden Werte von 2 bis 4 mg/l. Für dieses Szenario sind in Abb. 76 die Sauerstoffkonzentrationen im Profil Bodensee-Obersee dargestellt. Hier sind die Zeiträume mit ausbleibender Durchmischung und geringen Sauerstoffkonzentrationen im Hypolimnion deutlich zu erkennen.

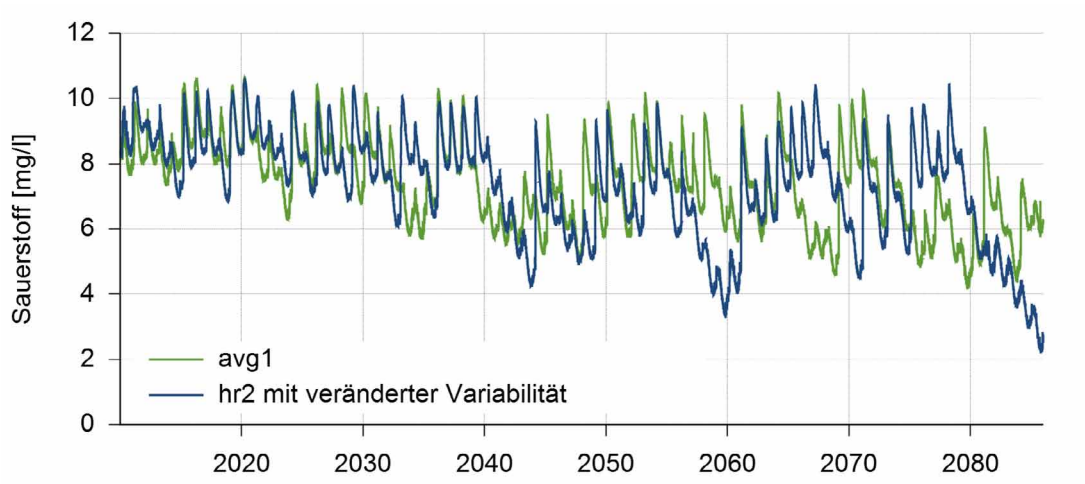


Abb. 75: Sauerstoffkonzentration bei der Seemitte des Bodensee-Obersees in rund 250 m (Abschätzung, etwa 1 m über Seegrund) bei den Klimaszenarien avg 1 und hr2 mit veränderter Variabilität.

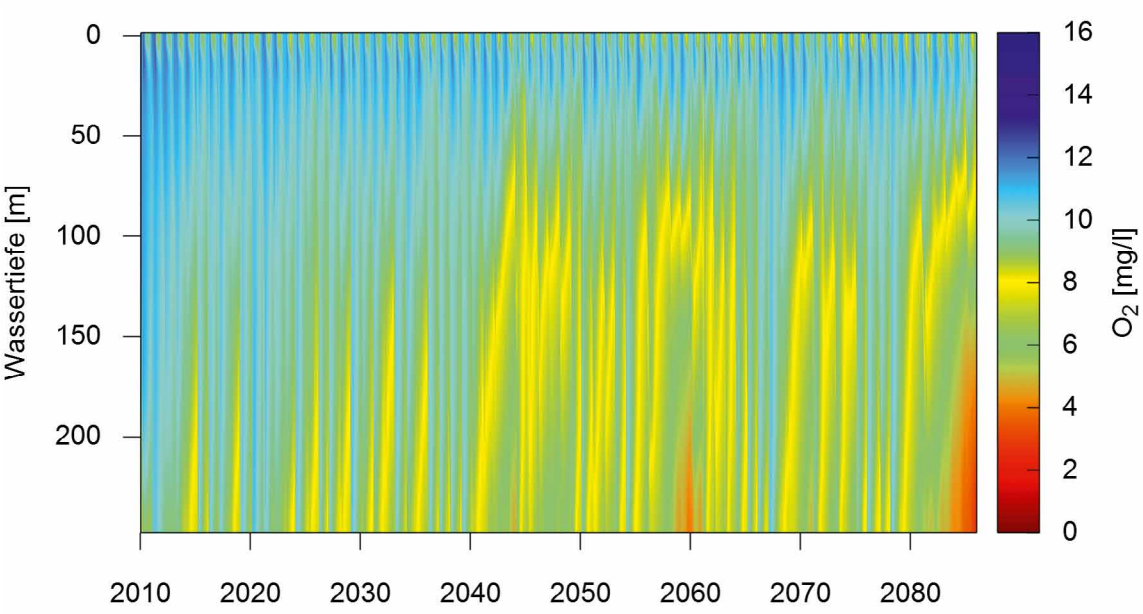


Abb. 76: Berechnete Sauerstoffkonzentrationen im Profil Seemitte Bodensee-Obersee beim Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität.

Szenarien mit erhöhtem P-Input

Um den Einfluss eines erhöhten Phosphoreintrags auf die Verhältnisse im See zu untersuchen, wurden die Klimasimulationen zusätzlich mit höherem Phosphateintrag durchgeführt. Dieser wurde so erhöht, dass sich im See eine mittlere Orthophosphatphosphorkonzentration von ca. 6 bis 10 µg/l einstellt (vgl. Kap. 4.3.4). Alle übrigen Parameter und Eingangsdaten wurden nicht verändert. Die höheren Phosphatkonzentrationen im See üben indirekt einen Einfluss auf die Sauerstoffkonzentrationen aus.

Durch die erhöhte Primärproduktion und die damit verbundene Photosynthese steigt zum einen zeitweise die Sauerstoffkonzentration im Epilimnion an. Zum anderen führen Atmungs- und Abbauprozesse des Phytoplanktons zu einem verstärkten Sauerstoffverbrauch. Dies wirkt sich insbesondere auf die Konzentrationen im Tiefenwasser aus. Die Sauerstoffmittelwerte in rund 250 m sinken im Vergleich zum Szenario mit unverändertem Phosphoreintrag um ca. 1,5 mg/l ab (Abb. 77). Die Sauerstoffkonzentrationen in rund 250 m Tiefe wurden über die Funktion aus Abb. 74 ermittelt.

Entsprechend Abb. 74 ist davon auszugehen, dass die mit der Funktion beschriebene Differenz insbesondere in der Vergangenheit mit höheren Phosphorgehalten im See zeitweise deutlich größer war. Nach den Messwerten wurden bis zu 3 mg/l niedrigere Sauerstoffkonzentrationen an der Seesohle im Vergleich zur mittleren Sauerstoffkonzentration zwischen 200 und 250 m festgestellt. Für das Szenario mit erhöhtem Phosphoreintrag würde dies bedeuten, dass unter Berücksichtigung dieser Bandbreite bei klimatisch veränderten Verhältnissen sehr geringe Sauerstoffkonzentrationen auftreten können. Eine verstärkte Rücklösung von Phosphor wird deshalb wahrscheinlich, die wiederum die Primärproduktion steigert und zu einem weiteren Absinken der Sauerstoffwerte führt. In diesem Fall können sauerstofffreie Verhältnisse an der Seesohle erreicht werden.

Abb. 78 zeigt die Sauerstoffkonzentrationen im Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität im Profil Bodensee-Obersee. Auch hier lässt sich im Vergleich zur Situation mit unverändertem Phosphateintrag insbesondere im Hypolimnion eine deutlich Verringerung der Sauerstoffkonzentrationen ausmachen. Bei erhöhtem Phosphateintrag ist damit zu rechnen, dass sich ähnlich sauerstoffarme Verhältnisse wie in den 1970er-Jahren ergeben, die zu einer Phosphorrücklösung und damit weitergehenden Eutrophierung führen.

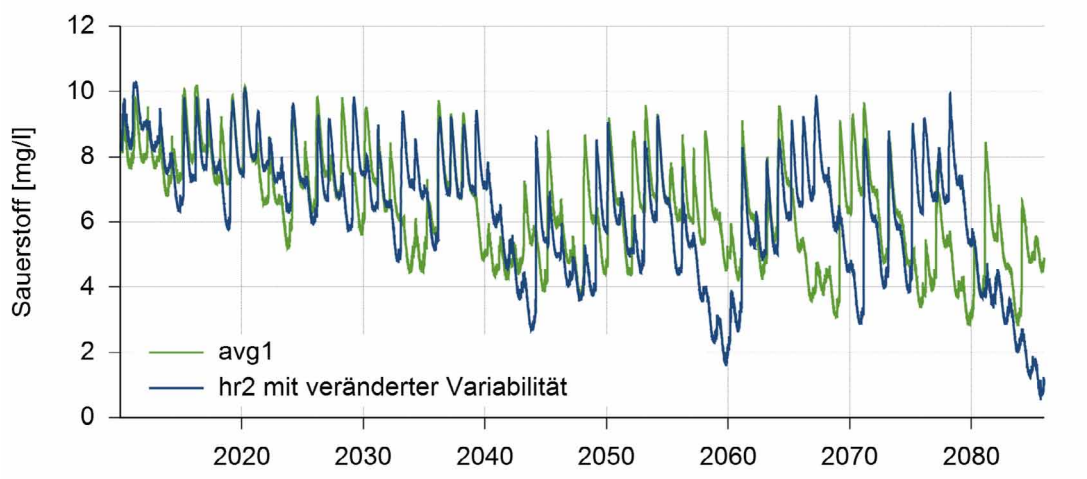


Abb. 77: Sauerstoffkonzentration bei der Seemitte des Bodensee-Obersees in rund 250 m (Abschätzung, etwa 1 m über Seegrund) mit erhöhtem Phosphateintrag bei den Klimaszenarien avg1 und hr2 mit veränderter Variabilität.

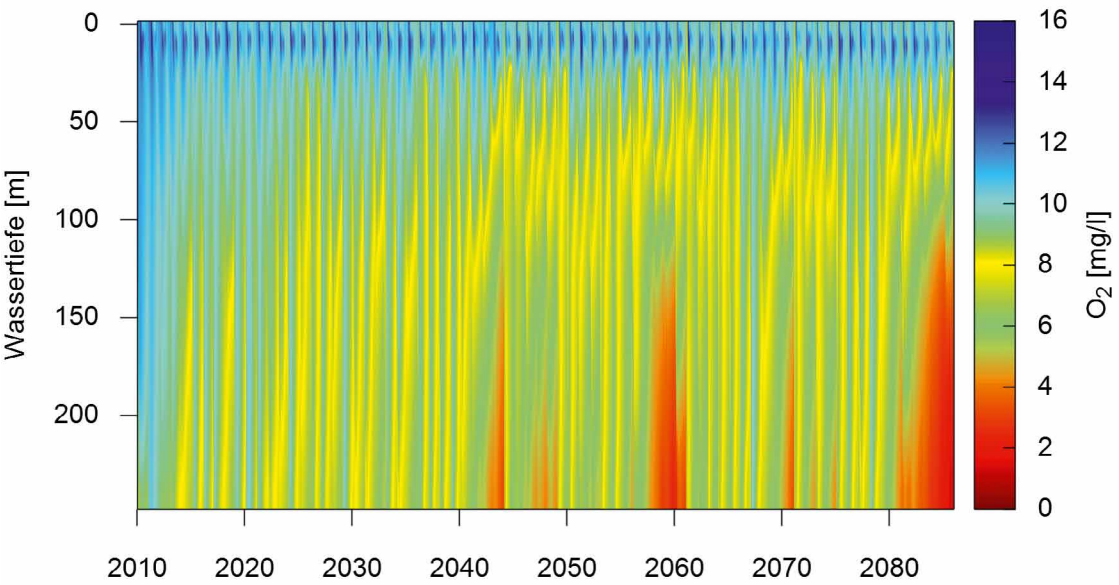


Abb. 78: Berechnete Sauerstoffkonzentrationen im Profil Seemitte Bodensee-Obersee beim Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität und erhöhtem Orthophosphateintrag.

4.3.4. Phosphat

Phosphor ist im Bodensee ein beschränkender Faktor für das Wachstum des Phytoplanktons und damit für die Produktivität im See. Pflanzenverfügbar ist er in erster Linie als Orthophosphatphosphor (PO_4-P).

Vergleich mit Messdaten 2000 – 2010

Abb. 79 vergleicht die gemessenen und berechneten PO_4-P-Konzentrationen in 5, 50, 150 und 250 m Tiefe. In den oberen Schichten zeigt die Konzentration einen deutlichen Jahresgang: Im Winter wird Phosphat aus den tieferen Schichten nach oben gemischt. Während der Schichtungsphase wird das Phosphat im Epilimnion von den Algen aufgenommen. Sohlnah in 250 m Tiefe ist es umgekehrt: Hier sinkt die Konzentration bei Durchmischungsereignissen und steigt während geschichteter Verhältnisse langsam wieder an.

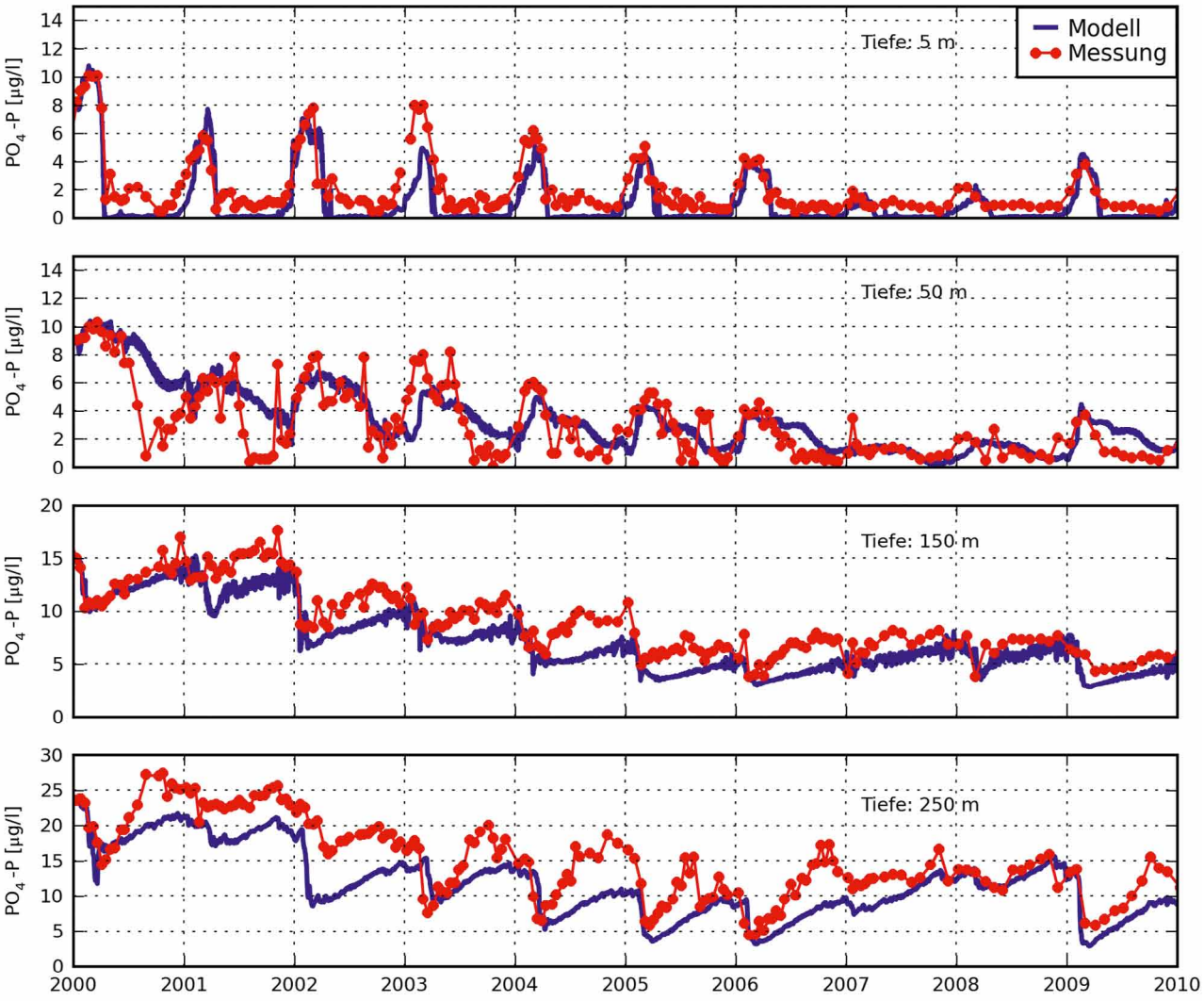


Abb. 79: Vergleich der berechneten und simulierten PO_4-P-Konzentrationen in verschiedenen Tiefen (Quelle Messdaten: IGKB).

Klimaszenarien

Eine winterliche Vollzirkulation bringt nicht nur sauerstoffreiches Wasser in die Tiefe, sondern auch nährstoffreiches Wasser an die Oberfläche. Folgen mehrere Winter ohne Vollzirkulation aufeinander, so geht die Phosphatkonzentration im Epilimnion zurück, während sich im Tiefenwasser Phosphat anreichert. Abb. 80 zeigt die PO_4-P-Konzentration im "Epilimnion" (hier: 0 – 20 m) und im "tiefen Hypolimnion" (hier: 200 – 250 m) der Klimasimulation im Zeitraum 2010 – 2075 bei Verwendung des Klimaszenarios hr2 mit veränderter Variabilität. Die Konzentrationen sind im Tiefenwasser fast durchweg höher als im Epilimnion. In Jahren mit vollständiger Durchmischung berühren sich die Linien. Bei den Konzentrationen im Hypolimnion ist ein ansteigender Trend zu beobachten, während im Epilimnion sich gegen Ende des Simulationszeitraums Jahre mit sehr geringen Konzentrationen häufen.

Szenarien mit erhöhtem P-Input

Da in dem Szenario mit erhöhtem P-Input das zusätzliche Phosphat über die Zuflüsse eingetragen wird und somit direkt ins Epilimnion gelangt, steht es für die Primärproduktion unmittelbar zur Verfügung und wird während der Frühjahr- und Sommermonate aufgenommen.

Ein erhöhter Phosphateintrag führt daher nicht zu einer entsprechend erhöhten Konzentration im See, sondern zu einem deutlich geringeren Anstieg. Abb. 81 zeigt den seeweiten Mittelwert der Phosphatkonzentration im Klimaszenario hr2 mit und ohne erhöhten Phosphoreintrag. Durch den erhöhten Eintrag kommt es im See innerhalb der ersten Jahre zu einem Anstieg der PO_4-P-Konzentrationen auf 6 bis 10 µg/l. Dies entspricht etwa den Verhältnissen im Jahr 2001 mit durchschnittlich etwa 7 µg/l PO_4-P und 12 µg/l Gesamtphosphor. Wie im Klimaszenario ohne erhöhten Eintrag steigt die PO_4-P Konzentration im weiteren Verlauf auf Grund der abnehmenden Durchmischungshäufigkeit noch etwas an, so dass die mittlere Konzentration zwischen 8 und 12 µg/l schwankt. Abb. 82 zeigt die berechnete Entwicklung der Konzentrationen im Epi- und Hypolimnion beim Szenario mit erhöhtem Phosphateintrag. Im Sommer gehen die Konzentrationen im Epilimnion wie beim Szenario ohne erhöhten Eintrag auf null zurück, im Winter steigen sie dagegen im Vergleich zur Situation mit unverändertem Phosphateintrag stärker an. Im Hypolimnion nehmen die Konzentrationen im Laufe der Zeit zu. Dies bedeutet, dass sich das zusätzlich eingetragene Phosphat hauptsächlich im Hypolimnion akkumuliert und damit langfristig nur bedingt dem Algenwachstum zur Verfügung steht.

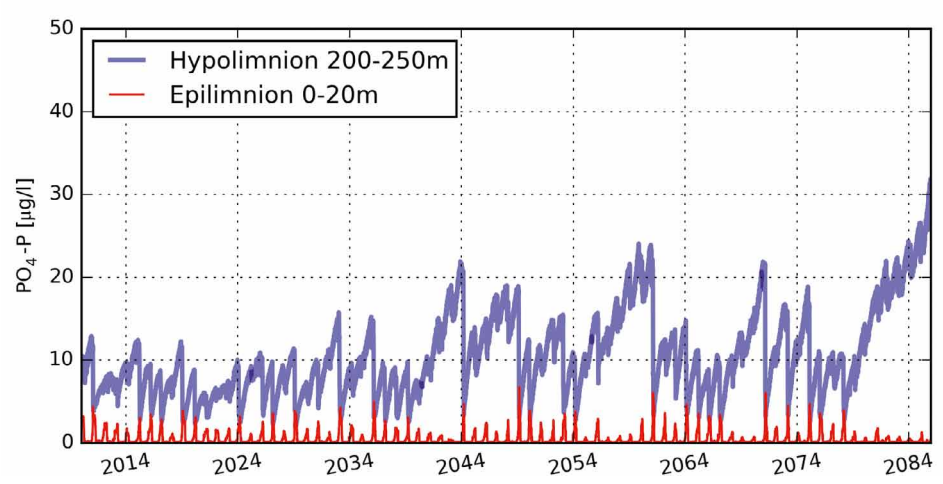


Abb. 80: Orthophosphatphosphorkonzentrationen bei der Seemitte des Bodensee-Obersees in Epilimnion und Hypolimnion im Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität.

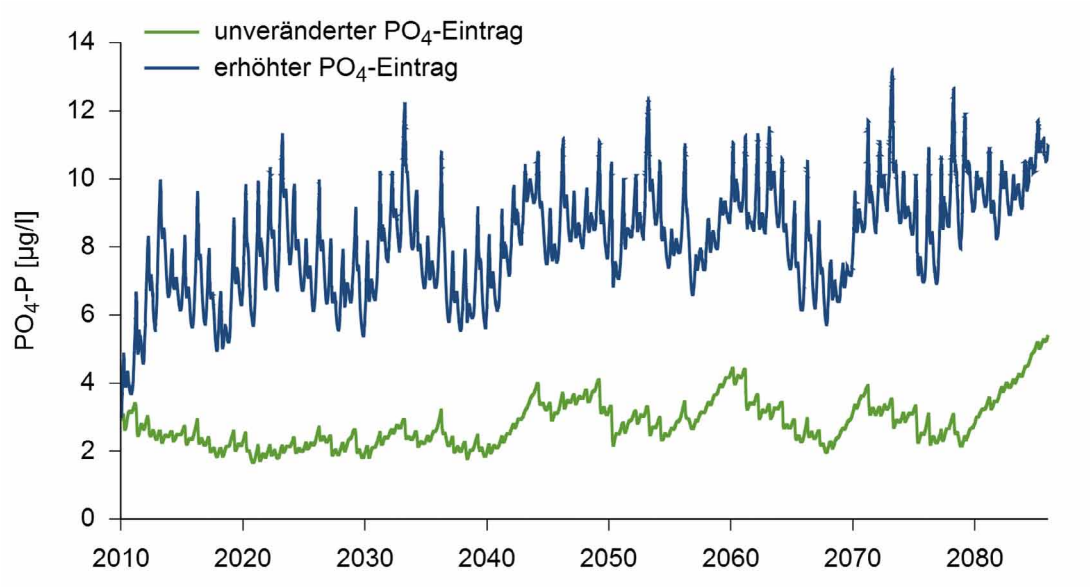


Abb. 81: Seeweite Mittelwerte der Orthophosphatphosphorkonzentration im Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität bei unverändertem und erhöhtem Phosphateintrag.

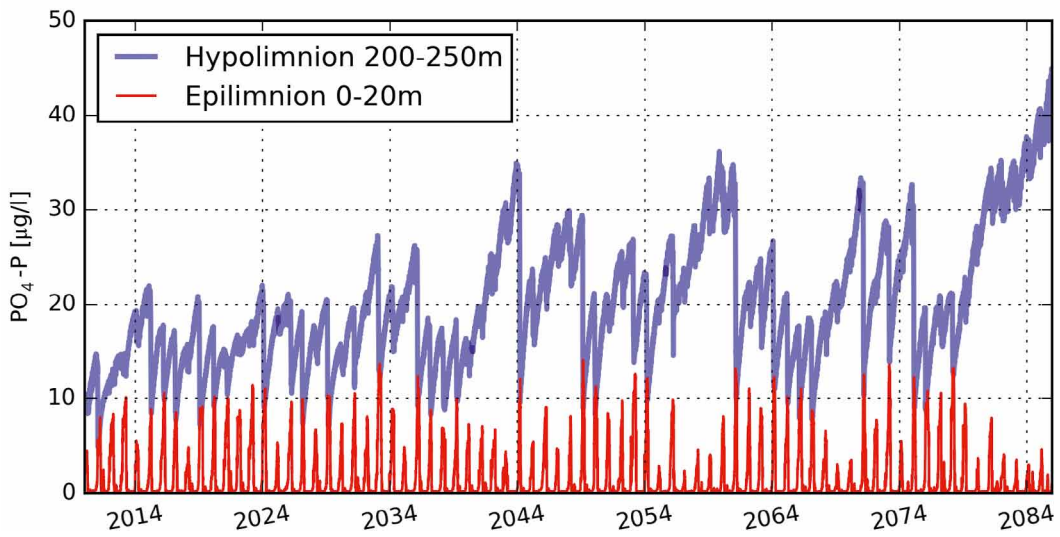


Abb. 82: Orthophosphatphosphorkonzentration bei der Seemitte des Bodensee-Obersees in Epilimnion und Hypolimnion im Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität und erhöhtem Phosphateintrag.

4.3.5. Nitrat

Stickstoff, der für die Pflanzen vor allem als Nitratstickstoff (NO_3-N) verfügbar ist, ist genauso wie Phosphor ein Nährstoff für das Wachstum des Phytoplanktons. Allerdings ist die Nitratkonzentration im Bodensee im Verhältnis zur Phosphatkonzentration so hoch, dass die Produktivität des Sees davon weitgehend unabhängig ist. Über die Prozesse Nitrifikation und Denitrifikation ist der Stickstoffkreislauf und damit die Nitratkonzentration mit der Sauerstoffzehrung und konzentration verknüpft.

Vergleich mit Messdaten 2000 – 2010

Abb. 83 zeigt die gemessene und berechnete Nitratkonzentration in verschiedenen Tiefen. Die Nitratkonzentration in 5 m Tiefe hat einen deutlichen Jahresgang, da beim Algenwachstum Nitrat verbraucht wird. Weiter unten ist die Nitratkonzentration das ganze Jahr relativ konstant. Die gemessenen NO_3-N-Konzentrationen zeigen keinen Trend. Sie betragen über den gesamten Simulationszeitraum etwa 1000 µg/l.

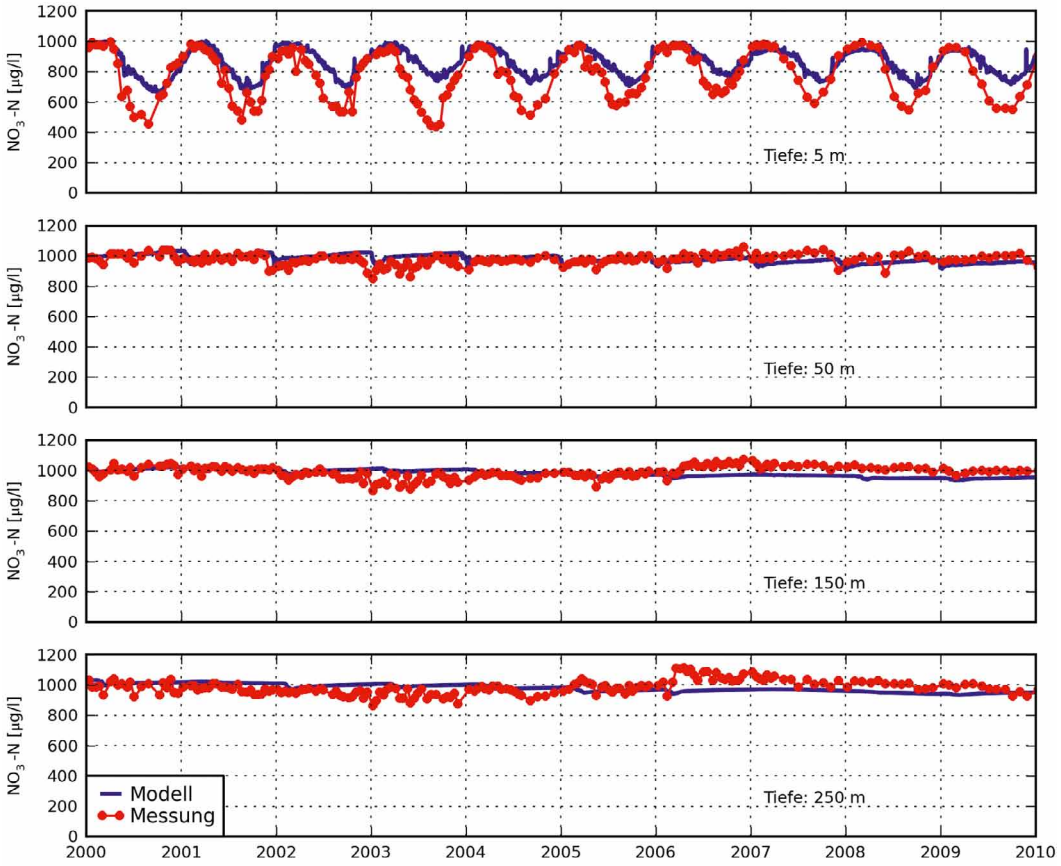


Abb. 83: Vergleich der berechneten und simulierten NO_3-N-Konzentrationen in verschiedenen Tiefen (Quelle Messdaten: IGKB).

4.3.6. Phytoplankton

Das Phytoplankton beginnt jeweils mit einsetzender Schichtung zu wachsen. Dabei spielen natürlich die im Epilimnion vorhandenen Nährstoffe eine wichtige Rolle. Hat die winterliche Durchmischung für ausreichend Nährstoffe insbesondere Phosphat im Epilimnion geführt, dann ist auch mit einer verstärkten Primärproduktion zu rechnen. Bei über den Winter anhaltender Schichtung wird das Algenwachstum früher gehemmt als bei vorangegangener Vollzirkulation.

Vergleich mit Messdaten 2000 – 2010

Zu Beginn der Simulation erreicht die maximale Chlorophyll-a-Konzentration in den obersten 20 m in Messung und Simulation maximal Werte von 12 µg/l (Abb. 84). Aufgrund der abnehmenden PO_4-Konzentrationen im Epilimnion nehmen auch die Phytoplanktonkonzentration im betrachteten Zeitraum von 2000 - 2010 tendenziell ab. Die Fruhjahrsalgenblüte erreicht im Modell jeweils realistische Werte, wohingegen die Konzentrationen im Sommer fast durchgehend unterschätzt werden.

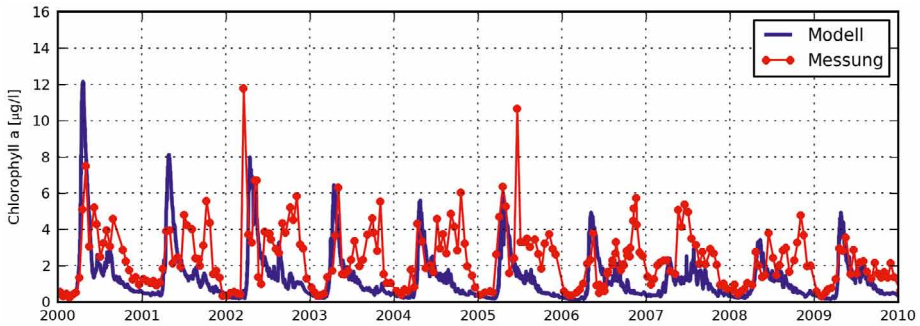


Abb. 84:

Vergleich der berechneten und simulierten Chlorophyll-a-Konzentrationen in 0-20m Tiefe (Quelle Messdaten: IGKB).

Klimaszenarien

Abb. 85 zeigt die Chlorophyll-a-Konzentrationen der Klimasimulation im Zeitraum 2010 – 2075 bei Verwendung des Klimaszenarios hr2 mit veränderter Variabilität. Den Jahren mit vollständiger Durchmischung im Winter folgt oft eine besonders hohe Algenkonzentration im Frühjahr, da dann die PO_4-Konzentrationen im Epilimnion höher sind. Aufgrund der längeren Perioden ohne Vollzirkulation und der damit verbundenen, niedrigen PO_4-Konzentrationen kommt es in Zukunft verstärkt zu Jahren mit sehr geringem Wachstum des Phytoplanktons. Dies ist z. B. in den Zeiträumen von 2065 – 2068 und von 2072 – 2077 in der in Abb. 85 gezeigten Klimasimulation der Fall.

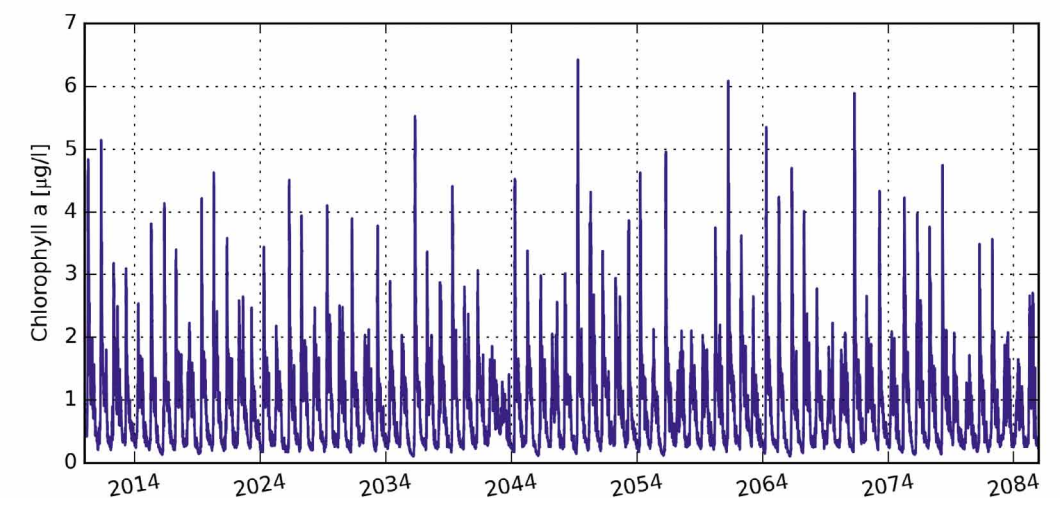


Abb. 85: Chlorophyll-a-Konzentration bei der Seemitte des Bodensee-Obersees in 0 – 20 m Tiefe beim Klimaszenario hr2 mit veränderter Variabilität.

4.3.7. Einfluss von Neozoen auf das Phytoplankton am Beispiel der Dreikantmuschel Dreissena

Neu eingewanderte Tierarten (Neozoen) können das Ökosystem von Seen nachhaltig beeinflussen, wie das Beispiel der in den 1960er Jahren eingewanderten Dreissena zeigt. Es wird erwartet, dass die klimatischen Veränderungen die Ausbreitung von Neozoen begünstigen. Mit einem Anstieg der Wassertemperaturen steigt auch die Wahrscheinlichkeit, dass sich wärmeliebende Neozoen im Bodensee vermehren können. Außerdem vergrößert sich damit auch das potentielle Herkunftsgebiet, aus dem ausbreitungsfähige Neozoen eingeschleppt werden können (Ostendorp et al., 2007). Um einen möglichen Einfluss von Neozoen auf die Lebensbedingungen im See abschätzen zu können, wurde am Beispiel der Dreissena in Simulationen in verschiedenen Szenarien der Fraßdruck auf das Phytoplankton untersucht.

Die Dreikantmuschel (Dreissena polymorpha), auch Zebramuschel genannt, kommt ursprünglich aus dem Kaspischen Meer und dem Aralsee. Im Bodensee wurde sie als invasive Art zuerst Mitte der 1960er Jahre gefunden.

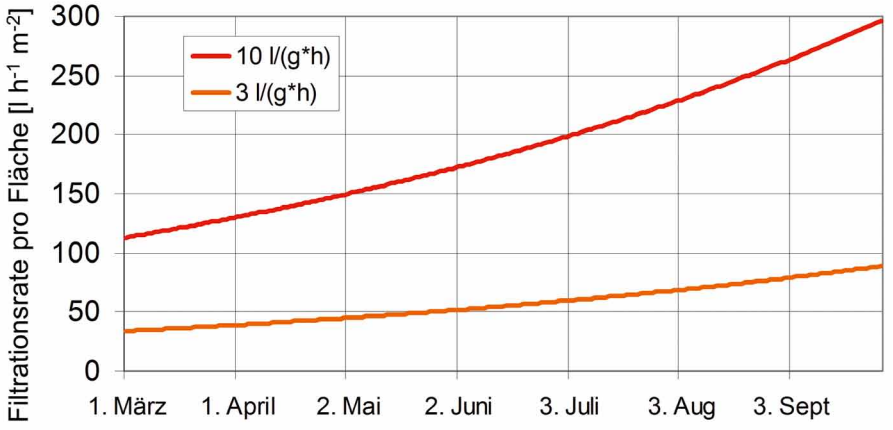


Abb. 86: Angenommene Filtrationsraten pro m² der Dreissena-Muscheln.

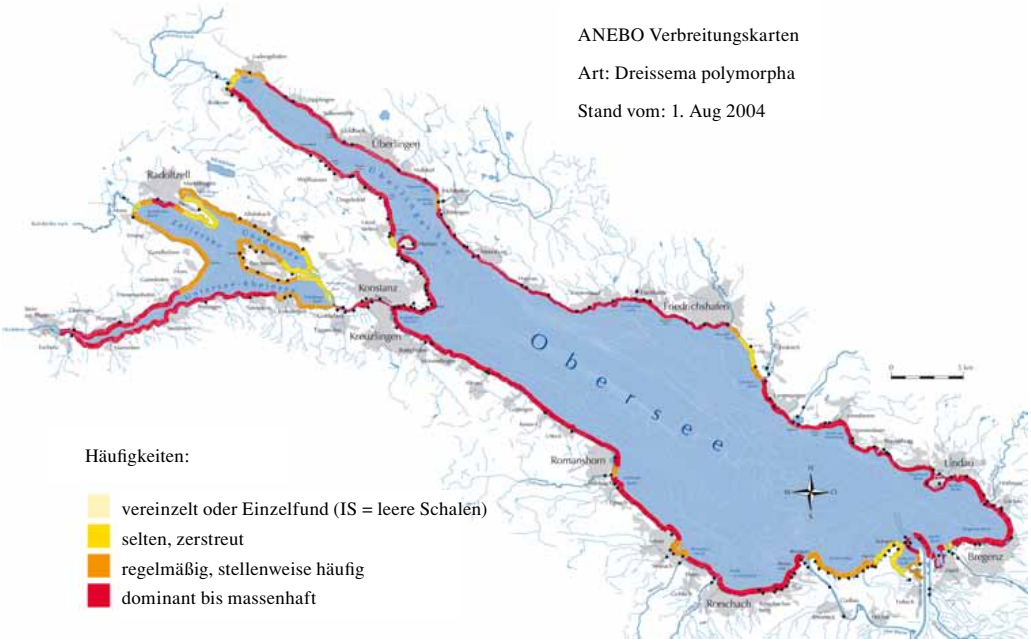


Abb. 87: Verbreitung der Dreikantmuschel am Bodensee 2004
(Quelle: INTERREG-Projekt ANEBO – Aquatische Neozoen im Bodensee).

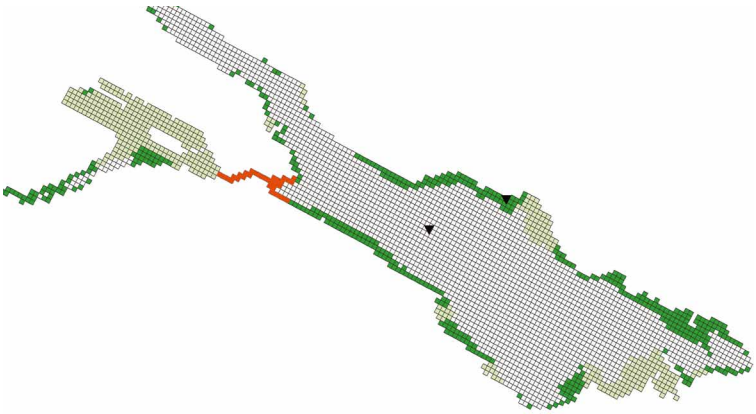


Abb. 88: Verwendetes Modellnetz. Modellzellen mit weniger als 30 m Wassertiefe sind grün dargestellt, wobei die dunkelgrünen Bereiche dominante bis massenhafte Vorkommen der Dreissena kennzeichnen. Der rote Bereich wurde nicht berücksichtigt. Die Dreiecke markieren die Lage der Profile in Seemitte und der Friedrichshafener Bucht.

Inzwischen ist sie entlang der gesamten Uferlinie teilweise massenhaft anzutreffen. Die Verbreitung der Art im Bodensee wurde im Rahmen des Interreg-Projekts ANEBO (Aquatische Neozoen im Bodensee: LfU, 2005) kartiert und ist in Abb. 86 dargestellt. Da die Muschel feste Substrate bevorzugt, ist sie in ausgeprägten Flachwasserzonen mit typischerweise sandigen Böden eher in geringerer Konzentration zu finden.

Die Muscheln sind am Substrat angeheftet und gewinnen ihre Nahrung durch Filtration des Seewassers. Auf diese Weise verlagern sie organisches Material und Nährstoffe aus dem Freiwasser ins Benthos.

Die Dreikantmuschel ist eine Nahrungsquelle für verschiedene Wasservögel (Tafelenten, Blesshühner, Reiherenten). Die Vögel überwintern am Bodensee und dezimieren in dieser Zeit die Muschelbestände beträchtlich. Damit wird ein Teil der von den Muscheln fixierten Nährstoffe dem Ökosystem See entzogen.

Anhand von Simulationsrechnungen soll aufgezeigt werden, welchen Einfluss die Bestände der Dreikantmuschel auf die Nährstoffe und das Phytoplankton im See ausüben. Dazu wurde der Zeitraum eines Sommerhalbjahres von März bis September mit dem Seenmodell nachgebildet. Die meteorologischen und hydrologischen Randbedingungen stammen von Messdaten. Um die Aktivität der Dreikantmuschel im Modell abzubilden, wurde ein Abbau der Konzentrationen an Phytoplankton und organischem Material in den Bereichen mit Muschelbeständen mit Hilfe einer definierten Abbaurate berücksichtigt. Diese Abbaurate hängt von der Individuendichte ab und wurde aus Untersuchungen zur Wachstumsrate der Muscheln im Sommerhalbjahr abgeleitet, die im Rahmen des Sonderforschungsbereiches SFB 454 des Limnologischen Instituts der Universität Konstanz erhoben wurden. Darüber hinaus fließt in die Abbaurate die Filtrationsrate pro Muschelbiomasse ein (Kryger & Riisgard, 1988). Da hier die Abschätzungen etwas auseinander gehen, wurden zwei Filtrationsraten bestimmt: eine konservative Schätzung mit 3 Liter pro Muscheltrockengewicht pro Stunde und eine Maximalschätzung mit 10 l/(g·h). Zusammen mit der Abundanz kann so eine Filtrationsrate pro Fläche bestimmt werden (Abb. 86), aus der ein Faktor ermittelt wird, um den sich die Konzentration an Phytoplankton und partikulärem organischem Material reduziert.

Zwei Szenarien mit unterschiedlichen Bereichen mit Muschelvorkommen wurden definiert. Im ersten Szenario wurde für alle Modellzellen bis zu 30 m Wassertiefe ein Muschelvorkommen angenommen (Szenario „seeweit“, Abb. 88 hellgrüner und dunkelgrüner Bereich) und im zweiten nur in den Bereichen, die in der ANEBO-Kartierung (Abb. 87) als „dominant bis massenhaft“ klassifiziert sind (Szenario „anebo“, Abb. 88 dunkelgrüner Bereich). Kombiniert mit den zwei verschiedenen Filtrationsraten ergeben sich so vier Simulationen.

In den Simulationen mit Berücksichtigung der Muscheln ist die Chlorophyll-a-Konzentration meist geringer und das Maximum der Frühjahrsblüte tritt etwas später auf (Abb. 89). Dadurch tritt auch die nachfolgende Klarwasserphase etwas später ein, weshalb Ende Mai bis Anfang Juni die Chlorophyll-a-Konzentrationen in den Simulationen mit Muscheln etwas höher liegen. Am Profil Seemitte sind die Unterschiede der einzelnen Szenarien generell etwas geringer als beim seeweiten Mittelwert. Am Profil Friedrichshafener Bucht sind die Unterschiede am deutlichsten, da hier in den seeweit-Simulationen lokal der Einfluss der Muscheln sehr groß ist. Im Mittel über den gesamten Simulationszeitraum reduzieren die Muscheln in den verschiedenen Simulationen die Phytoplanktonkonzentration im gesamten Epilimnion um 7 bis 29 %. Am Profil Seemitte, in großer Entfernung von den Ufergebieten mit Muscheln, beträgt die Reduktion nur maximal 5 %. In der Friedrichshafener Bucht dagegen werden die Algen im Szenario „seeweit 10l“ um 65 % dezimiert.

Abb. 90 zeigt die Ergebnisse der vier Dreissena-Simulationen im Vergleich zur Simulation ohne Muscheln, also die durch die Muscheln verursachte Reduktion der Algen, im Mittelwert über den gesamten Zeitraum. Der Abbau ist am stärksten im Epilimnion und in der Nähe des Ufers.

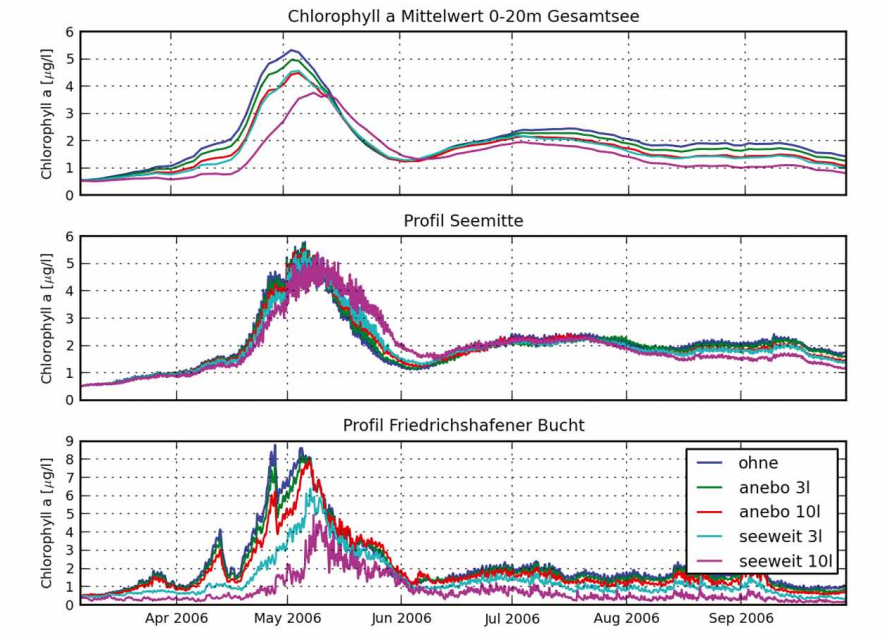


Abb. 89: Chlorophyll-a-Konzentrationen im Epilimnion (Mittelwert 0 – 20 m).
Oben: gemittelt über den gesamten See; Mitte: Profil Seemitte; unten: Friedrichshafener Bucht.

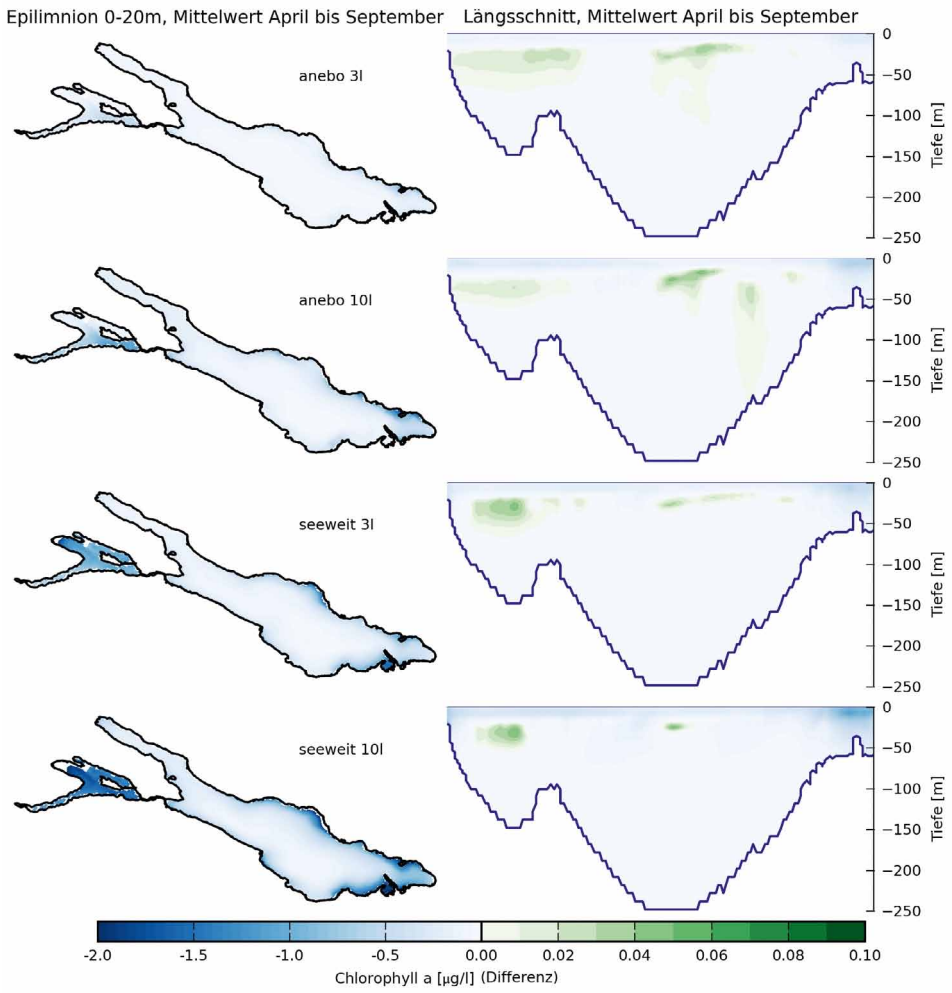
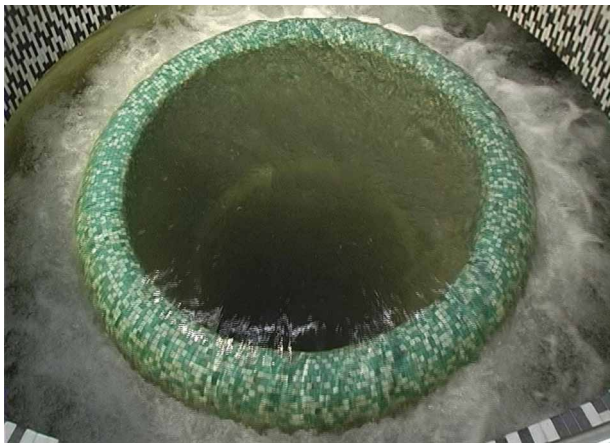


Abb. 90: Veränderung der Chlorophyll-a-Konzentration durch Dreissena-Muscheln, gemittelt für die Monate April bis September über den gesamten Simulationszeitraum. Linke Spalte: Mittelwert 0 – 20 m.
Rechte Spalte: Längsschnitt Ludwigshafen-Bregenz.

5. Risikobewertung klimatischer Einflüsse auf die Trinkwasserversorgung aus dem Bodensee

5.1. Ziele der Literaturstudie



Quelltopf im Wasserwerk Konstanz.

Mit der im Rahmen von KlimBo erarbeiteten Literaturstudie „Risikobewertung klimatischer Einflüsse auf die Trinkwasserversorgung aus dem Bodensee“ (Schick et al., 2013) sollen aus Sicht der Trinkwasserversorgung diejenigen Auswirkungen und Folgen analysiert werden, die sich aus den zu erwartenden klimatischen Veränderungen ergeben. Am Beispiel der Seewasserwerke wurden vor allem

- kritische Punkte und Wissensdefizite identifiziert,
- im Sinne einer Vulnerabilitätsabschätzung und Risikobewertung die relevanten Störgrößen im System „Trinkwasserversorgung und Klimawandel“ konkretisiert, priorisiert und beurteilt sowie
- integrale Handlungsoptionen und Anpassungsmaßnahmen im Hinblick auf die Belange in der Wertschöpfungskette der Gewinnung, Aufbereitung und Verteilung sowie Speicherung erarbeitet.

Aufgrund der Vielzahl an Einflussgrößen und deren gegenseitigne Wechselwirkungen ist jedoch eine szenarienbasierte Ableitung von Prognosen nur unter großen Unwägbarkeiten und Unsicherheiten möglich. Die skizzierten Überlegungen und Schlussfolgerungen sind daher als Entscheidungs- und Orientierungshilfen anzusehen, die aus heutiger Sicht plausibel erscheinen. Ferner können sie als Diskussionsgrundlage in Form von Denkanstößen dazu beitragen, die betroffenen Entscheidungsträger verstärkt für das Thema Klimaveränderung zu sensibilisieren, sowie die Bereitschaft wecken, die bisherige Sicht- und Verhaltensweise ergebnisoffen zu hinterfragen.

5.2. Mögliche Folgen des Klimawandels für Wasserversorgungsunternehmen

Neben den unmittelbaren Auswirkungen und Einflüssen der Klimaveränderung auf die Umwelt und damit auch auf den Bodensee und seine Kompartimente resultieren auch direkt und indirekt nachweisbare Sekundärfolgen, die speziell für die Wasserversorgungsunternehmen zu berücksichtigen sind. Dazu gehören:

- Unter Berücksichtigung der räumlichen Bodensee-Kompartimente, den jahreszeitlich schwankenden Umweltbedingungen sowie den komplexen seeinternen Strömungsvorgängen ist eine klimabedingte Änderung der Beschaffenheit des Bodenseewassers im Entnahmebereich der Seewasserwerke in 40 bis 60 m Tiefe nicht auszuschließen.

- Treffen die zu erwartenden Klimaprojektionen bezüglich der Wasserbilanz zu, sind unter Berücksichtigung der Speicherkapazität des Bodensees keine Einschränkungen für die Seewasserwerke hinsichtlich des Wasserangebotes zu erwarten.

- Das langjährige Wasserangebot im betrachteten Trinkwasserversorgungsgebiet hängt vor allem von den regionalen und örtlichen verfügbaren Wasservorkommen und den saisonalen Einflüssen ab. Es scheint, dass in Abhängigkeit der sich teilweise kleinräumig auswirkenden Wasserbilanzgrößen und örtlicher Verhältnisse im Trinkwasserversorgungsgebiet des Bodensees Grund- und Quellwasser weiterhin in ähnlichem Ausmaß wie heute zur Verfügung steht oder lediglich mit moderaten Veränderungen zu rechnen ist.

- Der zukünftige Bedarf an Trinkwasser ist nicht allein von klimarelevanten Faktoren abhängig, vielmehr sind bei einer Abschätzung der Abgabemenge auch sogenannte Wandelprozesse und äußere Einflussfaktoren wie verbraucherspezifisches Verhalten, Demographie, industrielle/wirtschaftliche Entwicklungen, konkurrierende Wassernutzungen, technologische Fortschritte, Innovationen, institutionelle und politische Vorgaben sowie Preisentwicklungen zu berücksichtigen.

- Obwohl die Vorhersagen über die in den nächsten Jahrzehnten zur Verfügung zu stellenden Trinkwassermengen nur unter Vorbehalt abgeleitet werden können, deuten alle derzeit vorliegenden Hinweise darauf hin, dass die Wasserversorgungsunternehmen am Bodensee zukünftig eher mit rückläufigen mittleren Tagesabgabemengen – der Grundlast – und in verstärktem Maße mit nicht vorhersehbaren, temporär beschränkten, jedoch ausgeprägten Spitzenabgaben konfrontiert sind.

- Für die Wassergewinnung aus dem Bodensee ist vor allem zu beachten, dass sowohl Hochwasser- als auch Niedrigwasserstände bei den Seewasserwerken zu Betriebseinschränkungen von technischen und baulichen Anlagenteilen führen können.

- Welche Verfahrenskombinationen sowie Prozess- und Betriebsbedingungen in Zukunft anzuwenden sind, ist vorrangig von der Beschaffenheit des im Hypolimnion entnommenen Wassers abhängig. In diesem Zusammenhang könnten vor allem die bei Hochwasserereignissen resultierenden Einträge an partikulären und gelösten Wasserinhaltsstoffen, die zu erwartende Änderung der thermischen Schichtungs- bzw. Zirkulationsverhältnisse, die Veränderung des Artenspektrums an tierischen und pflanzlichen Organismen sowie die zunehmenden zivilisatorischen Einflüsse zu langfristigen Entwicklungen führen, die eine Anpassung und Optimierung der bewährten Aufbereitungsverfahren – Partikelabtrennung, Oxidation, Desinfektion – oder gar eine Ergänzung durch innovative Technologien wie Adsorption und Membranfiltration erforderlich machen.

- Vor diesem Hintergrund einer auch in Zukunft bedarfsgerechten Bereitstellung von Strom ist davon auszugehen, dass der Nutzungsdruck auf die im Einzugsgebiet des Bodensees vorhandenen Speicherkraftwerke weiterhin hoch sein wird. Daher ist auch in Zukunft mit einer entsprechenden Bewirtschaftung der Speicherbecken zu rechnen, die zumeist von Mai bis September durch eine Rückhaltung sowie im November bis Februar durch eine verstärkte Abgabe von Wasser und den damit verbundenen Auswirkungen wie tagesrhythmische Feststoffaufwirbelungen gekennzeichnet ist. In Niedrigwasserperioden kann es hingegen zu Einschränkungen und Leistungsminderungen bei thermischen Kraftwerken an Flüssen kommen, die auf die in den Wärmelastplänen festgeschriebenen Anforderungen der Kühlwasserentnahme zurückzuführen sind.

- Im Rahmen von sozio-ökologischen Überlegungen wird deutlich, dass die langfristige Änderung der Witterungsbedingungen auch Effekte auf die menschliche Gesundheit ausübt. So können beispielsweise Mitarbeiter als Folge von Unwettern direkt betroffen sein, etwa durch Unfälle und den Einsatz als Hilfskräfte. Länger anhaltende Wärmebelastungen über einige Tage, die durch extreme Hitze, hohe relative Luftfeuchtigkeit und geringe Windgeschwindigkeiten charakterisiert sind, können zu gesundheitlichen Beeinträchtigungen wie Flüssigkeitsmangel und Hitzeschlag führen. Nicht zuletzt ist bei sensiblen Menschen das Wohlbefinden bei Umgebungstemperaturen von über 26 °C und damit das Konzentrationsvermögen beeinträchtigt

- Die klimabedingten Änderungen ziehen auch ökonomische Folgen für die Wasserversorgungsunternehmen nach sich. Nicht nur die Seewasserwerke stehen daher zunehmend vor der Aufgabe, die Folgen extremer Wetterereignisse sowie die Auswirkungen der Klimaänderungen in ihren zukünftigen Entscheidungen zu berücksichtigen. Wegen ihrer längeren Umsetzungs- und Finanzierungsphase bedürfen dabei vor allem die investiven Maßnahmen einer frühzeitigen und sorgfältigen Planung. Ferner sind praktikable Ansätze erforderlich, mit denen offene Fragestellungen zur Priorisierung und Finanzierung der jeweiligen Anpassungsmaßnahmen ebenso wie Fragestellungen zur Preisgestaltung beantwortet werden können.

Risikobewertung der Trinkwasserversorgung

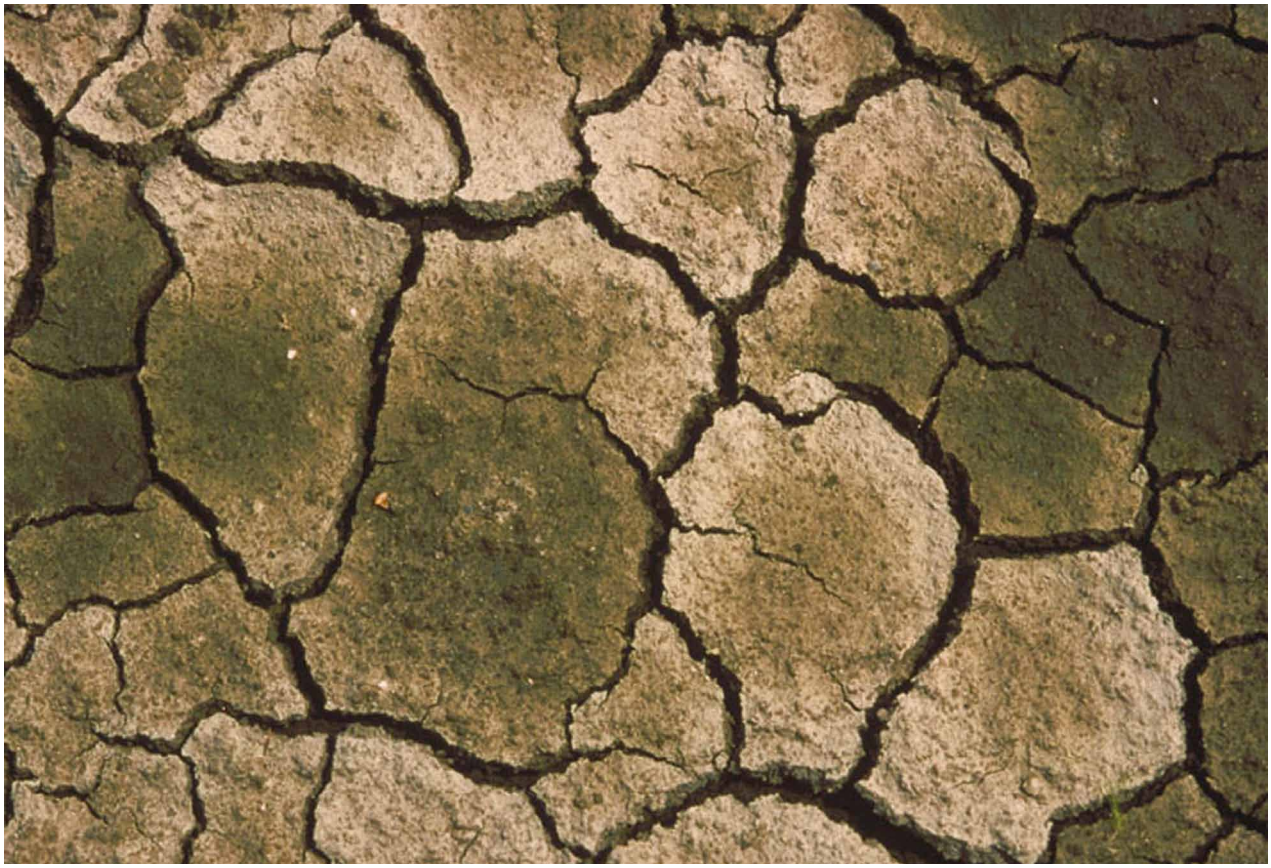
Wie die Ergebnisse der durchgeführten Systemanalyse zeigen, sind deutliche Einflüsse der klimabedingten Veränderungen auf die einzelnen Bereiche der Trinkwasserversorgung zu erkennen. Es liegen jedoch bislang keine Hinweise vor, die darauf hindeuten, dass durch die zu erwartenden Auswirkungen und Folgen des Klimawandels ein akuter und dringender Handlungsbedarf erforderlich wäre. Keine der „Schlüsselkomponenten“ innerhalb der Wertschöpfungskette „Trinkwasserversorgung“ ist im Sinne der Vulnerabilität bzw. des Risikos als kritisch einzustufen. Es ist davon auszugehen, dass neben der Wasserbeschaffenheit und den technischen Komponenten – Gewinnung, Aufbereitung, Verteilung und Speicherung von Trinkwasser sowie der Energieversorgung – auch sozio-ökonomische Belange auf anthropogene Wandelprozesse und klimabedingte Veränderungen teilweise empfindlich reagieren. In Einzelfällen sind unter anderem materielle Schäden in beträchtlichem Ausmaß nicht auszuschließen.

5.3. Handlungsoptionen und Anpassungsmaßnahmen

Seit der internationalen Anerkennung des globalen Klimawandels als grundlegende Herausforderung der Menschheit im Jahre 1990 steht die Erarbeitung von Maßnahmen zur Verringerung der deutlich sichtbaren Auswirkungen und Folgen innerhalb der Staatengemeinschaften zunehmend im Fokus. Als Teil der auf Vorsorge und Nachhaltigkeit ausgerichteten Umweltschutzprogramme stützt sich die Klimapolitik dabei auf zwei integrativ zu betrachtende Eckpunkte: einerseits die Prävention und aktive Verringerung der Treibhausgasemissionen (Mitigation) und andererseits die Anpassung (Adaptation). Dabei sind die Anpassungsstrategien als dynamische Prozesse anzulegen, die an aktuelle Veränderungen und damit an neue Anforderungen jederzeit flexibel angepasst werden können. Es erweist sich hierbei als vorteilhaft, am Vorsorgegrundsatz orientierte pragmatische Lösungsansätze zu verfolgen. Daher sollten sogenannte no- oder low-regret-Maßnahmen erarbeitet und umgesetzt werden, die unter Berücksichtigung ökonomischer, demographischer, technologischer und politischer Rahmenbedingungen auch dann einen Mehrwert aufweisen, wenn die prognostizierten Entwicklungen des zukünftigen Klimas nicht oder nur in geringerer Ausprägung mit den tatsächlichen Gegebenheiten übereinstimmen. Ferner können solche praktikablen Handlungsoptionen auch dazu beitragen, die durch zivilisatorische Einflüsse bedingte Vulnerabilität der betroffenen Komponenten in aquatischen Ökosystemen zu verringern.

Um über die bisherigen Anstrengungen am Bodensee hinaus die betroffenen Entscheidungsträger der Wasserwirtschaft und aller Wasserversorgungsunternehmen zu ermutigen, sich aktiv in die derzeit laufenden Diskussionen einzubringen, sind nachfolgend im Sinne von Orientierungshilfen Möglichkeiten aufgezeigt, die es erlauben sollen, Chancen und Systemresilienzen frühzeitig zu erkennen, den Vulnerabilitäten der betroffenen Komponenten

Risikobewertung der Trinkwasserversorgung

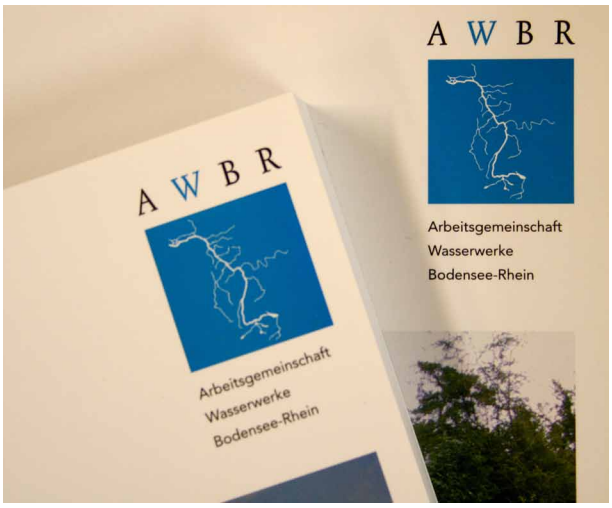


in aquatischen Ökosystemen entgegenzuwirken sowie den daraus resultierenden Klimarisiken und Folgeschäden durch verantwortungsvolle Planungen vorzubeugen.

Vorsorgender Gewässerschutz

Der vorsorgende Gewässerschutz und der nachhaltige Umgang mit der Ressource Wasser ist eine gesamtgesellschaftliche Aufgabe, zu der die Wasserwerke im Rahmen ihrer Verbands- und Gremienarbeit seit langem ihren Beitrag leisten. Es wird vorgeschlagen, unter Federführung der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) sowie des wissenschaftlichen Beirates der Arbeitsgemeinschaft Wasserwerke Bodensee-Rhein (AWBR) einen ständigen Projektkreis „Klima“ einzurichten.

Die im System Klimawandel und Trinkwasserversorgung resultierenden Wechselwirkungen sind äußerst komplex. Um beispielsweise frühzeitig auf mögliche Änderungen des biologischen und mikrobiologischen Artenspektrums, unerwünschte Stoffeinträge oder zunehmenden Schädlingsdruck agieren zu können, sind daher die zukünftigen Entwicklungen in den aquatischen Ökosystemen verstärkt zu beobachten, zu analysieren und zu beurteilen. Grundlage hierfür bilden zielgerichtete Monitoring-Programme, in denen der biologische, mikrobiologische und physikalisch-chemische Parameterumfang, die Untersuchungshäufigkeit



Quelltopf im Wasserwerk der Bodensee-Wasserversorgung.

sowie die Probenahmestellen den zukünftigen Anforderungen stets anzupassen sind.

Im Zuge des Klimawandels wird sich unter anderem der Anstieg der Wassertemperaturen im Bodensee verstärkt mit der Folge stabilerer Schichtungsverhältnisse, unzureichendem Tiefenwasseraustausch und abnehmender Sauerstoffkonzentration am Seegrund fortsetzen. Vor dem Hintergrund der bereits zu beobachtenden und der zu erwartenden Auswirkungen dürfen daher die erreichten Erfolge im Gewässerschutz nicht durch Initiativen gefährdet werden, die beispielsweise auf eine Erhöhung der Phosphatkonzentrationen im Bodensee drängen.

Aufgrund der zu erwartenden Zunahme der thermischen Nutzung des Bodenseewassers zu Kühl- und Heizzwecken (siehe Kap. 6) sind zwischen den Anrainerstaaten einheitliche Standards und Regelungen zum Wärmelastmanagement sowie der zulässigen Veränderungen im Einleitungsbereich sowie im Gesamtsystem aufzustellen und abzustimmen.

Qualitätssicherung – Überwachung der Wasserbeschaffenheit

In der Praxis der Trinkwasserversorgung hat die Qualitätssicherung seit jeher einen hohen Stellenwert eingenommen. Dabei stand und steht aus gesetzlicher Sicht die Überwachung des abgegebenen Trinkwassers im Vordergrund. Für Deutschland sind beispielsweise die aktuellen Anforderungen an die Beschaffenheit von Trinkwasser in der Trinkwasser-Verordnung (TrinkwV 2001, in der Fassung vom 5.12.2012) festgelegt. Um auch zukünftig unter den zu erwartenden Klimaentwicklungen und den zunehmenden wirtschaftlichen Zwängen eine einwandfreie hygienische Wasserbeschaffenheit gewährleisten zu können, wird jedoch eine darüber hinausgehende systematische Betrachtungsweise – ausgehend vom Rohwasser über die Gewinnung und Aufbereitung bis hin zur Verteilung und Speicherung – als zielführend erachtet. Daher wird empfohlen, die Qualitätssicherung nicht nur auf produktbezogene, sondern – wie in der schweizerischen Lebensmit-

telgesetzgebung vorgeschrieben und von vielen Wasserversorgern bereits praktiziert – verstärkt auf prozessorientierte Kontrollen im Sinne des HACCP-Konzeptes (Hazard Analysis and Critical Control Point) auszurichten. In enger und vertrauensvoller Zusammenarbeit mit der zuständigen Behörde können hiermit auch vor dem Hintergrund des Klimawandels Schwachstellen und kritische Punkte in allen Bereichen der Wasserversorgung frühzeitig identifiziert, im Sinne einer Gefährdungsanalyse bewertet und, falls erforderlich, geeignete Gegenmaßnahmen eingeleitet werden.

Zukünftiger Wasserbedarf

Im Zusammenhang mit der Abschätzung des künftigen Bedarfs an Trinkwasser sind entsprechende Prognosen und Trendanalysen zu erstellen, die neben den zukünftigen meteorologischen Entwicklungen auch die genannten Wandelprozesse berücksichtigen. Demzufolge sind bereits vorhandene Vorhersagemodelle weiterzuentwickeln bzw. die GIS-basierten Rohrnetzberechnungen an die zukünftigen Anforderungen einer bedarfsgerechten Auslastung des Speichervolumens anzupassen.

Insbesondere bei überregionalen Wasserversorgungsunternehmen sind in Zukunft erhöhte Spitzenabgaben bei gleichzeitig verringerter Grundlast zu erwarten. Individuelle Entscheidungen zur Anpassung der Versorgungsstrukturen an einen sich möglicherweise zeitlich und räumlich ändernden Trinkwasserbedarf sind sorgsam abzuwägen. Zum Beispiel steht einem aus hygienischen Gründen womöglich gebotenen Rückbau – etwa ein geringer Rohrquerschnitt – ein klimabedingtes ausreichend dimensioniertes Leitungssystem sowie die Vorhaltung ausreichender Speicherkapazitäten zum Beispiel in Form von Hochbehältern entgegen.

Versorgungssicherheit: Technische Belange der Gewinnung, Aufbereitung, Verteilung und Speicherung von Trinkwasser

Um Schäden an den Gewinnungsanlagen, Brunnen und Quellfassungen im Hinblick auf die erwartete Zunahme von Extremsituationen zu vermeiden oder wenigstens zu minimieren, sollten bestehende Hochwasservorhersagemodelle sowie bodensee- und zuflussspezifische Strömungs- und Grundwassermodelle – zum Beispiel BodenseeOnline – weiterentwickelt werden. Dabei sollten wasserwerksrelevante Parameter berücksichtigt werden und die Warn- und Alarmdienste dahingehend angepasst werden, dass die Wasserversorgungsunternehmen direkt in die Meldekette mit ein-gebunden werden.

Die geplanten Hochwasserschutzmaßnahmen im Alpenrheintal erfordern entsprechende Vorsorgestrategien bei den Seewasserwerken. Neben baulichen Maßnahmen wie der Errichtung von Schutzwällen gegen Überflutungen sowie den hochwasserdichten Ausbau gefährdeter Hochbauten, technischer Anlagen und Anfahrtswege ist es auch erforderlich, betriebliche und managementbasierte Prozessabläufe zu optimieren. Dazu zählen ein einzugsgebietsbezogenes Hochwassermanagement, eine länderübergreifende Hochwasservorhersage, die frühzeitige Information und Kontaktaufnahme zu Behörden, die Erarbeitung interner Anweisungen zum Verhalten bei Hochwasser sowie die Abstimmung mit externen Hilfskräften zur Schadensbegrenzung.

Hinsichtlich der Wassergewinnung sind geeignete Strategien und technische Lösungsansätze zu erarbeiten, um auch bei ungünstigen Verhältnissen wie zeitweisen Niedrigwasserständen, langfristig sinkendem Wasservordruck oder der Absenkung des Grundwasserspiegels im Trinkwasserversorgungsgebiet eine sichere und zuverlässige Wasserentnahme gewährleisten zu können. Um einer möglichen Begrenzung der Förderleistung sowie möglichen Kavitationserscheinungen entgegen wirken zu können, sind beispielsweise eine Verringerung des Abstandes

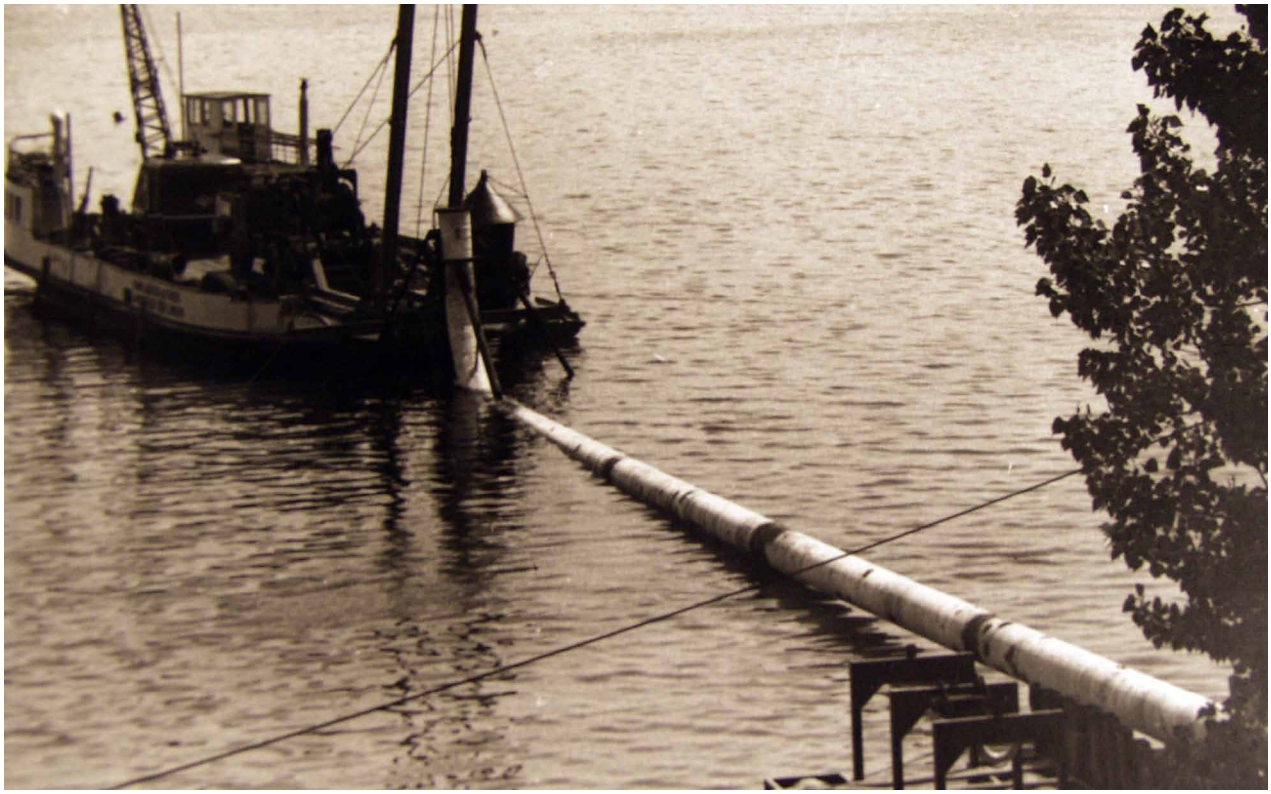
Altes Wasserwerk Konstanz.

zwischen der Pumpe und dem Wasserspiegel, eine Anpassung der Entnahmeleitungen bzw. der Pumpenschaufelräder oder zusätzliche Maßnahmen zur Drucksteigerung denkbar. Die Wasserentnahme kann möglicherweise auch dadurch beeinträchtigt werden, dass jederzeit und unabhängig vom Klimawandel bislang nicht heimische Organismen (Neozoen und Neophyten) in den Bodensee eingeschleppt werden können, deren Verhalten im Ökosystem Bodensee noch unbekannt ist – Stichwort Quagga-Muschel. In entsprechenden Forschungsprojekten sind daher ohne Zeitverzug weitergehende Erkenntnisse zu erarbeiten und regulatorisch wie auch technisch umsetzbare Präventionsmaßnahmen aufzuzeigen.

Bei den Seewasserwerken werden seit langem effiziente, gut aufeinander abgestimmte Aufbereitungsstufen eingesetzt, um sicherzustellen, dass ein hygienisch einwandfreies Trinkwasser abgegeben wird. Im Rahmen dieses Multi-Barrieren-Systems kommt neben den Desinfektionsmaßnahmen vor allem den Verfahren zur Abtrennung von Partikeln eine besondere Bedeutung zu. Da klimabedingt nicht vollständig auszuschließen ist, dass sich die Beschaffenheit des Bodenseewassers etwa im Hinblick auf mikrobiologische Auffälligkeiten, erhöhte Feststoffanteile und anthropogene Spurenstoffe ändert, können als mögliche Gegenmaßnahme die bewährten Aufbereitungsstufen optimiert werden. Dazu zählen die Anpassung der Betriebsbedingungen zur Filtration und Filterspülung oder der Zugabemenge von Flockungs- oder Desinfektionsmittel. Auch eine Ergänzung durch innovative Technologien wie Membranfiltration, Aktivkohle oder sogenannte advanced oxidation processes kann in Erwägung gezogen werden.

Um die Versorgungssicherheit aufrecht zu erhalten, sind alle relevanten technischen Anlagen zur Gewinnung und Aufbereitung möglichst redundant auszulegen. Das Verteilsystem ist auf eine entsprechende Vernetzung der Transportleitungen sowie auf Verbundmöglichkeiten für Notfälle auszurichten. Zusätzliche Sicherheit bietet ein zweites Standbein, also Lösungen mit mehreren Bezugsquellen.

Risikobewertung der Trinkwasserversorgung



Wasserrohrverlegung im letzten Jahrhundert.

Um Betriebsstörungen und Schäden an der Infrastruktur zu vermeiden oder wenigstens zu minimieren, sind langfristig die begonnenen Instandhaltungs-, Sanierungs- und Wartungskonzepte für alle technischen Anlagen sowie die Ersatz- und Ertüchtigungsmaßnahmen für alle Hochbauten fortzuführen. Dies betrifft alle Bereiche der Wasserversorgung:

- Bei der Wassergewinnung sind zum Beispiel die regelmäßige Reinigung der Entnahmevorrichtungen und Pumpenrevisionen erforderlich.

- Hinsichtlich der Wasseraufbereitung empfehlen sich die Überprüfung der Verfahrenstechnologien sowie der Ausbau bzw. der Austausch der Kühlung besonders schützenswerter Pumpen, Maschinen, Aggregate und Schaltschränke.

- Bei der Verteilung und Speicherung des Trinkwassers sind der Austausch defekter und korrodierter Leitungen, die Minimierung von Wasserverlusten, die Vermeidung von Kondenswasserbildung in Hochbehältern, das Aufstellen von Luftentfeuchtern, systematisch durchgeführte Rohrnetzinspektionen und -spülungen, die Ausrichtung des Verteilsystems hinsichtlich der Notfallvorsorge, die Schaffung von Verbundmöglichkeiten, der Einbau von strategisch relevanten Pumpwerken und Verschlussorganen sowie die Vorhaltung ausreichender Desinfektionskapazitäten und die Schaffung von Möglichkeiten zur Nachdesinfektion zu nennen.

Energie- und Stromversorgung

Wegen möglicher klimabedingter Engpässe bei der Energieversorgung ist neben redundanten Lösungsansätzen wie netzunabhängigen Mehrfacheinspeisungen ein ausgewogener Ausbau stationärer bzw. eine entsprechende Vorhaltung mobiler Notstromaggregate anzuraten. Im Rahmen der Klimaschutzmaßnahmen sind die zukünftigen Belange der Wasserversorgung zunehmend an der Senkung des Energieverbrauchs, der Steigerung der Energieeffizienz und der Verringerung der CO2-Emissionen auszurichten. Dies betrifft das Energiemanagement sowie die Bereitstellung von Strom aus regenerativen Energiequellen wie Wasserkraft, Windenergie und solare Strahlung.

Monitoring und Forschung

Um den durch den Klimawandel bedingten zukünftigen Anforderungen gerecht zu werden, reichen betrieblich-technische Maßnahmen alleine nicht aus. Vielmehr bedarf es auch praxisorientierter Monitoring-, Forschungs- und Entwicklungsprojekte, die in Kooperation mit den zuständigen Behörden und wissenschaftlichen Institutionen durchzuführen sind. Hier sollten die Wasserwerke ihr Know-how verstärkt einbringen sowie bei der Erarbeitung von Vorsorgemaßnahmen aktiv mitwirken.

Katastrophen- und Notfallmanagement

Trinkwasserversorgungssysteme sind Infrastruktureinrichtungen mit existenzieller Bedeutung. Im betrieblichen Alltag sind hinsichtlich der Trinkwasserversorgung keine Einschränkungen zu erwarten. Das gleichzeitige Auftreten mehrerer Störungen oder die Verkettung ungünstiger Umstände können jedoch zu unvorhersehbaren Ausnahmesituationen führen, in der die vorhandenen üblichen Betriebsmittel und/oder Organisationsstrukturen zu deren Beherrschung nicht mehr ausreichen. Als Beispiele sind hier der Personalausfall bei Epidemien und Pandemie, das Versagen von Anlagenteilen, intentionale Gefahren sowie Großschadensereignisse und Naturkatastrophen zu nennen.

Solche außergewöhnlichen Vorkommnisse sind dadurch gekennzeichnet, dass sie zwar verhältnismäßig selten eintreten, dann jedoch vielfach mit einem hohen Schadenspotenzial verbunden sind.

Insbesondere im Zusammenhang mit den sich ändernden Rahmenbedingungen des Klimawandels und den zukünftig verstärkt zu erwartenden extremen Wetterereignissen wird empfohlen, die vorhandenen Vorsorgepläne und Organisationsmaßnahmen zu aktualisieren und ein entsprechendes Katastrophen- und Notfallmanagement aufzubauen. Dieses sollte an die hierarchische Organisationsstruktur der zuständigen Behörden für den Katastrophenschutz und der Einsatzkräfte zur Schadensabwehr, also Polizei, Feuerwehr und Rettungsdienst angelehnt sein. Dabei sind frühzeitig entsprechende Kontakte mit den zuständigen Behörden, wissenschaftlichen Institutionen sowie mit Kollegen von befreundeten Wasserversorgungsunternehmen sicherzustellen, da für eine erfolgreiche Bewältigung einer Krise eine gute Vernetzung und eine vertrauensvolle Zusammenarbeit ausschlaggebend sind.

Mit dem Aufbau eines Krisenmanagements lassen sich zwar Unfälle, Sabotageakte oder Naturkatastrophen nicht verhindern. Doch als Instrument der temporären Unternehmenssteuerung dient es dazu, die Handlungsfähigkeit des Wasserversorgungsunternehmens auch bei außergewöhnlichen Vorkommnissen durch fundierte, sachgerechte und transparente Entscheidungen soweit wie möglich aufrecht zu erhalten.

Präventive Kommunikationsstrategie, Zusammenarbeit mit Dritten

Die Anpassung der natürlichen und gesellschaftlichen Systeme an den Klimawandel ist durch eine Vielzahl an Herausforderungen gekennzeichnet, die oftmals nicht einfach zu lösen sind. Daher ist im Rahmen einer Erfolg versprechenden Vorgehensweise eine frühzeitige und gezielte Bewusstseinsbildung in Form eines breit angelegten Kommunikations- und Dialogprozesses, ein kooperatives Miteinander

sowie eine enge Zusammenarbeit zwischen politischen Entscheidungsträgern, Wissenschaft, Praxis und Öffentlichkeit unerlässlich. Dabei sind unter Nutzung der vorhandenen wasserwerksinternen und externen Informationsmöglichkeiten sowie der Einbeziehung aller heute zur Verfügung stehenden Medien – Intranet, Internet, Soziale Netzwerke, Diskussionsforen, Workshops, Kolloquien, Veröffentlichungen, Presse, Rundfunk und Fernsehen – Strukturen zu schaffen, die auf den Grundgedanken einer präventiven Kommunikationsstrategie und eines interaktiven Austausches von Wissen aufbauen.

Sozio-ökonomische Aspekte

Um die zukünftigen Aufgaben der Wasserversorgungsunternehmen insbesondere in Zeiten starken Wasserverbrauchs sowie im Not- und Katastrophenfall erfüllen zu können, bedarf es weiterhin qualifizierter Mitarbeiter/innen in ausreichender Anzahl. Entsprechende Ausbildungen sowie regelmäßige Schulungen und Fortbildungen sichern die fachlichen und sozialen Fähigkeiten, Fertigkeiten und Kenntnisse. Motivierte und zufriedene Mitarbeiter/innen mit ausreichender Wissensbasis sind einer der wichtigsten Erfolgsfaktoren.

Zur Minimierung von klimabedingten Einflüssen wie beispielsweise Hitzewellen, die zu nachteiligen Beeinträchtigungen der menschlichen Gesundheit und des Wohlbefindens führen können, sind geeignete Anpassungen hinsichtlich der Arbeitsbedingungen und des Arbeitsplatzes vorzusehen. Dazu zählen flexible Zeiteinteilung, Lockerung der Kleiderordnung, Wärmedämmung von Gebäuden sowie Installation von Klimaanlagen und Ventilatoren in Fahrzeugen und Büroräumen.

Für den Fall, dass große Teile der Mitarbeiterschaft krankheitsbedingt ausfallen, sind die vorhandenen Infektionsschutzmaßnahmen sowie Not- und Störfallpläne (beispielsweise abteilungs- und bereichsinterne oder unternehmensübergreifende Aushilfemöglichkeiten) zu aktualisieren, fortzuschreiben und konsequent umzusetzen.

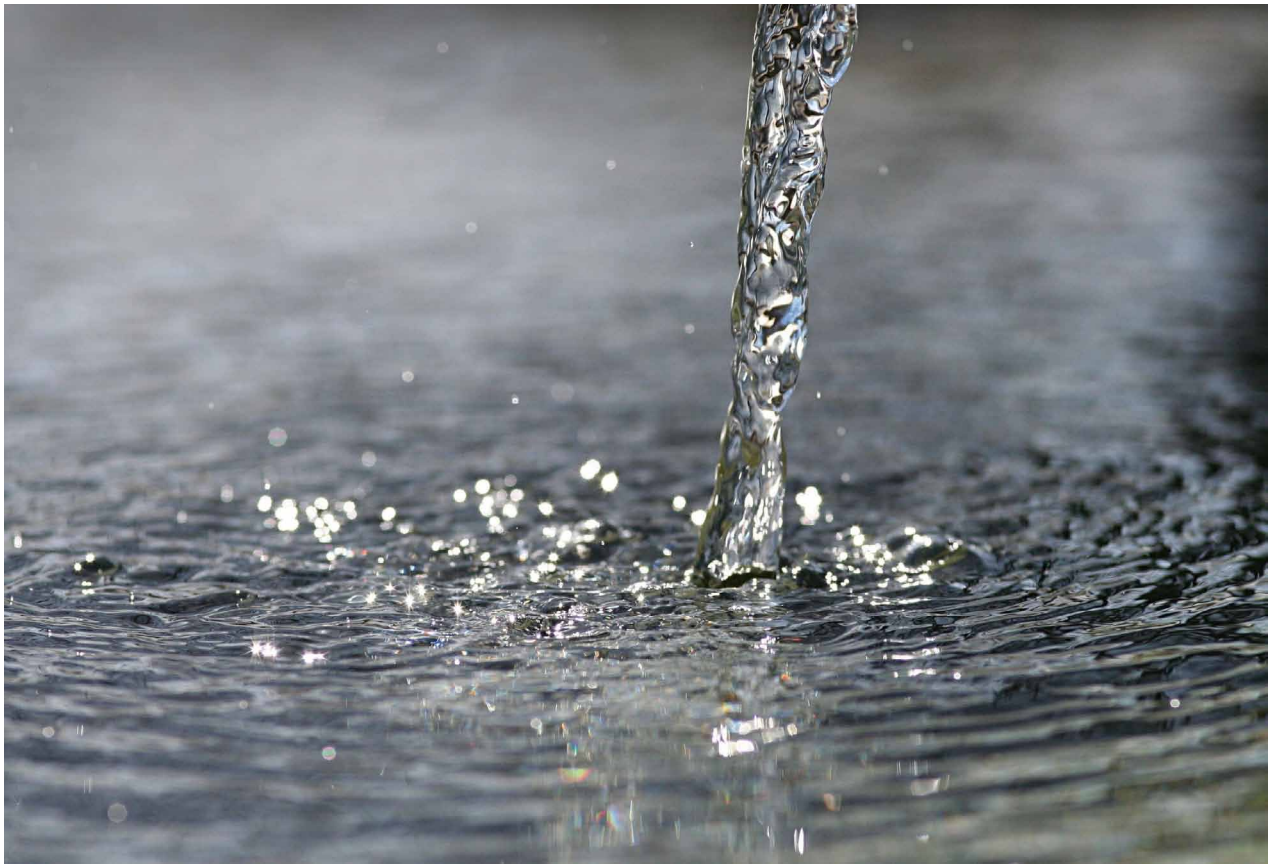
Hinsichtlich der vorgeschlagenen Handlungserfordernisse und Präventionsmaßnahmen sind in Zukunft investive und organisationsbasierte Mehrkosten zu erwarten. Finanzierungsmodelle, die weiterhin eine faire und sozialverträgliche Kostenverteilung gewährleisten, sind zu entwickeln.

Da die Wasserversorgung unter anderem durch eine aufwendige Infrastruktur und durch lange Nutzungsdauer der technischen Anlagen gekennzeichnet ist, sind in einem Abwägungsprozess ökonomische Aspekte in Form einer entsprechenden Kosten-Nutzung-Analyse zu bewerten. Während bei einer klassischen Vorgehensweise diejenige Handlungsoption ausgewählt wird, die unter Berücksichtigung direkter Kosten und Nutzen entweder das beste Gesamtergebnis (Effektivität) erbringt oder mit Blick auf die eingesetzten Mittel die beste Rentabilität (Effizienz) verspricht, werden bei einer erweiterten Kosten-Nutzen-Analyse auch indirekte Kostenkomponenten mit berücksichtigt. Dazu zählen zum Beispiel Folgekosten durch Schädigung der Umwelt, Erhalt der Biodiversität und Maßnahmen zur Verbesserung der Lebensqualität.

Wegen ihrer längeren Umsetzungs- und Finanzierungsphase bedürfen vor allem die vermögensplanrelevanten Aktivitäten einer frühzeitigen und sorgfältigen Planung. Da außerdem eine Zunahme von Wetterextremen – verbunden mit Elementarschäden größeren Ausmaßes – nicht auszuschließen ist, wird daher zusätzlich empfohlen, den bestehenden Versicherungsschutz zu überprüfen und gegebenenfalls hinsichtlich der zu erwartenden Rahmenbedingungen anzupassen. Versicherungsgesellschaften sind derzeit dabei, entsprechende Produkte zu generieren.

Rechtlicher Ordnungsrahmen

Für die Anpassung an den Klimawandel gibt es kein allgemeingültiges Handlungsmuster. Dafür sind die Umweltauswirkungen und die Folgen für die Wasserversorgungsunternehmen regional zu unterschiedlich, etwa die Beschaffenheit des Rohwassers oder die Sicherheit der



Anlagen. Anpassungsbedarf und Handlungsmöglichkeiten ergeben sich aus den jeweiligen naturräumlichen Bedingungen und den Wechselwirkungen mit anderen Prozessen im Zuge des Klimawandels. Nicht zuletzt sind es auch die rechtlichen und politischen Rahmenbedingungen, welche die Gestaltungsspielräume eines Wasserversorgers definieren. Ziel muss es sein, im regulatorischen Bereich allen Tendenzen und Entwicklungen entgegenzuwirken, bei denen eine Benachteiligung der Trinkwasserversorgung nicht auszuschließen ist. Neben raumordnerischen und wasserwirtschaftlichen Planungen sind auch technische Überlegungen mit einzubeziehen.

Insbesondere in länger anhaltenden Hitze- und Trockenperioden können konkurrierende Nutzungen der örtlich und regional begrenzten Wasservorkommen zur Verknappung des Wasserangebotes führen. Ein Beispiel ist der Bewässerungsbedarf der Landwirtschaft versus der Trinkwasserversorgung. Um die Ressourcenverfügbarkeit gewährleisten zu können, ist darauf hinzuwirken, dass durch Rechtsgrundlagen der Trinkwasserversorgung und der Sicherung der Stromversorgung zu Hochverbrauchszeiten Vorrang eingeräumt wird.

Vor dem Hintergrund einer auch in Zukunft gesicherten Trinkwasserversorgung sind die aktuellen gesetzlichen Vorgaben sowie das Leitbild „Wasserversorgung in Baden-Württemberg“ gemeinsam mit allen betroffenen Akteuren – also Politik, Verwaltung, Wirtschaft, Verbände und Wassernutzer – den zukünftigen Rahmenbedingungen anzupassen. Die Bedeutung der jeweiligen Versorgungssysteme Fernwasser, Gruppenwasser und Ortswasser sind dabei entsprechend zu berücksichtigen. Ziel ist es, intelligente und zukunftsorientierte Wasserversorgungskonzepte und Verbundlösungen zu entwickeln.

5.4. Klimaveränderung und Trinkwasser: ein langfristiger Anpassungsprozess

Die Wechselwirkungen und Prozessabläufe, die aus den zu erwartenden klimatischen Veränderungen im Einzugs- und Trinkwasserversorgungsgebiet des Bodensees resultieren, erfordern

- in langfristigen Planungs- und Investitionszeiträumen von mehr als 50 Jahren zu denken,
- mit sich spontan oder langsam ändernden Rahmenbedingungen umzugehen und
- in allen Bereichen der Wertschöpfungskette „Ressource, Gewinnung, Aufbereitung, Verteilung und Speicherung“ Entscheidungen unter Unsicherheiten zu treffen.

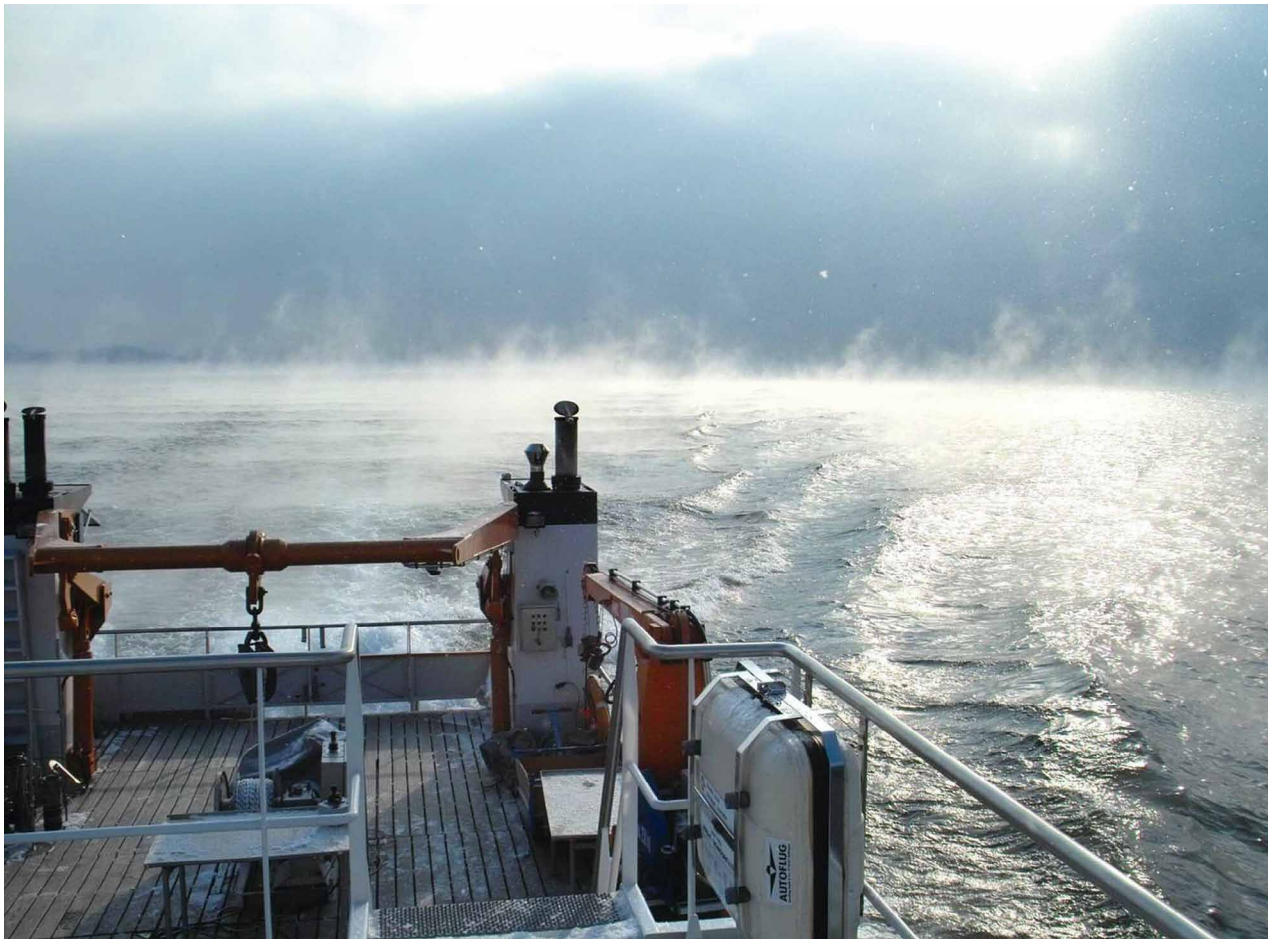
Wie die Überlegungen der Vulnerabilitätsabschätzung und Risikomanagement gezeigt haben, ist ein deutlicher Einfluss der zu erwartenden Klimaentwicklungen auf die Trinkwasserversorgung zu erkennen. Bislang lassen sich jedoch keine Hinweise ableiten, die auf einen akuten und dringenden Handlungsbedarf hindeuten. Dennoch ist eine vorausschauende, aktive und sachliche Auseinandersetzung mit dem Thema Klimawandel erforderlich, wobei entsprechende Anpassungsstrategien und Handlungsoptionen ausgearbeitet werden müssen.

Dabei gilt es, in Abhängigkeit von den politischen, sozialen und finanziellen Gestaltungsmöglichkeiten sowie den standortspezifischen Rahmenbedingungen Bewährtes zu erhalten und mit Augenmaß in den nächsten Jahren und Jahrzehnten fortzuentwickeln. Als Grundlage hierfür dienen:

- das Leitbild eines vorsorgenden und nachhaltigen Gewässerschutzes,
- die regelmäßige Überwachung des Wassers in allen Komponenten der Wertschöpfungskette Trinkwasserversorgung,
- der Einsatz bewährter wie auch innovativer Techniken zur Gewinnung, Aufbereitung, Verteilung und Speicherung einschließlich der Instandhaltung der entsprechenden Anlagen,
- die Förderung von entsprechenden Forschungs- und Entwicklungsvorhaben und die aktive Teilnahme an solchen Projekten sowie
- eine vorausschauende ökonomische Vorgehensweise.

Darüber hinaus sind bei der Entwicklung von Strategien und bei den Planungen zur zukünftigen Trinkwasser-Versorgungsstruktur die bisher noch nicht berücksichtigten Auswirkungen des Klimawandels und der anthropogenen Anpassungsprozesse daran sowie die zunehmende Beeinträchtigung der aquatischen Systeme durch unerwünschte Stoffeinträge zu integrieren.

6. Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen



Der See speichert große Mengen an Wärme. Hier macht der dampfende See dies eindrücklich sichtbar.

Die thermischen Verhältnisse im Bodensee bestimmen die biologischen Vorgänge im See in unterschiedlicher Weise. Neben der direkten Bedeutung der Temperatur für die Organismen, werden die biologischen Abläufe auch indirekt durch temperaturabhängige chemische und physikalische Vorgänge gesteuert. Der Einfluss der Temperatur auf die Dichte des Wassers bestimmt den saisonalen Verlauf der Schichtung und ist somit maßgeblich für den vertikalen Stoffaustausch. Das Ökosystem des Bodensees ist folglich in hohem Maße von den meteorologischen Verhältnissen abhängig, welche die Temperaturverteilung im Bodensee vorrangig bestimmen. Kenntnisse über die Wärmeaustauschprozesse und Wärmebilanz sind daher eine wichtige Grundlage bei der Untersuchung von Klimaeinflüssen auf das Ökosystem des Bodensees. Auch für die Fragestellung, wie stark ein See thermisch genutzt werden kann, ohne sein Ökosystem zu gefährden, ist es wichtig zu wissen, wie sich solche Nutzungen auf die Temperaturverhältnisse in stehenden Gewässern auswirken.

Im dritten Teilbericht des 5. Sachstandsberichts hat sich der Weltklimarat mit der Minderung des Klimawandels befasst (BMUB, 2014; IPCC, 2014). Darin wird darauf hingewiesen, dass als geeignete Klimaschutzmaßnahmen auf Verbraucherseite Energieeinsparungen sowie der Einsatz kohlenstoffarmer Energieträger im Vordergrund stehen. Ausdrücklich wird dabei im Hinblick auf den Gebäudebereich neben der energetischen Sanierung und der Einführung von Energieeffizienzstandards für Neu-

bauten auch auf die Nutzung fortschrittlicher Technologien hingewiesen, um den Endenergieverbrauch bis zum Jahr 2050 zu stabilisieren bzw. zu senken.

Zu diesen Technologien zählen auch Wärmepumpen, welche zur Heizung von Gebäuden eingesetzt werden. Als Wärmequelle kann dabei das Wasser von Seen dienen. Der Ertrag an thermischer Energie ist dabei üblicherweise zwei- bis fünfmal so hoch wie die aufgebrachte elektrische Energie, die für den Betrieb von Wärmepumpen notwendig ist (Lund et al., 2004). Somit kann insgesamt Energie gespart und damit ein Beitrag zur Minderung der CO2-Emissionen geleistet werden.

Für eine hohe Effizienz solcher Wärmepumpenanlagen werden Wärmequellen einer möglichst konstanten Temperatur und einer hohen Wärmekapazität benötigt. Bei großen Seen wie dem Bodensee liegen die Temperaturen unterhalb der warmen Oberflächenschicht, die sich während des Sommers ausbildet, relativ konstant und sinken aufgrund der Dichteanomalie des Wassers selten unter 4 °C ab. Zusätzlich ist die Wärmekapazität von Wasser mit 4,2 kJ/(°C kg) sehr hoch.

Seen können auch zur Kühlung von Gebäuden oder Industrieanlagen genutzt werden. Sie stellen dann Wärmesenken dar, das heißt, kaltes Wasser wird direkt oder indirekt zur Kühlung entnommen, erwärmt und anschließend in den See zurückgeleitet. Bei der indirekten Kühlung entziehen Wärmepumpensysteme in der warmen Jahreshälfte Wärme aus den Gebäuden und geben diese an das Seewasser ab. Die Wärmemengen, die an großen Seen wie den Great Lakes in Nordamerika in der Summe von Kern- und Kohlekraftwerken direkt abgegeben werden, können mehrere Gigawatt (GW) betragen. Die Wärmenutzung sollte deshalb die Temperaturen nur in einem akzeptablen Ausmaß verändern.

Auch wenn ein See nicht durch Wärmenutzung belastet wird, so betrifft der Klimawandel alle Gewässer. Seit mehreren Jahrzehnten steigt die globale Durchschnittstemperatur der Luft. Hierdurch kommt es auch zu steigenden Wassertemperaturen in Seen.

Die Folgen des Klimawandels und der Wärmeentnahme durch Wärmepumpen sowie die Bewahrung eines funktionierenden und ursprünglichen Ökosystems müssen in einem nachhaltigen Managementkonzept gesamthaft betrachtet werden. In diesem Rahmen stellt sich die Frage, in welchem Ausmaß die Nutzung des Wärme- und Kälteinhalts des Bodensees zur Heizung und Kühlung von Gebäuden möglich ist, ohne das Ökosystem und somit auch die Wasserqualität zu gefährden. Wo liegen die Grenzen? Wie schränkt der Klimawandel die Möglichkeiten ein? Diesen Fragen wird in diesem Kapitel nachgegangen.

6.1. Anthropogene Temperaturveränderungen in Gewässern

Veränderungen der Wassertemperatur sind von großer Bedeutung, da sie viele Prozesse – physikalische, chemische und ökologische – in Gewässern beeinflussen. So verändert zum Beispiel die Temperatur die Dichteschichtung in Seen oder den Sauerstoffgehalt in Flüssen und biochemische Prozesse verlaufen gemäß der Reaktionsgeschwindigkeit-Temperatur-Regel bei einer Temperaturerhöhung von 10 °C doppelt so schnell. Negative Effekte von Wärmebelastungen können auf den Menschen zurückfallen, etwa durch die Verschlechterung der Rohwasserqualität bei der Trinkwasserversorgung oder durch Verluste bei der Fischerei. In einer Literaturstudie des KlimBo-Projekts (Hunziker & Wüest, 2011) wurden Untersuchungen zu den wichtigsten anthropogenen Quellen thermischer Belastung, die dazugehörigen Auswirkungen auf die Wassertemperatur und beobachtete Reaktionen in den betreffenden Gewässern ausgewertet (z.B. Frutiger, 2004; Kirillin, 2010; Meier et al., 2003; Prats et al., 2010; Richter et al., 1979).

6.1.1. Quellen thermischer Belastung von Gewässern

Der Einfluss menschlicher Tätigkeiten auf die Wassertemperaturen von Gewässern ist häufig durch folgende Faktoren bedingt:

- der Veränderung der Abflüsse und der Ufervegetation (Beschattung der Gewässer),
- dem Betrieb von Stauseen und Kraftwerken sowie
- der Abgabe von thermisch verändertem Wasser (vor allem Kühlwasser).

Diese Einflüsse überlagern sich bei mehreren Nutzungen, wodurch sich diese sowohl verstärken als auch verringern können. Die thermischen Beeinträchtigungen können dabei direkt, also durch das Einleiten von Wärme, oder indirekt durch Veränderungen in den Einzugsgebieten erfolgen.

Abfluss in Fließgewässern

Veränderungen der Flusswasserführung werden hauptsächlich durch den Betrieb von Stauseen und das Umleiten von Flüssen etwa für Bewässerungszwecke verursacht. Reduzierte Abflussmengen erhöhen aufgrund der kleineren Wassertiefe die Schwankungen und Extremwerte der Temperatur sowie die Sensibilität eines Flusses auf weitere temperaturrelevante Einflussfaktoren. Werden die Abflussmengen erhöht, treten die gegenteiligen Effekte ein.

Stauseen

Der Abfluss von Tiefenwasser aus einem Stausee reduziert die saisonalen Temperaturschwankungen der betroffenen unterliegenden Flüsse. Im Sommer wird die Wassertemperatur kühler, während sie im Winter wärmer wird. In Alpenflüssen unterhalb von Speicherseen können beispielsweise die täglichen Maximaltemperaturen im Sommer und Winter um ~6 °C reduziert respektive um ~4 °C erhöht werden (Toffolon et al., 2010; Zolezzi et al. 2011). Zudem treten die höchsten Wassertemperaturen im Jahresverlauf um mehrere Wochen verspätet auf. Die Auswirkungen von Stauseen auf die Wassertemperatur können sich je nach ausströmender Wassermenge und je nach dem lokalen Klima und der Menge an flussabwärts zuströmendem Wasser über mehrere hundert Kilometer hinziehen. Der Schwall-Sunk-Betrieb zur Stromproduktion kann zu starken Temperaturänderungen in kurzer Zeit führen und zum wichtigsten Einflussfaktor auf die täglichen Temperaturschwankungen werden. Wenn die Wasserentnahme an der Wasseroberfläche des Speichers erfolgt, so führt dies meist zu einer Erhöhung der Sommertemperatur flussabwärts, wobei Erwärmungen von bis zu ~5 °C beobachtet wurden.

Beschattung durch Ufervegetation

Lokale meteorologische Faktoren bestimmen die Temperatur der Gewässer am meisten. In Flüssen ist die kurzwellige Einstrahlung der wichtigste Beitrag im Wärmehaushalt. Deshalb hat die Beschattung von Flüssen, meist durch Auenbewaldung, großen Einfluss auf das Temperaturregime. Dies ist vor allem im Sommer bei großer solarer Einstrahlung der Fall. Der Effekt ist besonders bei kleineren Wasserläufen mit geringer Wassertiefe ausgeprägt. Während die jährliche Durchschnittstemperatur nur leicht erhöht wird, bewirkt die Rodung von Auenwäldern teilweise massiv erhöhte Maximaltemperaturen. In den dokumentierten Beispielen werden die Temperaturmaxima typischerweise um ~4 °C angehoben, in extremen Fällen um bis zu ~13 °C. Saisonale, wie auch tägliche Temperaturamplituden nehmen zu. Zudem tritt eine zeitliche Verschiebung des saisonalen Temperaturverlaufes auf mit früheren jährlicher Maximaltemperaturen. Je nach Gewässer haben Veränderungen der Beschattung durch Auenwälder bereits in kurzen Flussabschnitten – schon ab 100 m – einen deutlichen Einfluss auf die Wassertemperatur. In vielen Flussläufen werden so regelmässig besonders für Salmoniden kritische Maximaltemperaturen erreicht. Deshalb wird die Aufforstung von Auenwäldern oft als Maßnahme zum Schutz temperatursensibler aquatischer Organismen vorgeschlagen.

Thermisch belastete Abflüsse

Thermisch belastetes Wasser wird meistens in Flüssen, teilweise aber auch in Seen eingeleitet. Die häufigsten Kühlwasserrückgaben stammen von stromproduzierenden thermischen Kraftwerken, die mit fossilen oder nuklearen Brennstoffen betrieben werden. Künftig könnte auch der Betrieb von Wärmepumpen vermehrt thermisch veränderte Abflüsse erzeugen. Das Ausmaß der Temperaturänderung des Wasserkörpers ist vom Temperaturunterschied zwischen eingeleitetem Wasser und Umgebungswasser, der Menge des eingeleiteten Wassers und dem momentanen Abfluss abhängig. Im Gegensatz zu den anderen anthropogenen Temperaturveränderungen kann sich der Effekt auf die Wassertemperatur sehr lokal im betreffenden Gewässer auswirken und zu starken Temperaturgradienten führen. Die Temperatur des thermisch veränderten Wassers gleicht sich in einem Fluss mit zunehmender Distanz zur Quelle durch Vermischung und durch Wärmeaustausch mit der Umgebung an die natürlich vorherrschende Temperatur an. Wenn Kühlwasser in ein großes Wasservolumen eingeleitet wird, wie z.B. in Seen, kann die Temperaturdifferenz zwischen Umgebungswasser und eingeleitetem Wasser durch gute Vermischung bei entsprechender Einlasstechnik verringert werden. Bei vielen Studien zu Kühlwassereinleitungen in Flüsse war es schwierig, deutliche Veränderungen der aquatischen Ökosysteme nachzuweisen, obwohl die Wassertemperaturen teilweise massiv erhöht wurden.

Klimawandel

Die großflächigste thermische Belastung wird durch den Klimawandel verursacht. Dieser beeinflusst die Gewässertemperaturen hauptsächlich auf zwei Arten: Zum einen wird der Wärmefluss zwischen Atmosphäre und Wasserkörper verändert. Zum anderen beinträchtigen die modifizierten Niederschlagsmuster die Abflussregime der Zuflüsse. Generell verursacht der Klimawandel eine Erhöhung der Wassertemperaturen und verstärkt damit die thermische Belastung der aquatischen Ökosysteme besonders in den Sommermonaten. In diversen Gewässern sind schon heute die oberen thermischen Grenzwerte für aquatische Organismen erreicht, insbesondere jene von Salmoniden. Daher könnten bisherige lokale anthropogene Veränderungen der Wassertemperatur unter künftigen klimatischen Bedingungen zu problematischen Maximaltemperaturen führen.

Auwald an der Argen.

Blick über den St. Moritzersee.

6.1.2. Beispiele der Auswirkung von Wärmenutzungen auf Seen

Wärmeeinleitung in den Bielersee

Der 430 m ü. M. hoch gelegene Bielersee ist ein ungefähr 15 km langer und maximal etwa 4 km breiter See im Kanton Bern mit einer Fläche von 39,3 km² und einer maximalen Tiefe von 74 m. Die wichtigsten Zuflüsse sind die Aare (Hagneckkanal), der Zihlkanal und die Bäche Twannbach und Schüss. Das Kernkraftwerk Mühleberg (KKM) liegt an der Aare etwa 20 km stromaufwärts des Bielersees. Es wurde 1972 in Betrieb genommen und liefert eine Nettoleistung von 373 MW. Mit einem Siedewasserreaktor wird jährlich eine Energiemenge von ~2,6 GWh produziert und maximal 820 MW an die Aare abgegeben. Zur Kühlung wird Wasser aus der Aare entnommen (11,6 m³/s) und mit einer maximalen Temperaturerhöhung von 15 °C wieder eingeleitet.

Auf der Fließstrecke vom Kraftwerk Mühleberg bis zur Mündung in den Bielersee gibt der Fluss 12 % der Wärme im Winter und 2 % der zugefügten Wärme im Sommer an die Atmosphäre ab. Die verbleibenden 88 bis 98 % von 820 MW führen im Mittel zu einer Erwärmung des Bielersees um ~0,4 °C bei einem mittleren Jahresabfluss von 176 m³/s. Die jahreszeitliche und vertikale Veränderung im Bielersee ist Gegenstand laufender Untersuchungen. Da das Wasser der Aare aufgrund seiner Dichte in der Regel oberflächig in den See einströmt, wird die Wärme nicht über den gesamten Seekörper verteilt, sondern verändert lediglich den Wärmeinhalt des Epilimnions.

Wärmeentzug im St. Moritzersee

Im Engadin (Kanton Graubünden, Schweiz) liegt der 0,78 km² große Sankt Moritzersee auf 1768 m ü. M. Er ist maximal 44 m tief mit einer permanenten Dichteschichtung des Tiefenwassers (Schmid & Dorji, 2008). Der gipshaltige Zufluss Ovel dal Mulin verursacht während des Winters eine kontinuierliche Zunahme des Salzgehalts. Daraus resultiert eine entsprechende, stabile

Salzschichtung über die gesamte Tiefe. Im Winter hat die Wassertemperatur nur in den obersten Metern einen wesentlichen Einfluss auf die Dichte. Zur Beheizung eines großen Hotels, einer Schule und einer Doppelturnhalle sowie von zwei Mehrfamilienhäusern wurde eine Wärmepumpe mit einer Wärmeleistung von 1,2 MW installiert. Hierzu werden aus 10 m Tiefe, 2 m über Seegrund und etwa 50 Meter vom Ufer entfernt bis zu 67 L/s (Maximalwert) Seewasser entnommen. Das um 1 °C abgekühlte Wasser wird am Seegrund wieder eingeleitet.

Die Anlage wird in den Monaten Dezember bis April rund 22 Stunden pro Tag betrieben. Im Sommerhalbjahr beträgt die totale Betriebsdauer 2000 Stunden bei einer variablen täglichen Betriebsdauer zwischen 6 und 15 Stunden. Ob die Anlage einen Einfluss auf die Eisbildung hat und ob die stabile Salzschichtung durch die Einleitung des abgekühlten Wassers gefährdet ist, wurde anhand von Modellrechnungen bewertet.

Das Simulationsprogramm von Goudsmit et al. (2002) wurde verwendet, um die Auswirkungen der Einleitung auf das Tiefenprofil der Temperatur im Winterhalbjahr abzuschätzen. Es wurde mit einer Einleitung von 45 L/s (Mittelwert) Wasser mit einer Temperatur von 1 °C und einem Salzgehalt von 0,18 ‰, verteilt über die Tiefe zwischen 37 und 31 m, gerechnet. Zum Vergleich wurden die gleichen Simulationen mit einem drei- und zehnmal so hohen Eintrag durchgeführt.

Im Verlauf des Winters bildet sich eine rund 15 m mächtige Schicht aus, welche gemischt ist und etwa 0,25 °C kühler als das Umgebungswasser wird. Diese Temperaturänderung bewegt sich im Bereich der Variabilität, welche im Januar 2006 beobachtet wurde. Sie wird als unbedenklich angesehen. Bei einem dreimal höheren Eintrag wird diese Schicht 23 m dick und die Temperatur nimmt um fast 0,5 °C ab. Beim zehnmal höheren Eintrag von 450 L/s wird das ganze Tiefenwasser durchmischt und um nahezu 1 °C abgekühlt. Durch den aufwärts gerichteten Transport von Tiefenwasser würde dann auch ein beträchtlicher Wärmefluss in die Oberflächenschicht gelangen und

möglicherweise die Eisdecke beeinflussen. Daraus lässt sich schließen, dass die Kapazität des Sankt Moritzersees als Wärmequelle sicher überschritten wäre, wenn er wärmemäßig zehnmal stärker als heute genutzt würde.

6.1.3. Auswirkungen auf aquatische Biota

Temperatureffekte bei aquatischen Organismen werden unterteilt in letale Effekte, Kontrolleffekte (wie beispielsweise die Beeinflussung von Wachstum, Metabolismus oder Fortpflanzung) sowie direktive Effekte (zum Beispiel Veränderungen im Verhalten oder der Migration). Jede Art hat einen Temperaturbereich für optimales Wachstum – ein sogenanntes thermischfinales Präferendum – sowie einen thermischen Toleranzbereich. Letzterer nimmt generell mit steigender Entwicklung des Organismus ab.

Fische sind daher die temperatursensibelsten aquatischen Lebewesen. Außerhalb des thermischen Toleranzbereiches ist das Überleben zeitlich beschränkt möglich, sofern ein letaler Grenzwert nicht überschritten wird. Neben der genetischen Veranlagung ist auch die Akklimatisierungstemperatur – bei Fischen ist sie meist schneller als 1 °C in 24 Stunden) – für den thermischen Toleranzbereich eines Individuums entscheidend. Diverse weitere Faktoren wie Wasserverschmutzung oder parasitäre Erkrankungen können die thermischen Grenzwerte von Individuen verringern. Mobile aquatische Organismen suchen ihr thermisches Präferendum, wenn in einem Gewässer Regionen unterschiedlicher Temperatur zur Verfügung stehen. Je naturbelassener ein Gewässer ist, desto eher ist dies der Fall. Solche thermischen Rückzugsorte sind für Fische während sommerlicher Maximaltemperaturen oft überlebenswichtig.

Temperaturgradienten, die der Mensch beispielsweise durch thermisch belastete Abflüsse verursacht, machen sich oftmals mobile aquatische Organismen – hauptsächlich Fische – zu nutzen, um eine möglichst optimale Körpertemperatur aufrecht zu erhalten. Dafür suchen oder meiden sie beispielsweise Kühlwasserauslasse, abhängig von der Jahres- und Tageszeit sowie ihrem Entwicklungsstand. Erwärmungen im Sommer können bei Überschreiten von Temperaturgrenzwerten letale Folgen haben oder die betroffenen Organismen physiologisch beeinträchtigen. Erhöhte Wintertemperaturen hingegen führen oft zur Ausdehnung der Vegetationsperiode, der Steigerung der Primärproduktion und größerer Aktivität aquatischer Organismen. In kalten Gewässern führt eine Erwärmung oft zur Zunahme der Diversität und der Anzahl an aquatischen Organismen, wobei Kaltwasserspezies benachteiligt werden. Zudem vergrößern steigende Wassertemperaturen die Wahrscheinlichkeit für Parasiten- und Pilzerkrankungen. Werden beispielsweise 15 °C während einer längeren Zeitperiode (ca. zwei Wochen) überschritten, erhöht sich die Gefahr eines Ausbruches der Proliferativen Nierenkrankheit bei Salmoniden massiv. Diese Krankheit ist einer der Gründe für den Fischrückgang in Schweizer Gewässern.

Die Auswirkungen rascher Temperaturänderungen, wie sie häufig durch den Schwall- und Sunk-Betrieb von Reservoiren verursacht werden, sind wenig erforscht. Die wenigen vorhandenen Studien zeigen, dass die rasche Temperaturänderung zu erhöhtem Driften von Invertebraten führt und sich damit die Zusammensetzung der aquatischen Ökosysteme verändern kann.

Um die Auswirkungen von thermischen Belastungen auf aquatische Ökosysteme abzuschätzen, muss bekannt sein, welche Aspekte des Temperaturregimes sich wie stark verändern. Diese Veränderungen unterscheiden sich stark zwischen den unterschiedlichen Quellen der thermischen Belastung (Tab. 4). Ebenso sind die Reaktionen der aquatischen Ökosysteme je nach Ausprägung der Temperaturveränderungen völlig unterschiedlich. Veränderungen der Wassertemperatur im Winter sind dabei weniger kritisch als im Sommer, da im Sommer bereits

 Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

Der Seesaibling.

geringe Erwärmungen letale oder stark nachteilige Folgen auf Organismen haben können.

Wenn nur eine geringe Fläche des Wasserkörpers betroffen wird, ist eher mit Verhaltensänderungen mobiler Organismen zu rechnen als mit Veränderungen des ganzen Ökosystems. Organismen in verbauten oder verschmutzten Gewässern werden sensibler auf Temperaturänderungen reagieren als solche in naturbelassenen Gewässern, da schlechte Wasserqualität als Stressfaktor die Temperaturtoleranz beeinflusst und das Fehlen von thermischen Zufluchtsorten verhindern kann, dass die Tiere erfolgreich sommerliche Maximaltemperaturen überstehen können. Thermisch belastete Gewässer weisen neben dem Temperaturunterschied zum Umgebungswasser oft auch andere veränderte chemische und physikalische Eigenschaften auf, wie zum Beispiel geringere Sauerstoffgehalte oder Verunreinigungen. Solche Effekte und die Einflüsse der Temperatur beeinflussen sich oft gegenseitig und sollten berücksichtigt werden.

Einfacher als die Definition von maximal tolerierbaren Temperaturänderungen ist die Bestimmung von Maximaltemperaturen, die in einem bestimmten Gewässer nicht überschritten werden sollten. Ab ~21 °C nehmen die möglichen Auswirkungen einer Temperaturerhöhung zu. 28 °C sollten hierzulande auf keinen Fall überschritten werden. Die thermischen Grenzwerte der temperatursensibelsten Fische eines betroffenen Wasserkörpers können auch eine gute Orientierungshilfe zur Bestimmung von Ober- und Untergrenzen von Temperaturen darstellen. Beobachtete Auswirkungen bestimmter Temperaturveränderungen auf aquatische Ökosysteme fallen aufgrund der hohen Komplexität und der vielen Einflussfaktoren sehr variabel aus. Deshalb ist die Festlegung einer fundierten Größe der akzeptablen Temperaturänderungen schwer vorzunehmen.

Die schweizerische Gesetzgebung lässt in Fließgewässern maximale Temperaturerhöhungen von 3 °C und 1,5 °C in Forellengewässern bis zu einem oberen Temperaturgrenzwert von 25 °C zu. Erwärmungen ab 28 °C sollten

hingegen strikt vermieden werden. In Seen sind die Folgen von thermischer Beeinträchtigung deutlich ausgeprägter. Deshalb sollte eine großflächige Temperaturerhöhung um 1 °C nicht überschritten werden, auch wenn dieser Wert gesetzlich nicht vorgegeben ist. Eine thermische Belastung durch Abkühlung ist generell weniger problematisch als Erwärmungen. Eine Verringerung der Wassertemperaturen könnte eine Annäherung an frühere Temperaturregimes bedeuten, da ein Großteil der Gewässer in den vergangenen Jahrzehnten bereits deutlich erwärmt wurde (IPCC, 2007; Schneider & Hook, 2010). Fixe Temperaturgrenzwerte sind aber unter den Autoren der untersuchten Literatur umstritten, und die darin empfohlenen Grenzwerte müssten auf jeden Fall an die lokalen Bedingungen angepasst werden.

	Quelle der thermischen Belastungen				
	Reduktion der Abflussmenge in Flüssen	Stausee mit Tiefenwasser-Auslass	Stausee mit Wasserauslass an Oberfläche	Reduktion der Beschattung von Flüssen	Thermisch belastete Zuflüsse
Durchschnittliche Jahrestemperatur	+	○ bis - -	+	+	+ bis +++
Sommertemperatur	++	- - -	++	++	+ bis +++
Wintertemperatur	- -	++	○	○	+ bis +++
Maximaltemperatur	+++	- - -	+	+++	+ bis +++
Minimaltemperatur	- - -	++	○	○	+ bis +++
Tägliche Amplitude der Temperatur	+++	°/+	-	+++	-
Rate der täglichen Temperaturänderung	+	+++	+	+	○
Zeitliche Verschiebung der jährlichen Max / Min-Temperaturen	○	++	○	- -	○

Tab. 4: Bedeutung einzelner thermischer Beeinträchtigungen für das Temperaturregime von Fließgewässern. Wenn bei Abflussmenge und Beschattung anstelle einer Reduktion eine Erhöhung erfolgt, treten gegenteilige Effekte ein. +, ++ und +++ bedeuten geringe, mittlere und starke Erhöhung, während -, - - und - - - für entsprechende Verringerungen stehen. Bei zeitlicher Verschiebung bedeuten Pluszeichen ein verspätetes und Minuszeichen ein verfrühtes Auftreten im Jahresablauf. ○ bedeutet keine signifikante Änderung.

6.2. Der Wärmehaushalt des Bodensees

Im Rahmen des Projektes KlimBo wurde ein Modell zum Wärmehaushalt und Wärmetransport entwickelt, welches erlaubt, die Wärmebilanz des Bodensees bezüglich ihrer verschiedenen Einflussfaktoren zu untersuchen und deren Veränderungen aufzuzeigen. In einem weiteren Schritt wurden damit verschiedene Wärmenutzungsszenarien „durchgespielt". Das Modell besteht aus zwei Teilen, dem Modell Bodenseewärmebilanz BWB und einem Turbulenzmodell.

6.2.1. Das Modell zur Berechnung der Wärmebilanz des Bodensees

Im Modell Bodenseewärmebilanz (BWB), werden die Wärmeflüsse zwischen dem Bodensee und seiner Umgebung nachgebildet. Der See ist hierbei auf die Zu- und Abflüsse thermischer Energie reduziert (Schema Abb. 91). Interne Wärmestrukturen werden nicht betrachtet. Die Wärmebilanz H eines Sees lautet:

$$H = H_S + H_A + H_W + H_V + H_C + H_F$$

H_S ist der Anteil der kurzwelligen solaren Strahlung, der nicht an der Wasseroberfläche reflektiert wird, sondern in den oberen Wasserschichten absorbiert wird. H_A ist die langwellige Wärmestrahlung (Infrarotstrahlung) der Atmosphäre. Je höher die Lufttemperatur, Luftfeuchte und Wolkenbedeckung, desto höher ist deren Abstrahlung. H_W ist die Energie, die das Wasser durch langwellige Strahlung abgibt.

H_V ist der Wärmeverlust durch Verdunstung, bzw. der Wärmegewinn durch Kondensation. Der fühlbare Wärmeübertrag H_C zwischen Wasser und Atmosphäre, unterstützt durch Wind und Luftturbulenzen, ist neben der Verdunstungswärme der zweite, nicht aus Strahlung bestehende Beitrag in der Bilanzgleichung. Zuflüsse und Abflüsse entziehen dem See Wärme oder führen dem See Wärme zu. In der Bilanzgleichung wird dieser Wärmeaustausch durch die Komponente H_F berücksichtigt. Die Wärmeflüsse durch die Wasser-Sediment-Grenzschicht sind hingegen sehr klein und können vernachlässigt werden. Die Berechnung der einzelnen Glieder der Wärmebilanzgleichung erfolgt mit physikalisch begründeten Gleichungen, die in zahlreichen Studien empirisch geeicht und erfolgreich getestet wurden (Fink et al., 2014a).

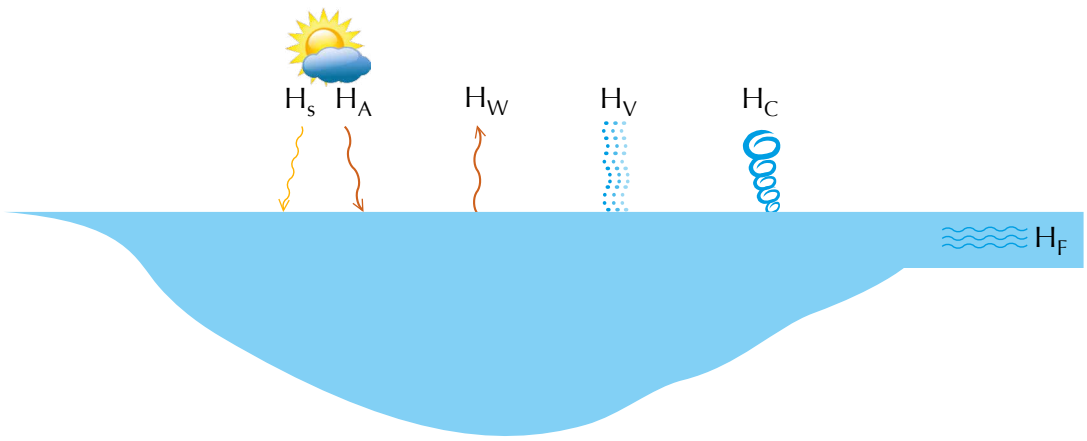


Abb. 91: Energieflüsse durch die Wasser-Luft-Grenzschicht. Dabei ist H_S die in den Wasserkörper eindringende solare Einstrahlung, H_A die langwellige Einstrahlung, H_W die langwellige Abstrahlung, H_V der latente Wärmefluss (Evaporation und Kondensation) und H_C der konvektive Wärmefluss. die Komponente H_F bezeichnet den Wärmeeintrag oder -austrag durch Zu- und Abflüsse.

Mit dem Modell BWB können die Wärmeflüsse am Bodensee detailliert in ihrem mittleren Verhalten untersucht werden. Abb. 92 zeigt die berechneten, mittleren Jahresgänge der Wärmeflüsse in den Jahren 1984 bis 2011. Die Strahlungsprozesse dominieren: Die vom Wasser absorbierte solare Strahlung zeigt im mittleren Verlauf im Juni ein Maximum bei 216 W/m² (Abb. 92). Dieser Wärmeeintrag durch kurzwellige Strahlung ist etwas schwächer als die dominierende langwellige Wärmestrahlung der Atmosphäre, die im Mittel im Sommer 373 W/m² beträgt. Je höher Luftfeuchtigkeit und Lufttemperatur sowie die nächtliche Wolkenbedeckung, sind, desto mehr wird der See durch die atmosphärische Einstrahlung erwärmt. Die Wärmeeinträge werden überwiegend durch Wärmeabstrahlung ausgeglichen, welche im Sommer (August) im Mittel etwa 412 W/m² und im Winter (Februar) 328 W/m² (Abb. 92) beträgt.

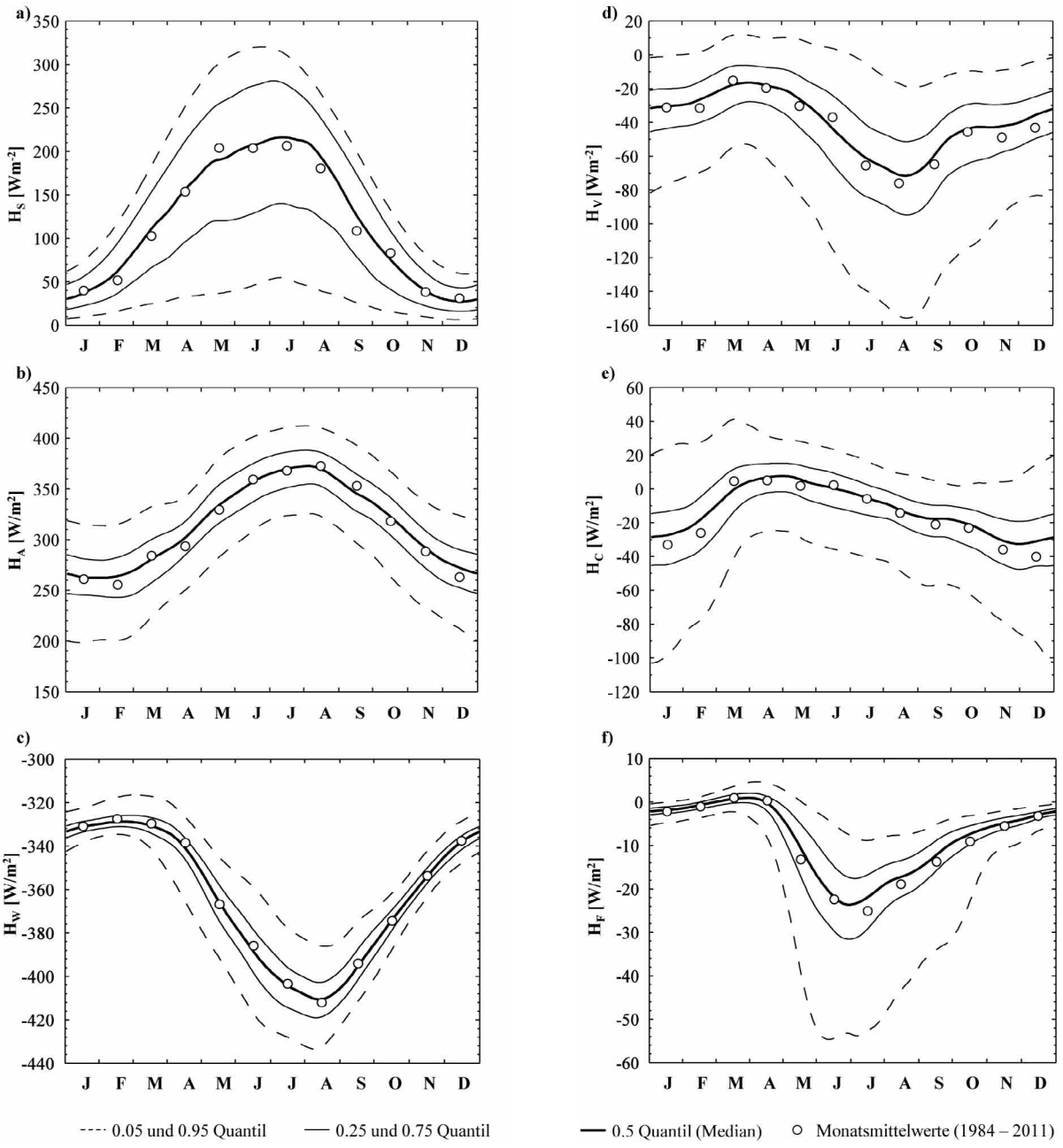


Abb. 92: Mittlere Jahresverläufe der Wärmeflüsse des Bodensees im Zeitraum 1984 bis 2011. a) Kurzwellige Einstrahlung H_S, b) Absorption langwelliger, von der Atmosphäre abgegebener Strahlung H_A, c) Wärmeabstrahlung des Wasserkörpers H_A, d) latenter Wärmeaustausch (Verdunstung und Kondensation) H_V, e) fühlbarer Wärmeaustausch H_C und f) Wärmeeintrag und -austrag H_f durch Zu- bzw. Ausfluss.

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

Die Abkühlung im Winter wird im Wesentlichen durch die Wärmeabstrahlung bewirkt. Neben dem dominierenden Einfluss der Ein- und Abstrahlung auf die Wärmeflüsse spielt der latente Wärmefluss (Verdunstung und Kondensation), der fühlbare Wärmeaustausch und der Wärmetransport durch Wasserzufluss und -abfluss eine kleinere, aber dennoch wichtige Rolle: Durch Verdunstung gehen dem See im Mittel 43 W/m² verloren (Abb. 92). Der Energieverlust durch den fühlbaren Wärmeaustausch H_C beträgt im Mittel 15 W/m² und ist im Winter am größten (40 W/m²). Der Wärmeeintrag oder Wärmeentzug durch Wasserzuflüsse und -abflüsse findet punktuell statt und ist am Bodensee deutlich bemerkbar: Im April erwärmt der Alpenrhein den Bodensee kurzfristig schwach. In den nachfolgenden Monaten kühlt dieser Zufluss hauptsächlich mit einem mittleren Wärmeentzug von bis zu 25 W/m² (Juli) den See ab.

Neben der mittleren Wärmebilanzbetrachtung wurde eine Analyse der Veränderungen der Wärmeflüsse im Beobachtungszeitraum durchgeführt mit dem Ziel, die Prozesse zu bestimmen, die für die Wassertemperaturveränderungen in den vergangenen Jahrzehnten verantwortlich sind. Demnach kann die Erwärmung des Wassers primär auf eine erhöhte solare Einstrahlung und eine erhöhte Wärmestrahlung der Atmosphäre zurückgeführt werden.

Wie die Tabelle Tab. 5 zeigt, ergibt sich hierbei folgendes Bild: Die Solarstrahlung und die Abstrahlung der Atmosphäre haben um insgesamt 0,46 W/(m² Jahr) zugenommen. Diese zusätzliche Wärmeeinstrahlung wird kompensiert durch eine erhöhte Abstrahlung und eine erhöhte Verdunstung von 0,51 W/(m² Jahr). Alle anderen Trends sind statistisch nicht aussagekräftig. Daraus lässt sich erkennen, dass sich mit dem Anstieg der Oberflächentemperatur des Bodensees im betrachteten Zeitraum von 1984 bis 2011 vier der Wärmeflusskomponenten intensiviert haben.

Wärmefluss	Jahresmittel [W m^{-2}]	Zeitlicher Trend [W m^{-2} a^{-1}] mit Standardabweichung
H_S	116,2	0,21 ± 0,13
H_A	313,2	0,25* ± 0,11
H_W	-363,5	-0,24* ± 0,06
H_V	-42,6	-0,27* ± 0,12
H_C	-14,6	0,03 ± 0,075
H_F	-9,2	0,01 ± 0,048
H (gesamt)	-0,6	-0,01 ± 0,18
* Signifikanter Trend: Mann-Kendall-Test mit Signifikanz Niveau α = 0,05		

Tab. 5: Zusammenfassung der mittleren Wärmeflüsse für den Bodensee für die Periode 1984 bis 2011. H_S ist die absorbierte Globalstrahlung, H_A ist die absorbierte langwellige Einstrahlung, H_W ist die langwellige Abstrahlung, H_V bezeichnet den latente Wärmefluss (Verdunstung und Kondensation) und H_C ist der konvektive Wärmefluss. Die Komponente H_F bezeichnet den Wärmeeintrag oder -austrag durch Zu- und Abflüsse.

6.2.2. Das Turbulenzmodell

Für die Berechnung des turbulenten Wärmetransports innerhalb des Wasserkörpers, der Temperaturverteilung und der Dichteschichtung dient ein sogenanntes k-ε-Modell. Die Verteilung und Entwicklung von turbulenter kinetischer Energie (k) und deren Dissipationsrate (ε) bestimmt den Transport und die Verteilung von thermischer Energie. Je turbulenter das Wasser ist, umso höher ist der Transport von thermischer Energie. Turbulenz ohne weitere Produktion klingt ab und wandelt sich schließlich in thermische Energie um (Dissipation). Die Produktion turbulenter kinetischer Energie wird im Modell nachgebildet. Durch die Implementierung dieser Prozesse ermöglicht das Modell sowohl die Beschreibung der Temperaturentwicklung im Tiefenwasserbereich als auch die Berechnung der Dichteschichtung (Goudsmit et al., 2002). Die Berechnung der Turbulenz- und Wärmetransporte erfolgt vertikal (eindimensional) in 1 m mächtigen, horizontalen Schichten. Dies setzt voraus, dass horizontale Strömungen im Vergleich zu vertikalen Bewegungen vernachlässigbar sind. Die Berechnungen erfolgen für Zeitschritte von 10 Minuten.

Die Modellvalidierung bestätigte die Prognosefähigkeit des Modells. Hierbei wurden zunächst Modellparameter für den Zeitraum 1984-1997 angepasst, indem die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Wassertemperaturprofilen (Seemitte) minimiert wurden. Die Güte der Modellanpassung wurde dann durch den Vergleich von berechneten und gemessenen Wassertemperaturprofilen des Zeitraumes 1998 bis 2011 bestimmt. Abb. 93 zeigt den Vergleich der gemessenen und berechneten Wassertemperaturen und damit die gute Prognosefähigkeit des Modells. Die Abweichungen sind meist sehr gering.

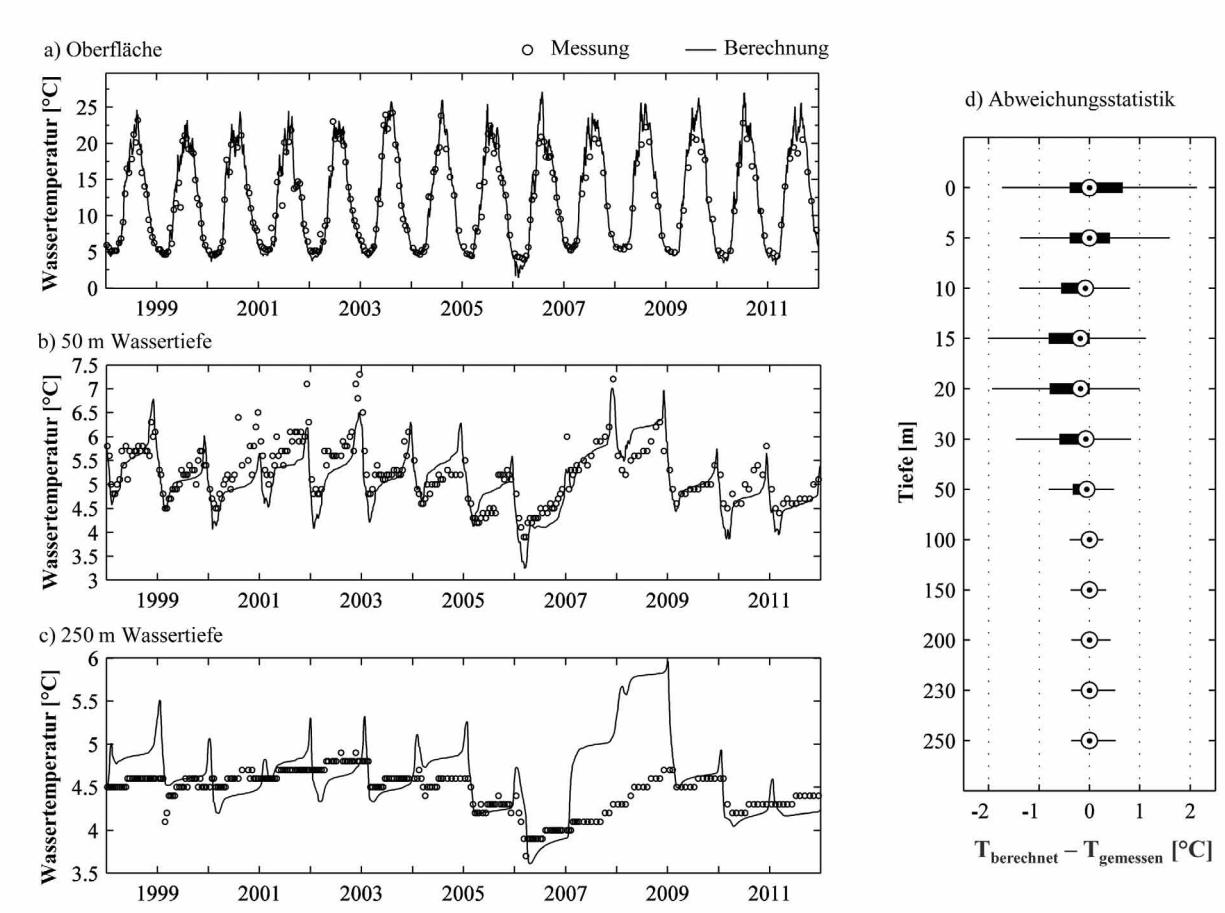


Abb. 93: Validierung des k-ε-Modells für den Bodensee mit gemessenen Wassertemperaturen aus dem Zeitraum 1998 bis 2011.

6.3. Auswirkungen einer thermischen Nutzung des Bodensees

6.3.1. Simulationen zur Wärmenutzung für den Gesamtsee

Die in der Validierung bestätigte Prognosefähigkeit erlaubt nun die Anwendung des Modells zur Simulation der Auswirkung von Wärmenutzungen auf Wärmebilanz, Dichteschichtung und Tiefenwasseraustausch. Hierzu wurde eine Sensitivitätsstudie durchgeführt und die Reaktion von Wassertemperatur, Schichtungsverhalten und Tiefenmischung auf verschiedene Wärmenutzungsszenarien untersucht. Variiert wurden die Entnahme- und Rückgabetiefen, die Entnahmemenge sowie die Temperaturveränderung des entnommenen und wieder eingeleiteten Wassers. Abb. 94 zeigt verschiedene Kombinationen für die Wasserentnahme und Rückleittiefen, die untersucht wurden. Die Energiemenge, die sich aus der Entnahmemenge Q, der Temperaturveränderung ΔT und der spezifischen Wärmekapazität des Wassers ergibt, wurde zwischen 1 GW (= 2,1 W/m²) Wärmeentzug und 2,1 GW (= 4,4 W/m²) Wärmeeintrag variiert. Hierbei schwankte die Wasserentnahme zwischen 1,25 m³/s und 10 m³/s, und ΔT zwischen einer Abkühlung auf 0 °C und einer Erwärmung um 10 °C. Aus den Kombinationen von Q, ΔT und den in Abb. 94 dargestellten Entnahmedesigns ergaben sich 216 Kombinationen. Der Bodensee wurde mit der Meteorologie von 1984 bis 2011 für diese Wärmenutzungsszenarien berechnet. Aus diesen Szenarienrechnungen resultierte ein umfassendes Bild der Veränderungen der physikalischen Eigenschaften innerhalb eines längeren Zeitraumes. Die Rechnungen erlaubten zudem die Definition eines Wärmenutzungsszenarios mit den geringsten Auswirkungen.

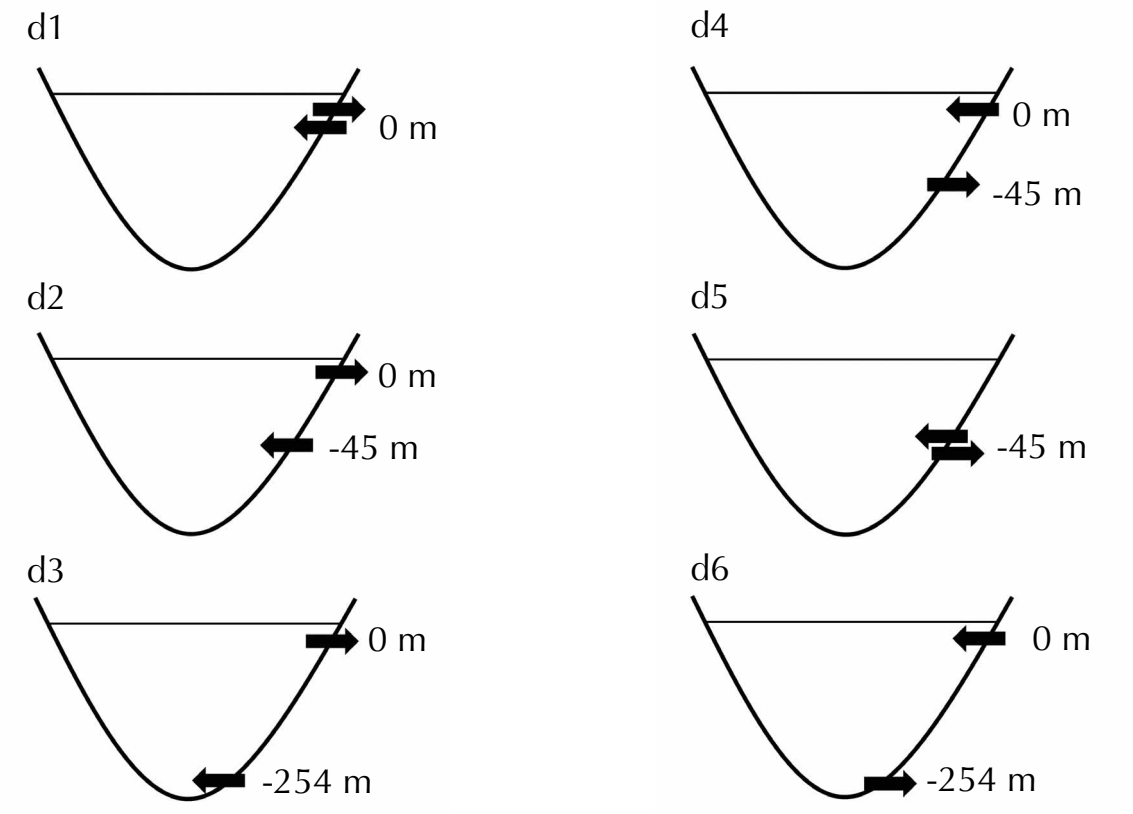


Abb. 94: Szenarien der thermischen Nutzung (d1 - d6) mit unterschiedlichen Entnahme- und Rückgabetiefen.

Im genannten Wärmenutzungsbereich (Wärmeentzug bis 1 GW und Eintrag bis 2,1 GW) sind die Veränderungen sehr gering. Insbesondere sind die Auswirkungen bei der Entnahme und Rückgabe in der obersten Wasserschicht klein. Abb. 95 zeigt die mittlere Oberflächenwassertemperatur bei verschiedenen Wärmenutzungsszenarien. Aus diesen Rechnungen leitet sich die grobe Annäherung ab, dass je GW Wärmezufuhr im Jahresmittel die Oberflächentemperatur um ~0,1 °C höher liegt. Bei den extremsten Szenarien kann eine Veränderung der Länge der saisonalen Stagnationsphase um wenige Tage beobachtet werden. Eine schwächere Tiefenmischung durch Wärmenutzung ist nicht festzustellen.

Laut einer Studie des Bundesamtes für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz (MeteoSwiss, 2011) erhöht sich am Bodensee im moderaten Szenario A1B die mittlere Lufttemperatur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um ~3 °C gegenüber heute (Kapitel 3.3). Dies führt zu einer deutlichen Erhöhung der langwelligen Einstrahlung. Hinzu kommen höhere Energieeinträge durch steigende Globalstrahlungswerte (Kapitel 3.2). Ein Vergleich der Wärmenutzung mit den Effekten des Klimawandels wird erst möglich, wenn man die Wärmenutzung erheblich ausweitet. Hierzu wurde für eine Entnahme und Rückgabe im Epilimnion die Wärmenutzung zwischen 20 GW (= 42,4 W/m²) Wärmeentzug und 40 GW (= 84,7 W/m²) Wärmeeintrag variiert. Zusätzlich wurde ein Emissionsszenario A1B mit den entsprechenden klimatischen Veränderungen berücksichtigt (MeteoSwiss, 2011). Abb. 96 zeigt die Reaktion der Wärmenutzungen ohne Klimawandel (Basis ist die Meteorologie im Zeitraum 1984 bis 2011) und mit verändertem Klima für verschiedene Zeitabschnitte des 21. Jahrhunderts. Der Vergleich zeigt, dass bei einem

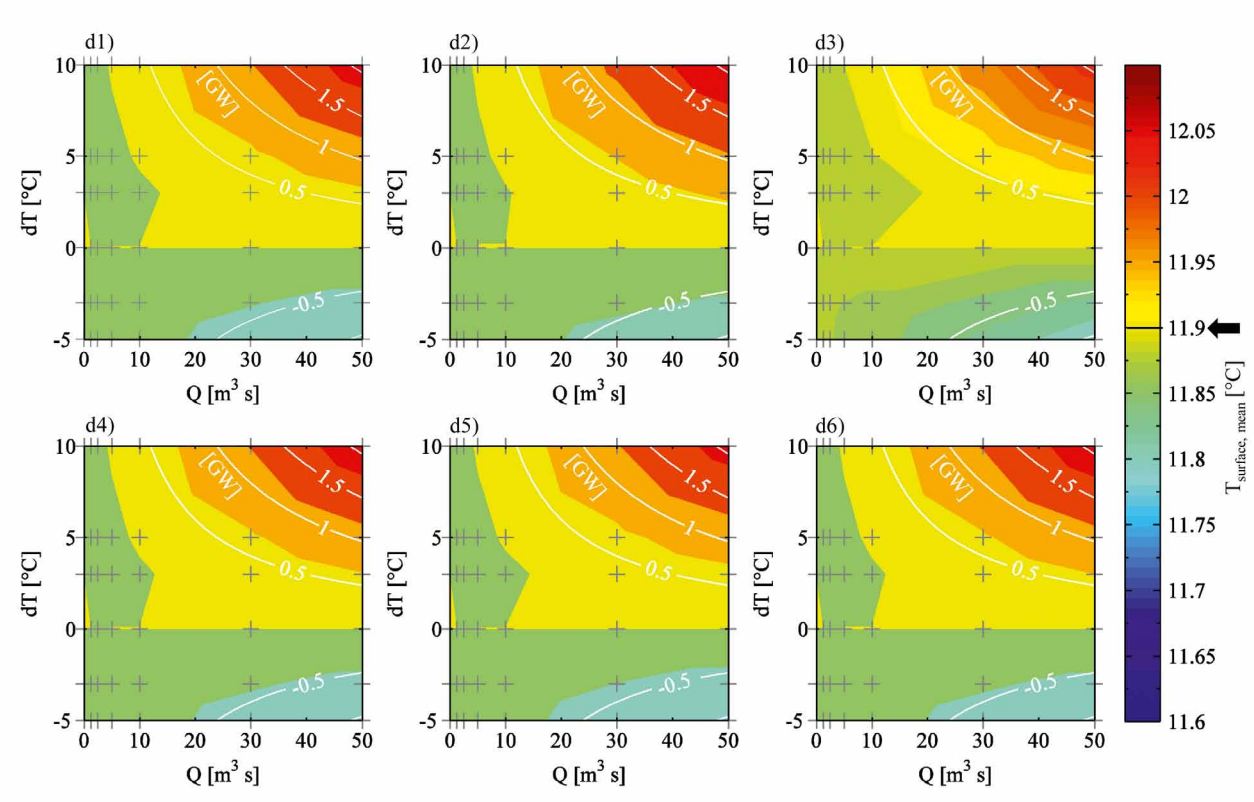


Abb. 95: Mittlerer Oberflächenwassertemperatur ($T_{surface,mean}$) des Bodensees bei verschiedenen Wärmenutzungsszenarien. d1 bis d6 entsprechen unterschiedlichen Szenarien für die Entnahme- und Rückgabetiefe (siehe Abb. 94). Die grauen Kreuze repräsentieren die Werte von ΔT (hier dT) und Q, für welche die Berechnungen durchgeführt wurden. Der Pfeil an der Temperaturskala markiert den Mittelwert im Zeitraum 1984 -2011. Diese Abbildung ist entnommen aus Fink et al. (2014b).

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

A1B-Szenario die klimatisch bedingten Effekte auf den See am Ende des 21. Jahrhunderts einem Wärmeeintrag von ~40 GW durch Wärmenutzungsanlagen entsprechen. Umgekehrt würden die Auswirkungen des Klimawandels auf die mittlere Temperatur in den obersten 20 m Wassertiefe durch einen schrittweisen Anstieg des Wärmeentzugs auf bis zu 20 GW im Laufe des 21. Jahrhunderts kompensiert werden (Abb. 96b). Diese Berechnungen unterliegen diversen Annahmen wie z.B. eine vollständige horizontale, homogene Verteilung von eingeleitetem Wasser.

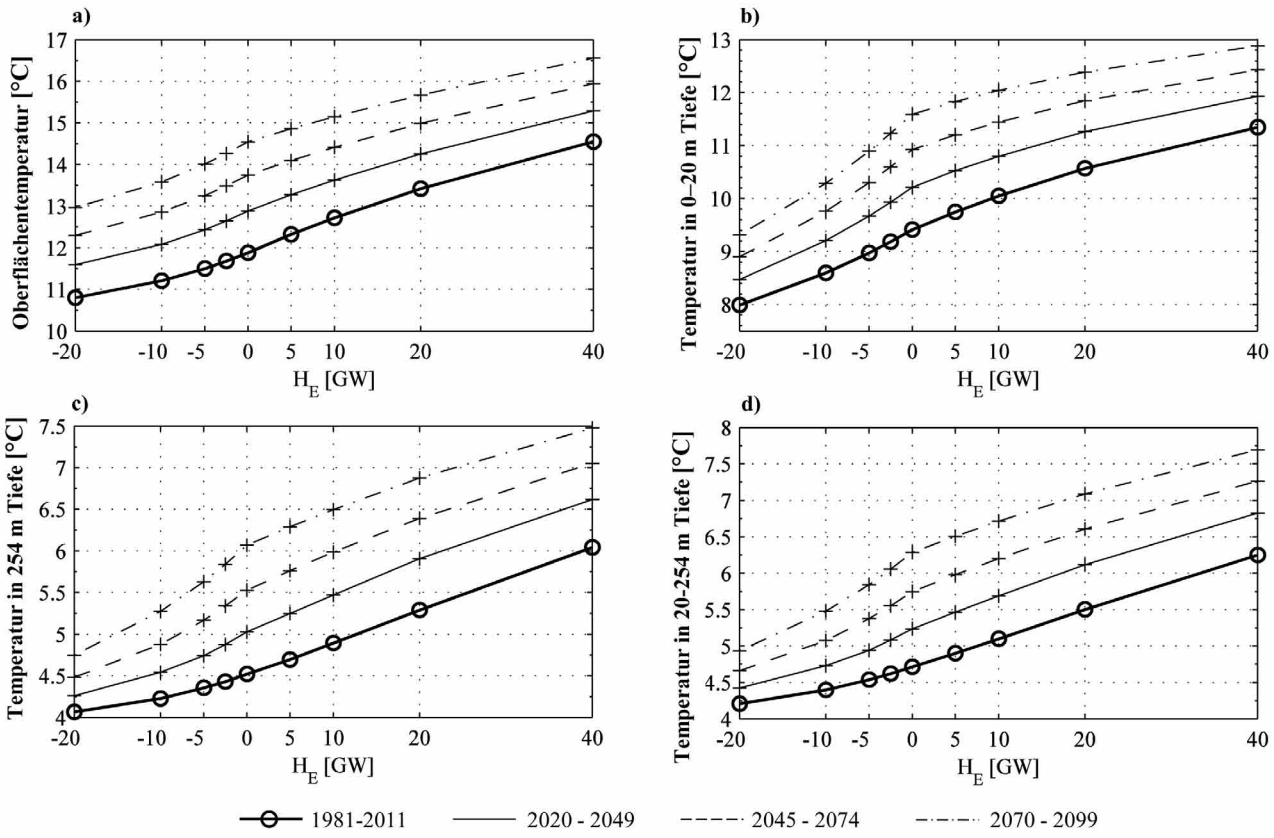


Abb. 96: Mittlere Wassertemperaturen (a) an der Wasseroberfläche, (b) in 0 bis 20 m Tiefe, (c) in 254 m Tiefe und (d) in 20 bis 254 m Tiefe bei Wärmenutzungsszenarien zwischen 20 GW Wärmeentzug und 40 GW Wärmeeintrag im Epilimnion (Szenario d1, Abb. 94) beim gemessenen Klima im Zeitraum 1984 – 2011 (dicke Linie) und bei verändertem Klima (IPCC-Szenario A1B). Diese Abbildung ist entnommen aus Fink et al. (2014b).

6.3.2. Temperaturen im Nahfeld

Neben der Abschätzung des seeweiten Potentials zur Wärmenutzung und der sich daraus ergebenden Auswirkungen sind bei der Planung und Realisierung konkreter Wärmenutzungsanlagen auch die lokal entstehenden Änderungen der Temperatur- und Strömungsverhältnisse im See von Interesse. Das wichtigste Ziel dabei ist es, Auswirkungen auf nahegelegene Flachwasserzonen, Trinkwasserentnahmen und lokale Schichtungsverhältnisse zu vermeiden bzw. zu minimieren.

Abb. 97 zeigt die auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen auftretenden Ausbreitungs- und Durchmischungsprozesse thermischer Rückgaben. Es lässt sich eine Einteilung in drei verschiedene Bereiche treffen. Im Nahfeld liegt eine Strahlströmung vor, die zum einen durch den Impuls sowie den Auftrieb des Rückgabewassers und zum anderen durch die konstruktiven Eigenschaften der Rückgabeleitung geprägt ist. Durch geschickte Wahl dieser Eigenschaften, wie Leitungsdurchmesser und

Neigungswinkel, lässt sich die Durchmischung mit dem Seewasser und so der Abbau der Temperaturdifferenzen maximieren. In dieser Hinsicht kommt dem Nahfeld eine wichtige Bedeutung zu, da hier der Großteil der Durchmischung stattfindet und diese entsprechend gesteuert werden kann. Zudem treten diese Prozesse auf kleinen räumlichen (ca. 5 bis 20 m) und zeitlichen (< 1 Minute) Skalen auf.

Im Übergangsbereich zwischen Nah- und Fernfeld bricht die Strahlströmung ab. Dies geschieht oftmals, wenn ein Hindernis oder eine Grenzschicht erreicht wird. Ein solches Hindernis kann zum Beispiel die Wasseroberfläche oder die Seesohle sein. Bei geschichteten Temperaturverhältnissen wirkt die Thermokline als eine interne Grenzschicht, welche die Strahlströmung abbricht und zu einer Einschichtung des Rückgabewassers führt.

Im daran anschließenden Bereich des Fernfelds wird das Rückgabewasser passiv mit der Seeströmung abtransportiert, wobei sich die Durchmischung auf wesentlich größeren räumlichen und zeitlichen Skalen abspielt (siehe Kap. 6.3.3.).

Um die Auswirkungen von thermischen Rückgaben im Nahfeld zu begrenzen, können verschiedene Kriterien angesetzt werden. So sollte die Rückgabetemperatur so eingegrenzt werden, dass diese die natürlich auftretenden Seetemperaturen nicht überschreitet. Zudem ist die Definition einer sogenannten Mischungszone sinnvoll, bei der ein bestimmter Bereich um die Rückgabe festgelegt wird, an dessen Rand bestimmte Grenzwerte eingehalten werden müssen. Abb. 98 zeigt dies schematisch mit einer vorgeschlagenen Mischungszone von horizontal 20 m und vertikal 10 m, in der Temperaturdifferenzen von über 1 °C abgebaut sein müssen.

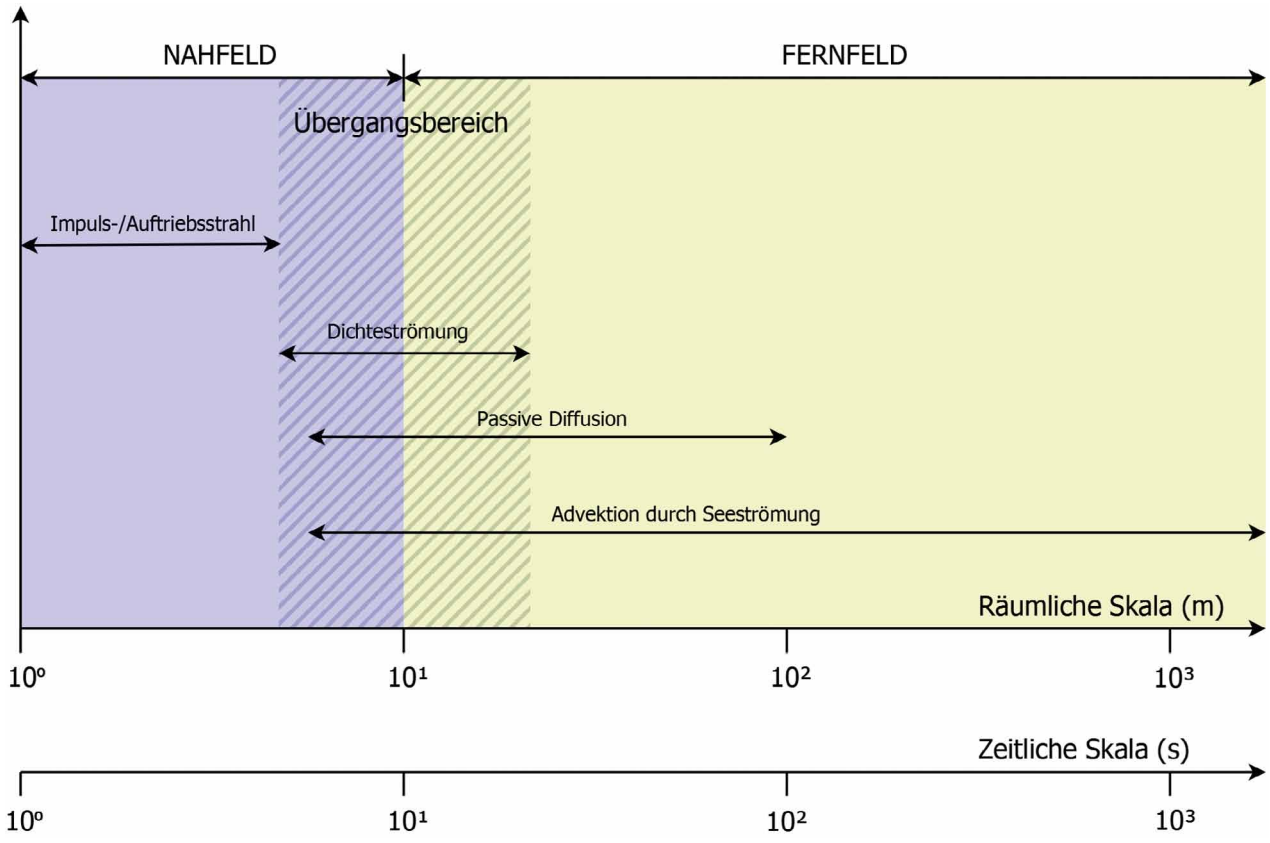


Abb. 97: Räumliche und zeitliche Skalen der Durchmischungsprozesse thermischer Rückgaben (nach Fischer et al., 1979; Doneker & Jirka, 1990).

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

Die Auswirkungen im Nahfeld einer thermischen Rückgabe lassen sich messtechnisch in der Regel nur mit hohem Aufwand erfassen. Einfacher ist die Verwendung eines Strahlmodells, um die Auswirkungen einer thermischen Nutzung zu quantifizieren und die Einhaltung der Mischungszone für eine thermische Nutzung zu gewährleisten.

Das Modell prognostiziert die dreidimensionale Ausbreitung und Durchmischung einer Strahlströmung aus einem Auslassrohr bei unterschiedlichen Strömungs- und Temperaturverhältnissen im See. Die mathematische Grundlage beruht auf den von Jirka (2003) und Hutter & Hofer (1978) beschriebenen Modellen.

Abb. 99 zeigt die berechneten Abstände, bei welchen in vertikaler oder horizontaler Richtung eine Temperaturdifferenz zwischen wärmerem Rückgabewasser und Umgebungswasser von 1 °C unterschritten wird, für das Beispiel einer horizontalen Rückgabe des Wassers bei einer thermischen Nutzung von 2 MW und unterschiedlichen Leitungsdurchmessern. Die Situation repräsentiert typisch winterliche Verhältnisse mit einer ungeschichteten Wassersäule und einer Wassertemperatur von 5 °C. Dies bedeutet, dass die Seewassertemperaturen an der Entnahme- und Rückgabeposition unabhängig von deren Tiefe immer 5 °C betragen. Generell unkritischer hinsichtlich der entstehenden Temperaturdifferenzen sind die Zeiträume mit Temperaturschichtung, da an der meist flacheren Rückgabeposition die Seewassertemperaturen höher als an der Entnahmeposition und somit die Temperaturdifferenzen zum Rückgabewasser geringer sind. Daher ist die dargestellte Situation im jahreszeitlichen Verlauf als „Worst Case“ anzusehen. Während in horizontaler Richtung die Bedingungen der Mischungszone bei allen Rückgabezuständen eingehalten werden können, gilt dies in vertikaler Richtung bei geringen Durchflüssen bzw. großen Leitungsdurchmessern nicht. Entscheidend ist hier also, dass das Rückgabewasser genügend Impuls im Vergleich zum Auftrieb aufweist, um eine rasche Durchmischung mit dem Seewasser gewährleisten zu können. Dies kann mit der sogenannten densimetrischen Froude-Zahl quantifiziert werden, die definiert ist mit

$$Fr = \frac{u_0}{\sqrt{\frac{\rho_{See} - \rho_{Therm}}{\rho_{ref}} gD}}$$

Dabei bezeichnen u_0 die Strahlgeschwindigkeit am Auslass, ρ_{See}, ρ_{Therm}, bzw. ρ_{ref} die Dichten des See- und Rückgabewassers sowie eine Referenzdichte, g die Erdbeschleunigung und D den Rohrdurchmesser am Auslass. Um eine hohe initiale Durchmischung zu gewährleisten, sollte dieser Wert bei mindestens 10 liegen. Die Punkte in Abb. 99 zeigen die Bedingungen an, bei denen eine Froude-Zahl von 10 vorliegt. Die Bereiche mit durchgezogenen Linien liegen darüber.

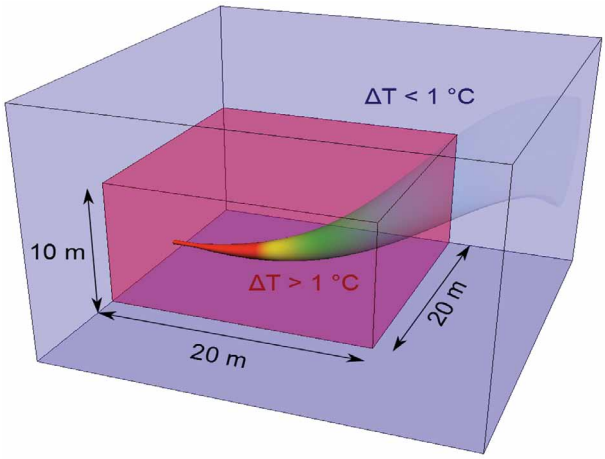


Abb. 98:

Schematische Darstellung der Rückgabe thermisch genutzten Wassers mit Konzept der Mischungszone.

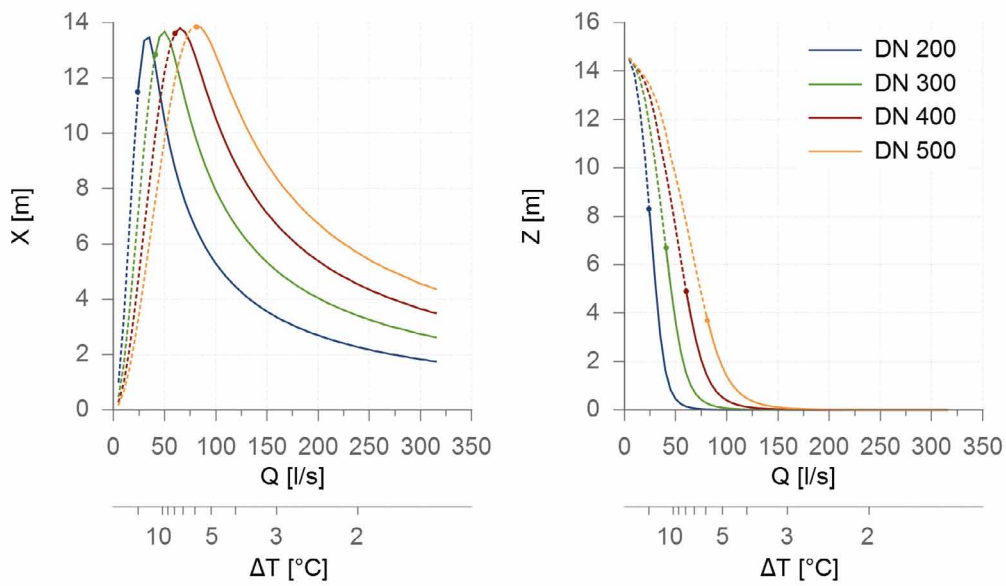


Abb. 99: Abstände x und z von der Rückgabestelle von thermisch genutztem Wasser bei einer konstanten Leistung von 2 MW in horizontaler (links) und vertikaler (rechts) Richtung bis zum Erreichen von ΔT < 1 °C bei ungeschichteten Verhältnissen mit einer einheitlichen Seetemperatur von 5 °C. Die Punkte zeigen die Bedingungen an, bei denen eine Froude-Zahl von 10 vorliegt. Die Bereiche mit durchgezogenen Linien liegen darüber. Die mit DN bezeichneten Werte geben unterschiedliche Rohrdurchmesser am Auslass in mm an.

6.3.3. Temperaturen im Fernfeld

Bei der thermischen Nutzung von Seewasser zu Kühlzwecken wird dem See kaltes Wasser aus tiefen, kühlen Schichten entnommen, erwärmt und wieder zugegeben. Hierbei wird der Wärmeinhalt des Sees erhöht sowie die thermische Schichtung verändert, wenn auch bei einer einzelnen Anlage meist nur sehr gering und lokal begrenzt. Um diesen Effekt, der beispielsweise für Trinkwasserentnahmen Bedeutung haben könnte, zu quantifizieren, wurden verschiedene Modellrechnungen durchgeführt.

Um die insgesamt im See zu erwartenden Veränderungen auf die Schichtungsverhältnisse zu quantifizieren, wurde das dreidimensionale, seeweite Modell ELCOM verwendet (Hodges & Dallimore, 2012). Dieses Modell wurde im Rahmen des Forschungsprojekts BodenseeOnline auf den Bodensee angepasst (Lang et al., 2008; Eder et al., 2008). Grundlage des Modellszenarios ist eine thermische Nutzung mit einer zugeführten Wärmeleistung von 0,84 GW. Bei diesem Prinzipmodell wird im Konstanzer Trichter in 60 m Tiefe eine Entnahme mit 100 m³/s angesetzt und das Wasser, um 1 °C erwärmt, in der Bregenzer Bucht in 40 m Wassertiefe zurückgegeben.

Abb. 100 zeigt einen Vergleich der Temperaturprofile an der an der Seemitte des Bodensee-Obersees mit und ohne thermische Nutzung nach 200 Tagen Simulation. Im Tiefenbereich zwischen 20 und 40 m ist eine deutliche Erwärmung erkennbar. Die größte Temperaturänderung ist zu diesem Zeitpunkt in ca. 30 m Tiefe zu finden.

Der Verlauf der Temperaturen und deren Änderung im Vergleich zur Simulation ohne thermische Nutzung sind exemplarisch für die Tiefe von 30 m in Abb. 101 dargestellt. Während des Sommers bei geschichteten Verhältnissen wird der See durch die thermische Nutzung aufgewärmt, da sich das thermisch genutzte Wasser unterhalb des Epilimnions einschichtet. Innerhalb von acht Monaten wächst die Differenz zur Simulation ohne Nutzung auf ca. 0,3 °C an. Der Anstieg verläuft bis Anfang November nahezu linear. Mit Rückgang der thermischen Schichtung im Winter erreicht das erwärmte Wasser auch die Wasseroberfläche, was einen Austrag der zusätzlich eingetragenen Wärme über die Seeoberfläche sowie einen Abstrom über den Ausfluss ermöglicht. Somit geht im

Laufe des Winters die Temperaturdifferenz wieder zurück, obwohl die thermische Nutzung in der Simulation anhält. Die Erwärmung des gesamten Sees beträgt im Mittel über das Jahr ca. 0,05 °C.

Weitere Modellrechnungen wurden durchgeführt, um die Ausbreitung des thermisch genutzten Wassers im Fernfeld zu quantifizieren und somit etwaige Auswirkungen in der weiteren Umgebung der Wasserrückgabestelle abschätzen zu können. Dies ist relevant im Hinblick auf eventuell nahegelegene sensible Bereiche, wie Flachwasserzonen oder Trinkwasserentnahmen. Ziel der Modellrechnungen ist es, die Entfernung zu identifizieren, in der der Anteil an eingeleitetem Wasser 1 % nicht mehr überschreitet. Damit soll der Abstand von der Rückgabe definiert werden, bei dem kurzfristige, größere Temperaturschwankungen aufgrund der Ausbreitungsfahne des Rückgabewassers ausgeschlossen werden können. Im Modell wird dazu das Rückgabewasser mit einem virtuellen Tracer belegt. Bei dieser Vorgehensweise werden die Ergebnisse auf lange Sicht durch eine Anreicherung des Markierungsstoffs verfälscht, bei den verwendeten Simulationszeiträumen von wenigen Wochen spielt dieser Effekt aber keine Rolle. Die Ausbreitung des Wassers erfolgt hierbei mit der Seeströmung und ist daher abhängig vom gewählten Zeitraum und von der Lage der Rückgabestelle.

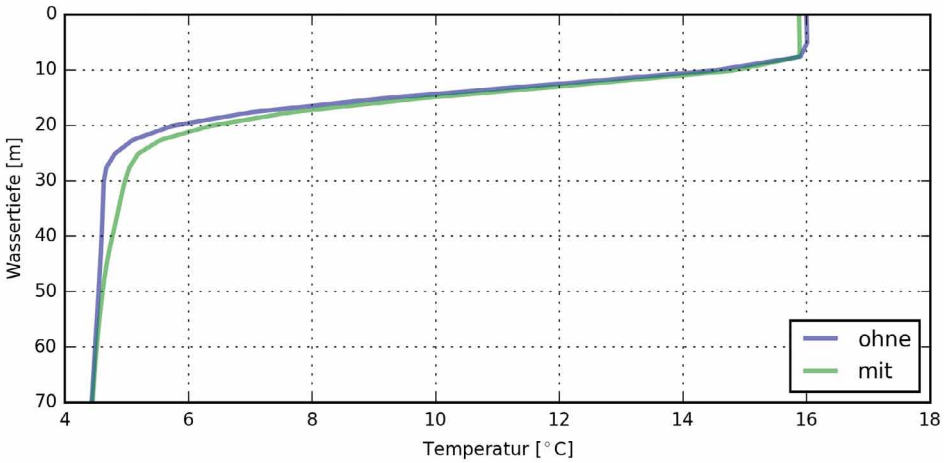


Abb. 100: Berechnete Temperaturprofile von 0 – 70 m Tiefe an der Seemitte des Bodensee-Obersees mit und ohne thermische Nutzung nach 200 Tagen.

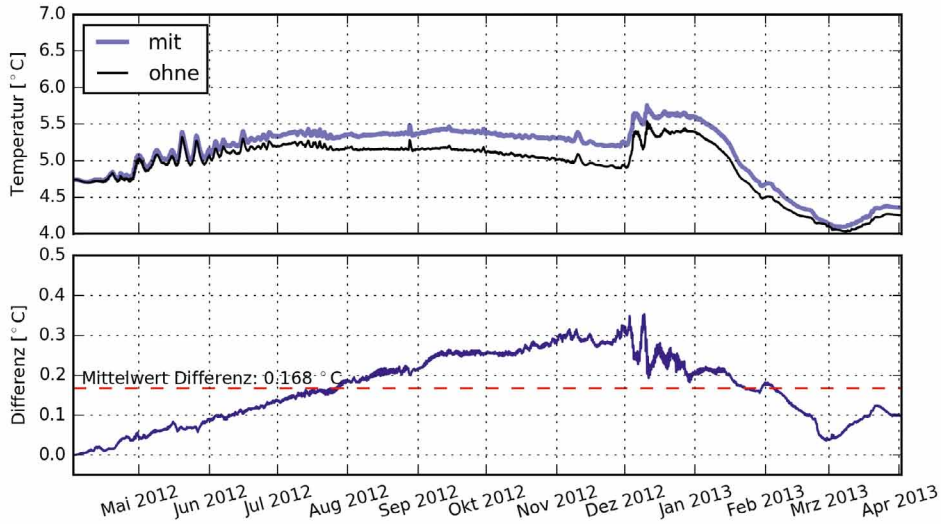


Abb. 101: Mittlere Temperatur des Bodensee-Obersees in 30 m Tiefe mit und ohne thermische Nutzung.

Exemplarisch wurden zwei Rückgabestellen ausgesucht: vor der Arboner und vor der Friedrichshafener Bucht (Abb. 102). Für jede dieser Rückgabestellen wurden Szenarien für thermische Nutzungen mit unterschiedlichen Leistungen berechnet. Dazu wurde der Durchfluss entsprechend variiert, während die Temperaturänderung des genutzten Wassers stets 1 °C betrug. Da der Dichteeinfluss des Rückgabewassers im Modell vernachlässigt wurde, gelten die Ergebnisse sowohl für einen Entzug als auch für eine Abgabe von Wärme.

Der Simulationszeitraum umfasst den 20. Februar bis 13. März 2013. Die erste Woche (20. bis 27. Februar) dient als Vorlaufzeit für das Modell. Vom 27. Februar bis 6. März erfolgt die Zugabe von thermisch genutztem Wasser im Modell (Zeitraum 1). Am 7. März werden die Tracerkonzentrationen im See auf 0 gesetzt, und die Zugabe beginnt von neuem (Zeitraum 2). Abb. 103 zeigt die berechnete thermische Schichtung an der Rückgabestelle vor Arbon. Zu Beginn liegen ungeschichtete Verhältnisse vor. Im Zeitraum 2 bildet sich auf Grund der meteorologischen Verhältnisse eine schwache thermische Schichtung aus mit maximalen Temperaturdifferenzen von weniger als 1 °C.

Abb. 104a zeigt für die Rückgabestelle bei Arbon die maximale horizontale Ausbreitung des thermisch genutzten Wassers innerhalb von sieben Tagen anhand der 1 %-Linie in beiden Zeiträumen. In beiden Zeiträumen findet die Ausbreitung eher uferparallel statt, in Zeitraum 1 fast nur nach Südosten, in Zeitraum 2 etwas mehr auch nach Nordwesten. In Zeitraum 2 findet zusätzlich noch eine geringe Ausbreitung quer zum Ufer statt, sowohl in die Arboner Bucht hinein als auch in Richtung Freiwasser.

Dieselbe Auswertung wurde auch für die Modellrechnungen mit der Rückgabestelle Friedrichshafen erstellt (Abb. 104b). Es zeigt sich, dass in der Friedrichshafener Bucht andere Strömungsmuster vorliegen. Die horizontale Ausbreitung in Zeitraum 1 erfolgt nicht nur uferparallel, sondern auch in Richtung Freiwasser. In Zeitraum 2 ist die Fahne deutlich kleiner.

Die maximale Ausbreitung des thermisch genutzten Wassers innerhalb einer bestimmten Zeitspanne hängt also von der Seeströmung und damit vom Standort und den meteorologischen Bedingungen ab, sowie vom genutzten Wasservolumen. Abb. 105 zeigen das Maximum und den zeitlichen Mittelwert der Entfernung der 1 %-Linie von den beiden Rückgabestellen in beiden Zeiträumen bei verschiedenen Leistungen. Es zeigt sich, dass bei zeitlicher Mittelung über den Zeitraum die Abstände der 1 %-Linie bei beiden Rückgabestellen fast identisch sind. Beim zweiten Zeitraum gilt dies auch für die Maximalwerte, beim ersten sind die Abstände bei Friedrichshafen etwas höher. Die maximale Entfernung von der Rückgabe innerhalb von 7 Tagen, in der eine Konzentration an thermisch genutztem Wasser von 1 % oder mehr auftrat, war in allen hier untersuchten Simulationen 3,9 km bei einer thermischen Nutzung von 3600 l/s

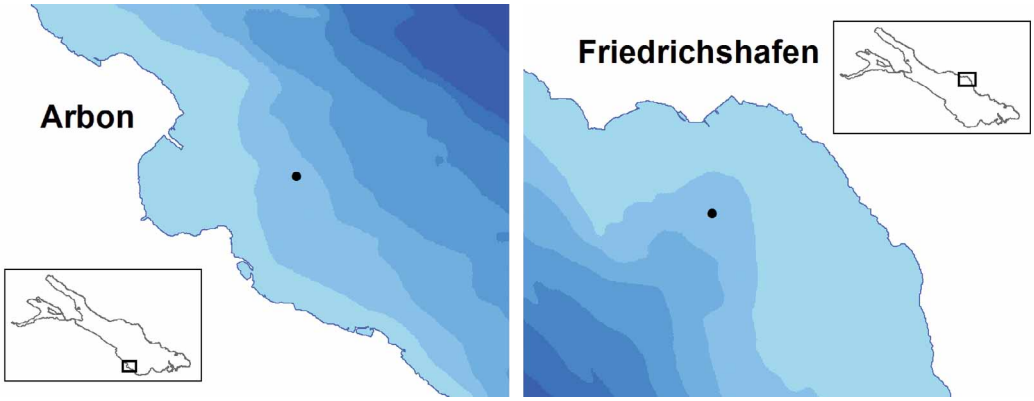


Abb. 102:

Lage der Rückgabestellen (schwarze Punkte) vor Arbon und Friedrichshafen. Isolinien der Tiefendarstellung in 25 m-Schritten.

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

(15 MW). Bei stabilen Strömungsverhältnissen verändert sich dieser Wert nach etwa fünf Tagen nicht mehr. Es ist daher davon auszugehen, dass dann die maximale Ausbreitung erreicht ist und dieser Wert auch bei längerer Simulationszeit nicht mehr signifikant größer wird. Wie oben bereits angesprochen, spielt die Anreicherung des Rückgabewassers im See bei den betrachteten Zeiträumen von einigen Wochen keine Rolle und ist daher für den hier untersuchten, direkten Einfluss der Rückgabefahne nicht relevant.

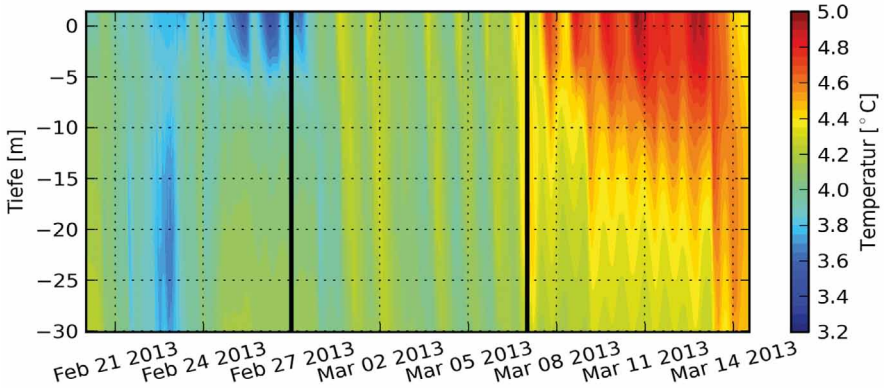


Abb. 103:

Simuliertes Temperaturprofil an der Rückgabestelle vor Arbon.

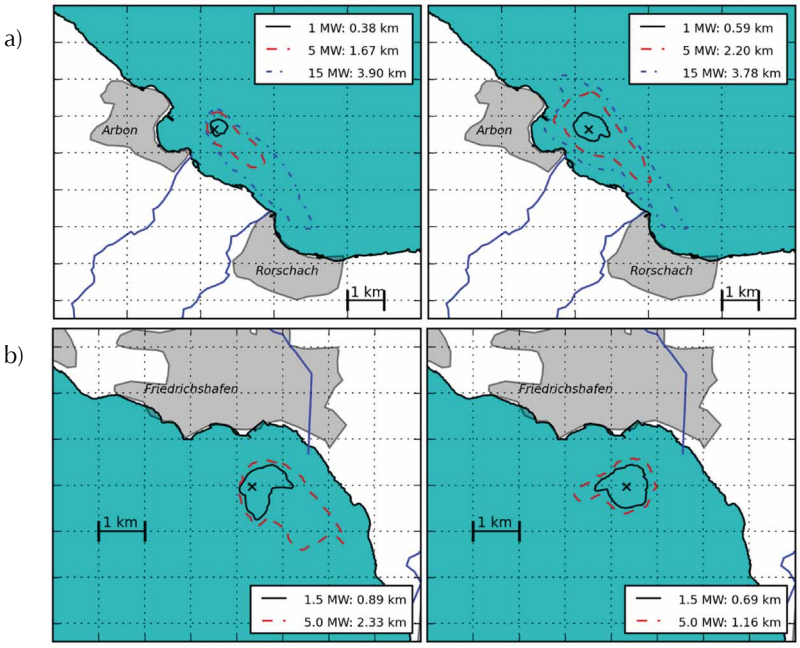


Abb. 104:

Maximale horizontale Ausbreitung von 1 % des thermisch genutzten Wassers innerhalb von sieben Tagen bei verschiedenen Nutzlasten in Zeitraum 1 (links, 27. Februar bis 6. März 2013) und Zeitraum 2 (rechts, 7. März bis 13. März 2013) bei den Rückgabestellen a) Arbon und b) Friedrichshafen; die Zahlen in der Legende bezeichnen die maximale Entfernung der 1 %-Linie von der Rückgabestelle.

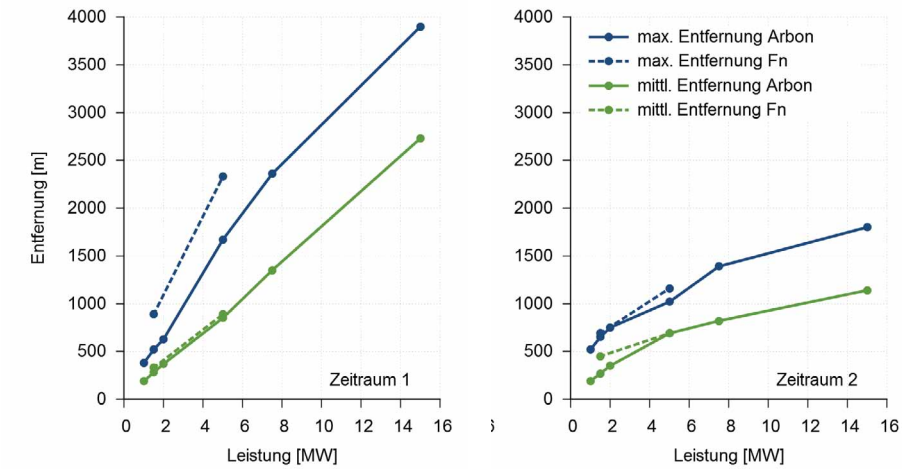


Abb. 105:

Maximum und zeitlicher Mittelwert der Entfernung der 1 %-Linie von den Rückgabestellen Arbon und Friedrichshafen bei verschiedenen Leistungen im Zeitraum 1 (Abb. 104) 27. Februar bis 6. März 2013 und Zeitraum 2 (Abb. 105) 7. März bis 13. März 2013.

6.4. Schlussfolgerungen und Handlungsanleitungen zur Wärmenutzung

Die thermische Nutzung von Seen soll der Reduzierung des Verbrauchs nicht erneuerbarer Energien und der Kohlendioxidemissionen dienen. Dabei geht es sowohl um den Wärmeentzug aus Seen im Winter für die Beheizung von Gebäuden als auch um die Kühlung von Gebäuden und Anlagen. In diesem Kapitel werden Untersuchungsergebnisse zu den dreidimensionalen Veränderungen der Dichteschichtung und der Temperaturverteilung, welche sich als Folge der thermischen Nutzung ergeben, zusammengefasst und bewertet.

Bei der Wärmenutzung aus Seen gibt es grundsätzlich drei verschiedene Problembereiche der Veränderungen: im Nahfeld, im Fernfeld sowie im gesamten See (siehe Kap. 6.3.) – und dies je für die beiden jahreszeitlich getrennten Nutzungen Kühlung im Sommer und Wärmeentzug im Winter. Ziel dieses Kapitels ist es, Handlungsanleitungen zu geben, die eine schonende Wärmenutzung ermöglichen, und gleichzeitig Hilfestellung bei der Interpretation der Richtlinien (IGKB, 2014) zu geben. Damit sollen die Rahmenbedingungen und kritischen Faktoren evaluiert werden, damit mittel- bis langfristig das Wärmepotential möglichst nachhaltig und im Einklang mit den gesetzlichen Gewässerschutzbestimmungen und den ökologischen Vorgaben genutzt werden kann.

6.4.1. Erkenntnis aus der seeweiten Modellierung

Aus den eindimensionalen Modellrechnungen von Fink et al (2014b) ergeben sich erste Schlussfolgerungen für die Nutzung des Bodensees sowohl als Wärmequelle für Wärmepumpen im Winter und als Wärmesenke bei der Abgabe von Kühlwasser (vorwiegend im Sommer). Diese betreffen das Seevolumen als Ganzes. Als Orientierung für die folgenden Abschätzungen soll ±1 Gigawatt (GW) für Wärmeentzug und Kühlung betrachtet werden. Bei größeren oder kleineren Energieflüssen vergrößern bzw. verkleinern sich die Eingriffe entsprechend. Für ±1 GW ergeben sich folgende Änderungen für den Bodensee:

- Die Oberflächentemperatur verändert sich um ±0,07 bis ±0,09 °C pro ±GW, je nachdem ob Wärme zugeführt (+) oder entzogen wird (-).

- Das Einsetzen der sommerlichen Dichteschichtung im Frühling erfolgt später, wenn Wärme entzogen wird, und beginnt früher, wenn warmes Kühlwasser eingeleitet wird. Die zeitliche Verschiebung hängt sehr stark von der Tiefe der Entnahme und Rückgabe des thermisch genutzten Wassers ab. Sie beträgt für die meisten realistischen Tiefen allerdings lediglich ±1 Tag pro ±GW Wärmeleistung.

- Auch die Dauer der sommerlichen Dichteschichtung ändert sich geringfügig um maximal 1 Woche pro GW bei ungünstigster Wahl der Tiefen. Für die meisten realistischen Tiefen der Wasserentnahme und -rückgabe ändert sich die Dauer jedoch nur um wenige Tage pro ±GW.

- Alles in allem lässt sich der Schluss ziehen, dass sich die vertikale Struktur des Sees bei dieser Wärmeleistung kaum wahrnehmbar verändert.

- Im Vergleich zu dieser realistischen Wärmenutzung sind die Effekte der Klimaveränderungen weitaus größer. Der Effekt der klimatischen Erwärmung, wie sie zu Ende des Jahrhunderts erwartet wird, entspricht in etwa einer Wärmenutzung von bis zu 40 GW Wärme.

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

In einem zweiten Schritt wird im Folgenden der Bodensee als dreidimensionaler Körper betrachtet. Dabei werden Schlussfolgerungen im Hinblick auf die lokalen Veränderungen und die daraus abgeleiteten Randbedingungen gezogen.

6.4.2. Natürliche und künstliche Temperaturvariationen im See

Für die Beurteilung der Wärmenutzung ist der Ort der Wasserrückgabe von entscheidender Bedeutung. Kritisch für die lokale und regionale Beeinflussung ist die morphologische Situation, insbesondere ob das Wasser in eine enge Bucht oder sogar in eine Bucht hinter einer Schwelle eingeleitet wird. In diesem Fall ist lokal mit deutlich größeren Temperaturänderungen zu rechnen. Erfolgt die Rückgabe jedoch in das offene zusammenhängende Wasservolumen, so sind die Auswirkungen beckenweit und nicht lokal. Auch bei großen offenen Buchten kann der Wasserkörper als zusammenhängend betrachtet werden und Dichteunterschiede aufgrund von Temperaturdifferenzen zwischen den Buchten und den offenen Seebecken gleichen sich aus. Diese Unterscheidung ist im Folgenden wichtig, weshalb zwischen beckenweiten und lokalen Effekten unterschieden wird.

Interne Wellen und natürlicher Ausgleich

Die Wasserentnahmen und -rückgaben befinden sich in festen Tiefen relativ zu den „beweglichen“ Wasserschichten der Seen. Das bedeutet, dass sich die Wasserschichten aufgrund von internen Wellen und internen Beckenschwingungen, den Seiches, relativ zu den Rohröffnungen auf und ab bewegen und sich somit die Temperatur im gefassten Wasser laufend verändert (Abb. 106; Appt et al., 2004). Umgekehrt schichtet sich das Rückgabewasser kontinuierlich in andere Wasserschichten ein, die sich frei auf und ab bewegen können. Die Größe der Temperaturschwankungen im angesaugten Wasser hängt deshalb von der Tiefe und dem Entnahmeort ab und beträgt typischerweise ~1 °C, was kein Problem für die Regelung im Kühlwasserkreislauf und bei den Wärmepumpen darstellt.

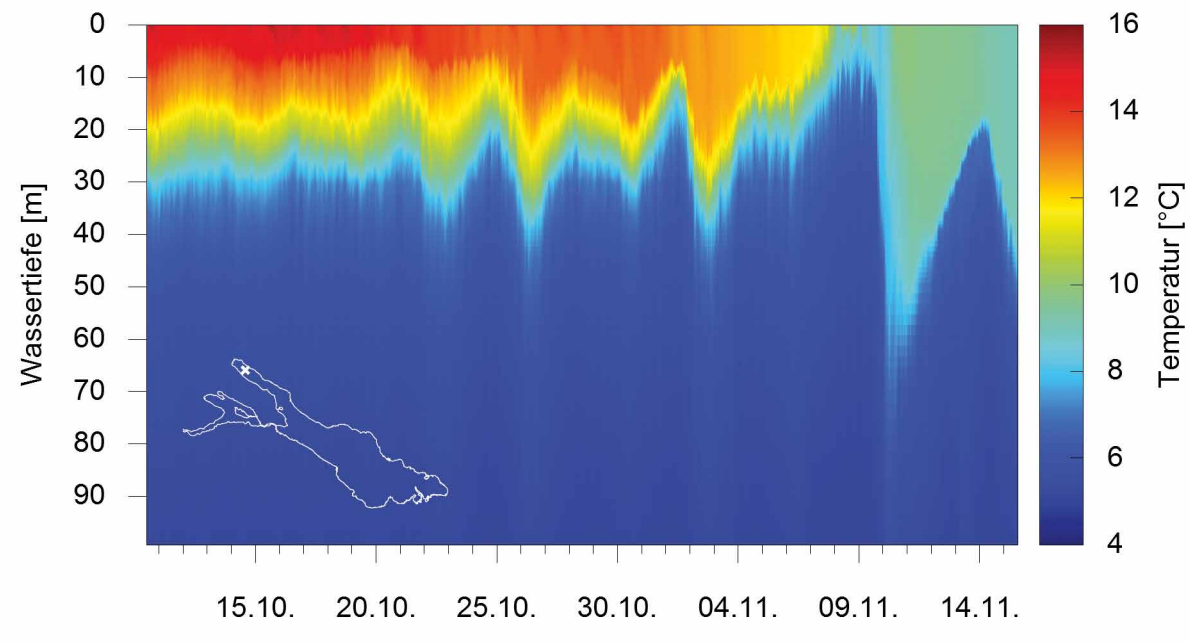


Abb. 106: Windinduzierte Auslenkungen der Oberflächenschicht im Überlingersee am 10. November 2001. Kurzfristig reichte die Oberflächenschicht – die zu diesem Zeitpunkt 15 m Mächtigkeit aufwies – bis in 85 m Tiefe. (Messkampagne: Appt & Stumpp, 2001).

Der Effekt von internen Wellen und von Beckenschwingungen ist der laterale Ausgleich von Dichteunterschieden. Wird durch die Einleitung von kühlerem oder wärmerem Rückgabewasser die Dichte lokal verändert, so führt dies zu lateralen Dichteunterschieden und somit zu Druckunterschieden, die letztlich zu Druckgradienten führen, welche die Ausgleichsströmungen und/oder interne Wellen erzeugen. Diese induzierten Ausgleichströmungen und internen Wellen sind für den Bodensee aber um ein Vielfaches geringer als windinduzierte Strömungen. Auch wenn die Details komplex sind, ist wichtig festzustellen, dass sich die Temperaturunterschiede in einem offenen, zusammenhängenden Wasserkörper nicht akkumulieren und durch diese Prozesse ausgeglichen werden. Wie rasch sich ein solcher Ausgleich vollzieht, wird später erläutert.

Extreme Temperaturschwankungen im November

Die größten Temperaturschwankungen treten im Herbst und hier typischerweise im November auf. Hierfür gibt es drei Gründe: Erstens ist dann die Stabilität der gesamten Wassersäule bereits deutlich schwächer als im Sommer (Oberfläche ~12 °C im Vergleich zu ~22 °C im Sommer); zweitens ist zu diesem Zeitpunkt der Temperaturgradient in der Sprungschicht noch deutlich ausgeprägt und drittens treten im Herbst erfahrungsgemäß starke Winde auf, die bekannten Herbststürme. Diese drei Faktoren können in Kombination kurzfristig zu sehr großen Temperaturschwankungen von mehreren °C führen. Beispielsweise nahm im Genfersee, als Folge von starken Westwinden, am 16. Oktober 2014 bei der Wasserfassung der Universität Lausanne / EPFL in 68 m Tiefe innerhalb von Stunden die Temperatur von ~7 °C auf 14,3 °C zu. Am Bodensee lassen sich diese extremen Temperaturschwankungen infolge von Windereignissen qan der Entnahme des Seewasserwerks Nonnenhorn beobachten. Durch Westwindereignisse, wie z.B. im Dezember 2011, stieg die Wassertemperatur in 60 m Tiefe um 3 °C an (Abb. 107). Das durch das Westwindereignis in den Ostteil des Bodensees verdriftete warme Oberflächenwasser führte nach dem Windereignis infolge des Druckausgleichs zu einer internen Wellenbewegung, die im östlichen Seeteil in Sipplingen ~24 Stunden später die Temperatur in 60 m Tiefe um ~1 °C ansteigen ließ.

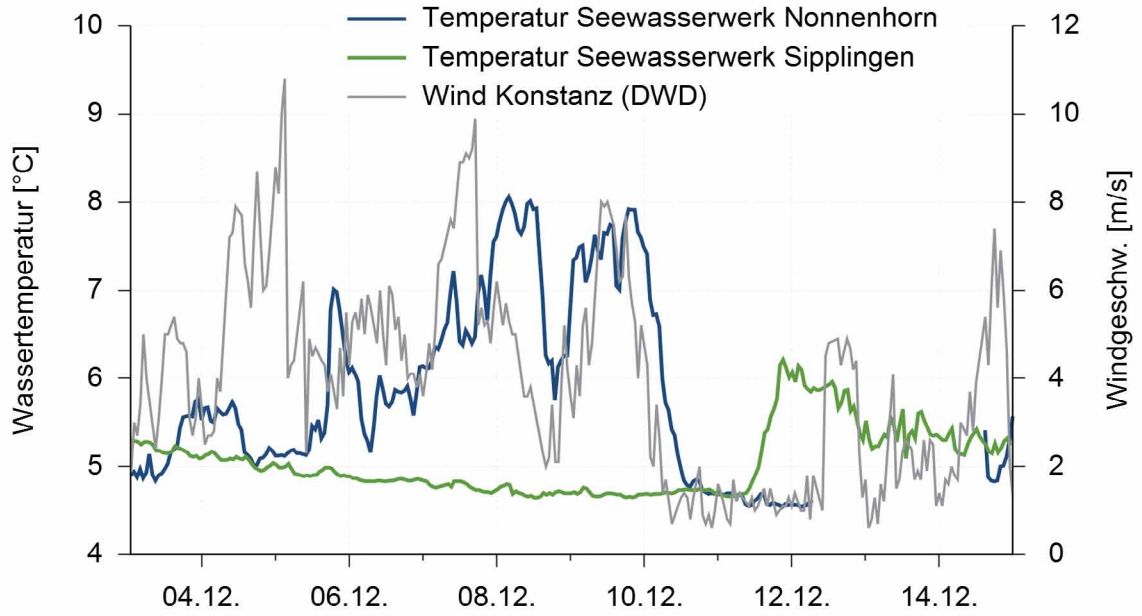


Abb. 107: Gemessene Wassertemperaturen vom 3. – 15.12.2011 in 60 m Tiefe (linke Skala) bei der Entnahme des Seewasserwerks Nonnenhorn (blau) und in Sipplingen (grün). Die Windgeschwindigkeit in Konstanz (grau) ist auf der rechten Skala angegeben.

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

Differentielle Abkühlung und differentielle Erwärmung

Laterale Temperaturunterschiede treten in Seen natürlicherweise auf. Es gibt zwei wichtige Prozesse: Erstens verschieben Winde das Oberflächenwasser in lateraler Richtung. Die Ufer beschränken diese seitlichen Strömungen und lenken das bewegte Wasser in die Tiefe (Downwelling). Zur Kompensation steigt Wasser am andern Ende der Brandung aus der Tiefe auf (Upwelling). Dadurch treten an der Oberfläche tiefere (Upwelling) und höhere (Downwelling) Temperaturen nebeneinander auf (Abb. 108).

Der zweite Mechanismus ergibt sich durch lateral inhomogene Erwärmung und Abkühlung des Wassers. Beispielsweise ändert sich in einer Flachwasserzone – aufgrund der geringeren Wassertiefe – die Temperatur rascher, auch dann, wenn die Wärmeflüsse überall gleich groß und auch gleich groß wie im benachbarten tieferen Wasser sind. Auch diese natürlichen Temperaturgradienten werden durch interne Wellen und Ausgleichsströmungen in Schranken gehalten. Mittels dreidimensionaler Modellierung lässt sich die zeitliche und räumliche Dynamik der Temperaturen an der Seeoberfläche des Bodensees analysieren. Das einer Modellberechnung entnommene Beispiel in Abb. 109 zeigt eine Zone von Upwelling im Flachwasserbereich bei Friedrichshafen am 15. Juni 2014. Wind aus nördlicher Richtung führt dazu, dass Oberflächenwasser nach Süden transportiert wird. Durch den Wasseraustausch kommt es am Nordufer zum Aufstieg von kaltem Wasser (Upwelling).

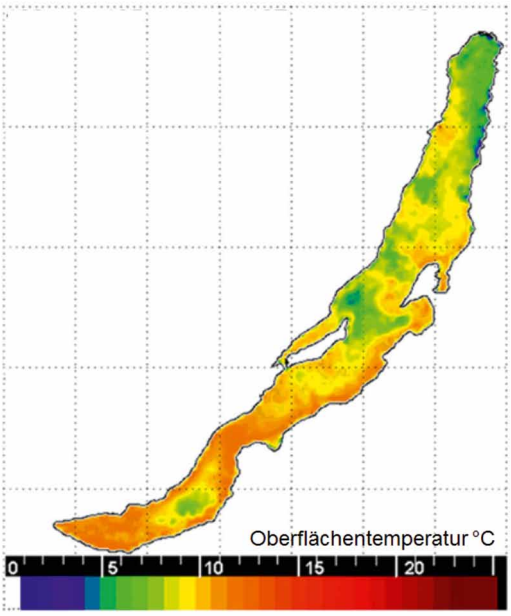


Abb. 108:

Oberflächentemperaturen des Baikalsee am 16. September 1999. Grüne Bereiche zeigen kalte Upwelling-Zonen an. (Troitskaya et al., 2014).

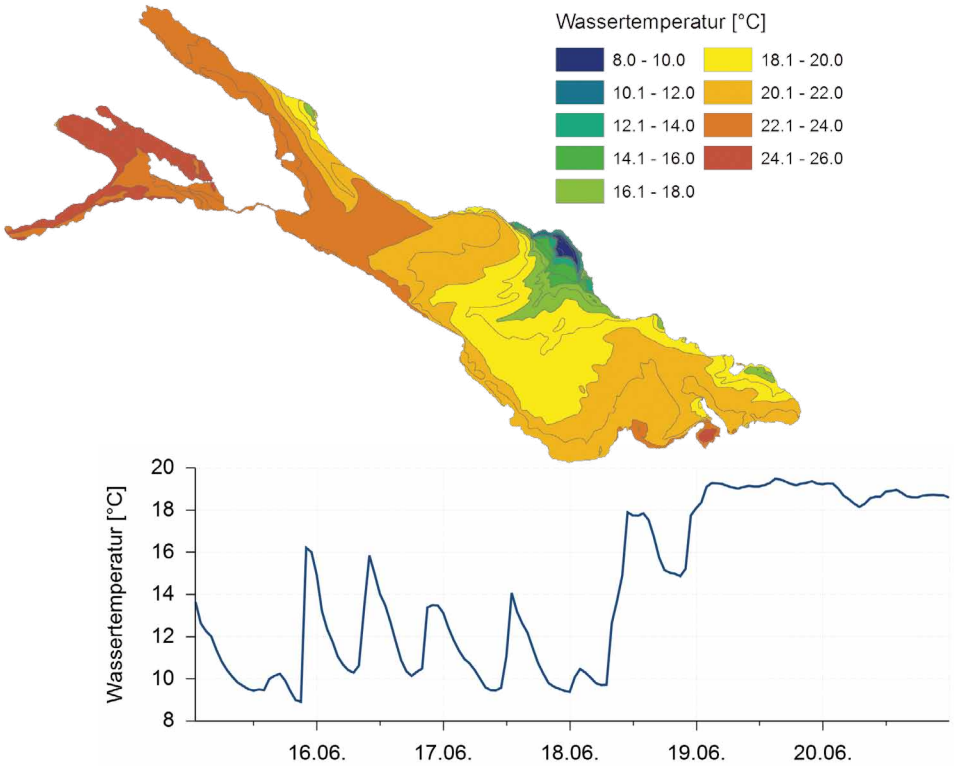


Abb. 109:

Verteilung der berechneten Oberflächentemperatur im Bodensee mit nördlichem Upwelling
im Bereich der Flachwasserzonen, induziert durch nördliche Winde mit Geschwindigkeiten von 3 bis 5 m/s am 15.6.2014 (oben) sowie Ganglinie der berechneten Wassertemperatur in der Flachwasserzone vor Friedrichshafen (unten). Modellergebnisse BodenseeOnline (www.bodenseeonline.de).

6.4.3. Fallbeispiele zur Rückgabe von erwärmtem Kühlwasser

Erhöhte Temperatur im Nahfeld

Kühlwasser ist bei der Einleitung ins Tiefenwasser wärmer als das Umgebungswasser, weil es bei der Kühlung Wärme aufgenommen hat und somit leichter ist als das empfangende Umgebungswasser. Dadurch entsteht ein aufsteigender Schleier (Plume). Wie weit dieser Wasserschleier aufsteigt und in welcher Tiefe schlussendlich das Rückgabewasser sich einschichtet, hängt einerseits von der Dichteschichtung ab und anderseits vom Volumenstrom und der Temperaturdifferenz zur Umgebung. Die Strahlbahn des Schleiers hängt von der konkreten Situation ab und kann mit den mathematischen Grundlagen von Jirka (2003) sowie Hutter & Hofer (1978) berechnet werden. Für die hier vorliegenden Berechnungen wurde dieser Ansatz in einem numerischen Modell implementiert (Kap. 6.3.2., Abb. 98). Die Modellanwendung mit Beispielen ist in Lang et al. (2013) dokumentiert (Abb. 110 und Abb. 111).

Die Temperatur im Nahfeld (weniger als 20 m horizontale Distanz; Kap. 6.3.2., Abb. 98) ist durch die Temperatur im Rückgabewasser bestimmt. In diesem Volumen kann die Forderung nach einer Temperaturänderung von < 1 °C nicht erfüllt werden. Bei der Einschichtung des Rückgabewassers sind die Temperaturdifferenzen jedoch abgebaut. Ein Beispiel für die Strahlbahnen bei einer thermischen Nutzung von 6 MW und die Entfernung, bei der sich das Rückgabewasser so vermischt hat, dass sich dieses weniger als 1 °C vom Umgebungswasser unterscheidet, ist in Abb. 110 dargestellt.

Offenes Seebecken

Wenn das Rückgabewasser in ein Wasservolumen eingeleitet wird, das nicht durch Schwellen vom Hauptbecken des Sees abgetrennt ist, kann sich das Rückgabewasser über das gesamte Volumen des offenen Seebeckens ausbreiten. Im Bodensee, wo die Zeitskala für die horizontale Vermischung wenige Wochen bis wenige Monate beträgt, kann somit die Temperaturänderung durch das empfangende Volumen (relevantes Volumen) und die thermische Leistung berechnet werden:

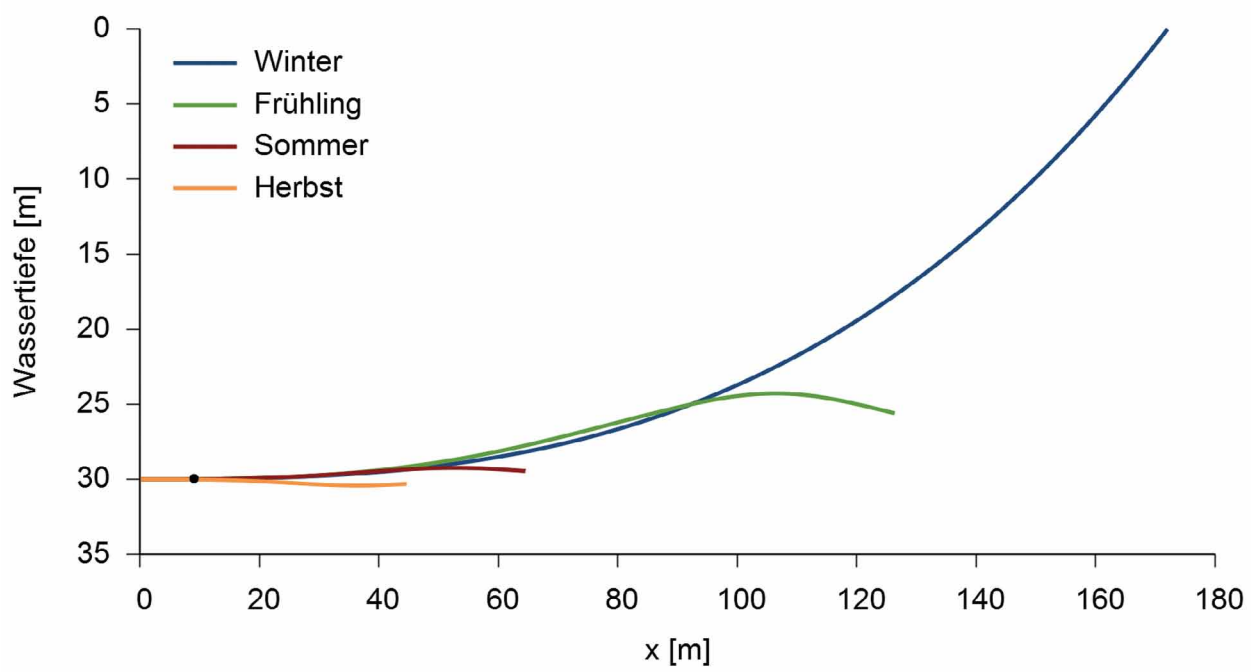


Abb. 110: Verlauf der Strahlbahnen bei unterschiedlichen Schichtungsverhältnissen, bei einer Nutzung von 6 MW und Temperaturerhöhung um 7,5 °C bei Rückgabe in 30 m Tiefe. Der schwarze Punkt markiert die Entfernung, bei der der Temperaturunterschied zwischen Strahltemperatur und Umgebungswasser < 1 °C ist. (Lang et al., 2013).

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

ΔT = Wärmemenge über betrachtete Saison / (relevantes Volumen x 4,2 10^6 J m^{-3} °C m)

Gemäß der Handhabung in der Schweiz soll ΔT ~1 °C nicht überschreiten. Im Sinne der Nachhaltigkeit ist es jedoch sinnvoll, nur einen Teil dieses maximalen Wertes zu nutzen.

Selbstverständlich ergeben sich immer horizontale Temperaturgradienten, weil sich das Rückgabewasser nur mit einer endlichen Geschwindigkeit mit dem Rest des Seevolumens vermischt. Die Zeit, die erforderlich ist, um eine Temperaturdifferenz über eine gewisse Distanz zu vermischen, hängt über kurze Zeiträume (Tage, vgl. Kap. 6.3.3) von der horizontalen Diffusivität ab (Peeters et al. 1996). Über längere Zeiträume (Monate) ist die Dispersion im Wesentlichen durch die beckenumfassenden Strömungen gegeben. Da typische Strömungsgeschwindigkeiten nur wenige cm/s betragen, ist die Zeitskala der horizontalen Vermischung über den gesamten Bodensee mehrere Monate bis ein Jahr. Trotz dieser langen Zeitskala können sich lokal keine großen Temperaturdifferenzen halten, weil diese ansonsten durch dichteinduzierte Strömungen ausgeglichen würden.

Seebuchten mit beschränktem Austausch

Da die wichtigsten Strömungen in Ufernähe parallel zum Ufer verlaufen, können sich bei Buchten mit beschränkter Öffnung, also beschränktem Austausch mit dem offenen Seebecken, Rückströmungen entwickeln, sodass Wasser in der Bucht eine interne Kreisströmung bildet. Damit kann das Wasser sehr lange lokal verbleiben. Diese geometrische Konstellation ist für Kühlwasserrückgaben zu vermeiden. Schwieriger zu beurteilen sind halboffene Buchten, in die uferparallele Strömungen teilweise eindringen. In solchen Buchten kann der Austausch reduziert sein.

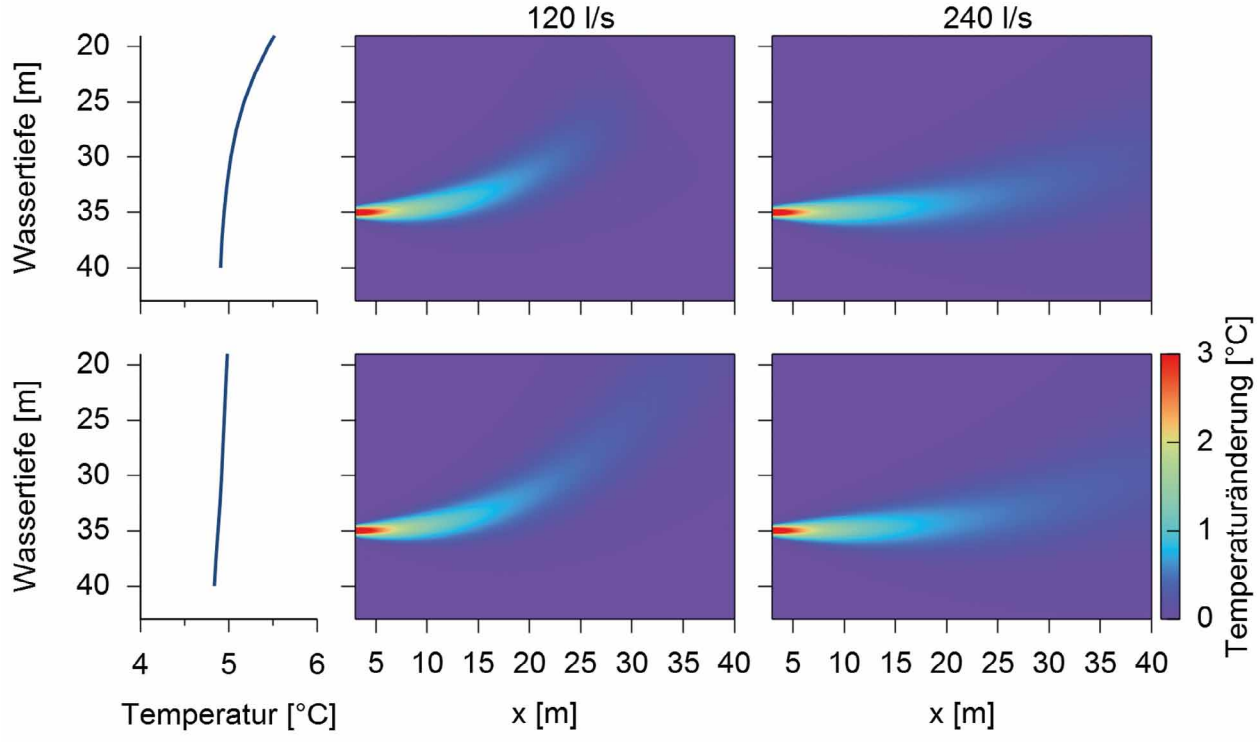


Abb. 111: Beispiel der Temperatur in einem Rückgabeschleier im Vertikalschnitt: Erwärmung des Seewassers um 5 °C, Leitungsdurchmesser von 500 mm und Durchflüssen von 120 L/s (links) und 240 L/s (rechts) bei Verwendung des mittleren (obere Reihe) und initialen (untere Reihe) Temperaturprofils. (Lang et al., 2013).

Dies ist jedoch als deutlich unproblematischer anzusehen als Rückströmungen. Ein Beispiel für eine halboffene Bucht ist die Vidy Bay im Genfersee mit einer Aufenthaltszeit von 50 bis 100 Stunden (Razmi et al., 2014). Ein Beispiel für die Temperaturänderung in der Bregenzer Bucht, wo sich Temperaturdifferenzen länger halten können, ist in Abb. 112 dargestellt.

Ableitung von Kühlwasser in den Seeabfluss

Wenn große Wärmemengen zurückgegeben werden müssen, nimmt entsprechend die Temperatur im Rückgabewasser deutlich zu. Falls die wärmeerzeugende Infrastruktur in der Nähe des Ausflusses liegt wie in Städten an Seeausflüssen – zum Beispiel Zürich, Luzern oder Genf – , kann das Kühlwasser in den Abfluss zurückgegeben werden. Es ist jedoch darauf zu achten, dass das Rückgabewasser insbesondere im Sommer nicht wärmer ist als das Wasser des Ausflusses. Bei großen Wassermengen, die dem See entnommen werden, kommt es zu einer Absenkung der Sprungschicht. Auch dieser Effekt sollte begrenzt werden.

Seebuchten mit Schwelle

Noch kritischer ist die Konstellation, wenn die Kühlwasserrückgabe in einer Bucht erfolgt, die durch eine Schwelle vom See abgetrennt ist. In diesem Fall wird sich die Wassertemperatur im Volumen unterhalb der Schwelle rasch verändern, weshalb diese Situation zu vermeiden ist. Erst wenn die Temperaturdifferenz auf die Schwellenhöhe diffundiert ist, entsteht ein Dichte- und somit ein Druckgradient über der Schwelle und der Austausch mit dem offenen Seebecken setzt ein.

Vertikale Verschiebung der Temperaturzonen durch die klimatische Erwärmung

In den meisten Seen unserer Breiten haben sich in den letzten Jahrzehnten die Temperaturen um typischerweise 0,04 °C/Jahr in der Oberflächenschicht und um 0,01 °C/Jahr im Tiefenwasser erwärmt. Beispiele sind der Genfer-, Zürich-, Vierwaldstätter- und Bodensee. Im Zuge dieser klimabedingten Erwärmung verschieben sich die Zonen für die Entnahme und Rückgabe des thermisch genutzten Wassers in die Tiefe.

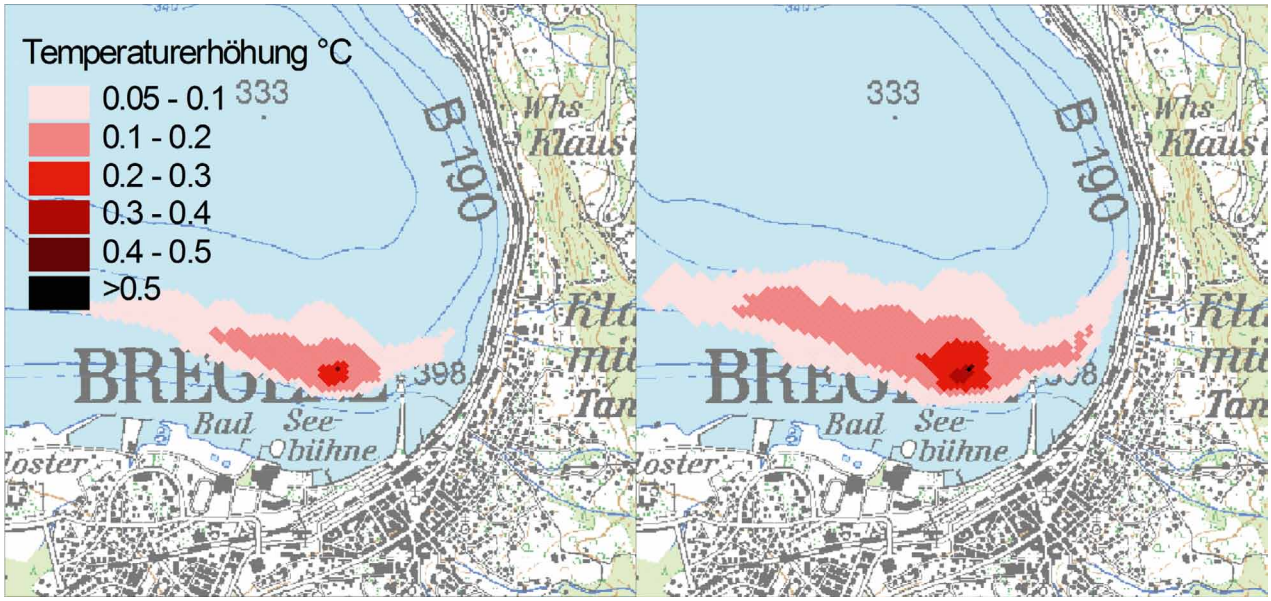


Abb. 112: Beispiel für die laterale Temperaturänderung für eine Kühlwasserrückgabe von 2,5 MW (links) und 5 MW (rechts) in der Bregenzer Bucht (Kartengrundlage: LGL).

6.4.4. Fallbeispiele zur Rückgabe von abgekühltem Seewasser

Tiefere Temperaturen im Nahfeld

Das von einer Wärmepumpe thermisch genutzte Wasser ist im Vergleich zum Entnahmewasser abgekühlt. Falls es noch wärmer als 4 °C ist, wird es nach der Rückgabe absinken, und falls es deutlich kühler als 4 °C ist, kann es aufsteigen. In jedem Fall aber sind die Temperaturdifferenzen gering, sodass sich das Rückgabewasser rasch in das Umgebungswasser einmischt.

Im Winter vermischt sich zudem die Oberflächenschicht durch die natürliche Konvektion. Daher können kaum Temperaturdifferenzen zur Umgebung entstehen, weshalb die Rückgabe als unproblematisch angesehen wird – mit den beschriebenen Einschränkungen für Buchten und Schwellen. In Abb. 113 ist beispielhaft die mittlere Temperaturänderung im Vertikalschnitt für eine thermische Nutzung zu Heizzwecken in der Bregenzer Bucht dargestellt.

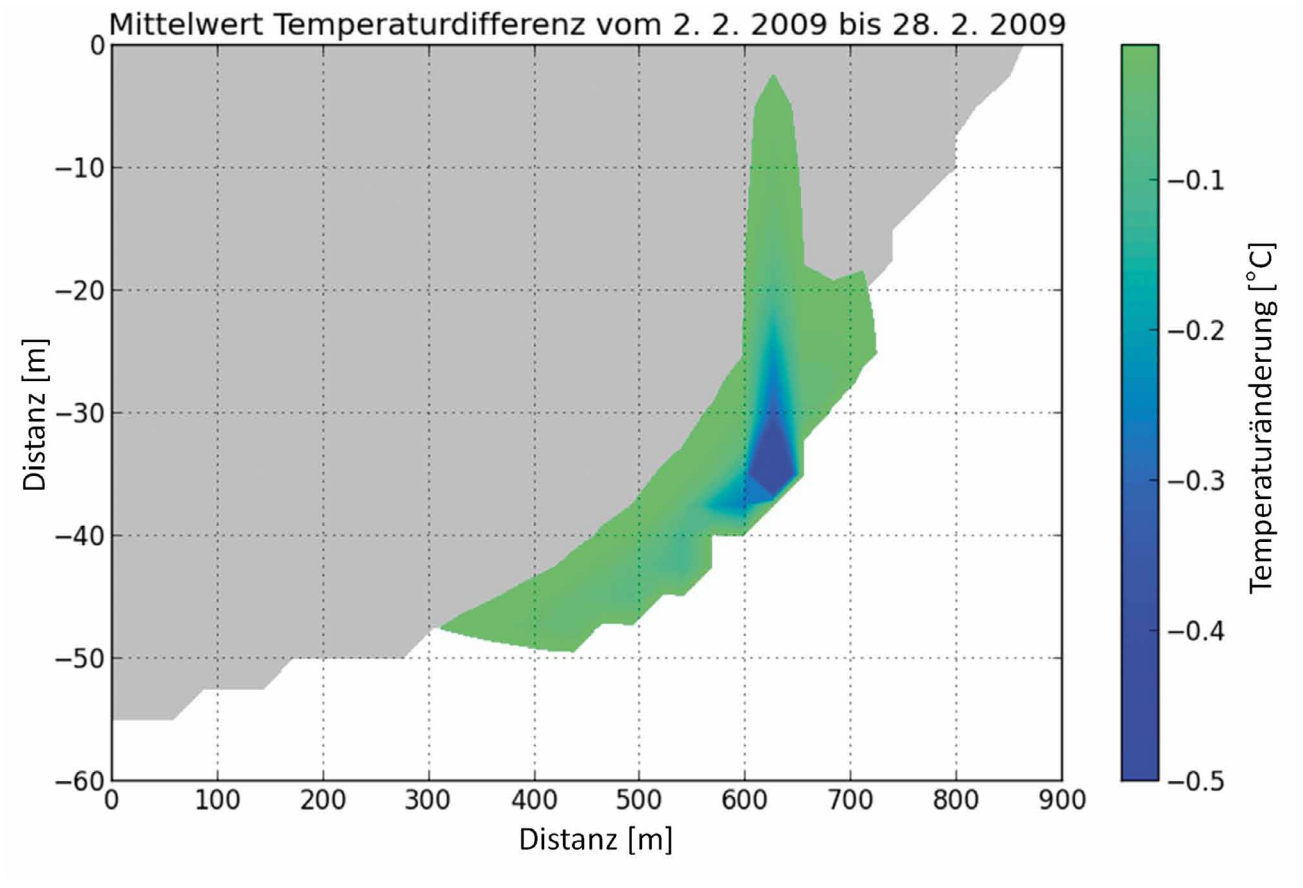


Abb. 113: Mittelwert der Temperaturänderung im Vertikalschnitt für ungeschichtete Verhältnisse. Die thermische Nutzung hat einen Durchfluss von 400 l/s und eine um 3 °C verringerte Rückgabetemperatur im Vergleich zum Seewasser.

6.4.5. Empfehlungen zur Wärmenutzung

Bei der thermischen Nutzung von Seewasser ist grundsätzlich anzumerken, dass die Abkühlung weniger kritisch ist als die Erwärmung. Zum einen wirkt sie der zusätzlichen Wärmebelastung durch die Klimaerwärmung entgegen. Zum anderen benachteiligt eine Abkühlung zwar auch gewisse Arten und bevorzugt andere, doch dies führt insgesamt kaum zu kritischen Auswirkungen, wie das bei einer Erwärmung der Fall sein kann. Daraus und aus den dargelegten ein- und dreidimensionalen Modellierungen lassen sich die folgenden Schlussfolgerungen ziehen, die sich gleichzeitig auch als Handlungsanleitungen eignen.

Voraussetzungen, die grundsätzlich erfüllt sein müssen

Die Tiefenzone, die für das Wasserrückgabevolumen vorgesehen ist, muss klar definiert sein. Ein typisches Volumen kann – abhängig vom konkreten See – beispielsweise 20 bis 40 m Tiefe umfassen. Beim Festlegen dieser Tiefenzone sind mögliche Auswirkungen auf andere bestehende oder geplante Nutzungen zu berücksichtigen. Zum Beispiel ist es sinnvoll, die Rückgabezone nicht mit der Zone zur Trinkwasserentnahme zu überlappen.

Auch das Volumen des Nahfeldes – eine 10 m horizontale Ausdehnung – sollte klar definiert sein, da hier die merklichen Temperaturunterschiede von mehr als einem Grad zum Umgebungswasser abgebaut werden.

Die Wasserrückgabe sollte einen vernünftigen Abstand zur nächsten Trinkwasserfassung oder anderen sensitiven Nutzungen einhalten. Beim Festlegen des Abstandes soll die Technik des Wasserkreislaufes berücksichtigt werden. Bei vollständiger Trennung und bei entsprechender Vorsorge für den Fall einer Havarie ist ein vergleichsweise kurzer Abstand akzeptabel, da im Seewasserkreislauf die Zusammensetzung des Wassers nicht verändert wird.

Die Wasserrückgabe sollte nicht in enge Buchten erfolgen oder in Buchten, die durch Schwellen vom See getrennt sind.

Unkritische Wärmenutzungen

Unter den geschilderten Voraussetzungen werden thermische Nutzungen als unkritisch betrachtet, wenn die folgenden Bedingungen erfüllt sind:

- Die Erwärmung in der empfangenden Tiefenzone ist nur gering, zum Beispiel weniger als 0,1 °C während der gesamten Dauer der sommerlichen Dichteschichtung). Als alternatives Kriterium kann auch die eingetragene Wärme pro Seefläche betrachtet werden, wobei ein Wärmefluss von weniger als 2 W/m^2 oder 1 GW für den gesamten Bodensee als unkritisch angesehen wird.

- Die Abkühlung in der empfangenden Tiefenzone ist nur gering, zum Beispiel weniger als 0,1 °C.

Kritische und nicht zu empfehlende Wärmenutzungen

Wärmenutzungen sind nicht zu empfehlen, falls die oben genannten Voraussetzungen nicht erfüllt sind und zudem spezifisch die folgenden kritischen Bedingungen herrschen:

- Die Erwärmung wäre in der empfangenden Tiefenzone außerhalb des Nahbereichs größer als 1 °C.

- Die Rückgabe erfolgt in eine enge Bucht, in welcher der Wasseraustausch so gering ist, dass es lokal oder sogar regional zu Temperaturänderungen kommt, die 1 °C übersteigen.

Wärmehaushalt und Wärmenutzung von Seen

- Die Rückgabe erfolgt in ein Seevolumen, das in einer Bucht hinter einer Schwelle gefangen ist und Temperatur und Schichtung deshalb wesentlich verändert würden.

- Der See ist so flach, dass das Rückgabewasser im Sommer die Temperatur der Oberflächenschicht verändert. Im Winter kann eine solche Rückgabe akzeptiert werden, falls die Temperaturänderung kleiner als 1 °C ist und keine Dichteschichtung an der Oberfläche erzeugt wird.

- Die Zuleitungen würden durch Schutzgebiete (zum Beispiel Naturschutzgebiete, Fischlaichgebiete, archäologische Denkmäler) führen oder die Wasserrückgabe in der Nähe solcher Gebiete erfolgen.

- Es sind Sicherheitsaspekte zum Beispiel in Hinblick auf Tauchreviere, Schwimmbäder oder Eisbedeckung betroffen.

Kritische Wärmenutzungen, die im Detail abzuklären sind

Wärmenutzungen sind als kritisch anzusehen und sollten im Detail abgeklärt werden, falls sie unter die oben genannten Kriterien fallen und die folgenden Voraussetzungen gegeben sind:

- Ein See wird durch mehrere Wärmenutzungen beeinflusst; dann sind für die Beurteilung einer zusätzlichen Nutzung die gesamten Auswirkungen aller Nutzungen relevant. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn die Rückgabe mit mehreren anderen Rückgaben interferiert und die thermische Beeinflussung größer als 0,1 °C ist.

- Die Temperatur und Schichtung werden nicht maßgeblich verändert, obwohl die Rückgabe in eine Bucht mit Schwelle erfolgt.

7 Bewertung und Ausblick

Die aktuellen klimatischen Entwicklungen stellen den Gewässerschutz vor neue Herausforderungen, für die Wissensgrundlagen und Entscheidungshilfen geschaffen werden müssen. Im Projekt KlimBo wurden daher zahlreiche Themen bearbeitet, die sich mit den Auswirkungen der klimatischen Entwicklungen auf den Bodensee vor dem Hintergrund anthropogener Einflüsse befassen.

Die hier bearbeiteten Themen liegen schwerpunktmäßig im Bereich hydrophysikalischer Vorgänge, befassen sich aber auch mit hydrochemischen und biologischen Entwicklungen im Ökosystem des Bodensees. Darüber hinaus befasste sich das Projekt mit den Möglichkeiten und Grenzen einer thermischen Nutzung von Seen sowie den Risiken der Klimaveränderung für die Trinkwassergewinnung und -versorgung.

Im Rahmen einer Literaturauswertung wurde aufgezeigt, welche Auswirkungen thermische Belastungen und extreme Temperaturverhältnisse auf Pflanzen und Tiere haben können und welche Grenz- und Schwellwerte hierbei relevant sind. Die hierbei gewonnenen Erkenntnisse werden künftig auf den Bodensee und dessen Lebensgemeinschaften übertragen und durch weitere Untersuchungen zu ergänzen sein.

Am Beispiel der Dreikantmuschel wurden Auswirkungen der Verbreitung von Neobiota untersucht. Da eine klimatisch begünstigte Ausbreitung von Neobiota zu erheblichen Veränderungen im Ökosystem von Seen führen kann, werden künftige Untersuchungen sich vertieft mit diesem Thema befassen müssen.

Thermische Belastungen, die sich aus der Nutzung von Seen für Kühl- oder Heizzwecke ergeben können, wurden für den Bodensee mit Hilfe von Modellberechnungen abgeschätzt und im Kontext der klimatischen Veränderungen des Wärmehaushalts des Bodensees bewertet. Eine Zunahme der thermischen Nutzung des Bodensees ist zu erwarten, da die Vorgaben der Bodensee-Richtlinien (IGKB, 2014) diese seit 2014 in größerem Umfang zulassen.

Mit der vermehrten thermischen Nutzung soll der Verbrauch nicht-regenerativer Energien verringert werden. Damit diese Nutzung auch mit den Zielen des Gewässerschutzes vereinbar ist, muss gewährleistet sein, dass sich hieraus keine wesentliche Beeinträchtigung für den See und sein Ökosystem ergibt. Dies macht eine vorsorgende Abschätzung der Auswirkungen erforderlich, der eine Analyse der Anlagen und eine wachsame Beobachtung der künftigen Entwicklung zugrunde liegt. Daher sollten künftige Anlagen in einem Anlagen-Kataster erfasst werden, wobei es wichtig ist, auch die Effizienz der Anlagen sowie die Auswirkungen von Betriebs-, Wartungs- und Reinigungsvorgängen zu bewerten.

Die durchgeführten Analysen zu den Schwebstoff- oder Schadstoffkonzentrationen in den Zuflüssen und im Bodensee sowie zur Flusswasserausbreitung verbessern die Kenntnisse über die Transport- und Austauschprozesse im Bodensee und deren Auswirkungen auf die Wasserqualität und die Trinkwassergewinnung. Um klimabedingte Veränderungen besser abschätzen zu können, sind unter anderem belastbarere Prognosen für die Entwicklung der hydrologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet wünschenswert. Zudem sollte in Zukunft untersucht werden, ob neben den klimatischen Veränderungen auch gewässerbauliche Maßnahmen eine Rolle für den Schwebstofftransport spielen können und ob sich der Partikeltransport durch den Rückgang von Gletschern und Permafrostgebieten verändert?

Mit Hilfe hydrodynamischer und ökologischer Modelle konnte im Rahmen von KlimBo abgeschätzt werden, wie sich künftig der Austausch des Tiefenwassers des Bodensees entwickeln wird. Mit der Berechnung der zu erwartenden Sauerstoffverhältnisse in den tiefen Seebereichen für unterschiedliche Temperatur- und Nährstoffverhältnisse wurde ein wichtiges Thema für den Gewässerschutz des Bodensees bearbeitet. Von den Veränderungen der Schichtungs- und Durchmischungsabläufe sind zahlreiche ökologische Prozesse im See betroffen.

Dies führt zu zahlreichen Fragestellungen für weiterführende Klimafolgenuntersuchungen, wie etwa, welche Bedeutung die Veränderungen für die Planktonentwicklung und das Nahrungsnetz haben.

Die Austauschprozesse und Aufenthaltszeiten in Flachwasserzonen wurden gesondert untersucht, da sich diese Bereiche des Sees in vieler Hinsicht erheblich vom Freiwasserkörper unterscheiden. In ausgedehnten Flachwasserzonen hat die topographisch bedingte verminderte Ausbreitung des Flusswassers eine hohe Bedeutung für die Wasserqualität in der Flachwasserzone. Auch die Temperaturverläufe in Flachwasserzonen unterscheiden sich oftmals bedeutend vom Freiwasser. Dies führt unter anderem zur Bildung von auskühlungsbedingten Dichteströmungen in die tieferen Bereiche des Sees. Deren Bedeutung für die vertikalen und seeweiten Austauschprozesse ist noch nicht hinreichend bekannt. Welche Bedeutung die in der Flachwasserzone gegenüber dem Freiwasser sehr viel ausgeprägteren Temperaturschwankungen und maximalen Temperaturen für die dort lebenden Organismen haben, sollte ebenfalls in Zukunft untersucht werden.

Die auf einer Literaturstudie basierende Analyse der Risiken des Klimawandels für die Trinkwassergewinnung aus dem Bodensee zeigt, dass sehr viele unterschiedliche Faktoren, die für die Gewinnung und Versorgung mit Trinkwasser relevant sind, durch die klimatischen Entwicklungen beeinflusst werden. Dennoch gibt es nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand keine akute Gefährdung. Um trotz der Unsicherheiten über die künftigen Entwicklungen eine Entscheidungsgrundlage für Maßnahmen zur vorsorgenden Absicherung der Trinkwasserversorgung zu erhalten, wurden Experteneinschätzungen herangezogen. Neben der Durchführung sogenannter "no-regret"-Maßnahmen, die unabhängig von der tatsächlichen Entwicklung der Absicherung der Trinkwasserversorgung dienen, wird es künftig eine vorrangige Aufgabe sein, die klimatischen Veränderungen und deren Auswirkungen zu beobachten, zu bewerten und die bisherigen Erkenntnisse und Empfehlungen entsprechend fortzuschreiben.

Die Untersuchungen im Projekt KlimBo basieren auf umfangreichen Messdaten, die in Monitoringprogrammen wie auch in spezifischen Messkampagnen erfasst wurden. Mit Hilfe dieser Daten und verschiedener Modelle wurden Vorgänge untersucht, die sich im Rahmen der klimatischen Entwicklungen verändern können und hierbei möglicherweise bedeutende Auswirkungen im See haben. Die Belastbarkeit der Ergebnisse hängt von den Modellen und den darin getroffenen Annahmen ab sowie von den Messdaten, die der Anpassung und Überprüfung der Modelle dienen. Künftige Klimafolgenuntersuchungen für den Bodensee sollten daher die modelltechnischen Methoden weiterentwickeln und die notwendige Messdatengrundlage verbessern. Letzteres bedeutet einerseits, dass langfristige Monitoringprogramme, die für Klimafolgenuntersuchungen besondere Bedeutung haben, konsequent fortgeführt werden müssen. Andererseits sollten Messprogramme für spezifische Fragestellungen ergänzende Datengrundlagen schaffen, die durch die Langzeituntersuchungen nicht abgedeckt sind.

Die Fragestellungen, welche die klimatischen Entwicklungen für den Bodensee mit sich bringen, erfordern auch künftig eine enge, grenzüberschreitende Zusammenarbeit der Bodenseeanrainerstaaten Schweiz, Österreich, Deutschland und Liechtenstein. Diese Zusammenarbeit wurde durch die Förderung des KlimBo-Projekts im Rahmen des Interreg-IV-Programms erfolgreich unterstützt.

8 Literatur und Referenzen

Appt, J., Imberger, J., Kobus, H. (2004). Basin-scale motion in stratified Upper Lake-Constance. Limnol. Oceanogr., 49: 919-933.

Appt, J. & Stumpp, S. (2001). Die Bodensee-Messkampagne 2011. IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001. Mitteilungen Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.

BMUB (2014). Kernbotschaften des 5. Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Teilbericht 3 (Minderung des Klimawandels). Herausgegeben vom Bundesumweltministerium (BMUB), vom Bundesforschungsministerium (BMBF), dem Umweltbundesamt (UBA) und der Deutschen IPCC-Koordinierungsstelle (De-IPCC). Erhältlich unter: http://www.de-ipcc.de/de/200.php

Doneker, R.L. & Jirka, G.H. (1990). Expert System for Hydrodynamic Mixing Zone Analysis of Conventional and Toxic Submerged Single Port Discharges (CORMIX1). U.S. Environmental Protection Agency, EPA/600/3-90/012, Februar 1990.

Eder, M., Kobus, H., Helmig, R. (2008). Dreidimensionale Modellierung der Hydrodynamik im Bodensee. In: Wasserwirtschaft 98, Heft 10: 16-21.

Eder, M., Rinke, K., Kempke, S., Huber, A., Wolf, T. (2008). Seeweite Bodensee-Messkampagne 2007 als Test für BodenseeOnline. In: Wasserwirtschaft 98, Heft 10: 34-38.

Fink, G., Schmid, M., Wahl, B., Wolf, T., Wüest, A. (2014a). Heat flux modifications related to climate induced warming of large European lakes, Water Resources Research. Res., 50: 2072-2085.

Fink, G., Schmid, M., Wüest, A. (2014b). Large lakes as sources and sinks of anthropogenic heat: Capacities and limits. Water Resources Research, 50: 7285-7301.

Fink, G. & Wüest, A. (2014). A storage-extended rating curve for sediment flux estimation. Geophysical Research Abstracts, 16: 14519.

Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H. (1979). Mixing in inland and coastal waters. New York: Academic Press.

Fleig, M. & Schick, R. (2015). Messkampagnen zur Analyse langfristiger Wasseraustauschprozesse. Teilprojektbericht des Interreg IV-Projekts KlimBo. Erhältlich unter www.igkb.org

Frutiger, A. (2004). Ecological impacts of hydroelectric power production on the River Ticino. Part 1: Thermal effects. Archiv für Hydrobiologie, 159: 43-56.

Glur, L., Wirth, S.B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G.H., Schär, C., Beer, J., Anselmetti, F.S. (2013). Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. Scientific Reports, 3: 2770.

Goudsmit, G.-H., Burchard, H., Peeters, F., Wüest A. (2002). Application of k-ε turbulence models to enclosed basins – the role of internal seiches. Journal of Geophysical Research, 107: 3230.

Hipsey, M.R., Antenucci, J.P., Romero, J.R, Hamilton, D. (2007). Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model: CAEDYM v3, v3.1 Science Manual. Centre for Water Research, University of Western Australia

Hodges, B. & Dallimore, C. (2012). Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM. v2.2 Science Manual. Centre for Water Research, University of Western Australia. Erhältlich unter www.cwr.uwa.edu.au/software1

Hunziker, S. & Wüest, A. (2011). Anthropogene Temperaturveränderungen in Flüssen und Seen – eine Literaturanalyse. Teilprojektbericht des InterregIV-Projekts KlimBo. Erhältlich unter www.igkb.de

Hutter, K. & Hofer, K. (1978). Freistrahlen im homogenen und stratifizierten Medium – Ihre Theorie und deren Vergleich mit dem Experiment. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich.

IGKB (2013). Faktenblatt „Phosphor im Bodensee“. Erhältlich unter www.igkb.org

IGKB (2014). Bodensee-Richtlinien 2005 (mit Änderung des Kapitels 5 vom 13.05.2014). Erhältlich unter www.igkb.org

IPCC (2007). Technical summary. In: Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Seiten 19-91. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Ed: S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

IPCC (2014). 5. Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Teilbericht 3 (Minderung des Klimawandels). Erhältlich unter mitigation2014.org

Jacobeit, J., Glaser, R., Luterbacher, J., Wanner, H. (2003). Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. Geophysical Research Letters, 30: 1172.

Jirka, G.H. (2003). Integral Model for Turbulent Buoyant Jets in Unbounded Stratified Flows. Part I: Single Round Jet. In: Environmental Fluid Mechanics 4, Heft 1: 1-56.

Kirillin, G. (2010). Modeling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes. Boreal Environment Research, 15: 279-293.

KLIWA (2005): Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Berichte, Heft 7. Erhältlich unter www.kliwa.de

KLIWA (2007). Zum Einfluss des Klimas auf den Bodensee. KLIWA Heft 11. Erhältlich unter www.kliwa.de

Kryger, J. & Riisgård, H. U. (1988): Filtration rate capacities in 6 species of European freshwater bivalves. Oecologia, 77: 34-38.

Kundzewicz, Z., Graczyk, D., Maurer, T., Pinskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C., et al. (2005). Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. Hydrological Sciences Journal, 50: 797-810.

Lambert, A., Kelts, K. & Zimmermann, U. (1984). Trübeströme in Seen: Sauerstoffeintrag durch grundnah eingeschichtetes Flusswasser. Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie, 46: 41-50.

Lang, U., Kobus, H., Mehlhorn, H. (2008). BodenseeOnline als Entscheidungs- und Unterstützungssystem. In: Wasserwirtschaft 98, Heft 10: 45-48.

Lang, U., Mirbach, S., Eder, M. (2013). Szenarienbetrachtungen zur thermischen Nutzung des Bodenseewassers. Bericht für die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee. Ed.: kup Stuttgart. Bericht A512-1, 77 Seiten, Juni 2013.

LfU (2005). Wirbellose Neozoen im Bodensee. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU), Karlsruhe. Erhältlich unter www.neozoen-bodensee.de oder www.lubw.baden-wuerttemberg.de

LGL. Karten des Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg.

LUBW (2013). Zukünftige Klimaentwicklung in Baden-Württemberg — Perspektiven aus regionalen Klimamodellen. Hrsg.: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. Erhältlich unter www.lubw.baden-wuerttemberg.de

Lund, J., Sanner, B., Rybach, L., Curtis, R., Hellström, G. (2004). Geothermal (ground source) heat pumps – A world overview. GHC Bull., 25: 1-10.

Meier, W., Bonjour, C., Wüest, A., Reichert, P. (2003). Modelling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. Journal of Environmental Engineering, 129: 755-764.

MeteoSwiss (2011): Swiss Climate Change Scenarios CH2011.Published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate and OcCC. Erhältlich unter www.ch2011.ch

Middelkoop, H., Daamen, K. Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J.C.J., Lang, H., Parmet, B.W.A.H., Schädler, B., Schulla, J., Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. Climatic Change, 49: 105-28.

MunichRe (2009). Klimawandel und Auswirkungen. Munich-Re-Newables, 1-10. Erhältlich unter www.munichre.com/de/reinsurance/magazine/publications

Ostendorp, W., Brem, H., Dienst, M., Jöhnk, K. D., Mainberger, M., Peintinger, M., Rey, P., Rossknecht, H., Schlichtherle, H., Straile, D., Strang, I. (2007). Auswirkungen des globalen Klimawandels auf den Bodensee. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung. Heft 125: 199-244.

Peeters, F., Wüest, A., Piepke, G., Imboden, D.M. (1996). Horizontal mixing in lakes. Journal Geophysical Research, 101: 18,361-18,375.

Prats, J., Val, R., Armengol, J., Dolz, J.(2010). Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro River (Spain) and alteration due to anthropogenic factors. Journal of Hydrology, 387: 105-118.

Razmi, A.M., Barry, D.A., Lemmin, U., Bonvin, F., Kohn, T., Bakhtyar, R. (2014). Direct effects of dominant winds on residence and travel times in the wide and open lacustrine embayment: Vidy Bay (Lake Geneva, Switzerland). Aquat. Sci. 76(S1).

Richter, D., Neubert, W., Klämt, A. (1979). Temperatur und Wärmehaushalt des thermisch belasteten Stechlin- und Nehmitzsees. Akademie-Verlag, Berlin.

Rinke, K.& Rothhaupt, K.O. (2008). Das ökologische Modell des Bodensees: Konzept, Simulation und Test an Langzeitdaten. In: Wasserwirtschaft 98, Heft 10: 26-30.

Roßknecht, H., Güde, H., Hetzenauer, H., Wahl, B., Wolf, T. (2007): Auswirkungen von Klimaveränderungen auf das Zirkulationsverhalten des Bodensee-Obersees. KLIWA-Berichte, Heft 11, Teil 2, 65-99.

Salas, J.D., Delleur, J.W., Yevjevich, V., Lane, W.L. (1980) Applied Modeling of Hydrologic Time Series. Water Resources Publications, Colorado, U.S.A.

Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Lininger, M. A., Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature, 427: 332-336.

Schick, R., Meggeneder, M., Fleig, M. (2013). Risikobewertung klimatischer Ein-flüsse auf die Trinkwasserversorgung aus dem Bodensee. Teilbericht des InterregIV-Projekts KlimBo. Erhältlich unter www.igkb.org

Schlabing, D., Frassl, M. A., Eder, M. M., Rinke, K., Bárdossy, A. (2014). Use of a weather generator for simulating climate change effects on ecosystems: A case study on Lake Constance. Environmental Modelling and Software, 61: 326-338.

Schmid, M. & Dorji, P. (2008). Permanent lake stratification caused by a small tributary – The unusual case of Lej da San Murezzan. Journal of Limnology 67: 35-43.

Schneider, P. & Hook, S. J. (2010). Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985.
Geophys. Res. Lett., 37: L22405.

Svensson, C., Kundzewicz, Z.W., Maurer, T. (2005). Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series.
Hydrological Sciences Journal, 50.

Toffolon, M., Siviglia, A., Zolezzi, G. (2010). Thermal wave dynamics in rivers affected by hydropeaking. Water Resources Research, 46: W08536.

Troitskaya, E., Blinov, V., Ivanov, V., Zhdanov, A. Gnatovsky, R., Sutyrina, E., Shimaraev, M., (2014). Cyclonic circulation and upwelling in Lake Baikal. Aquat Sci., 12 Seiten.

UBA (2011). Ökonomische Aspekte der Anpassung an den Klimawandel. Literaturauswertung zu Kosten und Nutzen von Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel. Erhältlich unter: www.umweltbundesamt.de/publikationen/oekonomische-aspekte-anpassung-an-den-klimawandel

Wüest, A., Imboden, D.M., Schurter, M. (1988). Origin and size of hypolimnic mixing in Urnersee, the southern basin of Vierwaldstättersee (Lake Lucerne). Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie, 50: 40-70.

Zolezzi, G., Siviglia, A., Toffolon, M., Maiolini, B. (2011). Thermopeaking in Alpine streams: event characterization and time scales.
Ecohydrology, 4: 564-576.

Bildquellen

Institut für Seenforschung der LUBW
Titelbild, S. 7, 9, 11, 86, 96, 127

Lorth Gessler Mittelstaedt
S. 6, 8, 10, 12, 16, 82, 90

Gerhard Kersting
S. 25, 42

Ulrich Schmid
S. 36

Manfred Grohe
S. 55

Fotolia
S. 83, 100, 101, 103

Arktis.de
S. 85

iStockphoto LP
S. 87 oben

BWV Bodensee-Wasserversorgung
S. 87 unten, 88, 91

123rf
S. 94

Bernd Wahl
S. 99

9. Liste der vorhandenen „blauen“ IGKB-Berichte

Nr.	Titel	Jahr
1	Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees	1963
2	Die Abwasserbelastung der Uferzone des Bodensees	1964
3	Die Sauerstoffschichtung im tiefen Hypolimnion des Bodensee-Obersees 1963/64 mit Berücksichtigung einiger Untersuchungs-ergebnisse aus früheren Jahren	1964
4	Gewässerschutzvorschriften der Bodensee-Anliegerstaaten	1966
5	Die Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse des Bodensees in den Jahren 1961-1963	1967
6	Untersuchungen zur Feststellung der Ursache für die Verschmutzung des Bodensees	1967
7	Stellungnahme der Sachverständigen zur Frage einer Bodensee-Ringleitung	1967
8	Die Sauerstoffbilanz des Bodensee-Obersees	1967
9	Bodensee-Sedimente	1971
10	Bericht über den Bodensee	1971
11	Die Berechnung von Frachten gelöster Phosphor- und Stickstoffverbindungen aus Konzentrationsmessungen in Bodenseezuflüssen	1973
12	Die Makrophytenvegetation in der Uferzone des Bodensees	1973
13	Bau- und Investitionsprogramm – Stand der Abwasserbeseitigung	1973
14	Regenentlastungsanlagen, Bemessung und Gestaltung	1973
15	Strömungsverhältnisse im Bodensee-Untersee und der Wasseraustausch zwischen den einzelnen Seebecken	1974
16	Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees	1975
17	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor-, Stickstoff- und organischen Verbindungen im Seejahr 1971/72	1976
18	Die Phytoplanktonentwicklung im Bodensee in den Jahren 1961-1963	1976
19	Stand der technischen Möglichkeiten der Phosphorelimination aus kommunalen Abwässern	1977
20	Die Entwicklung des Crustaceenplanktons im Bodensee, Obersee (1962-1974) und Rheinsee (1963-1973)	1977
21	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1963-1973), Teil 1 Untersee	1977
22	Chemismus des Freiwassers des Bodensee-Obersees in den Jahren 1961-1974	1979
23	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1965-1975), Teil 2 Obersee	1979
24	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees Planungszeitraum 1978-1985	1981
25	Zum biologischen Zustand des Seebodens des Bodensees in den Jahren 1972-1978	1981
26	Die submersen Makrophyten des Bodensees – 1978 im Vergleich mit 1967	1981
27	Die Veränderungen der submersen Vegetation des Bodensees in ausgewählten Testflächen in den Jahren 1967-1978	1981
28	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen und organischem Kohlenstoff im Abflussjahr 1978/79	1982
29	Limnologische Auswirkungen der Schifffahrt auf den Bodensee	1982

30	Die Auswirkungen der Reinhaltemaßnahmen auf die limnologische Entwicklung des Bodensees (Lagebericht)	1982
31	Schadstoffe in Bodensee-Sedimenten	1984
32	Quantitative Mikroanalyse flüchtiger, organischer Verbindungen im Bodenseewasser	1985
33	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees, Planungszeitraum 1986 - 1995	1985
34	Die Zukunft der Reinhaltung des Bodensees, weitergehende und vorbeugende Maßnahmen – Denkschrift	1987
35	Zur Bedeutung der Flachwasserzone des Bodensees	1987
36	Die Entwicklung der Radioaktivität im Bodensee nach dem Unfall Tschernobyl	1987
37	Die Entwicklung des Crustaceen-Planktons im Bodensee-Obersee (1972 - 1985) und Untersee – Gnadensee und Rheinsee – (1974 - 1985)	1987
38	Die Oligochaeten im Bodensee als Indikatoren für die Belastung des Seebodens (1972 - 1978)	1988
39	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1961 - 1986)	1989
40	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen, organisch gebundenem Kohlenstoff und Borat im Abflussjahr 1985/86	1989
41	Die Entwicklung der NTA- und EDTA-Konzentration im Bodensee und in einigen Bodensee-Zuflüssen von 1985 - 1990	1991
42	Seenphysikalische und limnologische Dokumentation zur Vorstreckung des Alpenrheins in den Bodensee – eine Literaturstudie	1993
43	Sedimentoberflächen im östlichen Bodensee-Obersee, Sidescan-Untersuchungen im Zusammenhang mit den Auswirkungen der Vorstreckung des Alpenrheins	1992
44	Dynamische Simulation des Bodensee-Obersees und tolerierbare Phosphor-Fracht	1993
45	Methoden zur Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen in den Bodensee	1996
46	Submerse Makrophyten der Litoralzone des Bodensees 1993 im Vergleich mit 1978 und 1967	1998
47	Zustand des Seebodens 1992 - 1994 Sedimentsinventare - Phosphor – Oligochaeten	1998
48	Langjährige Entwicklung chemischer Parameter im Bodensee-Obersee	1998
49	Abschätzung des einwohnerbezogenen Nährstoffaustrags aus Regenentlastungen im Einzugsgebiet des Bodensees	1998
50	Mathematisches Modell des Alpenrhein – Einstroms in den Bodensee	1998
51	Phosphor und Stickstoff aus diffusen Quellen im Einzugsgebiet des Bodensees 1996/97	1999
52	Transport wassergefährdender Stoffe im Ufer- und Zuflussbereich des Bodensees	2000
53	Dem Bodensee in den Abflussjahren 1996 und 1997 zugeführte Stofffrachten	2000
54	Tolerierbare Phosphor-Fracht des Bodensee-Obersees. 2. Auflage	2002
55	Limnologische Bewertung der Ufer- und Flachwasserzone des Bodensees	2009
56	Bodensee-Untersuchung-Seeboden	2009
57	Zur Limnologischen Entwicklung des Bodensee-Untersees von 1969 - 2005	2007
58	Submerse Makrophyten des Bodensees – Kartierung in den Jahren 2006 - 2010	2014
59	Phytoplanktonentwicklung im Bodensee von 1965 - 2007: Einfluss von trophischen und klimatischen Veränderungen	2014
60	KlimBo – Klimawandel am Bodensee	2015

EUROPÄISCHE UNION
Europäischer Fonds
für regionale Entwicklung

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

interreg IV
Alpenrhein | Bodensee | Hochrhein

igkb
Internationale
Gewässerschutzkommission
für den Bodensee