

Wolfgang Ostendorp, Hansjörg Brem, Michael Dienst, Klaus Jöhnk,
Martin Mainberger, Markus Peintinger, Peter Rey, Henno Rossknecht,
Helmut Schlichtherle, Dietmar Straile, Irene Strang

AUSWIRKUNGEN DES GLOBALEN KLIMAWANDELS AUF DEN BODENSEE

1 EINLEITUNG

Das Weltklima unterliegt zeitgenössisch einem durchgreifenden Wandel, wie er in dieser Geschwindigkeit und in diesem Ausmaß seit mindestens tausend Jahren nicht festgestellt werden konnte (MANN et al. 1999; IDAG 2005; IPCC, 2007). Im vergangenen Jahrhundert stieg die mittlere Temperatur der Erde um etwa $0,7^{\circ}\text{C}$ an und sie dürfte in den nächsten Jahrzehnten mit einer Rate von $0,2^{\circ}\text{C}/10$ Jahre weiter steigen (BROHAN et al. 2006). Eine wesentliche Ursache wird in der globalen Zunahme von Treibhausgasen, vornehmlich des Kohlendioxids (CO_2) gesehen, dessen Konzentrationen von rd. 280 ppm (vorindustrieller Referenzwert um 1750) auf nunmehr 380 ppm gestiegen ist. Verantwortlich hierfür sind vor allem menschliche Aktivitäten, z. B. die Verbrennung fossiler Energieträger, die Abholzung der Wälder und der Landnutzungswandel (IPCC 2001).

Von großer Bedeutung sind die Veränderungen im globalen Wasserhaushalt, insbesondere die Zunahme der Wasserdampfsättigung in der Atmosphäre (SODEN et al. 2005, ARNELL, 2006). Diese Temperaturzunahme wird allen Voraussagen nach zu einer Intensivierung des Wasserkreislaufs der Erde führen. Dies heißt keineswegs, dass die Verfügbarkeit und Nutzbarkeit von Wasser generell zunehmen wird, vielmehr werden bei einem Temperaturanstieg von 2 bis 4°C , wie er für das Ende dieses Jahrhunderts wahrscheinlich ist, extreme Trockengebiete der Erde von derzeit 3 % auf 30 % zunehmen (BURKE et al. 2006). Gleichzeitig werden die Gletscher der Polkappen und der Gebirge wie schon bisher weiter abschmelzen (BARNETT et al. 2005). Deren Wasserspeicher-Kapazität nimmt somit ab, so dass die Wahrscheinlichkeit von Überflutungen in der feuchten Jahreszeit und von Dürreperioden in der trockenen Jahreszeit zunimmt.

Die Klimaszenarien, die die künftigen Entwicklungsoptionen vorwegnehmen, werden mit unterschiedlichen Eingangsdaten für die globale Bevölkerungs- und Wirtschaftsentwicklung sowie mit Indikatoren für die technische Innovationsfähigkeit und

die politische und ökonomische Handlungsfähigkeit der Menschheit beschickt. Sie zeigen, dass das Ausmaß der Klimaänderungen im 21. Jahrhundert von den CO₂-Emissionen (stellvertretend für die Emissionen aller klimarelevanten Gase) abhängt, mithin auch von der Fähigkeit der Menschheit, den Ausstoß deutlich zu reduzieren und dauerhaft gering zu halten (SCHELLNHUBER et al. 2006). Andererseits zeigen sie auch, dass der Klimawandel im vor uns liegenden Jahrhundert auch dann stattfinden wird, wenn es uns gelingt, die Treibhausgas-Emissionen auf das Niveau von 2000 zu reduzieren. Vor diesem Hintergrund ist eine Doppelstrategie gefragt, die zusätzlich zur langfristigen Perspektive der Emissionsminimierung auch die kurz- und mittelfristige Empfindlichkeit der Natur, der Wirtschaft und der Gesellschaft, die notwendigen Anpassungen und ein Risikomanagement im Blick hat.

Obschon die armen Länder der Erde in besonderem Maße vom Klimawandel betroffen sein werden (STERN 2006), sind die Folgen bereits jetzt auch in Mitteleuropa deutlich wahrnehmbar. Die Hitzewelle von 2003 und die offensichtliche Zunahme von Extremhochwässern im Bodensee-Einzugsgebiet, zuletzt 1999 und 2005, geben einen Vorgeschmack auf die prognostizierte Entwicklung. Mit dem Klima werden sich die Wasserstandsverhältnisse und die Lebensbedingungen der aquatischen Biozöosen des Bodensees ändern. Auch hier lassen die bisherigen Entwicklungen einen Blick in die Zukunft zu. In dem vorliegenden Beitrag beschreiben wir anhand der Plankton-Nahrungskette, der Ufervegetation, der Neozoen-Einwanderung und der fortschreitenden Zerstörung von stein- und bronzezeitlichen Bodendenkmälern die Folgen, die der im wesentlichen klimatisch bedingte Wasserstandstrend des Bodensees bereits jetzt hat.

2 KLIMA UND HYDROLOGIE DES BODENSEES

Der Bodensee liegt am Nordrand der Alpen im Molasse- und Moränehügelland der letzten Vereisung. Er ist nach dem Plattensee (Balaton) und dem Genfer See der drittgrößte See Mitteleuropas (Tabelle 1). Sein oberirdisches Wassereinzugsgebiet (ca. 10 900 km² ohne Seefläche, IGKB 2004) erstreckt sich auf die umgebenden Randhöhen (ca. 3 400 km²) sowie auf das alpine Einzugsgebiet einschließlich des Alpenrheintals (8 580 km²).

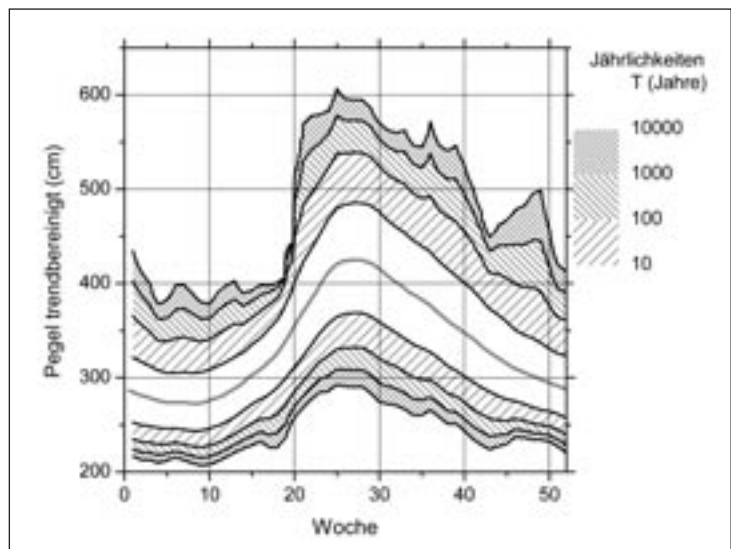
Das Seebecken und das Alpenrheintal liegen in der warm-gemäßigten humiden Klimazone (KÖPPEN-GEIGER-Klimazone Cfb), die für den mitteleuropäischen Raum kennzeichnend ist (KOTTEK et al. 2006). Das alpine Einzugsgebiet ist aufgrund des starken Reliefs durch ein sehr kleinräumiges Klima und Wettergeschehen ausgezeichnet. Die wichtigsten klimatischen Einflüsse sind Westwinde mit milden, feuchten Luftmassen vom Atlantik, kalte Polarluft von Norden, trockene kontinentale Luftmassen aus Osten (kalt im Winter, heiß im Sommer) und warme mediterrane Luft von Süden. Weite Teile der Nordalpen ähneln in ihrem thermischen Jahresgang dem angrenzenden Flachland

mit Ausnahme der Abnahme der mittleren Jahrestemperatur (um 0,50 bis 0,65 °C je 100 m Höhenzunahme). Insgesamt erhält das Bodensee-Einzugsgebiet im Mittel (1961–1990) etwa 1360 mm Jahresniederschlag mit einem Maximum im Sommer (ca. 155 mm/Monat, Juni bis August) und einem Minimum im Winter (ca. 90 mm/Monat, Dezember bis März) (Abbildung 2). Im Winter wird ein großer Teil der Niederschläge in den mittleren und höheren Lagen als Schnee gespeichert, die nach der Schneeschmelze im Frühjahr und Sommer wieder dem See zufließen. Auch die Gletscher, die etwa 0,74 % des Einzugsgebietes bedecken, tragen zur Wasserspeicherung bei. Den größten Teil seines Wassers bezieht der Bodensee aus seinem alpinen Einzugsgebiet über die Zuflüsse

Tab. 1: Morphologie und Hydrologie des Bodensees (Pegeldaten n. LUBW; Wassertiefe n. WESSELS (1998); Uferlänge n. BRAUN & SCHÄRF (1994), Flächendaten n. M.Dienst, AGBU, unveröff. Daten)

	Untersee	Überlinger See	Obersee
Fläche [km ²] bei MMW	60,94	58,73	409,45
max. Tiefe [m]	40,0	147,5	253,3
mittl. Mittelwasser (1951–2001) MMW	395,07	395,27	
mittl. jährl. Hochwasser (MHW)	396,23	396,43	
mittl. jährl. Niedrigwasser (MNW) [m NN]	394,31	394,51	
Uferlänge [km]	96	177	
Fläche [km ²] zw. 390,0 m NN und MMW	22,93	4,96	43,45
Fläche [km ²] zw. 390,0 m NN und MHW (= Flachwasserzone)	28,81	6,51	51,75
Fläche [km ²] zw. mittl. jährl. Niedrigwasser (MNW) u. (MHW) mittl. jährl. Hochwasser	10,80	2,95	16,59

Abb. 1: Langjährig durchschnittlicher Jahresgang des Bodensee-Wasserstands (Wochenmittelwerte, Pegel Konstanz) mit Überschreitungs- und Unterschreitungs-jährlichkeiten berechnet anhand eines GEV (General Extreme Value)-Verteilungsmodells auf der Basis trendbereinigter Wochenmittelwerte im Zeitraum 1817 bis 2006; mit Hilfe dieser Grafik lässt sich für einen gegebenen trendbereinigten Pegelwert dessen Jährlichkeit ablesen (Beispiel: In der 40. Kalenderwoche tritt ein Pegelwert von 400 cm statistisch gesehen nur alle 10 Jahre auf, ebenso ein Pegel von 300 cm)



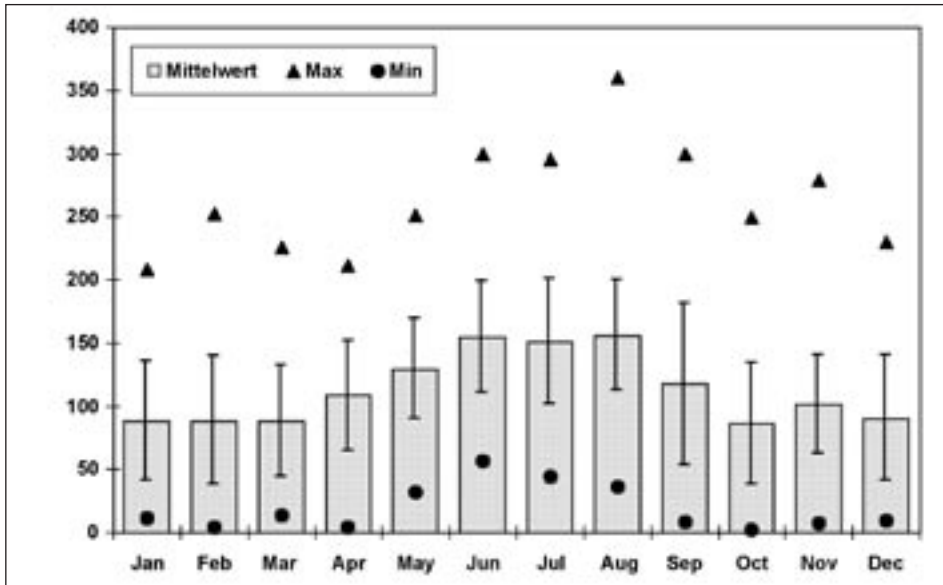


Abb. 2: Jahreszeitliche Verteilung der Gebietsniederschläge (Monatsmittelwerte \pm Standardabweichungen) im Bodensee-Einzugsgebiet für die meteorologische Normalperiode 1961 bis 1990 (Datenbasis: modellierte Niederschlagsdaten im $10'$ -Raster der geogr. Länge und Breite, vgl. EFTHYMIADIS et al. 2006 und <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/alpine.htm>)

Alpenrhein (61,8% des mittl. jährl. Wasservolumens) und Bregenzer Aach (12,6%), während die Zuflüsse des nördlichen Einzugsgebietes nur 9,4% ausmachen (LUFT, 1990). Im Durchschnitt der Jahre 1978 bis 1990 erhielt der Bodensee-Obersee 362,5 m³/s durch die Zuflüsse und 15,9 m³/s durch Niederschläge; er verlor 10,4 m³/s durch Verdunstung und 3,9 m³/s durch Trinkwasserexport aus dem Einzugsgebiet (WAGNER et al. 2002).

Der Bodensee ist der einzige große Alpensee, dessen Ausfluss nicht bedeutend verändert und der nicht staugeregelt wurde. Der Mittelwasserspiegel des Obersees liegt heute bei 395,27 m NN (Zeitraum 1951–2000), der des Untersees 0,19 m tiefer (Tabelle 1). Aufgrund der Schneeschmelze im alpinen Einzugsgebiet (mittlere Höhe ca. 1800 m) erreicht der See im Juni/Juli seinen Maximalstand und sinkt bis zum Spätwinter auf den Minimalstand ab; die mittleren Jahresdifferenzen betragen 1,92 m. Gleichwohl können zwischen einzelnen Jahren erhebliche Abweichungen vom Mittelwert auftreten, die sich statistisch mittels einer angepassten Extremwertverteilung beschreiben lassen. In der Abbildung 1 sind die Ergebnisse als Jährlichkeiten angegeben, die die Größe der Zeitspanne verdeutlichen, innerhalb derer statistisch gesehen ein Ereignis mit gegebenem Pegelwert auftritt. Die Verläufe von Unter- und Überschreitungsjährlichkeiten zeigen auch, dass Unterschreitungsjährlichkeiten eine deutlich kleinere Bandbreite in der Variation haben.

Dieses weitgehend natürliche Jahreswasserstandsregime wirkt sich verständlicherweise in der Uferzone am stärksten aus, nicht nur auf die Vegetation, die Wirbel-

losen- und Fischfauna, sondern auch auf die Art und Weise der Ufernutzungen durch den Menschen. Die durchschnittliche Breite der bei mittlerem Mittelwasserspiegel (MMW) überschwemmten Uferzone liegt bei etwa 260 m, in Flussmündungsbereichen werden mehr als 1 km erreicht. Die im jährlichen Wasserwechselbereich liegende Uferfläche beträgt rd. 30,3 km².

3 KLIMAWANDEL

3.1 GLOBALER KLIMAWANDEL

Die Aussagen zum globalen und regionalen Klimawandel stützen sich

- einerseits auf eine Rückschau der Entwicklung von Temperatur, Niederschlag, Luftdruck, Großwetterlagen-Häufigkeit und anderer klimatologischer Schlüsselparameter im 19. und 20. Jahrhundert,
- andererseits auf die Prognose der Treibhausgas-Konzentrationen in der Atmosphäre, der Wärmebilanz der Erde, der Temperatur und der Niederschläge in der Mitte oder gegen Ende des 21. Jahrhunderts unter Annahme verschiedener Entwicklungsszenarien des Energieverbrauchs der Menschheit, der wirtschaftlichen und technologischen Entwicklung.

Dabei werden nicht nur die nachgewiesenen bzw. die zu erwartenden Trends der »durchschnittlichen« Verhältnisse, beispielsweise in Form von saisonalen und jährlichen Mittelwerten betrachtet, sondern auch die Änderungen der Eintrittswahrscheinlichkeiten von Extremereignissen, etwa von Starkniederschlägen, Stürmen und Dürre- und Hitzeperioden (Zusammenfassung in IPCC 2001, 2007, SCHELLNHUBER et al. 2006, STERN 2006). In der Tabelle 2 sind die beobachteten Veränderungen des 20. Jahrhunderts und die Prognosen für das 21. Jahrhundert in stark zusammengefasster Form dargestellt.

Nach den aktualisierten Ergebnissen der jüngsten IPCC-Studie (IPCC 2007) war die zweite Hälfte des vergangenen Jahrhunderts die wärmste Zeitperiode vergleichbarer Länge seit rd. 1300 Jahren. Die globale Mitteltemperatur nahm kontinuierlich um etwa 0,13 °C pro Jahrzehnt zu, maßgeblich bedingt durch die Zunahme der Treibhausgase Kohlendioxid, Methan und Stickoxide, die durch menschliche Aktivitäten (v. a. Verbrennung fossiler Energieträger, Landwirtschaft) freigesetzt wurden. Infolge der Erwärmung der Ozeane, die mehr als 80% des zusätzlichen Wärmegewinns der Erde speichern, erhöhte sich der Wasserdampf-Gehalt der oberen Troposphäre, was mit einer Intensivierung des globalen hydrologischen Zyklus' gleichzusetzen ist. Die Gletscher und die schneebedeckten Flächen schrumpften, währenddessen der Meeresspiegel um 0,17 m anstieg. Nicht nur die mittleren Witterungsbedingungen veränderten sich, sondern auch die Häufigkeit von Extremereignissen wie Stürme, Starkniederschläge, Trockenperioden, tropische Wirbelstürme und Hitzewellen. In Abhängigkeit von den unterschiedlichen Treibhausgas-Emissionsszenarien müssen wir bis zum Ende des Jahrhunderts mit

Tab 2: Klimawandel im 20. Jahrhundert und mutmaßliche Entwicklung im 21. Jahrhundert (n. IPCC, 2001, 2007, STERN 2006 und der darin zitierten Literatur)

Veränderungen im 20. Jh.	Prognosen für das 21. Jh. bis 2090/2100 Ausmaß der Veränderungen abhängig vom CO ₂ -Emissionsszenario
<ul style="list-style-type: none"> ● Zunahme der globalen Mitteltemperatur: $0,6 \pm 0,2$ °C ● Zunahme der Hitze-Indices (z. B. Anzahl der heißen Tage) ● Zunahme der kontinentalen Niederschläge um 5–10 % (Nordhalbkugel) ● Zunahme der Starkregenereignisse in den mittleren und hohen nördlichen Breiten ● Abnahme der Dauer der Eisbedeckung der Flüsse u. Seen um ca. 2 Wochen (Nordhalbkugel) ● Abnahme der Schnee-Bedeckung um 10 % (seit ca. 1960) ● polwärtige Verschiebung der Areale von Pflanzen und Tieren ● zeitlich frühere Blütezeit, Ankunft von Zugvögeln, Brutbeginn (Vögel), Insektenemergenz (Nordhalbkugel) ● Meeresspiegelanstieg um 0,17 m 	<ul style="list-style-type: none"> ● weiterer Anstieg der globalen Mitteltemperatur um 1,8 bis 4,0 °C bis zum Ende des Jh. ● Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs ● überdurchschnittliche Erwärmung über den Kontinenten und in den hohen nördlichen Breiten ● erhöhte Wahrscheinlichkeit von heißen Tagen und Hitzeperioden ● Zunahme der Niederschläge in den höheren Breiten, Abnahme in den subtropischen Regionen ● erhöhte Variabilität des Klimas und erhöhte Wahrscheinlichkeit von Extremereignissen (v. a. Starkniederschläge) ● weitere Abnahme der schneebedeckten Erdoberfläche, weiterer Rückgang der Gletscher ● weiterer Meeresspiegelanstieg ● Trägheit des Klimas gegenüber CO₂-Reduktionsszenarien

einer Temperaturzunahme zwischen 1,8 und 4,0 °C im Vergleich zur Periode 1980–1999 rechnen. Die bisherigen Trends der Klimafolgen (Gletscherrückgang, Meeresspiegelanstieg, Zunahme von Extremereignissen, regionale Zunahme der Niederschläge) werden sich verstärken.

Der Klimawandel stellt sich in den verschiedenen Erdregionen unterschiedlich dar. Paradoxerweise werden die Regionen und Gesellschaften der nördlichen Hemisphäre, die derzeit die größten Mengen an Treibhausgasen emittieren, noch verhältnismäßig glimpflich davonkommen. Die wirtschaftlich schwachen Länder, die teilweise bereits jetzt unter Wasserknappheit und Überflutungen zu leiden haben, werden dagegen dem Klimawandel am stärksten ausgesetzt sein (STERN 2006). Im Winter-Quartal dürfte sich in Mitteleuropa bis zum Ende des Jahrhunderts der monatliche Niederschlag geringfügig um wenige Millimeter erhöhen, im Sommer-Vierteljahr ist dagegen mit einer deutlichen Abnahme in der Größenordnung von 20 mm pro Monat zu rechnen. In den mittleren Lagen des südlichen Mitteleuropa entspricht dies etwa 20 bis 30 % der heutigen monatlichen Niederschlagsmenge. Da gleichzeitig die Sommertemperaturen um etwa 3 °C ansteigen könnten, bedeutet dies bei entsprechender Zunahme der Landverdunstung

eine deutliche Abnahme des oberirdischen Abflusses. Gleichzeitig dürfte sich die Wechselhaftigkeit des Klimas erhöhen. Ein bei SCHÄR et al. (2004) veröffentlichtes Klimaszenario weist für den mitteleuropäischen Raum eine hohe Zunahme der Temperaturvariabilität aus. Man darf also nicht von einer kontinuierlichen Erwärmung und zunehmenden Sommertrockenheit ausgehen; vielmehr könnten sich außerordentlich kühle und nasse Sommer mit heißen und trockenen Sommern abwechseln.

3.2 KLIMAWANDEL IM BODENSEE-EINZUGSGEBIET

Die hohe Stationsdichte und die teils recht langen homogenen Klimazeitreihen des mitteleuropäischen und des zirkumpalpinen Raumes erlauben eine detaillierte Regionalisierung der bisherigen und zukünftigen Klimatrends im Bodensee-Einzugsgebiet (SANCHEZ-PENZO & RAPP 1997; SCHÖNWIESE & RAPP 1997; BAYFORKLIM 1999, FREI 2004¹, KLIWA 2005, STOCK 2005, EFTHYMIADIS et al. 2006; ALPIMP 2006, AUER et al. 2007, FREI et al. 2007). Darüber hinaus gibt es inzwischen eine Vielzahl von Studien über spezielle Aspekte der regionalen Klimaentwicklung, v. a. in Bezug auf Schneeparameter und Gletscherschwankungen sowie zu bestimmten Witterungsereignissen, z. B. zum Hitzesommer 2003 (DWD 2003; PROCLIM 2005; SCHÄR et al. 2004; BENISTON 2004; BENISTON & STEPHENSON 2004; BENISTON & DIAZ 2004; BENISTON 2005). Datenbasis und Modellansätze der Studien sind unterschiedlich. Teilweise begnügen sich die Studien mit einer Klimarekonstruktion der letzten 100 bis 500 Jahre aufgrund von Proxy-Daten² oder mit Klimatrend-Berechnung auf der Basis von geprüften und homogenisierten Stationsmessungen des 20. Jahrhunderts, teils werden die regionalen Klimatrends mit globalen Klimamodellen unter Annahme verschiedener Treibhausgas-Emissionsszenarien verrechnet, so dass eine Prognose der Klimaentwicklung in den nächsten 30 bis 50 bzw. 70 bis 100 Jahren möglich wird. Zentrale Klimaparameter sind die Tagesmitteltemperatur sowie die Niederschläge, die zu jährlichen, saisonalen oder monatlichen Mittelwerten zusammengefasst werden. Einige Ergebnisse dieser Studien sind in Tabelle 3 zusammengefasst.

Die ALP-IMP-Studie³ hat gezeigt, dass sich der Alpenraum, verglichen mit den durchschnittlichen globalen Klimatrends, besonders empfindlich verhält. So erhöhte sich die Temperatur seit etwa 1980 doppelt so stark wie im globalen Mittel. Für das Einzugsgebiet des Bodensees ist in den nächsten 20 bis 50 Jahren im Winter-Quartal im Vergleich zu 1990 eine Temperaturzunahme von rd. 1,8°C und eine Zunahme der Niederschlagssummen um 8% zu erwarten (FREI 2004, FREI et al. 2007), während die Schneedeckendauer und andere Schneedeckenparameter abnehmen. Im Sommer-Quartal nehmen die Niederschlagssummen um etwa 17% ab, wobei die Lufttemperatur um 2,7°C zunimmt (jeweils im Vergleich zu 1990). Eine Analyse der Extremereignisse (OCCC 2003, FREI et al. 2007) ergab, dass wir bis zur Mitte des Jahrhunderts im nördlichen Alpenraum mit einer Zunahme von Hitze- und Dürreperioden im Sommer und einer Abnahme der Häufigkeit von Kälteperioden im Winter rechnen müssen. Weiterhin werden extreme

Tab. 3: Beobachtete Klimaveränderungen im 20. Jahrhundert und Klimaprognosen für das 21. Jahrhundert im südlichen Baden-Württemberg (2021–2050) und in der Nordschweiz (2050) (n. KLIWA für BW, FREI 2004 und FREI et al. 2007 für CH); HQ100 – hundertjähriger Hochwasserabfluss

	Veränderungen im 20. Jahrhundert	Prognosen von Klimaszenarien für das 21. Jahrhundert
Jahr	<ul style="list-style-type: none"> ● CH (Nord): Temperaturanstieg um 1,3 °C ● BW: nur geringer Zunahme der Niederschläge ● BW: Zunahme der unterdurchschnittlich trockenen und überdurchschnittlich nassen Tage 	<ul style="list-style-type: none"> ● CH: Rückgang der Gletscherfläche auf ¼ der Fläche des Referenzzeitraums (1971–1990)
Winter	<ul style="list-style-type: none"> ● BW: Anstieg der Tagesmitteltemperatur um 1,8 bis 2,7 °C im Dez. v. a. in unteren u. mittleren Lagen ● CH (Nord): Zunahme der Niederschläge um 20 bis 30 % ● BW: Erhöhung der mittl. tägl. Niederschläge und Erhöhung der Tage mit Starkniederschlägen ● CH (Nord): Zunahme der intensiven Niederschläge von 2–5 Tagen Dauer ● BW: flächendeckender Rückgang der Schneedeckendauer v. a. in unteren und mittleren Lagen ● CH (Nord): Rückgang der Schneedecken-Parameter in den unteren Lagen ● CH: Anstieg der Nullgradgrenze von 600 m auf 900 m (1960–1990) 	<ul style="list-style-type: none"> ● BW: Zunahme der Tagesmitteltemperatur um 2,0 °C (v. a. im Dez. – Feb.) ● CH (Nord): Zunahme der Tagesmitteltemperaturen um ca. 1,8 °C ● BW: Abnahme der Frost- ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) und der Eistage ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) ● BW: Zunahme der Niederschlagssummen ● CH (Nord): Zunahme der Niederschläge um ca. 8 % ● CH: Anstieg der Nullgradgrenze auf 1 200 bis 1 300 m
Sommer	<ul style="list-style-type: none"> ● BW: Zunahme der Tagesmitteltemperatur v. a. im Aug. und Okt. um 0,8 – 1,7 °C ● BW: verbreitet Rückgang der Niederschlagssumme ● BW: Abnahme der Anzahl von Tagen mit hohen Gebietsniederschlägen, Zunahme der Tage ohne Niederschlag 	<ul style="list-style-type: none"> ● BW: Zunahme der Tagesmitteltemperatur um 1,4 °C ● CH (Nord): Zunahme der Tagesmitteltemperatur um ca. 2,7 °C ● BW: starke Zunahme der Sommertage ($T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$) und der heißen Tage ($T_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) ● BW: Niederschlagssummen gleichbleibend oder geringfügig abnehmend ● CH (Nord): Niederschlagssumme um ca. 17 % abnehmend ● BW: Zunahme des HQ100 im Pilotgebiet Neckar um 15 %

1- bis 5-tägige Niederschläge im Winterhalbjahr ebenso zunehmen wie starke Stürme. Die winterliche Nullgradgrenze in den nördlichen Alpen, die um 1960 noch bei 600 m NN lag, wird in 2050 bereits bei rd. 1 200 bis 1 300 m NN liegen. Die Fläche der Gletscher wird im Vergleich zur Referenzperiode 1971–1990 um etwa drei Viertel zurückgehen. Der Abfluss aus Gletschern und Schneefeldern trägt jedoch mit etwa 1,2 % nur sehr geringfügig zur Wasserführung der große Alpenflüsse bei (FREI et al. 2007). Diese Ergebnisse stehen in Übereinstimmung mit älteren Auswertungen und Prognosen, denen zufolge wir im süddeutschen und nordschweizerischen Gebiet zukünftig wärmere und feuchtere Winter, heißere und trockenere Sommer und generell eine Zunahme der Klimavariabilität erwarten können (SANCHEZ-PENSO & RAPP 1997; WIDMANN & SCHÄR 1997; QUADRELLI et al. 2001, LATERNSENER & SCHNEEBELI 2003, SCHÄR et al. 2004, BADER & BANTLE 2004).

Es ist offensichtlich, dass diese prognostizierte Klimaentwicklung auch Auswirkungen auf das Abflussregime des Alpenrheins und des Bodensees haben wird. Die Verringerung der Schneedecke in den tiefen und mittleren Lagen und des Gletschervolumens in den Hochlagen vermindert die saisonale Wasserspeicherkapazität und dürfte im Winter die Hochwassergefahr erhöhen, während die sommerliche Wasserführung der Alpenflüsse abnimmt (FREI et al. 2007). So rechnen LEHNER et al. (2001) mit einer deutlichen Zunahme der Häufigkeit und Stärke extremer Dürreperioden im Hoahrhein-Einzugsgebiet. Der Monat mit dem höchsten Abfluss könnte sich von der Jahresmitte in Richtung April vorverlegen, während sich der Monat mit den geringsten Abflüssen vom Februar in den September verschiebt.

3.3 WASSERTEMPERATUREN IM BODENSEE

Die zunehmenden mittleren Lufttemperaturen haben in vielen Fließgewässern und Seen der Schweiz (SCHÄDLER 2007) und im Bodensee – im Obersee ebenso wie im

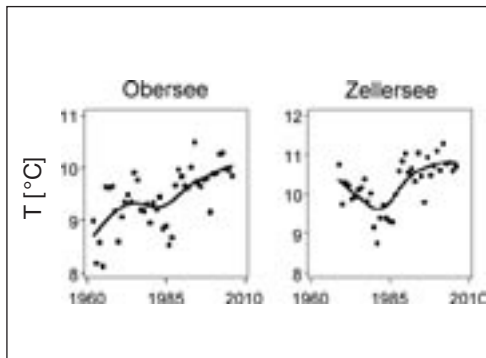


Abb. 3: Jährliche mittlere Temperaturentwicklung (inkl. Zirkulationsperiode) der oberen 20 m der Wassersäule von Obersee und Untersee (Zeller See)

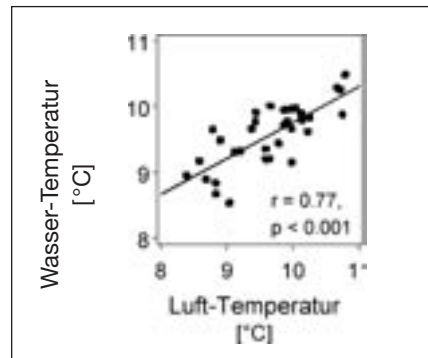


Abb. 4: Zusammenhang zwischen Lufttemperatur (Wetterstation Konstanz) und Wassertemperatur im Obersee im jährlichen Mittel. Die Wassertemperaturen wurden über die obersten 20 m der Wassersäule des Obersees gemittelt.

Untersee – während der letzten Jahrzehnte zu steigenden Wassertemperaturen geführt (Abbildung 3). Die Wassertemperaturen werden im wesentlichen von der Lufttemperatur gesteuert, so dass sich ein hochsignifikanter Zusammenhang zwischen der jährlich durchschnittlichen Lufttemperatur in der Region (Temperaturen der DWD Station Konstanz) und der Oberflächentemperatur im Obersee ergibt (Abbildung 4). Die Zunahme der Wassertemperatur (Abbildung 3) erfolgte jedoch nicht gleichmäßig, sondern war von starken interannuellen Schwankungen überlagert. Betrachtet man die epilimnischen Wassertemperaturen im Jahresmittel, so zeigt sich vor allem während der letzten 20 Jahre ein starker Anstieg, wogegen in den 1960er und 1970er Jahren bei starken interannuellen Schwankungen kein Trend zu erkennen ist. Mitte der 1980er Jahre traten nochmals eher niedrige Wassertemperaturen auf, was besonders gut in dem aufgrund seiner geringeren Tiefe schwächer gepufferten Untersee zu erkennen ist. Die Jahre seit 2000 gehören zu den jeweils wärmsten in den Wassertemperatur-Zeitreihen sowohl des Obersees als auch des Untersees.

3.4 GEBIETSNIEDERSCHLÄGE IM BODENSEE-EINZUGSGEBIET

Im Rahmen des ALP-IMP-Projekts (AUER et al. 2007) wurden anhand geprüfter und homogenisierter Stationsmessdaten die monatlichen Niederschlagssummen für Raster im 10'-Abstand (geogr. Länge bzw. Breite) im Alpenraum für den Zeitraum 1800 bis 2003 modelliert (EFTHYMIADIS et al. 2006). Unter Verwendung der Einzugsgebietsgrenzen des Bodensees konnten daraus die Gebietsniederschläge berechnet werden.

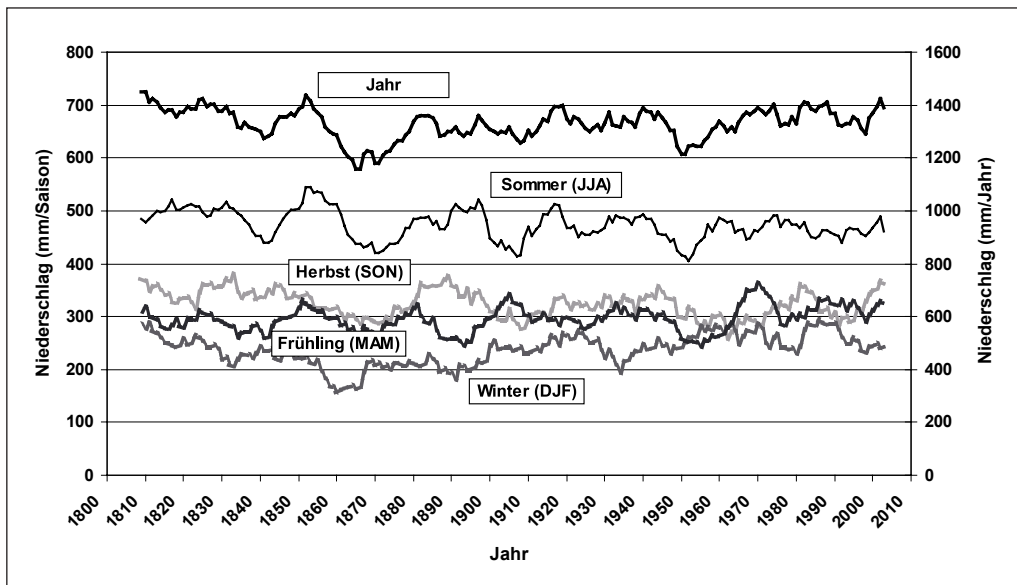


Abb. 5: Entwicklung der Niederschlagssummen im Bodensee-Einzugsgebiet: 10-jährige gleitende Mittelwerte für die vier Jahreszeiten und das gesamte Jahr im Zeitraum 1800 bis 2003; Datenbasis: modellierte 10'x 10'-Raster-Daten der CRU, Univ. of East Anglia, Norwich, UK, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/alpine.htm>

In Übereinstimmung mit der überregionalen Klimaentwicklung der letzten beiden Jahrhunderte steigen im Winterquartal die Niederschlagssummen (Schnee + Regen) signifikant mit einer Rate von 30 mm/100 Jahre an ($r = 0,219$, $P < 0,01$, $n = 203$), während sie im Sommer- und im Herbst-Quartal leicht abnehmen (Abbildung 5). Für die jährlichen Niederschlagssummen ergibt sich ein nicht signifikanter Trend von +19 mm/100 Jahre. Für den Zeitraum 1931 bis 2003, der im vorliegenden Zusammenhang von besonderem Interesse ist (vgl. Abschn. 3.5.1), ergeben sich ähnliche Trends, die jedoch nicht signifikant sind: Die Zunahme der Jahresniederschläge liegt bei rd. 110 mm /100 Jahre, während die Herbstniederschläge um etwa 60 mm/100 Jahre zurückgehen.

Vergleicht man diese Gebietsniederschläge mit dem Trendverlauf des Pegels Konstanz (Abbildung 6), so kann man einen ähnlichen parallelen Verlauf bis ins frühe 20. Jh. feststellen; abfallende Tendenz bis etwa 1870, danach leicht ansteigende Tendenz bis etwa 1940 gefolgt von einem starken Abfall. Nach etwa 1950 zeigt der Pegel einen stetigen Abfall, welcher nicht mehr mit dem mittleren Verlauf der Gebietsniederschläge in Einklang gebracht werden kann – diese zeigen wenig Änderung im jährlichen Mittel.

3.5 WASSERSTÄNDE UND ABFLÜSSE DES BODENSEES UND SEINER ZUFLÜSSE

3.5.1 Beobachtete Trends des Seespiegels

Der Bodensee-Obersee besitzt eine der längsten Pegelbeobachtungsreihen weltweit. Seit 1816 wird der Pegel am Konstanzer Hafen täglich abgelesen. Daneben existieren weitere Pegelstationen in Österreich (Bregenz) und in der Schweiz (Rorschach, Romanshorn, Kreuzlingen), deren Messdaten aber nicht so weit zurückreichen. Für den Bodensee-Untersee wird zweckmäßigerweise der Pegel Berlingen herangezogen, dessen tägliche Ablesungen bis in das Jahr 1886 zurückgehen. Der Abfluss des Bodensee-Obersees wird am Pegel Konstanz-Rhein (seit 1984) und der Abfluss des Untersees am Pegel Rheinklingen-Hochrhein (seit 1944 bis 2004) bzw. am Pegel Neuhausen, Flurlingerbrücke (seit 1904) ermittelt⁴. Die Tageswerte sind geprüft und für länger zurückliegende Zeiträume homogenisiert. Die Ablesefehler in den Zeiträumen 1817 bis 1825, die noch in den Daten der LUBW enthalten waren, wurden von uns anhand der Messreihen des Hydrographischen Zentralbureaus Wien (für den Pegel Bregenz) korrigiert.

Die Zerlegung der aus mehr als 69 000 Tageswerten bestehenden Zeitreihe des Pegels Konstanz in eine saisonale Komponente und in lokale Trends (CLEVELAND et al. 1990) ergibt das in Abbildung 6 dargestellte Bild. Aus der Graphik lässt sich ersehen, dass die saisonale Komponente, also die Schwankungen zwischen dem üblichen Sommerhochwasser und dem winterlichen Niedrigwasserstand, seit etwa 1940 kontinuierlich abnimmt. Die jährlichen Schwankungen haben sich im Mittel um etwa 20% reduziert. Die jährlichen Mittelwasserstände (Trend-Komponente) weisen von 1817 bis etwa 1860 eine Abnahme auf, bleiben dann bis etwa 1900 konstant, nehmen schließlich zu, um

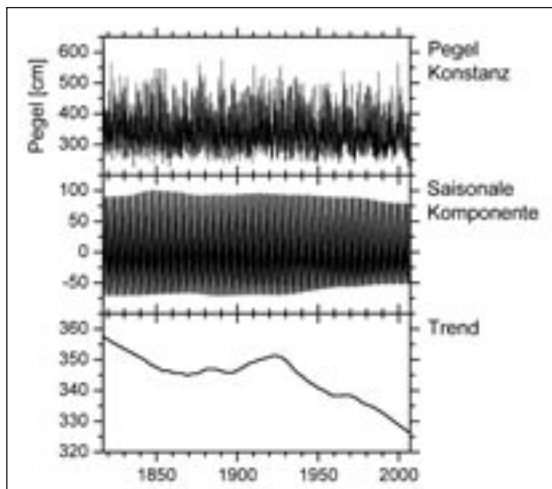


Abb. 6: Zerlegung der Pegel-Zeitreihe des Pegels Konstanz (1817 bis 2006) in eine saisonale Komponente und in lokale Trends. Zu erkennen sind eine Verringerung der intraannuellen Schwankungsbreite und ein kontinuierlich negativer Trend des Jahresmittelwasserspiegels ab etwa 1930.

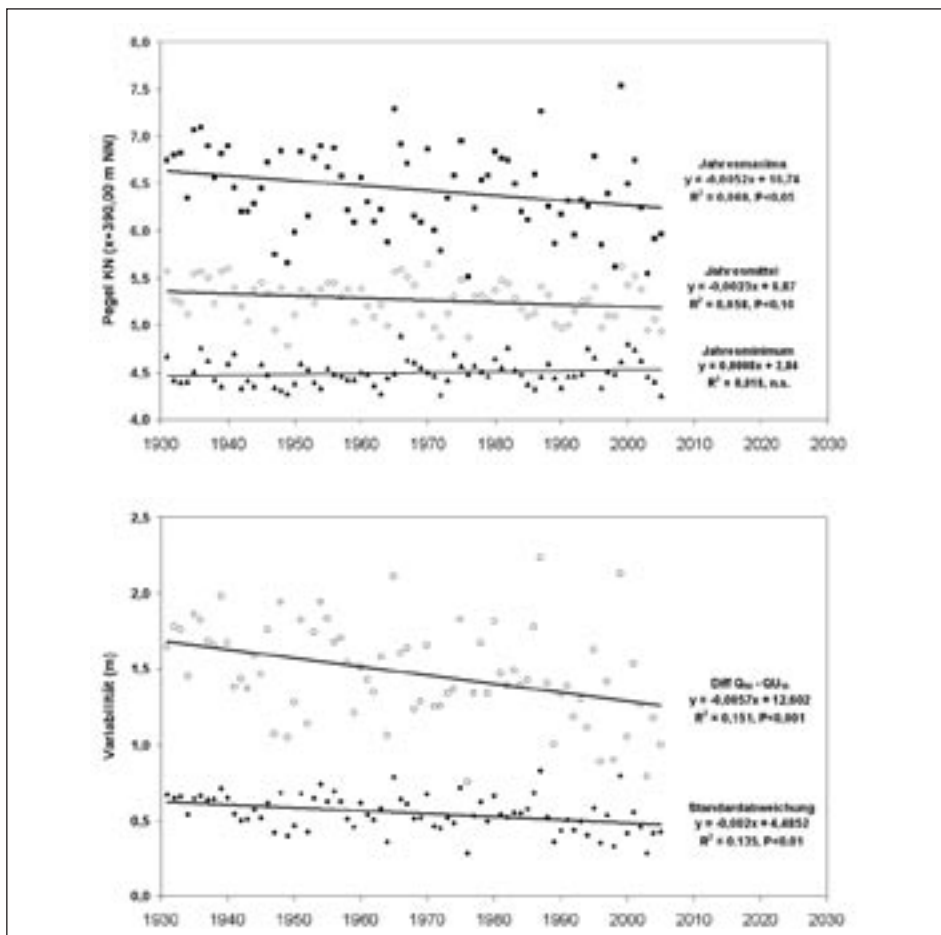


Abb. 7: Trends des jährlich maximalen, mittleren und minimalen Wasserstands am Pegel Konstanz (oben) sowie der Schwankungsbreite der jährlichen Wasserstände (Standardabweichung, Interdeziabereich $Q_{90} - Q_{10}$) (unten); neben den Regressionsgeraden sind die Gleichungen, die Bestimmtheitsmaße (R^2) und deren Signifikanzniveau (P) dargestellt.

ab etwa 1930 kontinuierlich abzusinken. Die ausgeprägten Niedrigwasserstände in den letzten Jahren scheinen eine Verstärkung des negativen Trends zu bewirken. Nicht nur die Mittelwasserstände sondern auch die jährlichen Maximal- und Minimalwasserstände (Abbildung 7) nahmen in diesem Zeitraum ab. Einem hochsignifikant negativen Trend unterliegt auch die jährliche Variabilität.

Der seit etwa 1930 zu beobachtende Trend stellt sich je nach Jahreszeit unterschiedlich dar. In der Abbildung 8 sind die Trends der Tageswerte innerhalb eines Jahres wiedergegeben. Danach zeigt sich im Winterhalbjahr ein leicht positiver Trend, d. h. eine Tendenz zu leicht ansteigenden Wasserspiegeln, die jedoch nicht signifikant ist. Im April folgt ein charakteristischer Einbruch mit negativen Trends (abnehmende Seespiegel), dessen Hintergründe noch nicht geklärt sind. Möglicherweise steht er mit einer Vorverlegung der Schneeschmelze in den mittleren Höhenlagen in Verbindung, vielleicht auch mit der Speicherbewirtschaftung im Alpenrhein-Gebiet. Besonders ausgeprägt und statistisch gesichert sind die negativen Trends der Tageswerte von Mitte Juni bis Anfang Oktober. Hier sinken die Tageswerte um etwa 6 mm/Jahr, d. h. zwischen 1931 und 2006 ist der sommerliche Wasserspiegel des Bodensee-Obersees um rd. 0,45 m gesunken.

Die Wasserführung im Ausfluss des Bodensee-Obersees (Pegel Konstanz-Rhein) zeigt das gleiche Verhalten wie der Wasserstand am Pegel Konstanz, da die Wasserführung hochsignifikant vom Pegel abhängt. Die Beziehung zwischen Pegel und Abfluss kann durch die Gleichung

$$Q [m^3 s^{-1}] = 0,00489 x^2 - 0,968 x + 94,3 ; r = 0,996$$

approximiert werden, wobei x den Pegel im Hafen Konstanz (cm) darstellt.

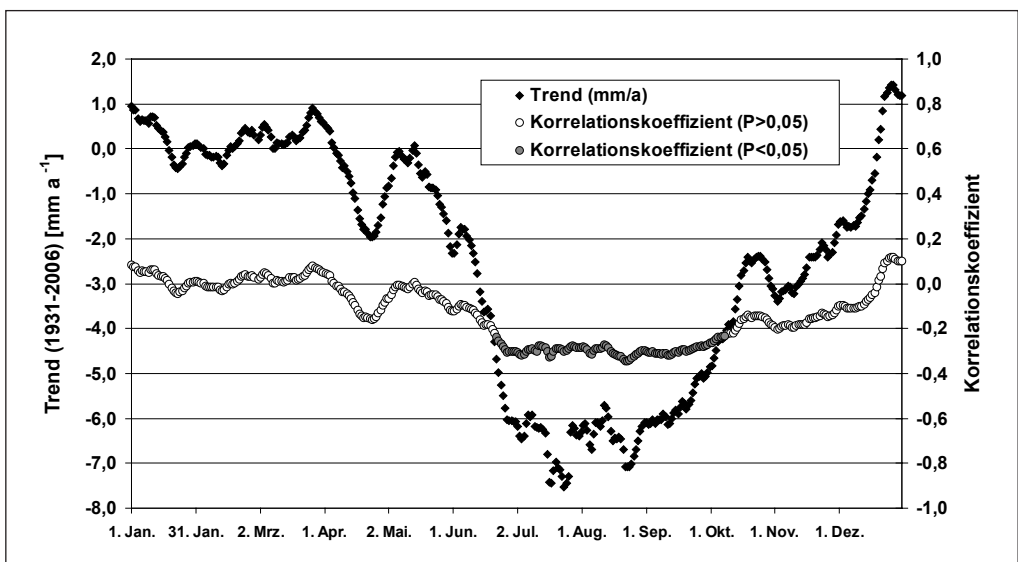


Abb. 8: Trend der Tagespegelwerte (gefüllte Rauten) sowie der Signifikanz des Trends (Kreise) am Pegel Konstanz (Zeitraum 1931 bis Juni 2006); ausgefüllte Kreise zeigen einen signifikanten Trend ($P < 0,05$) an.

3.5.2 Zusammenhang zwischen Klimavariationen, Abfluss- und Seespiegelschwankungen

Der Seespiegelstand des Bodensees hängt außer von den gerinnehydraulischen Eigenschaften des Seerheins von vielerlei klimatischen und bodenkundlichen Variablen, der Landnutzung sowie von der jahreszeitlich unterschiedlichen Schneespeicherung, der Stauhaltung im Alpenrhein-Einzugsgebiet und von Wasserüberleitungen ab. Derzeit existiert noch kein hydrologisches Modell, das diese Faktoren in ihrer relativen Bedeutung einander gegenüber stellt (vgl. aber WAGNER et al. 2002, KLEINN et al. 2005). So kann sich der Zusammenhang mit dem Klimawandel des vorigen Jahrhunderts vorerst nur auf korrelative Zusammenhänge sowie auf bekannte Indizien stützen. Wichtige Indizien wurden in Abschnitt 3.5.1 genannt: So weisen die Klimatrends im Winterhalbjahr und im Sommerhalbjahr ein gleichsinniges Verhalten auf wie die Seespiegeltrends, womit davon auszugehen ist, dass die Klimavariabilität zu den wichtigsten Einflussfaktoren zählt.

Zwischen den monatlichen Gebietsniederschlägen im Einzugsgebiet des Bodensees und dem Bodensee-Pegel besteht ein hochsignifikant positiver Zusammenhang, der sich allerdings für unterschiedliche Monate unterschiedlich darstellt. Bei einem Anstieg von 1 mm Niederschlag im Monat ist mit einem durchschnittlichen Pegelanstieg von 0,7 mm (April) bis 3,4 mm (Juli) zu rechnen (Zeitraum 1931 bis 2003). Hierin kommt wahrscheinlich die Speicherung des Niederschlags als Schnee im Winterhalbjahr bzw. die zusätzliche Erhöhung des Alpenrhein-Abflusses durch die Schneeschmelze zum

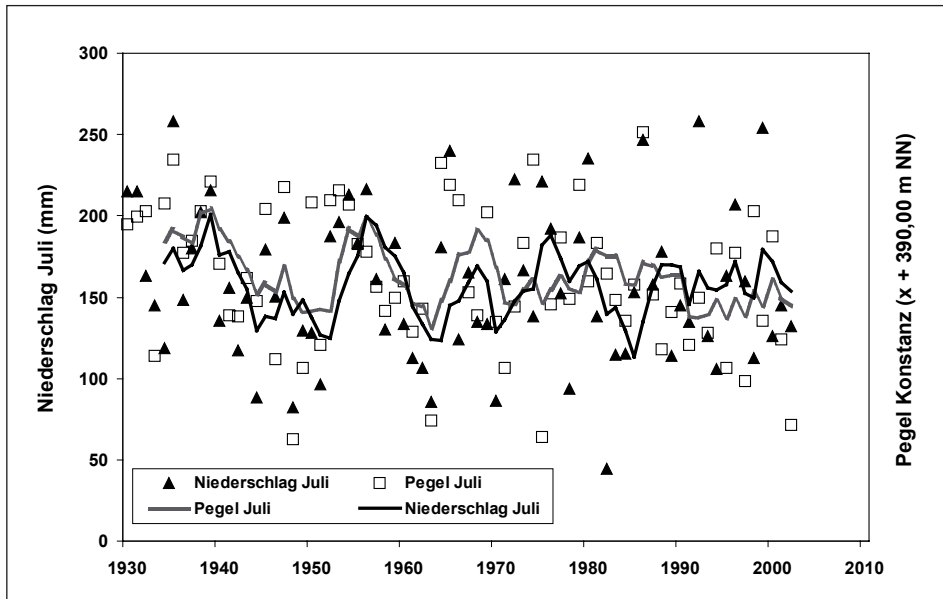


Abb. 9: Mittlere Gebietsniederschläge im Bodensee-Einzugsgebiet im Juli (1931 bis 2003) und Bodensee-Wasserstand (Pegel Konstanz, relative Skala): Jahreswerte und 5-jährige gleitende Mittelwerte (Datenbasis: modellierte $10' \times 10'$ -Raster-Niederschlagsdaten der CRU, Univ. of East Anglia, Norwich, UK, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/alpine.htm>)

Ausdruck. In wieweit auch das Management der Speicherbecken im Alpenrhein-Gebiet einen Einfluss ausübt, lässt sich beim gegenwärtigen Wissensstand nicht beurteilen, da entsprechende Angaben der Betreiber fehlen. Am stärksten sind die korrelativen Zusammenhänge zwischen Juli und November ausgeprägt ($r > 0,30$, $P < 0,01$ für $n=73$), während sich für April bis Juni aufgrund der Überlagerung von Schneeschmelze und Regen-Niederschlägen nur schwach signifikante Beziehungen ergeben.

Wie die Abbildung 9 für den Monat Juli zeigt, besteht zwischen den Gebietsniederschlägen und dem mittleren Bodensee-Pegel eine gute Gleichläufigkeit. Ab etwa 1990 scheint sich jedoch bei etwa gleich bleibendem Gebietsniederschlag der Bodensee-Pegel zu verringern, ohne dass sich im Augenblick dafür Gründe angeben ließen.

Da die Bodensee-Wasserstände maßgeblich vom Abfluss des Alpenrheins und damit von den Niederschlägen im Alpenrhein-Einzugsgebiet bestimmt werden, soll dieses Teileinzugsgebiet im folgenden gesondert betrachtet werden. Zwischen den Niederschlagssummen des gesamten Bodensee-Einzugsgebiets und dem des Alpenrheins besteht eine strenge Beziehung ($r > 0,98$, Zeitraum 1931–2003). Die monatlichen Trends der Gebietsniederschläge im Alpenrhein-Einzugsgebiet verhalten sich folglich ähnlich wie die des gesamten Bodensees-Einzugsgebiets. Wie dort ergeben sich auch hier für den Sommer und Herbst negative Trends (jeweils -16 mm/100 Jahre, Zeitraum 1817–2003), die allerdings nicht signifikant sind, während im Winter der Gebietsniederschlag hochsignifikant zunimmt ($+32$ mm/100Jahre, $r = 0,217$, $P < 0,01$, $n = 204$). Da die mittleren

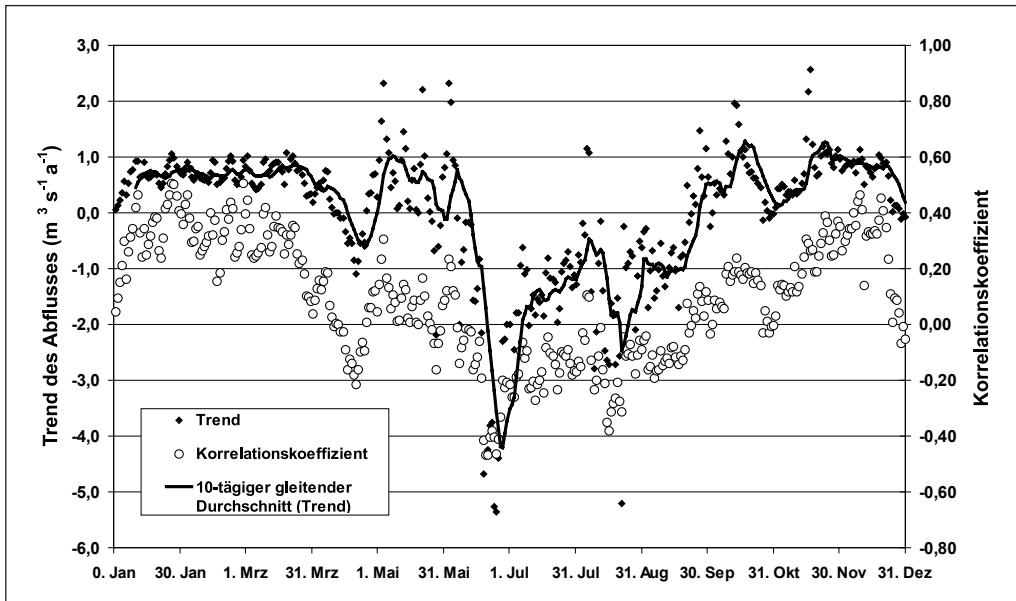


Abb. 10: Trends der sekundlichen Abflüsse des Alpenrheins (Pegel Lustenau); dargestellt sind die Tageswerte des Trends sowie der zugehörigen Korrelationskoeffizienten und der gleitende Durchschnittswert des Trends; Signifikanzniveaus des Korrelationskoeffizienten: $P < 0,05$ für $|r| > 0,27$, $P < 0,01$ für $|r| > 0,34$

sekundlichen Abflüsse des Alpenrheins vor allem im Sommer und Herbst hochsignifikant mit den Gebietsniederschlägen korreliert sind, ergibt sich ein ähnliches Trendverhalten von Abfluss und Bodensee-Wasserstand (Abbildung 10). Wie auch beim Bodensee-Wasserspiegel zeigt sich im April eine Trendumkehr, die nicht durch die modellierten Gebietsniederschläge erklärt werden kann, da diese im April mit einer Rate von 25 mm/100 Jahre zunehmen (Zeitraum 1931–2003). Besonders deutlich und hochsignifikant ist der negative Trend von Mitte Juni bis Mitte Juli; hier nimmt die Wasserführung im Mittel um rd. $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pro Jahr ab, innerhalb von 55 Jahren also um rd. $165 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Dieser Wert entspricht etwa einem Drittel der durchschnittlichen Wasserführung für den Zeitraum 1951–2005. So nahm beispielsweise die Wasserführung in der 19. Dekade (19. bis 28. Juni) von im Mittel $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1951) auf rd. $375 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (2005) ab; der Trend ist hochsignifikant ($r = 0,454$, $P < 0,01$, $n = 55$).

In der Abbildung 11 ist die jahreszeitliche Variation der Beziehung zwischen Abfluss des Alpenrheins und dem modellierten Gebietsniederschlag für die verfügbaren Zeitperioden 1951 bis 1970 und 1971 bis 2003 dargestellt. Der erste Abschnitt repräsentiert eine Phase mit noch moderatem Klimawandel und noch nicht voll ausgebauten Speicherkapazitäten im Alpenrhein-Gebiet, in der zweiten Phase hat sich der Klimawandel beschleunigt, und die Alpenrhein-Speicher sind auf ein Gesamtvolumen von rd. 790 Mio m^3 ausgebaut. In der ersten Zeitperiode ergibt sich in den Wintermonaten kein signifikanter Zusammenhang, denn in dieser Jahreszeit werden die Niederschläge in den höheren Lage vorwiegend als Schnee gespeichert. In den Frühjahrsmonaten kann sogar eine leicht negative Beziehung beobachtet werden, die derzeit nicht erklärt werden kann. In

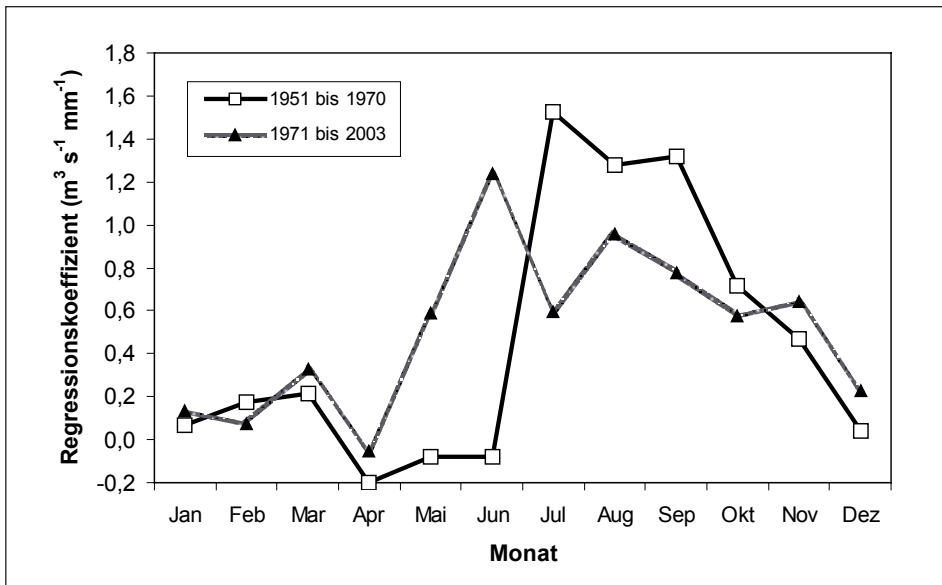


Abb. 11: Jahreszeitliche Variation der Abhängigkeit des Abflusses des Alpenrheins (Pegel Lustenau) vom Gebietsniederschlag für die Zeiträume 1951 bis 1970 und 1970 bis 2003

den Sommermonaten Juli bis September nimmt der Abfluss um rd. $1,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pro mm Niederschlag zu; diese Zunahme ist als kombinierter Effekt der Schneeschmelze im alpinen Einzugsbereich und der Sommerniederschläge zu sehen. In der Periode 1971–2003 ist diese Phase in den Mai und Juni vorverlegt, während in den Sommer- und Herbstmonaten die Regressionskoeffizienten aufgrund des geringeren Schneespeichers herabgesetzt sind. Ob die Verringerung der Relation zwischen Abfluss und Gebietsniederschlag in den Monaten Juli bis September auch mit dem Speichermanagement in Verbindung steht, indem beispielsweise die Niederschläge stärker als in der ersten Periode in den Seicherbecken zurückgehalten werden, lässt sich derzeit nicht beantworten, da entsprechende Unterlagen fehlen.

Der Versuch, die interannuellen Wasserstandsvariationen am Bodensee mit dem großräumigen Zirkulationsgeschehen der nördlichen Hemisphäre (Nordatlantische Oszillation, NAO-Index) in Verbindung zu bringen, war mit den bisherigen Datensätzen nicht erfolgreich. Dies deutet darauf hin, dass der Niederschlag im Einzugsgebiet stark von den regionalen Gegebenheiten beeinflusst wird und daher nicht im unmittelbaren Vergleich mit einem globalen Klimaindikator verwendet werden kann. Hier sind weitere Analysen notwendig, welche neben dem Niederschlag auch Schneehöhen und Temperaturen im Einzugsgebiet berücksichtigen. So führt eine globale Klimaänderung über eine Temperaturerhöhung im Alpenraum auch zu einer Verringerung der Speicherkapazität in Form von Schnee und damit zu geändertem Abflussverhalten, bedingt durch verringerte Schneeeakkumulation und frühere Schneeschmelze. Globale Änderungen des Klimas haben in diesem Sinne einen indirekten Einfluss auf die Pegelstände, werden jedoch stark durch die regionalen Gegebenheiten modifiziert.

Die neuerdings vorliegenden Gebietsniederschlagsdaten (ALPIMP 2006) können dazu dienen, den generellen Klimaeinfluss auf den Wasserhaushalt neu zu bewerten. Betrachtet man den mittleren Niederschlagsverlauf gemäss der groben Zweiteilung der Zuflussgebiete, so lassen sich diese besser mit globalen Klimaindizes vergleichen, da sich hierbei regionale Variationen herausmitteln.

Insgesamt bleibt festzuhalten, dass eine kausale Beziehung zwischen dem Trend des Bodensee-Wasserspiegels und Klimatrends sehr wahrscheinlich ist, regionale klimatisch-hydrologische Modelle jedoch noch fehlen.

3.6 EXTREME HYDROLOGISCHE UND WITTERUNGSEREIGNISSE

Der Bodensee hat in den letzten vier Jahrzehnten drei extreme Sommerhochwasser (1965, 1987, 1999) und einige weitere außergewöhnlich hohe Winterwasserstände (z. B. 2002/2003) erlebt, daneben auch eine Anzahl von sommerlichen (z. B. 2003 und 2006) und winterlichen (2005/2006) Niedrigwasserständen, die auf den ersten Blick den klimahistorischen Befund bestätigen, dass extreme Klima-Ereignisse in den letzten Jahrzehnten zugenommen haben. In der Abbildung 12 ist der Pegelverlauf (Tageswerte) zwischen 1998 und 2006 dargestellt. Dabei wird deutlich, dass beispielsweise die Extremereignisse

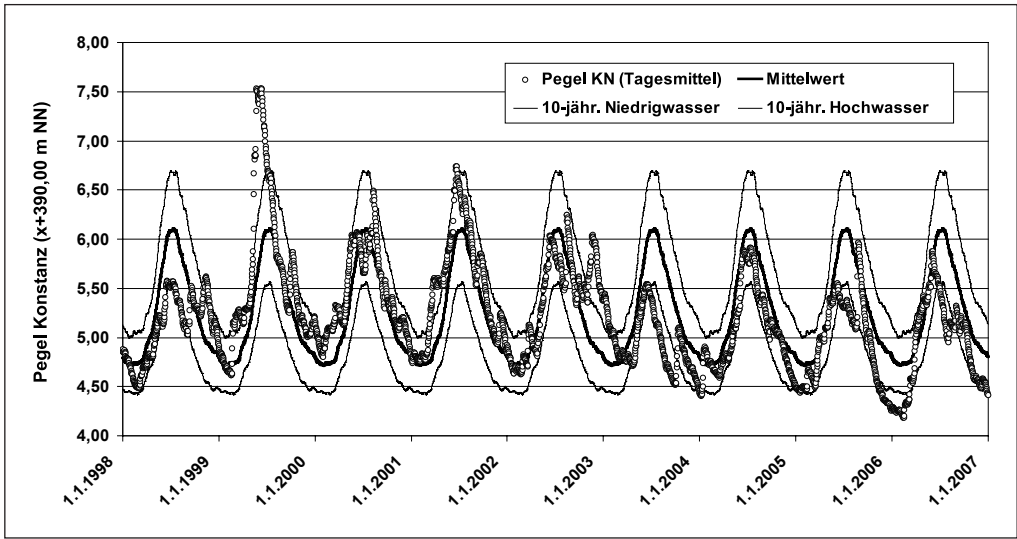


Abb. 12: Tägliche Pegelstände des Bodensee-Obersees (Pegel Konstanz) von 1998 bis 2006 (Kreise) mit Kurven der mittleren Tageswerte (1931–2005) sowie der berechneten Tageswerte für das 10-jährige Hochwasser bzw. das 10-jährige Niedrigwasser

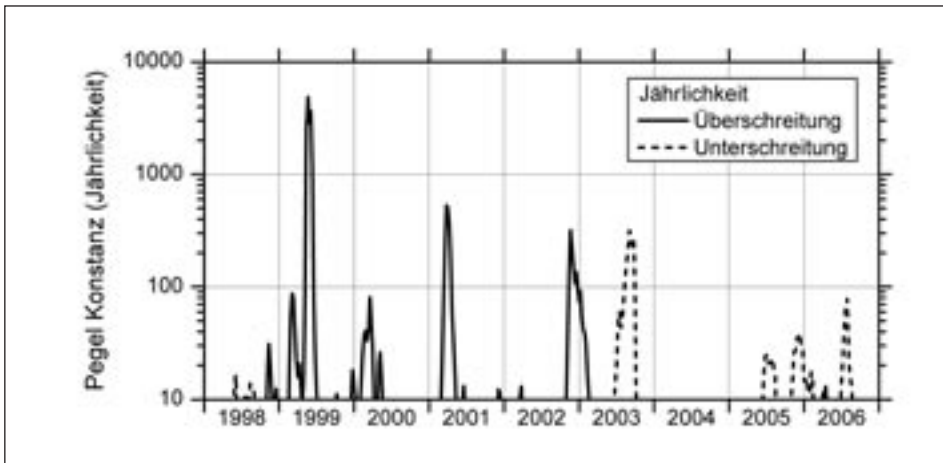


Abb. 13: Überschreitungs- und Unterschreitungsjährlichkeiten für Wochenmittelwerte des Bodensee-Wasserstands (Pegel Konstanz) für die Jahre 1998 bis 2006, berechnet anhand eines GEV (General Extreme Value)-Verteilungsmodells (Datenbasis: trendbereinigte Wochen-Mittelwert der Jahre 1817 bis 2006) (zur Erläuterung der Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten vgl. auch Abbildung 1)

vom Frühsommer 1999, vom Sommer 2003 und vom Winter 2005/2006 weit außerhalb der 10-jährigen Ereignisse liegen.

Die Abbildung 13 zeigt, dass es sich um außergewöhnliche Ereignisse gehandelt hat, für die eine statistische Wiederkehrperiode von 100 bis über 1000 Jahre errechnet wurde. Das extrem früh auftretende Pfingsthochwasser von 1999 war ein 4000-jähriges Ereignis, das Niedrigwasser im Hitzesommer 2003 hatte eine Wiederkehrwahrscheinlichkeit von etwa 300 Jahren (jeweils berechnet anhand einer GEV-Verteilung für trendbereinigte Pegelstände) (JÖHNK et al. 2004).

Die detaillierte Analyse der Witterungsereignisse, die zu den Hochwassern von 1965, 1987 und 1999 führten, ergibt, dass es sich hierbei eher um regional begrenzte Extremniederschläge handelte, während die sommerlichen Niedrigwasserstände einen mitteleuropäischen Trend widerspiegeln. Beispielsweise war der Hitzesommer 2003 gesamteuropäisch der heißeste Sommer seit 1659, in den Hochlagen der Alpen auch der wärmste seit 1000 Jahren. Die Lufttemperaturen in Deutschland lagen um 3,4 °C über dem langjährigen Mittelwert (Extremwert 40,2 °C in Freiburg i.Br.), in der Schweiz war 2003 das zweitwärmste Jahr seit 1864 mit durchschnittlichen Lufttemperaturen im Sommer (Juni – Juli – August, JJA) von 4,0 bis 5,5 °C über dem langjährigen Mittel (1864–2003). Im Alpenraum war der Sommer 2003 gleichzeitig der längste und trockenste Sommer (Febr.–Okt.) seit 500 Jahren mit nur 70–85 % der normalen Niederschläge (DWD 2003; PROCLIM 2005; SCHÄR et al. 2004; BENISTON 2004; BENISTON & STEPHENSON 2004; BENISTON & DIAZ 2004; BENISTON 2005). Auch 2006 war wieder außergewöhnlich im Hinblick auf die hohen Lufttemperaturen und die geringeren Niederschläge bis Ende Juli. Genaue Analysen hierzu liegen derzeit allerdings noch nicht vor.

4. KLIMAFOLGEN FÜR DEN BODENSEE

Neben den eingangs genannten Studien, die den Klimawandel in der Retrospektive konstatieren oder anhand von Szenarien für die Zukunft modellieren, werden in zunehmendem Maße Berichte veröffentlicht, die die ökologischen, ökonomischen und sozialen Folgen des Klimawandels in diesem Jahrhundert betrachten (z. B. STERN 2006). Für den südwestdeutschen Raum wurde im Juli 2005 das Verbundprojekt ›Klimawandel, Auswirkungen, Risiken, Anpassung‹ (KLARA) abgeschlossen (STOCK 2005). In dem Bericht werden die Risiken des Klimawandels und die Verwundbarkeit Baden-Württembergs für eine Reihe von Sektoren dargestellt. Eine vergleichbare Studie für die Schweiz wurde im März 2007 vorgestellt (OcCC 2007). Die KLARA-Studie enthält Beiträge zu den Themen Gesundheitsgefahren, Landwirtschaft, Obst- und Weinbau, Forstwirtschaft, Tourismus, Naturschutz (Brutvogelarten) sowie Schifffahrt und Energieerzeugung am Beispiel des Neckars. Im Rahmen dieser Darstellungen ist auch das Bodensee-Einzugsgebiet mit erfasst. Eine spezielle Auswertung der Folgewirkungen für das hydrologische System des

Bodensees fehlt allerdings. Auch die OcCC-Klimafolgenstudie widmet sich vielen Teilspekten, u. a. den Folgen für Landökosysteme und die Wasserwirtschaft, wobei auch die Veränderungen in natürlichen Gewässern betrachtet werden.

Im folgenden werden Ergebnisse eigener Arbeiten zusammengestellt, die detailliert zeigen, wie sich die bisherigen Wasserstandstrends und hydrologischen Extremereignisse auf die pelagialen und litoralen Ökosysteme und einige menschliche Nutzungen des Bodensees ausgewirkt haben und welche Entwicklungen sich in den nächsten Jahrzehnten ergeben könnten.

4.1 FREIWASSER UND PLANKTON

Aufgrund der unterschiedlichen Tiefe von Obersee und Untersee und der damit verbundenen ökologischen Charakteristiken unterscheiden sich die Auswirkungen der Klimaerwärmung in beiden Seeteilen. Die große Wassermasse des Obersees erfordert mehr thermische Energie als die des flachen Untersees, um sich um den gleichen Temperaturbetrag zu erwärmen. Das hat zur Folge, dass extreme Hitzeereignisse während des Sommers im Untersee folgenreicher sind als im Obersee.

Die Tiefe des Obersees führt neben der geringeren Erwärmung im Sommer auch dazu, dass sich dieser Seeteil während des Winters weniger schnell abkühlt als der Untersee. Diese Abkühlung auf homeotherme Verhältnisse ist notwendig, damit es zu einer kompletten Durchmischung des Wasserkörpers kommt, die wiederum Sauerstoff und Nährstoffe gleichmäßig über die Wassersäule verteilt. Die Wintertemperaturen sind – neben den Windverhältnissen – der wichtigste Faktor, der bestimmt, ob und wann es während eines Winters zu einer Temperaturgleichverteilung und damit zu einer möglichen Vollzirkulation kommt. Die Datenreihen der Sauerstoff- und Nährstoffkonzentrationen zeigen, dass es während der letzten Jahrzehnte in milden Wintern nicht immer zu einer Vollzirkulation kam (ROSSKNECHT 1998, STRAILE et al. 2003). Dadurch wurde auch weniger Sauerstoff in den Tiefenbereich des Sees hinuntergemischt und weniger Phosphor und Silikat aus dem Hypolimnion in das Epilimnion hochgemischt (STRAILE et al. 2003). Dies hat Konsequenzen zum einen für das Wachstum des Phytoplanktons, zum anderen für das Ausmaß der Sauerstoffzehrung über dem Gewässergrund im darauf folgenden Frühjahr und Sommer. Mit zunehmender Klimaerwärmung könnte deshalb eine vollständige Durchmischung des Obersees weniger häufig zustande kommen als sie bisher beobachtet wurde. Im Untersee sorgt dagegen die geringere Tiefe dafür, dass es dort während des Winters auch bei einer weiteren Wassererwärmung mit hoher Wahrscheinlichkeit eine komplette Mischung geben wird.

In beiden Seeteilen werden vor allem während des Frühjahrs höhere Temperaturen zu erhöhten Wachstumsraten der meisten wechselwarmen Organismen führen. So wird z. B. das Wachstum der Felchenlarven während des Frühjahrs stark von den jeweiligen Wassertemperaturen beeinflusst (ECKMANN & REY 1987). Eine raschere Erwärmung während des Frühjahrs sollte demnach zu schnellerem Wachstum der Felchen führen.

Ebenso konnte gezeigt werden, dass die Geschwindigkeit des Populationswachstums von Wasserflöhen der Gattung *Daphnia* im Bodensee stark von der jeweiligen Erwärmung des Sees im Frühjahr abhängt (STRAILE 2000); (Abbildung 14). Da *Daphnia* als wichtiger Filtrierer von Algen und als wichtige Nahrung für Fische eine Schlüsselrolle im Nahrungsnetz des Sees einnimmt, hat dies weiterführende Konsequenzen. So führt schnelleres Populationswachstum von *Daphnia* zu einem früheren Eintreten der Klarwasserphase, einer kurzen Periode im Frühsommer, in der die Zooplankton-Populationsdichte so

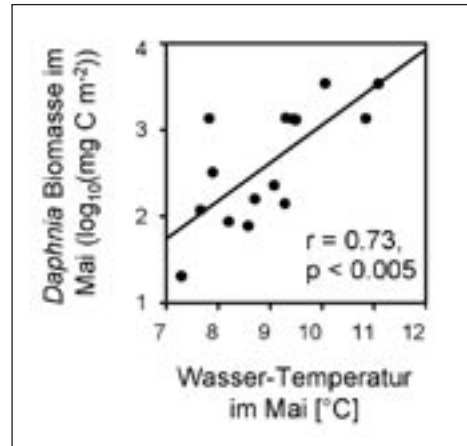


Abb. 14: Zusammenhang zwischen der *Daphnia*-Biomasse im Mai und den Mai-Wassertemperaturen eines jeweiligen Jahres im Bodensee-Obersee (Überlinger See) (nach STRAILE 2000)

hoch ist, dass nahezu alle Algen abfiltriert werden. Im Mittel hat sich in zentraleuropäischen Seen der Zeitpunkt der Klarwasserphase um ca. 2 Wochen nach vorne verschoben (STRAILE 2002). Diese Verschiebung entspricht größenordnungsmäßig in etwa der Verschiebung von phänologischen Phasen der Blütenpflanzen (WALTHER et al. 2002). Eine schnellere Erwärmung des Sees während des Frühjahrs wird sich somit direkt oder indirekt auf viele Arten auswirken. Die große Unbekannte dabei ist, ob und wie stark sich die Reaktion der einzelnen Arten in ihrem temperaturabhängigen Wachstum unterscheiden. Bei geringen Unterschieden kann man davon ausgehen, dass sich die Ereignisse und Interaktionen innerhalb des Nahrungsnetzes insgesamt in Richtung Jahresbeginn verschieben werden, ohne dass einzelne Arten von diesem zeitlichen Versatz in irgendeiner Weise bevorzugt oder benachteiligt sein werden. Wenn die Temperaturabhängigkeit der einzelnen Arten jedoch stark verschieden ist, könnte es vorkommen, dass bislang bestehende Nahrungsnetzbeziehungen gestört werden. Dies würde dann dazu führen, dass sich das Nahrungsnetz des Sees mit einer Klimaerwärmung verändert. Dieser Fragestellung wird derzeit im Rahmen eines Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft nachgegangen⁵.

4.2 NEOZOEN

Ein Beispiel für komplexe Interaktionen, an denen der Klimawandel ebenfalls indirekt beteiligt ist, ist die Etablierung sog. »expansiver« Arten⁶ und Neozoen⁷ im Bodensee. Die Globalisierung des Warenaustauschs, die Erweiterung des Binnenschiffahrtsnetzes nach Osteuropa, die zunehmende Mobilität im Reiseverkehr und das wachsende Angebot an »exotischen« Aquarientieren haben auch im Rhein-Einzugsgebiet zu einer beschleunigten Einschleppung und Verbreitung von Neozoen geführt. Für den Bodensee sind bisher rund 25 pelagische oder litorale Neozoen-Arten bekannt, die sich hier ansiedeln,

reproduzieren und ausbreiten konnten (REY et al. 2005a). Vor allem vom Hochrhein her breiten sich weitere Arten in Richtung Bodensee aus (REY et al. 2005b).

Großes Aufsehen hat vor allem die Dreikant- oder Zebrauschel (*Dreissena polymorpha*) hervorgerufen, die bereits Mitte der 1960er Jahre eingeschleppt wurde und sich innerhalb weniger Jahre im ganzen Bodensee massenhaft vermehrt hat. Die Art dominiert seither die Hartbodenfauna und ist möglicherweise für den Rückgang der Großmuscheln verantwortlich (BAUER & NEGELER 2000). Auf der anderen Seite hat *Dreissena* für einige Wasservogel-Arten neue Nahrungsquellen erschlossen (WERNER 2004). Auch die erst vor wenigen Jahren eingeschleppten Arten Höckerflohkrebs (*Dikerogammarus villosus*), Körbchenmuschel (*Corbicula fluminea*) und Schwebgarnele (*Limnomysis benedeni*) zeigen Massenvermehrungen und eine rasante Ausbreitungstendenz entlang des Seufers (REY et al. 2005a); (Abbildung 15). Derzeit beschäftigt sich das Forschungsprojekt ANEBO⁸ (Aquatische Neozoen am Bodensee), das vom INTERREG IIIA Programm gefördert wird, unter invasionsbiologischen Gesichtspunkten mit dem Thema der Neozoenausbreitung. Dabei zeichnet sich bereits jetzt ab, dass sich die Benthos-Biozöosen des Sees mit der raschen Ausbreitung dieser neuen Arten entscheidend verändern.

Noch stammen alle aquatischen Neozoen, die sich in mitteleuropäischen Binnengewässern erfolgreich vermehren können, aus Gebieten der gemäßigten Klimazonen. Großkrebse, Amphibien, Fische und Reptilien, die aus wärmeren Klimaten in den Rhein und den Bodensee eingeschleppt wurden (z. B. Schnappschildkröten der Gattung *Chelydra*, tropische Landkrabben, verschiedene subtropische und tropische Fischarten) konnten sich bislang noch nicht über ihre eigene Lebensdauer hinaus etablieren. Als begrenzender Faktor könnten zu niedrige Temperaturen während der Fortpflanzungsperiode wirksam werden. Ausnahmen bilden abgegrenzte »pseudotropische« Habitats im Bereich von Wärmeeinleitungen (z. B. Kühlwasser-Rückleitungen der AKWs Phillipsburg und Neckarwestheim; GRABOW, mündl. Mitt.), die gewissermaßen das neozoische Etablierungspotenzial unter dem Einfluss der Klimaerwärmung aufzeigen. Die Wahrscheinlichkeit, dass sich Wärme liebende Neozoen auch im Bodensee vermehren können, steigt mit jedem Zehntel Grad Erwärmung der Wassertemperatur an. Zugleich vergrößert sich auch das potenzielle Herkunftsgebiet, aus dem ausbreitungsfähige Neozoen eingeschleppt werden können (Abbildung 16).

Die ökologischen Folgen einer vergrößerten Ausbreitungschance aquatischer Neozoen sind bisher nicht einmal tendenziell abschätzbar. Sie hängen davon ab, welche neuen Tierarten sich bei uns etablieren und wie sie sich mit den bisherigen Biozöosen arrangieren können. So ist es möglich, dass es im Bodensee auch künftig »nur« zu schrittweisen Veränderungen und Eingliederungsprozessen kommt; es kann jedoch auch sein, dass sich in ihrem Herkunftsland unauffällige Arten bei uns als biologische Invasoren erweisen, welche die angestammten Lebensgemeinschaften schädigen, weil bei uns spezifische Regulatoren (z. B. Fressfeinde, Konkurrenten oder Parasiten) fehlen.



Zebrauschel *Dreissena polymorpha*,
Besiedlungsdichte im Bodensee: bis > 30 000 Tiere/m².
Herkunft: Schwarzmeerraum



Höckerflohkrebs *Dikerogammarus villosus*,
Besiedlungsdichte im Bodensee: bis > 2 000 Tiere/m².
Herkunft: Schwarzmeerraum



Körbchenmuschel *Corbicula fluminea*,
Besiedlungsdichte im Bodensee: 3 000 bis 8 000
Tiere/m². Herkunft: Ostasien/Nordamerika



Schwebegarnele *Limnomyia benedeni*,
Besiedlungsdichte im Bodensee: bis > 2 000 Tiere/m².
Herkunft: Schwarzmeerraum.

Abb. 15: Bodensee-Neozoen mit invasivem Siedlungsverhalten. Fotos: links und Mitte S. WERNER, rechts M. MÖRTL

Vor einem weiteren Risiko, welches den Menschen direkt betrifft, warnt das Umweltbundesamt in einer Studie unter dem Motto: «Klimaveränderung: Der Süden kommt zu uns ... auch seine Krankheiten?»⁹. Tatsache ist, dass sich durch eine Erhöhung der Durchschnittstemperaturen auch die Gefahr einer Ausbreitung »wasserbürtiger« Krankheiten und Wärme liebender Parasiten erhöht. Nach der UBA-Studie wurden in Deutschland Mückenarten nachgewiesen, die als Überträger tropischer Infektionskrankheiten in Frage kommen. Zu Ihnen gehören die Tigermücke als Überträgerin von West-Nil- und Dengue-Fieber und die Sandmücke als Überträgerin der Leishmaniose. Beide In-

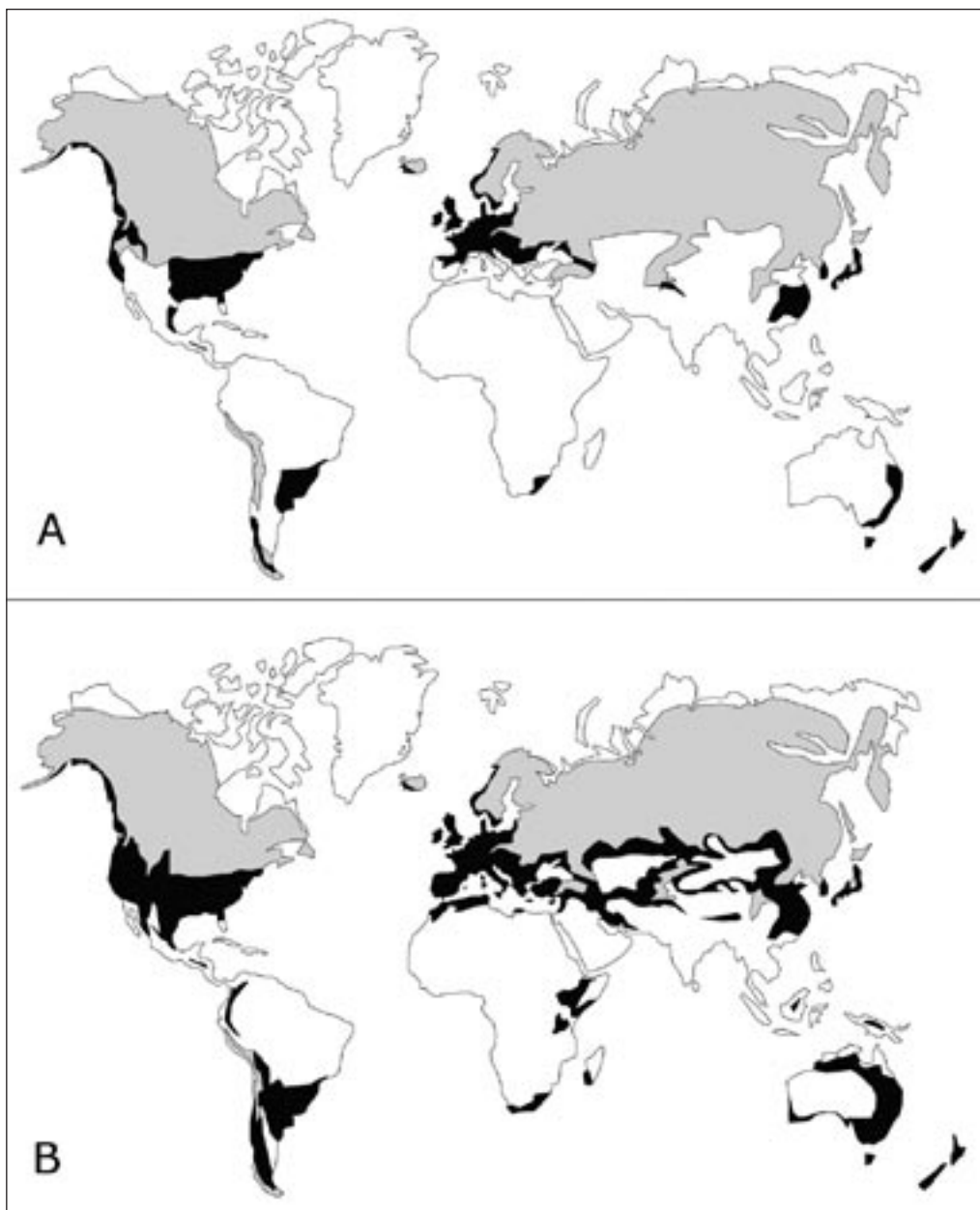


Abb. 16: Hypothetische Herkunftsgebiete für Bodensee-Neozoen (schwarze Flächen):
 A) unter heutigen klimatischen Bedingungen;
 B) bei Wegfall der winterlichen Temperaturschranke (Wassertemperatur dauerhaft $> 3^{\circ}\text{C}$).
 Ausgangspunkt: Klimazonen nach KÖPPEN. Nicht berücksichtigt wurde die mit einer Klimaveränderung einhergehende Verlagerung der gemäßigten Klimazonen in bisher angrenzende kältere Bereiche (graue Flächen).

sekten nähern sich zudem als ›expansive Arten‹ vom Tessin und von Kärnten her unserer Region¹⁰.

4.3 UFERVEGETATION

Die langfristige Entwicklung der Ufervegetation ist offensichtlich weniger durch die Änderungen der Luft- und Wassertemperaturen betroffen als vielmehr durch extreme Wasserstände. Als ortsgebundene Organismen können die Pflanzenindividuen nicht mit dem wechselnden Wasserstand ›mitwandern‹ oder ihm ausweichen. Sie haben nur die Möglichkeit, außergewöhnlichen Wasserständen aufgrund ihrer Überflutungs- oder Austrocknungstoleranz zu widerstehen, anderenfalls gehen sie zugrunde, wobei ihre räumliche Nische von anderen Arten eingenommen wird.

Eine Besonderheit stellen die fast vegetationsfreien Uferstreifen zwischen dem Röhrichtgürtel und den Unterwasserpflanzenrasen dar, die normalerweise in jedem Winter trocken fallen und ausfrieren. Bei extrem niedrigen Spätsommerwasserständen stehen hier konkurrenzfreie Standorte zur Verfügung, die durch Arten mit hohen Vermehrungsraten und angepassten Etablierungsstrategien besiedelt werden. Viele von ihnen verschwinden wieder, andere können sich längere Zeit am Standort behaupten und sich gegen Konkurrenten durchsetzen.

4.3.1 Röhrichte

Weite Abschnitte der Flachufer des Bodensees sind mit aquatischen Röhrichten des Gem. Schilfs (*Phragmites australis*) bedeckt. Obschon die randständigen Halme in normalen Sommern eine Überstauung von bis zu zwei Metern überstehen, besitzt die Pflanze nur eine begrenzte Überflutungstoleranz (ARMSTRONG et al. 1994, BRÄNDLE 1990, 1996, BRÄNDLE & CRAWFORD 1987). Besonders empfindlich ist die Aufwuchsphase der Halme von Anfang Mai bis Ende Juni. In dieser Zeit ist aus physiologischen Gründen der Sauerstoffbedarf der Rhizome besonders groß. Er kann nur durch Einstrom von Luftsauerstoff gedeckt werden. Die schnell wachsenden Junghalme müssen nach einigen Tagen die Wasseroberfläche durchstoßen können, um die Sauerstoffversorgung sicher zu stellen. In Jahren mit normaler Wasserstandsentwicklung ist dies gewährleistet, nicht jedoch, wenn im Frühsommer der Wasserstand schneller steigt als die Halme wachsen können. In den Rhizomen setzt unter Sauerstoffmangel ein anaerober Stoffwechsel ein, die Halme stellen daraufhin ihr Wachstum ein, und große Teile des Rhizomkörpers werden dauerhaft geschädigt (BRÄNDLE 1983, 1985, KOPPITZ 2004, KOPPITZ et al. 2004, STUDER & BRÄNDLE 1984). Nach außen wird dieser Vorgang dadurch sichtbar, dass die junge Halmgeneration flächenhaft abstirbt und nur die trockenen vorjährigen Halme übrig bleiben. Da der Rhizomkörper infolgedessen abgestorben ist, können die Bestände im darauf folgenden Jahr nicht mehr austreiben. Die Bestände brauchen viele Jahre bis zu zwei oder drei Jahrzehnte, um ihre ursprüngliche Größe wiederzuerlangen. Die physiologischen und populationsbiologischen Mechanismen, die hierbei eine Rolle

spielen, sind recht gut bekannt, nicht zuletzt aufgrund von Untersuchungen, die am Bodensee durchgeführt wurden (OSTENDORP, 1990, 1991, SCHMIEDER et al. 2002, 2003, OSTENDORP et al. 2003, DIENST et al. 2004a, KOPPITZ et al. 2004). Hier kam es infolge der extremen Hochwasser im Juni/Juli 1965 und im Mai/Juni 1999 zu beträchtlichen Bestandseinbrüchen und in den Folgejahren zu einer langsamen Stabilisierung und Wiederausbreitung der Bestände, die im Nachgang zum Hochwasser von 1965 anhand von Luftbildserien rekonstruiert, und im Falle des Hochwassers von 1999 zusätzlich anhand von physiologischen und bestandsstrukturellen Untersuchungen begleitet werden konnten (Zusammenfassung in BÖCKER et al. 2004). Durch das 1965er Hochwasser starben am deutschen Untersee-Ufer etwa 51 ha aquatische Röhrichte ab, nach 1999 waren es 23,42 ha. Dagegen hatte das extreme Hochwasser von 1987 keine wahrnehmbaren Auswirkungen auf die Schilfbestände, da es erst Ende Juli bis Anfang August auflief, als die Halme bereits ausgewachsen waren. Das Ausmaß der Schädigung hing sowohl 1965 als auch 1999 von weiteren modifizierenden Faktoren ab, vor allem von der Tiefenlage des betreffenden Schilfbestandes unter dem Mittelwasserspiegel, aber auch von der Vorschädigung durch parasitierende Schilfkäfer-Larven (BÖCKER et al. 2004).

Ob und wie schnell sich hochwassergeschädigte Schilfbestände erholen können, hängt vom Schädigungsgrad, von der Wasserstandsentwicklung in den nachfolgenden Jahren sowie von zusätzlichen Schädigungsfaktoren ab. Nach 1965 waren dies weitere Frühsommerhochwasser in den Jahren 1966 bis 1968 sowie die mechanischen Belastungen durch Fadenalgenanschwemmungen als Ausdruck der seinerzeit hohen Nährstoffbelastung des Bodensees. Dem Schädigungsereignis von 1999 folgten ebenfalls zwei Hochwasserjahre, außerdem kam es Anfang Juli 2000 zu einem Hagelunwetter, das die Blätter der Schilfhalme zerstörte. Detaillierte Auswertungen von Luftbildern aus den Jahren 1961 bis 1998 zeigten, dass sich im westlichen Bodenseegebiet die Schilfbestände nur sehr langsam erholten (SCHMIEDER et al. 2003). Aufgrund der Wasserstandsschwankungen am Bodensee kommt es nur in Ausnahmefällen zur Rekrutierung durch Samen, vielmehr müssen sich zunächst die verbliebenen Bestände stabilisieren, dann erst kann eine vegetative Ausbreitung mit Hilfe von Kriechrhizomen erfolgen. Die Auswertung der Luftbildserie von 1998 ergab, dass lediglich in der Hälfte der untersuchten Uferabschnitte die annähernde Bestandsgröße von 1961 erreicht wurde.

Während sich der Absterbevorgang größtenteils innerhalb von wenigen Wochen vollzieht, benötigt die Wiederausbreitung mehrere Jahrzehnte (Abbildung 17). Die Dynamik der Uferschilfröhrichte am Bodensee wird also stark durch extreme Ereignisse gesteuert. Ob sich die Bestände langfristig seewärts ausbreiten können, was man aufgrund der signifikant sinkenden Sommerwasserspiegel des Bodensees erwarten könnte, oder tendenziell zurückgehen, dürfte von der Häufigkeit von Extremhochwassern abhängen. Hier legen die Klimaprognosen den Schluss nahe, dass sich die Häufigkeit von Starkregenereignissen und damit auch von Hochwasserabflüssen erhöhen wird. Man könnte die Häufung von sommerlichen »Jahrhunderthochwassern« 1965, 1987 und 1999

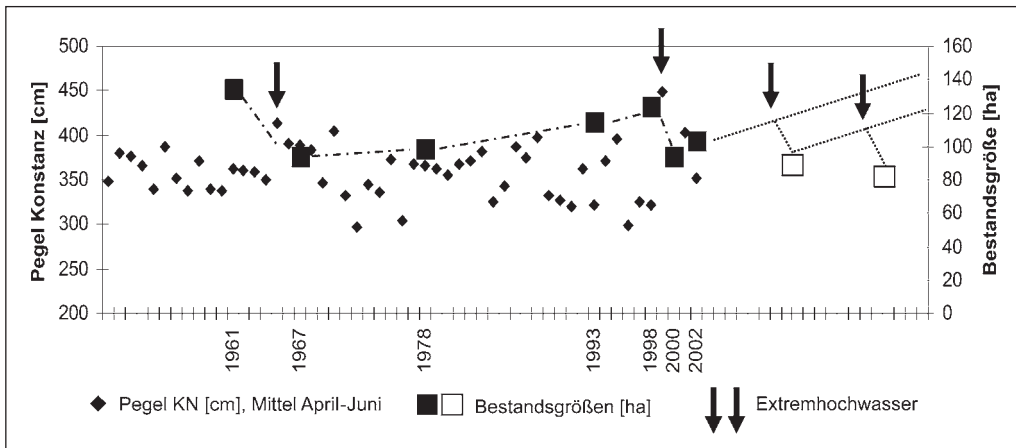


Abb. 17: Schema der zyklischen Entwicklung seewärtiger Schilf-Röhrichte in Abhängigkeit von extremen Hochwasser-Ereignissen; graue Quadrate bezeichnen die mögliche zukünftige Entwicklung (nach DIENST et al. 2004a).

als Indiz dafür nehmen. Andererseits sind Starkniederschläge eher lokale oder regionale Ereignisse, die nicht in jedem Fall das gesamte Einzugsgebiet des Bodensees betreffen müssen. Dennoch halten wir es für wahrscheinlich, dass die Schilffront in den nächsten Jahrzehnten immer wieder durch extreme Wasserstände beeinträchtigt werden wird, und die Röhrichte nicht mehr die Ausdehnung erreichen werden, die sie Anfang der 1960er Jahre hatten. Damit können insbesondere für die großen Naturschutzgebiete an den Flachufern des Bodensees Konsequenzen verbunden sein:

- die nach dem Schilfrückgang frei liegenden Sedimente könnten, wie es bereits nach 1965 der Fall war (vgl. OSTENDORP 1992), mobilisiert werden, es käme lokal zu Ufererosion und an anderen Stellen zu einer Verschlammung;
- da die Schilffront weiter landeinwärts und höher liegt, die randlichen Bestände also zeitlich später und nur geringfügig überschwemmt werden, könnte deren Nutzbarkeit für laichende Fische und Jungfische sowie für brütende Wasservögel herabgesetzt sein;
- durch die periodische Schädigung der Schilfröhrichte wird deren Dominanz geschwächt, so dass sich auch andere Röhrichtarten, z. B. Seebirse (*Schoenoplectus lacustris*), Rohrkolben (*Typha latifolia*, *T. angustifolia*), und Rohrglanzgras (*Phalaris arundinacea*) etablieren können; daraus könnten bestimmte Schilf-Brutvögel einen Vorteil ziehen, die hinsichtlich ihrer Nahrungssuche positiv auf den »Randeffekt« von Vegetationsstrukturen reagieren, z. B. Drosselrohrsänger und Teichrohrsänger (vgl. OSTENDORP 1993).

4.3.2 Pioniervegetation

Während des Hitzesommers 2003 lag der Seespiegel des Bodensees zwischen 0,70 und 0,95 m unter den Erwartungswerten der langjährigen Tagespegelwerte, so dass an flachscharigen Ufern große Flächen zwischen Juli und Ende September trocken lagen. Bereits im Herbst war zu erkennen, dass die Flächen sehr schnell von Keimlingen und Jungpflanzen kleinwüchsiger ruderaler Arten, Röhrichtarten und Gehölzen besiedelt worden waren (Abbildung 18). Noch im gleichen Jahr wurde im NSG »Wollmatinger Ried–Untersee-Gnadensee« ein Monitoringprogramm eingerichtet, um die weitere Entwicklung der Spontanvegetation zu dokumentieren. Hierzu wurde jeweils im Winter der vor dem Schilfröhricht gelegene vegetationsbedeckte Uferstreifen vollständig kartiert; die dabei erfassten abgestorbenen Pflanzenreste oder noch grünen Jungpflanzen ließen sich allgemein bis zur Art bestimmen. Die nachfolgenden Ergebnisse beziehen sich auf die Kartierung von 2003/04 (217 Vegetationsaufnahmen für die Vegetationsentwicklung in 2003) und 2004/05 (265 Vegetationsaufnahmen für 2004) (DIENST et al. 2006). Derzeit wird die dritte Kartierung von 2006/07 ausgewertet.

In 2003 wurden im Wollmatinger Ried rd. 0,229 km² Uferfläche neu besiedelt, wobei die Vegetationsdecke mit 27% mittlere Deckung noch recht schütter war. Während



Abb. 18: Pioniervegetation im September 2003 vor der Insel Reichenau (im Vordergrund *Typha latifolia* und *Ranunculus sceleratus*, im Hintergrund ältere Schilfbestände)

Tab. 4 Frequenz und Deckungsgrad der häufigsten Pionier-Arten sowie weitere Rahmendaten auf den Neubesiedlungsflächen des Wollmatinger Rieds (die Taxa sind nach ihrer Frequenz in 2003 sortiert), n. b. = nicht beobachtet

	Frequenz, %		Deckung, %	
	2003	2004	2003	2004
<i>Ranunculus sceleratus</i>	86	36	2,8	0,7
<i>Veronica anagallis-aquatica</i>	79	25	3,4	3,2
<i>Catabrosa aquatica</i>	77	53	2,3	1,4
<i>Phalaris arundinacea</i>	73	87	1,1	6,7
<i>Lythrum sal. + Epil. parvifl.</i>	68	1	0,9	0,1
<i>Rorippa amphibia</i>	66	63	1,2	1,6
<i>Typha latifolia+angustifolia</i>	65	47	5,2	24
<i>Juncus articulatus+alpinus</i>	43	46	5	19,3
Phragmites-Keimpflanzen	43	n. b.	0,5	n. b.
Salix-Jungpflanzen	41	34	0,7	0,9
<i>Eleocharis acicularis</i>	31	31	0,9	1
<i>Carex elata</i>	20	27	0,2	0,3

	2003	2004
Erfasste Fläche [ha]	22,9	14,5
Deckung der Vegetation [%]	27	61
Deckung der Vegetation [ha]	5,2	8,3
Anzahl Pflanzensippen	69	47

des Jahres 2004, in dem die Wasserstände im Frühjahr und Sommer im Mittel 22 cm höher lagen als 2003, verschwanden 37% der Flächen wieder, in Ufernähe konnte sich die Vegetation aber verdichten (0,146 km² bei 61% mittl. Deckung). In 2003 konnten auf diesen Flächen 69 Gefäßpflanzenarten gefunden werden, von denen 24 Arten im darauf folgenden Jahr wieder verschwanden, während weitere 11 Arten neu hinzu kamen. Die meisten Arten sind aus der Bodensee-Region bekannt, wurden aber noch nie in dieser Häufigkeit am Ufer beobachtet. Neu entdeckt wurde das Japanische Reisfeld-Schaumkraut (*Cardamine flexuosa* auct. non With.), das sich offenbar erst im Niedrigwasserjahr 2003 am Bodenseeufer ansiedeln konnte, und sich seither stark ausbreitet. Die meisten Arten, die sich im ersten Jahr ansiedeln konnten, waren einjährige oder krautige amphibische Arten, z. B. Gift-Hahnenfuß (*Ranunculus sceleratus*), Gauchheil-Ehrenpreis (*Veronica anagallis-aquatica*), Quellgras (*Catabrosa aquatica*), Wasser-Sumpfkresse (*Rorippa amphibia*), die unter normalen Wasserstandsbedingungen am Bodenseeufer nur vereinzelt auftreten. Sie nutzten die besonderen Bedingungen in 2003, um eine hohe Bestandsdichte aufzubauen, gingen aber bereits im nächsten Jahr stark zurück (Tabelle 4). Eine zweite Gruppe bestand aus klonal wachsenden Pflanzen, die an nährstoffarmen sandigen oder kiesigen Ufern zu finden sind, z. B. die Alpen-Binse (*Juncus alpinus*) und die Na-

delbinse (*Eleocharis acicularis*), die ihre Bestandsflächen von 2003 auf 2004 deutlich ausdehnen konnten. Eine dritte Gruppe umfasste terrestrische ruderale Arten, die normalerweise nicht an nassen Standorten vorkommen; diese Gruppe nahm von 2003 (33 Taxa mit insgesamt 3,9 % der vegetationsbedeckten Fläche) auf 2004 (13 Taxa, 0,5 % Fläche) deutlich ab.

Der niedrige Wasserstand in 2003 begünstigte auch die großwüchsigen Helophyten, die teils durch das vorangegangene Hochwasser von 1999 stark gelitten hatten (*Phragmites australis*) oder aus anderen Gründen vom Seeufer weitgehend verschwunden waren (*Schoenoplectus lacustris*, *Typha latifolia*, *T. angustifolia*). So wurden deutliche Erholungstendenzen der geschädigten Schilffront beobachtet. Das Schilf konnte sich teils durch Samen neu etablieren, teils drangen bis über 20 m lange Wandertriebe (»Leghalme«) in das Vorland hinein. Den größten Anteil hatte aber der langsame Vorschub der zwischenzeitlich stabilisierten Schilffront. Den größten Etablierungserfolg hatten zweifellos die beiden Rohrkolben-Arten *T. latifolia* und *T. angustifolia*, die im ersten Jahr nur 1,3 %, im zweiten Jahr aber bereits 38,5 % der gesamten Neubesiedlungsfläche einnahmen. Der Rohrkolben besiedelt dabei nicht nur die frei liegenden Sedimentflächen, sondern auch die Stoppelfelder der 1999 abgestorbenen Schilf-Röhrichte. Viele Rohrkolben-Pflanzen blühten bereits im zweiten Jahr und waren so in der Lage, den Samenvorrat im Sediment zu ergänzen und neue Bestände zu bilden.

Ungewöhnlich war auch, dass sich in 2003 Weiden-Keimlinge (meist *Salix alba* L.) seewärts vor(!) der Schilffront ansiedeln konnten, während sich üblicherweise Ufergehölze erst landwärts des Röhrichtgürtels entwickeln können. Die Weiden-Jungpflanzen litten in den ersten beiden Jahren unter starker Beweidung durch Rehe an bestimmten Uferabschnitten (z. B. Stockacher Aach-Mündung). Im Schutz von Rohrkolben-Beständen entwickelten sie sich aber inzwischen zu etwa 2 bis 3 m hohen Bäumchen, die in dieser Größe normale Sommerwasserstände überstehen können. Auf diese Weise könnten sich die überalterten Uferweiden-Gehölze des Bodenseeuferes verjüngen, ein natürlicher Prozess, der in den letzten Jahrzehnten am Bodenseeufer immer seltener beobachtet wurde.

Die Entwicklung der Pioniervegetation nach 2003 scheint in starkem Maße ereignisgesteuert zu sein, wobei ein singuläres Niedrigwasser eine bisher nicht beobachtete Vegetationsentwicklung in Gang setzen kann, die auch nicht mehr durch die üblichen Sommerhochwasser zurückgeworfen wird. Unter einem konstanten hydrologischen Regime dürften die meisten Arten, auch die beiden Rohrkolben-Arten, dem Konkurrenzdruck des Schilfs unterliegen, und weitgehend aus der Ufervegetation verschwinden. Ihre Existenz ist an mehr oder minder regelmäßige Störungen und hydrologische Extremereignisse gebunden, die vermutlich in der Klimaentwicklung dieses Jahrhunderts zunehmen. Zusammen mit dem langfristigen Trend zu niedrigeren Sommerwasserständen dürften konkurrenzschwächere amphibische Pflanzen zukünftig bessere, wenn auch nur vorübergehende Etablierungschancen haben als bisher.

4.4.3 Strandrasen

Strandrasen sind typisch für grobkiesige Substrate am Bodenseeufer. Sie sind gekennzeichnet durch Strand-Schmiele (*Deschampsia littoralis*), Bodensee-Vergissmeinnicht (*Myosotis rehsteineri*), Ufer-Hahnenfuß (*Ranunculus reptans*) und Strandling (*Littorella uniflora*), die zusammen die Strandschmielen-Gesellschaft bilden (*Deschampsietum rhodanense*). Die Verbreitung von Strand-Schmiele und Bodensee-Vergissmeinnicht war schon immer auf große voralpine Seen beschränkt. Heute haben sie ihren Verbreitungsschwerpunkt am Bodensee, da die Vorkommen beider Arten andernorts, wie beispielsweise am Genfer See, schon seit Beginn des 20. Jahrhunderts erloschen sind. Strandrasen befinden sich meist an wind- und wellenexponierten Ufern und werden regelmäßig im Sommerhalbjahr überschwemmt (meist ab 320 bis 400 cm Pegel Konstanz). Aufgrund der von Jahr zu Jahr stark variierenden Wasserstandsverhältnisse (vgl. Kap. 3.6), werden höher gelegene Bestände in Niedrigwasserjahren wie 2003 überhaupt nicht überschwemmt. In anderen Jahren (z. B. 1999, 2002) stehen sie stattdessen bis über sechs Monate unter Wasser.

Die Strandrasen-Arten weisen eine Reihe von Anpassungen auf, die es ihnen ermöglichen, dauerhaft solche Standorte zu besiedeln, an denen höherwüchsige Konkurrenzarten in der Regel nicht vorkommen. Die meisten Arten können unter Wasser Photosynthese betreiben und weisen auch morphologische Anpassungen an die Überschwemmung auf (z. B. HOSTRUP & WIEGLEB 1991, PRATI & PEINTINGER 2000, LENSSEN et al. 2004). Der niedrige Wuchs verringert die mechanische Belastungen durch Wellenschlag und Tritt. Eine jahreszeitlich frühe Blüte ermöglicht in günstigen Jahren eine Samenbildung vor der sommerlichen Überschwemmung. Tritt das Hochwasser sehr früh im Jahr ein, vermehren sich alle typischen Strandrasen-Arten vegetativ durch oberirdische Ausläufer. Lediglich die Strand-Schmiele besitzt eine Sonderform der vegetativen Vermehrung, die sog. Pseudoviviparie. Anstelle von Samen bilden sich aus den Achseln der Blütenstände junge Pflänzchen, die sich von der Rispe lösen und dann am Boden wurzeln.

Nachdem die Bestände der Strandrasen vor allem durch Treibgut und dichtes Algenwachstum als Folge der Eutrophierung stark zurückgegangen waren, ist seit Mitte der 1980er Jahre wieder eine eindeutige Zunahme zu erkennen (DIENST et al. 2004b). Besonders in den Niedrigwasserjahren konnten sich die Strandrasen-Arten deutlich ausbreiten und es kam zu einer seewärtigen Verlagerung der Strandrasen (PEINTINGER et al. 1997, DIENST & STRANG 1999, STRANG & DIENST 2004, PEINTINGER et al. i. Dr.). Nach Hochwasserjahren gingen die Bestände teilweise aber wieder zurück. Entscheidend für die Vegetationsdynamik ist nicht der absolute oder durchschnittliche Wasserstand, sondern die Dauer der Überschwemmung. Besonders eindrucksvoll lässt sich ein Zusammenhang von Populationsdynamik und Wasserstandsverhältnissen am Beispiel des Bodensee-Vergissmeinnichts zeigen (vgl. auch VAN BRACKEL 2001, GRABHER et al. 2006, PEINTINGER i. Dr.). Am längsten (seit 1983) wird die Populationsdynamik entlang eines 2 m breiten und 30 m langen Transssekts bei Hegne untersucht (Abbildung 19). Die

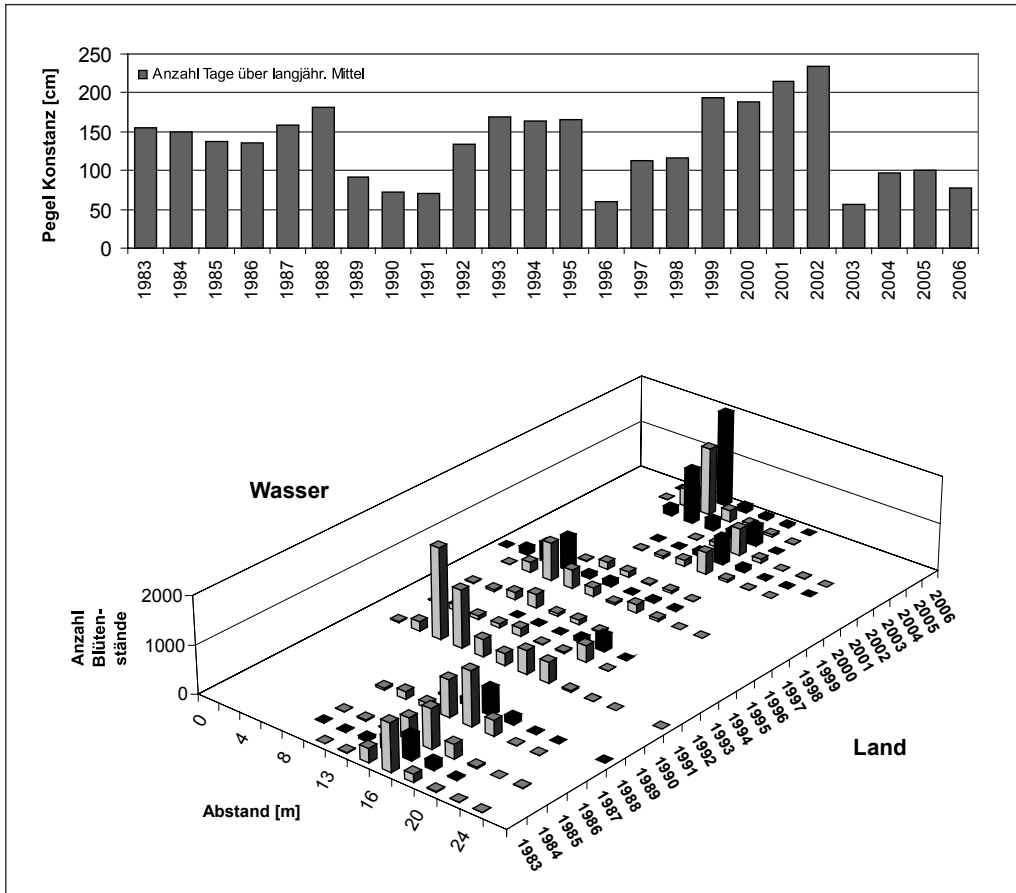


Abb. 19: Oben: Anzahl der Tage über 340 cm am Pegel Konstanz im Zeitraum 1983–2006. Unten: Raum-zeitliche Entwicklung der Bestände von *Myosotis rehsteineri* im Dauer-Transect »Hegne-Klosterbadeplatz« im Zeitraum 1983–2006. Für die Jahre 1986, 1989, 1990, 1992, 1996 und 2000 liegen keine Daten vor.

Population verlagert sich nach einem oder mehreren extremen Niedrigwasserjahren in Richtung See, nach einem Hochwasserjahr aber wieder landeinwärts.

Nach langen Überschwemmungen unterscheidet sich die Dynamik der einzelnen Strandrasen-Arten stark. Während das Bodensee-Vergissmeinnicht deutlich zurückgeht, ist dies bei den physiologisch wie morphologisch besser an die Überschwemmung angepassten Arten Strandling und Ufer-Hahnenfuß nicht der Fall (PEINTINGER et al. i. Dr.). Die horstbildende Strand-Schmiele ist nicht so stark an die Wasserstandsextreme der letzten Jahre angepasst wie die anderen Strandrasen-Arten. Wahrscheinlich ist deswegen bei dieser Art zeit- und gebietsweise ein Rückgang zu verzeichnen (STRANG & DIENST 2004).

Die kleinwüchsigen Strandrasen-Arten sind äußerst konkurrenzschwach und gehen zurück, wenn grasartige Pflanzen wie Straußgras (*Agrostis stolonifera*), Rohr-Glanzgras (*Phalaris arundinacea*) und Schlank-Segge (*Carex acuta*) stark im Bestand zunehmen,

was besonders nach Niedrigwasserjahren erfolgt (DIENST & STRANG 1999, PEINTINGER et al. i. Dr.). Letztere Art war von Strandrasen-Standorten bis in die 1960er Jahre nicht bekannt (LANG 1967) und nahm vor allem zwischen 1988 und 1991 zu. Es ist derzeit noch offen, ob diese Einwanderung aufgrund des Nährstoffeintrags durch die Eutrophierung oder auf Grund der Niedrigwasserstände infolge der Klimaveränderung erfolgte, oder ob es sich um die Invasion eines neuen, gut angepassten Genotyps handelt.

Die zukünftige Änderung der Wasserstandsdynamik des Bodensees, wie sie im Zuge einer Klimaveränderung zu erwarten ist, kann langfristig die Strandschmielen-Gesellschaft im Wesentlichen auf folgende Weise gefährden: (1) Durch geringere jährliche Wasserstandsamplituden würde das Strandrasen-Band am Bodensee schmaler und anfälliger gegenüber Störungen werden, (2) eine früher eintretende Hochwasserphase infolge milderer Winter könnte besonders die generative Verbreitung der typischen Strandrasen-Arten einschränken und die ohnehin schon kleinen Bestände weiter gefährden und (3) eine geringere Frequenz von Überschwemmungen würde zu einer Zunahme von häufigen und konkurrenzstarken grasartigen Arten führen.



Abb. 20: Freierodierte Eichenpfähle in der Seeufersiedlung Sipplingen/ Bodensee. Foto: LAD/ Ref. 115, M. Kinsky

4.4 BODENDENKMALE

In den Sedimenten der Uferzone liegen zahlreiche archäologische Kulturdenkmale eingebettet, beispielsweise Relikte der historischen Fischerei, Fischreiser und Fachen (LÖFFLER & MAINBERGER 2003), der mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Schifffahrt (HAKELBERG 2003, MAINBERGER et al. 1995, MAINBERGER & SCHNYDER 2006), vor allem aber die Kulturschichten der steinzeitlichen und bronzzeitlichen Ufersiedlungen, sog. »Pfahlbauten«. Unter Sauerstoffabschluss haben sich hier auch organische Reste hervorragend erhalten, so dass gerade die rund 100 prähistorischen Fundplätze am Bodenseeufer eine außerordentliche Bedeutung für die archäologische Forschung in Eu-

ropa besitzen (SCHLICHOTHERLE 1989, PLANCK 1990, SCHLICHOTHERLE 1997, BREM & SCHLICHOTHERLE 2001, SCHLICHOTHERLE 2004). Es ist deshalb geplant, die Pfahlbausiedlungen im Rahmen einer internationalen Initiative auf die Tentativliste des UNESCO-Welterbeprogramms zu setzen (HAFNER 2006). In Museen und Ausstellungen populärwissenschaftlich aufgearbeitet, ziehen die »Pfahlbauten« des Bodensees alljährlich hunderttausende von Besuchern an und besitzen daher eine erhebliche Bedeutung für die Tourismus-Destination Bodensee.

In Baden-Württemberg werden diese Unterwasserkulturgüter seit 1979 intensiv erforscht. Seit Beginn der Beobachtungen haben sich die Erhaltungschancen fortlaufend verschlechtert (BÜRGI & SCHLICHOTHERLE 1986, KÖNIGER 2006, SCHLICHOTHERLE & MAINBERGER 2006). In der Vergangenheit wurden dafür vor allem der Rückgang des Schilfgürtels, die Zunahme der Schifffahrt, verbaute Ufer und Hafenausbaggerungen verantwortlich gemacht. In jüngerer Zeit dürfen die Auswirkungen extremer Witterungs- und Wasserstandsereignisse nicht übersehen werden. Dabei spielen zwei Schädigungsfaktoren eine wichtige Rolle: der flächenhafte Sedimentabtrag von der Uferplattform und die Frostsprengung insbesondere der hölzernen Baureste. Die Ursachen und Hintergründe dieser eher langfristig wirksamen Faktoren sind noch nicht im Einzelnen bekannt, jedoch kann man von dem folgenden Wirkungsmodell ausgehen:

Durch die sinkenden Sommerwasserspiegel wird die Wellenbasis tiefer gelegt. Unter der Wellenbasis versteht man die gedachte Linie entlang der Tiefenlinie des Ufers, bei der die Orbitalbewegungen der Wasserteilchen in einer Tiefwasserwelle den Gewässergrund berühren, und dabei Material am Gewässergrund umlagern (Sohltransport) oder suspendieren und forttragen können (Suspensionstransport). Dabei erleidet die Tiefwasserwelle einen Energieverlust, die an einer charakteristischen Veränderung der Fortpflanzungsrichtung (Refraktion) und der Wellenhöhen bzw. der Wellenlängen (Shoaling) sichtbar wird, d. h. aus der Tiefwasserwelle wird eine Flachwasserwelle, die schließlich in der Brecherzone zum Sturzbrecher oder Schwallbrecher wird (vgl. CARTER 1988, OSTENDORP 2004). Die Tiefenlage der Wellenbasis hängt v. a. von der Wellenhöhe ab, die wiederum als Maß für die Wellenenergie angesehen werden kann – je größer die Welle, in desto größerer Tiefe kommt die Wellenbasis zu liegen. Unter langfristig gleich bleibendem Wellenklima bilden sich dynamische Gleichgewichtsbedingungen von Sediment-Korngröße und Hangneigung aus, so dass die Netto-Feststoffbilanz innerhalb einer Küstenzelle, d. h. eines Uferabschnittes mit gleichartigen Feststofftransportbedingungen, gegen Null tendiert. Es kommt im Idealfall weder zu einer Veränderung der Uferlinie und der Geländeneigung in der Flachwasserzone noch zu einer dauerhaften Erosion oder Akkumulation von Sedimenten. Bei sinkendem Wasserstand wird die Wellenbasis seewärts verlagert. Sie gerät damit in einen Bereich feinerer Sedimente, die infolgedessen von den Wellen langfristig erodiert werden.

Über große Zeiträume in der holozänen Geschichte des Bodensees waren offenbar mehr oder weniger konstante Bedingungen vorherrschend, anders hätten die Kultur-

schicht- und Pfahlreste vieler stein- und bronzezeitlichen Siedlungen nicht über vier bis sechs Jahrtausende erhalten bleiben können. Andererseits zeigen die archäologischen Grabungsergebnisse, dass auch in der Vergangenheit Aktivitätsphasen auftraten, die die Kulturschichten mit jüngeren Sedimenten überdeckt oder erodiert haben. So war auch die Entdeckungsgeschichte der »Pfahlbauten« seit der Mitte des 19. Jahrhundert am Bodensee und an vielen anderen Seen des Alpenraums an natürliche Erosionsvorgänge oder künstliche Seespiegelsenkungen gebunden.

Durch den Abtrag der schützenden Sedimentschichten treten die Kulturschichten oder Pfahlreste zutage, werden mikrobiell zersetzt oder durch Wellengang und Abrieb mit Sedimentpartikeln mechanisch zerstört (Abbildung 20). Bei winterlich niedrigem Wasserstand am Bodensee kommt es zusätzlich zum Ausfrieren der wassergesättigten Keramik und Bauhölzer, die daraufhin in ihre Bestandteile zerfallen (Frostsprennung, Abbildung 21).

Viele taucharchäologische Einzelbeobachtungen deuten darauf hin, dass sich diese Prozesse in den letzten Jahrzehnten verstärkt haben. Die Zerstörungen waren im Winter 2005/2006, der durch einen extremen Niedrigwasserstand und durch eine außerordentlich lange Frostperiode gekennzeichnet war, erheblich größer als in vorangegangenen Jahren, und erreichten vor allem bislang unbeeinträchtigte Bereiche der Flachwasserzone. Umfangreiche prähistorische Pfahlfelder mit tausenden von Hölzern kamen z. B. in der Bucht von Maurach am Überlingersee und in mehreren Siedlungsarealen bei Alsenbach am Untersee in den Frostbereich. Reste eines Schiffswracks im Westen der Insel Reichenau wurden offenbar durch Eisschub aus dem Sediment gerissen und landwärts verdriftet.

Die Klima- und Wasserstandsprognosen bis zur Mitte dieses Jahrhunderts, z. B. weiter sinkende Sommerwasserspiegel, Zunahme der Starkwindhäufigkeit, Zunahme extremer Witterungs- und Wasserstandsereignisse, legen den Schluss nahe, dass die bereits heute sichtbaren Verluste an Bodendenkmalsubstanz an Umfang zunehmen werden. Bislang fehlen Kenntnisse über die Feststoffdynamik in der Flachwasserzone des Bodensees ebenso wie Methoden zum gezielten und kosteneffizienten Schutz und zur dauerhaften und umweltverträglichen Erhaltung der teils großflächigen Kulturschichten und Pfahlfelder. Dennoch haben das Landesamt für Denkmalpflege und das Amt für Archäologie des Kantons Thurgau seit 1980 versuchsweise einige punktuelle Erosionsschutzmaßnahmen durchgeführt (BÜRGI & SCHLICHOTHERLE 1986, SCHLICHOTHERLE 1996, 2001, SCHLICHOTHERLE & MÜLLER 1998, KÖNINGER & SCHLICHOTHERLE 2000, BREM et al. 2001, FISCHER et al. 2004, BREM 2006, KÖNINGER & SCHLICHOTHERLE 2006). Die größeren dieser Maßnahmen bestehen aus einer Abdeckung mit Geotextilien, die mit einer gleichmäßig aufgetragenen Kiesschicht beschwert wird. Der langfristige Erfolg dieser Pilotprojekte steht noch nicht fest.

Insgesamt stellt der Klimawandel die Feuchtbodenarchäologie am Bodensee vor neue Herausforderungen. Seit 2005 diskutiert eine Gruppe von Wissenschaftlern des ba-



Abb. 21: Durch Frosthebung an die Oberfläche gebrachtes Pfahlfeld in Maurach-Ziegelhütte, Winter 2005/2006
(Foto: J. Königer)

den-württembergischen Landesamtes für Denkmalpflege, des Amtes für Archäologie des Kantons Thurgau, des Instituts für Seenforschung der LUBW und des Limnologischen Instituts der Universität Konstanz über Möglichkeiten, ein Monitoringprogramm zur Überprüfung des Zustandes und der Gefährdung der Bodendenkmäler zu etablieren, zu einem besseren Verständnis der Wechselwirkungen von Wellen, Sedimenttransport und Wasserstandsänderungen zu kommen, um daraus optimierte Verfahren für den Schutz und die dauerhafte Erhaltung der Bodendenkmäler zu entwickeln.

5 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die Auswirkungen des globalen Klimawandels sind auch am Bodensee in aller Deutlichkeit festzustellen: Der Oberflächenwasserkörper erwärmt sich mit steigender Lufttemperatur, die sommerliche Wasserführung des Alpenrheins und die Wasserstände des Sees nehmen mit sinkenden Gebietsniederschlägen ab. Das signifikante Trendverhalten beider Indikatoren dürfte sich angesichts der stabilen Klimaprognosen auch in den nächsten Jahrzehnten fortsetzen, so dass ein Ausblick auf die künftige Entwicklung möglich ist.

Die pelagialen und litoralen Ökosysteme des Bodensees können durch die Temperaturänderungen im Wasserkörper sowie durch die Wasserstandsänderungen im See beeinflusst werden. Nach gegenwärtigem Kenntnisstand werden die einzelnen Ökosystemkomponenten auf durchaus unterschiedliche Weise berührt. Während sich die Temperaturänderungen vorwiegend auf den pelagialen Lebensraum und die ständig überschwemmten Uferbereiche auswirken, ist der Wasserwechselbereich der Uferzone stärker den hydrologischen Trends unterworfen (Abbildung 22).

Temperaturerhöhungen im Oberflächenwasserkörper haben zunächst Auswirkungen auf die Löslichkeit von Gasen, z. B. Sauerstoff, die sich mit zunehmender Temperatur verringert, und auf den Stoffumsatz von Mikroorganismen, Zooplankton, Zoobenthos und Fischen, der sich im Allgemeinen mit zunehmender Temperatur erhöht, wobei gleichzeitig der Sauerstoffbedarf zunimmt. Auch wenn die Tiere vor allem im tiefen Obersee in untere, kühlere Wasserschichten ausweichen können, sind komplexe Änderungen im biozönotischen Gefüge und im Nahrungsnetz möglich, z. B. Verschiebungen in den Konkurrenzbeziehungen und Räuber-Beute-Beziehungen, eine veränderte physiologische Empfindlichkeit gegenüber Pathogenen (z. B. Parasiten), veränderte Fertilität und/oder Mortalität in besonders empfindlichen Lebensstadien (z. B. Fortpflanzungsperiode, sessile Larvenstadien u. ä.). Die bisherigen Nachweise solcher Effekte beschränken sich auf die Beziehungen zwischen Phytoplankton und Zooplankton im Obersee (Kap. 4.1) sowie auf kursorische Beobachtungen an der Fischfauna. So steht das Äschen-Sterben im Hochrhein bei Diessenhofen vom Sommer 2003 in direktem Zusammenhang mit den Wassertemperaturen und dem niedrigen Sauerstoffgehalt (I. KRAMER, mdl. Mitt.). Im

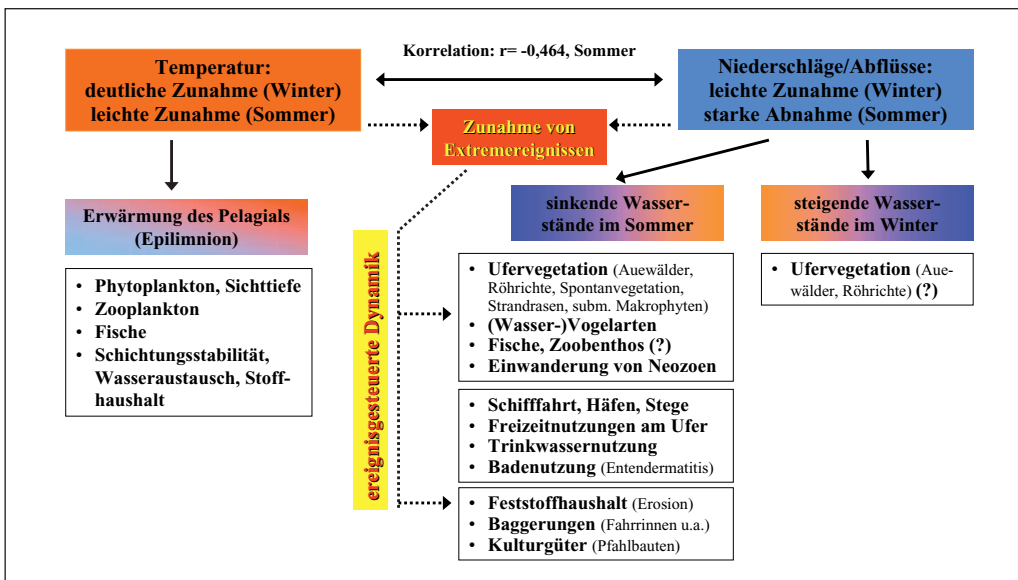


Abb. 22: Klimawandel und seine möglichen Auswirkungen auf die Biozöten des Bodensees

See selbst wurde 2003 ein ausgedehntes Aal-Sterben beobachtet, das offenbar mit dem erst 1985 entdeckten Aal-Herpes-Virus in Verbindung steht. Untersuchungen in Bayern zeigten, dass große Teile der Aal-Populationen infiziert waren, die Erkrankung aber erst bei mehr als 20 °C Wassertemperatur zum Ausbruch kam, und – gefördert durch andere Parasiten – schnell zum Tod der Tiere führte (I. KRAMER, mdl. Mitt.).

Die Erwärmung des Oberflächenwassers hat im benachbarten Zürichsee zu einer Stabilisierung und Verlängerung der sommerlichen Schichtungsperiode geführt (PEETERS et al. 2002, LIVINGSTONE 2003). Dadurch wird die Periode der vollständigen Durchmischung tendenziell verkürzt, so dass auch der Sauerstoffeintrag in das Tiefenwasser reduziert sein könnte (vgl. LIVINGSTONE & IMBODEN 1996). Für die große Wassermasse des monomiktischen Bodensee-Obersees wurden ebenfalls Auswirkungen des Ausmaßes der winterlichen Volldurchmischung auf die Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen des Sees nachgewiesen. Von der Erwärmung könnten neozoische Wirbellose profitieren, die aus wärmeren Erdteilen in den Bodensee eingeschleppt werden, sich aber derzeit bei noch niedrigen Wassertemperaturen nicht vermehren können. Wie die bisherigen Erfahrungen gezeigt haben, sind viele Neozoen in der Lage, die einheimische Fauna zurückzudrängen, die auf diese Weise indirekt unter dem Klimawandel zu leiden hätte.

Die hydrologischen Veränderungen, insbesondere die sinkenden Sommerwasserstände, bringen eine Veränderung in der Verfügbarkeit bestimmter Habitatqualitäten mit sich. Für Zoobenthos-Organismen und Fische, die während des Sommerhalbjahrs auf überschwemmte Röhrichte, Riedwiesen oder Kiesufer als Fortpflanzungs- oder Lebensraum angewiesen sind, wird sich die Gesamtfläche geeigneter Habitate verringern. Dagegen werden vermutlich diejenigen Arten begünstigt werden, die vom Land her die Wasserwechselzone besiedeln, und nun die Chance haben, trocken gefallene, noch unbesiedelte Flächen zu erobern (vgl. Kap. 4.3.2). Hierzu gehören die höheren Pflanzen, die am Bodenseeufer entsprechend ihrer physiologischen Überflutungstoleranz gürtelartige Bestände bilden, z. B. Röhrichte. Die sinkenden Wasserstände könnten eine Veränderung der Konkurrenzbeziehungen zwischen den dominierenden Arten mit sich bringen, was zu einer seewärtigen Verschiebung der Vegetationsgürtel führen könnte. Die Auswirkungen der zukünftig möglicherweise häufigeren hydrologischen Extremereignisse lassen sich derzeit noch nicht abschließend einschätzen. Sicher scheint, dass durch ein Extremereignis eine Dynamik (Absterben der Röhrichte, Kap. 4.3.1; Ansiedlung einer Pioniervegetation, Kap. 4.3.2) in Gang gesetzt wird, die langsam abklingt, und womöglich nie zu einem Gleichgewichtszustand in der Vegetationsdecke führt, weil zwischenzeitlich neue Extremereignisse eingetreten sind. Die zukünftige Entwicklung dürfte daher sehr stark von der Frequenz extremer Frühjahrs- und Sommerwasserstände abhängen.

Mit sinkenden Wasserständen verlagert sich die Wellenbasis, d. h. diejenigen Tiefenlinie, bei der die auf das Ufer laufende Welle Sedimentmaterial suspendieren und transportieren kann, in Bereiche feinkörniger Sedimente, die bei höheren Wasserstän-

den abgelagert wurden, und die nun erodiert werden, bis schließlich ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Von der flächigen Ufererosion sind eine Reihe von kulturhistorisch bedeutsamen Bodendenkmälern in der Flachwasserzone des Bodensees betroffen, die nun stärker als in früheren Jahrzehnten erodiert und ausgeräumt werden (Kap. 4.4). Hier ist zukünftig mit erheblichen Verlusten an Denkmalsubstanz zu rechnen, wenn es nicht gelingt, die betroffenen Uferstreifen dauerhaft zu sichern. Auch die Betreiber von Sporthäfen könnten betroffen sein. Ein großer Teil der erodierten Sedimente dürfte zunächst in der Flachwasserzone transportiert werden, bis das Material in »Sedimentfallen« zur Ablagerung kommt. Neben dem Tiefenbecken des Sees stellen uferquere Strömungshindernisse, Häfen und Zufahrtsrinnen potentielle Fallen dar. Häfen und Schifffahrtsrinnen könnten also schneller als bisher verlanden. Außerdem könnten sich die bisherigen Ausbaggerungstiefen einiger Häfen als zu gering erweisen.

Die Uferzone des Bodensees beiderseits der Wasserlinie übt eine besondere Anziehungskraft auf die Menschen aus, die hier leben oder als Touristen an den See kommen. Viele sommerliche Freizeitaktivitäten sind direkt oder durch Infrastruktureinrichtungen (z. B. private Seezugänge, Campingplätze, Strandbäder, Häfen und Steganlagen) an die unmittelbare Uferzone und damit an bestimmte Wasserstände gebunden. Sinken die Wasserstände, könnte sich die Nutzbarkeit dieser Einrichtungen ändern, was schließlich die Betreiber dieser Einrichtungen zu Anpassungsreaktionen, z. B. Forderungen nach tieferen Häfen, längeren Stegen und breiteren Strandbadeinkiesungen veranlassen könnte. Nicht wassergebundene Freizeitaktivitäten, z. B. Beach-Parties, könnten sich auf bisher kaum zugängliche Uferstreifen erstrecken und damit zu zusätzlichen Tritt- und Abfallbelastungen der Vegetationsdecke führen, so wie es jüngst am Eichhorn in Konstanz der Fall war. Dort wurden im Jahr 2005 im Bereich wertvoller Strandrasen auf einer Strecke von 400 m 80 Feuerstellen festgestellt. Dies ermöglichte der relativ niedrige Sommerwasserstand. Diesem Missstand soll durch bessere Aufklärung (Infotafeln und -flyer) und der Ausweisung offizieller Grillbereiche abgeholfen werden.

Der Klimawandel und die sinkenden Sommerwasserspiegel des Bodensees erfordern auch eine differenzierte Strategie bei der Renaturierung von verbauten Uferstrecken (vgl. OSTENDORP, 2004). Bisher wurden die Renaturierungsmaßnahmen hauptsächlich unter wasserbaulichen Gesichtspunkten gesehen – Wellenberuhigung und Verbesserung der Lebensbedingungen der aquatischen Fauna (Makrozoobenthos, Fische). Inzwischen werden immer größere Streifen der Vorschüttungen auch im Sommer nicht mehr überschwemmt, und sind folglich zu den rein terrestrischen Lebensräumen zu zählen, die möglicherweise eine große naturschutzfachliche Bedeutung haben. Gleichzeitig dürfte der Nutzungsdruck auf diese Flächen durch Spaziergänger, Wassersportler und Beach-Parties zunehmen. Daraus ergeben sich neue Perspektiven für einen Naturschutz, der auch die eigendynamische Entwicklung der Lebensräume fördern möchte. Diesen Problemen widmet sich ein Interreg IIIA-Forschungsprojekt der Arbeitsgruppe Bodenseeufer (AGBU) e.V.¹¹

Insgesamt erwartet die Wasserwirtschaft Deutschlands und der Schweiz einen höheren Bewirtschaftungsbedarf der Wasserressourcen, um allen Wassernutzungen und Nutzern gerecht zu werden. So könnte beim Bodensee, dem einzigen noch unregulierten großen Voralpensee, der Ruf nach einer Regulierung laut werden, um den schweizerischen Güterumschlag in den Basler Rheinhäfen ganzjährig zu gewährleisten (SCHÄDLER et al. 2007). Es wird sich dann zeigen, wie tief das Bewusstsein ökologischer Zusammenhänge bei den Akteuren der Wasserwirtschaft verankert ist, wenn sie sich diesem Ansinnen widersetzen – oder ihm nachgeben.

Es ergeben sich aber auch Herausforderungen für die Wasserwirtschaft, die schleichende Sedimenterosion auf der Uferplattform und die Wechselbeziehungen zwischen anthropogenen Einflüssen (z. B. Austiefungen von Häfen und Fahrrinnen) und Witterungsereignissen zu analysieren und Gegenmaßnahmen zu entwickeln und zu testen, wo immer dies hilfreich ist (z. B. zum Schutz von Bodendenkmälern). Vorrangig ist die Wasserwirtschaft uns aber eine Antwort auf die Frage schuldig, ob neben den klimabedingten Faktoren auch andere Faktoren, beispielsweise Veränderungen an den Ausflussschwellen oder die Speicherbewirtschaftung im Alpenrheingebiet zu der jüngeren Entwicklung beigetragen haben.

Anschriften der Verfasser:

Dr. Wolfgang Ostendorf, Arbeitsgruppe Bodenseeufer (AGBU) e.V., Herosé Str. 18,
78467 Konstanz, wolfgang.ostendorf@bodensee-ufer.de

Dr. Hansjörg Brem, Amt für Archäologie des Kt. Thurgau, Schlossmühlestrasse 15a,
CH-8510 Frauenfeld, hansjoerg.brem@tg.ch

Dipl.-Biol. Michael Dienst, Arbeitsgruppe Bodenseeufer (AGBU) e.V., Herosé Str. 18,
78467 Konstanz, michael.dienst@bodensee-ufer.de

Dr. Klaus Jöhnk, Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei,
Abteilung Limnologie geschichteter Seen, Alte Fischerhütte 2, 16775 Stechlin,
klaus.joehnk@limnophysics.de

Dr. Martin Mainberger, UWARC, Ballrechterstr. 3, 79219 Staufen im Breisgau,
martin.mainberger@uwarc.de

Dr. Markus Peintinger, Arbeitsgruppe Bodenseeufer (AGBU) e.V., Herosé Str. 18,
78467 Konstanz, markus.peintinger@bodensee-ufer.de

Peter Rey, Hydra Konstanz, Fürstenbergstr. 25, 78467 Konstanz,
p.rey@hydra-institute.com

Dr. Henno Rossknecht, Institut für Seenforschung der LUBW, Argenweg 50/1,
88085 Langenargen, henno.rossknecht@lubw.bwl.de

Dr. Helmut Schlichtherle, Landesamt für Denkmalpflege beim Regierungspräsidium Stuttgart,
Fischersteig 9, 78343 Gaienhofen-Hemmenhofen, helmut.schlichtherle@rps.bwl.de

Dr. Dietmar Straile, Limnologisches Institut der Universität Konstanz,
 78457 Konstanz, dietmar.straile@uni-konstanz.de
 Dipl.-Biol. Irene Strang, Arbeitsgruppe Bodenseeufer (AGBU) e.V., Herosé Str. 18,
 78467 Konstanz, irene.strang@bodensee-ufer.de

LITERATUR

- ALPIMP KONSORTIUM (Hg.) (2006): Multi-centennial climate variability in the Alps based on Instrumental data, Model simulations and Proxy data. – Bericht der ZAMG, zusammengestellt von R. BÖHM, 54 S., Projekt Code EVK-CT-2002-00148, <http://www.zamg.ac.at/ALP-IMP>
- ARMSTRONG, W., R. BRÄNDLE, & M.B. JACKSON (1994): Mechanisms of flood tolerance in plants. – *Acta Bot. Neerlandica* 43: 307-358.
- ARNELL, N.W. (2006): Climate change and water resources. – In: H.J. SCHELLNHUBER, W. CRAMER & N. NAKICENOVIC (Hg.), *Avoiding dangerous climate change*. – Cambridge, S. 167-176.
- AUER I, R. BÖHM, A. JURKOVIC, W. LIPA, A. ORLIK, R. POTZMANN, W. SCHÖNER, M. UNGERSBÖCK, C. MATULLA, M. BRUNETTI, T. NANNI, M. MAUGERI, L. MERCALLI, K. BRIFFA, P. JONES, D. EFTHYMIADIS, O. MESTRE, J.M. MOISSELIN, M. BEGERT, G. MÜLLER-WESTERMEIER, V. KVETON, O. BOCHNICEK, P. STASTNY, M. LAPIN, E. NIEPLOVA, T. CEGNAR, M. DOLINAR, M. GAJIC-CAPKA, K. ZANTNOVIC, Z. MAJSTOROVIC & S. SZALAI (2007): HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. – *International Journal of Climatology* 27: 17-46.
- BADER, S. & H. BANTLE (2004): Das Schweizer Klima im Trend. Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864–2001. – Veröffentlichung der MeteSchweiz Nr. 68, 45 S. Zürich
- BARNETT, T.P., J.C. ADAM & D.P. LETTENMAIER (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. – *Nature* 438: 303–309.
- BAUER J. & D. NEGELER (2000): Untersuchungen zum Großmuschelsterben an oberbayerischen Seen - neuere Ergebnisse. – *Dt. Limnologische Ges., Tagungsbericht 1999 (Rostock)*: 844–849.
- BAYFORKLIM (Bayerisches Klimaforschungsprogramm u. Bayerischer Klimaforschungsverbund) (Hg.) (1999): Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen. – Abschlussbericht des Bayerischen Klimaforschungsverbundes, 90 S.; München.
- BENISTON, M. (2004): The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. – *Geophysical Research Letters* 31, L02202, 4 pp.
- BENISTON, M. (2005): Warm winter spells in the Swiss Alps: Strong heat waves in a cold season? A study focusing on climate observations at the Saentis high mountain site. – *Geophysical Research Letters* 32, L01712, 5 pp.
- BENISTON, M. & H. F. DIAZ (2004): The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland. – *Global and Planetary Change* 44: 73–81.
- BENISTON, M. & D. B. STEPHENSON (2004): Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. – *Global and Planetary Change* 44: 1–9.
- BÖCKER, R., K. SCHMIEDER, M. DIENST, W. OSTENDORP, H. KOPPITZ & K. JÖHNK (2004): Auswirkungen des Extremhochwassers von 1999 auf die Uferöhrliche des Bodensees. – Projektbericht des Instituts für Landschafts- und Pflanzenökologie der Universität Hohenheim für das BWPlus-Programm beim KFZ Karlsruhe, 159 S., Stuttgart-Hohenheim
- BRÄNDLE, R. (1983): Evolution der Gärungskapazität in den flut- und anoxiatoleranten Rhizomen von *Phalaris arundinacea*, *Phragmites communis*, *Schoenoplectus lacustris* und *Typha latifolia*. – *Botanica Helvetica* 93: 39–45.
- BRÄNDLE, R. (1985): Kohlehydratgehalt und Vitalität isolierter Rhizome von *Phragmites australis*, *Schoenoplectus lacustris* und *Typha latifolia* nach mehrwöchigem O₂-Mangelstress. – *Flora* 177: 317–321.
- BRÄNDLE, R. (1990): Überlebensstrategien der Rhizome von Sumpf- und Röhrichtpflanzen. In: H. SUKOPP & M. KRAUSS (Hg.), *Ökologie, Gefährdung und Schutz von Röhrichtpflanzen*. – Landschaftsentwicklung und Umweltforschung 71: 103–120. Berlin.

- BRÄNDLE, R. (1996): Überflutung und Sauerstoffmangel. In: Ch. BRUNOLD, A. RÜESEGER & R. BRÄNDLE (Hg.), Stress bei Pflanzen. – Berlin, S. 133–148.
- BRÄNDLE, R. & R.M.M. CRAWFORD (1987): Rhizome anoxia tolerance and habitat specialization in wetland plants. – In: R.M.M. CRAWFORD (Hg.), Plant life in aquatic and amphibious habitats. – Oxford, S. 397–410.
- BRAUN, E. & K. SCHÄRF (1994): Internationale Bodensee-Tiefenvermessung 1990. – Stuttgart (hg. vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg), 98 S. + 31 Anl.
- BREM, H. (2006): L'économie dicte-t-elle la destruction ou la conservation des sites lacustres? La conservation »in situ« dans le Canton de Thurgovie. In: RAMSEYER, D. & ROULIÈRE-LAMBERT, M.-J. (Ed.), Archéologie et Érosion 2. Zones humides en péril. Lons-le-Saunier, 63–71.
- BREM, H. & H. SCHLICHOTHERLE (2001): »Nasse Denkmäler« – Chancen und Probleme des Kulturgutes unter Wasser. In: B. HACH & M. VOSTEEN (Red.), Was haben wir aus dem See gemacht? Kulturlandschaft Bodensee. – Tagung der Projektgemeinschaft des Arbeitskreises Denkmalpflege am Bodensee im Rahmen der Europarat-Kampagne »Europa – ein gemeinsames Erbe«, 22. September 2000. Landesdenkmalamt Baden-Württemberg Arbeitsheft 10, S. 19–30.
- BREM, H., M. SCHNYDER & U. LEUZINGER (2001): Archäologische Schutzmassnahmen in den Seeufersiedlungen von Ermatingen TG-Westerfeld. – Jahrbuch der Schweizerischen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte 84: 7–28.
- BROHAN, P., J.J. KENNEDY, & I. HARRIS (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. – Journal of Geophysical Research, 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548
- BÜRGI, J. & H. SCHLICHOTHERLE (1986): Gefährdete Ufersiedlungen am Bodensee. – Archäologie der Schweiz 9.2: 34–41.
- BURKE, E.J., S.J. BROWN & N. CHRISTIDIS (2006): Modelling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre climate model. – Journal of Hydrometeorology 7: 1113–1125.
- CARTER, R.W.G. (1982): Coastal Environments. – London, 617 S.
- CLEVELAND, R.B., W.S. CLEVELAND, J.E. MCRAE, & I. TERPENNING (1990): STL: A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess. – Journal of Official Statistics 6: 3–73.
- DIENST, M. & I. STRANG (1999): Zum Zustand des Deschampsietum rhenanae am Bodensee. – Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz 17: 389–402.
- DIENST, M., K. SCHMIEDER & W. OSTENDORP (2004a): Dynamik der Schilfröhrichte am Bodensee unter dem Einfluss von Wasserstandsvariationen. – Limnologica 34: 29–36.
- DIENST, M., I. STRANG & M. PEINTINGER (2004b): Entdeckung und Verlust botanischer Raritäten am Bodensee – das LEINER-Herbar und die Strandrasen. – Ber. Bot. Arbeitsgem. Südwestdeutschlands, Beiheft 1: 209–230; Karlsruhe.
- DIENST, M., W. OSTENDORP & E. KLEIN (2006): Auswirkungen extremer Niedrigwasserstände am Bodensee: Entwicklung der Pionier-Vegetation 2003 bis 2005 am Ufer des Naturschutzgebietes »Wollmatinger Ried-Untersee-Gnadensee« – Bericht für das Ref. 56 Naturschutz und Landschaftspflege beim Regierungspräsidium Freiburg, 76 S. + 21 Ktn. i.A.; Konstanz.
- DWD (DEUTSCHER WETTERDIENST) (Hg.) (2003): Der Rekordsommer 2003. – www.dwd.de, 2 S.
- ECKMANN, R. & P. REY (1987): Daily increments on the otoliths of larval and juvenile *Coregonus* spp. and their modification by environmental factors. – Hydrobiologia 148: 137–143.
- EFTHYMIADIS, D., P.D. JONES, K.R. BRIFFA, I. AUER, R. BÖHM, W. SCHÖNER, C. FREI & J. SCHMIDLI (2006): Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. – Journal of Geophysical Research, 110, D01105, doi:10.1029/2005JD006120.
- FISCHER, A., H. SCHLICHOTHERLE & P. PÉTREQUIN (2004): Steps Towards the Heritage Management of Wetlands in Europe: Response and Reflection. – Journal of Wetland Archaeology 4: 201–207.
- FREI, C. (2004): Die Klimazukunft der Schweiz – eine probabilistische Projektion. – Mskr., MeteoSchweiz, Zürich, 8 pp., http://www.occc.ch/Products/CH2050/ch2050_scenario_d.html
- FREI, C., P. CALANCA, C. SCHÄR, H. WANNER, B. SCHÄDLER, W. HAEBERLI, C. APPENZELLER, U. NEU, E. THALMAN, C. RITZ & R. HOHMANN (2007): Grundlagen. – In: OCC (Hg.), Die Schweiz im Jahr 2050. Erwartete Auswirkungen auf Umwelt, Gesellschaft und Wirtschaft. – Bern, S. 11–23.

- GRABHER, M., I. LOACKER & M. ASCHAUER (2006): Bestandsentwicklung der Strandschmielen-Gesellschaft (Deschampsietum rhenanae Oberdorfer 1957) am Mehrerauer Seeufer in Bregenz von 2003 bis 2005. – Vorarlberger Naturschau 19: 65–84.
- HAFNER, A. (2006): Projekt »Pfahlbauten als UNESCO-Welterbe«. Stand der Dinge zwei Jahre nach der Nominierung für die »Liste indicative«. – Nachrichtenbl. Arbeitskreis Unterwasserarchäologie NAU 13: 94–96.
- HAKELBERG, D. (2003): Das Kippenhorn bei Immenstaad. Archäologische Untersuchungen zu Schifffahrt und Holzschiffbau am Bodensee vor 1900. – Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg 56, 249 S.
- HOSTRUP, O. & G. WIEGLEB (1991): Anatomy of leaves of submerged and emergent forms of *Littorella uniflora* (L.) Ascherson. – Aquatic Botany 39: 195–209.
- IDAG (INTERNATIONAL AD HOC DETECTION AND ATTRIBUTION GROUP) (2005): Detecting and attributing external influences on the climate system: A review of recent advances. – Journal of Climate 18: 1291–1314.
- IGKB (INTERNATIONALE GEWÄSSERSCHUTZKOMMISSION FÜR DEN BODENSEE) (2004): Der Bodensee. Zustand – Fakten – Perspektiven. – Bregenz, 177 S., <http://www.hydra-institute.com/igkb/inhalt.html>.
- IPCC (Hg.) (2001): Climate Change 2001: The Scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climatic Change (HOUGHTON J.T. et al. Hg.). – Cambridge, iv + 83 S., http://grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/pdf/WG1_TAR-FRONT.PDF.
- IPCC (Hg.) (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. – Genf, 18 S., www.ipcc.ch.
- JÖHNK, K.D., D. STRAILE & W. OSTENDORP (2004): Water level variability and trends in Lake Constance in the light of the 1999 centennial flood. – Limnologia 34: 15–21.
- KLEIN, J., C. FREI, J. GURTZ, D. LÜTHI, P.L. VIDALE & C. SCHÄR (2005): Hydrologic simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model. – Journal of Geophysical Research 110, DOI10.1029/2004JD005143.
- KLIWA (Hg.) (2005): Der Klimawandel in Baden-Württemberg. – Karlsruhe, 14 S., www.kliwa.de.
- KÖNINGER, J. (2006): Unterwasserarchäologie am Überlingersee im Zeichen extremer Niedrigwasserstände. – Nachrichtenbl. Arbeitskr. Unterwasserarch. NAU 13, 64–73.
- KÖNINGER, J. & H. SCHLICHOTHERLE (2000): Reservatbildende Maßnahmen in Bodensee-Pfahlbausiedlungen bei Wallhausen und am Schachenhorn von Bodman. – Nachrichtenbl. Arbeitskreis Unterwasserarchäologie NAU 7: 69–74.
- KÖNINGER, J. & H. SCHLICHOTHERLE (2006): Mesures de protection contre l'érosion des sites lacustres de la partie allemande des rives du lac de Constance. État actuel des expériences et nouveaux projets. – In: Archéologie et Érosion 2. Actes de la deuxième Rencontre Internationale, Neuchâtel, 23.–25. Sept. 2004. – Lons-le Saunier, S. 81–87.
- KOPPITZ, H. (2004): Effects of flooding on the amino acid and carbohydrate patterns of *Phragmites australis*. – Limnologia 34: 37–47.
- KOPPITZ, H., M. DEWENDER, W. OSTENDORP & K. SCHMIEDER (2004): Amino acids as indicators of physiological stress in common reed *Phragmites australis* affected by an extreme flood. – Aquatic Botany 79: 277–294.
- KOTTEK, M., J. GRIESER, C. BECK, B. RUDOLF & F. RUBEL (2006): World Map of the KÖPPEN-GEIGER climate classification updated. – Meteorologische Zeitschrift 15: 259–263.
- LANG, G. (1967): Die Ufervegetation des westlichen Bodensees. – Archiv für Hydrobiologie, Supplement 32: 437–574.
- LATERNER, M. & M. SCHNEEBELI (2003): Long-term snow climate of the Swiss Alps (1931–99). – International Journal of Climatology 23: 733–750.
- LEHNER, B., TH. HENRICHS, P. DÖLL & J. ALCAMO (2001): EuroWasser. Model-based assessment of European water resources and hydrology in the face of global change. – World Water Series, Report No. 5 (Univ. Kassel), Kap. 7, 16 S., http://www.usf.uni-kassel.de/usf/archiv/dokumente/kwws/kwws_5.en.htm.
- LENSEN, J.P.M., M. VAN KLEUNEN, M. FISCHER & H. DE KROON (2004): Local adaptation of the clonal plant *Ranunculus reptans* to flooding along a small-scale gradient. – Journal of Ecology 92: 696–706.
- LIVINGSTONE, D.M. (2003): Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate central European lake. – Climate Change 57: 205–225.

- LIVINGSTONE, D.M. & D.M. IMBODEN (1996): The prediction of hypolimnetic oxygen profiles: a plea for a deductive approach. – *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 53: 924–932.
- LÖFFLER, H. & M. MAINBERGER (2003): Historische Fischreiser im Bodensee. – *Plattform 11/12*, 144–149.
- LUFT, G. (1990): Veränderung der Bodensee-Wasserstände von 1887 bis 1987. – *Handbuch Hydrologie Baden-Württemberg* 6, 2 Berichte. – Karlsruhe, 77 S. + Anl.
- MAINBERGER, M. & M. SCHNYDER (2006): Hörner, Stedi und Stellinen. Landstellen und Häfen am westlichen Bodensee aus archäologischer Sicht. – In: A. HAFNER, U. NIFFELER & U. RUOFF (Hrsg.), *Unterwasserarchäologie und Geschichtsbild. Akten des 2. Internationalen Kongresses für Unterwasserarchäologie*. – *Antiqua* 40: 255–260.
- MAINBERGER, M., A. MÜLLER & H. SCHLICHTERLE (1995): Schiffswracks im Bodensee. – *Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg* 1994: 325–330.
- MANN, M.E., R.S. BRADLEY & M.K. HUGHES (1999): Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. – *Geophysical Research Letters* 26: 759–762.
- OcCC (Hg.) (2003): Extremereignisse und Klimaänderung. – Bern, 88 S., http://www.proclim.ch/products/Extremereignisse03/Extremereignisse03_Bericht.html.
- OcCC (Hg.) (2007): Klimaänderung und die Schweiz 2050. Erwartete Auswirkungen auf Umwelt, Gesellschaft und Wirtschaft. – Bern, 168 S., http://www.proclim.ch/products/ch2050/ch2050-bericht_d.html.
- OSTENDORP, W. (1990): Die Ursachen des Röhrichtrückgangs am Bodensee-Untersee. – *Carolinea* 48: 85–102.
- OSTENDORP, W. (1991): Zur Geschichte der Uferferröhrichte des Bodensee-Untersees. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee* 109: 215–233.
- OSTENDORP, W. (1992): Sedimente und Sedimentbildung in Seuferröhrichten des Bodensee-Untersees. – *Limnologica* (Berlin) 22: 16–33.
- OSTENDORP, W. (1993): Schilf als Lebensraum. – *Beih. Veröff. Naturschutz Landschaftspf. Bad.-Württ.* 68: 173–280.
- OSTENDORP, W. (2004): Was haben wir aus dem Bodenseeufer gemacht. – *Schr VG Bodensee* 122: 181–251.
- OSTENDORP, W., M. DIENST & K. SCHMIEDER (2003): Disturbance and rehabilitation of lakeside *Phragmites* reeds following an extreme flood in Lake Constance (Germany). – *Hydrobiologia* 506–509: 687–695.
- PEETERS, F., D.M. LIVINGSTONE, G.-H. GOUDSMIT, R. KIPFER & R. FORSTER (2002): Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. – *Limnology and Oceanography* 47: 186–197.
- PEINTINGER, M. (im Druck): Populationsdynamik des endemischen Bodensee-Vergissmeinnichts (*Myosotis rehsteineri*) – eine Dauerflächenuntersuchung 1989–2000. – *Carolinea*.
- PEINTINGER, M., I. STRANG, M. DIENST & C. MEYER (1997): Veränderung der gefährdeten Strandschmielengesellschaft am Bodensee zwischen 1989 und 1994. – *Zeitschrift für Ökologie und Naturschutz* 6: 75–81.
- PEINTINGER, M., D. PRATI & E. WINKLER (im Druck): Water-level fluctuations and dynamics of amphibious plants at Lake Constance: long-term study and simulation. – *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*.
- PLANCK, D. (1990) (Hg.): Siedlungsarchäologische Untersuchungen im Alpenvorland. 5. Kolloquium der Deutschen Forschungsgemeinschaft vom 29. - 30.3.1990 in Gaienhofen-Hemmenhofen. – *Berichte der Römisch-Germanischen Kommission* 71: 23–406.
- PRATI, D. & M. PEINTINGER (2000): Biological flora of Central Europe: *Ranunculus reptans*. – *Flora* 196: 180–193.
- PROCLIM (Hg.) (2005): Hitzesommer 2003 – Synthesebericht. – Bern, 32 S., www.proclim.ch.
- QUADRELLI, R., M. LAZZERI, C. CACCIAMANI & S. TIBALDI (2001): Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. – *Climate Research* 17: 275–284.
- REY, P., U. MÜRLE, J. ORTLEPP, W. OSTENDORP, J. OSTENDORP, S. WERNER, M. MÖRTL & N. SCHEIFHACKEN (2005a): Wirbellose Neozoen im Bodensee. Neu eingeschleppte invasive Benthos-Arten. – *Monitoringprogramm Bodenseeufer 2004*, hg. von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Institut für Seeforschung. – Mannheim.
- REY P., J. ORTLEPP & D. KÜRY (2005b): Wirbellose Neozoen im Hochrhein. Ausbreitung und ökologische Bedeutung. – *Schriftenreihe Umwelt* Nr. 380, 90 S., BAFU (Hrsg.), Bern.

- ROSSKNECHT, H. (1998): Langjährige Entwicklung chemischer Parameter im Bodensee-Obersee. – Ber. Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) 48: 1–137.
- SANCHEZ-PENZO, S. & J. RAPP (1997): Statistische Untersuchung langfristiger Veränderungen des Niederschlags in Baden-Württemberg. – Handbuch Wasser 2, Bd. 42, 153 S.; Karlsruhe.
- SCHÄDLER, B., B. AHRENS, R. FEIERABEND, C. FREI, T. JANKOWSKI, R. KOZEL, D.M. LIVINGSTONE, A. PETER, A. PETRASCHEK, M. PFAUNDLER & A. SCHILD (2007): Wasserwirtschaft. – In: OcCC (Hg.), Die Schweiz im Jahr 2050. Erwartete Auswirkungen auf Umwelt, Gesellschaft und Wirtschaft. – Bern, S. 55–66.
- SCHÄR, C., P.L. VIDALE, D. LÜTHI, C. FREI, C. HÄBERLI, M.A. LINIGER & C. APPENZELER (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. – *Nature* 427: 332–336.
- SHELLNHUBER, H.J., W. CRAMER & N. NAKICENOVIC (Hg.) (2006): Avoiding dangerous climate change. – Cambridge, 406 S.
- SCHLICHOTHERLE, H. (1989): Pfahlbauten: die frühe Besiedlung des Alpenvorlandes. – *Spektrum der Wissenschaft* 6: 72–85.
- SCHLICHOTHERLE, H. (1996): Constitution de réserves archéologiques sur les sites de bord de lacs et les tourbières de l'Allemagne du sud-ouest. In: D. RAMSEYER & M.-J. ROULIÈRE-LAMBERT (Hg.), *Archéologie et érosion. Actes de la Rencontre Internationale de Marigny 1994*, S. 25–34. – Lons-le Saunier.
- SCHLICHOTHERLE, H. (1997): Pfahlbauten rund um die Alpen. – Stuttgart, S. 7–14.
- SCHLICHOTHERLE, H. (2001): Schutz und Management archäologischer Denkmale im Bodensee und Federsee. – In: B. COLES & A. OLIVIER (Hg.), *The Heritage Management of Wetlands in Europe*. S. 125–132. – Exeter.
- SCHLICHOTHERLE, H. (2003): Archäologische Reservatsbildung: Erforschung von Fundlandschaften und Flächenerwerb am Beispiel Federsee. – *Archäologisches Nachrichtenblatt* 8: 179–188.
- SCHLICHOTHERLE, H. (2004): Lake-Dwellings in South Western Germany. History of research and contemporary perspectives. – In: F. MENOTTI (Hg.), *Living on the lake in prehistoric Europe. 150 years of lake-dwelling research*. S. 22–35 - London, New York.
- SCHLICHOTHERLE, H. & J. BÜRGI (1986): Gefährdete Ufersiedlungen am Bodensee. – *Archäologie der Schweiz* 9: 34–41.
- SCHLICHOTHERLE, H. & M. MAINBERGER (2006): Klimawandel. Probleme für das archäologische Kulturgut unter Wasser. – *Nachrichtenbl. Arbeitskreis Unterwasserarchäologie NAU* 13: 59–63.
- SCHLICHOTHERLE, H. & A. MÜLLER (1998): Erosion und Erosionsschutzmaßnahmen in der Sipplinger Bucht. – *Nachrichtenbl. Arbeitskreis Unterwasserarchäologie NAU* 4: 36–38.
- SCHMIEDER, K., M. DIENST & W. OSTENDORP (2002): Auswirkungen des Extremhochwassers 1999 auf die Flächendynamik und Bestandsstruktur der Uferferröhrichte des Bodensees. – *Limnologica* 32: 131–146.
- SCHMIEDER, K., M. DIENST & W. OSTENDORP (2003): Einfluss des Wasserstandsganges auf die Entwicklung der Uferferröhrichte an ausgewählten Uferabschnitten des westlichen Bodensees in den vergangenen 40 Jahren. – *Schrr VG Bodensee* 121: 143–165.
- SCHNYDER, M. (2006): Neue Bestandsaufnahmen in den Seeufersiedlungen von Steckborn-Turgi und Schanz. – *Nachrichtenbl. Arbeitskreis Unterwasserarchäologie NAU* 13: 74–77.
- SCHÖNWIESE, Chr.-D. & S. RAPP (1997): Climate trend atlas of Europe – based on observations 1891–1990. – Dordrecht, vii+228 S.
- SODEN, B.J., D.L. JACKSON & V. RAMASWAMY (2005): The radiative signature of upper tropospheric moistening. – *Science* 310: 841–844.
- STERN, N. (2006): The Economics of Climate Change. *The Stern Review*. – Cambridge, 575 S. + Anhänge, http://www.hm-treasury.gov.uk/Independent_Reviews/independent_reviews_index.cfm.
- STOCK, M. (Hg.) (2005). KLARA. Klimawandel – Auswirkungen, Risiken, Anpassung. – PIK Report No. 99, 199 S. + Anh. Potsdam; http://www.lubw.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/6992/klara_projektbericht.pdf?command=downloadContent&filename=klara_projektbericht.pdf
- STRAILE, D. (2000): Meteorological forcing of plankton dynamics in a large and deep continental European lake. – *Oecologia* 122: 44–50.
- STRAILE, D. (2002): North Atlantic Oscillation synchronizes food-web interactions in central European lakes. – *Proc. Royal Society London Ser. B* 269: 391–395.
- STRAILE, D., K. JOEHNK & H. ROSSKNECHT (2003): Complex effects of winter warming on the physico-chemical characteristics of a deep lake. – *Limnology and Oceanography* 48: 1432–1438.

- STRANG, I. & M. DIENST (2004): Die Auswirkungen der Wasserstände am Bodensee auf das Deschampsietum rhenanae zwischen 1989 und 2003. – *Limnologia* 34: 22–28.
- STUDER, C. & R. BRÄNDLE (1984): Sauerstoffkonsum und –versorgung der Rhizome von *Acorus calamus*, *Glyceria maxima*, *Menyanthes trifoliata*, *Phalaris arundinacea*, *Phragmites communis* und *Typha latifolia*. – *Botanica Helvetica* 94: 23–31.
- VON BRACKEL, W. (2001): Das Bodensee-Vergissmeinnicht (*Myosotis rehsteineri*) am bayerischen Bodenseeufer. Beobachtungen der Strandrasen 1995 bis 2001. – *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Bergwelt* 66: 109–125.
- WAGNER, G., H.G. SCHRÖDER & J. GURTZ (2002): A model approach for in- and outflow calculation of Upper Lake Constance. – *Limnologia* 32: 27–32.
- WALTHER, G.-R., E. POST, P. CONVEY, A. MENZEL, C. PARMESAN, T.J.C. BEEBEE, J.M. FROMENTIN, O. HOEGH-GULDBERG, & F. BAIRLEIN (2002): Ecological responses to recent climate change. – *Nature* 416: 389–395
- WERNER, S. (2004): Einfluss überwinternder Wasservögel auf *Chara*-Arten und *Dreissena polymorpha* am westlichen Bodensee. – *Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Institut für Seenforschung Heft 4*, 73 S.
- WESSELS, M. (1998): Geological history of the Lake Constance area. – *Archiv für Hydrobiologie, Spec. Iss. Advanc. Limnol.* 53: 1–12.
- WIDMANN, M. & C. SCHÄR (1997): Principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. – *Int. J. Climatol.* 17: 1333–1356.

ANMERKUNGEN

- 1 vgl. auch: Prudence – Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, <http://prudence.dmi.dk>
- 2 Unter Proxy-Daten sind in diesem Zusammenhang indirekte Witterungsangaben (z. B. Weinqualität, Getreideernte, Katastrophen, phänologische Verschiebungen im Jahresverlauf u. a.) zu verstehen, die als Ersatz für fehlende oder unzuverlässige Gerätemessdaten genommen werden.
- 3 vgl. auch die Ergebnisse der Alplmp-Studie, <http://www.zamg.ac.at/ALP-IMP/>
- 4 Die Daten wurden von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) (www.lubw.baden-wuerttemberg.de) (Pegel Konstanz-Hafen u. Konstanz-Rhein) bzw. vom schweizerischen Bundesamt für Umwelt (BAFU) (<http://www.hydrodaten.admin.ch/d/index.htm>) zur Verfügung gestellt.
- 5 siehe dazu: <http://www.ifm-geomar.de/?id=1985&L=1>
- 6 Als »expansive Arten« werden Tier- und Pflanzenarten bezeichnet, die bereits seit geraumer Zeit im glei-

chen oder angrenzenden Faunengebiet vorkommen und unter geeigneten Bedingungen eine erhebliche Tendenz zur Ausbreitung und Häufigkeitszunahme zeigen.

7 Als Neozoen bezeichnet man Tierarten, die vom Menschen im Zeitalter der Kolonialisierung der Welt (Entdeckung Amerikas 1492) in andere Faunengebiete verbracht worden sind. Dabei kann es sich um bewusste Aussetzung der jeweiligen Tiere handeln, um Gefangenschaftsflüchtlinge oder um unwissentlich verschleppte Tiere. Etablierte Neozoen sind Arten, die sich im Zielgebiet nach Verbringung/Einwanderung fest etabliert haben, d. h. sich selbst reproduzierende Populationen über mindestens drei Generationen bilden.

8 ANeBo-Homepage: www.neozoen-bodensee.de

9 www.umweltdaten.de/uba-info-presse/pio4/pdo4-004.pdf

10 BAFU 2006: <http://www.umwelt-schweiz.ch>

11 Interreg IIIA-Förderung, »Naturschutzfachliche Bedeutung von Uferrenaturierungen und Möglichkeiten ihrer Optimierung«.