

## NATÜRLICHE UND ANTHROPOGENE EINFLÜSSE AUF DEN HOCHWASSERABFLUSS DES RHEINS

Mit 10 Abbildungen und 5 Tabellen

JÖRG BENDIX

*Summary:* Natural and human impacts on flood discharge of the river Rhine

The investigation of daily discharges of the river Rhine since 1817 reveals a significant increase in frequency and intensity of severe flood events within the last twenty years. The goal of the current paper is to examine natural and human impacts which possibly are responsible for an intensification of the flood situation. Basically, severe flood events, especially at the Lower Rhine, have been proved to depend on natural climatic fluctuations and occur predominantly during periods of an intensified zonal circulation (west type) in winter which is linked to warm weather as well as persistent and heavy precipitation. Such weather situations could be mainly observed quasi-periodically during times of enhanced sunspot activity in combination with the "Major Midwinter Warming" (west type) of the arctic stratosphere, El Niño events and positive SST anomalies in the north-eastern Atlantic. Though not always independent of sunspot cycles, the current intensification of the flood water situation is accompanied by a marked increase in the persistence of the climatological situation described above. A combined use of general circulation models and a water-balance model of the Rhine catchment point out that this intensification can be due to the man-made greenhouse effect. Based on a scenario with an increase in winter precipitation of 10% as could recently be observed within the Rhine catchment, the recurrence time of a century flood, as e. g. the event of 1993, would decrease to 40 years.

Channel adjustment mainly aggravates the flood situation within the Upper Rhine area by means of an increase in wave velocity and the resultant coupling of the Rhine wave with flood waves of the mean tributaries, but has only small effects on the flood regime of the Lower Rhine. At the Bonn gauging station, even the use of future projected retention measures had lead to a reduction of the water-level during the century flood in 1993 of only 9 cm. The sensitivity of the flood regime of the river Rhine towards extensive land use changes seems to be low. After the results of a GIS-based water-balance model, a conversion of 25% farmland to coniferous forest within the Rhine catchment would only yield a water-level reduction of 6 cm at the Cologne gauging station. However, the impact of land use changes on the flood situation within large catchments is not yet fully understood and therefore, will need attention in future.

*Zusammenfassung:* Die Untersuchung von täglichen Abflußmeldungen des Rheins seit 1817 ergibt einen signifikanten Anstieg in der Häufigkeit und Intensität von extremen Hochwasserereignissen in den letzten 20 Jahren. Die vorliegende Arbeit hat sich daher zum Ziel gesetzt, die verschärfte Hochwassersituation mit einer möglichen Veränderung der natürlichen und/oder anthropogenen Hochwasserfaktoren in Einklang zu bringen. Grundsätzlich treten Extremhochwasser vor allem am Niederrhein im Rahmen natürlicher Klimaschwankungen auf, wobei besonders Jahre mit einer intensivierten winterlichen Zonalzirkulation aus dem Westsektor, einer zumindest phasenweise wärmeren Witterung sowie einer überdurchschnittlichen Niederschlagssumme/-intensität betroffen sind. Quasi-periodische Zusammenhänge zwischen Extremhochwassern und Klima finden sich bei erhöhter Sonnenfleckenaktivität in Verbindung mit einer winterlichen Erwärmung der arktischen Stratosphäre (MMW, Typ West), im Umfeld von El Niño Jahren sowie bei positiven Meeresoberflächentemperaturen im nordöstlichen Atlantik. Die aktuelle Verschärfung der Hochwassersituation geht mit einer deutlichen, vom Sonnenfleckenzyklus teilweise unabhängigen Persistenzsteigerung der beschriebenen Hochwasserwitterung einher. Simulationen mit Hilfe eines kombinierten Zirkulations-/Wasserbilanzmodells für das Rheingebiet weisen dabei auf eine mögliche Beteiligung des anthropogenen Treibhauseffekts an der veränderten Hochwassersituation hin. Basierend auf einem Szenario mit einer 10%igen Steigerung im Winterniederschlag, wie sie im Rheingebiet während der letzten Jahre beobachtet werden konnte, verringert sich die Wiederholungszeit eines Jahrhunderthochwassers (wie z. B. 1993) auf etwa 40 Jahre.

Durch den modernen Oberrheinausbau hat sich hauptsächlich die Hochwassersituation im Flußabschnitt Basel-Worms verschärft, da Kanalisierung und Reduktion des natürlichen Retentionsraums eine erhöhte Wellengeschwindigkeit und die Überlagerung von Haupt- und Nebenflußwellen zur Folge haben. Die Situation am Niederrhein wird von den Baumaßnahmen demgegenüber weniger beeinflusst. Am Pegel Bonn hätte selbst der Einsatz aller zukünftig geplanten Rückhaltemaßnahmen am Oberrhein nur eine Wasserstandsabsenkung von 9 cm (Hochwasser 1993) bedeutet. Auch die Sensitivität des Rheinhochwassers gegenüber großflächigen Nutzungsänderungen erscheint eher gering. Eine Umwandlung von 25% der Einzugsgebietsfläche von Ackerland zu Wald hätte am Pegel Köln nach den Ergebnissen eines GIS-gestützten Wasserbilanzmodells lediglich eine Wasserstandsabsenkung von 6 cm (Hochwasser 1993) zur Folge gehabt. Prognosen zur Auswirkung von Landnutzungsänderungen auf den Hochwasserabfluß in großen Flußgebieten sind aber heute noch mit großen Unsicherheiten behaftet. Eine genaue Klärung dieses Sachverhalts bedarf weiterer Forschungsaktivitäten.

## 1 Einleitung

Die kurze zeitliche Abfolge der letzten Jahrhundert-Hochwasser (1993 u. 1995) im Rheingebiet sowie die dadurch entstandenen volkswirtschaftlichen Schäden haben erneut die Frage aufgeworfen, ob sich das Hochwassergeschehen gegenüber früheren Zeiten signifikant verändert hat und welchen Einfluß der Mensch auf eine möglicherweise verschärfte Hochwassersituation haben könnte. Die Münchener Rückversicherung bilanziert die weltweit durch Überschwemmungen entstandenen Schäden des Jahres 1993 auf 24,88 Mrd. US-\$, wobei davon etwa 5% auf die Dezember-Ereignisse in Europa entfallen (Münchener Rückversicherung 1997). Die hohen Schadenssummen sind nicht zuletzt die Folge einer zunehmenden Besiedlung der natürlichen Überflutungsräume seit dem Mittelalter, mit der auch das Schadensrisiko im Rheingebiet kontinuierlich angestiegen ist (KALWEIT 1976; 1984).

Wie eine Veröffentlichung des BBU (1995) mit dem Titel „Müssen die Städte am Rhein aufgegeben werden?“ verdeutlicht, wird die öffentliche Diskussion um Ursachen und Auswirkungen extremer Hochwassersituationen häufig emotional und teilweise monokausal geführt. Die Auswertung von Pressemitteilungen politischer Parteien und sonstiger Interessenverbände zeigt, daß vor allem anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt für die jüngsten Hochwasserkatastrophen verantwortlich gemacht werden (Tab. 1). Als häufigste Ursache werden Flußausbaumaßnahmen, verbunden mit einer drastischen Reduktion der natürlichen Überschwemmungsfläche und der Beschleunigung des Hochwasserscheitels, angeführt. Die anthropogene Bodenversiegelung nimmt in den Pressemitteilungen ebenfalls einen hohen Stellenwert ein. Bereits deutlich weniger häufig erfolgt die Nennung des anthropogenen Treibhauseffekts. Dem Waldsterben wird insgesamt wenig Bedeutung beigemessen. Auch den natürlichen Hochwasserfaktoren wie Bodenversiegelung durch Bodenfrost/Vorereigniswasser und Klimaschwankun-

gen wird nur eine untergeordnete Bedeutung eingeräumt.

Der folgende Beitrag hat sich zum Ziel gesetzt, durch die Einordnung der jüngsten Hochwasserereignisse in das längerfristige Abflußgeschehen und die vergleichende Betrachtung der genannten anthropogenen und natürlichen Faktoren zur Klärung der Frage nach Ursachen der extremen Hochwasser beizutragen.

## 2 Das Rheineinzugsgebiet

Das Rheineinzugsgebiet reicht mit einer Gesamtfläche von 185 300 km<sup>2</sup> vom Alpenraum bis zur Nordsee und läßt sich nach PHILIPPSON (1933) in fünf Flußabschnitte untergliedern: Den Alpen-, Hoch-, Ober-, Mittel- und Niederrhein (Abb. 1). Durch die große Meridionalerstreckung des Einzugsgebiets ergeben sich in den einzelnen Flußabschnitten unterschiedliche Abflußregimes. Alpen-, Hoch- und Oberrhein weisen ein Sommermaximum (Juni-Juli) auf, das sich unter dem Einfluß der größten Teileinzugsgebiete von Mosel und Main im Bereich des Mittelrheins in ein ozeanisch geprägtes Wintermaximum (Februar) umkehrt (GERHARD 1978). Bezogen auf die Hochwasserwahrscheinlichkeit bedeutet dies eine größere Gefährdung des Oberrheinbereichs im Sommerhalbjahr, während für Mittel- und Niederrhein der Winter die eigentliche Hochwasserjahreszeit darstellt. Die Gefahr von extremen Sommerhochwassern im Oberrheinbereich ist dabei seit der 1. Juragewässerkorrektion von 1869 bis 1891 mit der Einleitung der Aare in den Bieler See aufgrund der Pufferwirkung von Bieler See und Bodensee (Alpenrhein) deutlich reduziert (BENSING 1966).

## 3 Hochwasserabflüsse im Spiegel der Zeit

Um einzelne Hochwasserereignisse hinsichtlich ihrer Intensität in das langjährige Hochwassergeschehen einordnen zu können, bedarf es der Analyse vorhandener

Tabelle 1: Ursachen für die jüngsten Katastrophenhochwasser im Rheingebiet nach einer Auswertung von 34 Pressemitteilungen (1993–1995)

Causes of recent flood disasters in the Rhine area after an evaluation of press releases (1993–1995)

Genannter Grund	Anzahl der Nennungen
Natürliche Klimaschwankungen	5
Natürliche Bodenversiegelung	3
Anthropogener Treibhauseffekt	9
Anthropogene Bodenversiegelung	14
Waldsterben	2
Flußausbau (Kanalisation, Abnahme des Retentionsraums)	20

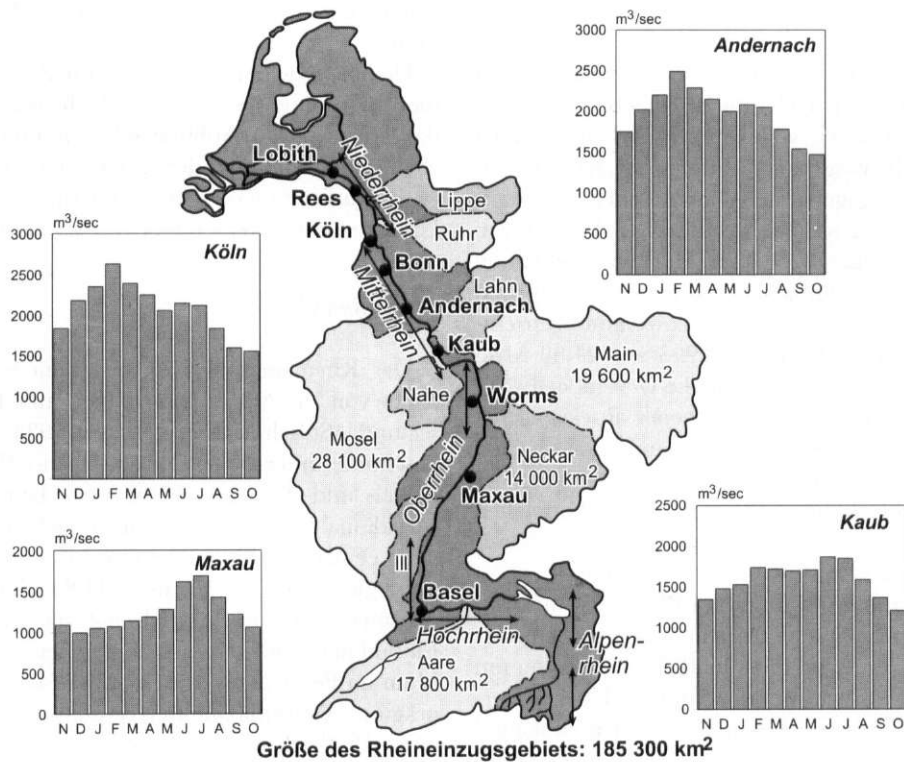


Abb. 1: Das Rheineinzugsgebiet und mittleres Abflußregime (MQ) an ausgewählten Pegeln. Punkte markieren Pegel mit langjährig verfügbaren Abflußmessungen

Rhine drainage basin and average discharge (MQ) at selected gauging stations. Points mark the main gauging stations along the Rhine with for years available time-series of discharge

Abflußreihen sowie der Auswertung historischer Quellen. Für den Pegel Bonn liegen tägliche Wasserstandsmeldungen seit 1900 vor, die täglichen Aufzeichnungen anderer Rheinpegel reichen bis 1817 zurück. Bei den maximalen jährlichen Wasserständen am Pegel Bonn läßt sich seit Beginn der täglichen Aufzeichnungen ein ansteigender Trend feststellen, der sich besonders markant seit etwa 1975 ausbildet (Abb. 2a). Dem Trend sind quasi-periodische Abflußschwankungen unterlegt, in denen sich zusammenhängende Perioden höherer (z. B. 1920–1930 u. 1935–1950) mit Phasen niedrigerer Wasserstände (z. B. 1930–1940 u. 1955–1965) abwechseln. Berücksichtigt man ausschließlich Marken über 820 cm, bei denen nach dem Bonner Hochwasserplan in der Rheinaustraße (Stadtteil Bonn-Beuel) die ersten Stege aufgebaut werden müssen, so zeigt sich eine Häufung kritischer Hochwasserereignisse seit 1980. Die Wasserstände von 1993 und 1995 sind dabei die höchsten dieses Jahrhunderts und werden am Pegel Bonn nur noch durch das Ereignis vom November 1882 übertroffen.

Erweitert man die betrachtete Zeitscheibe auf die gesamte verfügbare Meßperiode am Beispiel des Pegels

Köln (Abb. 2b), so findet sich für die maximalen jährlichen Abflüsse ein etwas abgeschwächter aber ebenfalls positiver Trend. Für die Abschwächung des Trendverhaltens sind vor allem die Hochwasserperioden von 1840–1855 und 1875–1885 verantwortlich. Die Spitzenabflüsse dieser Perioden hätten, wie auch die der jüngsten Hochwasserereignisse, die heute vorhandene mobile Schutzwand vor der Kölner Altstadt überflutet (Überflutung ab  $HQ > 9800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Auch der Kölner Zeitreihe sind quasi-periodische Schwankungen hoher und niedriger Wasserstände unterlegt und die Häufung extremer Abflußwerte nach 1975 entspricht den Beobachtungen am Pegel Bonn. Darüber hinaus belegen beide Zeitreihen, daß vermehrt eine zwei- bis dreijährige Persistenz stark erhöhter Abflußwerte in einzelnen Feuchtphasen zu beobachten ist. Das Aufeinanderfolgen mehrerer Jahrhundertabflüsse innerhalb weniger Jahre (1993/94 und 1995) ist allerdings in den vorliegenden Zeitreihen bisher einmalig.

Trotz dieser vordergründig bedenklichen Entwicklung muß berücksichtigt werden, daß in historischen Quellen von deutlich höheren Wasserständen berichtet wird (Abb. 3). So überstieg der Wasserstand des höch-

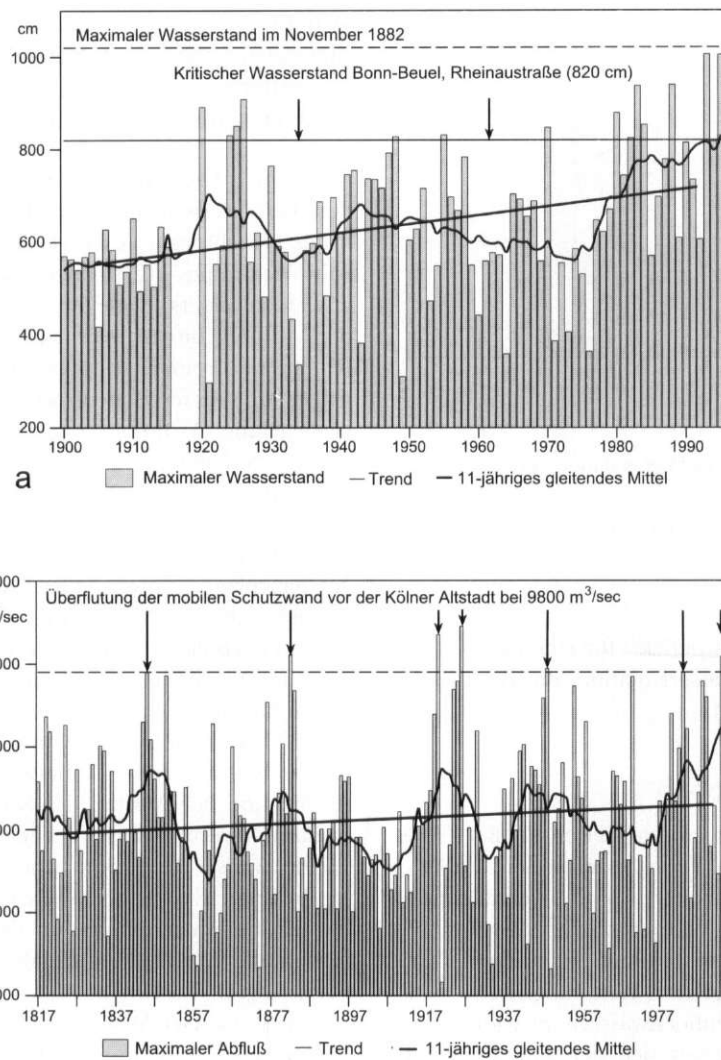


Abb. 2: Maximale jährliche Wasserstände am Pegel Bonn (1900–1995) (a) und maximale jährliche Abflüsse am Pegel Köln (1817–1995) (b)

Maximum yearly water-level at Bonn (1900–1995) (a) and yearly peak discharge at Cologne (1821–1995) (b)

sten am Pegel Köln verzeichneten Hochwassers vom 28. Februar 1784 die aktuelle Hochwassermarken von 1993 um 1,92 m. Über höhere Wasserstände im Vergleich zu 1993 wird für den Pegel Köln auch aus den Jahren 1374, 1651 und 1658 berichtet. Die letztgenannten Extremereignisse traten dabei in enger zeitlicher Abfolge von sieben Jahren auf. Aufzeichnungen über die Hochwasser vom Juni 1496 und Januar 1497 belegen auch kurzzeitige Wiederholungen stark erhöhter Wasserstände innerhalb weniger Monate. Insgesamt zeigt die Gegenüberstellung verschiedener Zeitscheiben, daß eine Bewertung der jüngsten Hochwasserkatastrophe im Rheingebiet vor dem Hintergrund noch extremerer Verhältnisse in historischer Zeit

ohne die vergleichende Betrachtung der hochwasser-auslösenden Faktoren nicht möglich ist.

#### 4 Klima und Hochwasser

Das Wettergeschehen kann unzweifelhaft als dominanter Faktor für das Auftreten von Hochwasserereignissen angesehen werden (s. z. B. GEES 1997). Daher ist anzunehmen, daß sich das Hochwassergeschehen an natürlichen und periodisch ablaufenden Klimaschwankungen orientiert. Fraglich ist, ob bestimmte Witterungstypen die Ausbildung extremer Hochwasserereignisse fördern und ob die Auswirkungen des

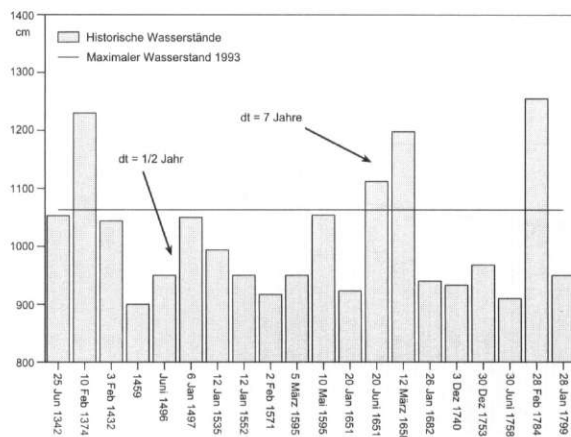


Abb. 3: Historische Extrem-Wasserstände am Pegel Köln (nach WEBER 1977)

Historical water-level extremes at the Cologne gauging station (after WEBER 1977)

anthropogenen Treibhauseffekts für eine aktuelle Verschärfung der Hochwassersituation im Rheingebiet verantwortlich zeichnen.

#### 4.1 Hochwasser-Witterungstypen

Für das Rheingebiet konnte SPRINGSTUBBE (1936) bereits in einer frühen Arbeit nachweisen, daß sich bestimmte Wettersingularitäten (z. B. Weihnachtstauwetter) mit 6–12 Tagen Verspätung am Niederrhein in gleichartigen Abflußsingularitäten auswirken. Nach der Auswertung verfügbarer Witterungsbeschreibungen von extremen Rheinhochwassern im Rahmen der vorliegenden Arbeit ergeben sich vier charakteristische

Witterungsverläufe (Tab. 2). Die Typen 1 und 2 (a, b) sind dabei symptomatisch für das Auftreten extremer Winterhochwasser, während Typ 3 vornehmlich Hochwasserereignisse im Frühjahr und im Frühsommer auslöst.

– Typ 1: Der typische Witterungsverlauf entspricht den Verhältnissen, die zum Rheinhochwasser im Februar 1784 führten (ANONYMUS 1784). Eine anhaltend kalte Witterung ( $-12^{\circ}\text{C}$  über einen Monat) im Vorfeld des Hochwassers, begleitet von starkem Schneefall in den Mittelgebirgen, verursacht das Zufrieren des Rheins und seiner Tributäre. Im gesamten Einzugsgebiet führt tiefer Bodenfrost zur natürlichen Bodenversiegelung. Während der folgenden Frostwechselphase verlagern sich Eisschollen rheinabwärts. Aufgrund eines einwöchigen Warmlufteinbruchs (zonale Zirkulation, zyklonale Wetterlage mit Westkomponente), verbunden mit heftigen und ergiebigen Niederschlägen sowie einer ausgedehnten Schneeschmelze in den Mittelgebirgen, verlagern sich vermehrt Eisschollen rheinabwärts und stauen sich am Beginn des Niederrheins auf. Aus der Kombination von langanhaltenden Niederschlägen, Schneeschmelze und natürlicher Bodenversiegelung resultiert eine überdurchschnittlich hohe Abflußspende. Der gesteigerte Abfluß und der Aufstau des Rheins durch natürliche Eisdämme verursacht schließlich extrem hohe Wasserstände, wie sie 1784 erreicht wurden. Aktuell sind eistaubedingte Extremhochwasser nicht mehr zu erwarten, da die Wassertemperatur des Rheins (u. a. durch industrielle Abwärme) ganzjährig über dem Gefrierpunkt liegt (LWA 1983).

– Typ 2a: Der Witterungsablauf zeigt Ähnlichkeiten zu Typ 1 (ohne Eisstau). Eine kalte und frostreiche

Tabelle 2: Witterungstypen ausgewählter Extrem-Hochwasser

Weather types for selected flood events

Ereignis	Betroffener Pegel	Witterungstyp	Autor
März 1658	Köln	Typ 1	ANONYMUS (1784)
Februar 1784	Köln	Typ 1	ANONYMUS (1784)
Januar 1799	Köln	Typ 1	ANONYMUS (1799)
März 1824	Maxau	Typ 2a	HONSELL u. v. TEIN (1891)
März 1845	Köln	Typ 2a	HONSELL u. v. TEIN (1891)
November 1882	Maxau u. Köln	Typ 2a	HONSELL u. v. TEIN (1891)
März 1896	Maxau	Typ 2b	v. TEIN (1898)
Januar 1920	Maxau u. Köln	Typ 2b	MONHEIM (1949)
Januar 1948	Köln	Typ 2a	MONHEIM (1949)
Februar/März 1970	Maxau u. Köln	Typ 2a/3	DE BRUIN (1978)
April 1983	Maxau u. Köln	Typ 2a	SCHRÖDER u. ENGEL (1983)
Mai 1983	Maxau u. Köln	Typ 3	SCHRÖDER u. ENGEL (1983)
Dezember 1993	Köln	Typ 2b	ENGEL et al. (1994)
Januar 1995	Maxau u. Köln	Typ 2a/b	BUSCH et al. (1996)

Witterung mit ausgedehnten Schneefällen in den Mittelgebirgen gewährleistet im Vorfeld des Hochwassers eine großräumige natürliche Bodenversiegelung durch Bodenfrost. Hochwasserauslösend wirkt ebenfalls ein ungefähr einwöchiger Warmlufteinbruch (zyklonale Wetterlage mit Westkomponente) verbunden mit Schneeschmelze und ergiebigen Niederschlägen. Die Niederschlagsintensität liegt vor allem in den letzten Tagen vor dem Hochwasser über 50 mm pro Tag.

– Typ 2b: Der Witterungsverlauf von Typ 2 b stellt eine Abwandlung von Typ 2 a dar und ist besonders durch das Fehlen einer vorgeschalteten Kältephase gekennzeichnet. Sie wird von einer hochpersistenten Zyklonalwetterlage mit Westkomponente und anhaltenden Niederschlägen abgelöst, die etwa vier Wochen andauert. Für die Jahreszeit ist es dabei deutlich zu warm. Die natürliche Bodenversiegelung ist daher nicht eine Folge von Bodenfrost, sondern resultiert aus den kontinuierlichen Niederschlägen, die den Bodenspeicher bis zur vollständigen Sättigung auffüllen (Vorereigniswasser). Erst in den letzten Tagen vor dem eigentlichen Hochwasserereignis setzen großflächig Niederschläge hoher Intensität ein. Der Gebietsniederschlag im betreffenden Monat liegt insgesamt etwa 200–400% über dem langjährigen Mittel.

– Typ 3: In Verbindung mit einer Vb-Wetterlage wird durch ein Tief über Mitteleuropa warm-feuchte Mediterranluft aus Südosten herangeführt und trifft nördlich der Alpen auf stationäre Kaltluft (ROSCHE 1967). An der Luftmassengrenze bilden sich großflächig teils gewittrige Starkniederschläge mit Intensitäten von  $\geq 40$  mm pro Tag aus. Die Luftmassengrenze bleibt meist über eine Woche stationär, wodurch der Gebietsniederschlag das langjährige Monatsmittel um 200–300% übersteigt. Im Zusammenhang mit natürlicher Bodenversiegelung durch Vorereigniswasser und begleitender Schneeschmelze bilden sich extreme Hochwassersituationen aus. Da die Luftmassengrenze häufig östlich des Rheingebiets verläuft, sind Vb-Wetterlagen vornehmlich als Auslöser von Hochwasserereignissen in den Flußgebieten von Donau, Elbe und Oder bekannt. In Einzelfällen (z. B. Mai 1983) werden sie bei westlicherer Lage der Luftmassengrenze aber auch im Rheingebiet hochwasserwirksam.

Tabelle 2 zeigt, daß die meisten Katastrophenhochwasser im Rheingebiet auf das Winterhalbjahr entfallen und in fast allen Fällen zyklonale Wetterlagen mit Westkomponente (häufig zyklonale Westlage) eine entscheidende Rolle spielen (Typen 1, 2 a u. b). Die Hochwassersituation am Pegel Köln ist in historischer Zeit mehrfach durch Eisgang verschärft worden. Ein grundsätzlicher Wechsel der für Extremhochwasser verantwortlichen Witterungstypen 2 a und 2 b hin zu

dem von Frost weitgehend unbeeinflussten Typ (2 b), wie es als Folge des anthropogenen Treibhauseffekts erwartet werden könnte, ist nicht feststellbar. Trotzdem ist auffällig, daß sich die jüngsten Katastrophenhochwasser 1993/94 und 1995 durch einen pluvialeren Charakter auszeichnen, als die mehr pluvial-nivalen Ereignisse früherer Perioden. Überwiegend pluvial beeinflusste Hochwassersituationen mit warmen und niederschlagsreichen Wintern wurden aber auch im letzten Jahrhundert (z. B. 1896) verzeichnet.

Differenziert man regional (Tab. 2), findet sich nur bei etwa 50% aller betrachteten Fälle ein zeitgleiches Auftreten von Extremhochwassern am Ober- (Maxau) und Niederrhein (Köln). Damit wird deutlich, daß die Steuerung von Hochwasserereignissen im Rheingebiet aufgrund der spezifischen klimatischen Verhältnisse in größeren Teileinzugsgebieten regional begrenzt sein kann.

#### 4.2 *Periodizitäten des Hochwassergeschehens im Rahmen natürlicher Klimaschwankungen*

Schon die Betrachtung der Pegel-Zeitreihen (Abb. 2) legt die Vermutung nahe, daß das Hochwassergeschehen des Rheins in quasi-periodische Zyklen natürlicher Klimaschwankungen eingebunden ist. Mit Hilfe der spektralen Varianzanalyse (Autokorrelations-Spektralanalyse ASA) läßt sich die Signifikanz möglicher Zyklen im Hochwassergeschehen schätzen. Die Spektralanalyse des maximalen jährlichen Abflusses am Pegel Köln ergibt bei einer deutlichen Persistenz der Zeitreihe signifikante Periodizitäten zwischen 4,7 und 5,2 sowie deutlich erhöhte Varianzklärungen bei 11,4, 23,6 und 36,8 Jahren (Abb. 4a). Demgegenüber zeigen die mittleren jährlichen Gebietsniederschläge bis zum Pegel Köln eine hochsignifikante Periodizität zwischen 4,1 und 4,3 sowie eine ebenfalls signifikante Periode bei 11,1 Jahren (Abb. 4b).

Während die 4,1jährige Periodizität im Niederschlagsgeschehen als harmonische der Quasi-Biennial-Oscillation (= zweijähriger Wechsel zwischen Ost- und Westwinden, die sich in der tropischen Stratosphäre nach unten durchsetzen) angesehen werden kann, liegt es nahe, die 11,1jährige Periode im Niederschlagsgeschehen und die dazu harmonische 4,7 bis 5,2jährige Periode im Abflußgeschehen dem quasi 11jährigen Sonnenfleckenzyklus zuzuordnen. Obwohl die genauen geophysikalischen Zusammenhänge von Klimageschehen und Sonnenfleckenzyklus bis heute nicht abschließend geklärt sind, haben schon früher einige Autoren auf Zusammenhänge zwischen Zirkulation, der für das Hochwassergeschehen im Rheingebiet wichtigen Winterniederschläge und dem 11jährigen

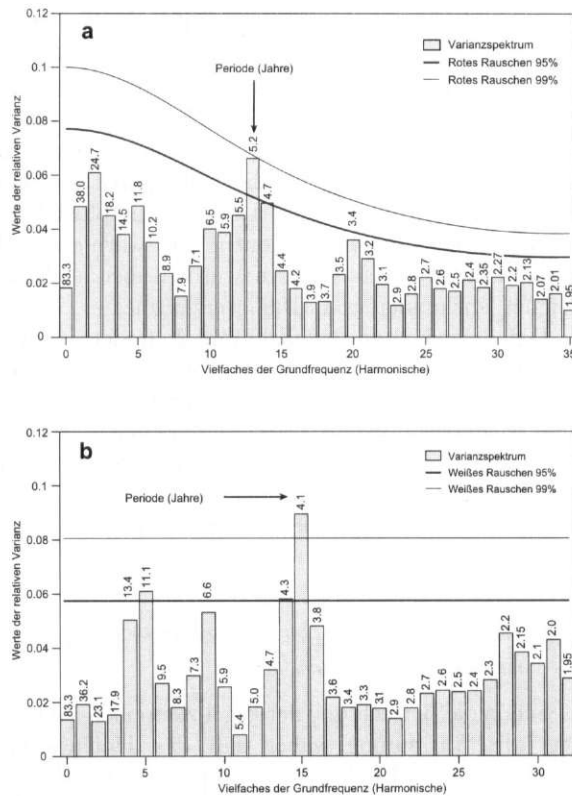


Abb. 4: Varianzspektren: (a) maximaler jährlicher Abfluß am Pegel Köln (1817–1995); (b) Jahressumme des Gebietsniederschlags bis zum Pegel Köln (1890–1995)

Quelle: Daten aus: ENGEL (1996)

Power-Spectra: (a) maximum yearly discharge at the Cologne gauging station; (b) catchment area precipitation up to the Cologne gauging station (1890–1995)

Sonnenfleckenzyklus (bzw. der 5jährigen Harmonischen) hingewiesen (BAUR 1949; DAMMANN 1961). Auf der Basis von Satellitenmessungen ist heute sicher, daß die Solarkonstante simultan zum Sonnenfleckenzyklus um etwa 0,1% variiert. Dieser geringe Schwankungsbereich reicht nach verschiedenen Klimamodell-Rechnungen aber aus, um zyklisch zum Sonnenflecken-/Einstrahlungsmaximum eine Temperaturerhöhung von etwa 0,15°–0,2°C im globalen Mittel herbeizuführen (SCHÖNWIESE 1996).

Betrachtet man die maximalen jährlichen Wasserstände am Pegel Bonn im Zusammenhang mit der Zeitreihe der Gebietsniederschläge, so fällt ein übereinstimmend positiver Trend beider Reihen ins Auge (Abb. 5). Weiterhin verlaufen die mit Hilfe eines 11jährigen Bandpassfilters verarbeiteten Zeitreihen in etwa synchron zum Sonnenfleckenzyklus. In den meisten Zyklen treten Wasserstands- und Niederschlagsmaxima mit gut ausgebildeter Amplitude vor allem

zum Sonnenfleckenmaximum oder kurz davor auf, während die Minima in der Regel mit abnehmenden Sonnenfleckenzenzahlen koinzidieren. Lediglich im Zyklus 1944–1954 laufen Wasserstand und Gebietsniederschlag aus der Phase.

Der Einfluß einer globalen Erwärmung z. B. während eines Sonnenfleckenmaximums auf das Hochwassergeschehen des Rheins zeigt sich beispielsweise darin, daß extreme Wasserstände am Pegel Bonn (>820 cm) häufig im engen zeitlichen Zusammenhang mit pazifischen El Niño-Ereignissen stehen (Abb. 5). Auch in englischen Einzugsgebieten finden sich erhöhte Abflüsse im Umfeld von El Niño-Jahren (WILBY 1995). Eine globale Temperaturerhöhung gilt dabei als ein möglicher Trigger zur Genese von El Niño-Ereignissen und anomalen Westwinden im tropischen Pazifik (GRAF 1986). Trotz der noch defizitären Kenntnis über den genauen Telekonnections-Mechanismus sind doch einige hochwasserfördernde Auswirkungen auf das mitteleuropäische Wettergeschehen bekannt: Eine deutliche Verstärkung des Transports fühlbarer Wärme von den Tropen in die Nordhemisphäre durch eine polwärtige Verlagerung der stationären Rossby-Wellen führt in Mitteleuropa zu einer warmen Winterwitterung, einer verstärkten Zonalzirkulation mit Westkomponente sowie zur winterlichen Erwärmung der arktischen Stratosphäre (YARNAL 1985).

Einen möglichen Zusammenhang zwischen mitteleuropäischem Winterklima, stratosphärischem Strömungsgeschehen tropischer und arktischer Gebiete sowie dem 11jährigen Sonnenfleckenzyklus beschreiben LABITZKE und VAN LOON (1990). Für die Periode 1956–1990 finden sie im Winter eine hohe Korrelation zwischen der Erwärmung der arktischen Troposphäre ("Major Midwinter Warming" MMW) in Phasen stratosphärischer Westwindanomalien in den Tropen (El Niño) und dem Auftreten von Sonnenfleckenmaxima. Für Mitteleuropa und den nördlichen Westatlantik bedeutet MMW (Typ West) zum Sonnenfleckenmaximum eine winterliche Erniedrigung des Bodendrucks, die bis ins 700 hPa Niveau reicht, und damit eine anomal starke Ausbildung von wärmeren, ozeanischen Wetterlagen mit Westkomponente. Die beschriebene Intensivierung der hochwasserfördernden Winterwitterung ist letztlich ausschlaggebend für die Verbindung der meisten Katastrophenhochwasser im Rheingebiet mit MMW und/oder El Niño-Situationen (Abb. 5).

Darüber hinaus können auch andere natürliche Klimaschwankungen eine hochwasserfördernde Witterung im Rheingebiet begünstigen:

– KLAUS (1984) findet mit Hilfe der ASA für die Häufigkeiten ozeanisch geprägter Winterwetterlagen

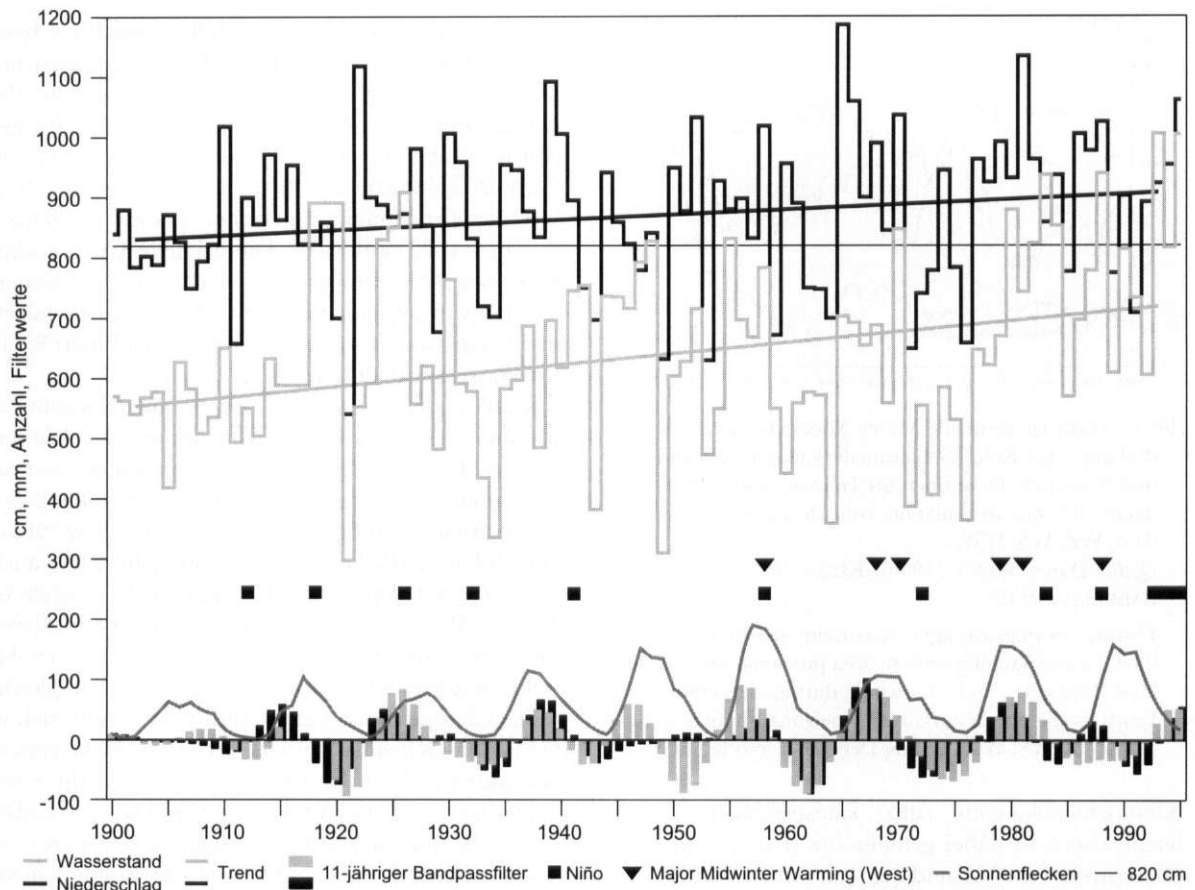


Abb. 5: Maximaler jährlicher Wasserstand am Pegel Bonn, Gebietsniederschlag bis zum Pegel Köln, 11-jähriger Bandpassfilter beider Zeitreihen, Sonnenflecken-Relativzahlen, pazifische El Niño-Ereignisse und "Major Midwinter Warming" (MMW, Typ West). Quelle: ENGEL (1996); NOAA; BENDIX (1994); LABITZKE u. VAN LOON (1990)

Maximum yearly water-level at the Bonn gauging station, catchment area precipitation up to the Cologne gauging station, 11-year bandpass filter of both time-series, sunspot No., Pacific El Niño events and "Major Midwinter Warming" (MMW, west type)

Mitteleuropas einen signifikanten 5jährigen Zyklus, den er der 18,6jährigen Periode der Deklinationsänderung in der Mondumlaufbahn zuordnet. Diese Deklinationsänderung zieht eine polwärtige Verlagerung des Subtrophenhochs nach sich, die im Winter zu einer intensivierten Zonalzirkulation mit Westkomponente über Mitteleuropa führt. GASPERINI und CHERICI (1997) weisen darüber hinaus auf die zyklische Intensitätsänderung der solaren Einstrahlung durch die lunare Nutation um einige  $10^{\text{tel}} \text{ W m}^{-2}$  hin, die sich in Nord- und Südhemisphäre gegenläufig auswirkt. Bei der Überlagerung mit dem 11jährigen Sonnenfleckenzyklus ergibt sich eine Abschwächung/Verstärkung des während der Fleckenmaxima auftretenden Erwärmungstrends. Auffällig ist dabei, daß die extremen Hochwassersituationen 1970 und 1980 mit einer Steigerung der solaren Einstrahlung auf beiden Halbkugeln einhergehen, die bei Überlagerung der

Zyklen während mittlerer Hochwasserstände auch bei Sonnenfleckenmaxima in der Regel nicht auftritt.

– Ein zu Abbildung 2a ähnliches Frequenzmuster (Persistenz der Zeitreihe, hohe Varianzanteile bei Perioden  $>30$  Jahre, signifikante Perioden zwischen 4,1 und 5,2 Jahren) findet sich in den Häufigkeiten für um  $1^{\circ}\text{C}$  erhöhte Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks zwischen  $40^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\text{W}$  und  $50^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{W}$  (KLAUS 1978). Eine solchermaßen erhöhte SST führt besonders im Winter zu einer Bodenluftdruckabnahme bis zu 8 hPa im Bereich von Island und verstärkt somit die Zyklontätigkeit (MALBERG a. FRATTESI 1995). Jährliche Häufigkeitsmaxima positiver SST-Abweichungen lassen sich ebenfalls mit Wasserstandsmaxima am Pegel Bonn synchronisieren (z. B. 1926 u. 1955).

Insgesamt erweist sich das Hochwassergeschehen im Rheingebiet als deutlich sensitiv gegenüber natürlichen



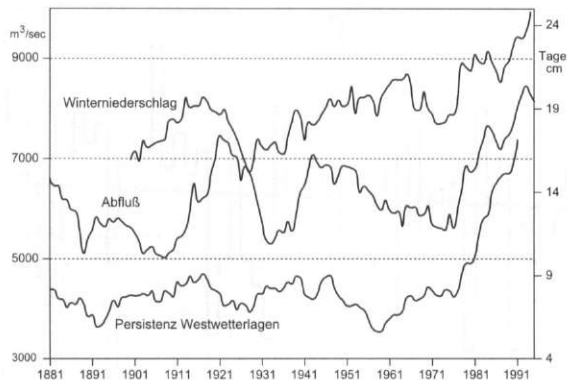


Abb. 6: 11-jährige gleitende Mittel: Maximaler jährlicher Abfluß am Pegel Köln, Gebietsniederschlag Rheinland-Pfalz und Saarland, Dezember bis Februar und mittlere Andauer der Zonalzirkulation von Dezember bis Februar (WA, WZ, WS, WW)

Quelle: Daten WEIGL (1996); KLAUS (1993); CASPARY u. BÁRDOSSY (1995)

11-year moving averages: maximum yearly discharge at the Cologne gauging station, area precipitation of Rhineland-Palatinate and Saarland during December and February and mean duration of the zonal circulation types (WA, WZ, WS, WW) during December and February

Klimaschwankungen. Allen katastrophalen Winterhochwassern ist dabei gemeinsam, daß sie zumindest phasenweise in Verbindung mit einer winterlichen Erwärmung und einer verstärkten zyklonalen Zonalzirkulation mit Westkomponente auftreten. Fraglich ist, ob diese Witterungsbedingungen und damit die Gefahr für außergewöhnliche Hochwasserereignisse durch den anthropogenen Treibhauseffekt begünstigt werden.

#### 4.3 Anthropogener Treibhauseffekt und Hochwassergeschehen

Die Häufigkeit extremer Rheinhochwasser in den letzten 20 Jahren (5 Hochwasser >820 cm in Bonn seit 1980) ist bezogen auf die Periode kontinuierlicher Pegelaufzeichnungen einmalig. Zusätzlich treten die jüngsten Hochwasserereignisse (1993 u. 1995) zwar in Niño-Jahren, aber untypischerweise im Bereich eines Sonnenfleckenminimums auf (Abb. 5). Vergleicht man die zeitliche Entwicklung der jährlichen Abflußspitzen mit den Winterniederschlägen in den ozeanisch geprägten Mittelgebirgen und der mittleren Andauer der für winterliche Rheinhochwasser verantwortlichen Westwetterlagen, so fällt eine deutliche Instationarität in allen Zeitreihen auf (Abb. 6). Ab etwa 1975 steigt die Persistenz der Westwetterlagen und damit die Andauer warm-feuchter Winterwitterung überdurchschnittlich an und bildet den Auslöser für erhöhte Winterniederschläge in den mehr ozeanisch geprägten Mittelgebir-

gen. Als Folge fallen auch die Abflüsse am Pegel Köln deutlich höher aus. Signifikante Instationaritäten finden sich dabei nicht nur in den Abflußreihen des Rheins sondern auch in denen kleiner Teileinzugsgebiete (Tab. 3). Nach statistischen Testverfahren (CASPARY u. BÁRDOSSY 1995; BÁRDOSSY et al. 1997) liegt der Bruchpunkt mit hoher Wahrscheinlichkeit zwischen 1972 und 1978. Die zeitliche Übereinstimmung der Bruchpunkte weist erneut auf die Steuerfunktion von Veränderungen im Witterungsgeschehen unabhängig von sonstigen anthropogenen Eingriffen in den Wasserhaushalt hin.

Klimamodellrechnungen zeigen nun (KWADIJK a. ROTMANS 1995), daß eine Verstärkung der Winterniederschläge im Rheineinzugsgebiet unter Berücksichtigung verschiedener Szenarien der zukünftigen Emissionsentwicklung ("Business as usual" bzw. "Accelerated policies", IPCC 1991) bis zum Jahr 2100 auch durch den anthropogenen Treibhauseffekt möglich ist (Tab. 4). Während im Sommerhalbjahr die mittleren erwarteten Abweichungen auf einen konstanten bis leicht abnehmenden Niederschlagstrend bei gleichzeitiger Temperaturzunahme hinweisen, ergibt sich in der für das Rheinhochwasser kritischen Winterphase eine wärmere Witterung bei deutlicher Zunahme des Gebietsniederschlags (KWADIJK 1993). Dabei ist auffällig, daß die räumlichen Niederschlagsmuster im Rheingebiet während der jüngsten Hochwasserereignisse Parallelen zu den modellierten hygrischen Verhältnissen aufweisen (Abb. 7). Die mit Hilfe eines GIS-gestützten Wasserbilanzmodells (RHINEFLOW) berechnete Änderung der jährlichen Wasserverfügbarkeit für den Abfluß zeigt positive Anomalien im ozeanisch geprägten, nordwestlichen Einzugsgebiet aufgrund zunehmender Winterniederschläge aus einer verstärkten Westwindzirkulation, während die südlichen Gebiete durch die höhere sommerliche Verdunstung bei stagnierender Niederschlagsversorgung im Jahresmittel ein Wasserdefizit aufweisen (KWADIJK 1993). Die Karte der beobachteten Niederschlagsanomalien für das Januar-Hochwasser 1995 bestätigt die Modellergebnisse für den ozeanisch geprägten Mittelgebirgsraum mit positiven Niederschlagsanomalien >350%.

Zusammenfassend können extreme Hochwassersituationen im Rheingebiet in Verbindung mit einer verstärkten zyklonalen Westwindzirkulation und warm-feuchten Wintern sowohl als Folge von natürlichen Klimaschwankungen als auch einer globalen Erwärmung durch den anthropogenen Treibhauseffekt auftreten. Die Instationarität der betrachteten Zeitreihen muß daher als Kombinationswirkung beider Effekte angesehen werden. Tatsächlich verläuft sie erstaunlich parallel zu einer kontinuierlichen Erwärmung

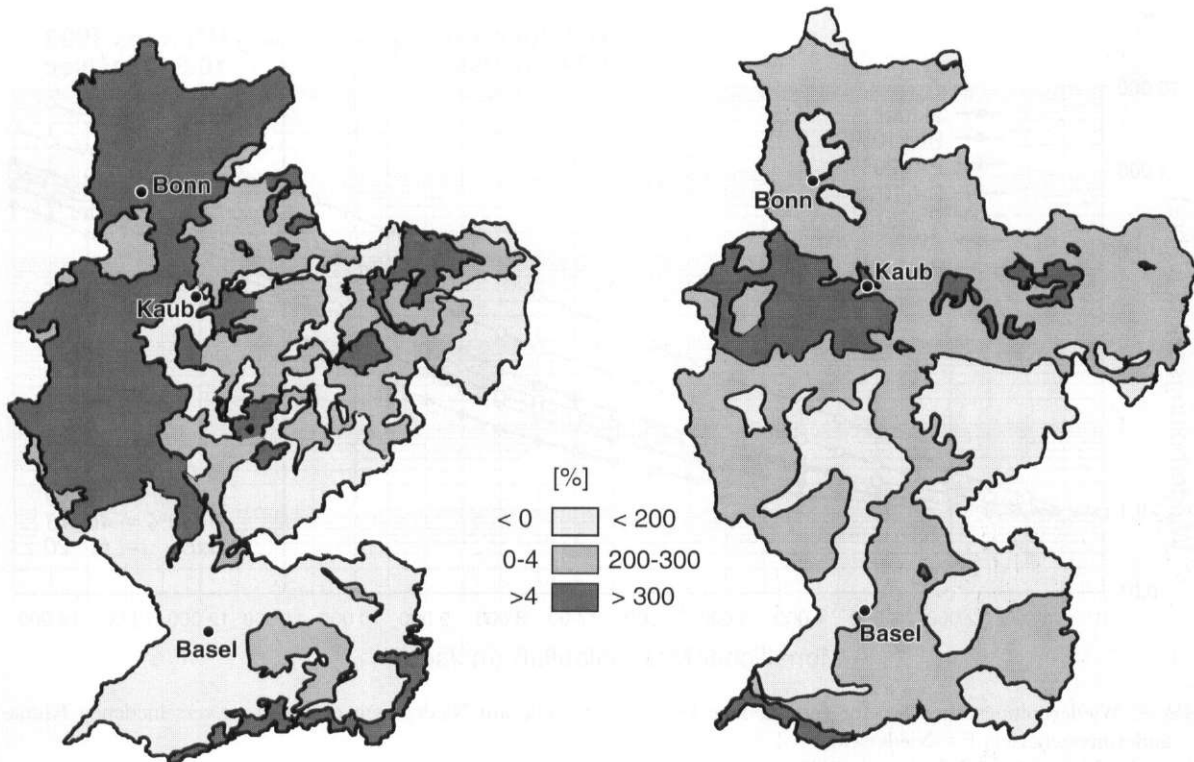


Abb. 7: Prozentuale jährliche Änderung des für den Abfluß verfügbaren Wasservolumens im Rheingebiet (Modell RHINEFLOW; *Business as usual* Szenario, *Best Guess*) (links); Prozentuale Abweichung des Januarniederschlags 1995 vom Niederschlagsmittel 1961–1990 im Rheingebiet (rechts)  
 Quelle: KWADYJK (1993); BUSCH et al. (1996)

Percentage change in annual water availability in the Rhine catchment (Model RHINEFLOW; *Business as usual* Szenario; *Best Guess*) (left); Percentage deviation of rainfall during January 1995 from 1961–1990 mean within the Rhine catchment (right)

des nordöstlichen Atlantiks, die seit 1975 und besonders verstärkt seit 1987 zu beobachten ist und für eine Intensivierung der ozeanisch geprägten Westwindzirkulation über Westeuropa verantwortlich zeichnet (MALBERG a. FRATTESI 1995). Auch verschiedene Klimasimulationen zeigen unter Einbezug der Treib-

hausgasentwicklung, des troposphärischen Sulfat-signals, des Vulkanismus sowie der natürlichen Klimaschwankungen (solare Aktivität, ENSO-Zyklus), daß die berechnete Temperaturentwicklung (1851–1990) um 1975 ebenfalls einer deutlichen Instationarität unterliegt (Abb. 7 in SCHÖNWIESE 1996).

Tabelle 3: Bruchpunkte und zugehörige Wahrscheinlichkeiten für verschiedene Zeitreihen

Turning points and corresponding probabilities for several time-series

Zeitreihe	Bruchpunkt	Wahrscheinlichkeit	Autor
WZ, Winter, Persistenz	1973	95%	CASPARY u. BÁRDOSSY 1995
WZ, Winter, Häufigkeit	1972	95%	CASPARY u. BÁRDOSSY 1995
Pegel Rotenfels, Murg	1975	76%	BÁRDOSSY et al. 1997
Pegel Bergh., Pfinz	1978	78%	BÁRDOSSY et al. 1997
Pegel Schwaib., Kinzig	1977	52%	BÁRDOSSY et al. 1997
Winterniederschlag (Abb. 6)	1976	80%	
Pegel Maxau, Rhein	1976	72%	
Pegel Köln, Rhein	1977	86%	

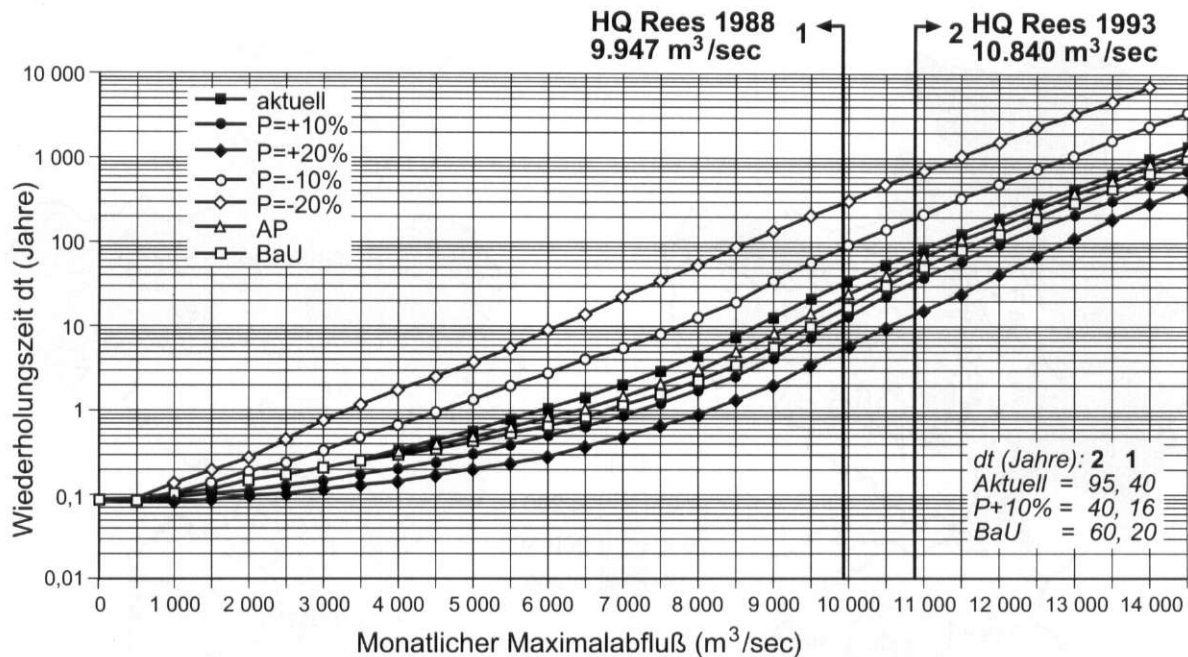


Abb. 8: Wiederholungszeiten (dt) für verschiedene Hochwasserstände am Niederrhein in Bezug zu verschiedenen Klimaänderungsszenarien, P = Niederschlag  
 Quelle: Verändert nach KWADJIK (1993)

Recurrence times (dt) of discharge peaks on the Lower Rhine with regard to several climate change scenarios, P = precipitation

#### 4.4 Klimavariationen und Hochwasserwahrscheinlichkeit

Auf der Basis des Wasserbilanzmodells RHINEFLOW muß als Folge der anthropogenen Klimaänderung nach KWADJIK (1993) mit einer deutlichen Verschärfung der Hochwassersituation im Rheingebiet gerechnet werden (Abb. 8). Unter Verwendung des *Business as usual* Szenarios (*Best Guess*) ist das nach derzeitiger Schätzung 95jährige Hochwasser von 1993 am Niederrhein alle 60 Jahre zu erwarten. Für das Ereignis von 1988 würde sich das Wiederkehrintervall von 40 auf 20 Jahre halbieren. Geht man bereits heute von einer beobachteten Steigerung des Winterniederschlags von >8,5% (1961–1990) gegenüber 1931–1960

aus (ENGEL 1996) und interpretiert diese als kontinuierliche Folge der beobachteten Instationarität im Klimageschehen, so ergibt sich am Niederrhein bereits eine Wiederholungszeit von 40 Jahren für das Katastrophenhochwasser 1993 und eine weitere Verkürzung auf 16 Jahre für 1988 (bezogen auf P+10%, Abb. 8). Sollte sich die beobachtete Niederschlagszunahme im Winter weiter verschärfen, wie es die Ereignisse 1993 und 1995 andeuten (ENGEL et al. 1994; BUSCH et al. 1996), so reduziert sich die mittlere Wiederholungszeit von extremen Hochwasserereignissen weiter. Bei einer Niederschlagszunahme um 20% ist mit Überschwemmungen in Bonn-Beuel alle 6,3 Jahre (Wasserstand 1988) bzw. 10,8 Jahre (Wasserstand 1993) zu rechnen.

Tabelle 4: Mittlere erwartete Klimaänderung im Rheingebiet bis zum Jahr 2100 nach verschiedenen Emissionsszenarien (nach KWADJIK 1993)

Average expected climate change within the Rhine catchment until the year 2100 after various emission scenarios (after KWADJIK 1993)

Szenario	Niederschlag Sommer	Temperatur Sommer	Niederschlag Winter	Temperatur Winter
<i>Accelerated policies</i>	+0,3%	+1,1°C	+7,3%	+1,6°C
<i>Business as usual</i>	-0,3%	+2,9°C	+19%	+4,3°C

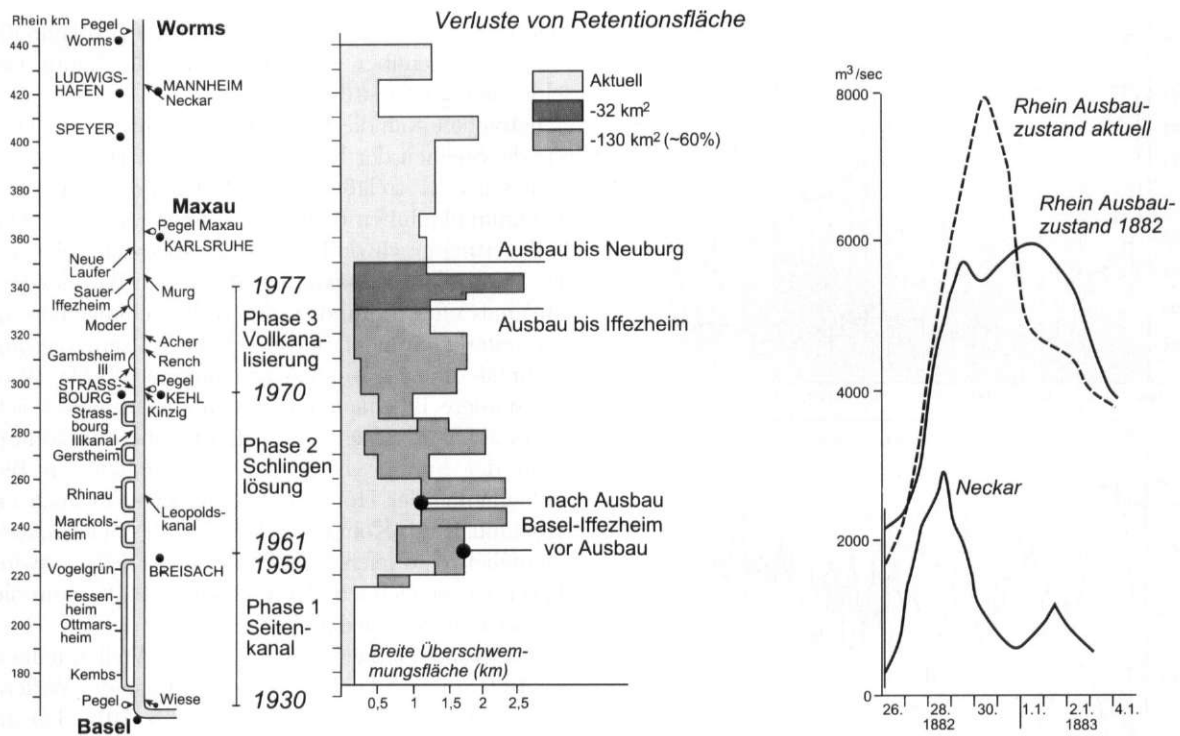


Abb. 9: Ausbauphasen des Rheins zwischen Basel und Maxau (links); Verlust von Retentionsfläche durch den Flußausbau (Mitte) und Auswirkungen der Ausbaumaßnahmen auf die Hochwasserganglinie am Pegel Worms (rechts)

Quelle: Verändert nach DISTER (1986) und KÖHLER (1996)

Stages of Rhine river adjustment between Basel and Maxau (left); loss of flood plain area due to river adjustment (centre) and impacts of river adjustment on the flood hydrograph at the Worms gauging station (right)

### 5 Anthropogene Eingriffe im Einzugsgebiet

Neben der klimatischen Steuerung spielen grundsätzlich zwei Faktoren der anthropogenen Einflußnahme in das Hochwassergeschehen eine wichtige Rolle:

- Baumaßnahmen am Gerinne (z. B. Flußausbau) und
- Nutzungsänderungen im Einzugsgebiet (z. B. Flächenversiegelung).

#### 5.1 Hochwasserverschärfung durch Flußausbau

Der Rheinverlauf ist seit dem letzten Jahrhundert besonders im Oberrheinbereich mehrfach durch Ausbaumaßnahmen verändert worden. Der Oberrheinausbau läßt sich in eine historische (bis 1926) und eine moderne (ab 1930) Phase untergliedern. Die historischen Baumaßnahmen hatten zum Ziel, die Hochwassergefahr am Oberrhein zu reduzieren, Sümpfe in den durch Mäander geprägten Flußauen trockenulegen sowie einen Mindestwasserstand für einen geregelten Schiffsverkehr zu gewährleisten (KÖHLER 1996). Bedeutende Phasen sind die TULLASche Rheinkorrektur (1817-1875) mit Begradigung und Verkürzung der

Fließstrecke Straßburg-Worms um 23% (=81 km), die 1. Juragewässerkorrektur (1869-1891) zur Abmilderung der Sommerhochwasser durch die Einleitung der Aare in den Bieler See und die HONSELLSche Niedrigwasserkorrektur verbunden mit Bühnenbau im Mittelwasserbett (1906-1924). Insgesamt hat der historische Ausbau nur geringe Auswirkungen auf das mittlere Hochwassergeschehen im Oberrhein gehabt, die eigentliche Verschärfung der Hochwassersituation setzt mit den modernen Baumaßnahmen ein (HSKfR 1978).

Der moderne Oberrheinausbau (Abb. 9, links) umfaßt drei Phasen: Den Bau des Rhein-Seitenkanals zwischen Basel und Breisach (1930-1959), die Realisierung von Kanalschlingen („Schlingenlösung“) zwischen Breisach und Kehl (1961-1970) und die für den Hochwasserabfluß besonders kritische Vollkanalisierung zwischen Kehl und Iffezheim (1970-1977). Die Ausbaumaßnahmen haben am Oberrhein zwei negative Folgen:

- Die natürlich vorhandenen Überflutungsflächen der Flußau wurden um etwa 60% reduziert (Abb. 9, Mitte).

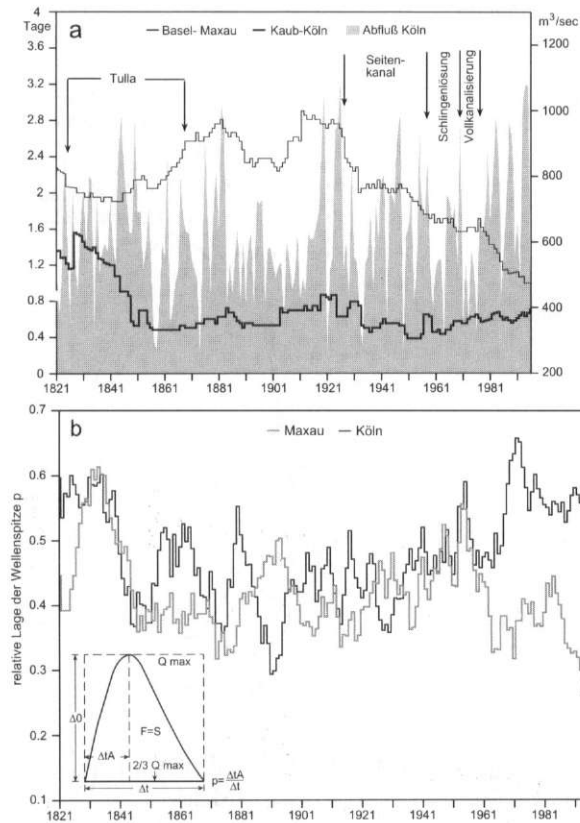


Abb. 10: 11-jährige gleitende Mittel der höchsten jährlichen Hochwasserwelle: Verlagerungsgeschwindigkeit (a); relative Lage der Wellenspitze (b) (weitere Erläuterungen im Text)

11-year moving averages of the maximum yearly flood wave: velocity (a); relative position of the wave peak (b) (further explanation in the text)

– Durch die Kanalisierung erfolgte eine Beschleunigung der Hochwasserwelle (Abb. 9, rechts).

Die Effekte der Baumaßnahmen lassen sich mit Hilfe von Wellenlaufmodellen (s. VIESER 1973) nachvollziehen, indem man historische Hochwasserwellen unter den aktuellen Ausbaubedingungen simuliert. Am Beispiel des Hochwassers 1882/83 (Abb. 9, rechts) zeigt sich, daß die beschleunigte Rheinwelle unter den gegenwärtigen Verhältnissen mit der Neckarwelle zusammenfällt und damit unterhalb der Neckarmündung (Worms) eine versteilte Welle mit deutlich höherem Pegelstand auftritt. Weiterhin muß sich der Abfluß auf ein proportional zur Retentionsfläche reduziertes Gerinnevolumen verteilen, was die Hochwasserwelle zusätzlich erhöht. Vor dem Ausbau waren Rhein- und Neckarwelle größtenteils entkoppelt. Die zeitliche Annäherung von Haupt- und Nebenflußwelle gilt heute für die meisten größeren Nebenflüsse (z. B. SCHRÖDER u. ENGEL 1983), deren Hochwasserabfluß

sich nach den auch dort durchgeführten Ausbaumaßnahmen gegenüber der Oberrheinwelle kaum beschleunigt hat (BUSCH et al. 1994).

Betrachtet man die Verlagerungsgeschwindigkeit sowie die Steilheit der höchsten jährlichen Hochwasserwelle seit 1821, so läßt sich die Wirkung der modernen Ausbaumaßnahmen deutlich erkennen (Abb. 10). Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Oberrheinwelle auf der Strecke Basel–Maxau hat durch den Bau des Seitenkanals um 15 Stunden, durch die Schlingenlösung um weitere 5 Stunden und durch die Vollkanalisierung nochmals um 14 Stunden abgenommen (Abb. 10a). Die mittlere Beschleunigungszunahme summiert sich damit auf 34 Stunden. Im Mittelrheinebereich kommt es in der Summe nicht zu einer zusätzlichen Beschleunigung der Hochwasserwelle. Zwar ist auch im Abschnitt Kaub–Köln nach dem Bau des Seitenkanals anfänglich eine leichte Zunahme der Fließgeschwindigkeit zu verzeichnen, doch seit etwa 1970 nimmt die Geschwindigkeit wieder ab.

Interessant ist die Veränderung der Wellensteilheit seit 1821, die mit Hilfe der relativen Lage des Wellenscheitels untersucht werden kann (Abb. 10b, Berechnung nach HSKfR 1978). Dabei bedeuten kleine Werte einen steilen und große Werte einen flachen Verlauf der Hochwasserwelle. Bis auf wenige Ausnahmen (1892 u. 1931) ergibt sich vor dem modernen Ausbau eine in etwa identische Wellenform an Ober- und Niederrhein. Erst durch den Bau des Rheinseitenkanals kommt es zu einer deutlichen Entkoppelung der Wellenform. In Maxau zeigt sich der erwartete Trend zu steileren Wellen und damit eine ausbaubedingte Verschärfung der Hochwassersituation vor allem nach Abschluß der Vollkanalisierung, während zur gleichen Zeit am Niederrhein eine Abflachung der Hochwasserwellen einsetzt. Diese Abflachung bedeutet für den Pegel Köln bei gleichzeitig erhöhtem Spitzenabfluß der letzten Jahre eine längere Andauer extremer Hochwassersituationen. Damit scheinen die Ausbaumaßnahmen am Oberrhein nur sehr eingeschränkt für die verschärfte Hochwassersituation am Niederrhein verantwortlich zu sein.

Der Wellenverlauf der beiden letzten Hochwasserereignisse sowie die Tatsache, daß die Wellenverflachung am Pegel Köln auf hohem Abflußniveau etwa zur Zeit des signifikanten Bruchpunkts der Klimazeitreihen einsetzt, weisen vielmehr darauf hin, daß die jüngste Verschärfung der Hochwassersituation am Niederrhein mit klimatischen Veränderungen einhergeht.

– Während des Hochwassers 1993 meldete der Pegel Maxau kein außergewöhnliches Hochwasser. Den Hauptbeitrag lieferte neben dem Neckar die Mosel (Tab. 5), deren Welle etwas vor der Rheinwelle

Tabelle 5: Prozentualer Anteil des Abflusses an einzelnen Pegeln am Abfluß des Pegels Köln (1) und Prozentualer Anteil einzelner Flußabschnitte (2) am Gesamtabfluß bis zum Pegel Köln im Vergleich zum mittleren Hochwasser 1931–1978 (MHQ)

Percentage discharge at various gauging stations in total discharge at Cologne (1) and percentage discharge of individual river sections (2) in total discharge up to Cologne in comparison to the average high water (MHQ)

	Maxau (1)	Maxau (2)	Worms (Neckar) (1)	Worms (Neckar) (2)	Kaub (Main) (1)	Kaub (Main) (2)	Köln (Mosel) (1)	Köln (Mosel) (2)
MHQ	43	43	47	4	60,5	14	100	39
1993 (Dezember)	27	27	41	14	54	13	100	46
1995 (Januar)	35	35	39	4	58	19	100	42

an ihrer Mündung eintraf. Die außergewöhnlich hohe Persistenz der extremen Hochwassersituation am Pegel Köln (die mobile Schutzwand lag 70 Stunden unter Wasser) resultierte vor allem aus den lang anhaltenden Niederschlägen im ozeanisch geprägten Mittelgebirgsraum (ENGEL et al. 1994).

– Auch die Hochwassersituation im Januar 1995 zeigt einen deutlich reduzierten Einfluß der Oberrheinwelle. Hier waren für den extremen Verlauf vor allem die Abflußspenden von Main- und Moselgebiet (Tab. 5), für die Verschärfung der Situation in Köln aber auch die lang anhaltenden Niederschläge im Siegeinzugsgebiet verantwortlich. Dabei traf die erste Moselwelle ebenfalls mehrere Tage vor der Rheinwelle an ihrer Mündung ein. Nur die lange Andauer der Hochwassersituation durch anhaltende Niederschläge (und damit nicht nur die ausbaubedingte Beschleunigung der Oberrheinwelle) führte letztlich zu einer Kopplung der nachfolgenden Hochwasserwellen (BUSCH et al. 1996).

Aufgrund der klimatischen Verhältnisse hätte auch die Schaffung größerer Retentionsflächen (Polder) und deren Flutung am Oberrhein nicht zu einer merklichen Abmilderung der Hochwassersituation am Niederrhein beigetragen. Zur Zeit sind am Oberrhein 80,2 Mio m<sup>3</sup> Stauraum verfügbar, die sich auf verschiedene Polder und Kulturwehre sowie die Rheinkraftwerke verteilen. Um die Hochwassersituation am Oberrhein zu entschärfen, sind weitere 175,5 Mio m<sup>3</sup> Stauraum geplant, mit denen die Welle am Pegel Worms um 800 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> bzw. 55 cm vermindert werden kann (KLAIBER 1996). Modellrechnungen zeigen, daß selbst der Einsatz aller geplanten und der aktuell verfügbaren Rückhaltemaßnahmen am Oberrhein für das Hochwasser 1993 nur eine Wasserstandsabsenkung von 9 cm am Pegel Bonn bewirkt hätte (ENGEL u. GIEBEL 1994). Bei ähnlichem Verlauf der Hochwasserwelle hätte damit in keinem Fall der jüngsten Extremhochwasser eine Überflutung in Bonn (>820 cm) durch erweiterte Rückhaltemaßnahmen am Oberrhein verhindert werden können.

### 5.2 Hochwasserverschärfung durch Nutzungsänderung

Der Einfluß von indirekten anthropogenen Eingriffen (z. B. Flächenversiegelung, Waldsterben) auf das Hochwassergeschehen großer Einzugsgebiete ist nur schwer erfaßbar. Grundsätzlich ist aus kleinen Einzugsgebieten die Wirkung von Landnutzungsänderungen auf den Hochwasserabfluß seit längerem bekannt (ANHUF u. BENDIX 1992; MENDEL et al. 1997):

– Fortschreitende Flächenversiegelung führt zu beschleunigtem Oberflächenabfluß unter Umgehung des natürlichen Speichers, so daß die Hochwasserwelle schneller, steiler und mit deutlich erhöhtem Abflußvolumen abläuft.

– Großräumiges Waldsterben beschleunigt je nach Ersatzgesellschaft den Abflußbildungsprozeß. Die fehlende Verdunstung des Baumbestandes sowie ein stark reduziertes Speichervolumen im Boden spielt dabei eine entscheidende Rolle. Als Folge ergeben sich verteilte und beschleunigte Hochwasserwellen mit höherem Abflußvolumen.

Ein klassisches Beispiel einer verschärften Hochwassersituation durch Flächenversiegelung präsentieren LUFT et al. (1981). Im Weinbaugebiet des Ostkaiserstuhls (Oberrhein) hat die durchgeführte Flurbereinigung verbunden mit einer Großterrassierung zur Verschärfung der Hochwassersituation beigetragen. Beim Vergleich von zwei etwa 1,5 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebieten mit identischer naturräumlicher Ausstattung riefen mehrere gleichverlaufende Starkniederschläge unterschiedliche Abflußspitzen hervor. Am 30. 6. 1977 wurde beispielsweise im flurbereinigten Löchernbachgebiet (1,8 km<sup>2</sup>) ein Scheitelabfluß von 412 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> gegenüber einem deutlich reduzierten Wert von 17,1 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> im nicht flurbereinigten Rippachgebiet (1,2 km<sup>2</sup>) gemessen. Die Verschärfung der Hochwassersituation im Löchernbachgebiet resultiert vor allem aus der Flächenversiegelung durch das neue asphaltierte Wegenetz (6% Flächenanteil) und die Bodenverdichtung im Zuge der Großterrassierung (KELLER 1987).

MAUSER und KELLER (1985) untersuchen den Einfluß des Waldsterbens auf den Hochwasserabfluß im 257 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet der Dreisam (Oberrhein). Auch hier ergibt sich nach Modellrechnungen eine deutliche Verschärfung des Spitzenabflusses je nach Schwere des verwendeten Waldschadens-Szenario. So ist mit dem höchsten gemessenen Spitzenabfluß, der normalerweise alle 30 Jahre eintritt, bei Totalausfall des Nadelwalds (Ersatzgesellschaft Gras) bereits alle 2,3 Jahre zu rechnen. Einen guten Überblick über eine Vielzahl weiterer Studien zur Beziehung von Nutzungsänderungen und Hochwasserabfluß in kleinen Einzugsgebieten (<1000 km<sup>2</sup>) geben MENDEL et al. (1997).

Für den Hochwasserabfluß im Rhein (185 300 km<sup>2</sup>) konnten eindeutige Effekte der Flächenversiegelung bis heute nicht nachgewiesen werden. So ist es möglich, daß bei Beschleunigung der Hochwasserwelle in einem kleinen, anthropogen beeinflussten Teileinzugsgebiet sogar eine Entkoppelung von der Welle des jeweiligen Vorfluters eintritt. Dieser sogenannte „Vorentlastungseffekt“ könnte in seiner Summe über ein großes Einzugsgebiet sogar zur Dämpfung der Hochwassersituation führen (VISCHER 1993). In großen Einzugsgebieten ist es aber zur Zeit kaum möglich, jede einzelne Hochwasserwelle vom kleinsten Vorfluter bis zum Hauptfluß zu verfolgen, so daß multiple Hochwasserdämpfungs- bzw. -verschärfungseffekte durch Wellenentkopplung bzw. -überlagerung auch für den Rhein weitgehend unbekannt bleiben. Zur Klärung dieser

Frage sind daher weitere Forschungsvorhaben notwendig (MENDEL et al. 1997). Ob mit einem Anstieg der anthropogen versiegelten Fläche um etwa 6% zwischen 1966 und 1993 auf heute 12% (MENDEL et al. 1997) eine größere Hochwassergefahr im Rheingebiet erklärt werden kann, bleibt insgesamt fraglich. Als Voraussetzung extremer Hochwasser im Rheingebiet wird ein Versiegelungsgrad von mindestens 50% als notwendig erachtet, der nur auf natürlichem Weg erreicht werden kann (WETZEL 1996). So weisen auch Modellrechnungen mit dem Wasserbilanzmodell RHINEFLOW (KWADIJK 1993) auf eine niedrige Sensitivität des Abflusses bezüglich großräumiger Änderungen der Flächennutzung hin. Bei einer Konversion von Ackerland zu Nadelwald auf 25% der Einzugsgebietsfläche ergibt sich am Niederrhein (Pegel Lobith) ein im Jahresmittel um 216 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> verringerter Abfluß. Am Pegel Köln hätte eine solch gravierende Änderung der Flächennutzung für das Hochwasser 1993 lediglich eine Wasserstandsabsenkung von 6 cm zur Folge gehabt.

#### Danksagung

Für die Überlassung der täglichen Pegelmeldungen bin ich der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) Koblenz sowie dem Wasser- und Schifffahrtsamt Köln zu großem Dank verpflichtet.

#### Literatur

- ANHUF, D. u. BENDIX, J. (1992): Mögliche Auswirkungen von Vegetationsveränderungen auf den klimatischen Wasserhaushalt im Bereich der humiden Tropen (Côte d'Ivoire). In: Würzb. Geogr. Arb. 84, 325–346.
- ANONYMUS (1748): Geschichte des erschrecklichen Eisganges, Festsetzens und Aufbruchs des Rheins, und Ueberschwemmung der Stadt Urdingen, im Jahre 1784. Gedruckt bei D. U. FUNCKE, Ersfeld.
- (1799): Tagebuch über die Vorgänge der Eisfahrt und Ueberschwemmung in Uerdingen. Gedruckt bei PH. J. ROTHES, Uerdingen.
- BÁRDOSSY, A.; GIESECKE, J. u. VIESER, H. (1997): Methoden zur Untersuchung des Langzeitverhaltens von Hochwasserereignissen. In: Wasserwirtschaft 87, 36–40.
- BAUR, F. (1949): Die doppelte Schwankung der atmosphärischen Zirkulation in der gemäßigten Zone innerhalb des Sonnenfleckenzyklus. In: Meteorol. Rdsch. 2, 10–15.
- BBU (= BUNDESVERBAND BÜRGERINITIATIVEN UMWELTSCHUTZ e.V.) (1995): Müssen die Städte am Rhein aufgegeben werden? In: BBU-Wasser-Rundbrief 327, Freiburg.
- BENDIX, J. (1994): Zur Klimatologie des El Niño-Phänomens an der Westküste des tropischen Südamerika. In: Abh. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Nr. 2, 51–64.
- BENSING, W. (1966): Gewässerkundliche Probleme beim Ausbau des Oberrheins. In: DGM 10, 85–101.
- DE BRUIN, H. A. R. (1978): Betrachtung über das Hochwasser von Februar und März 1970 – Wetterablauf. In: Atlas der Int. Kom. f. d. Hydrologie des Rheingebiets, 161–170.
- BUSCH, N.; ENGEL, H. u. PRELLBERG, D. (1994): Auswirkungen des Moselausbaus zur Großschiffahrtsstraße auf den Hochwasserablauf in der Mosel. In: Wasserwirtschaft 84, 280–285.
- BUSCH, N.; WIECHMANN, W.; ENGEL, H.; GIEBEL, H.; DRÖGE, B.; ZIEGER, C.; KELLER, M. u. WILKE, K. (1996): Das Januarhochwasser 1995 im Rheingebiet. BfG Mitteilungen Nr. 10, Koblenz.
- CASPARY, H. J. u. BÁRDOSSY, A. (1995): Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen? In: Wasser und Boden 47, 18–24.

- DAMMANN, W. (1961): Untersuchungen über Schwankungen der Winterniederschläge in Deutschland. In: Arch. Met. Geoph. Biokl. B. 10, 2–37.
- DISTER, E. (1986): Hochwasserschutzmaßnahmen am Oberrhein. In: Geowissenschaften in unserer Zeit 4, 194–203.
- ENGEL, H. (1996): Hochwasser am Rhein. In: Geowissenschaften 14, 512–516.
- ENGEL, H. u. GIEBEL, H. (1994): Wechselbeziehungen zwischen Rheinwasser und Grundwasser im Bereich des Deutschen Bundestages. Das Hochwasser 1993/94 im Rhein und seine Auswirkungen auf das Grundwasser im Bereich des Schürmann-Baues. JPA-BfG, Koblenz.
- ENGEL, H.; BUSCH, N.; WILKE, K.; KRAHE, P.; MENDEL, H.-G.; GIEBEL, H. u. ZIEGER, C. (1994): Das Hochwasser 1993/94 im Rheingebiet. BfG, Koblenz.
- GASPERINI, M. a. CHERICI, F. (1997): Short-term periodic climatic change: a combined effect between the sunspot cycle and the lunar nutation. In: Climatic Change 35, 229–240.
- GEES, A. (1997): Analyse historischer und seltener Hochwasser in der Schweiz. Bedeutung für das Bemessungshochwasser. Geographica Bernensia G53. Bern.
- GERHARD, H. (1978): Das Rheingebiet – Abflußregime. In: Atlas der Int. Kom. f. d. Hydrologie des Rheingebiets, 107–153.
- GRAF, H.-F. (1986): Abkühlung der Nordhemisphäre – ein möglicher Trigger für El Niño/Southern Oscillation-Episoden. In: Naturwissenschaften 73, 258–263.
- HONSELL, M. u. v. TEIN, M. (1891): Auftreten und Verlauf des Hochwassers 1824, 1845, 1852, 1876 und 1882/83. Untersuchungen der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiet, II. Heft. Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden.
- HSKfR (= Hochwasser-Studienkommission für den Rhein) (1978): Schlußbericht – Ergebnisse der Untersuchung über die Hochwasser und ihre Entwicklung von Beginn der Aufzeichnung an, die Einflüsse des Ausbaues des Rheins, seiner Nebenflüsse und der Seen auf das Hochwasser, den derzeitigen Stand des Hochwasserschutzes sowie Empfehlungen für Maßnahmen gegen die vergrößerte Hochwassergefahr. Bonn.
- IPCC (= Intergovernmental Panel on Climate Change) (1991): Climate change: The IPCC response strategies. Cambridge.
- KALWEIT, H. (1976): Auswirkungen der Urbanisierung auf die Wasserwirtschaft eines großen Flußgebiets – Modell Rhein. In: Wasserwirtschaft 66, 14–24.
- (1984): Anthropogene Einflüsse auf Hochwasser. In: Besondere Mitt. z. Dtsch. Gewässerkundlichen Jahrb. 45, 164–183.
- KELLER, R. (1987): Anthropogene Einflüsse auf hydrologische Prozesse – südlicher Oberrhein. In: Münchener Geogr. Abh. B 4, 47–62.
- KLAIBER, G. (1996): Hochwasserschutz durch Auenrenaturierung am Oberrhein – Das Integrierte Rheinprogramm des Landes Baden-Württemberg. In: Wasserwirtschaft 86, 396–400.
- KLAUS, D. (1978): Perioden- und Hauptkomponentenanalyse der Großwetterlagen-Häufigkeiten Europas und der Ozean-temperaturfluktuationen des Nordatlantiks. In: Meteorol. Rdsch. 31, 47–55.
- (1984): Hat sich das Klima Mitteleuropas verändert? In: Ber. z. dtsh. Landeskunde 58, 147–182.
- (1993): Zirkulations- und Persistenzänderungen des europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Großwetterlagenstatistik. In: Erdkunde 47, 85–104.
- KÖHLER, E. (1996). Lebensader Rhein. Modellfall einer Flußsanierung. Schriftenreihe der Vereinigung Deutscher Gewässerschutz. Bonn.
- KWADIJK, J. (1993): The impact of climate change on the discharge of the River Rhine. Nederl. Geogr. Studies 171. Utrecht.
- KWADIJK, J. a. ROTMANS, J. (1995): The impact of climate change on the River Rhine: A scenario study. In: Climatic change 30, 397–425.
- LABITZKE, K. u. VAN LOON (1990): Sonnenflecken und Wetter – Gibt es doch einen Zusammenhang? In: Die Geowissenschaften 8, 1–6.
- LUF, G.; MORGENSCHWEIS, G. u. KELLER, R. (1981): Auswirkung von Großterrassierung auf hydrologische Prozesse im Ostkaiserstuhl. In: Wasser und Boden 9, 436–442.
- LWA (= Landesamt für Wasser und Abfall) (1984): Gewässergütebericht '83. Düsseldorf.
- MALBERG, H. a. FRATESI, G. (1995): Changes of the North Atlantic sea surface temperature related to the atmospheric circulation in the period 1973 to 1992. In: Meteorol. Zeitschrift N.F. 4, 37–42.
- MAUSER, W. a. KELLER, R. (1985): Calculation of flood hydrographs using satellite-derived landuse information in the Dreisam watershed/SW-Germany. In: IWRA Vth World Congress on Water Resources, 9–15 June 1985, Brussels Belgium, 327–335.
- MENDEL, H. G.; FISCHER, P. u. HERRMANN, A. (1997): Hochwasser – Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. BfG-1022. Koblenz.
- MONHEIM, F. (1949): Das Neckarhochwasser vom 29. bis 30. Dezember 1947. In: Erdkunde 3, 159–168.
- Münchener Rückversicherung (1997): Überschwemmung und Versicherung. München.
- PHILIPPSON, A. (1933): Der Rhein als Naturerscheinung. In: Geogr. Zeitschr. 39, 1–76.
- ROSCHKE, G. (1967): Das Katastrophen-Hochwasser 1965 am Dreiländereck Nordrhein Westfalen – Hessen – Niedersachsen, seine natürlichen Ursachen und seine verheerenden Folgen. In: Die Wasserwirtschaft 1967, 102–109.
- SCHRÖDER, U. u. ENGEL, H. (1983): Die Rhein-Hochwasser vom April und Mai 1983. In: DGM 27, 186–194.
- SCHÖNWIESE, CHR.-D. (1996): Der anthropogene Treibhauseffekt in Konkurrenz zu natürlichen Klimaänderung. In: Promet 25, 53–61.
- SPRINGSTUBBE, H. (1936): Niederschlagssingularitäten und Flußwasserführung. In: Meteorol. Zeitschr. 53, 216–223.
- v. TEIN, M. (1898): Auftreten und Verlauf des Hochwassers im März 1896. Untersuchungen der Hochwasserverhält-



- nisse im Deutschen Rheingebiet, V. Heft. Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden.
- VIESER, H. (1973): Folgen der Ausbaumaßnahmen am Oberrhein auf den Hochwasserabfluß. In: DGM Sonderheft 1973, 42–50.
- VISCHER, D. (1993): Versiegelung der Landschaft – größere Hochwasser? In: gwa 73/4 SVGW Zürich, 280–283.
- WEBER, H. (1977): Hochwasser im Rheingebiet. In: Beitr. z. Rheinkunde 29, 50–62.
- WEIGL, E. (1996): Trenduntersuchungen langer Zeitreihen des Gebietsniederschlags vor dem Hintergrund der letzten beiden Winterhochwasser im Dezember 1993 und Januar 1995. In: DGM 40, 2–5.
- WETZEL, V. (1996): In den letzten Jahren eingetretene Hochwasserereignisse in Deutschland – Ursachen, vieljähriger Vergleich, Konsequenzen. BfG, Koblenz.
- WILBY, R. L. (1995): Greenhouse hydrology. In: Progress in Physical Geography 19, 351–369.
- YARNAL, B. (1985): Extratropical teleconnections with El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Events. In: Progress in Physical Geography 9, 315–352.