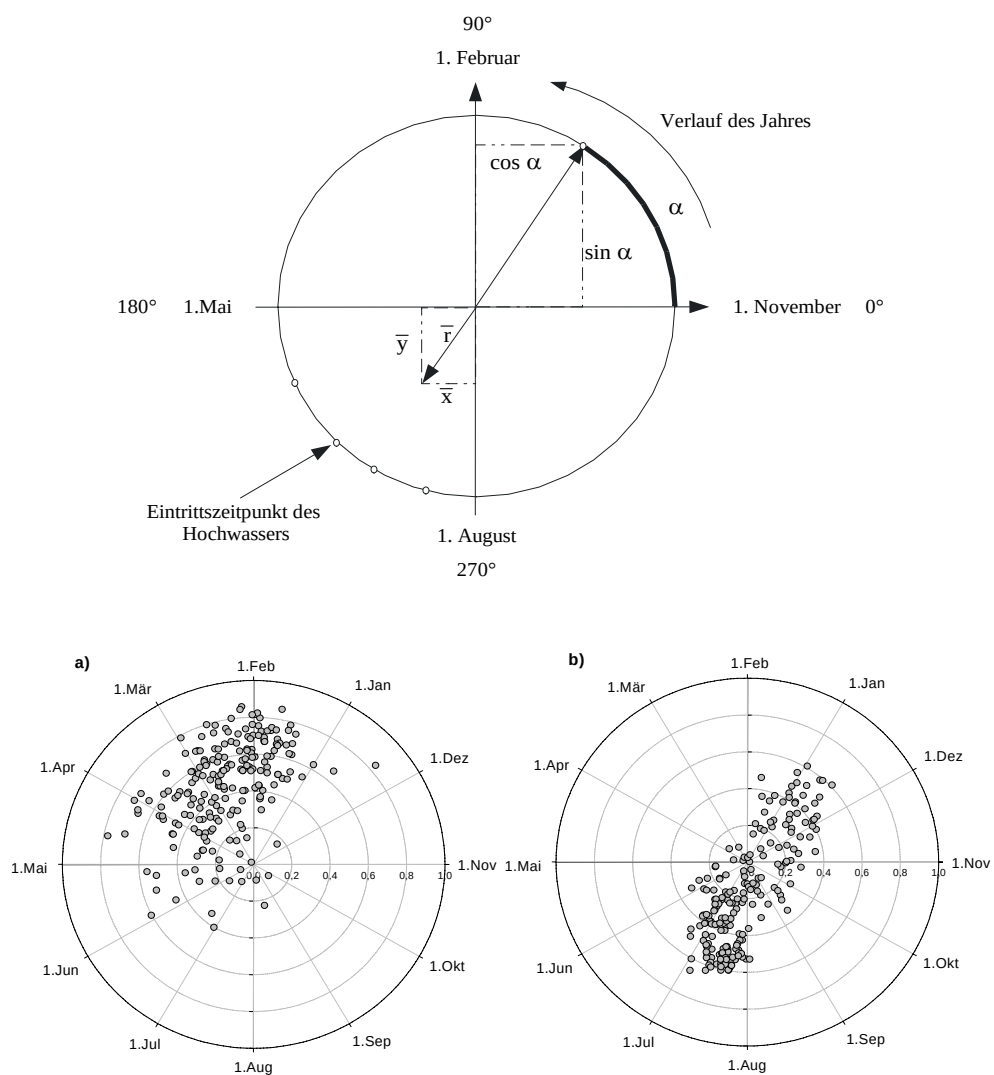


Sabriye Sancak

Saisonalität von Hochwasser in Baden-Württemberg



Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Freiburg i. Br. Juli 2002

Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Sabriye Sancak

Saisonalität von Hochwasser in Baden-Württemberg

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Koreferent: Dr. S. Uhlenbrook

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Freiburg i. Br. Juli 2002

Inhaltsverzeichnis	i
I Abbildungsverzeichnis	iv
II Tabellenverzeichnis	viii
III Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	ix
IV Zusammenfassung	xi
V English Summary	xiii
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung	3
1.3 Konzept	4
2 Das Untersuchungsgebiet	5
2.1 Einführung	5
2.2 Naturräumliche Haupteinheiten und Relief	5
2.3 Klima	10
2.3.1 Einführung	10
2.3.2 Temperatur	10
2.3.3 Wind	14
2.3.4 Die Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg	14
2.3.5 Hydrologie	18
3 Datengrundlage	21
3.1 Abflussdaten	21
3.2 Niederschlagsdaten	25
3.3 Thematische Daten	26

4	Statistische Analyse der Abfluss- und Niederschlagszeitreihen	28
4.1	Einführung	28
4.2	Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten	29
4.2.1	Einführung	29
4.2.2	Methodik	30
4.2.3	Ergebnisse	33
4.3	Hochwasserabfluss: Bildung partieller Serien	36
4.3.1	Einführung	36
4.3.2	Methodik	36
4.3.3	Abflussperzentile – Abschätzung der Jährlichkeit	38
4.3.4	Ergebnisse	38
4.3	Abflusszeitreihen – Standardperioden	42
4.3.1	Einführung	42
4.3.2	Durchführung und Resultate	42
4.4	Niederschlag – partielle Serien	45
4.4.1	Einführung	45
4.4.2	Vorgehensweise und Ergebnisse	46
4.5	Fazit	47
5	Saisonalitätsanalyse der Hochwasser- und Niederschlagszeitreihen	49
5.1	Einführung	49
5.2	Saisonalitätsparameter	50
5.2.1	Saisonalitätsparameter nach Burn	50
5.2.2	Saisonalitätsparameter nach Pardé	53
5.3	Visualisierung der Ergebnisse	55
5.4	Korrelationsanalyse – Theoretische Grundlagen	64
5.5	Einfluss der Hochwasseranzahl auf die Vektorlänge	65
5.6	Einfluss der topographischen Daten und Einzugsgebietsgröße	68
5.7	Vergleich ungekürzte Zeitreihen – Standardperiode	72
5.8	Fazit	74

6	Saisonalität – Ausweisung homogener Regionen	77
6.1	Einführung	77
6.2	Clusteranalyse der Saisonalitätsparameter	77
6.2.1	Ziel	77
6.2.2	Theoretische Grundlagen und Durchführung	78
6.2.3	Ergebnisse	83
6.3	Einteilung in Anlehnung an die Saisonalitätsparameter	87
6.3.1	Einführung	87
6.3.2	Vorgehensweise	87
6.3.3	Ergebnisse	88
6.4	Fazit	90
7	Diskussion und Ausblick	91
	Literaturverzeichnis	98

I Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Die naturräumlichen Haupteinheiten und das Relief Baden-Württembergs.....	6
Abb. 2.2:	Karte der Mittleren Jahrestemperatur in Baden-Württemberg (aus BORCHERDT, 1991).....	12
Abb. 2.3:	Mittlere Jahresniederschläge (1931 – 1960) in Baden-Württemberg (aus BORCHERDT, 1991).....	17
Abb. 3.1:	Häufigkeitsverteilung der untersuchten Pegel (n-absolut) in Abhängigkeit von Klassen a) der Einzugsgebietsgröße und b) Beobachtungsjahre.....	23
Abb. 3.2:	Lageplan der für die Analysen ausgewählten Pegelstationen.	24
Abb. 4.1:	Beispiel für eine partielle (○) und jährliche (■) Serie am Pegel Ummendorf / Umlach (173)	28
Abb. 4.2:	Anpassung der Gumbel-Verteilungsfunktion an die empirische Verteilungsfunktion der jährlichen höchsten Abflüsse (Zeitraum 1.11.1919-31.10.1985) am Pegel Magenhaus/Schussen [Datengrundlage: LfU]	33
Abb. 4.3:	Differenz der regionalisierten Hochwasserabflüsse nach LfU (1999) und der mit Hilfe der Gumbel-Verteilungsfunktion berechneten Abflüsse der Jährlichkeiten 2, 5 und 10 der Pegel Reichenbach, Fils (4427), Jagstzell, Jagst (3422), Durlesbach, Schussen (3312), Goppertshofen, Rottum (1162) und Hohenfels, Hohensteiner Alb (369)	35
Abb. 4.4:	Definition unabhängiger Hochwasserscheitel (aus LAWA, 1999).....	37
Abb. 4.5:	Abflussganglinie (Tagesmittelwerte) zweier zufällig ausgewählter Hochwasserereignisse a) Pegel Ummendorf / Umlach und b) Pegel Oberer Burgberg / Steghürbe	39
Abb. 4.6:	Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die Anzahl der ermittelten unabhängigen Hochwasser für das Perzentil 99 Prozent (N = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse)	40

Abb. 4.7:	Boxplot der Perzentilabweichung der Standardperiode zu den ungekürzten Zeitreihen für die Schwellenwerte Perzentil 99,4 und 99,7 Prozent	43
Abb. 4.8:	Abweichung der Perzentilwerte 99,7 Prozent der ungekürzten Zeitreihen und der Standardperiode 1961 – 1990 in Abhängigkeit a) von der Einzugsgebietsgröße AEO und b) von der Abweichung der Anzahl n der aufgetretenen Hochwasser der ungekürzten Zeitreihen und der Standardperiode	45
Abb. 5.1:	Berechnung des mittleren Auftretensdatums (verändert nach BLACK & WERRITTY, 1997)	52
Abb. 5.3:	Mittleres zeitliches Auftreten und Regularität von a) Hochwasser und b) 24-Stunden-Gebietsniederschlag für das Perzentil 99,8 Prozent in Baden-Württemberg; ○ = Pegelstation	56
Abb. 5.4:	Zeitliches Auftreten der maximalen Pardé-Koeffizienten a) der MHQ-Regime und b) der MHN-Regime gelegt auf den 15. des jeweiligen Monats (Entfernung vom Mittelpunkt entspricht der Abweichung vom Mittelwert = 1) ; ○ = Pegelstation	57
Abb. 5.5:	Zusammenhang zwischen der Saisonalität der Hochwasser und dem Auftretensmonat des maximalen Pardé-Koeffizienten der MHQ-Regime für das Perzentil 99,8 Prozent (aus STEINBRICH et al., 2001)	58
Abb. 5.6:	Saisonalität der Hochwasser in Baden-Württemberg für den Schwellenwert Perzentil 99,8 Prozent.....	60
Abb. 5.7:	Saisonalität der 24-Stunden-Gebietsniederschläge in Baden-Württemberg für den Schwellenwert Perzentil 99,8 Prozent	61
Abb. 5.8:	Verteilung des mittleren Auftretensdatums und der Variabilität unterschiedlicher Extremität, ausgedrückt durch die Perzentile 99,2 Prozent (a) und 99,8 Prozent (b) ; ○ = Pegelstation	62

Abb. 5.9: Eintrittszeitpunkte der Hochwasser und Variabilitätsmaß $\bar{r}$ zweier Pegel a) Denkendorf / Körsch (4412), Anzahl unabhängiger Hochwasser $n = 38$ und b) Lauben / Aitrach (144), $n = 132$. Die Richtung des Pfeils zeigt die zeitliche Lage des mittleren Auftretensdatums an; ○ = Pegelstation.....	66
Abb. 5.10: Streudiagramme der mittleren Auftretensdaten der Hochwasser des Perzentils 99,8 Prozent mit den Höhenparametern a) maximale Höhe über NN, b) mittlere Höhe über NN und c) Höhendifferenz der Einzugsgebiete; ■ = Pegelstation.....	70
Abb. 5.11: Streudiagramm zwischen Einzugsgebietsgröße und a) Mittlerem Auftretensdatum und b) Ausprägung der Saisonalität (Vektorlänge) der Hochwasser des Perzentil 99,8 Prozent; ■ = Pegelstation	71
Abb. 5.12: Häufigkeitsverteilung der Abweichung des mittleren Auftretensdatums in Abhängigkeit von Klassen a) der Einzugsgebietsgröße, b) Abweichungen des Stichprobenumfangs der Standardperiode zu den ungekürzten Zeitreihen und c) des Variabilitätsmaßes	73
Abb. 6.1: Clusteralgorithmus-Prinzip bei hierarchischen Verfahren. Auf der untersten Ebene gibt es entsprechend der Fallzahl 17 Cluster, die bis zur letzten Ebene, mit nur einem Cluster, zusammengefasst werden. Jeder Fall steht für ein Einzugsgebiet	81
Abb. 6.2: Schrittweise Veränderung der Gesamtdistanz bei der Agglomeration der Cluster nach dem Ward-Verfahren. Dargestellt sind die letzten 24 Agglomerationsstufen. Günstige Clusterlösungen sind durch Pfeile markiert	83
Abb. 6.3: Lösungen der Clusteranalysen mit jeweils 7 Clustern nach dem Ward Verfahren mit verschiedenen Variablenkombinationen, a) Mittleres Auftretensdatum und Variabilitätsmaß der Hochwasser b) Mittleres Auftretensdatum und Variabilitätsmaß der Hochwasser und Niederschläge und c) Mittleres Auftretensdatum, Variabilitätsmaß, Maximaler Pardé-Koeffizient und Auftretensmonat des maximalen Pardé-Koeffizienten	84

Abb. 6.4:	Zeitliche Verteilung der mittleren Auftretensdaten und ihre Ausprägung des Perzentils 99,8 % der Einzugsgebiete (○) innerhalb der durch die Clusteranalyse ermittelten Gruppen	86
Abb. 6.5:	Einteilung der Saisonalität der Einzugsgebiete nach dem mittleren Auftretensdatum und dem Variabilitätsmaß der Hochwasser	89

II Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Datengrundlage der thematischen Daten (zusammengestellt aus LfU, 2001) ..	27
Tab. 4.1:	Zur Orientierung der Aussagekraft von Messzeitreihenlängen (aus DVWK, 1999)	29
Tab.4.2:	Angaben zum Beiwert c aus der Literatur (zusammengestellt aus PLATE, 1999 und CUNNANE, 1978)	31
Tab 4.3:	Vergleich der ermittelten Hochwasser der Jährlichkeiten 2 und 5 mit der jeweiligen Beobachtungslänge der Abflusszeitreihen; in Klammern stehen die Pegelnummern.....	34
Tab. 4.4:	Wiederkehrintervall in Jahren bei verschiedenen Pegeln, für die Perzentilwerte $T_n(p)$ (N = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse)	41
Tab. 4.5:	Statistische Parameter der berechneten Perzentilabweichungen für das jeweilige Perzentil; P 99,4 (P 99,7): Differenz der Perzentilwerte 99,4 (99,7) ungekürzte Zeitreihe und Standardperiode	44
Tab. 4.6:	Wiederholungszeitspanne $T_n(p)$ der partiellen Serien des 24-Stunden Gebietsniederschlags.....	47
Tab. 5.1:	Kritische H-Werte für den Rayleightest (aus NORCLIFFE, 1981) (n = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse)	52
Tab. 5.2:	Interpretation des Korrelationskoeffizienten nach Bravais-Pearson (BÜHL & ZÖFEL, 2000)	65
Tab. 5.3 :	Korrelationskoeffizient nach Bravais-Pearson zwischen den topographischen Daten und den Saisonalitätsmaßen für das Perzentil 99,8 Prozent aller Einzugsgebiete (MD = Mittleres Auftretensdatum der Hochwasser, r = Variabilitätsmaß $\bar{r}$, Nordost bis Nordwest = prozentualer Anteil der Expositionen im Einzugsgebiet)	68
Tab. 6.1:	Variablen der Clusteranalyse	79

III Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

A, B	Fälle (Objekte) der Clusteranalyse
$\bar{\alpha}$	Richtungswinkel des mittleren Auftretensdatums
α	Winkel eines Einheitskreises
a	Modalwert der Gumbel-Verteilungsfunktion
AEO	Fläche des oberirdischen Einzugsgebietes
d	Maßstabsparameter der Gumbel-Verteilungsfunktion
D ²	Quadrierte Euklidische Distanz
H ₀	Nullhypothese des Rayleightests
H _{0,01}	Kritischer Wert für den Rayleightest
HQ(a)	Höchster Hochwasserabfluss in einem Zeitraum
JD	Julianisches Datum
L _{SP}	Fließlänge entlang des Hauptgewässers vom Schwerpunkt bis zum Pegel
L _W	Länge der oberirdischen Wasserscheide
M	Anzahl der Werte der partiellen Serie
m	Rang
MD	Mittleres Auftretensdatum
MHN	Langjährige Mittelwerte der höchsten Monatsniederschläge
MHQ	Langjährige Mittelwerte der höchsten Monatsabflüsse
MQ	Mittlerer Abfluss
N, n	Stichprobenumfang
PK(i)	Pardé-Koeffizient eines Monats
max(PK _i)	Maximaler Pardé-Koeffizient
P _u [*] , P [*] (x _i)	Empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit

r	Empirischer Korrelationskoeffizient nach Bravais-Pearson
$\bar{r}$	Maß für die Streuung der Einzeldaten um das mittlere Auftretensdatum
r^2	Bestimmtheitsmaß (Quadrat des empirischen Korrelationskoeffizienten)
s_{xy}	Kovarianz einer zweidimensionalen Verteilung
s_a	Mittlere Winkelabweichung
T_n	Wiederkehrintervall der jährlichen Serie
T_n^*	Korrigierte Wiederholungszeitspanne für $T_n < 5$ Jahre
v	Variable der Clusteranalyse
$\bar{x}$	x- Koordinate des mittleren Auftretensdatums
$\bar{y}$	y- Koordinate des mittleren Auftretensdatums
z	Standardisierte Variable

IV Zusammenfassung

Hochwasser können als Summe aus zeitlich und räumlich variablen klimatischen Inputgrößen und den Einzugsgebietseigenschaften gesehen werden. Ein zusammenfassendes Maß dieser Größen kann die Saisonalität der Hochwasser sein.

Ziel der vorliegenden Arbeit war eine möglichst flächendeckende Berechnung der Saisonalität von Hochwasser in Baden-Württemberg. Auf dieser Grundlage sollten regionale Zusammenhänge gefunden und nach erklärenden Größen für die zeitliche Lage und Ausprägung der Hochwasser gesucht werden.

Die Saisonalitätsanalyse wurde für 215 Einzugsgebiete in Baden-Württemberg, deren Größe zwischen 10 und 960 km² variiert, durchgeführt. Neben der Betrachtung der Hochwasser erfolgte eine Saisonalitätsanalyse des Niederschlags, als wichtige Inputgröße des Abflussgeschehens.

Die Darstellung der saisonalen Information von Hochwasser und Niederschlag erfolgte mit Hilfe der Direktionalstatistik. Neben dem mittleren Auftretensdatum und der Variabilität der Hochwasser wurden mit dieser Methode auch der Monat des Auftretens des maximalen Pardé-Koeffizienten und der Pardé-Koeffizient dargestellt. Diese wurden aus den Regimen der langjährigen Mittelwerte der monatlich höchsten Abflüsse und Gebietsniederschläge (MHQ- und MHN-Regime) berechnet.

Insgesamt ergeben sich für Baden-Württemberg unterschiedliche räumliche Muster für die Saisonalität von Abfluss und Niederschlag. Die Saisonalität von Hochwasser konzentriert sich auf das Winterhalbjahr, während die Saisonalität der Niederschläge eine Häufung im Sommerhalbjahr zeigt. Das bedeutet, dass die Hochwasser nicht zur gleichen Zeit auftreten wie die extremen Niederschlagsereignisse, was durch die saisonal unterschiedlichen Speichereigenschaften der Einzugsgebiete erklärt werden kann. Eine Ausnahme bilden die Höhenzüge Schwarzwald und Odenwald, bei denen eine direkte Verbindung zwischen Saisonalität der Hochwasser und Saisonalität der Niederschläge besteht. Sie weisen bevorzugt eine Saisonalität im frühen Winter auf, was den Einfluss von Südwestwetterlagen im Winter auf das Hochwassergeschehen dieser Regionen deutlich macht. Die bei Südwestwetterlagen im Lee des Schwarzwald gelegenen Einzugsgebiete der Schwäbischen Alb zeigen dagegen eine Saisonalität im späten Winter.

Es zeichnen sich so räumliche Muster der Saisonalität der Hochwasser ab, die als wesentliche Folge der Topographie des Untersuchungsgebietes in Zusammenwirkung mit den hydrometeorologischen Gegebenheiten gesehen werden können. Ausgeprägte Saisonalität tritt an den Flanken und auf den Höhenzügen auf. Die eher flachen Gebiete, das Neckarbecken, der Kraichgau, Oberschwaben und die Oberrheinische Tiefebene zeigen eine größere Heterogenität der Saisonalität mit meist nur geringen Ausprägungen. Der Alpeneinfluss, hebt sich im Voralpenland durch das häufigere Auftreten von Einzugsgebieten mit Sommersaisonalität hervor, was auf den vor allem bei Nordwestwetterlagen auftretenden Stau effekt zurückzuführen ist.

Im Untersuchungsgebiet zeichnen sich Tendenzen der zeitlichen Verschiebung der Saisonalität der Hochwasser von West nach Ost und Nordost ab. Die Saisonalität der Hochwasser treten im Südwesten und Westen häufig im frühen Winterhalbjahr auf und verschieben sich nach Osten und Nordosten in das späte Winterhalbjahr. Das kann Ausdruck des Übergangs vom ozeanischen zu mehr kontinentalem Klima sein, der sich von West nach Ost vollzieht. Dieser Effekt wird jedoch überprägt von dem Einfluss der Topographie.

Das räumliche Muster der Saisonalität wird mit zunehmender Extremität deutlicher. Dies erklärt sich durch eine Zunahme der zeitlichen Variabilität der mittleren Auftretensdaten, die somit ein differenzierteres Bild zeigen. Es treten zunehmend auch Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität auf. Die Sommersaisonalität wird hauptsächlich durch räumlich begrenzte, konvektive Niederschlagsereignisse verursacht. Wintersaisonalität meist durch advektive Niederschläge, die einer großen räumlichen Ausdehnung unterliegen. Dementsprechend treten Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität der Hochwasser nur bis zu einer Größe von 300 km² auf.

Mittels Korrelationsanalysen konnten nur geringe lineare Zusammenhänge zwischen den topographischen Parametern der Einzugsgebiete und den verschiedenen Saisonalitätsmaßen gefunden werden.

Unter Anwendung der Clusteranalyse auf die Saisonalitätsparameter wurden räumlich zusammenhängende, homogene Regionen im Hinblick auf die Saisonalität der Hochwasser ermittelt. Eine Gliederung durch Schwellenwerte, entsprechend den mittleren Auftretensdaten und der Variabilität der Saisonalität, ergibt ein Gesamtbild, das sich zur Ableitung von Regionen, die hydrologisch erklärbar sind, eignet.

Stichworte

Saisonalität, Hochwasser, Niederschlag, Clusteranalyse, Korrelationsanalyse, Wiederkehrintervall, Baden-Württemberg, Regionalisierung

V English Summary

Floods are the consequence of temporally and spatially variable input parameters and the catchment characteristics. The seasonality can be seen as a measure of these parameters.

The aim of this study was to calculate the seasonality of flood in the southwest of Germany area-wide. On this basis, the regional coherences are studied and accountable variables for the temporal position and variability of floods are investigated.

The analysis of seasonality was conducted for 215 catchments in Baden-Württemberg, ranging from 10 to 960 km² in catchment size. Besides the analysis of floods, the seasonality of precipitation, an important input variable to runoff generation, was calculated.

The seasonality of flood and precipitation were investigated applying 'directional-statistics'. Beside the mean time of occurrence and the variability of floods, the seasonality of the highest mean monthly discharge and precipitation (MHQ- and MHN-Regime), quantified by using the Pardé-coefficient, were depicted with the same method.

As a result, the seasonality of discharge and precipitation show different spatial patterns in Baden-Württemberg. The majority of catchments are characterized by a winter seasonality of floods, whereas the seasonality of precipitation shows a summer seasonality of precipitation. The dominant flood occurrence is therefore disconnected from the extreme rainfall events, which can be explained by the seasonal differences in the storage characteristics of the catchments.

One exception to this are the mountain ranges of the Black Forest and the Odenwald, where the discharge and precipitation seasonality are closely connected. Flood and precipitation shows a seasonality in winter. The seasonality of floods occurs in early winter, a sign for the influence of southwest circulation during winter of these regions. In contrast, the catchments of the Swabian Alp, in the lee of the Black Forest during southwest circulation, show a seasonality during late winter.

The depicted spatial patterns of the seasonality of flood, are mainly a consequence of the catchment's topography and hydrometeorological influence. Pronounced seasonality occurs on mountains ranges and on their edges. The rather plane areas like the Neckar basin, the Kraichgau, Oberschwaben and the Upper Rhine Valley, show a larger heterogeneity of the seasonality. This seems to be caused by the smooth topography and therefore, a mix of different factors are influencing the seasonality. The influence of the Alps can be clearly seen by the more frequent occurrence of catchments with summer seasonality in the pre-alpine region, caused mainly by the blocking during north westerly circulation patterns.

In the investigated area, the flood seasonality seems to shift from west to east and northeast. The flood seasonality occurs in the southwest and west during the early winter half year and shifts, further east and northeast, to the late winter half year. This might be explained by the change of the climatic situation from oceanic to rather continental, moving from west to east in Baden-Württemberg.

The spatial pattern of the seasonality becomes more obvious with an increasing extremity. This is explained by the increase in the temporal variability of the mean time of occurrence, which therefore show a more distinct pattern. Furthermore, there is an increasing number of catchments with summer seasonality. This summer seasonality is mainly caused by spatially limited, convective rainfall events. In contrast, winter seasonality is typically induced by advective rainfall events with a spatially large extend. Therefore, catchments with a summer seasonality of floods only range up to a catchment area of 300 km².

Only weak linear correlations could be found between the topographic catchment parameters and the different measures of seasonality, using the correlation analysis.

The cluster analysis on the measures of seasonality did not form geographic regions concerning the flood seasonality. However, a classification using seasonality thresholds, was made. Following the mean time of occurrence and the variability of seasonality, lead to an overall pattern, from which hydrologically based regions could be derived.

Key Words

Seasonality, flood, precipitation, cluster analysis, correlation analysis, recurrence interval, Baden-Wuerttemberg, regionalization

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Hochwasser sind das Resultat von vielen meteorologischen und hydrologischen Prozessen, die komplex interagieren. Durch zahlreiche Abflussprozessstudien in Forschungseinzugsgebieten werden die hydrologischen Prozesse teils detailliert erkannt und können quantifiziert werden. Dem gegenüber steht ein synoptisches Gesamtbild, das insbesondere für die Ableitung von Regionen gut geeignet sein kann, das heißt eine gute Beurteilung der regionalen Verteilung dieser Prozesse erlaubt. Diese haben spezielle Charakteristiken wie zum Beispiel die Periodizität. Wenn diese Charakteristiken bekannt sind, kann möglicherweise auf die sie auslösenden Prozesse geschlossen werden (MERZ et al., 1999, BLÖSCHL et al., 1999).

Die Saisonalität, das heißt der Zeitpunkt des Auftretens innerhalb eines Jahres und das Ausmaß der Schwankungen innerhalb eines Jahres, von hydrologischen Größen, ist eine bedeutende Charakteristik bei Hochwasserprozessen. Es handelt sich um eine Eigenschaft, welche gut geeignet ist, Ähnlichkeiten zwischen Einzugsgebieten zu beschreiben, weil mehrere Gebietseigenschaften in einem Maß zusammengefasst werden. Es kann somit als ein integrales Bewertungskriterium, das heißt als Indikator für eine Reihe unterschiedlicher hydrologischer Bedingungen, bezeichnet werden (HAUPT, 1999). Ähnlichkeiten im mittleren Eintrittszeitraum der Hochwasser können aus Ähnlichkeiten in mehreren hochwasserbeeinflussenden physiographischen und meteorologischen Bedingungen resultieren. Als Beispiel seien hier die Niederschläge, die Schneeschmelze, die Wetterlagen und das Gebietsverhalten genannt. In vielen Regionen treten Hochwasser nicht gleichverteilt über das Jahr auf und ihre Auftretenswahrscheinlichkeit ist je nach Jahreszeit unterschiedlich (MAGILLIGAN & GRABER, 1996, BLACK & Werritty, 1997, UHLENBROOK, 2000). Die Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag der Einzugsgebiete kann hierbei einen guten Rückschluss auf Prozesse zulassen, die mit dem Hochwasserverhalten in Verbindung stehen.

Im „KLIWA“-Projekt ¹, „Analyse der Entstehung extremer Hochwasser“ wurden für 29 Pegel-einzugsgebiete in Baden-Württemberg unterschiedliche statistische Verfahren und Visualisierungstechniken angewandt, um die Bedeutung verschiedener Einflussgrößen (Raum- und

¹ KLIWA steht für Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft; es handelt sich um ein Kooperationsvorhaben der Länder Baden-Württemberg und Bayern sowie dem Deutschen Wetterdienst.

Geodaten, meteorologische Parameter) zu bestimmen. Eine Clusteranalyse führte zu einer plausiblen regionalen Gliederung des Untersuchungsraumes, die Hauptregionen ausweist, die durch ähnliche zeitliche Verteilung der Hochwasser charakterisiert sind. Für die Saisonalitätsanalyse wurden die MHN- Regime (mittleren monatlichen höchsten Niederschläge), die MHQ- Regime (mittleren monatlichen höchsten Abflüsse) und die Extremereignisse der Hochwasser und Niederschläge herangezogen. Insgesamt zeigte sich bei den Niederschlags- und Hochwasserereignissen eine ausgeprägte Saisonalität, welche regional unterschiedlich ausgeprägt ist.

Die Korrelationen der gebietsspezifischen Parameter aller Pegel ergaben, dass die Daten sehr heterogen sind und zum Teil stark streuen. Bei der exemplarischen Betrachtung der Skalenabhängigkeit von Gebiets- und ereignisspezifischen Parametern am Beispiel von fünf Pegeln im Donaueinzugsgebiet konnte ein beträchtlicher Teil dieser Streuung auf den Skaleneinfluss zurückgeführt werden.

PIOCK- ELLENA et. al. (2000) ermittelten verschiedene Saisonalitätsmaße, die neben dem Zeitpunkt des Auftretens der Hochwasser, das zeitliche Auftreten von Extremniederschlägen, das Abflussregime und den jahreszeitlichen Verlauf des mittleren Niederschlags berücksichtigten. Die Saisonalitätsparameter für die mittleren Niederschläge und Monatsabflüsse wurden nach Pardé quantifiziert, die Jahreshochwässer und maximalen jährlichen Tagesniederschläge nach Burn (1997). Durch diese Quantifizierungen erhält man Vektoren, die den Schwerpunkt des zeitlichen Auftretens und die Stärke der Saisonalität, das heißt die Variabilität des Auftretens darstellen. Auf Grundlage der Saisonalitätsmaße wurde eine Clusteranalyse zum Auffinden homogener Regionen durchgeführt, die weitere Prozessinterpretationen ermöglichten. Lecce (2000) nutzte, bei Saisonalitätsanalysen jährlicher Hochwasser in den Vereinigten Staaten, die Clusteranalyse mit dem Ziel der Identifizierung von Regionen homogener saisonaler Eigenschaften. Untersuchungsschwerpunkt war der Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die saisonale Verteilung der Hochwasser.

Ziel der Forschung von MAGILLIGAN & GRABER (1996) war die Ermittlung der hydroklimatologischen und geomorphologischen Steuerfaktoren für den Zeitpunkt der Hochwasser. Die Saisonalität der Hochwasser und deren Variabilität wurden bei den Regressionsanalysen als Zielgrößen eingesetzt. Ähnliche Untersuchungen führten BLACK & WERRITTY (1997) im Norden Großbritanniens durch. Zur Ermittlung der Steuerfaktoren wurden Regressionsanalysen mit Raum-, Geo- und Niederschlagsdaten durchgeführt. MICHAUD (2001) untersuchte mit Hilfe der Saisonalitätsanalyse die Rolle von Wetterlagen und Klima auf die Hochwasser. Er

verzichtete auf die Einbeziehung von Einzugsgebietscharakteristiken. Diesen werden von verschiedenen Autoren bei statistischen Analysen von Hochwasser nur geringe Aussagekraft zugesprochen (PIOCK-ELLENA, 2000, BATES, 1998).

Die Saisonalität der Hochwasser nimmt bei der Regionalisierung an Bedeutung zu. Dies belegt die vielfältige Anwendung von Saisonalitätsanalysen in der Hydrologie. Die räumliche Abgrenzung von Regionen, die in Hinblick auf das Verhalten extremer Ereignisse als homogen angesehen werden können, ist Vorbedingung für eine Regionalisierung von Hochwasserkennwerten. Es wird davon ausgegangen, dass Einzugsgebiete mit ähnlicher Saisonalität die für die Regionalisierung notwendige Homogenität aufweisen (HAUPT, 2000).

1.2 Ziel

Ziel der Arbeit ist eine möglichst flächendeckende Berechnung und Visualisierung der regionalen Verteilung der Saisonalität der Hochwasser in Baden-Württemberg für verschiedene Skalen und Jährlichkeiten. Die Untersuchung der Hochwasser mit Wiederholungszeitspannen unter zehn Jahren ermöglicht eine breitere Datenbasis. Es kann der Frage nachgegangen werden, inwieweit die Jährlichkeit Einfluss auf Richtung und Ausprägung der Saisonalität hat. Je nach Größenverteilung der Einzugsgebiete kann ein Vergleich der verschiedenen Skalen durchgeführt werden.

Da davon ausgegangen wird, dass die Saisonalität von hydrologischen Größen, genauer die Saisonalität der Hochwasser und Niederschläge auf hochwasserauslösende Prozesse und damit auf das Hochwasserverhalten schließen lässt, sollen anhand der Saisonalität der Einzugsgebiete die Steuerfaktoren von Hochwasser bestimmt werden. Ähnliches Verhalten im Hinblick auf die Saisonalität wird als Reaktion auf ähnliche hochwasserauslösende Prozesse gesehen. Auf dieser Grundlage sollten sich weiterhin regionale Zusammenhänge im Hinblick auf die Saisonalität von Hochwasser bestimmen lassen.

Als meteorologischer Parameter diene der Niederschlag, die wichtigste Inputgröße des Abflussbildungsprozesses und entscheidender Faktor des Auftretens von Hochwasser.

1.3 Konzept

Die Gliederung der Diplomarbeit spiegelt die Konzeption der Vorgehensweise wieder und kann wie folgt dargestellt werden:

In **Kapitel 2** wird ein allgemeiner Überblick der relevanten hydrometeorologischen Parameter, wie und der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes Baden-Württemberg gegeben. Dabei wird versucht die regionalen Besonderheiten der einzelnen Parameter aufzuzeigen.

Kapitel 3 befasst sich mit den vorhandenen Datensätzen, die freundlicherweise von der Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) in Karlsruhe, dem Deutschen Wetterdienst (DWD) und dem Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVA) zur Verfügung gestellt wurden. Für die 215 Einzugsgebiete liegen jeweils Abflussdaten auf Tagesmittelwertbasis, deren Zeitreihenlängen zwischen 20 und 84 Jahren variieren, Tageswerte des Gebietsniederschlags für den Zeitraum 01.01.1931 bis 31.12.1997 und topographische Einzugsgebietsdaten vor.

In **Kapitel 4** erfolgt nach Auswahl geeigneter Hochwasserkenngrößen zur Ermittlung der Saisonalität, deren Berechnung mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitsanalyse. Das geschieht durch Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion an die Jahreshöchstwerte der Beobachtungsreihe. Da sich die Hochwasserkennwerte im weiteren Verlauf als nicht geeignet erwiesen, wurden Schwellenwerte zur Generierung partieller Serien herangezogen. Die angewendeten Methoden werden ausführlich beschrieben.

Die in den Abfluss- und Niederschlagszeitreihen enthaltene saisonale Information wird in **Kapitel 5** ermittelt und dargestellt. Es bedarf zunächst der Bestimmung quantitativer Kennwerte. Hierzu zählen die aus den MHQ- und MHN-Regimen gewonnenen maximalen Pardé-Koeffizienten und der Monat seines Auftretens, sowie die hier als Saisonalitätsparameter nach Burn bezeichneten Maße mittleres Auftretensdatum der Ereignisse und Variabilität. Die Direktionalstatistik ermöglicht eine effektive Darstellung der Saisonalitätsparameter. Die zeitlichen und räumlichen Muster der Saisonalität der Hochwasser und Niederschläge werden als Gesamtbilder ausgewertet und anschließend versucht die dahinterliegenden hochwasserauslösenden Prozesse zu bestimmen.

In **Kapitel 6** wird versucht die schon in Kapitel 5 getroffenen Aussagen über die Steuerfaktoren zu objektivieren und mit Hilfe der Clusteranalyse, sowie einer Zuordnung entsprechend der mittleren Auftretensdaten und Variabilität, Regionen ähnlicher Saisonalität abzugrenzen.

Kapitel 7 dient der abschließenden Betrachtung und Diskussion aller Ergebnisse.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Einführung

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über das gesamte Bundesland Baden-Württemberg und ist dem westeuropäischen Raum zuzuordnen. Die Grenzen werden im Süden und Westen durch den Rhein beziehungsweise die Landesgrenze zur Schweiz und zu Frankreich gebildet. Die Bundesländer Rheinland-Pfalz und Hessen sind die innerdeutschen Anrainer im Norden und Nordwesten, im Osten ist es das Bundesland Bayern (Abb. 2.2). Das eine Fläche von 35.751 km² umfassende Baden-Württemberg ist das drittgrößte der deutschen Bundesländer. Die maximale Ausdehnung in Ost-West-Richtung beträgt circa 220 Kilometer ($\sim 7^{\circ}30'$ Ost bis $\sim 10^{\circ}30'$ Ost). Die Nord-Süd Erstreckung von Frankfurt bis zum Bodensee zählt etwa 240 Kilometer ($\sim 47^{\circ}50'$ Nord bis $\sim 49^{\circ}50'$ Nord) (www.bundesrat.de, 2001). Der höchste Punkt ist der Feldberg mit 1493 m über NN, tiefster Punkt des Landes ist der Rheinpegel bei Mannheim mit circa 85 m über NN.

Der Untersuchungsraum wird von den Strömen Rhein (78 Prozent der Landesfläche) und Donau (22 Prozent der Landesfläche) entwässert. Zwischen diesen beiden Einzugsgebieten verläuft die europäische Hauptwasserscheide zwischen Nordsee und Schwarzem Meer (BORCHERDT, 1991).

2.2 Naturräumliche Haupteinheiten und Relief

Baden-Württemberg zeigt ein stark gegliedertes Relief und ist durch eine Vielfalt unterschiedlicher Landschaften gekennzeichnet. Es stellt dadurch einen in seiner naturräumlichen Ausstattung vielgestaltigen Untersuchungsraum dar (HUTTENLOCHER, 1972).

Aus dem Relief, den Bodenarten, dem Klima und der natürlichen Vegetation leitet sich die naturräumliche Gliederung des Untersuchungsraumes ab. Nach geologischem Bau und Reliefgestaltung kann eine grobe Einteilung Südwestdeutschlands in die Räume Oberrheinisches Tiefland mit den flankierenden Gebirgszügen Schwarzwald und Odenwald, Südwestdeutsches Schichtstufenland und Alpenvorland erfolgen (BORCHERDT, 1991). Innerhalb dieser Großräume ist das Gebiet besonders vielfältig in seiner natürlichen Ausstattung, weshalb mehrere Gruppen naturräumlicher Haupteinheiten unterschieden werden (Abb. 2.1)

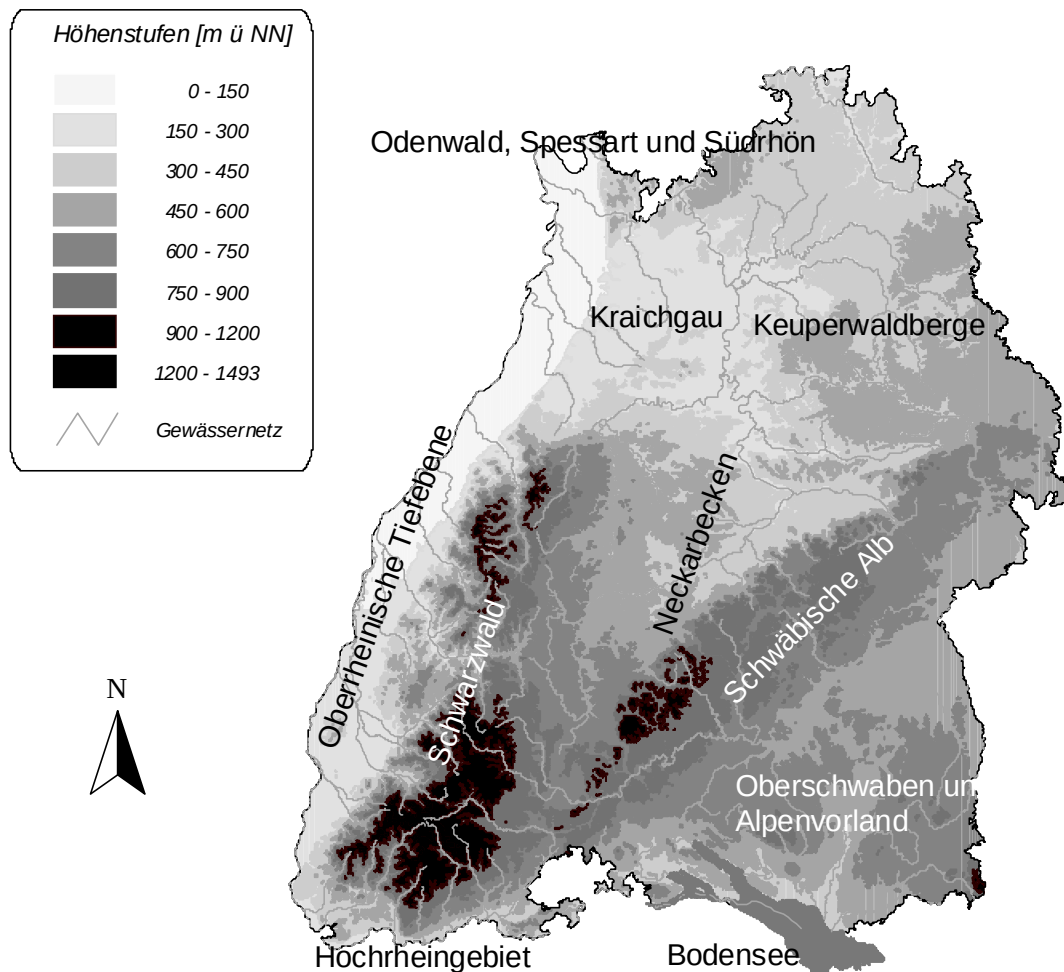


Abb. 2.1: Landschaftseinheiten und Höhenstufen Baden-Württembergs.

Der westliche Untersuchungsraum wird von der **Oberrheinischen Tiefebene** begrenzt, einer im Tertiär eingesenkten Bruchzone, mit einer Ausdehnung von ca.250 km Länge und 30 bis 40 km Breite. Sie erstreckt sich von SSW nach NNO. Überwiegend mit quartären Kiesen und Sanden aufgefüllt und teils von Lößdecken oder Schottern der Schwemmfächer überlagert, fällt die Aufschüttungsebene gleichmäßig von 250m im Süden bis auf 90m im Norden ab. Die randlichen aus der quartären Füllmasse herausragenden Schollen bilden die den Schwarzwald und Odenwald begleitende Vorbergzone und die Grabenrandscholle. Hierzu gehören z.B. die

Emmendinger Vorberge, die Schönberggruppe und das im Süden anschließende Markgräfler Hügelland, sowie der Tuniberg (314 m) und Kaiserstuhl. Der Kaiserstuhl (557 m) in der Hauptsache jungtertiären vulkanischen Ursprungs überragt die Niederterrasse des Rheins (HUTTENLOCHER, 1972; MÄCKEL, 1992; BORCHERDT, 1991).

Mit dem Einsinken des Oberrheingrabens erfolgte gleichzeitig die Heraushebung der Randgebirge **Odenwald und Schwarzwald**. Beim Odenwald handelt es sich um eine Landschaft, die nur im nördlichen Randbereich zu Baden-Württemberg gehört. Größere Bedeutung hat hingegen der Schwarzwald, der eine nach Osten geneigte Pultscholle darstellt, mit einem markanten durch die Randverwerfung bedingten Steilabfall zum Oberrhein hin. Nach dem Grad seiner Heraushebung kann der Schwarzwald in drei Bereiche gegliedert werden. Den Nord-schwarzwald mit der 1164 m hohen Hornisgrinde, daran anschließend als tektonische Mulde der Mittlere Schwarzwald der vom Kinzigtal beherrscht wird und im Süden der Hoch-schwarzwald mit dem Feldberg (1493 m) (KULLEN, 1989). Während der Heraushebung der Randgebirge kam es zu einer starken Abtragung, die vor allem im südlichen und westlichen Schwarzwald das kristalline Grundgebirge freilegte. Die Entstehung der stark zertalten Formen dieses weitgehend aus Gneisen- und Graniten aufgebauten Gebietes wird besonders den Zuflüssen der Möhlin und des Neumagens zugesprochen, die sich tief in das stark zersetzte kristalline Gestein eingeschnitten haben (MÄCKEL, 1992). Die Höhenbereiche des Schwarzwalds, insbesondere das Feldberggebiet wurden glazial überformt. In einigen Bereichen liegen über dem verkrusteten Kristallinsockel periglaziale Schuttdecken (BORCHERDT, 1991, HANDTKE, 1993). Das Zartener Becken (Dreisamtal), das seine Entstehung dem alternierenden Zusammenspiel von Tektonik und Erosion verdankt (LIEHL, 1983 in Mäckel, 1992) und die Höllental-Gutach-Linie trennen den Mittleren Schwarzwald vom Hochschwarzwald. An der Nord- und Ostabdachung von Schwarzwald und Odenwald ist mit dem Buntsandstein die unterste Schicht der triassischen Deckschichten erhalten und prägt am Ostrand noch großflächig das Gebirgsrelief. Sowohl Schwarzwald als auch der Odenwald sind größtenteils bewaldet (BORCHERDT, 1991; HANTKE, 1993).

An die Randgebrige Schwarzwald und Odenwald schließt nach Osten das **Südwestdeutsche Schichtstufenland** an. Es wird von vier naturräumlichen Einheiten gebildet, die eng an die ausstreichenden Mesozoischen Schichten angelehnt sind, welche dem Grundgebirge und dem Buntsandstein der Randgebirge aufliegen: die Gäulandschaften (Muschelkalk), das Keuperbergland (Keuper), das Albvorland (Schwarzer und Brauner Jura beziehungsweise Lias und Dogger) und die Schwäbische Alb (Weißer Jura beziehungsweise Malm).

Die größte Einheit stellen die **Gäulandschaften** dar, deren Muschelkalkflächen überwiegend von waldarmen, ausgedehnten Ebenen charakterisiert sind. Sie ziehen als diagonales Band von der Baar im Südwesten über die oberen Gäue zum Neckarbecken und zur tektonischen Senke des Kraichgaus, in der inselartig Reste von Keuperschichten erhalten sind (Stromberg und Heuchelberg). Im Nordosten schließen die mainfränkischen Gäuplatten an (KULLEN, 1989). Die Muschelkalkflächen der südlichen Gäuplatten sind stark verkarstet, Trockentäler und Dolinen charakterisieren die Heckengäue. Die anschließenden Korngäuplatten sind dagegen von geringmächtigen Schichten des Lettenkeupers abgedichtet und teilweise von ausgedehnten Lößdecken überlagert (HUTTENLOCHER, 1972).

Das **Keuper-Bergland** säumt im Südosten als schmales Band die Gäulandschaften und weitet sich ab dem mittleren Neckar nach Nordosten immer mehr aus. Die Schichten des mittleren oberen Keupers bestehen aus wechselnden Folgen von leicht ausräumbaren Mergeln und widerständigen Sandsteinen, die als Stufenbildner weitgehend bewaldet sind (HUTTENLOCHER, 1972). In die welligen Keuperhöhen hat sich, durch den relativ undurchlässigen, wenig widerständigen Untergrund, ein dichtes und stark bewaldetes Talnetz eingeschnitten (BORCHERDT, 1991).

An das Keuper-Bergland schließt sich das nördlich und westlich der Schwäbischen Alb gelegene **Albvorland** an. Die vorherrschenden Braun- und Schwarzjuraschichten bestehen hauptsächlich aus Tonen und Mergeln geringer Widerstandsfähigkeit, in die sich Bäche tief eingeschnitten haben. Stufenbildner sind eingeschaltete Schichten aus harten Kalken und Ölschiefer. Die herauspräparierten Schichtstufen sind durch Terrassen charakterisiert, die teilweise von Lößlehm überdeckt sind. (HUTTENLOCHER, 1972).

Die **Schwäbische Alb** hebt sich als ausgeprägte Karstlandschaft scharf von den benachbarten Naturräumen ab und findet ihren morphologischen Ausdruck in großen Trockentalzügen, Karsthöhlen, Dolinen, Ponoren, unterirdischen Kluft- und Rinnensystemen (Donauversickerung zwischen Immendingen und Beuron) und Karstquellen (Aachtopf) (GEYER, 1991, DEMUTH, 1993). Mit 700 bis 1000 m Höhe bildet sie das Dach der Schichtstufentreppe Süddeutschlands und überragt das Neckarland mit einem bis zu 300 m hohem Stufenrand (Albtrauf). Die Albhochfläche ist zur Donau hin geneigt und lässt sich in drei Formenkreise gliedern. Im Südwesten bilden bankige Jurakalke und darüber liegende undurchlässige Mergelschichten den Untergrund der welligen Schichtflächenalb, die von breiten Trockentälern durchzogen wird. Sie wird im mittleren Bereich durch die Kuppenalb abgelöst, die aus völlig verkarsteten, ungeschichteten Massenkalken besteht. Sie sind als vielgestaltige Berge und

Kuppen herauspräpariert worden, zwischen denen sich ein dichtes Netz von Trockentälern und Dolinen windet. Zur Kuppenalb gehören schließlich noch die vulkanischen Tuffschlote und Maare, im Albtrauf als Kegelberge herausmodelliert, auf der Hochfläche meist nur flache Mulden bildend. Im Südteil schließt sich die wenig gegliederte Flächenalb an, die ihr geringes Relief einer Überflutung durch ein tertiäres Meer verdankt (KULLEN, 1989, HUTTENLOCHER, 1972; GEYER, 1991). Das Nördlinger Ries, ein Meteoritenkrater von 26 km Durchmesser, trennt die Schwäbische Alb im Nordosten von der Fränkischen Alb. Im Süden grenzt die Schwäbische Alb an das oberschwäbische Molassebecken, die Donau bildet auf weite Erstreckung die ungefähre Grenze (GEYER, 1991). Die Böden der Schwäbischen Alb lassen sich der Topographie entsprechend einteilen.

Das **Alpenvorland**, einschließlich Hegau und Bodenseebecken, die dritte landschaftliche Großeinheit in Südwestdeutschland, verdankt seinen Namen der geographischen Lage sowie der starken geologischen und klimatischen Beeinflussung durch die Alpenformation. Seine Höhe reicht von etwa 400 bis 800 m über NN. Das Alpenvorland stellt einen in Folge der Alpenogenese angelegten Senkungstrog dar, der mit tertiärer Molasse und quartären Ablagerungen aufgefüllt ist. Das Alpenvorland, das seine Formenwelt der Eiszeit verdankt, kann in zwei Bereiche unterteilt werden: das Altmoränenland, das zur Donau hin entwässert und das zum Bodensee abfallende Jungmoränenland. Die direkt an die Schwäbische Alb angrenzende **Altmoränenlandschaft** wurde in der Risseiszeit zuletzt glazial überformt. Insbesondere im Bereich der Iller-Lech-Schotterplatten sind teils komplizierte Wechsellagerungen von glazialen und fluvialen, stufenbildenden Schottern zu finden. Die Landschaft wird durch weitgespannte Platten, zu flachen Hügeln eingeebnete Moränenwälle und breite, oft vermoorte Täler charakterisiert, deren auffällig parallele Ausrichtung von Süd nach Nord im Zuge der eiszeitlichen Alpenvergletscherung angelegt wurde. Weite Teile des Altmoränenlandes sind mit Löß überdeckt.

Im Süden schließt sich die **Jungmoränenlandschaft** mit dem Bodenseebecken an. Aufgrund der kürzer wirkenden Erosion seit der Würmeiszeitlichen Überformung ist hier der glaziale Formenschatz besser erhalten. Das wechselhafte unruhige Relief wird von Endmoränenwällen, steilen Hügeln und unterschiedlich großen Beckenräumen mit Seen und Mooren geprägt, in denen einige Molasseberge aus widerstandsfähigem Gestein (Nagelfluh) herausragen (HUTTENLOCHER, 1972; GEYER, 1991; BORCHERDT, 1991). Eine Besonderheit bildet das tektonisch angelegte und durch fluviatile und glaziale Erosion übertiefte Zungenbecken des Bodensees. Die Ursache der starken fluviatilen Erosion ist die im Altpleistozän erfolgte Umlen-

kung des Alpenrheins nach Westen zum Hoch- und Oberrhein, die Erweiterung und Exaration des Seebeckens erfolgte dann durch die Eismassen des würmeiszeitlichen Rheingletschers. Der Bodensee ist mit 538 km² Fläche der größte See Deutschlands (GEYER, 1991). Westlich des Bodensees schließt sich die durch jungtertiären Vulkanismus geprägte Landschaft des Hegaus an. Die herauspräparierten Vulkanschlote geben der Landschaft ihr eigentliches charakteristisches Gepräge. Schotter und Moränen des Riß- und Würm-Glazials überdecken große Gebiete (GEYER, 1991).

2.3 Klima

2.3.1 Einführung

Das Klima Baden-Württembergs wird durch die Lage zwischen dem ozeanischen Klima des Nordatlantik und dem kontinentalen Klima Osteuropas bestimmt. Auf Grund der vorherrschenden westlichen Winde überwiegt der ozeanische Einfluss und bedingt ein herankommen feuchter Luftmassen, sowie eher ausgeglichene, milde Temperaturen im Jahresverlauf. Die kontinentalen Klimabedingungen zeichnen sich durch relativ kalte Winter (kontinentales Kältehoch); heiße Sommer (kontinentales Hitzetief) und allgemein geringere Niederschläge aus. Weitere wichtige Einflussfaktoren sind das Relief und die Höhenlage. Angesichts der oben beschriebenen kleinräumigen Differenziertheit Baden-Württembergs, zeigen vor allem die höhenabhängigen Klimaparameter Niederschlag und Temperatur deutliche räumliche Strukturen (BORCHERDT, 1991).

2.3.2 Temperatur

Die Lage Baden-Württembergs im Südwesten von Deutschland hat starken Einfluss auf die Charakteristik der Lufttemperatur. Die Jahresschwankungen sind am stärksten in Gebieten mit kontinentalem Einfluss, wie die Baar und die Osthälfte Baden-Württembergs mit Jahresschwankungen der Lufttemperatur über 19 °C. Wohingegen die geringsten Jahresschwankungen in den freien Höhenlagen z.B. auf dem Feldberg und am Klippeneck von 15 bis 17 °C zu finden sind. Dies ist teils durch die stärkere Bewölkung im Sommer, teils durch die im Winterhalbjahr immer wieder auftretenden Hochdruckwetterlagen bedingt (siehe unten). Je bedeutender der Einfluss der Luftströmungen von Westen, desto ausgeglichener wird der Jahres-

gang der Lufttemperatur, da diese Luftströmungen im Winter wärmend und im Sommer kühlend wirken.(STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Grundsätzlich ist die Temperatur im Untersuchungsgebiet mit der Geländehöhe korreliert. So zählt das tiefgelegene Oberrheingebiet mit einer mittleren Lufttemperatur von 10 °C zu den mildesten Regionen Deutschlands. Die mittlere Lufttemperatur des Alpenvorlandes und der Gäulandschaften mit Werten zwischen 7 °C bis 9 °C, der Schwäbischen Alb von 6° C und des Feldberges mit 3,2 °C liegen deutlich niedriger (Abb. 2.2). Ausnahmen von der Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe bilden die tiefen Flusstäler Baden-Württembergs, z.B. des Neckars oder der Donau, aber auch der Oberrheingraben, bei länger anhaltenden Hochdruckwetterlagen im Winter. Bilden sich in ihnen Kaltluftseen können diese bei ausreichend hoher Luftfeuchtigkeit zu oftmals mehrere Tage anhaltendem Nebel führen. Die umliegenden höheren Lagen, wie zum Beispiel der Schwarzwald, ragen daraus hervor und weisen teils um zehn Grad höhere Lufttemperaturen auf (BORCHERDT, 1991, DEMUTH, 1993, STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

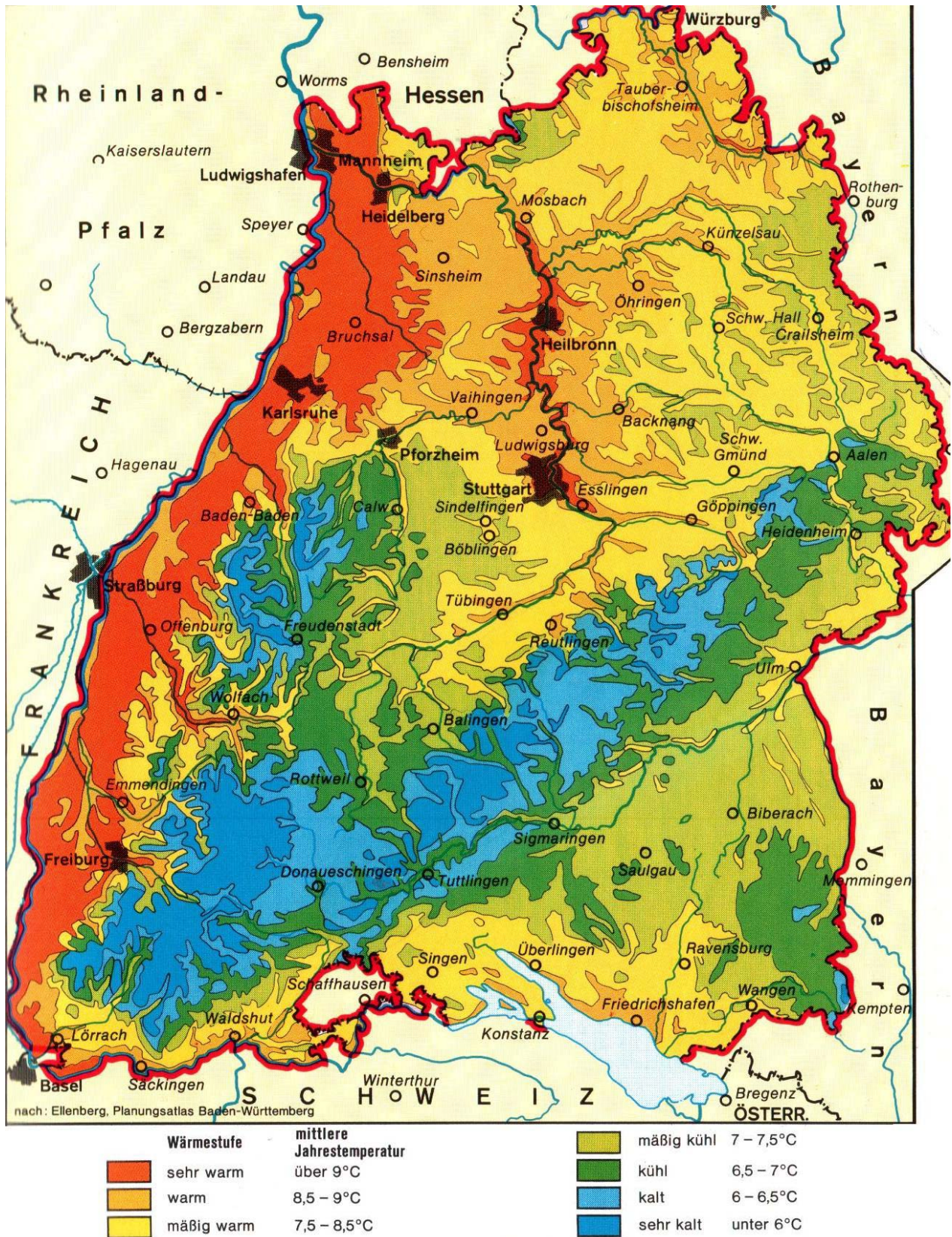


Abb. 2.2: Karte der Mittleren Jahrestemperatur in Baden-Württemberg (aus BORCHERDT, 1991).

Das **Oberrheinische Tiefland** zählt klimatisch zu den begünstigten Räumen Baden-Württembergs. Besonderen Einfluss hat die Lage zwischen den hohen Randgebirgen. Westlich liegt die Oberrheinebene im Schutz der Vogesen. Im Osten wird sie vor kalten Luftmassen durch den Schwarzwald geschützt. Während von Südwesten die Burgundische Pforte das Einströmen warmer, feuchter Luftmassen aus dem Mittelmeerraum ermöglicht. Die mittleren Julitemperaturen reichen von 18° C bis 20° C, die Winter bleiben mild mit Januarmittelwerten von meist über 0° C. Unterschiede der mittleren Temperaturen im West-Ost Verlauf sind auf die Windschatten spendenden Vogesen zurückzuführen. So finden sich in Breisach, im Vergleich zu Freiburg, um 0,3° C bis 0,6° C höhere Sommer- beziehungsweise Wintermitteltemperaturen (BORCHERDT, 1991, REKLIP, 1995).

Der nördlichste Teil des Untersuchungsgebietes mit **Odenwald** und **Bauland** ist klimatisch ähnlich benachteiligt wie der Schwarzwald. Kennzeichnend sind mittlere Temperaturen im Januar von –1° bis –2° C, im Juli von 16° bis 17° C. Weiter nach Süden, vor allem in den Tälern, steigen die Mitteltemperaturen im Tauberland auf über 0° im Januar und über 18° C im Juli.

Der **mittlere Neckarraum** und der **Kraichgau** gehören durch die meist nur geringen Höhenlagen zu den wärmebegünstigten Landschaftsflächen. Es herrscht ein ausgesprochenes Beckenklima mit kontinental geprägtem Temperaturgang. Die mittleren Jahrestemperaturen liegen am Ostrand bei circa 8° C und erreichen am Westrand 9° C. Julimittelwerte liegen zwischen 17,5° C und 18,5° C, das Januarmittel knapp über 0° C.

Die Temperaturen des **südlichen Neckarlandes** werden durch die nicht unbeträchtlichen Höhenunterschiede beeinflusst. Vor allem die Baar ist mit einer Höhenlage von über 700 Metern durch häufige winterliche Fröste und Kaltluftseen benachteiligt.

Im **Hohenloher Land** und den **Keuperwaldbergen** variiert die Höhenverteilung das Klima. Den Westen prägt ein noch ozeanisches Klima, nach Osten nimmt die Kontinentalität zu. Den mittleren Januartemperaturen von 0° C im Westen und –1° C im Osten stehen mittlere Julitemperaturen von 18,5° C und 16,5° C gegenüber. Auf den Höhen betragen die mittleren Temperaturen nur –1,5° C beziehungsweise 15,9° C.

Die Temperaturen der **Schwäbischen Alb** gliedern sich entsprechend der Höhenlage, in das wärmere Unterland und die kalten Randhöhen. Die Januarmitteltemperatur der Randhöhen beträgt nur –3° C, die mittlere Julitemperatur liegt bei 15° C.

Das **Alpenvorland** wird durch den Klimaübergang vom ozeanischen Westen zum kontinentalen Osten geprägt. Im Januar liegen die Mitteltemperaturen zwischen –2° C und –3° C, im Juli

zwischen 16° C und 17° C. Im gebirgigen Südosten sinken die Werte noch etwas tiefer, während sie aufgrund der Auswirkung der Wärmespeicherung des Sees und der tiefen Lage im Bodenseebecken höher sind (BORCHERDT, 1991).

2.3.3 Wind

Die **Hauptwindrichtung** in Baden-Württemberg ist Südwest bis West, wobei im Winterhalbjahr Winde aus Südwest und im Sommerhalbjahr aus West, zum Teil auch Nordwest vorherrschen. Generell ist eine Tendenz zu einer Änderung der Windrichtung von Südwest nach West mit zunehmender Höhe zu verzeichnen. Die Hauptwindrichtungen sind ungestört jedoch nur auf den freiliegenden Kuppen und Gipfeln von Schwarzwald, Odenwald und Schwäbischer Alb zu beobachten. Sonst kommt es häufig zu Abweichungen, die vor allem durch das Relief begründet sind. In den Tälern kann die Hauptwindrichtung auch durch lokale Windsysteme dominiert werden (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Generell sinkt die **Windgeschwindigkeit** mit zunehmender Entfernung vom Meer. Dem gegenüber steht eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Dieser Effekt sorgt dafür, dass auf den Höhen des Schwarzwaldes ähnliche Geschwindigkeiten gemessen werden wie an den Küsten Norddeutschlands (GERTH, 1994). Im Mittel weisen die Höhenlagen von Schwäbischer Alb und Schwarzwald Windgeschwindigkeiten zwischen fünf und über sechs Metern pro Sekunde auf. Die mittleren Windgeschwindigkeiten liegen sonst in weiten Teilen Baden-Württembergs zwischen zwei und drei Metern pro Sekunde. Im Jahresverlauf treten die höchsten Windgeschwindigkeiten in Baden-Württemberg in den Monaten Oktober bis April auf. Die Monate Mai bis September zeichnen sich eher durch geringe Windgeschwindigkeiten aus, eine Ausnahme bilden hier stärkere Böen bei durchziehenden Gewitterfronten (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

2.3.4 Die Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg

Niederschlagsauslösend sind vor allem die mit Tiefdruckgebieten herangeführten feuchten Luftmassen aus südwestlichen bis nördlichen Richtungen. Die von verschiedenen Faktoren wie ozeanisch-kontinentalem Einfluss und der orographischen Höhe überlagert werden. Je nach Entstehungsursache der Niederschläge können sie vereinfacht in den advektiven und den konvektiven Niederschlagstyp unterteilt werden.

Erfolgt die Zufuhr von Luft überwiegend in horizontaler Richtung, spricht man von **advektiven Niederschlägen**. Diese meist zyklonalen Niederschläge sind an Frontalerscheinungen zwischen unterschiedlichen Luftmassen und somit an Tiefdruckgebiete geknüpft. Die Niederschläge haben flächenhaften Charakter, so dass ihre Ausdehnung häufig mehrere tausend Kilometer beträgt (BLÜTHGEN und WEISCHET, 1980).

Werden die heranströmenden feuchten Luftmassen an Höhenzügen zum Aufstieg gezwungen entstehen Staueffekte, wobei Wolken- und Niederschlagsbildung stattfindet (DIERCKE, 1987). Auf der Rückseite der Gebirge sinken die Luftmassen ab. Sie erwärmen sich, das Kondensationsniveau steigt und die Wolken lösen sich wieder auf. Die Gebiete im Leeder Gebirge sind daher durch relativ geringere Niederschlagsmengen geprägt.

Konvektivniederschläge beruhen auf dem wärmebedingten Aufsteigen horizontal relativ eng begrenzter Luftmassen. Die Aufwärtsbewegung muss über das Kondensationsniveau hinausreichen. Eine labile Luftschichtung ist wenigsten in den unteren Teilen der Troposphäre Voraussetzung. Die vertikalen Luftbewegungen führen zur Bildung von Cumuluswolken, die örtlich begrenzte Niederschläge mit hoher, wechselnder Intensität und kurzer Dauer verursachen können. Neben der labilen Luftschichtung sind eine hohe Wärmeeinstrahlung und ein ausreichender Wasserdampfgehalt der Luft Voraussetzung für die Entstehung konvektiver Niederschläge (BLÜTHGEN und WEISCHET, 1980).

Die **Niederschläge** werden stark durch die vorherrschenden Winde, beziehungsweise die dadurch herangeführten feuchten Luftmassen, geprägt. So bringen die Winde aus Südwesten und Westen meist ergiebige Niederschläge. Bei der Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet spielen die Luv- und Lee-Lagen eine entscheidende Rolle. Durch die feuchten Westwind-Strömungen entstehen Steigungsregen an den nach Westen exponierten Höhengebieten, während sich an den abgeschirmten Ostseiten relative Trockenbereiche ausbilden. Die größten Niederschlagssummen werden im Schwarzwald und in den Allgäuer Alpen bis größer 2000 mm pro Jahr erreicht (SCHREIBER, 1996). Auch die Luvlagen der Schwäbischen Alb und des Odenwaldes zeigen erhöhte Niederschlagsmengen. Gebiete mit geringen Niederschlagssummen sind die Leelagen wie das Neckarbecken mit 600 bis 900 mm pro Jahr, die Oberrheinische Tiefebene, der Raum Hohenzollern und die Ostabdachung der Alb (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Die hohen Niederschläge des **Schwarzwaldes**, mit denen er sich von den umliegenden Gebieten abhebt sind auf seine Höhe zurückzuführen. Die Niederschlagszunahme erfolgt jedoch nicht gleichmäßig. Durch den Luv-Effekt ist ein starkes Ansteigen der Niederschläge schon in

geringen Höhen zu beobachten. Am niederschlagsreichsten ist, trotz seiner geringeren Höhe, der Nordschwarzwald mit 2200 mm pro Jahr. Ihm sind keine Höhenzüge vorgelagert und so ist er den Westwinden frei ausgesetzt. Dem Mittel- und Südschwarzwald sind die Vogesen vorgelagert, an deren Westseite sich ein beträchtlicher Teil des atmosphärischen Wasserangebotes ausregnet, der somit nicht mehr dem Südschwarzwald zur Verfügung steht. Der Feldberg erhält circa 1900 mm Niederschlag pro Jahr. An den Ostflanken des Schwarzwaldes kommt es, aufgrund der Lee-Wirkung gegenüber feuchten Luftmassen aus dem Westen, zu relativ geringen jährlichen Niederschlägen (BORCHERDT, 1991). Besonders ausgeprägt sind die Luv- Lee-Wirkungen im Winter, bei vorherrschenden advektiven Niederschlägen. Bei denen es zu einer stark von der Orographie geprägten räumlichen Niederschlagsverteilung kommt (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000). Ein weiteres niederschlagsreiches Gebiet ist das südöstliche **Alpenvorland**. Die Niederschläge reichen trotz der geringeren Geländehöhe bis 1800 mm pro Jahr. Im Sommer macht sich der Stau effekt der Alpen mit ausgeprägten Hebungseffekten besonders bei von Südwest nach Nordwest drehender Hauptwindrichtung bemerkbar (BORCHERDT, 1991). Aufgrund der höheren Lufttemperatur steigt in den Sommermonaten das Kondensationsniveau, das teils von den Vogesen und Schwarzwald nicht mehr erreicht wird. Die advektiv herangeführten feuchten Luftmassen können so ungehindert auf die Alpennordseite treffen (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000). Nach Nordwesten nehmen die Jahresniederschläge mit zunehmender Lage im Regenschatten der Schwäbischen Alb ab. Sie liegen dann nur noch bei 800 mm.

Die **Schwäbische Alb** erhält die höchsten Niederschläge an den Nordwest exponierten Randhöhen und in den Gebieten im Staubereich der niederschlagsbringenden Westwetterlagen. Der Niederschlag liegt bei über 1000 mm pro Jahr. Die sommerlichen Niederschläge überwiegen, da sich die Schwäbische Alb im Winter bei Südwestwetterlagen im Lee des Schwarzwaldes befindet. Aus dem gleichen Grund liegen die Niederschläge im äußersten Südwesten der Schwäbischen Alb insgesamt niedriger (BORCHERDT, 1991).

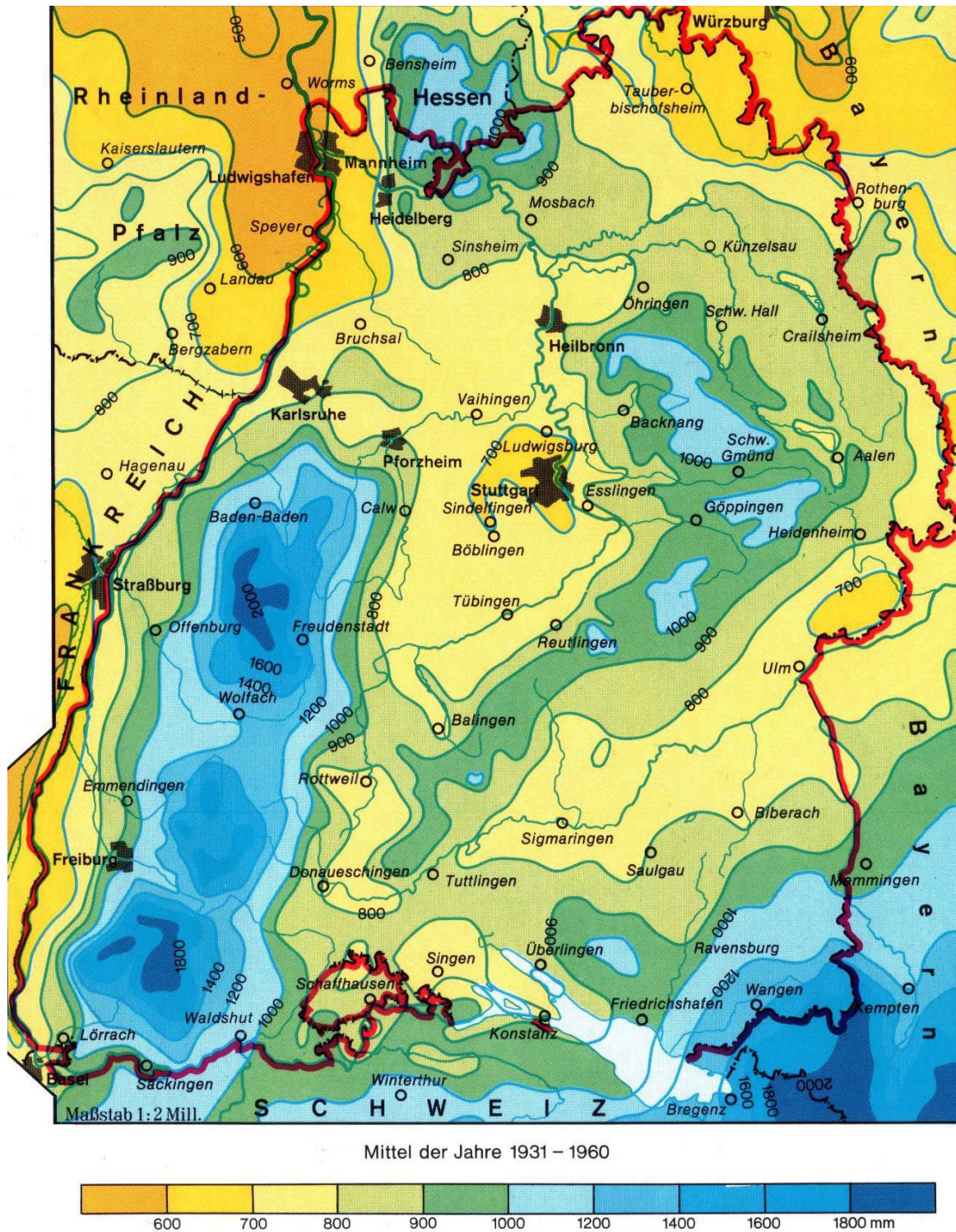


Abb. 2.3: Mittlere Jahresniederschläge (1931 – 1960) in Baden-Württemberg (aus BORCHERDT, 1991).

Der **Odenwald** weist mittlere jährliche Niederschläge von 1000 mm auf. In seinem Regenschatten liegen östlich das **Bauland** und das **Tauberland** auf deren Hochflächen noch Jahresniederschläge von 700 bis 800 mm beziehungsweise 650 bis 700 mm pro Jahr erreicht werden. Sie fallen vorwiegend als Starkregen bei sommerlichen Wärmegewittern (BORCHERDT, 1991).

Im **Keuperbergland** steigen die jährlichen Niederschlagssummen vom Neckarbecken mit 700 bis 750 mm auf 800 bis 850 mm zu den Platten und Ebenen an. Am Stufenrand und den Hochflächen werden 1000 mm erreicht, da die feuchten Luftmassen aus Westen gut in die in diese Richtung geöffnete Land vordringen können. Kleinstäumige Differenzierungen kommen durch die Höhe und Exposition des Reliefs zustande (BORCHERDT, 1991).

Der Schneeanteil am Niederschlag beträgt in der Oberrheinebene und in den tiefen Lagen Die trockensten Gebiete in Baden-Württemberg sind, neben den südöstlich der Schwäbischen Alb gelegenen Regionen, die **Oberrheinebene**, der **Kraichgau**, das **Neckarbecken** und die **Main-Fränkischen Platten** im Nordosten. Die mittleren Jahresniederschläge liegen je nach Höhenlage und Luv-Lee-Effekt zwischen 600 und 800 mm. Allen gemein sind ihnen vorgelagerte Höhenzüge. In den nördlichen Regionen sind es Odenwald und Spessart. Weiter nordwestlich bietet der Pfälzer Wald dem nördlichen Oberrheintal Regenschatten und im Süden übernehmen dies die Vogesen. In der Oberrheinebene sowie im südlichen Neckarraum lässt sich ein West-Ost-Gegensatz feststellen. Mit Annäherung an den Schwarzwald beziehungsweise die Schwäbische Alb macht sich der Lee-Effekt im Westen bis hin zum Stau-Effekt im Osten in höheren Niederschlagssummen bemerkbar.

Der Schneeanteil am Niederschlag beträgt in der Oberrheinebene und in den tiefen Lagen Baden-Württembergs um 10 Prozent. In den Höhenlagen des Odenwaldes und des schwäbischen Berglandes liegt der Anteil bei 15 Prozent. Im Allgäu bei etwa 20 Prozent, im Nord-schwarzwald und den hohen Lagen des Südschwarzwaldes bei 20 bis 25 Prozent . Der größte Schneeanteil am gefallenem Niederschlag wird in den höchsten Lagen des Südschwarzwaldes mit 30 Prozent erreicht.

2.4 Hydrologie

Die Hauptvorfluter des Untersuchungsraums sind die Ströme Rhein und Donau. Auf der Südostseite des Schwarzwaldes verläuft zwischen den Einzugsgebieten des Rheins und der Donau die europäische Hauptwasserscheide zwischen der Nordsee und dem Schwarzen Meer. Der Schwarzwald gehört zum größten Teil dem rheinischen System an. Vom Feldberg sind es rund 300 km bis zur lokalen Erosionsbasis des Rheins am Binger Loch mit 77m über NN. Im Vergleich muss die Donau fast 2000 km zurücklegen um die gleiche Höhe zu erreichen. Sämtliche Schwarzwaldnebenflüsse haben ein wesentlich stärkeres Gefälle als die Donau. Die rückschreitende Erosion der Rheinzuflüsse bewirkt ein Aufzehren des höhergelegenen, fla-

chenen Donaueinzugsgebiets. Heute entwässert nur noch der südöstliche Mittelschwarzwald mit Brigach und Breg² zur Donau. Zum Einzugsgebiet der Donau gehören außerdem der größere südöstliche Teil der Schwäbischen Alb und das nördliche Oberschwaben (BORCHERDT, 1991).

Das Einzugsgebiet der Donau verbreitert sich, ausgehend vom östlich des Südschwarzwalds gelegenen Donauursprung, keilförmig nach Osten. Die Hauptzuflüsse stammen aus den niederschlagsreichen Gebieten des Alpenvorlandes und der Schwäbischen Alb. Über 50 km verläuft die Donau dabei durch das Gebiet der Südwest-Alb, in deren verkarsteten Malmkalken ein Großteil des Wassers zum tiefergelegenen Rheinsystem versickert. Die mittlere Wasserführung ist daher relativ gering und liegt kurz vor Ulm bei circa 35 m³/s. Erst durch den Zufluss der Iller steigt der Abfluss erheblich an (SCHREIBER, 1996). Die Donau wandelt sich unterhalb von Ulm, durch die zufließenden Flüsse der nördlichen Ostalpen, vom Mittelgebirgsfluss zu einem Strom mit alpinem Regime (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000).

Der Rhein bildet die südliche und westliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Er wird unterteilt in den Hochrhein, vom Ausfluss Bodensee bis Basel, mit einer Fließstrecke von 142 Kilometern und den Oberrhein. Der Oberrhein verläuft von Basel bis Mainz durch den circa 300 Kilometer langen und etwa 35 Kilometer breiten Oberrheingraben. Zur Abflussbildung des Rheins tragen innerhalb des Untersuchungsgebietes in erster Linie die Zuflüsse aus den wasserreichen Gebieten des südlichen Schwarzwalds und der Stufenränder des Neckarlandes bei (HANTKE, 1993).

Etwa 30 Prozent des Rheineinzugsgebietes entfallen auf den Neckar und seine Nebenflüsse. Der Neckar durchfließt in einem Durchbruchstal am Südrand den Odenwald. Hochliegende Umlaufberge und verlassene Talschlingen zeigen den ehemals höheren Flussverlauf an. Der mittlere Abfluss des Neckars liegt bei Einmündung in den Rhein bei circa 150 Kubikmetern pro Sekunde. Trotz des großen Flächenanteils zählt das Neckargebiet eher zu den Wassermangelgebieten. Dies liegt an der Lage des Neckarlandes im Lee des Schwarzwaldes, die für vergleichsweise geringe Niederschlagsmengen verantwortlich ist (BORCHERDT, 1991).

Die Westseiten von Schwarzwald und Odenwald zeichnen sich, aufgrund einer größeren Reliefenergie, durch tief zertalte und verzweigte, gewässernetzreiche Gebiete aus. Die Gewäs-

² Quellflüsse der Donau.

sernetzdicke auf den wasserdurchlässigeren klüftigen Untergründen der Nord- und Ostseiten ist wesentlich geringer.

Die Oberrheinische Tiefebene stellt einen sehr großen zusammenhängenden und ergiebigen alluvialen Porenquifer dar. Im mittleren Teil des Tieflandes liegt der Grundwasserspiegel nur circa zwei m unter Flur, im Bereich der Niederterrassenplatten sinkt der Grundwasserspiegel dagegen auf drei bis sieben m unter die Geländeoberfläche ab. Die Speisung erfolgt hauptsächlich über die Schwarzwaldzuflüsse.

Die Gebiete der direkt anstehenden Muschelkalkflächen des Heckengäus und der Oberen Gäue am südöstlichen Schwarzwaldrand haben eine geringe Flusssdicke. Hier fließt das Wasser hauptsächlich unterirdisch im Karstsystem. Liegen mächtige Lössdecken auf den verkarsungsfähigen Muschelkalkplatten der Gäulandschaften, findet sich jedoch wie im Kraichgau ein dichtes Gewässernetz.

Vier größere Flüsse, Fils, Rems, Kocher und Jagst entspringen im östlichen Albvorland oder durchziehen es mit ihren Oberläufen. Hier haben sich die Gewässer tief in die gering widerstandsfähigen Tone und Mergel eingeschnitten. Die schweren, schlecht wasserdurchlässigen Böden sind für eine sehr hohe Gewässernetzdicke verantwortlich.

Die Schwäbische Alb zählt zu den bedeutendsten Karstvorkommen Europas. Die Karsterscheinungen haben deutliche Auswirkungen auf die Grenzen der ober- und unterirdischen Einzugsgebiete. Bedingt durch die Verkarstung wird das oberirdische Flussnetz auf der Schwäbischen Alb in den Hintergrund gedrängt. Es sind Trockentäler und Spaltensysteme ausgebildet, deren unterirdische Fließwege im Widerspruch zu den oberflächlichen Geländeformen stehen können. In den Karstgebieten sind Flusseinzugsgebiete daher nur schwer abgrenzbar (SCHREIBER, 1996).

3 Datengrundlage

3.1 Abflussdaten

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Abflussdaten wurden von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) bereitgestellt. Für 558 Pegel in Baden-Württemberg sind Abflusszeitreihen auf Tagesmittelwertbasis vorhanden, deren Längen zwischen 1 und 102 Jahren variieren. Für 411 der 558 Pegelstationen liegen Hochwasserabfluss-Kennwerte auf Grundlage von bis zum Jahr 1998 aktualisierten Pegeldata vor. Die Hochwasserabflüsse verschiedener Jährlichkeiten HQ(a) und die mittleren jährlichen Höchstabflüsse MHQ wurden von der LfU für 384 Pegel über ein Regionalisierungsmodell mit multipler linearer Regression ermittelt. Die Hochwasser-Kennwerte der übrigen 27 Pegelstationen, bei denen das Regionalisierungsmodell aufgrund von Verkarstung oder starken Eingriffe in das Flusssystem infolge flussbaulicher Maßnahmen nicht angewendet werden konnte, mussten analytisch (Karstquellen) oder nach dem Wundt'schen Regionalisierungsverfahren (Hochrhein und Main) ermittelt werden. Die von der LfU verwendeten Regressionsansätze berücksichtigen den mittleren jährlichen Gebietsniederschlag und acht Gebietskenngrößen, inklusive eines Faktors für den Einfluss der landschaftsräumlichen Struktur (LfU, 1999).

Die Auswahl der im Rahmen dieser Studie verwendeten Pegelstationen unterliegt verschiedenen Kriterien. Eine Anwendung statistischer Verfahren zur Zeitreihenanalyse hängt unter anderem von der Länge der verfügbaren Beobachtungsreihen ab. Berücksichtigt werden sollte eine möglichst große Flächendeckung sowie die Einbeziehung einer ausreichenden Anzahl von Einzugsgebieten mit einer Größe kleiner 50 Quadratkilometer. In Anlehnung an ähnliche Untersuchungen und die Empfehlung vom DVWK (1999) wurden Pegelstationen mit Zeitreihenlängen von mindestens 20 Jahren einbezogen³. Die ausgewählten Abflusszeitreihen wurden bei der von der LfU (1999) durchgeführten Untersuchung zu den Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg statistischen Konsistenz- und Homogenitätsprü-

³PIOCK-ELLEN et al. (2000) wählten für die Saisonalitätsanalyse von Hochwasser in Österreich und der Schweiz eine Mindestreihenlänge von 15 Jahren, BLACK & WERRITY (1995) eine Periode von zehn Jahren für Untersuchungen im Norden Großbritanniens.

fungen unterzogen. Bei Hinweisen auf inkonsistente Daten wurden sie nicht in die Studie mit aufgenommen. Die Abflusszeitreihen von Pegeln mit Vorgängerpegeln, bei denen die Kriterien ähnliche Einzugsgebietsgröße, Datenkonsistenz und längere Beobachtungszeitspannen erfüllt waren, wurden jeweils zu einer Zeitreihe zusammengefasst (LfU, 1999). Diese Angaben und das Vorgehen wurden in der vorliegenden Arbeit übernommen. Entsprachen Vorgänger- und Nachfolgepegel nicht diesen Voraussetzungen, erfolgte eine getrennte Betrachtung. Durch Hochwasserrückhaltebecken beeinflusste Pegel wurden nicht ausgeschlossen. Die betrifft besonders Stationen im Oberlauf von Kocher und Jagst. Hier kommt es zu einer Kappung der Abflussscheitelwerte, wobei deren Absolutwerte bei der Betrachtung der Saisonalität von Hochwasser nicht relevant sind. Schwierig gestaltet sich dann jedoch die Einteilung in Hochwasser unterschiedlicher Jährlichkeit, da diese nicht genau bestimmt werden können.

Nach ersten Analysen wurden Pegel mit Einzugsgebietsgrößen kleiner zehn Quadratkilometer aufgrund der Datenbasis, die sich auf Tagesmittelwerte beschränkt, ausgeschlossen. Tagesmittelwerte erfassen nur ungenügend die vor allem in den Sommermonaten durch lokale, räumlich begrenzte konvektive Niederschlagsereignisse (Gewitterregen) hervorgerufenen schnell ansteigenden und abfallenden Abflüsse.

Die Häufigkeitsdiagramme in Abbildung 3.1 zeigen die Verteilung der analysierten Pegel zum einen in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße (Abb. 3.1.a), zum anderen in Abhängigkeit von den Beobachtungszeitspannen der entsprechenden Abflusszeitreihen (Abb. 3.1.b). Insgesamt konnten nach obigen Kriterien 215 Pegel mit Einzugsgebietsgrößen zwischen 10,36 und 954,15 Quadratkilometer im Untersuchungsraum Baden-Württemberg ausgewählt und hinsichtlich der Saisonalität von Hochwasser analysiert werden. Die mittlere Einzugsgebietsgröße beträgt 160 Quadratkilometer; die Häufigkeitsverteilung zeigt, dass eine ausreichend große Anzahl kleiner Einzugsgebiete erfasst wird. Die Beobachtungsjahre entsprechen der Länge der Abflusszeitreihen abzüglich der jeweiligen Ausfalljahre. Die Zeitreihenlängen liegen zwischen 20 und 84 Jahren bei einem Mittel von 48 Jahren. Dies kann als günstige Datenbasis für die abzuleitenden Aussagen angesehen werden.

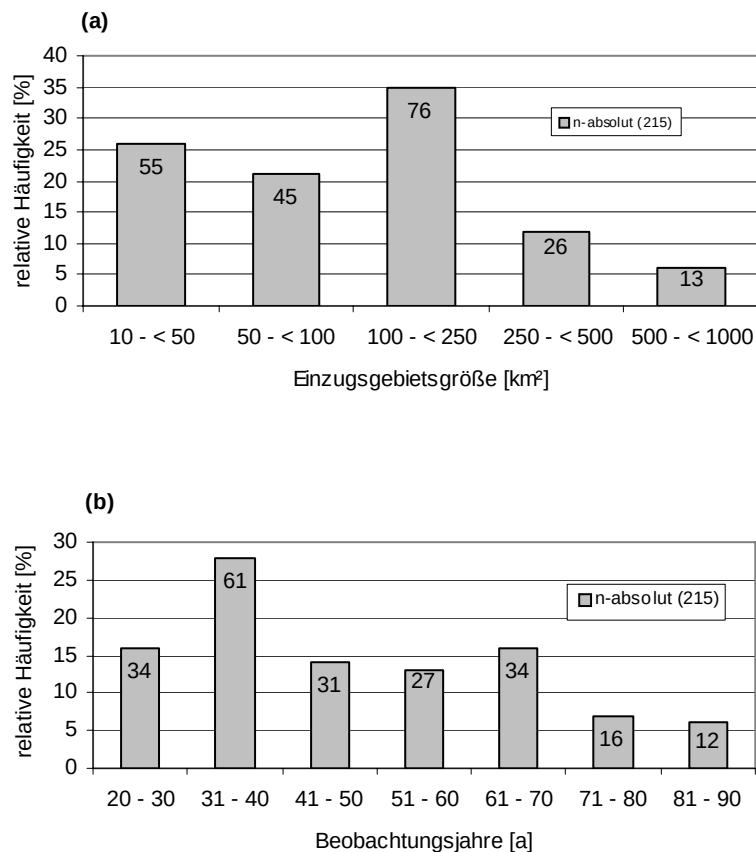


Abb. 3.1: Häufigkeitsverteilung der untersuchten Pegel (n-absolut) in Abhängigkeit von Klassen a) der Einzugsgebietsgröße und b) Beobachtungsjahre.

Eine wichtige Voraussetzung für die Anwendung statistischer Methoden ist die Stationarität der Zeitreihe. Das bedeutet, dass die Grundgesamtheit der Daten sich im Verlauf der Messreihe nicht ändert. Die statistischen Eigenschaften des Abflusses, wie Mittelwert und Varianz, bewegen sich dabei über längere Zeiträume im selben Bereich und unterliegen nicht einer Umstellung des Abflussprozesses durch zum Beispiel Klimaveränderungen oder gewässerbauliche Maßnahmen. Liegt Instationarität vor können keine Ableitungen für die Zukunft angestellt werden (STRUPCZEWSKI & MITOSEK, 1995 in HAUPT, 2000). Die Anforderung der Stationarität der Abflüsse ist nicht generell erfüllt, denn veränderte Landnutzung, Versiegelung, Bau von Speichern und Auswirkungen des Treibhauseffektes wirken dieser entgegen. Hingewiesen sei hier auf die Ergebnisse von EISELE et al. (2001) die bei der Untersuchung von 21 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg keine Trends bezüglich der Saisonalitätsparameter festgestellt haben. HAUPT (2000) geht davon aus, dass Stationarität für kürzere Zeiträume (Jahrzehnte) ohne allzu großes Risiko mindestens im mitteleuropäischen Raum ange-

nommen werden kann. Gegenwärtig lässt sich in Deutschland kein signifikanter Trend des langfristigen Hochwassergeschehens nachweisen (HAUPT, 2000).

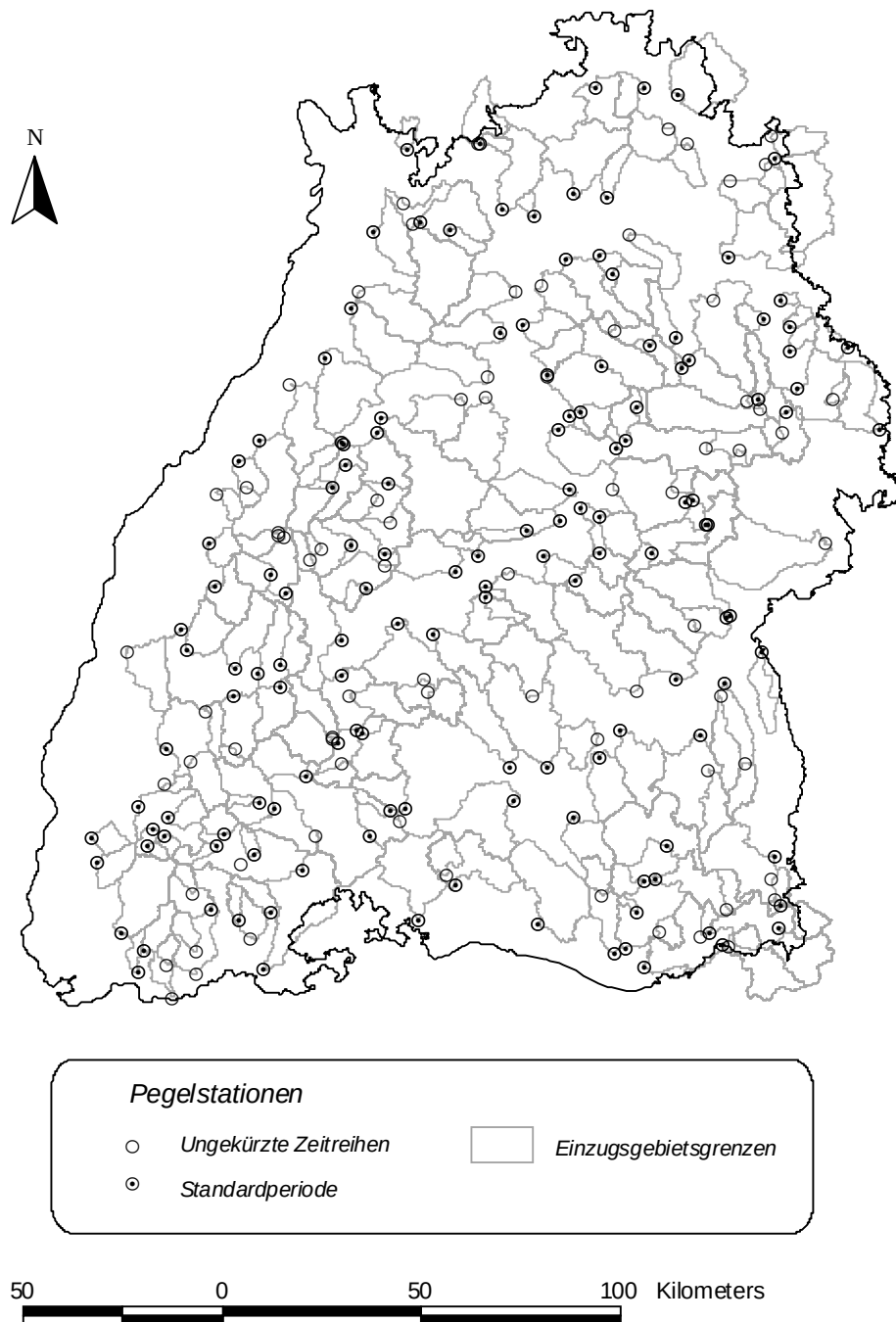


Abb. 3.2: Lageplan der für die Analysen ausgewählten Pegelstationen der ungekürzten Zeitreihen (alle Pegel) und der Standardperiode 1961-1990.

Aufgrund der Annahme der Stationarität der Saisonalität wurde, ähnlich den Arbeiten von CASTELLARIN et al. (2001) in Mittel-Italien und PIOCK-ELLENÄ et al. (2000) in Österreich und der Schweiz, auf die Verwendung eines einheitlichen Bezugszeitraumes für die Analyse verzichtet. Um den Einfluss der Zeitreihenlänge auf die Saisonalität zu überprüfen wird in Kapitel 4.3 eine Standardperiode ermittelt. Ein Informationsverlust erfolgt dabei durch die Reduzierung der Pegelanzahl von 215 auf 141 Pegelstationen, die diese Standardperiode abdecken. Die Lage der 215 ausgewählten Pegelstationen mit den zugehörigen Einzugsgebietsflächen ist in Abbildung 3.2 dargestellt.

3.2 Niederschlagsdaten

Vom Deutschen Wetterdienst (DWD) wurden die mit dem BONIE-Verfahren⁴ regionalisierten täglichen Gebietswerte der Niederschlagssummen für den Beobachtungszeitraum 01.01.1931 bis 31.12.1997 für Baden-Württemberg zur Verfügung gestellt. Das BONIE-Verfahren ist eine Kombination von statistischer Interpolation und numerischer Klassifikation dessen Grundprinzip darin besteht, die unregelmäßig im Gebiet verteilten Messstellen auf ein Netz von regelmäßig verteilten Gitterpunkten zu interpolieren. Durch statistische Analyse der vorhandenen Messreihen werden Hintergrundfelder gebildet, die unterschiedlichen räumlichen Verteilungsmustern des Niederschlags entsprechen. Diese berücksichtigen externe Einflüsse als Funktion von geographischen Koordinaten und Geländehöhen. Damit können sie näherungsweise Unterschiede in der Niederschlagsverteilung beschreiben, zum Beispiel durch Luv- und Lee-Effekte hervorgerufen.

Generell ist zu beachten, dass die dem BONIE-Verfahren zugrundeliegende Niederschlagsmessung nur den gefallenen Niederschlag berücksichtigt und nicht den Niederschlag, welcher in Form von Schnee bereits im Einzugsgebiet gespeichert ist.

Optimalerweise sollte das BONIE-Verfahren auf niederschlagshomogene Gebiete angewendet werden. In Baden-Württemberg erfolgte eine Gliederung vorrangig nach politischen Grenzen in die drei Teilregionen **Neckar/Tauber** (Region 1), **Donau** (Region 2) und **Oberrhein** (Region 3) auf die das BONIE-Verfahren jeweils getrennt angewendet wurde (GÜNTHER & REICH, 1999).

⁴ Akronym für die Ermittlung von **N**iederschlägen anhand **b**odengestützter Messungen.

Aus dem in Rastergrößen von sieben mal sieben Quadratkilometern vorliegenden Gitterpunktswerten wurden durch arithmetische Mittelung die Gebietsniederschläge für die jeweiligen Pegeleinzugsgebiete berechnet. Die Niederschlagswerte der Rasterzellen, deren Mittelpunkt innerhalb des jeweiligen Einzugsgebietes liegt, gehen flächengewichtet in die Berechnung ein. REICH (2002) weist daraufhin, dass sich die bisher durchgeführten Untersuchungen auf Einzugsgebietsgrößen zwischen 1500 und 3000 km² beschränken. Für kleine Einzugsgebiete kann der Interpolationsfehler unter ungünstigen Ausgangsbedingungen, zum Beispiel bei wenigen, inhomogen verteilten Niederschlagsmesswerten, relativ hoch sein. In der vorliegenden Arbeit sind alle Einzugsgebiete kleiner als 1000 Quadratkilometer. Es wird jedoch in dieser Studie lediglich das zeitliche Verhalten des Niederschlags untersucht und keine quantitative Aussage getroffen, so dass Unregelmäßigkeiten keinen so großen Einfluss haben.

3.3 Thematische Daten

Die thematischen Daten, die dieser Arbeit zugrunde liegen, stammen aus unterschiedlichen Quellen (Tab. 3.1). Ein Großteil stammt aus dem Räumlichen Informations- und Planungssystem (RIPS) der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg. Die Projektgruppe „Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg“ (WABOA) erarbeitet, am Institut für Hydrologie der Universität Freiburg flächendifferenzierte Landesübersichtskarten aus den Themenbereichen Hydrologie und Hydropedologie auf einer einheitlichen geometrischen Grundlage.

Für eine korrelative Kopplung der Gebietsmerkmale mit den berechneten Saisonalitätsparametern wurden verschiedene topographische Daten ausgewählt. Hier stand, neben den Überlegungen welche Faktoren Einfluss auf die Saisonalität haben, die Verfügbarkeit der Daten im Vordergrund.

Mit Hilfe eines GIS wurden aus dem digitalen Geländemodell statistische Parameter der Höhe und des Gefälles berechnet. Bei den Korrelationsrechnungen in Kapitel 5.4.5 finden neben der mittleren Einzugsgebietshöhe auch die Höhendifferenz im Einzugsgebiet, die minimale und die maximale Höhe Verwendung. Für das Gefälle wurden die analogen Parameter bestimmt. Zu beachten ist, dass die Gefälleparameter jeweils in Grad angegeben sind.

Tab. 3.1: Datengrundlage der thematischen Daten (zusammengestellt aus LfU, 2001).

Daten	Beschreibung	Datenquelle
Einzugsgebietsgrenzen	Polygon-Thema, Grundlage: TÜK 200, 1:50.000	Landesanstalt für Umweltschutz (LfU)
Lage der Abflusspegel	Punkt-Thema, geographische Lage, 1:50.000	Landesanstalt für Umweltschutz (LfU)
Gewässernetz	Linien-Thema, Grundlage: TÜK 200, 1: 50.000 u. 1:2.000.000 Bodensee, Polygon-Thema, 1:50.000	Landesanstalt für Umweltschutz (LfU)
Topographie	Digitales Höhenmodell (DHM), 50 x 50 m ²	Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVA)
Naturräumliche Haupteinheiten	Polygon-Thema; 1: 200000	Landesanstalt für Umweltschutz (LfU)
Relief	Schummerung, 8 Höhengschichten mit Geländehöhen <-150->1200m ü. NN, Grundlage: DHM	Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVA)
Landesgrenze Baden-Württemberg	Polygon-Thema, 1. 200.000	Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (LVA)

Die Bestimmung der Exposition erfolgte über die Klassifizierung der Himmelsrichtungen von Nord nach Nordwest in acht Klassen und einer weiteren Klasse für die ebenen Flächen. Für jedes Einzugsgebiet wurde jeweils der prozentuale Flächenanteil der einzelnen Expositionsklassen ermittelt.

4 Statistische Analysen der Abfluss- und Niederschlagszeitreihen

4.1 Einführung

Die in diesem Kapitel durchgeführten statistischen Analysen beziehen sich hauptsächlich auf die Ermittlung jährlicher und partieller Serien aus den Abflusszeitreihen der ausgewählten Pegelstationen und den zugehörigen regionalisierten Gebietsniederschlägen. Außerdem erfolgt deren Aufbereitung für die Saisonalitätsanalyse. Zudem werden zum Vergleich für spätere Untersuchungen Datenkollektive aus einer Standardperiode ermittelt.

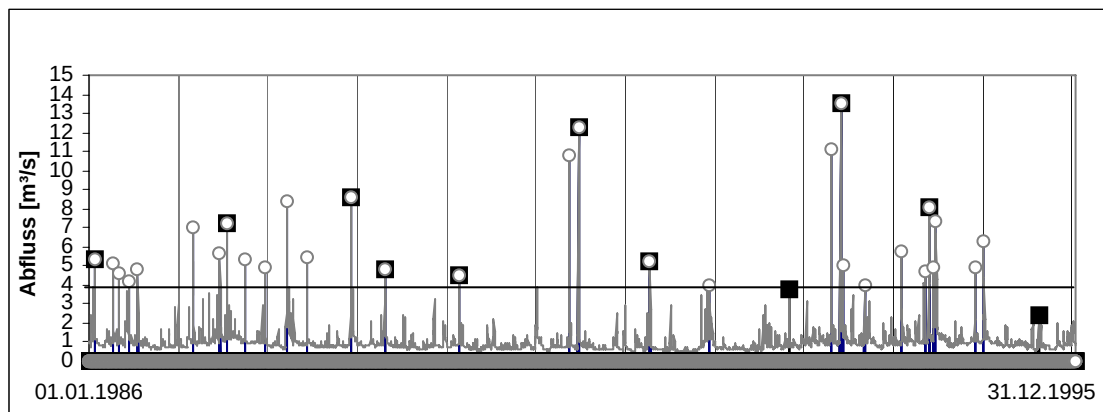


Abb. 4.1: Beispiel für eine partielle (○) und jährliche (■) Serie am Pegel Ummendorf / Umlach (173).

Als jährliche Serie wird ein aus einem Wert pro Jahr generierter Datensatz bezeichnet. In dieser Untersuchung wurden die Maxima von Abfluss und Niederschlag zur Erzeugung der jährlichen Serien herangezogen. Werden Hochwasser und Niederschläge erfasst, die über einem speziellen Schwellenwert liegen, spricht man von einer partiellen Serie. In diesem Fall werden mehr Werte pro Jahr in die Untersuchung einbezogen (Abb. 4.1).

Voraussetzung für die wahrscheinlichkeitstheoretische Behandlung der Daten ist deren statistische Unabhängigkeit und Stationarität. Das bedeutet zum einen, dass in der Zeitreihe aufeinanderfolgende Werte voneinander unbeeinflusst sind. Zum anderen weichen die statistischen Parameter in beliebigen Zeitabschnitten innerhalb der Beobachtungsreihe nicht signifikant voneinander ab. Somit dürfen die Zeitreihen der Hochwasserabflüsse und Niederschläge keine Periodizitäten und keinen Trend aufweisen (siehe Kapitel 5).

Die Vertrauenswürdigkeit der Ergebnisse, wie in Tabelle 4.1 dargestellt, hängt auch von der Länge der Beobachtungsreihe ab. Statistische Aussagen über Hochwasser- und Niederschlagswahrscheinlichkeiten sind nur möglich, wenn ausreichend lange Beobachtungen vorliegen.

Tab. 4.1: Zur Orientierung der Aussagekraft von Messzeitreihenlängen (aus DVWK, 1999)

Beobachtungszeitspanne	statistische Aussage
< 10 Jahre	unbrauchbar
10 – 20 Jahre	abschätzend
20 – 30 Jahre	bedingt geeignet
> 30 Jahre	geeignet

Die Datenreihen sollten daher nicht kürzer als 20 Jahre sein, um aussagekräftige Resultate zu erhalten (DVWK, 1999). Entsprechen die Längen der Beobachtungszeitspannen diesen Vorgaben, werden bevorzugt jährliche Serien verwendet. In der Regel sind die Größtwerte dieses Zeitraumes enthalten und man kann, mit Ausnahme der über den Jahreswechsel des hydrologischen Jahres am 1.11. / 31.10 auftretenden Hochwasser, von einer Unabhängigkeit der Ereignisse ausgehen (MANIAK, 1997).

4.2 Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten

4.2.1 Einführung

Für eine flächendeckende Berechnung der regionalen Verteilung der Saisonalität von Hochwasser steht zunächst die Auswahl und Berechnung einer geeigneten Hochwasserabfluss-Kenngröße im Vordergrund. Im Hinblick auf die Aufgabenstellung und die dafür verfügbaren Abflusszeitreihen wurden die Hochwasserabflüsse der Jährlichkeiten 2 und 5 gewählt. Die Jährlichkeit a ist ein statistisches Maß dafür, wie oft der Hochwasserabfluss $HQ(a)$ innerhalb langer Zeiträume durchschnittlich erreicht oder überschritten wird (MANIAK, 1997). Für 205 der insgesamt 215 ausgewählten Pegelstationen konnte auf die von der LfU in Karlsruhe regionalisierten Hochwasserabfluss-Kennwerte $HQ(2)$ und $HQ(5)$ für Baden-Württemberg zurückgegriffen werden (LfU, 1999).

Ziel der Wahrscheinlichkeitsanalyse einer Beobachtungsreihe von Extremwerten ist es, eine stetige Verteilungsfunktion zu finden, die sich der empirischen Häufigkeitsverteilung der Messwerte möglichst gut anpasst. Es steht eine Vielzahl von Verteilungsfunktionen zur Anwendung bei extremwertstatistischen Analysen zur Verfügung. Es ist aber nicht möglich, eine hydrologische Variable eindeutig einer bestimmten Verteilungsfunktion zuzuweisen.

Zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit werden vom DVWK (1999) nachstehende Verteilungsfunktionen empfohlen. Eine Anwendung weiterer Verteilungsfunktionen ist damit jedoch nicht ausgeschlossen. Am häufigsten findet die Pearson Typ 3-Verteilung Anwendung, gefolgt von der Gumbel- (Extremwert Typ 1-), Zwei- und Dreiparametriger Log Normal-Verteilung, von Weibull- und Log Pearson Typ 3-Verteilung. Die Gumbel-Verteilung ist ein Sonderfall der Allgemeinen Extremwertverteilung. Sie beschreibt die statistischen Eigenschaften der maximalen und minimalen Werte, die innerhalb gleichlanger Zeitabschnitte eines Beobachtungszeitraums auftreten. Ein Prinzip, das der Bildung jährlicher Serien zugrunde liegt (DVWK, 1999).

Die Anwendung der Gumbel-Verteilungsfunktion wird von CUNANNE (1987) und KOEHLER (in SUI, 1998) bei kürzeren Zeitreihen empfohlen, da sie relativ unempfindlich gegen Ausreißer ist. Nachteil der Gumbel-Verteilung ist die tendenzielle Unterschätzung der Hochwasser im Extrembereich (PLATE, 1999). Sie ist dennoch eine geeignete Verteilungsfunktion zur vergleichenden statistischen Analyse von Extremwerten für Niederschläge und Hochwasserabflüsse (KOEHLER in SUI, 1998). Deshalb wurde sie in der vorliegenden Arbeit zur Ermittlung der Hochwasserabflüsse der Jährlichkeiten 2 und 5 der zehn Pegel, für die keine regionalisierten Werte zur Verfügung stehen, angewandt.

4.2.2 Methodik

Die analytische Ermittlung von Hochwasser bestimmter Eintrittshäufigkeit erfolgt über die Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion an die empirische Verteilungsfunktion. Erstere ist zunächst für die Beobachtungswerte zu bestimmen und legt fest, welche empirische Jährlichkeit jedem Messwert zuzuordnen ist. Ausgangsdaten für diese Berechnung bilden in der vorliegenden Arbeit die Tagesmittelwerte der Abflüsse. Zur Erstellung der jährlichen Serien wird pro hydrologischem Jahr⁵ der jeweilige Größtwert des Abflusses an einem Pegel

⁵ Das hydrologische Jahr beginnt am 1. November und endet am 31. Oktober.

verwendet, so dass die Zahl der zu analysierenden Werte mit der Zahl der beobachteten Jahre übereinstimmt. Die Höchstwerte, die zu unterschiedlichen Terminen innerhalb des hydrologischen Jahres auftreten, werden als zeitlich äquidistant angesehen. Für die Ermittlung der empirischen Verteilungsfunktion werden diese Jahreshöchstwerte der Größe nach geordnet und mit Rängen versehen. Der kleinste Werte erhält die Ordnungszahl 1, der größte die Ordnungszahl N , wobei N die Anzahl der Beobachtungswerte ist. Für alle Werte x_i kann dann die empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit (P_u) mit $0 < P_u(x_i) < 1$ angegeben werden durch (PLATE, 1999):

$$P_u(x_i) = \frac{m_i - c}{N + 1 - 2c} . \quad (4.1)$$

m_i : Rang des Elementes in der Stichprobe

x_i : Messwert

N : Stichprobenumfang

c : Beiwert

Der Beiwert c wird zur Vermeidung des Eintretens eines sicheren Ereignisses eingesetzt. Wie in Tabelle 4.2 aufgelistet variiert der Beiwert c bei verschiedenen Autoren. WEIBULL (1962) empfiehlt für Hochwasser einen Beiwert von 0, der auch in dieser Arbeit übernommen wurde, obwohl er zu den oben angesprochenen unterschätzten Extremwerten für große Wiederholungszeitspannen führt. Da in der vorliegenden Arbeit nicht mit Hochwasserwahrscheinlichkeiten größer fünf gearbeitet wird, ist diese Vereinfachung zu vertreten. Im Allgemeinen finden für Hochwasser häufiger die Funktionswerte von GRINGORTEN oder NGUYEN et al. Anwendung (PLATE, 1999).

Tab.4.2: Angaben zum Beiwert c aus der Literatur (zusammengestellt aus PLATE, 1999 und CUNNANE, 1978).

Wert c	Autor
0	WEIBULL
0,42	NGUYEN et al.
0,44	GRINGORTEN
0,5	HAZEN

Die empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit $P_u(x_i)$ und das zugehörige Wiederkehrintervall T_n berechnen sich mit $c = 0$ aus:

$$P_u(x_i) = \frac{m_i}{N+1} = 1 - \frac{1}{T_n}. \quad (4.2)$$

Die empirischen Verteilungsfunktionen haben den Nachteil, dass sie stark vom Datensatz abhängen und keine Aussagen über Wiederholungsperioden machen können, die über den Beobachtungszeitraum hinausgehen (MANIAK, 1997). Man geht daher auf die Grundgesamtheit der gemessenen und zukünftig zu erwartenden Hochwasserereignisse über. Dies geschieht durch die Anpassung der analytischen Gumbel-Verteilungsfunktion an die Stichprobe, so dass diese mit großer Wahrscheinlichkeit die Grundgesamtheit aller Hochwasser darstellt (IHRINGER, 1990). Die empirische Häufigkeitsverteilung beziehungsweise deren Summenhäufigkeit wird in die Verteilungsfunktion als Integral der Dichtefunktion überführt. Die Dichtefunktion der Gumbel-Verteilung hat einen glockenförmigen, linksgipfeligen Verlauf, den auch die Häufigkeitsdichte der Stichprobe haben sollte um eine gute Anpassung zu gewährleisten. Die mathematische Gleichung der Gumbel-Verteilungsfunktion $P(x)$ für Größtwerte lautet (DVWK, 1999):

$$P(x) = \exp \left[- \exp \left(- \frac{x-a}{d} \right) \right] \quad (4.3)$$

a : Lageparameter

d : Maßstabsparameter, mit $d > 0$

Der Lageparameter a entspricht dem Modalwert und bezeichnet das Maximum der Dichtefunktion beziehungsweise den Wendepunkt der Verteilungsfunktion (MANIAK, 1997).

Die Anpassung der theoretischen an die empirische Verteilungsfunktion erfolgte über die Methode der kleinsten Quadrate⁶.

Grundsätzlich ist zu berücksichtigen, dass die aus Jahreshöchstabflüssen abgeleiteten Wiederholungszeitspannen auch nur für Jahreshöchstabflüsse gültig sind. Für mittlere Wiederholungszeitspannen T_n^* zwischen Hochwassern bestimmter Größe, die häufiger zu erwarten sind als es durch T_n wiedergegeben wird, muss nachstehende Korrektur vorgenommen werden (DVWK, 1999):

⁶ Die Anpassung wurde im Arbeitsprogramm Excel mit Hilfe des Solvers durchgeführt.

$$T_n = \frac{e^{1/T_n^*}}{e^{1/T_n^*} - 1} \rightarrow T_n^* = \frac{1}{\ln(T_n / (T_n - 1))} \quad (4.4)$$

Zu korrigierende Unterschiede treten bei $T_n^* \leq 5$ Jahre auf, bei Wiederholungszeitspannen T_n größer zehn Jahre beträgt die Abweichung weniger als drei Prozent (MANIAK, 1997).

4.2.3 Ergebnisse

Die Prüfung der Häufigkeitsverteilung der jährlichen höchsten Abflüsse ergibt für alle Pegel eine linksschiefe Verteilung, so dass diese Prämisse für die Anwendung der Gumbel-Verteilungsfunktion erfüllt ist. Die visuelle Kontrolle der Anpassung des theoretischen Funktionsverlaufs an die empirische Verteilungsfunktion der Beobachtungswerte erwies sich als gut. Mittels Einfachregression konnte ein starker Zusammenhang zwischen den beiden Funktionen auch statistisch belegt werden. Das ermittelte Bestimmtheitsmaß r^2 liegt bei sieben Pegeln zwischen 0,985 und 0,995. Bei drei Pegeln wurde ein Bestimmtheitsmaß zwischen 0,960 bis 0,965 berechnet. Die etwas schwächere Anpassung kommt hauptsächlich durch die bei diesen Pegeln kürzeren Datenreihen zustande. Die ausgewerteten Zeitreihenlängen betragen hier lediglich 16 bis 20 Jahre. Es handelt sich um Nachfolgepegel, deren Hochwasserkennzahlen aufgrund veränderter Einzugsgebietsgröße gesondert berechnet werden mussten.

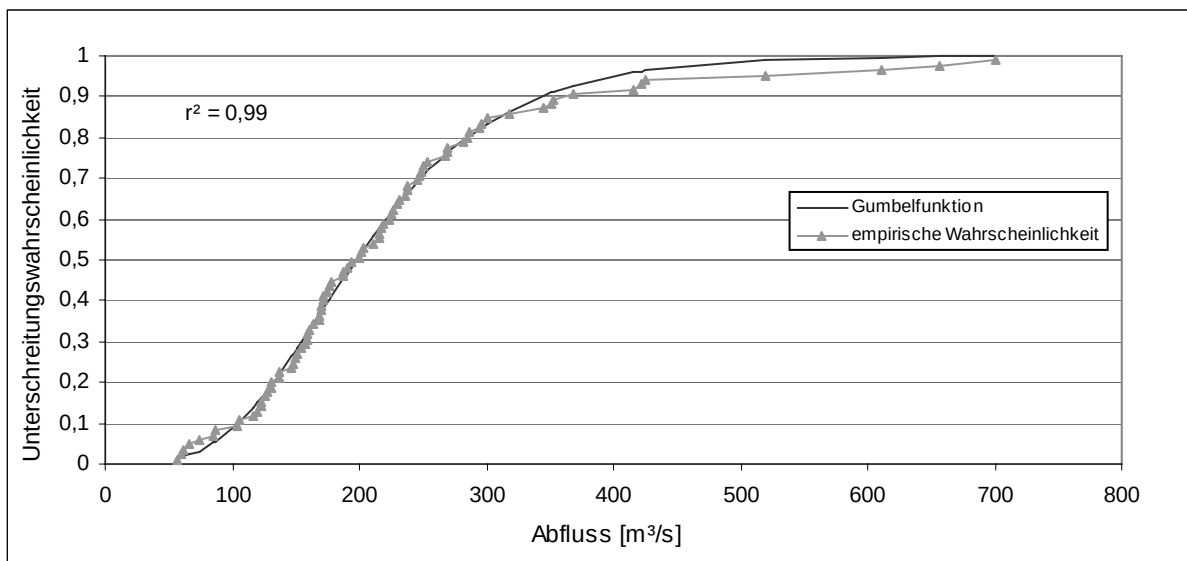


Abb. 4.2: Anpassung der Gumbel-Verteilungsfunktion an die empirische Verteilungsfunktion der jährlichen höchsten Abflüsse (Zeitraum 1.11.1919 – 31.10.1985) am Pegel Magenhaus/Schussen [Datengrundlage: LfU].

Im Extrembereich der Kurven kam es nicht zwingend zu einer Unterschätzung der Hochwasserabflüsse wie in Abbildung 4.2. In zwei von zehn Fällen wurden diese auch überschätzt und bei zwei weiteren Pegeln war dieser Bereich annähernd Deckungsgleich. Bei kleinen Wiederholungszeitspannen ergaben sich generell gute Anpassungen. Im Hinblick der für die Saisonalitätsanalyse gewählten Hochwasserabflüsse der Jährlichkeiten 2 und 5 ist dies als positiv zu werten.

Im weiteren Verlauf der Auswertung erwiesen sich die von der LfU (1999) regionalisierten Hochwasserabfluss-Kennwerte als ungeeignet. Die Ursache liegt in der unterschiedlichen Datenbasis bei den von der LfU ermittelten Hochwasserabfluss-Kennwerten und den für diese Untersuchung zur Verfügung stehenden Abflusszeitreihen. Grundlage der mit dem Regionalisierungsmodell ermittelten Hochwasserabflüsse sind Zeitreihen der höchsten jährlichen Abflüsse HQ(a). Für die vorliegende Arbeit stehen diese Scheitelwerte nicht zur Verfügung, hier beruht die Analyse auf Abflusszeitreihen aus Tagesmittelwerten. Wie Tabelle 4.3 auszugsweise zeigt, ergaben sich hier deutliche Diskrepanzen zwischen der nach Jährlichkeit und Zeitreihenlänge erwarteten Zahl der Hochwasserabflüsse und der Anzahl der tatsächlich ermittelten Hochwasser der Jährlichkeiten 2 und 5 der jeweiligen Pegel. Am Pegel St. Roman / Kinzig gab es zum Beispiel nur ein Abflussereignis in 34 Jahren, das den von der LfU berechneten Hochwasserwert der Jährlichkeit zwei erreicht beziehungsweise überschritten hat.

Tab 4.3: Vergleich der ermittelten Hochwasser der Jährlichkeiten 2 und 5 mit der jeweiligen Beobachtungslänge der Abflusszeitreihen; in Klammern stehen die Pegelnummern.

Pegel	Anzahl HQ(2)	Anzahl HQ(5)	Beobachtungs- jahre
Murg, Hauensteiner Murg (372)	0	0	22
Enzweihingen, Strudelbach (1490)	0	0	55
St. Roman, Kinzig (389)	1	0	34
Hottingen, Hauensteiner Murg (47635)	1	0	83
Oberau, Karbach (1355)	2	0	21
St: Blasien, Hauensteiner Alb (368)	10	3	54
Geislingen, Fils (1439)	10	2	44
Zell, Wiese (3304)	21	6	69
Steinheim, Murr (435)	23	5	57
Titisee, Gutach (359)	31	9	82

Bei mehr als 50 Prozent der Pegel konnten, unabhängig von der Zeitreihenlänge, maximal zehn Abflüsse der Jährlichkeit 2 und maximal vier Abflüsse der Jährlichkeit 5 ermittelt werden. Diese Ergebnisse stellen für die Saisonalitätsanalyse der Hochwasserabflüsse keine geeignete Datengrundlage dar. Abbildung 4.3 vergleicht die aus Tageswerten berechneten Hochwasserabflüsse verschiedener Jährlichkeiten mit den aus den Scheitelwerten ermittelten regionalisierten Werten aus der LfU-Studie. Letztere sind zwischen 7,9 Prozent und 52,3 Prozent größer; dies erklärt die geringe Anzahl der ermittelten Hochwasser aus den Abflusszeitreihen der Tageswerte. Die HQ(a)-Werte der LfU eignen sich damit nicht für die Verwendung bei der Saisonalitätsuntersuchung der vorliegenden Abflusszeitreihen der Tagesmittelwerte und werden daher nicht weiter eingesetzt.

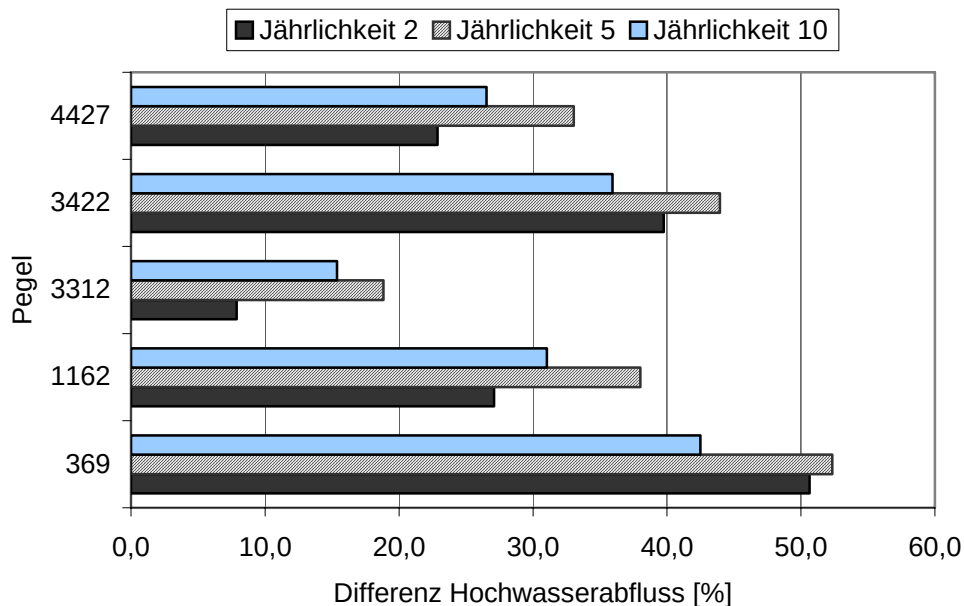


Abb. 4.3: Differenz der regionalisierten Hochwasserabflüsse nach LfU (1999) und der mit Hilfe der Gumbel-Verteilungsfunktion berechneten Abflüsse der Jährlichkeiten 2, 5 und 10 der Pegel Reichenbach, Fils (4427), Jagstzell, Jagst (3422), Durlesbach, Schussen (3312), Goppertshofen, Rottum (1162) und Hohenfels, Hohensteiner Alb (369).

4.3 Hochwasserabfluss: Bildung partieller Serien

4.3.1 Einführung

Die Ergebnisse des vorangegangenen Kapitels erforderten die Bildung neuer Datenkollektive zur hochwasserstatistischen Analyse. Eine Neuberechnung der Hochwasserabfluss-Kennwerte auf Grundlage der Tagesmittelwerte für jeden Pegel im Rahmen dieser Diplomarbeit erwies sich als zu aufwendig. Die Alternative stellen statistisch ermittelte Schwellenwerte dar, die zur Generierung partieller Serien herangezogen werden können.

4.3.2 Methodik

Bei der Bildung partieller Serien aus einer Beobachtungsreihe werden voneinander unabhängige Hochwasserereignisse ausgewählt, deren Abflüsse einen vorgegebenen Schwellenwert überschreiten. Das heißt, der Schwellenwert entspricht dem Kleinstwert der partiellen Serie (MANIAK, 1997). Der Wahl des Schwellenwertes ist besondere Aufmerksamkeit zu widmen. Ist er zu niedrig, kann die Unabhängigkeit der Ereignisse nicht gewährleistet werden, ist er zu hoch, werden nicht genug neue Stichprobenelemente gefunden. Als kleinsten sinnvollen Schwellenwert gibt der DVWK (1999) den Scheitelabfluss des kleinsten maximalen Jahreshochwassers innerhalb des Beobachtungszeitraumes an. Nach MANIAK (1997) sollte der Umfang des Datenkollektivs der partiellen Serie höchstens so viele Werte enthalten wie die vierfache Länge der Beobachtungsreihe Jahre, das bedeutet im Mittel vier Werte pro Jahr. Bei der Bildung der partiellen Serien wird durch die Vergrößerung der Zahl der Werte zwangsläufig im gleichen Maße eine Verbesserung der Daten im statistischen Sinne herbeigeführt (MANIAK, 1997).

Die empirische Verteilungsfunktion wird durch die Bestimmung der kumulierten relativen Häufigkeiten vorgegebener x -Werte berechnet. Umgekehrt kann ein Anteil p vorgegeben werden und gefragt werden, bei welchem x -Wert die kumulierte Häufigkeit diesen Anteil erreicht oder gerade übertrifft. Diese Anteile werden Perzentile genannt.

Als Schwellenwerte werden in der vorliegenden Arbeit die Werte x einer Stichprobe, die mit vorgegebenen Prozentanteilen (Perzentile) der Fläche unter der Dichtefunktion zusammenfallen, gewählt. In der Hydrologie werden die Perzentile häufig zur Ermittlung von Hochwasser-

ereignissen benutzt (MAIDMENT, 1992). Perzentilwerte sind Werte, unterhalb derer ein bestimmter Anteil aller Werte liegt. Das 50 Prozent Perzentil ist der Median, er halbiert die statistische Masse und wird ebenso häufig unter- wie überschritten (BROSIOUS, 1995).

Unter Berücksichtigung dieser Kriterien wurden die Abflussperzentile 95 %; 99 %; 99,2 %; 99,4 %; 99,5 %; 99,6 %; 99,7 %; 99,8 % und 99,9 % für jeden Pegel ermittelt. Die Beobachtungsreihe der Tagesmittel wird hierfür der Größe nach geordnet. Bei aufsteigender Sortierung der Werte einer Stichprobe ergibt sich das j -te Perzentil aus (MANIAK, 1997):

$$P(j) = j * \frac{N + 1}{100} \quad (4.5)$$

j : 1, 2, 3 99,9

N : Stichprobenumfang

Ein weiterer Schwerpunkt bei der Datenaufbereitung von partiellen Serien ist die Prüfung auf Unabhängigkeit der Ereignisse. Die Pegelvorschrift (LAWA, 1999) beschreibt aufeinanderfolgende Abflussereignisse als unabhängig, wenn die Durchflussdifferenz (A) zwischen Spitzen- und Taldurchfluss größer ist als die Differenz (B) zwischen Taldurchfluss und MQ des jeweils niedrigeren Hochwasserabflusses. Zur Verdeutlichung sei auf Abbildung 4.5 verwiesen. Es wird immer der größere Hochwasserabfluss als Stichprobenelement gewählt.

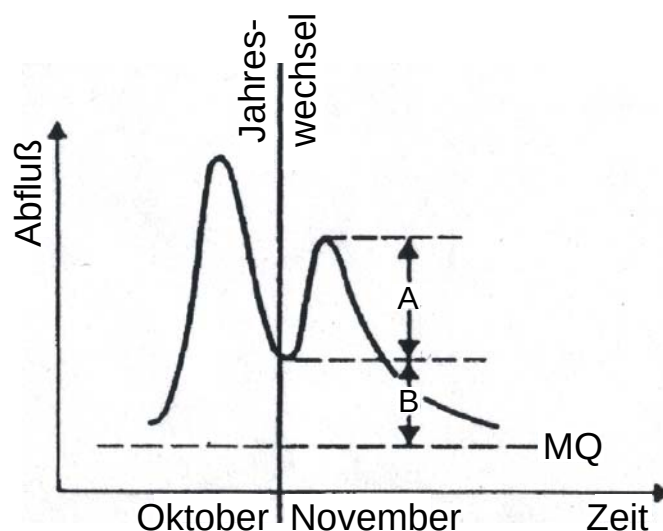


Abb. 4.4: Definition unabhängiger Hochwasserscheitel (aus LAWA, 1999).

Diese Bedingungen sind meist erfüllt, wenn die benachbarten Spitzendurchflüsse mindestens sieben Tage auseinander liegen (MANIAK, 1997). Um eine Unabhängigkeit der Abflussereignisse innerhalb der durch die Schwellenwerte ermittelten Datenkollektive zu gewährleisten, wurde eine Zeitspanne zwischen den Hochwasserereignissen von zehn Tagen gewählt.

4.3.3 Abflusssperzentile – Abschätzung der Jährlichkeit

Die Ermittlung der HQ-Werte für die Wiederholungszeitspannen aus partiellen Serien kann für die benötigten Abflüsse auch aus den empirischen Häufigkeiten der Stichprobenelemente gewonnen werden. Die auf den Stichprobenumfang bezogenen Unterschreitungshäufigkeiten müssen für jahresbezogene Aussagen umgerechnet werden. Die Hochwasserabflüsse für vorgegebene Häufigkeiten lassen sich dann durch Interpolation gewinnen. Gleichung 4.2 muss für die Berechnung wie folgt modifiziert werden (DVWK, 1999):

$$T_p = \left(\frac{M}{N} \right) \cdot T_n \quad , \quad \text{für } M > N \quad (4.6)$$

T_p : Wiederkehrintervall der partiellen Serie
 T_n : Wiederkehrintervall der jährlichen Serie
 M : Anzahl der Werte der partiellen Serie
 N : Anzahl der Beobachtungsjahre.

Auch bei Umrechnung gemäß Gleichung 4.6 können systematische Unterschiede zwischen den Hochwasserabflüssen gleicher Wiederholungszeitspanne aus jährlichen und partiellen Serien bestehen. Besonders im Bereich T_n kleiner zehn Jahre wird bei den jährlichen Serien dem gleichen Hochwasserabflusswert ein größeres T_n zugeordnet als bei den partiellen Serien (LANGBEIN, 1949 in HAUPT, 2000).

Zur Abschätzung der Jährlichkeit der Perzentilwerte wurde exemplarisch die Berechnung für verschiedene Datenkollektive durchgeführt.

4.3.4 Ergebnisse

Die Unabhängigkeit der Abflussereignisse ist eine wichtige Anforderung an die Datenaufbereitung. Die Bildung partieller Serien gestaltet sich besonders problematisch bei Einzugsgebieten mit eher flachen und länger ausgebildeten Hochwasserkurven, da die über dem Grenzwert liegenden Hochwasser nach den oben genannten Kriterien häufig nicht unabhängig sind.

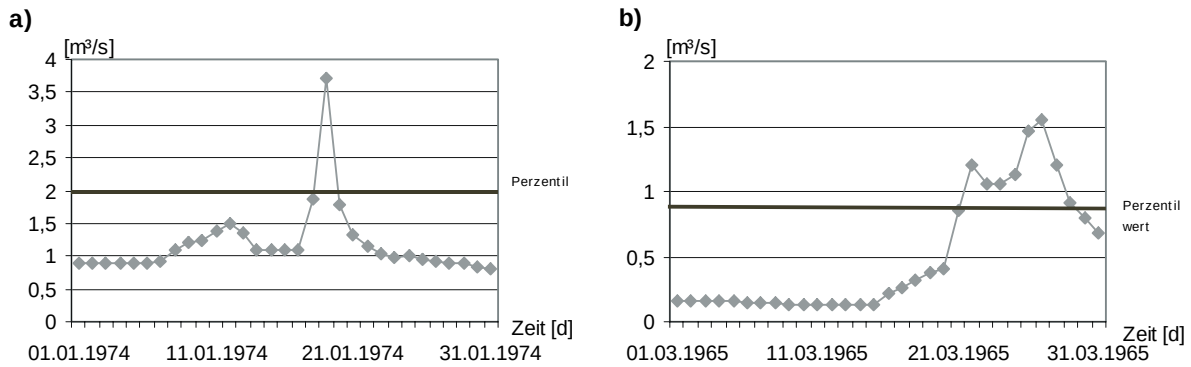


Abb. 4.5: Abflussganglinie Tagesmittelwerte zweier zufällig ausgewählter Hochwasserereignisse (a) Pegel Ummendorf/Umlach und b) Pegel Oberer Burgberg/Steghürbe).

In Abbildung 4.5 sind die Abflussganglinien der Tagesmittelwerte zweier Pegel zu Hochwasserzeiten dargestellt. Der Abfluss am Pegel Ummendorf zeichnet sich hierbei durch einen schnellen, steilen Anstieg und ebenso schnellen Abfall des Hochwasserabflusses aus. Hier wird ein über dem Grenzwert liegendes Hochwasser ermittelt, während der Abfluss bei von Pegel Oberer Burgberg nach dem Scheitel, sehr flach abfällt. Es liegen deshalb mehrere abhängige Abflussmesswerte über dem Schwellenwert. Anhand von Stichproben erwies sich der gewählte zeitliche Abstand von zehn Tagen zwischen den Hochwasserabflüssen als geeignet. Die Zeitspanne ist nicht zu groß, so dass unabhängige Ereignisse auch wirklich erfasst werden und nicht zu klein für die Aussonderung abhängiger Hochwasser.

Ein weiteres Problem lässt sich ebenfalls aus den beiden Abflussganglinien in Abbildung 4.5 ablesen. Bei gleichen Perzentilwerten kommt es in verschiedenen Einzugsgebieten zu einer unterschiedlichen Anzahl ermittelter unabhängiger Hochwasser. Für den Pegel Ummendorf / Umlach, wurden beispielsweise in 23 Jahren 55 Hochwasser beim Perzentil 99 Prozent und noch 14 Hochwasser beim Perzentil 99,8 Prozent ermittelt. Für den Pegel Oberer Burgberg / Steghürbe, stehen im Zeitraum von 24 Jahren bei den gleichen Perzentilwerten nur acht beziehungsweise zwei Hochwasser zur Verfügung. Die Ursachen hierfür liegen in den Gebiets- und Niederschlagsseigenschaften. Diese Einflussfaktoren auf die Form der Hochwasserganglinie der Einzugsgebiete sollen hier jedoch nicht weiter diskutiert werden. HAUPT (2000) wies bei seinen Untersuchungen auf eine allgemein problematische Bildung partieller Serien bei Einzugsgebieten größer 150 km² aufgrund der Form ihrer Hochwasserganglinie hin. Da dies auf die Abflüsse beider Pegel in Abbildung 4.5 zutrifft, erfolgte eine weitere Untersuchung des Aspektes, dass große Einzugsgebiete tendenziell weniger unabhängige Hochwasser aufweisen als kleine Einzugsgebiete. Für Abbildung 4.6 wurde der Quotient aus Zeitreihenlänge

und Beobachtungsjahren gebildet. Die 1,5-fache Zeitreihenlänge eines jeden Pegels diente dann als Grenzwert zur Einteilung der Einzugsgebiete in die Gruppen großer Stichprobenumfang (N groß) und kleiner Stichprobenumfang (N klein).

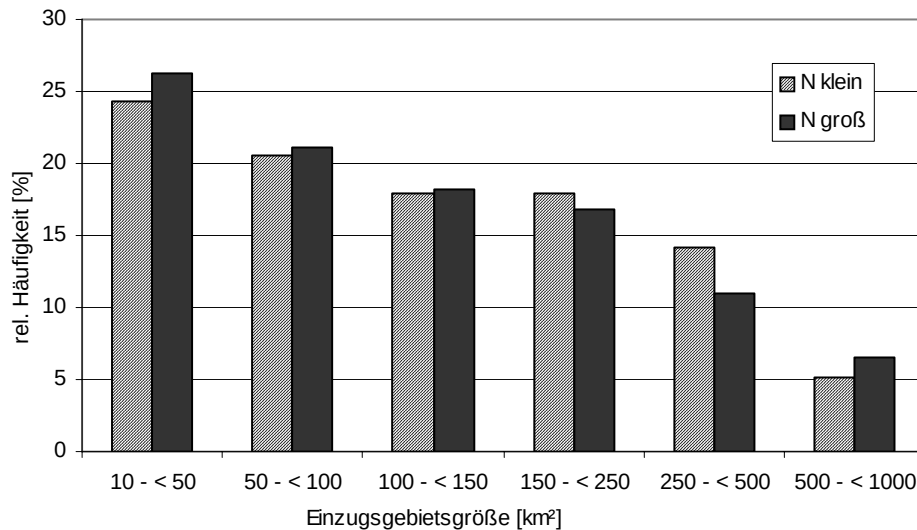


Abb. 4.6: Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die Anzahl der ermittelten unabhängigen Hochwasser für das Perzentil 99 Prozent (N = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse).

Die Perzentilwerte können unter diesen Gegebenheiten nicht generell entsprechenden Jährlichkeiten zugeordnet werden, sondern müssen für jeden Pegel getrennt berechnet werden. Um Anhaltspunkte über die Einordnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit der Perzentilwerte zu bekommen, wurden sechs Pegel zur exemplarischen Berechnung der Jährlichkeit ausgewählt. Bei der Auswahl wurde darauf geachtet, dass sowohl Pegel mit großem als auch mit kleinem Stichprobenumfang in die Analyse eingehen.

Tabelle 4.4 zeigt, dass sich abhängig vom Stichprobenumfang die Wiederholungszeitspanne $T_n(p)$ für ein Jahr zwischen den Perzentilwerten 99,4 und 99,7 bewegt. Mit dem Perzentilwert 99,7 Prozent wird diese Jährlichkeit meist deutlich überschritten. Bei kleinem Stichprobenumfang ist diesem Wiederkehrintervall der Abfluss des Perzentilwertes 99,4 Prozent zuzuordnen. Die Hochwasserabflüsse unter diesem Wert entsprechen bei allen ausgewerteten Pegeln einer Jährlichkeit kleiner eins. Eine eindeutige Zuordnung der Jährlichkeiten gestaltet sich durch die Heterogenität der Stichprobengrößen schwierig. Vergleicht man die Hochwasserabflüsse gleicher Wiederholungszeitspanne der partiellen Serie mit denen der jährlichen Serie, so wird der in Kapitel 4.3 angesprochene systematische Fehler deutlich. In den meisten Fällen ent-

spricht die Wiederholungszeitspanne T_n der jährlichen Serie ein kleinerer Abflusswert als der partiellen Serie.

Tab. 4.4: Wiederkehrintervall in Jahren bei verschiedenen Pegeln, für die Perzentilwerte $T_n(p)$ (N = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse).

Pegel	N	Zeitreihe (Jahre)	Perzentil							
			99	99,2	99,4	99,5	99,6	99,7	99,8	99,9
Rotenbach	84	64	0,77	0,85	1,00	1,12	1,44	1,75	2,23	3,81
Hohenfels	60	43	0,73	0,81	0,93	1,09	1,21	2,18	2,19	4,86
Leutenbach	67	32	0,48	0,59	0,69	0,83	0,96	1,25	1,71	3,25
Sandacker	90	37	0,46	0,49	0,61	0,71	0,89	1,21	1,70	3,40
Friedrichshafen	160	73	0,46	0,53	0,64	0,73	0,82	1,12	1,72	2,96
Rotenfels	143	81	0,57	0,67	0,82	0,92	1,03	1,32	1,94	3,40

Da der Stichprobenumfang der partiellen Serie das Vierfache der Jahre der Zeitreihenlänge nicht überschreiten soll, fließen die Daten des 95-Prozent Perzentils nicht weiter in die Untersuchung ein. Bei 63 Prozent der Pegel ist die Zahl der unabhängigen Hochwasser größer. Die Auswahl der Schwellenwerte, deren Ergebnisse dargestellt werden sollen unterliegt verschiedenen Aspekten. Zum einen soll die Extremität der Ereignisse möglichst groß sein, zum anderen muss eine ausreichende Anzahl aufgetretener Ereignisse bei der Saisonalitätsanalyse des jeweiligen Schwellenwertes vorliegen, damit eine verlässliche statistische Aussage gemacht werden kann. Da der Schwellenwert Perzentil 99,9 Prozent der Abflusszeitreihen dieses Kriterium nicht erfüllt wird er von weiteren Analysen ausgeschlossen⁷. Zur graphischen Darstellung und für weitere statistische Auswertung wird daher das Perzentil 99,8 Prozent verwendet⁸. Es entspricht im Falle der Hochwasser in etwa der Jährlichkeit zwei. Für vergleichende Untersuchungen werden zusätzlich die Abflussperzentile 99,2 Prozent und 99,6 Prozent herangezogen. Die Jährlichkeit dieser Abflüsse entspricht in etwa einer Jährlichkeit von eins.

⁷ Anzahl n der aufgetretenen Hochwasser bei 63 der 215 analysierten Pegel kleiner als neun.

⁸ Ausschluss von sechs Pegelstationen mit $n < 9$.

4.3 Abflusszeitreihen – Standardperioden

4.3.1 Einführung

Eine wichtige Eigenschaft zeitvarianter Prozesse, die bei der Analyse von Zeitreihen eine große Rolle spielt, ist deren Stationarität. Stationäre Prozesse sind vor allem dadurch gekennzeichnet, dass die statistischen Parameter Mittelwert und Standardabweichung in bestimmten Zeitabschnitten nicht signifikant voneinander abweichen. Wie in Kapitel 4.1 angesprochen, wird in der vorliegenden Diplomarbeit hinsichtlich der Saisonalität von stationären Verhältnissen ausgegangen. Diese Annahme wurde nicht explizit überprüft. Um aber den Einfluss der Zeit auf die Messreihen und den Einfluss der Zeitreihenlänge zu untersuchen, wird ein einheitliche Bezugszeitraum festgelegt, der in den folgenden Kapiteln zum Vergleich mit den Gesamtdaten herangezogen wird.

Die gewählte Standardperiode unterliegt einer relativ willkürlichen Auswahl, die durchaus Auswirkungen auf die zeitliche Entwicklung der Perzentilwerte haben kann. Die Auswahl orientiert sich an einem Zeitraum, den eine möglichst große Anzahl der vorhandenen Abflusszeitreihen abdeckt.

4.3.2 Durchführung und Resultate

Aufgrund der verfügbaren Abflusszeitreihen ergibt sich die Standardperiode 1961 – 1990, die auch als Standardperiode von der WMO empfohlen wird. Von den 215 Pegeln decken 141 Pegel diesen Zeitraum ab; auf diese wurden die weiteren Auswertungen beschränkt. Die Lage der berücksichtigten Pegel ist Abbildung 3. zu entnehmen. Der Großteil der Pegel befindet sich im Schwarzwald, ein Teil liegt nördlich der Schwäbischen Alb im Neckar-, sowie Kocher- und Jagstgebiet, außerdem südlich der Alb im Donau- und Voralpengebiet. Im Odenwald, Kraichgau und den nördlichen Gäuplatten finden sich nur sehr wenige Pegel, die den einheitlichen Bezugszeitraum abdecken. Für die 145 zur Verfügung stehenden Abflusszeitreihen wurden nach der in Kapitel 4.3.2 beschriebenen Methodik die partiellen Serien der Perzentile 99 %, 99,2 %, 99,4 %, 99,5 %, 99,6 %, 99,7%, und 99,9 % ermittelt. Vier der 145 Pegel können nicht weiter berücksichtigt werden, da ihr Stichprobenumfang N zu gering für weitere statistische Auswertungen ist.

Die Auswirkungen durch die Verwendung der Standardperiode können nun im Vergleich mit den ungekürzten Abflusszeitreihen untersucht werden. Hierfür werden die prozentualen Abweichungen der Perzentile 99,4 Prozent und 99,7 Prozent der ursprünglichen Datensätze und der Standardperiode berechnet. Abbildung 4.7 kennzeichnet die Verteilung der Abweichung. Die Boxplots stellen ein Diagramm auf Grundlage des Medians, der Quartile und Extremwerte der Abweichungen für die beiden Perzentilwerte dar. Die 10 Prozent und 90 Prozent Perzentile sind durch den Anfangs- und Endbalken gekennzeichnet. In 90 Prozent der Fälle beträgt die Abweichung von den Perzentilwerten der ungekürzten Zeitreihe weniger als 12 Prozent. Die Box stellt den Interquartilbereich mit 50 Prozent der Werte dar, die beim Perzentil 99,4 Prozent eine Abweichung von maximal fünf Prozent, beim Perzentil 99,7 von circa sechs Prozent aufweisen.

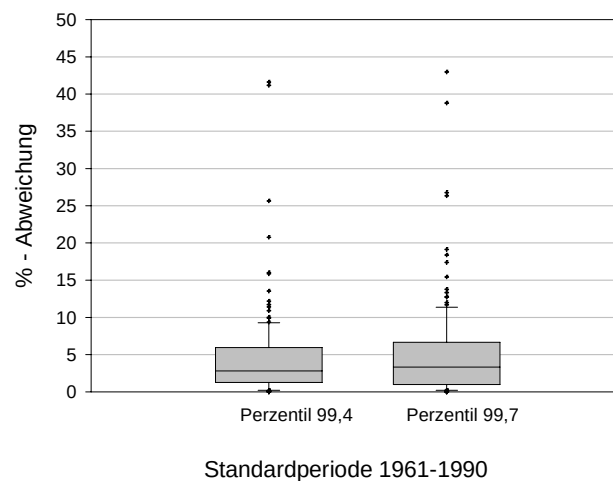


Abb. 4.7: Boxplot der Perzentilabweichung der Standardperiode zu den ungekürzten Zeitreihen für die Schwellenwerte Perzentil 99,4 und 99,7 Prozent.

Alle Abweichungen über 15 Prozent sind positiv das heißt, die Perzentilwerte der ungekürzten Zeitreihen größer sind als die der Standardperiode. Das kann darauf hinweisen, dass Eingriffe auf das Abflussgeschehen, in Form von zum Beispiel Landnutzungsänderungen oder flussbaulichen Maßnahmen, in diesem Zeitraum stattgefunden haben. Die betroffenen Pegel⁹ lassen sich weder einer bestimmten Region zuweisen, noch sind andere Kriterien gefunden worden mit denen sich eine Ursache einheitlich bestimmen lässt.

⁹ Rangendingen, Starzel (40670), 42,97 %; Oberhalb Urlau, Eschach (184), 38,78 %; Trochtelfingen, Eger (147), 26,77 %; Titisee, Gutach (359), 26,32 %.

Tab. 4.5: Statistische Parameter der berechneten Perzentilabweichungen für das jeweilige Perzentil; P 99,4 (P 99,7); Differenz der Perzentilwerte 99,4 (99,7) ungekürzte Zeitreihe und Standardperiode

	P 99,4	P 99,7
Minimum	0,0	0,0
Maximum	42,9	41,6
Mittelwert	5,1	4,6
Standardabweichung	6,5	6,0

Im Mittel treten Abweichungen von 4,8 Prozent auf (Tab. 4.5), bei einer Standardabweichung von ca.6,3 Prozent. Eine Regelmäßigkeit mit denen die Abweichungen auftreten ist nicht gefunden worden. Die Differenzen zwischen dem Perzentilwert der ungekürzten Zeitreihen und der Standardperiode 1961-1990 sind in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße (Abb. 4.8.a) und in Abhängigkeit von der Abweichung der Anzahl der aufgetretenen Hochwasser (Abb. 4.8.b) dargestellt. Visuell ist eine Zuordnung der Perzentilabweichungen zu den Parametern Einzugsgebietsgröße und Abweichung der Anzahl der aufgetretenen Hochwasser nicht möglich. Ein statistischer Zusammenhang konnte mit Korrelationskoeffizienten r kleiner 0,04 ausgeschlossen werden. Insgesamt sind die Abweichungen als gering zu beurteilen. Aus diesem Grund wird eine Beschränkung der Saisonalitätsanalysen auf den einheitlichen Bezugszeitraum, zu Gunsten einer besseren Flächendeckung, nicht vorgenommen.

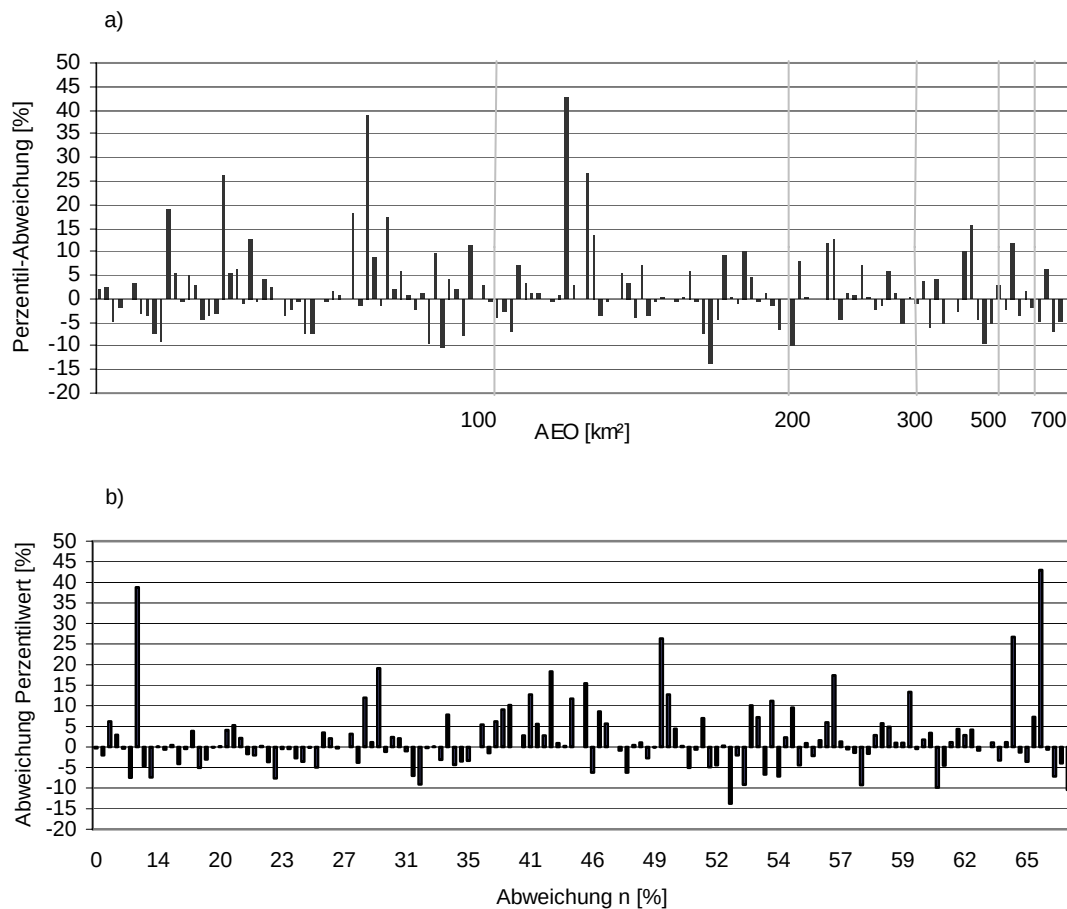


Abb. 4.8: Abweichung der Perzentilwerte 99,7 Prozent der ungekürzten Zeitreihen und der Standardperiode 1961 – 1990 in Abhängigkeit a) von der Einzugsgebietsgröße AEO und b) von der Abweichung der Anzahl n der aufgetretenen Hochwasser der ungekürzten Zeitreihen und der Standardperiode.

4.4 Niederschlag – partielle Serien

4.4.1 Einführung

Ein wichtiger Aspekt dieser Arbeit ist, dass nicht nur der Zeitpunkt des Auftretens der Hochwasser verwendet wird, sondern auch das zeitliche Auftreten von Extremniederschlägen und der jahreszeitliche Verlauf des mittleren Niederschlags. Der Niederschlag ist eine Inputgröße des Abflussbildungsprozesses und entscheidender Faktor für das Auftreten von Hochwasser. Eine Synopsis mit den Niederschlägen ist daher auch bei der Untersuchung der Saisonalität von Hochwasser erforderlich. In kleinen Einzugsgebieten ($< 100 \text{ km}^2$) führen im Sommer kurz andauernde, konvektive Niederschläge hoher Intensität häufig zu hohen Abflüssen. In größeren Einzugsgebieten verursachen dagegen länger anhaltende, advektive Niederschläge

extreme Hochwasser (MANIAK, 1997). Der DWD hat mit Hilfe des BONIE-Verfahrens die Tageswerte des Niederschlags in einer Rastergröße von sieben mal sieben Quadratkilometern für den Zeitraum 1931- 1997 für das Gebiet Baden-Württemberg berechnet (siehe Kapitel 3.2). Ausgehend von dieser Datengrundlage wurden die 24-Stunden-Gebietsniederschläge für die ausgewählten Pegeleinzugsgebiete regionalisiert.

4.4.2 Vorgehensweise und Ergebnisse

Auf Basis der 24-Stunden Gebietsniederschläge werden aus Gründen der Vergleichbarkeit die gleichen Verfahren zur Berechnung der Niederschlagswahrscheinlichkeit angewendet wie bei den Abflusszeitreihen. Als erstes erfolgt die Ermittlung der Perzentile 99 %-, 99,2 %-, 99,4 %-, 99,5 %-, 99,6 %-, 99,7 %-, 99,8 %- und 99,9 Prozent für die 215 Einzugsgebiete entsprechend der in Kapitel 4.3 beschriebenen Methodik, anhand derer anschließend die partiellen Serien generiert werden. Eine Prüfung der Abhängigkeit entfällt, da die 24-Stunden-Gebietsniederschläge messungsbedingt unabhängig sind. Eine Abhängigkeit der Ereignisse der 72-Stunden Gebietsniederschläge kann ausgeschlossen werden, da die gleitende Dreitagesumme nur jeweils einem Tag zugeordnet wird.

Das Perzentil 99,9 Prozent der 24-Stunden Gebietsniederschläge hat mit 24 aufgetretenen Niederschlagsereignissen eine gute Datengrundlage und kann bei der Saisonalitätsanalyse ausgewertet werden.

Zur Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeiten der einzelnen Perzentilwerte kann analog Kapitel 4.3.3 vorgegangen werden. Jedoch gilt für die gleichen Niederschlagsperzentile unterschiedlicher Einzugsgebiete die gleiche Wiederholungszeitspanne, da hier im Gegensatz zu den Abflusszeitreihen die gleiche Anzahl Niederschlagsereignisse ermittelt werden. Dies liegt an der oben beschriebenen Unabhängigkeit der Ereignisse.

Das Perzentil 99,7 Prozent der 24-Stunden Gebietsniederschläge entspricht annähernd der Jährlichkeit eins und das Perzentil 99,9 Prozent liegt nahe der Jährlichkeit drei (Tab. 4.6). Entsprechen den für die Hochwasseranalyse gewählten Perzentilen werden sich die folgenden Untersuchungen hauptsächlich auf die Perzentile 99,8 Prozent, 99,2 Prozent und 99,6 Prozent beziehen.

Tab. 4.6: Wiederholungszeitspanne $T_n(p)$ der partiellen Serien des 24-Stunden Gebietsniederschlags

Perzentil [%]	99,0	99,2	99,4	99,5	99,6	99,7	99,8	99,9
Jährlichkeit $T_n(p)$	0,35	0,35	0,46	0,55	0,69	0,92	1,37	2,81

Die in Kapitel 2.3.4 beschriebene räumliche Verteilung der Jahresmittel der Niederschläge durch den Einfluss der Topographie, in trockenere und feuchtere Regionen, zeichnet sich bei der Verteilung der ermittelten Absolutwerte der Perzentile gut ab. Die höchsten Perzentilwerte von mehr als 50 mm finden sich im Nord- und Südschwarzwald, sowie im südöstlichsten Teil des Alpenvorlandes. Die Niedrigsten von weniger als 35 mm bei den ausgewerteten Einzugsgebieten entlang des Neckarbeckens und seiner Zuflüsse und im Donau-einzugsgebiet südöstlich der Schwäbischen Alb.

4.5 Fazit

Die Saisonalitätsanalysen können nicht wie beabsichtigt mit den Hochwasser der Jährlichkeiten 2 und 5 durchgeführt werden. Die unterschiedliche Datenbasis zwischen den zur Verfügung stehenden regionalisierten Hochwasserkennwerte der LfU und den Abflusszeitreihen schafft keine ausreichende Datenlage zur Ermittlung der Saisonalität. Die alternativ verwendeten Schwellenwerte, in der vorliegenden Arbeit in der Regel als Perzentilwerte bezeichnet, haben den Nachteil, dass für ein und das selbe Abflussperzentil die Anzahl der unabhängigen Hochwasser von Einzugsgebiet zu Einzugsgebiet variiert. Die über die Jährlichkeit getroffenen Aussagen können somit, da nur wenige Pegelstationen derart ausgewertet wurden, nicht als allgemeingültig angesehen werden. Sie sollen jedoch einen Anhaltspunkt zur Abschätzung der Wiederholungszeitspannen der Hochwasser dieser Perzentilwerte geben.

Im Hinblick auf eine zuverlässige statistische Aussage und eine möglichst große Extremität der Ereignisse, wurde das Abflussperzentil 99,8 Prozent für weitere Analysen ausgewählt. Dessen Größe entspricht etwa einem Hochwasser der Jährlichkeit zwei.

Die Wiederholungszeitspannen der Niederschlagsperzentile sind für alle Einzugsgebiete gleich. Das Perzentil 99,7 Prozent entspricht etwa der Jährlichkeit eins, dem Perzentil 99,8 Prozent kann die Wiederholungszeitspanne 1,4 Jahre zugeordnet werden.

Die räumliche Verteilung der Jahresmittel der Niederschläge wird von den berechneten absoluten Werten der Niederschlagsperzentile gut wiedergegeben.

Der Vergleich der Perzentilwerte der Standardperiode 1961-1990 der Abflusszeitreihen mit denen der ungekürzten Abflusszeitreihen ergab im Mittel eine Abweichung von nur fünf Prozent. Abweichungen über 15 Prozent sind alle positiv, dies bedeutet eine Abnahme der Abflüsse im Zeitraum der Standardperiode zu denen der ungekürzten Abflusszeitreihen. Ursache können natürliche Schwankungen sein, aber ebenso können Eingriffe auf das Abflussgeschehen in Form von Landnutzungsänderungen oder flussbaulichen Maßnahmen im Einzugsgebiet stattgefunden haben. Insgesamt sind die Abweichungen als gering zu bewerten. Eine Verkürzung der Zeitreihen auf die Standardperiode 1961-1990 wird daher nicht vorgenommen.

5 Saisonalitätsanalyse der Hochwasser- und Niederschlagszeitreihen

5.1 Einführung

Die saisonale Information, die in den Zeitreihen enthalten ist, erfordert zur effektiven Darstellung geeignete Ansätze. In der vorliegenden Arbeit wurden unterschiedliche Methoden angewendet und deren Ergebnisse zueinander in Beziehung gebracht. Eine Möglichkeit ist die Verbindung des Regimekonzeptes mit der Saisonalität. Unter *Regime* werden die relativen oder absoluten Schwankungen eines Wasserhaushaltselementes innerhalb eines bestimmten Zeitraumes verstanden (ASCHWANDEN, 1983). Abflussregime beschreiben den charakteristischen Gang des Abflusses eines Gewässers. Sie spiegeln bestehende Faktoren im Einzugsgebiet von Klima, Relief, Vegetation, pedologischen und geologischen Gegebenheiten, sowie durch anthropogene Maßnahmen bedingte Eigenheiten im zeitlichen und räumlichen Jahresgang wieder. MERZ et al. (1999) setzen unter anderem die Regime von Abfluss und Niederschlag zur Erschließung hochwasserauslösender Mechanismen ein.

Ein weiteres Verfahren beruht auf Anwendungen von MAGILLIGAN & GRABER (1996), BLACK & WERRITTY (1997) und BURN (1997). Sie stellen mit Hilfe der Direktionalstatistik (s.u) zeitliche Variationen hinsichtlich des Auftretens von Hochwasser über das Jahr und über den Raum dar. Die Direktionalstatistik ist vorteilhaft, da Beginn und Ende des Jahres individuell, zum Beispiel orientiert am hydrologischen Jahr, festgelegt werden können. Ausgewertet wurden sowohl jährliche Serien der höchsten Abflüsse und Niederschläge (MAGILLIGAN & GRABER, 1996, PIOCK-ELLENA et al. 2000, HAUPT, 2000) als auch partielle Hochwasserserien (CASTELLARIN et al. 2001, BLACK & WERRITTY, 1997).

Zur Analyse der Saisonalität unterschiedlicher hydrologischer und meteorologischer Größen ist zunächst die Bestimmung quantitativer Kennwerte notwendig. Anhand der Abflusszeitreihen der Tagesmittelwerte kann der jahreszeitliche Verlauf der langjährigen Mittelwerte der höchsten Monatsabflüsse (MHQ-Regime) ermittelt werden. Da der Niederschlag die den Abflussprozess am stärksten beeinflussendste Größe ist, werden analog die Regime der monatlichen höchsten Tagesgebietsniederschläge (MHN-Regime) berechnet. Dies erlaubt einen Vergleich beider Komponenten hinsichtlich ihrer Saisonalität.

Aus den partiellen Serien von Abfluss und Niederschlag werden die Saisonalitätsmaße mittleres Auftretensdatum MD und Ausprägung beziehungsweise Variabilität der Saisonalität $\bar{r}$ ermittelt (siehe Kapitel 5.2.1).

5.2 Saisonalitätsparameter

5.2.1 Saisonalitätsparameter nach BURN

Die Saisonalität der Hochwasser und des Niederschlags der partiellen Serien wird nach dem von BURN (1997) beschriebenen Ansatz quantifiziert. Das Verfahren hat seinen Ursprung in der Direktionalstatistik und dient der Identifizierung einer Vorzugsrichtung. Es basiert auf Zirkularverteilungen, die ein Sonderfall zweidimensionaler Verteilungen sind, bei denen die Häufigkeiten beziehungsweise Wahrscheinlichkeiten auf einem Kreisumfang liegen (NORCLIFFE, 1981).

Für die ermittelten partiellen Serien der Hochwasser und Gebietsniederschläge wird jeweils das mittlere Auftretensdatum MD berechnet. Dabei ist jedem Wert der partiellen Serie das Datum des Auftretens zugeordnet. Dieses wird in das Julianische Datum JD umgerechnet, wobei das Julianische Datum die Werte $JD = 1$ für den 1. November bis $JD = 365$ für den 31. Oktober¹⁰ annehmen kann. Es erfolgt die Umrechnung des Julianischen Datums für jedes Ereignis i in das Bogenmaß des Winkels α eines Einheitskreises ($r = 1$) nach der Formel:

$$\alpha_i = JD_i * \left(\frac{2\pi}{365} \right). \quad (5.1)$$

Start des Jahres ist der 1. November und damit der östlichste Punkt¹¹ des Einheitskreises, der sich gegen den Uhrzeigersinn fortsetzt. Jedes Ereignis kann nun als Einheitsvektor mit der Richtung gegeben durch α interpretiert werden. Die x- und y-Koordinaten des mittleren Auftretensdatums der partiellen Serie mit einem Stichprobenumfang n errechnen sich aus:

¹⁰ Die Einteilung erfolgt nach dem hydrologischen Jahr.

¹¹ Entspricht einem Winkel von null Grad.

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\alpha_i) \quad \text{und} \quad (5.2)$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin(\alpha_i) \quad (5.3)$$

Es wird der resultierende Vektor aus der Summe aller Einzelvektoren errechnet (Abb. 5.1) und durch die Anzahl der Ereignisse geteilt. Die Koordinaten des Vektormittels $\bar{x}$ und $\bar{y}$ liegen dann innerhalb oder auf dem Einheitskreis. Die Richtung dieses mittleren Vektors, ausgedrückt durch das Bogenmaß des mittleren Winkels $\bar{\alpha}$, lässt sich wie folgt bestimmen:

$$\bar{\alpha} = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{y}}{\bar{x}} \right) \quad (5.4)$$

Der mittlere Winkel $\bar{\alpha}$ kann in das mittlere Auftretensdatum (MD) umgeformt werden durch:

$$MD = \bar{\alpha} * \left(\frac{365}{2\pi} \right) \quad (5.5)$$

Zur Verdeutlichung ist die Berechnung des mittleren Auftretensdatums in Abbildung 5.1 schematisch dargestellt.

Ein Maß für die Variabilität ist die dimensionslose Größe $\bar{r}$. Sie gibt die Streuung der Einzeldaten um das mittlere Auftretensdatum MD an und wird definiert als:

$$\bar{r} = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \quad (5.6)$$

Der Parameter $\bar{r}$ entspricht der Länge des Vektormittels und kann Werte zwischen Null und Eins annehmen. Ein Wert von Eins bedeutet, dass alle Ereignisse der partiellen Serie am gleichen Tag im Jahr stattfinden, während Werte nahe Null eine große zeitliche Variabilität im Auftreten der Ereignisse im Einzugsgebiet charakterisieren. Je höher der Wert $\bar{r}$, umso größer ist die Regelmäßigkeit im zeitlichen Auftreten der Ereignisse (BURN, 1997).

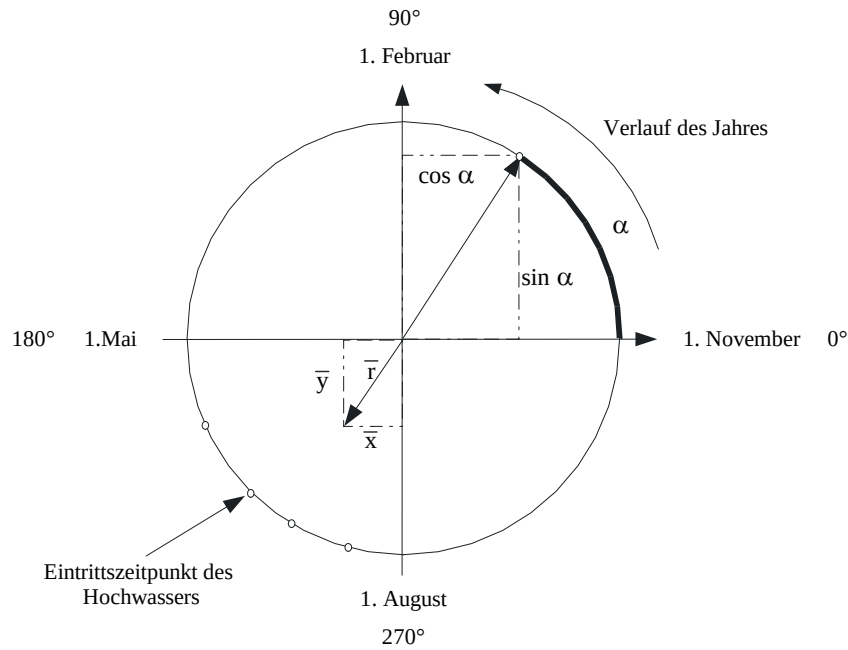


Abb. 5.1: Berechnung des mittleren Auftretensdatums (verändert nach BLACK & WERRITTY, 1997).

Mit Hilfe der Teststatistik nach Rayleigh kann das Bestehen einer Vorzugsrichtung bei gegebenem $\bar{r}$ überprüft werden. Ihre Berechnung erfolgt nach (NORCLIFFE, 1981):

$$H = \bar{r}^2 * n \quad (5.7)$$

Tab. 5.1: Kritische H-Werte für den Rayleightest (aus NORCLIFFE, 1981) (n = Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse).

n	$H_{0,01}$
6	4,080
10	4,290
15	4,398
20	4,451
>24	4,605

Die Nullhypothese H_0 lautet, dass sich keine Vorzugsrichtung hinsichtlich des mittleren Auftretensdatums zeigt. H wird mit dem kritischen Wert $H_{0,01}$, der Stichprobenabhängig ist, aus Tabelle 5.1 verglichen. Ist H größer als $H_{0,01}$, wird die Nullhypothese zurückgewiesen und auf die Existenz einer Vorzugsrichtung bei einem Signifikanzniveau von 0,01 geschlossen. Vor-

aussetzung für die Anwendung des Rayleightests ist die unimodale Verteilung der Daten, andernfalls kann dieser nicht sinnvoll angewendet werden (Norcliffe, 1981).

Da die Forderung einer unimodalen Verteilung häufig nicht erfüllt ist, kann als statistisches Maß für die Streuung der Daten, die mittlere Winkelabweichung s_α nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$s_\alpha = 114,592 * (1 - \bar{r}) \quad [\text{Grad}] \quad (5.8)$$

Sie ist das zirkulare Äquivalent der Standardabweichung, die bei schiefen Verteilungen oder Spannweiten von über 60° zu hohen Abweichungen von der tatsächlichen mittleren Winkelabweichung führt (NORCLIFFE, 1981).

Anhand der Saisonalitätsvektoren, die das mittlere Auftretensdatum und die Variabilität der Niederschlags- und Abflussereignisse der einzelnen Einzugsgebiete wiedergeben, ist eine graphische Darstellung der Saisonalität in den untersuchten Einzugsgebieten mit Hilfe eines geographischen Informationssystems möglich (siehe Kapitel 5.3, Abbildungen 5.6 und 5.7).

5.2.2 Saisonalitätsparameter nach Pardé

Die Saisonalität der langjährigen Mittelwerte der höchsten Abflüsse und Niederschläge, der so genannten MHQ- und MHN-Regime, wurde mittels des Pardé-Koeffizienten (PARDÉ, 1947) quantifiziert.

Zur Ermittlung des mittleren jährlichen Abflussganges wurde von PARDÉ der dimensionslose Abflusskoeffizient PK eingeführt. Dabei wird der mittlere Abfluss eines jeden Monats i (MQ_{Monat}) durch den mittleren jährlichen Abfluss (MQ_{Jahr}) dividiert:

$$PK(i) = \frac{MQ_{\text{Monat}}(i)}{MQ_{\text{Jahr}}} \quad (5.9)$$

Die mittlere jährliche Wasserführung erhält damit den Wert Eins. Liegt der Pardé-Koeffizient bei 1, so ist der Abfluss während eines Jahres ausgeglichen, liegt er hingegen bei zwölf, so tritt der gesamte Abfluss eines Jahres innerhalb dieses Monats auf. Durch diese Normierung gewinnt man eine von der absoluten Größe der Mittelwasserführung unabhängige Vergleichsmöglichkeit.

Anhand der Abflusszeitreihen der Tagesmittelwerte kann der jahreszeitliche Verlauf der langjährigen Mittelwerte der höchsten Monatsabflüsse (MHQ-Regime) für jeden Pegel ermittelt werden. Für jeden Monat i errechnet sich der Pardé-Koeffizient aus:

$$PK_i = \frac{12}{n} \sum_{j=1}^n \left(\frac{MHQ_{ij}}{\sum_{i=1}^{12} MHQ_{ij}} \right) \quad (5.10)$$

n : Anzahl der Beobachtungsjahre

wobei MHQ_{ij} der mittlere höchste monatliche Abfluss im Monat i und im Jahr j ist. Die Regimeganglinie erhält man durch Auftragen des Pardé-Koeffizienten über die Monate. Aus den MHQ-Regimen der einzelnen Pegel wird der maximale Pardé-Koeffizient $PK_{\max}$

$$PK_{\max} = \max(PK_i) \quad (5.11)$$

der zwölf Monate sowie der Monat $i_{\max}$, in dem der maximale Pardé-Koeffizient aufgetreten ist, ermittelt.

Um die Saisonalitätsparameter nach PARDÉ mit den im Kapitel 5.2.1 ermittelten Saisonalitätsmaßen nach BURN graphisch in Beziehung setzen zu können, wurden die Saisonalitätsvektoren bestimmt. Die Länge der Vektoren ist proportional zu den maximalen Pardé-Koeffizienten $PK_{\max}$ und die Vektorrichtung entspricht dem 15. des Monats, in dem $PK_{\max}$ aufgetreten ist. Diesem Tag des Monats wird der entsprechende Winkel nach Gleichung 5.1 zugeordnet, die x- und y-Koordinaten des Vektors berechnen sich aus:

$$x = \cos(\alpha) \quad (5.12)$$

$$y = \sin(\alpha) \quad (5.13)$$

Für die Länge des Vektors werden die x- und y-Koordinaten mit dem maximalen Pardé-Koeffizienten gewichtet.

Die MHN-Regime und die sich daraus ergebenden Saisonalitätsparameter berechnen sich aus den höchsten Tageswerten der Gebietsniederschläge eines jeden Monats. Das Vorgehen erfolgte analog den oben beschriebenen MHQ-Regimen.

5.3 Visualisierung der Ergebnisse

Die Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag des Perzentils 99,8 Prozent konnte für 209 Einzugsgebiete in Baden-Württemberg analysiert werden. Es wurden pro Pegelstation neun bis 60 Hochwasser ausgewertet und je nach zugehörigem Einzugsgebiet 48 Niederschlagsereignisse. Einen Überblick der Lage der mittleren Auftretensdaten von Hochwasser und Niederschlag aller Einzugsgebiete soll Abbildung 5.3 geben. Die Saisonalität der Hochwasser konzentriert sich auf die Monate Januar, Februar und März. Sie zeigt jedoch kein homogenes Muster, da die mittleren Auftretensdaten bis in das hydrologische Sommerhalbjahr, verstärkt in den April und Mai, streuen (Abb. 5.3.a). Die Regularität beziehungsweise Variabilität $\bar{r}$ der Einzeldaten eines jeden Einzugsgebiets wird durch die Entfernung des mittleren Auftretensdatums von der Kreismitte verdeutlicht (siehe Kapitel 5.2.1). Je größer die Regularität eines Einzugsgebiets, desto näher liegen die Ereignisse am Kreisrand. Einzugsgebiete mit hoher Variabilität finden sich in der Kreismitte. In den Wintermonaten Januar und Februar ist die Saisonalität der Hochwasser deutlich stärker ausgeprägt, charakterisiert durch große Regularitäten bis 0,85. Dagegen liegt die Regularität der Sommersaisonalität bis auf eine Ausnahme unter 0,6¹².

¹² Regularität ausgedrückt durch das Variabilitätsmaß $\bar{r} : 0 \leq \bar{r} \leq 1$

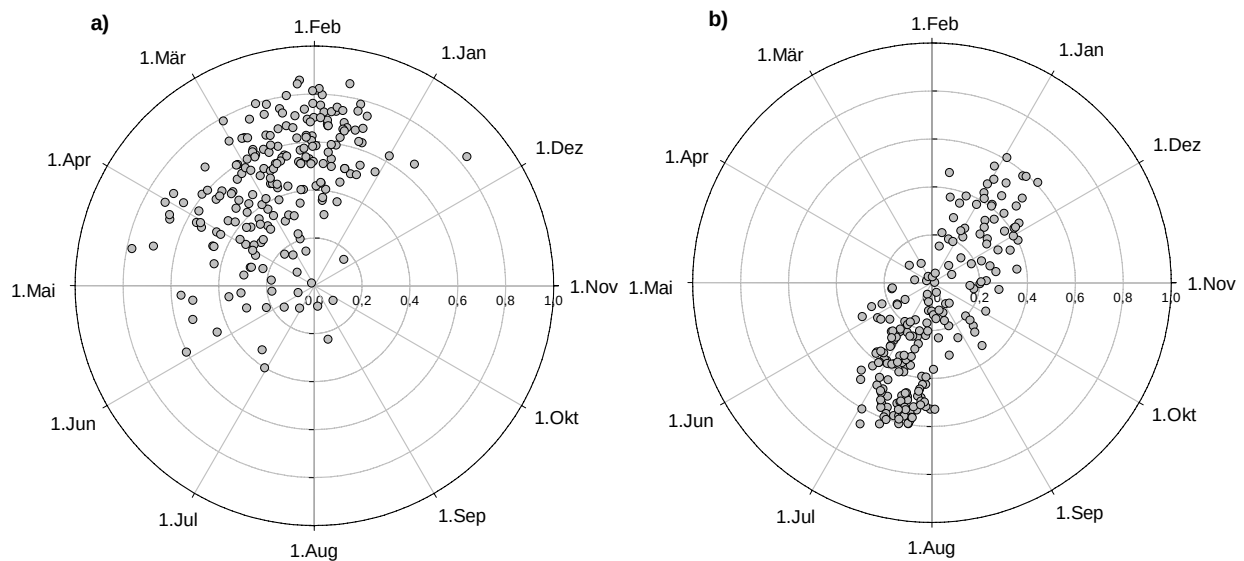


Abb. 5.3: Mittleres zeitliches Auftreten und Regularität von a) Hochwasser und b) 24-Stunden-Gebietsniederschlag für das Perzentil 99,8 Prozent in Baden-Württemberg; ○ = Pegelstation.

Auffällig ist ein deutlich unterschiedliches Muster der Saisonalität des 24-Stunden-Gebietsniederschlags. Im Vergleich zur Saisonalität der Hochwasser zeigt sich eine Häufung der mittleren Auftretensdaten im hydrologischen Sommerhalbjahr, bevorzugt im Juli, sowie eine weitere geringere Akkumulation in den Monaten November bis Januar mit einem Maximum im Dezember. Die Verteilung der Saisonalität des Niederschlags wirkt zunächst homogener, bei genauerer Betrachtung ergibt sich jedoch ein ebenso breiter Streubereich wie bei den Hochwassersaisonalitäten. Die Ausprägung der Saisonalität des 24-Stunden-Gebietsniederschlags ist mit einem $\bar{r}$ von maximal 0,66 nicht so stark wie die der Hochwasser. Ursachen der zeitlichen Abweichung zwischen der Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag können durch die jahreszeitlich differierenden Speichereigenschaften der Einzugsgebiete erklärt werden. Im Sommer, der Phase des Wasseraufbrauchs, sind die Wasserspeicher, unter anderem durch die Vegetation und hohe Temperaturen beeinflusst und in der Regel gering gefüllt. Im Winter unterliegen die Einzugsgebiete hingegen einer Situation mit eher gefüllten Speichern, so dass geringere Niederschlagsimpulse zur Auslösung von Hochwasser führen können. Temperaturabhängig können Schneerücklagen und gefrorene Böden die Hochwassergefahr verschärfen. UHLENBROOK et al. (2000) untersuchten Abfluss- und Niederschlagsereignisse der Jährlichkeit größer und gleich zehn und die durch diese Niederschlags-

ereignisse ausgelöst Abflussereignisse der Jährlichkeit kleiner zehn. Es konnte gezeigt werden, dass durch die oben beschriebenen Verhältnisse Niederschlag mittlerer Extremität zu extremen Hochwassern im Winter führen kann, während es im Sommer eher zu mäßigen Hochwassern durch extreme Niederschlagsereignisse kommt.

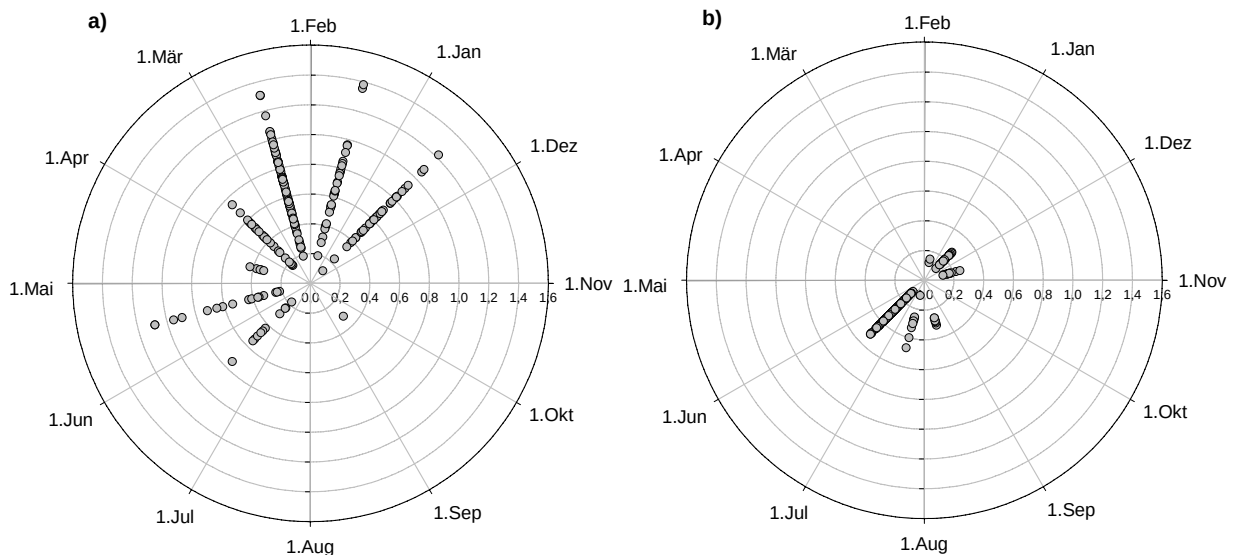


Abb. 5.4: Zeitliches Auftreten der maximalen Pardé-Koeffizienten a) der MHQ-Regime und b) der MHN-Regime gelegt auf den 15. des jeweiligen Monats (Entfernung vom Mittelpunkt entspricht der Abweichung vom Mittelwert = 1) ; ○ = Pegelstation.

Zum Vergleich stellt Abbildung 5.4 das zeitliche Auftreten der maximalen Pardé-Koeffizienten der MHQ- und MHN-Regime dar. Es präsentiert sich eine der Saisonalität der Hochwasser und des 24-Stunden-Gebietsniederschlags ähnliche Verteilung. Die mittleren monatlichen höchsten Abflüsse weichen auch hier deutlich stärker vom Mittelwert ab als die mittleren monatlichen höchsten Niederschläge. Deren Abweichungen vom Mittelwert liegen alle unter 0,7. Die Ursache für diese niedrigen Pardé-Koeffizienten sind die meist bimodalen Verteilungen des Niederschlags, mit einem Maximum im hydrologischen Sommer- und einem im hydrologischen Winterhalbjahr. UHLENBROOK et al. (2000) zeigten, an Einzugsgebieten in Baden-Württemberg, dass häufig schwach ausgeprägte Wintermaxima mit stärker ausgeprägten Sommermaxima im Juni einhergehen.

Die MHQ-Regime zeichnen sich, im Gegensatz zu den mittleren Auftretensdaten der Hochwasser, durch ein frühes Auftreten der Wintermaxima im Dezember aus. Diese Verschiebung

kommt durch die Mittelung der Daten von Einzugsgebieten zustande, deren höchste Abflüsse sich über zwei bis drei aufeinanderfolgende Monate verteilen oder bimodalen Verteilungen unterliegen. STEINBRICH et al. (2002) ermittelten einen linearen Zusammenhang zwischen dem Auftreten des maximalen Pardé-Koeffizienten der MHQ-Regime und der Saisonalität der Hochwasser, ausgedrückt durch einen Korrelationskoeffizienten r von 0,7. Abbildung 5.5 ist zu entnehmen, dass es eine große Übereinstimmung zwischen der Saisonalität der Hochwasser und dem Auftreten des maximalen Pardé-Koeffizienten gibt. Zwölf Einzugsgebiete weichen hinsichtlich dieser beiden Parameter mehr als zwei Monate voneinander ab. Die extremen Abweichungen zwischen dem Auftretensmonat des maximalen Pardékoeffizienten und dem mittleren Auftretensdatum der Abflüsse gehen nicht zwingend mit einer großen Variabilität der Saisonalität des Einzugsgebietes einher. Auch Einzugsgebiete mit einer größeren Regularität können in diesem Maße abweichen, werden aber als nicht signifikant ausgewiesen¹³ (Kapitel 5.4.1).

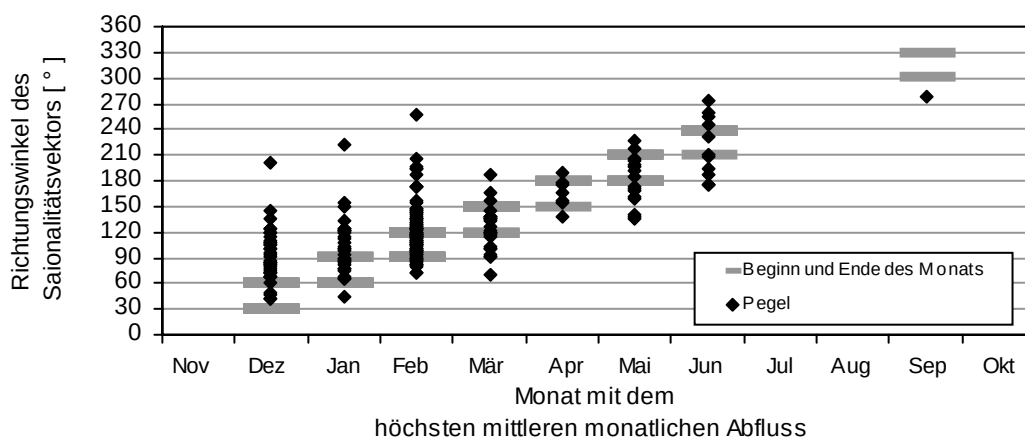


Abb. 5.5: Zusammenhang zwischen der Saisonalität der Hochwasser und dem Auftretensmonat des maximalen Pardé-Koeffizienten der MHQ-Regime für das Perzentil 99,8 Prozent (aus STEINBRICH et al., 2001).

Die Darstellung der räumlichen Verteilung der Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag für Baden-Württemberg erfolgt mit Hilfe der Saisonalitätsvektoren in Abbildung 5.6. Die räumliche Lage der Vektoren entspricht den Pegelkoordinaten. Die Richtung der Vektoren stellt den Zeitpunkt des mittleren Auftretens dar und deren Länge die Ausprägung der Saisonalität. Kurze Vektoren bedeuten eine große Streuung der Eintrittszeitpunkte der Hochwasser-

¹³ Beispiel Pegel Sachsenheim, Metter (2406) mit einem $\bar{r}$ von 0,599.

und Niederschlagsereignisse. Je länger die Vektoren, desto größer ist die Regularität der einzelnen Auftretensdaten.

Die Vektoren zeigen ein unterschiedliches Muster der Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag in Baden-Württemberg. Die Saisonalität des Niederschlags wirkt räumlich homogener als die Saisonalität der Hochwasser, obwohl die mittleren Auftretensdaten der Hochwasser, bis auf wenige Ausnahmen, alle im Winter liegen. Dieser Eindruck wird durch ein breites Band ausgeprägter Sommersaisonalität der Niederschläge im südöstlichen Untersuchungsgebiet verursacht. Die Vektoren der Hochwasser zeigen in diesem Gebiet ein sehr heterogenes Bild, was Richtung und Ausprägung der Saisonalität betrifft. Im Bereich der Schwäbischen Alb, ausgenommen dem nordöstlichen Teil, und dem direkt angrenzenden südwestdeutschen Schichtstufenland herrscht eine Saisonalität der Hochwasser im späten Winterhalbjahr mit Übergang zum Sommer vor. Die Ursachen können das Zusammenspiel von konvektiven Niederschlagsereignissen im Sommer und Schneeschmelzprozessen im Frühjahr sein. Der Einfluss advektiver Niederschläge im Winter ist durch die Lage der Schwäbischen Alb, bei vorherrschender Südwest-Zirkulation, im Lee des Schwarzwaldes nicht sehr groß. Im äußersten Südosten, dem Alpenvorland, ist im Einzugsgebiet von Schussen und Argen die Saisonalität der Hochwasser kaum ausgeprägt. Hier kommt es im Sommer bei Hauptwindrichtung West bis Nordwest, zu stärkeren Stauwirkungen der Alpen, die zum Sommermaximum des Niederschlags und Sommerhochwassern führen (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, VEKEHR UND REAKTORSICHERHEIT, 2000). Im Winter / Frühjahr hingegen werden die Hochwasserereignisse überwiegend durch Schneeschmelze verursacht. Die Regionen Schwarzwald und Odenwald heben sich durch eine bei den Niederschlägen auftretende Saisonalität im frühen Winter hervor. Die meist stark ausgeprägte Saisonalität der Hochwasser liegt hier ebenfalls im Winter. Dieser direkte Zusammenhang zwischen der Hochwasser- und Niederschlagssaisonalität wird sonst im Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg nicht mehr gefunden. Gründe sind die durch starke Westwindzirkulation und das niedriger liegende Kondensationsniveau vorherrschenden advektiven Niederschläge im Winter. Je nach Höhenlage werden diese als Schneerücklagen gespeichert. Im frühen Winter können vor allem im Südwesten, durch warmfeuchte Luftmassen aus westlicher Richtung, einsetzende Schneeschmelzprozesse in Verbindung mit starken Regenfällen zu Hochwassern führen (UHLENBROOK et al., 2000).

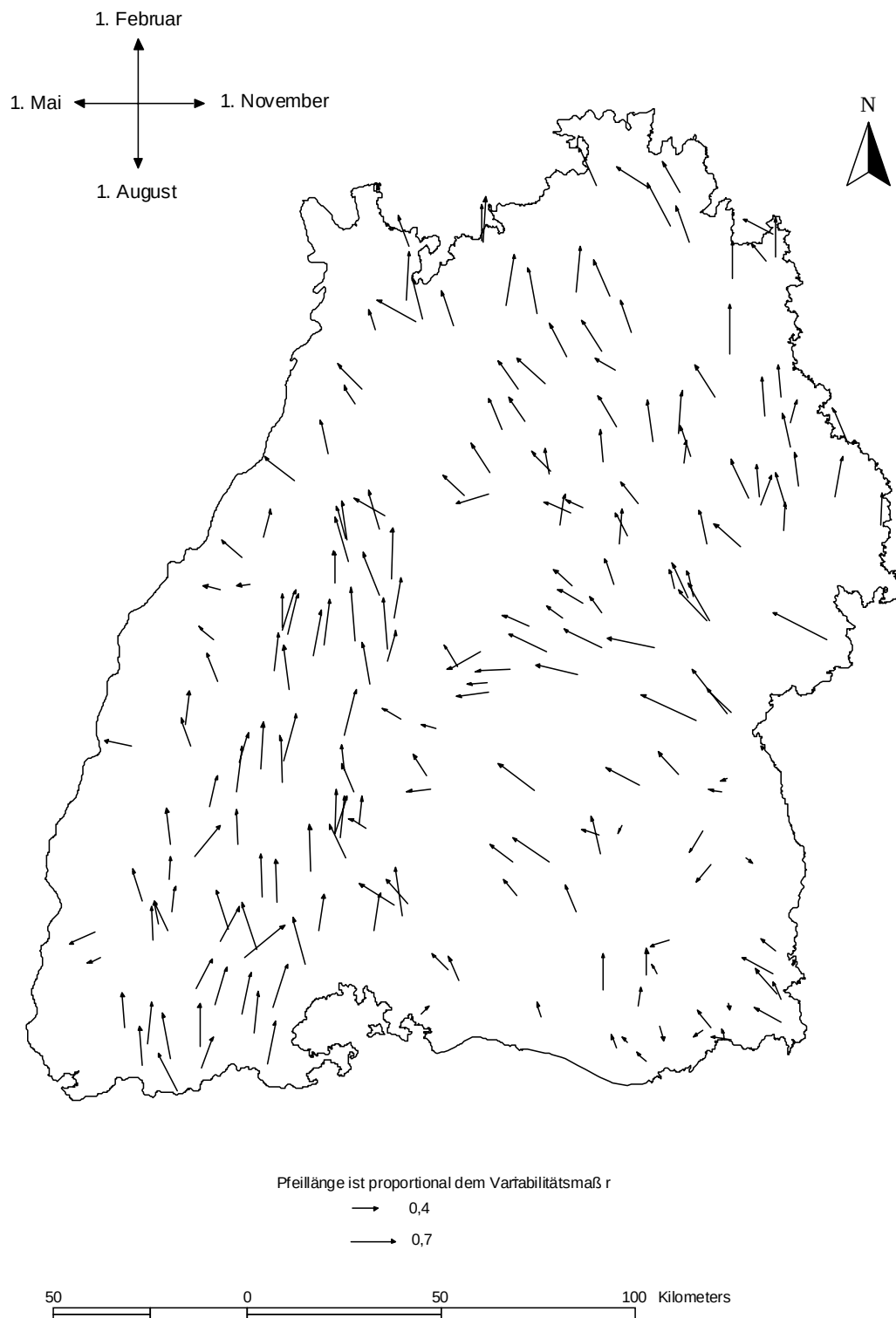


Abb. 5.6: Saisonalität der Hochwasser in Baden-Württemberg für den Schwellenwert Perzentil 99,8 Prozent.

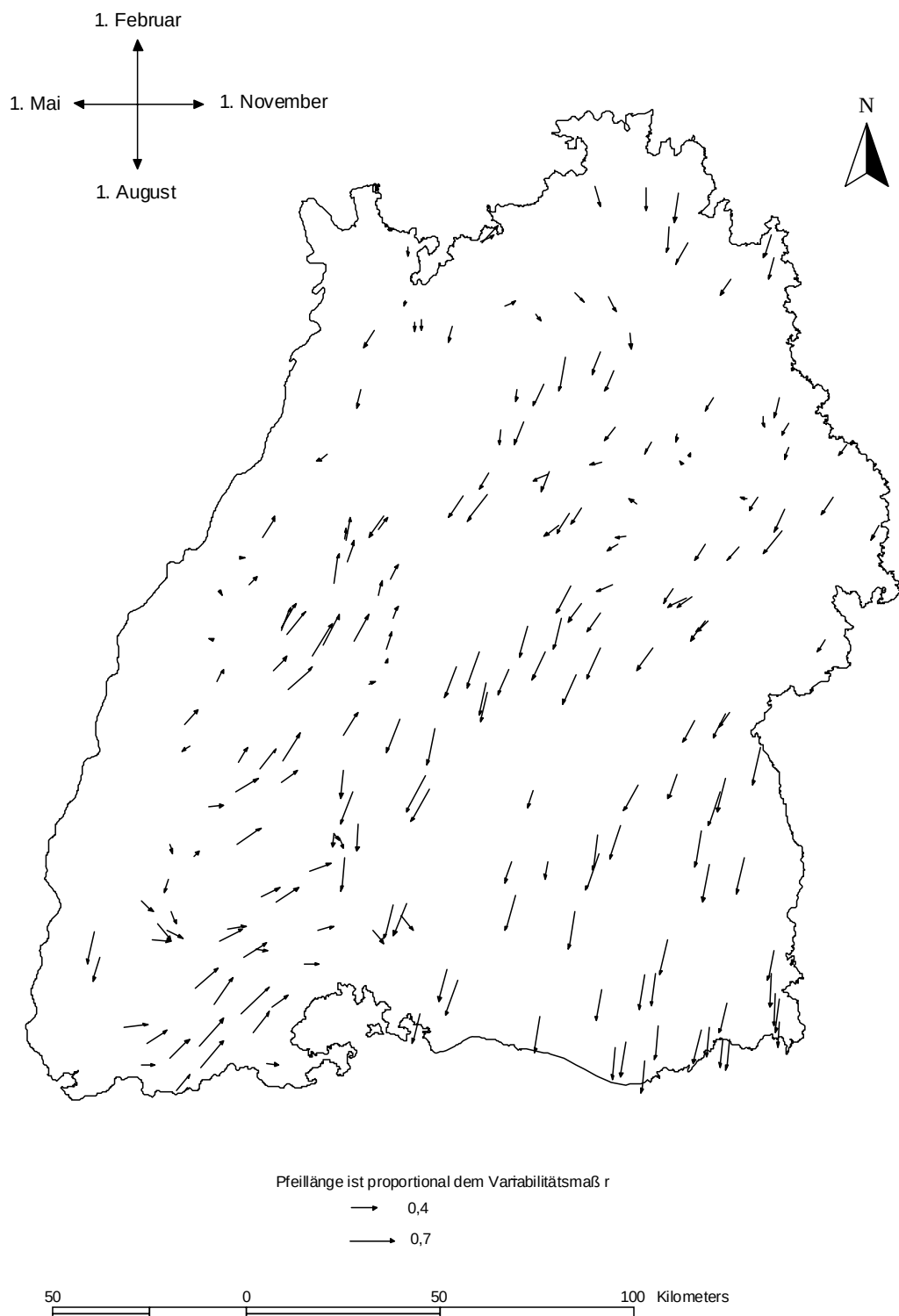


Abb. 5.7: Saisonalität der 24-Stunden-Gebietsniederschläge in Baden-Württemberg für den Schwellenwert Perzentil 99,8 Prozent.

Die Einzugsgebiete der westlichen Vorbergzone des Schwarzwaldes und der Oberrheinebene verhalten sich ähnlich wie die südöstlich und nordwestlich der Alb gelegenen Gebiete. Sie liegen im Lee der westlich vorgelagerten Vogesen und des Pfälzer Waldes und sind im Sommer und im Winter relativ geschützt vor advektiven Niederschlägen¹⁴. Die mittleren Auftretensdaten der Hochwasser liegen im späten Winterhalbjahr, teils auch im Sommer. Die Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität¹⁵ der Hochwasser gehen mit einer Sommersaisonalität des Niederschlags einher. Das lässt vermuten, dass diese Einzugsgebiete bezüglich ihrer Hochwasserbildung sehr stark durch konvektive Niederschlagsereignisse beeinflusst werden. Die zum Aufstieg der Luftmassen benötigte Aufheizung der Bodenoberfläche tritt vor allem im Sommer auf. Bekräftigt wird diese Vermutung durch die Lage dieser Einzugsgebiete an einer „Gewitterstraße“, die in diesem Bereich entlang der Vorbergzone verläuft (TRENKLE & RUDLOFF, 1989).

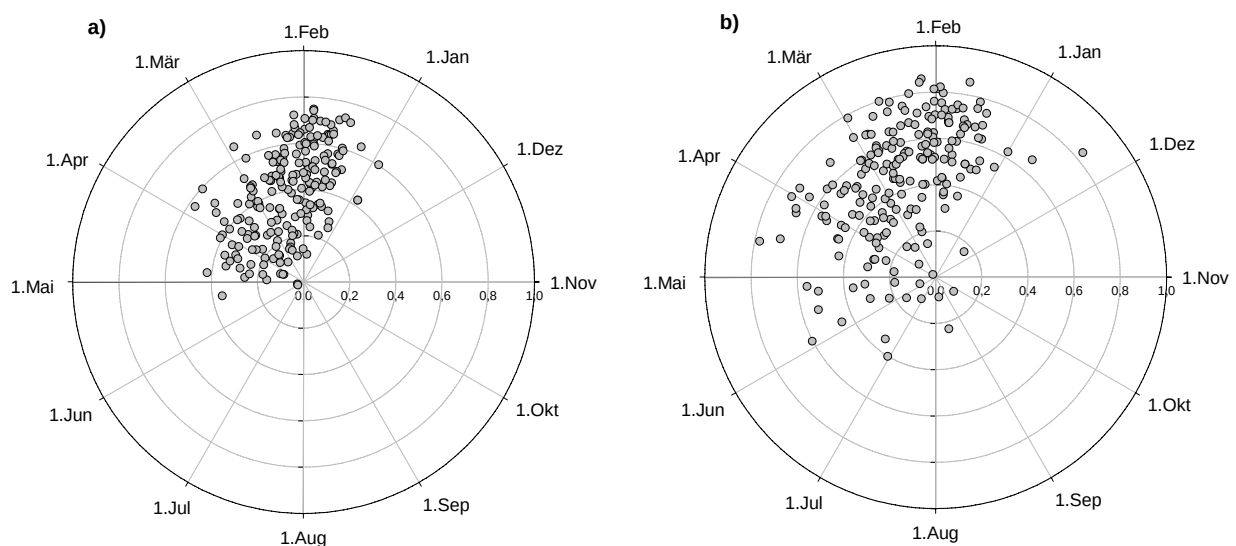


Abb. 5.8: Verteilung des mittleren Auftretensdatums und der Variabilität unterschiedlicher Extremität, ausgedrückt durch die Perzentile 99,2 Prozent (a) und 99,8 Prozent (b) ; ○ = Pegelstation.

Das nördlich der Schwäbischen Alb gelegene Keuperbergland mit der Hohenloher Ebene und das westlich daran angrenzende Kraichgau zeigen eine Wintersaisonalität der Hochwasser bei zum Großteil hoher Variabilität der Saisonalität des Niederschlags. Hier macht sich der Über-

¹⁴ Hauptwindrichtungen im Sommer W bis NW und im Winter SW.

¹⁵ Pegel Oberambringen, Möhlin (379) und Untermünstertal, Neumagen (380).

gang vom ozeanischen zum mehr kontinentalen Klima bemerkbar, mit sowohl sommerlichen Konvektivniederschläge als auch advektiven Niederschlägen durch im Winter vorherrschende Südwestzirkulation. Das nach Westen geöffnete Keuperbergland stellt diesen niederschlagsbringenden westlichen Winden wenig Hindernisse entgegen (BORCHERDT, 1991). Die Saisonalität der Hochwasser bewegt sich zwischen Februar und April, ausschlaggebend sind wahrscheinlich advektive Niederschläge und Schneeschmelzprozesse zum Ende des Winters.

Die Perzentile 99,2 Prozent und 99,8 Prozent drücken eine unterschiedliche Extremität der Hochwasser und des Niederschlags aus. Je größer das Perzentil, desto größer ist die Wiederholungszeitspanne der aufgetretenen Ereignisse. Die Saisonalität der Hochwasser unterschiedlicher Extremität ist in Abbildung 5.7 dargestellt. Es ist eine Zunahme der zeitlichen Variabilität der Saisonalität der Hochwasser bei zunehmender Extremität festzustellen. Die mittleren Auftretensdaten der Hochwasserabflüsse über dem Perzentil 99,2 Prozent liegen, bis auf zwei Ausnahmen, alle im hydrologischen Winterhalbjahr, in den Monaten Januar bis April. Mit zunehmender Extremität der Ereignisse treten vermehrt Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität auf (Abb. 5.7.b). Das Variabilitätsmaß der Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität erreicht maximal einen Wert von 0,6. Die Änderung von der Winter- zur Sommersaisonalität betrifft nur Einzugsgebiete mit schwacher Ausprägung der Saisonalität. Ursache kann eine bimodale Verteilung der Abflüsse sein.

Von dem Perzentil 99,2 Prozent bis zum Perzentil 99,8 Prozent ist eine Zunahme der Pegel mit einer Regularität größer 0,7 zu verzeichnen. Das Variabilitätsmaß $\bar{r}$ für das Perzentil 99,2 Prozent hat sein Maximum bei 0,78, den Wert 0,7 überschreiten nur sehr wenige Pegelstationen. Die Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser des Perzentils 99,8 Prozent zeigt ein anderes Bild. Hier verlagern sich die Werte mehr zum Kreisrand, was eine größere Regularität der Saisonalität bedeutet. Hier liegt die Vermutung nahe, je extremer das Perzentil, desto stärker kristallisiert sich eine Winter- beziehungsweise Sommersaisonalität heraus. Inwieweit die Anzahl der pro Pegelstation ausgewerteten Eintrittszeitpunkte der Hochwasser Einfluss auf das Variabilitätsmaß hat, wird in Kapitel 5.4 erörtert. Statistische Auswertung und Darstellung der Ergebnisse

5.4 Korrelationsanalyse – Theoretische Grundlagen

In der Theorie geht man häufig davon aus, dass die Merkmalsausprägungen zweier Sachverhalte in irgendeiner Weise zusammenhängen. Eine Möglichkeit zur Quantifizierung eines Zusammenhangs bietet die Korrelationsanalyse.

In der vorliegenden Arbeit wird die einfache lineare Korrelationsanalyse angewendet, die Frage nach dem Einfluss der vorhandenen topographischen und räumlichen Daten auf die Saisonalitätsparameter zu beantworten. Des weiteren sollen Abhängigkeiten zwischen den verschiedenen Saisonalitätsparametern zu klären.

Die Korrelation zwischen zwei Variablen X und Y gibt die Güte beziehungsweise die Stärke und die Richtung ihres Zusammenhangs wieder. Als lineares Gütemaß dient der Korrelationskoeffizient (HARTUNG, 1998). Eines der gebräuchlichsten statistischen Maße ist der Korrelationskoeffizient r_{xy} nach Bravais-Pearson¹⁶. Er ist ein standardisiertes Maß der linearen Kovarianz und errechnet sich aus:

$$r_{xy} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{(n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2)(n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2)}} = \frac{s_{xy}}{s_x s_y} \quad (5.14)$$

Mit der Kovarianz:

$$s_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (5.15)$$

und der Standardabweichung

$$s_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x_i - \bar{x})^2} \quad (5.16)$$

n : Stichprobenumfang

$\bar{x}, \bar{y}$: Mittelwerte der Variablen

Der Korrelationskoeffizient nimmt Werte zwischen $-1 \leq r \leq +1$ an. Je größer der absolute Wert des Koeffizienten ist, desto stärker ist der lineare Zusammenhang zwischen den Variablen (Tab. 5.2). Bei starkem positiven Zusammenhang wird er eins, bei starkem negativen Zusammenhang minus eins. Ist der Korrelationskoeffizient negativ, bedeutet dies einen gegenläufigen Zusammenhang, je größer der Wert der einen Variablen wird, desto kleiner wird der

¹⁶ In der Literatur auch als „Pearsonscher Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient“ bezeichnet.

Wert der anderen. Ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von null, bedeutet dies, dass kein linearer Zusammenhang besteht. Es kann dennoch sein, dass sich aus dem Wert der einen Variablen genau der Wert der anderen Variable bestimmen lässt, weil zum Beispiel ein quadratischer Zusammenhang vorliegt. Umgekehrt ist darauf zu achten, dass eine Korrelation nicht unbedingt gleichbedeutend ist mit einem kausalen Zusammenhang. Diese sogenannten Scheinkorrelationen entstehen durch eine oder mehrere Größen, die beide Variablen beeinflussen und somit nur scheinbar eine zweidimensionale Korrelation gegeben ist. Ein wichtiger Grundsatz ist daher niemals Größen zu korrelieren, die in keinem physikalischen Zusammenhang stehen (SCHÖNWIESE, 2000).

Tab. 5.2: Interpretation des Korrelationskoeffizienten nach Bravais-Pearson (BÜHL & ZÖFEL, 2000).

Korrelationskoeffizient nach Bravais-Pearson (r)	Interpretation
$0 < r \leq 0,2$	sehr geringe Korrelation
$0,2 < r \leq 0,5$	geringe Korrelation
$0,5 < r \leq 0,7$	mittlere Korrelation
$0,7 < r \leq 0,9$	hohe Korrelation
$0,9 < r \leq 1$	sehr hohe Korrelation

Weitere Forderungen bei der Anwendung des Korrelationskoeffizienten nach Bravais-Pearson sind die gegenseitige Datenunabhängigkeit, die bei Zeitreihen häufig nicht gegeben ist, und normalverteilte Stichproben und Grundgesamtheiten. Außerdem ist zu beachten, dass die aus Stichproben gewonnenen Korrelationen nur für diese gelten und lediglich Schätzwerte für die entsprechenden Parameter der Grundgesamtheit sind (BAHRENBURG et al., 1990).

5.5 Einfluss der Hochwasseranzahl auf die Vektorlänge

Die Saisonalität der Hochwasser und die Stärke der Ausprägung wurde hinsichtlich unterschiedlicher Wiederholungszeitspannen der ausgewerteten Ereignisse in Kapitel 5.3 verglichen. Daraus geht hervor, dass mit zunehmender Extremität der Hochwasser auch mehr Einzugsgebiete mit einem Variabilitätsmaß $\bar{r}$ größer 0,7 auftreten. Gleichzeitig nimmt die Anzahl der Ereignisse, aus denen die Saisonalität ermittelt wird, ab. Statistisch besteht zwischen

dem Stichprobenumfang und dem Variabilitätsmaß nur ein geringer negativer Zusammenhang, ausgedrückt durch einen Korrelationskoeffizienten von -0,3. Im Folgenden soll die Relevanz dieser Korrelation geklärt werden.

STEINBRICH et al. (2002) zeigten, dass die Zunahme der Vektorlänge nicht nur auf die Zunahme der Extremität zurückzuführen ist, sondern auch als Folge der Abnahme der Ereignisanzahl gesehen werden kann. Der Datensatz des Perzentsils 95 Prozent wurde für jedes Einzugsgebiet in Serien mit 5 bis 100 Ereignisse unterteilt. Die Vektorlängen dieser neuen Serien bestimmt und deren Median ermittelt. Es ergibt sich eine deutliche Abnahme des Medians der Vektorlängen, bei einer Zunahme der Ereignisse, im Bereich fünf bis fünfzehn Ereignisse. Oberhalb einer Datensatzgröße von 15 Ereignissen unterliegt er nur noch geringen Schwankungen. Bei Ausschluss aller Einzugsgebiete mit einem Stichprobenumfang kleiner 15 Ereignisse reduziert sich die Zahl der zur Saisonalitätsanalyse bereitstehenden Einzugsgebiete auf 166. Eine Möglichkeit, die Ausprägung der Saisonalität mit Rücksicht auf den Stichprobenumfang zu bewerten bietet der Einsatz des Rayleightests (Kap.5.2.1).

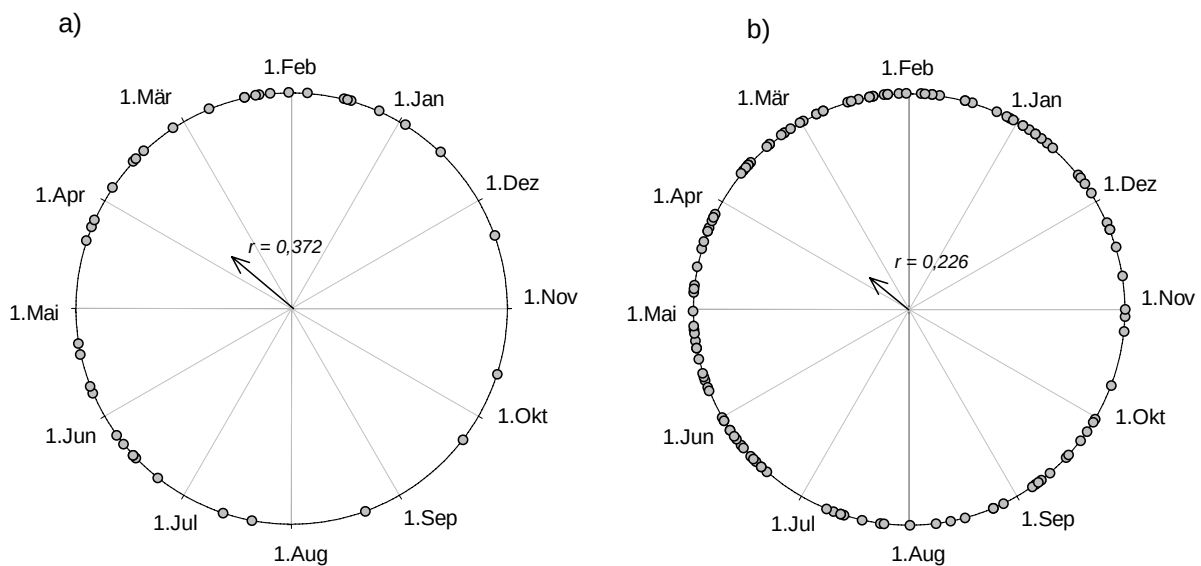


Abb. 5.9: Eintrittszeitpunkte der Hochwasser und Variabilitätsmaß $\bar{r}$ zweier Pegel a) Denkendorf / Körsch (4412), Anzahl unabhängiger Hochwasser $n = 38$ und b) Lauben / Aitrach (144), $n = 132$. Die Richtung des Pfeils zeigt die zeitliche Lage des mittleren Auftretensdatums an; $\circ$ = Pegelstation.

Mit Hilfe des Rayleightests erfolgt eine Prüfung der berechneten mittleren Auftretensdaten auf ihre Signifikanz. Eine Voraussetzung für seine Anwendbarkeit ist die Unimodalität der Verteilungen, die jedoch nicht für jeden Pegel gegeben ist.

Die Ergebnisse des Rayleightests spiegeln diese Tatsache wider. Als Beispiel sei auf Abbildung 5.9 hingewiesen, in der die Eintrittszeitpunkte der Hochwasser über einem Grenzwert mit dem daraus errechneten mittleren Auftretensdatum und dem Variabilitätsmaß $\bar{r}$ dargestellt sind. In beiden Fällen erweist sich die Anwendung des Rayleightests als nicht sinnvoll. Der Pegel Denkendorf an der Körsch zeigt keinen Monat mit ausgeprägtem Hochwasserauftreten. Die Hochwasser verteilen sich über das ganze Jahr und die Regularität $\bar{r} = 0,226$ ist dementsprechend niedrig. Beim Pegel Lauben an der Aitrach liegt eine bimodale Verteilung mit einem ersten Maximum im Januar/Februar und einem zweiten Maximum im Juni vor. Das mittlere Auftretensdatum wurde für März errechnet. Die Variabilität der Eintrittszeitpunkte ist hier geringer als bei Pegel Denkendorf / Körsch, die Regularität mit $\bar{r} = 0,372$ daher etwas höher. Die mittleren Auftretensdaten sind trotz der geringen Regularität auf dem 1%-Niveau signifikant. Ein wichtiger Punkt ist die Tatsache, dass die Ursache bei beiden Fällen in der hohen Anzahl an Stichprobenelementen liegt, die den Rayleightest beeinflusst und auch bei kleinem $\bar{r}$ auf eine Vorzugsrichtung hinweist. Umgekehrt muss bei größerem $\bar{r}$ die Anzahl der Stichprobenelemente entsprechend hoch sein, damit Signifikanz besteht.

Wird der Rayleightest mit der mittleren Winkelabweichung, als Streuungsmaß, kombiniert, kann die Aussage über das Bestehen einer Vorzugsrichtung bei kleinem $\bar{r}$ durch eine hohe mittlere Winkelabweichung relativiert werden.

Hinsichtlich der Ergebnisse ist es sinnvoll erst ab einem Variabilitätsmaß $\bar{r}$ größer 0,4 von einer bestehenden Saisonalität zu sprechen (siehe Kapitel 6.3). In Bezug auf den Einfluss des Stichprobenumfangs auf die Vektorlänge muss für jedes Einzugsgebiet eine ausreichend große Anzahl aufgetretener Ereignisse bei der Auswertung zur Verfügung stehen. Nach Anwendung des Rayleightests wurde ein Mindeststichprobenumfang von neun Ereignissen festgelegt. Bei neun Stichprobenelementen und einer Vektorlänge größer 0,4 werden die mittleren Auftretensdaten auf dem fünf Prozent Niveau als signifikant ausgewiesen. Bis auf zwei Ausnahmen sind alle unter diesem Variabilitätsmaß liegenden Saisonalitäten nicht signifikant. Die beiden Ausnahmen sind beides Einzugsgebiete mit großer Stichprobe.

Ab einem Variabilitätsmaß von 0,605 werden alle mittleren Auftretensdaten als signifikant ausgewiesen.

5.6 Einfluss der topographischen Daten und Einzugsgebietsgröße

Mit Hilfe der Korrelationsanalyse soll geklärt werden inwieweit die topographischen Daten der Einzugsgebiete die Saisonalität der Hochwasser beeinflussen. Die Korrelationskoeffizienten r zwischen mittlerem Auftretensdatum und Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser einerseits und den Parametern von Höhe, Hangneigung und Exposition andererseits sind in Tabelle 5.3 aufgelistet.

Insgesamt ergeben sich für alle Parameter nur sehr geringe bis geringe Korrelationen. Aufgrund des hohen Stichprobenumfangs¹⁷ sind jedoch bereits Korrelationen von $|r|$ größer 0,18 signifikant auf dem 1%-Niveau.

Tab. 5.3 : Korrelationskoeffizient¹⁸ nach Bravais-Pearson zwischen den topographischen Daten und den Saisonalitätsmaßen für das Perzentil 99,8 Prozent aller Einzugsgebiete (MD = Mittleres Auftretensdatum der Hochwasser, r = Variabilitätsmaß $\bar{r}$, Nordost bis Nordwest = prozentualer Anteil der Expositionen im Einzugsgebiet).

	MD	r	Südost	Süd	Maximale Höhe	Höhendifferenz
Minimale Höhe						
Maximale Höhe					1	
Mittlere Höhe						0,45
Höhendifferenz	- 0,20					1
Maximales Gefälle	- 0,20				0,46	0,81
Mittleres Gefälle	- 0,22		- 0,24		0,48	0,79
Nordost		0,23			0,18	
Ost		0,22			0,20	-0,18
Südost	- 0,29	0,32	1			
Süd	- 0,36	0,35	0,53	1		
Südwest			- 0,27			0,23
West	0,32	- 0,42	- 0,51	- 0,49		
Nordwest	0,33	- 0,39	- 0,64	- 0,51		0,21
r	- 0,46	1				
Einzugsgebietsgröße						

¹⁷ Jeweils 209 Wertepaare.

¹⁸ Aufgeführt sind nur Korrelationen, die auf dem Niveau von 0,01 signifikant sind.

Die höchsten Korrelationen ergeben sich unter anderem zwischen dem mittleren Auftretensdatum der Hochwasser und den nach Nordwest (NW), West (W) und Südost (SO), Süd (S) exponierten Flächenanteilen der Einzugsgebiete. Während NW und W exponierte Flächenanteile positiv mit der Saisonalität korreliert sind, ergeben sich für die SO und S exponierten Flächen negative Korrelationen. Positive Korrelation bedeutet, dass ein hoher Anteil dieser Flächen auch ein hohes mittleres Auftretensdatum¹⁹ bedingt und umgekehrt. Eine Erklärung könnte durch die im Sommer vorherrschende Hauptwindrichtung NW bis W gegeben werden, so dass Einzugsgebiete mit größerem Anteil der W und NW exponierten Flächen eher durch sommerliche Niederschläge beeinflusst sind. Ein Einflussfaktor wäre hier der Stau-Föhn-Effekt. Dieser bewirkt, dass es auf der Luv-Seite, infolge von Hebung und damit verbundener Abkühlung zu einer Erhöhung und auf der Lee-Seite durch föhnartige Absinkvorgänge zu einer Verringerung der Niederschläge kommt (HÄCKEL, 1993). Die Korrelation zwischen den nach Süden exponierten Flächen und dem mittleren Auftretensdatum lässt sich so nicht erklären. Die wahrscheinlichste Ursache dafür ist die Interkorrelation zwischen den S und W exponierten Flächen. Das heißt, ein hoher Anteil nach Süden exponierter Flächen bedingt einen geringeren Anteil nach Westen exponierter Flächen. Insgesamt ist die absolute Lage der Einzugsgebiete zur Orographie ein sehr bestimmender Faktor. Durch ihn erklären sich die nur geringen Korrelationen der Expositionen mit den Saisonalitätsparametern.

Bei den Parametern mittlere, minimale und maximale Höhe ergibt sich, bis auf die Spannweite der Höhe, kein signifikanter Zusammenhang mit den Saisonalitätsparametern. Wertet man die Streudiagramme aus Abbildung 5.10 aus, lassen sich verschiedene Aussagen machen. Einzugsgebiete bis zu einer maximalen Höhe von 550 m weisen Saisonalitäten im späten Winter von Mitte Februar bis Ende April auf. Liegt die mittlere Höhe der Einzugsgebiete bei 900 m und darüber tritt die Saisonalität der Hochwasser im frühen Winter auf, bevorzugt in den Monaten Januar und Februar. Sommersaisonalität mit mittleren Auftretensdaten in den Monaten Juni bis September sind nur bei maximalen Einzugsgebietshöhen von 700 bis 800 m und geringen Höhendifferenzen (< 260 m) zu finden²⁰. Diese Zusammenhänge erklären sich durch die Lage der Einzugsgebiete im Untersuchungsgebiet. Sommersaisonalität betreffen Einzugsgebiete, südöstlich der Schwäbischen Alb, die vor allem im Sommer bei nach NW

¹⁹ Hohes mittleres Auftretensdatum bedeutet Sommersaisonalität der Hochwasser in diesen Einzugsgebieten.

²⁰ Es treten keine Interkorrelationen zwischen der Höhendifferenz und der Einzugsgebietsgröße auf (Tab. 5.3). Die betreffenden Einzugsgebietsgrößen liegen zwischen 21 und 303 km².

drehender Hauptwindrichtung Staueffekten der Alpennordseite ausgesetzt sind, die weit in das Alpenvorland hineinreichen. Einzugsgebiete mit maximalen Höhen unter 550 m finden sich ausschließlich im nördlichen Bereich Baden-Württembergs. Sie sind im Winter durch nordwestlich vorgelagerte Höhenzüge²¹ zum Teil abgeschirmt gegen advektiv herantransportierte feuchte Luftmassen aus Westen.

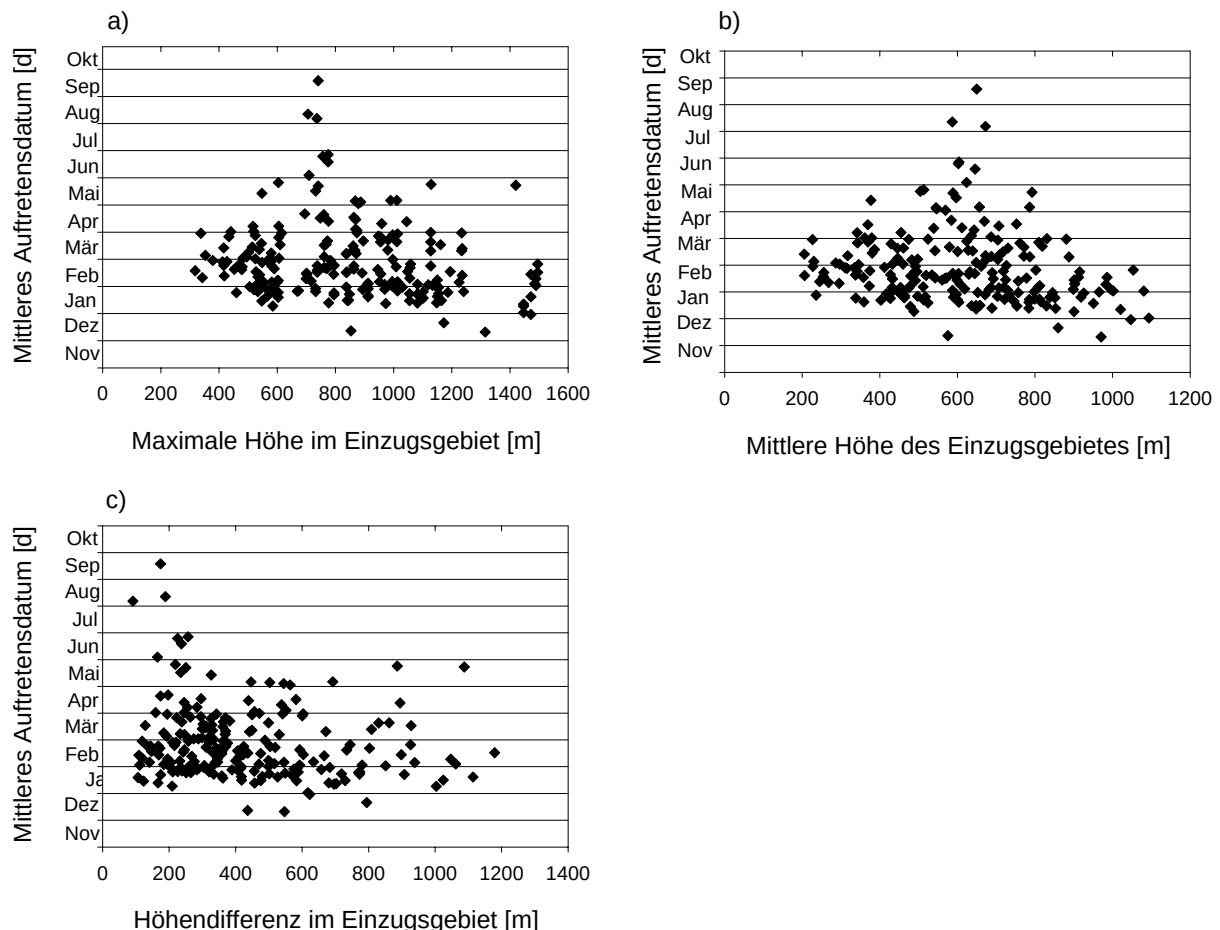


Abb. 5.10: Streudiagramme der mittleren Auftretensdaten der Hochwasser des Perzentils 99,8 Prozent mit den Höhenparametern a) maximale Höhe über NN, b) mittlere Höhe über NN und c) Höhendifferenz der Einzugsgebiete; ■ = Pegelstation.

Ihre Saisonalität wird vermutlich hauptsächlich durch konvektive Sommerniederschläge und die Schneeschmelze im späten Winter beeinflusst. Mittlere Höhen von über 900 m sind den Einzugsgebieten im Südschwarzwald zuzuordnen, daher auch die Saisonalität im frühen Winter.

²¹ Pfälzer Wald, Odenwald und Spessart.

Für das Variabilitätsmaß $\bar{r}$ findet sich ein negativer Zusammenhang mit dem mittleren Auftretensdatum (Tab. 5.3). Dies bestätigt die schon in Kapitel 5.3 angesprochene geringere Ausprägung der Sommersaisonalität der Hochwasser, mit einer maximalen Regularität von 0,60 und einem Mittelwert von 0,31. Das Variabilitätsmaß der Wintersaisonalität erreicht dagegen einen maximalen Wert von 0,93. Der Mittelwert liegt bei 0,54.

Der Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die Saisonalität der Hochwasser kann anhand der 209 zur Verfügung stehenden Pegelstationen mit einer Spannweite der Einzugsgebietsgröße von 994 km² untersucht werden. Wie Tabelle 5.3 zu entnehmen ist, gibt es keinen statistischen Zusammenhang zwischen der Einzugsgebietsgröße und den Saisonalitätsparametern. Abbildung 5.10.a zeigt jedoch, dass eine Sommersaisonalität der Hochwasser nur bei Einzugsgebieten mit einer Größe bis circa 300 km² auftreten.

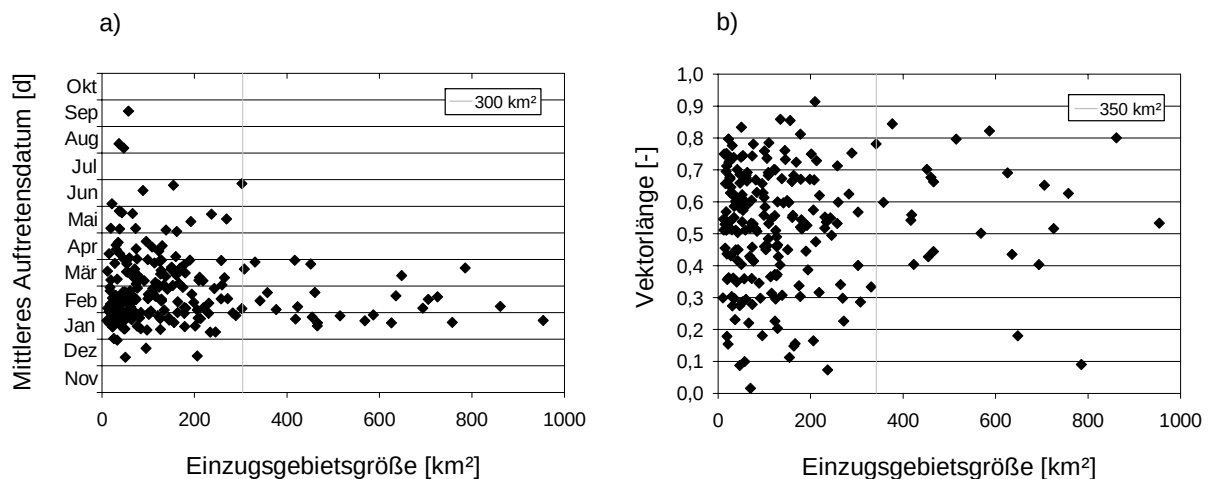


Abb. 5.11: Streudiagramm zwischen Einzugsgebietsgröße und a) Mittlerem Auftretensdatum und b) Ausprägung der Saisonalität (Vektorlänge) der Hochwasser des Perzentil 99,8 Prozent; ■ = Pegelstation.

Begründet werden kann dies durch die konvektiven Niederschläge, die mit entscheidend für die Sommersaisonalität der Hochwasser verantwortlich sind. Diese konvektiven Zellen unterliegen nur einer geringen Ausdehnung, so dass ihr Effekt in großen Einzugsgebieten nur gering ist. Bestätigt wird diese Aussage durch die Ergebnisse aus Abbildung 5.10.b, die den Zusammenhang zwischen der Ausprägung der Saisonalität und der Einzugsgebietsgröße wiedergibt. Auch wenn, aufgrund der großen Variabilität der Vektorlängen im Bereich der kleinen Einzugsgebiete, keine signifikante Korrelation auftritt, so weisen die Einzugsgebiete mit einer Größe über 350 km² eine starke Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser auf. Die Regularität der Saisonalität, ausgedrückt durch die Vektorlänge bewegt sich zwischen 0,4 und

0,85. Ausnahme bilden zwei große Einzugsgebiete²² im Südosten Baden-Württembergs in denen das zahlreiche Auftreten großräumiger konvektiver Niederschlagsereignisse eine starke Ausprägung der Wintersaisonalität verhindert. Ursache hierfür sind die zum Teil großräumigen konvektiven Hebungsvorgänge im Alpenvorland in den Sommermonaten.

5.7 Vergleich ungekürzte Zeitreihen – Standardperiode

Um den Effekt der Verkürzung der Zeitreihen auf die Saisonalität der Hochwasser zu untersuchen werden die resultierenden Saisonalitätsmaße der Standardperiode 1961 bis 1990 mit denen der ungekürzten Zeitreihen verglichen. Berücksichtigt werden dafür die Abweichungen der mittleren Auftretensdaten, die Änderung des Stichprobenumfangs und das Variabilitätsmaß der ungekürzten Zeitreihen. Es wird angenommen, dass besonders Einzugsgebiete mit großer Variabilität mit extremeren Abweichungen auf die Verkürzung der Zeitreihen reagieren. Als Ursache könnte die labile Situation dieser Einzugsgebiete zwischen Winter- und Sommersaisonalität angesehen werden. Es wird angenommen, dass geringe Veränderungen, durch zum Beispiel Jahre mit weniger Niederschlagsereignissen im Sommerhalbjahr, während längeren Beobachtungsperioden eher kompensiert werden können. In Einzugsgebieten mit großer Variabilität wird das Gleichgewicht gestört, was zu starken Abweichungen im Hinblick auf die Saisonalität der Hochwasser führen kann. Die Häufigkeitsverteilungen aus Abbildung 5.12 zeigen, dass über 80 Prozent der Einzugsgebiete der Standardperiode um maximal 20 Tage vom mittleren Auftretensdatum der ungekürzten Zeitreihe abweichen. Die stärksten Abweichungen von über 40 Tagen treten bei Einzugsgebietsgrößen ab 50 km² auf, der absolute Anteil liegt bei acht Einzugsgebieten. Das bedeutet, dass große Einzugsgebiete Veränderungen nicht besser kompensieren können. Die Abweichungen des mittleren Auftretensdatums sind nicht vom Stichprobenumfang abhängig. Eine starke Abhängigkeit zeigt sich von dem Variabilitätsmaß, Abweichungen von mehr als einem Monat treten nur bei großer Variabilität der Eintrittszeitpunkte der Hochwasser auf. Dies bestätigt die obige Annahme. Insgesamt sind die Abweichungen des mittleren Auftretensdatums als gering zu bewerten. Eine Standardisierung der Zeitreihe auf die Jahre 1961-1990 wird daher nicht vorgenommen, was der Breite der Datenbasis zugute kommt.

²² Einzugsgebiete von Pegel Gerbertshaus / Schussen (2360) und Giessen / Argen (2340)

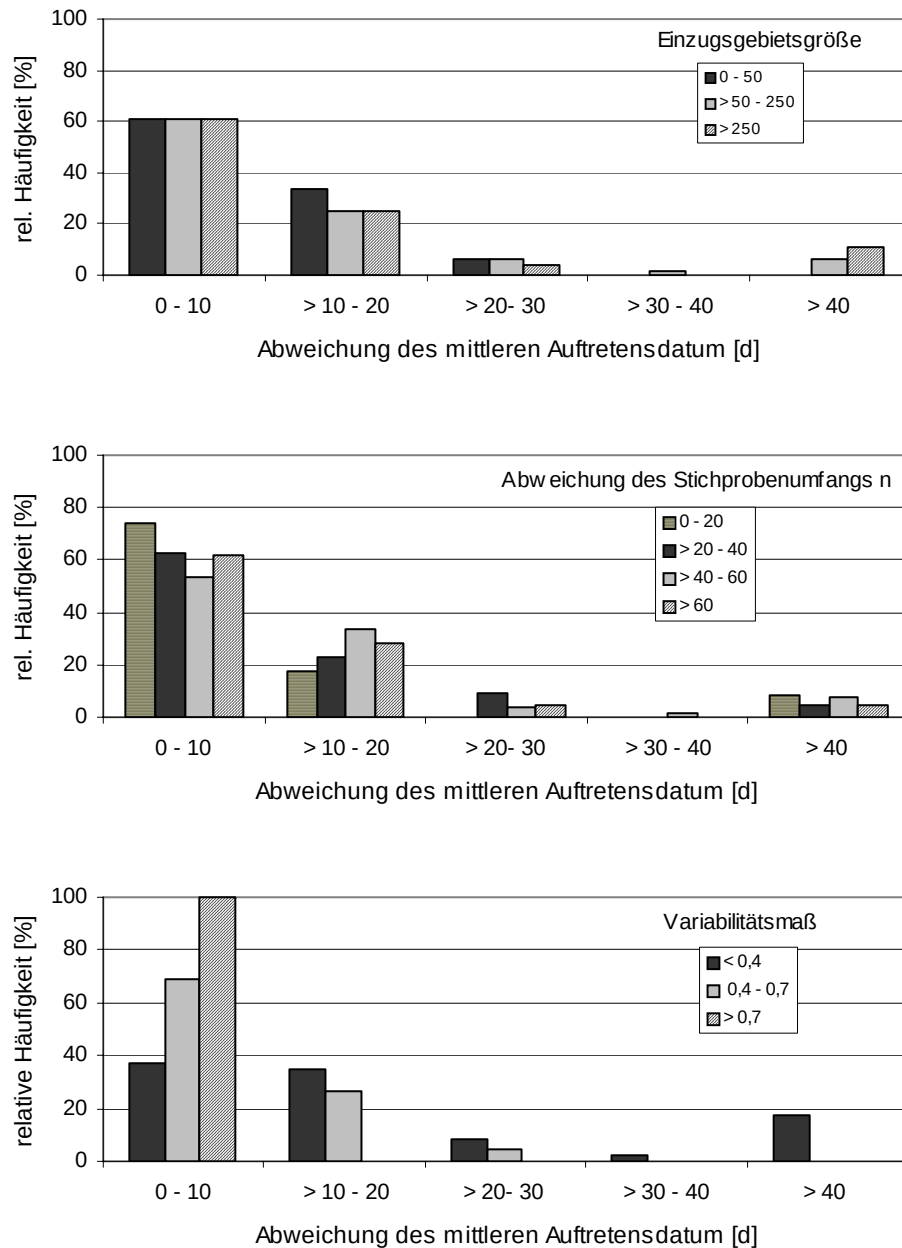


Abb. 5.12: Häufigkeitsverteilung der Abweichung des mittleren Auftretensdatums in Abhängigkeit von Klassen a) der Einzugsgebietsgröße, b) Abweichungen des Stichprobenumfangs der Standardperiode zu den ungekürzten Zeitreihen und c) des Variabilitätsmaßes.

5.8 Fazit

Anhand der Saisonalität der Hochwasser und Niederschläge lassen sich die unterschiedlichen Prozesse die zur Ausprägung von Winter- oder Sommersaisonalität der Hochwasser führen gut ablesen. Die Vektordarstellung erlaubt eine gute Zusammenschau des Hochwassergeschehens in Baden-Württemberg.

Die differierenden Erscheinungsbilder der Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag sind in der Modifikation des Niederschlags zum Abfluss suchen. Sie ist größtenteils so gründlich, dass die Saisonalität des Niederschlags, vor allem durch den Einfluss der Temperatur und der Verdunstung, sowie durch die Bindung des Niederschlags in der Schneedecke, in der Saisonalität des Abflusses nicht mehr zu erkennen ist. Schwarzwald und Odenwald bilden eine Ausnahme, sie sind die einzigen Gebiete, in denen die Saisonalität der Hochwasser und der Niederschläge Wintersaisonalität aufweisen. Dies wiederum macht einerseits den Einfluss der Lage der Höhenzüge im Untersuchungsgebiet deutlich, andererseits den Einfluss der Wetterlagen. Die in Schwarzwald und Odenwald auftretenden frühwinterlichen Saisonalitäten von Hochwasser und Niederschlag lassen sich durch Wetterlagen Südwest im Winter erklären, die über die Burgundische Pforte feuchtwarme Luftmassen herantragen. Die frühe Wintersaisonalität tritt auf der Schwäbischen Alb nicht auf, liegt sie doch bei Südwestwetterlagen im Regenschatten des Schwarzwaldes.

Ein Großteil der Einzugsgebiete ist charakterisiert durch eine Sommersaisonalität des Niederschlags, die meisten Hochwasser treten jedoch im Winter auf. Als Ursache kann hier die saisonal unterschiedliche Speichereigenschaft der Einzugsgebiete genannt werden, die im Winterhalbjahr zu größerer Abflussbereitschaft führt. Der Einfluss des Reliefs und die topographische Ausrichtung der Höhenzüge sind von besonderer Bedeutung. Wirkt sich doch die Lage der Einzugsgebiete im Luv oder Lee Bereich von Höhen, sowie ihre Ausrichtung hinsichtlich der Hauptwindrichtungen besonders auf die Niederschläge aus. Die Beckenlandschaften zeichnen sich durch teilweise nur gering ausgeprägte Saisonalität und das Auftreten von Sommersaisonalität der Hochwasser aus. Diese Gebiete stehen im Sommer verstärkt unter dem Einfluss antizyklonaler Wetterlagen, bei denen bevorzugt konvektive Niederschläge auftreten, was das Auftreten der Sommersaisonalität erklären kann. Unter dem Einfluss

konvektiver Hebungsvorgänge im Sommer die vom Alpenrand weit nach Oberschwaben reichen, treten auch hier vermehrt Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität der Hochwasser auf. Ein weiterer Aspekt der die Heterogenität der Saisonalität fördern kann ist der Übergang der sich vom ozeanischen zu mehr kontinentalem Klima in Baden-Württemberg vollzieht. Dieser Einfluss macht sich in der Tendenz der Verschiebung der Hochwassersaisonalität von West nach Ost vom frühen Winter in das späte Winterhalbjahr bemerkbar. Dieser Effekt wird jedoch überprägt von dem Einfluss der Topographie.

Generell ist zu beachten, dass bei der Niederschlagsmessung nur der gefallene Niederschlag eingeht und nicht der Teil des Niederschlags, welcher in Form von Schnee bereits im Einzugsgebiet gespeichert ist. Gerade die Schneeschmelze in Zusammenhang mit Niederschlägen kann in den höheren Lagen, wie Schwarzwald, Odenwald und Schwäbische Alb zu extremen Hochwasserereignissen führen.

Sommersaisonalität der Hochwasser tritt nur in Einzugsgebieten kleiner 300 km² auf. Das stimmt überein mit der nur geringen räumlichen Ausdehnung der verursachenden konvektiven Niederschläge.

Die Korrelationen der topographischen Parameter mit den Saisonalitätsmaßen zeigten keine bis nur geringe Zusammenhänge. Diese waren gerade bei West und Nordwest Exposition signifikant, was sich auch durch die vorherrschenden Westwetterlagen erklären lässt, sind aber dennoch sehr niedrig. Die geringen Korrelationen kommen durch den großen Einfluss der absolute Lage der Einzugsgebiete zur Orographie zustande.

Mit dem Rayleightest konnte die Signifikanz der mittleren Auftretensdaten ermittelt werden. Dies war wichtig um Grenzwerte zu finden, nach denen man die Ausprägung der Saisonalität einteilen kann. Generell hängt eine Aussage darüber immer von den jeweiligen Stichprobengröße ab. Wurden in einem Einzugsgebiet beispielsweise nur wenige unabhängige Hochwasser ermittelt, muss die Regularität um so größer sein, damit das mittlere Auftretensdatum signifikant ist. Genauso können Einzugsgebiet mit großer Stichprobe schon bei einem kleinen Variabilitätsmaß signifikant sein.

Die Abweichungen der mittleren Auftretensdaten der Hochwasser zeigten bei den ungekürzten Zeitreihen im Vergleich zu der Standardperiode nur geringe Abweichungen. Starke Abweichungen von mehr als 40 Tagen treten nur in Einzugsgebieten auf, deren Saisonalität einer großen Variabilität unterliegt. Dies kann damit zusammenhängen, dass das Gleichgewicht zwischen Sommer- und Wintersaisonalität so labil ist, so dass geringe Abweichungen zu extremen Veränderungen in der Saisonalität hervorrufen können. Aufgrund der insgesamt geringen Abweichungen wurde zu Gunsten einer größeren Flächendeckung der Analysen im Untersuchungsgebiet auf eine Standardisierung der Zeitreihen auf die Periode 1961-1990 verzichtet.

6 Saisonalität – Ausweisung homogener Regionen

6.1 Einführung

Mit der Bestimmung von Regionen ähnlicher Saisonalität der Hochwasser in Baden-Württemberg, wird das Ziel verfolgt eine möglichst gute Interpretierbarkeit des hydrologischen Geschehens zu erreichen. Die Grundidee besteht in der Annahme, dass die Saisonalität hydrologischer Größen einen guten Rückschluss auf Prozesse zulässt, die mit dem Hochwassergeschehen in Verbindung stehen. Das heißt, ähnliches Verhalten der Saisonalität innerhalb einer homogenen Region kann auf ähnliche hochwasserauslösende Prozesse zurückzuführen sein. Zu diesen Prozessen zählen advective und konvektive Niederschläge, die Schneeschmelze und das Auftreten bestimmter Wetterlagen.

Die räumliche Abgrenzung homogener Regionen kann auf der Basis unterschiedlicher Informationen vorgenommen werden. Häufig verwendet werden Einzugsgebietscharakteristiken, die jedoch durch meist geringe Korrelationen zwischen den Hochwasserabflüssen und den Gebietseigenschaften in Frage gestellt werden (PIOCK-ELLENA et al., 2000).

In dieser Arbeit werden, in Anlehnung an PIOCK-ELLENA et al. (2000), zum Auffinden homogener Regionen die im vorangegangenen Kapitel berechneten Saisonalitätsmaße von Abfluss und Niederschlag herangezogen. Für die Schweiz und Österreich wurden mit diesen Parametern gute Ergebnisse bei der Ausweisung homogener Regionen erzielt.

6.2 Clusteranalyse der Saisonalitätsparameter

6.2.1 Ziel

Ziel der Clusteranalyse ist das Auffinden von Regionen im Untersuchungsgebiet mit ähnlicher Saisonalität. Die Saisonalitätsmaße von Abfluss und Niederschlag dienen als Merkmale, die in die Gruppenbildung einbezogen werden. Aus ihnen sollen möglichst wenige, räumlich zusammenhängende Cluster beziehungsweise Gruppen hervorgehen, die eine sinnvolle Interpretation der Saisonalität des Hochwasser- und Niederschlagsverhaltens erlauben.

6.2.2 Theoretische Grundlagen und Durchführung

Die Clusteranalyse ermöglicht es Gruppen ähnlicher Objekte im mehrdimensionalen Raum zu bestimmen. Sie liefert eine Einteilung in möglichst homogene Gruppen, wobei die Objekte innerhalb einer Gruppe untereinander möglichst ähnlich sein sollen. Während die Objekte, die unterschiedlichen Gruppen angehören, möglichst verschieden sein sollen. Die ausschlaggebenden Forderungen sind also die nach Homogenität innerhalb der Cluster und einer Heterogenität zwischen den Clustern. (HARTUNG, 1998).

Mit der Clusteranalyse können verschiedene Fälle (Objekte) zu homogenen Gruppen zusammengefasst werden. wird eine von Fällen. In dieser Arbeit erfolgt eine Gruppierung der 209 Einzugsgebieten die anhand ihrer Merkmale oder Variablen einem Cluster zugeordnet werden sollen. Als Variablen dienen die Saisonalitätsmaße der Hochwasser und Niederschläge; das mittlere Auftretensdatum und das Variabilitätsmaß des Perzentils 99,8 Prozent, sowie der maximale Pardé-Koeffizient der MHQ- und MHN-Regime und der Richtungswinkel des Monats seines Auftretens (Tab. 6.1). Das mittlere Auftretensdatum und der Richtungswinkel des Auftretensmonats mit dem maximalen Pardé-Koeffizienten werden durch den Sinus beziehungsweise den Cosinus des jeweiligen Winkels repräsentiert²³. Eine Clusteranalyse der mittleren Auftretensdaten direkt ist nicht möglich, da es sich um eine Zirkularverteilung handelt. Hierbei liegt zum Beispiel das Auftretensdatum 31. Oktober nahe bei dem 1. November. Bei der Clusteranalyse werden sie jedoch als Punkte mit maximaler Distanz behandelt, da dem 31. Oktober der Tag 365 und dem 1. November der Tag 1, entsprechend dem Julianischen Datum, zugeordnet wird²⁴. Die Clusteranalysen wurden mit verschiedenen Variablenkombinationen durchgeführt. Das heißt, die aufgelisteten Variablen wurden miteinander kombiniert eingesetzt, um ein bestmögliches Ergebnis zu erhalten.

²³ Die Bezeichnungen mittleres Auftretensdatum und Auftretensdatum des maximalen Pardé-Koeffizienten werden aber im folgenden Text beibehalten. Die Variablen Sinus und Cosinus der Winkel werden in diesem Begriff zusammengefasst.

²⁴ Vergleich Kapitel 5.2.1

Tab. 6.1: Variablen der Clusteranalyse.

	Variablen
Saisonalität der Hochwasser und der Niederschläge	$\bar{r}$ $\sin(\bar{\alpha})$ $\cos(\bar{\alpha})$
Saisonalität der mittleren monatlichen höchsten Abflüsse und Niederschläge (MHQ- und MHN-Regime)	$PK_{\max}$ $\sin(\alpha)$ $\cos(\alpha)$

Um möglichst homogene Gruppen zu bilden, muss die Ähnlichkeit der Fälle (hier Einzugsgebiete) auf irgendeine Weise quantifiziert werden. Es gibt verschiedene Methoden, ein Ähnlichkeitsmaß für die Gleichartigkeit zweier Fälle zu berechnen. Die meisten dieser Maße betrachten strenggenommen nicht die Ähnlichkeit der Fälle, sondern genau umgekehrt deren Unähnlichkeit. Diese werden allgemein als Distanzmaße bezeichnet. Das gebräuchlichste Distanzmaß ist die Quadrierte Euklidische Distanz D^2 . Sie misst die Unähnlichkeit durch die Summe der quadrierten Differenzen der Variablenwerte der beiden betrachteten Fälle. Die Quadrierte Euklidische Distanz ergibt sich für die Fälle A und B aus (BROSIOUS & BROSIOUS, 1996):

$$D^2 = \sum_{i=1}^v (A_i - B_i)^2 \quad (6.1)$$

v : berücksichtigten Variablen

Die Quadrierte Euklidische Distanz beruht wie viele Distanzmaße auf den Differenzen von Variablenwerten. Die Größe der Distanz ist wesentlich von den Dimensionen der Variablen abhängig. Dies kann bei Variablen mit hohen Absolutwerten zur Folge haben, dass das Niveau der Distanzen insgesamt ansteigt, und das sich das Verhältnis der Distanzen zwischen unterschiedlichen Wertepaaren verschiebt. Die in dieser Arbeit verwendeten Variablen (Tab.6.1) unterliegen geringen Dimensionsunterschieden. Um aber eine Verschiebung des Verhältnisses der Distanzen zwischen den unterschiedlichen Wertepaaren auszuschließen erfolgte eine Standardisierung der Variablenwerte nach (SCHLITTGEN, 1993):

$$z = \frac{x - \bar{x}}{s_x} \quad (6.2)$$

z : standardisierte Variable

x : Variablenwert

$\bar{x}$: Mittelwert von x

s_x : Standardabweichung von x

Dabei werden die ursprünglichen Variablenwerte so transformiert, dass die neuen Werte einen Mittelwert von Null und eine Standardabweichung von eins aufweisen.

Um die Quadrierte Euklidische Distanz als Grundlage für die Clusteranalyse verwenden zu können, muss die Distanz für alle möglichen Fallpaare berechnet werden, die aus den betrachteten Fällen gebildet werden können. Dies ist ein Grund, warum diese Form der Clusteranalyse für große Stichproben ungeeignet ist. Die Zahl der Fallpaare und damit die Zahl der zu berechnenden Distanzen wird bei vielen Fällen schnell sehr groß. Der Rechenaufwand steigt in etwa mit der dritten Potenz der Anzahl der Fälle an (BÜHL & ZÖFEL, 1998)

Um eine große Anzahl an Fällen zu homogenen Gruppen zusammenzufassen, kann die **Clusterzentrenanalyse (K-Means-Clusteranalyse)** durchgeführt werden. Im folgenden wird nur kurz ihre Unterscheidung von der in dieser Arbeit verwendeten **Hierarchischen Clusteranalyse** beschrieben.

Die **Clusterzentrenanalyse** führt keinen aufwendigen paarweisen Vergleich aller Fälle durch, sondern untersucht die Ähnlichkeit auf sehr viel einfachere Weise. Sie unterscheidet sich von der Hierarchischen Clusteranalyse im wesentlichen darin, dass von vornherein die Anzahl der zu bildenden Cluster festgelegt werden muss. Da diese vorher häufig nicht bekannt sind ist eine

vorgeschaltete Hierarchische Clusteranalyse mit einer Stichprobe der Fälle zur Bestimmung dieser sinnvoll.

Eine weitere Abweichung ist die Bestimmung der Clusterzentren. Diese werden iterativ als provisorische Zentren ermittelt und nach Zuordnung der Fälle neu berechnet. Dieser Prozess wird solange wiederholt bis die Unterschiede der Clusterzentren zwischen den einzelnen Stufen unter eine vorgegebene Grenze fallen (BROSIUS & BROSIUS, 1996).

In der vorliegenden Arbeit wurde die **Hierarchische Clusteranalyse** angewandt. Sie beruht auf einer hierarchischen Agglomeration. Dies bedeutet, dass zunächst jeder einzelne Fall als Cluster betrachtet wird. Die beiden Cluster mit der geringsten Distanz werden zusammengefasst. Von den nun vorhandenen Clustern werden wieder die beiden ähnlichsten einander zugeordnet. Diese Vorgehensweise wird solange wiederholt, bis alle Fälle in einem Cluster zusammengefasst sind. Das Verfahren wird als hierarchisch bezeichnet, da Fälle die einmal in einem Cluster vereinigt sind, auch in späteren Agglomerationsschritten zusammenbleiben, auch wenn sich dann insgesamt eine geringere Distanz ergibt.

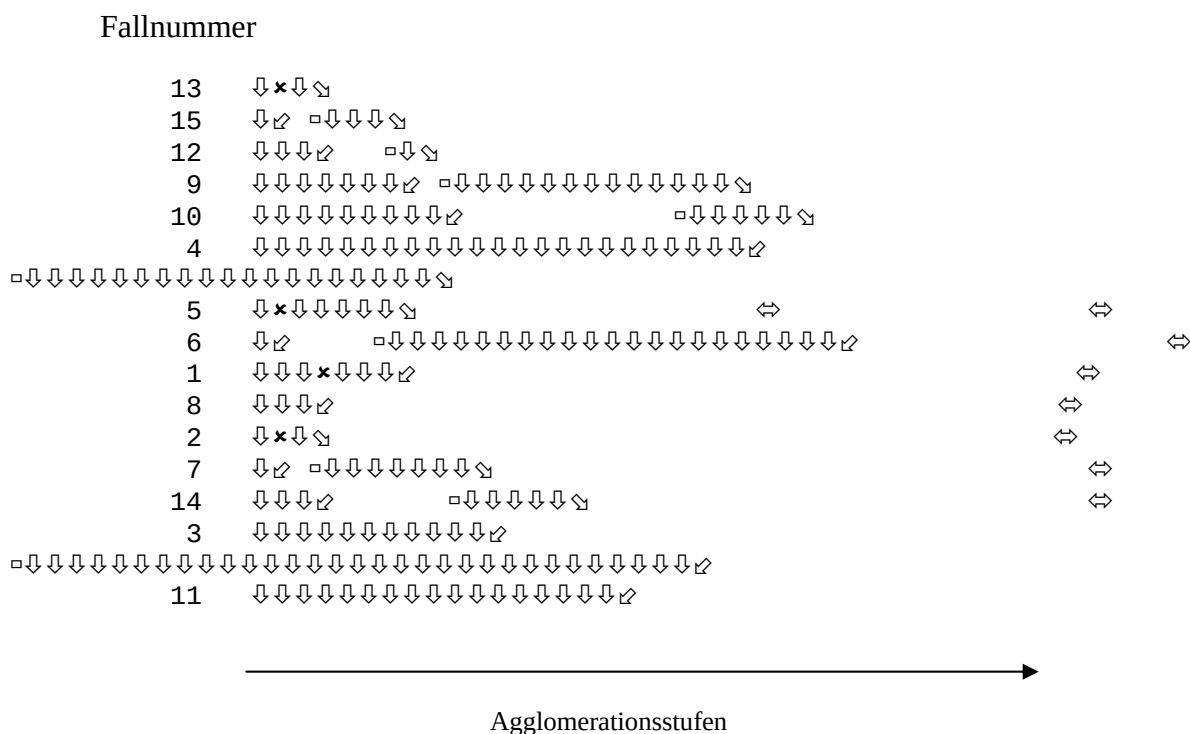


Abb. 6.1: Clusteralgorithmus-Prinzip bei hierarchischen Verfahren. Auf der untersten Ebene gibt es entsprechend der Fallzahl 17 Cluster, die bis zur letzten Ebene, mit nur einem Cluster, zusammengefasst werden. Jeder Fall steht für ein Einzugsgebiet.

Da die Quadrierte Euklidische Distanz nur für den Vergleich zweier Fälle definiert ist, stehen verschiedene Methoden zum Zusammenfassen von Clustern ab dem zweiten Agglomerationsschritt zur Verfügung.

Ein einfacher und häufig verwendeter Clusteralgorithmus ist das **Single-Linkage-Verfahren** (nächstgelegener Nachbar), bei dem aus den Fällen beider Cluster die beiden am nächsten beieinanderliegenden Fälle ausgewählt werden die aus unterschiedlichen Clustern stammen.

Für diese beiden Fälle wird die Distanz berechnet, die anschließend als Distanz zwischen den Clustern betrachtet wird. Dies hat jedoch den Nachteil, dass es leicht zur Bildung einiger weniger sehr umfangreicher Gruppen führt, während andere Cluster nur sehr wenige Fälle enthalten.

In der vorliegenden Studie haben sich bei Testrechnungen mit verschiedenen Variablensätzen zwei bis drei Cluster mit jeweils nur ein bis zwei Fällen und zwei Cluster mit jeweils über 100 Fällen gegenüber gestanden. Diese Ungleichverteilung wird der in Kapitel 5.3 beschriebenen regionalen Verteilung der Saisonalität der Hochwasser nicht gerecht.

Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit das **Ward-Verfahren** gewählt, das schon erfolgreich von UHLENBROOK et al. (2000) bei der Typisierung von Hochwasserereignisperioden angewandt wurde. Bei diesem Verfahren werden für jeden Cluster zunächst die Mittelwerte der einzelnen Variablen berechnet. Anschließend werden die Quadrierten Euklidischen Distanzen der einzelnen Fälle eines Clusters zu dem Clustermittelwert ermittelt und für alle Fälle aufsummiert. Es folgt eine Zusammenfassung der beiden Cluster zu einem neuen Cluster, bei denen sich durch die Vereinigung der geringste Zuwachs in der Gesamtsumme der Quadrierten Euklidischen Distanzen ergibt (BROSIUS & BROSIUS, 1996).

Das Verfahren bewirkt, dass zu Beginn häufig kleine Cluster gebildet werden und dass später häufig kleine mit großen Clustern zusammengefügt werden. Dadurch ergibt sich insgesamt eine Tendenz zu etwa gleich großen Clustern.

Eine wichtige Frage, ist die nach der geeigneten Clusteranzahl. Mit jedem Schritt der Zusammenfassung der Cluster wächst der Grad der Generalisierung und damit einhergehend der Informationsverlust. Bei den hierarchischen Verfahren liefern n Fälle auch n mögliche Ergebnisse. Nach dem ersten Schritt eine mit $n-1$ Clustern bis hin zum $(n-1)$ ten Schritt mit nur einem Cluster. Nach dem $(n-1)$ ten Schritt ist die Generalisierung vollständig. Die ursprünglichen Informationen über die Verschiedenheit der Fälle sind vollständig verschwunden. Eine Empfehlung ist daher, mit verschiedenen Lösungen für die Anzahl der Cluster zu experimentieren (BAHRENBURG et al., 1992).

Da bei Anwendung eines hierarchischen Verfahrens nicht schon zu Beginn der Analyse eine Clusteranzahl festgelegt werden muss, sondern mit Hilfe verschiedener Anhaltspunkte im Verlauf des Verfahrens abgeleitet werden kann, wird in der vorliegenden Studie dieses Verfahren der Clusterzentrenanalyse vorgezogen.

6.2.3 Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit wurde eine hierarchische Clusteranalyse nach dem Ward-Verfahren, das die Quadrierte Euklidische Distanz als Distanzmaß voraussetzt, durchgeführt. Zur Ermittlung einer geeigneten Clusteranzahl kann die Änderung der Gesamtdistanz nach jedem Agglomerationsschritt (Abb. 6.2) betrachtet werden. Die Gesamtdistanz ist die Summe aller Distanzen der einzelnen Fälle zu ihrem jeweiligen Clustermittelwert (BROSIOUS & BROSIOUS, 1996). Sie ist ein Maß für die Homogenität innerhalb der Cluster. Je größer die Gesamtdistanz, desto größer ist die Heterogenität innerhalb der Cluster. Mit fortschreitender Agglomeration nimmt die Gesamtdistanz immer weiter zu, da durch das Zusammenfassen von Clustern die innerhalb der Cluster gelegenen Fälle immer heterogener werden. Die Änderung der Gesamtdistanz (Abb. 6.2) zeigt durch ihren Anstieg die Zunahme der Heterogenität mit jedem Agglomerationsschritt.

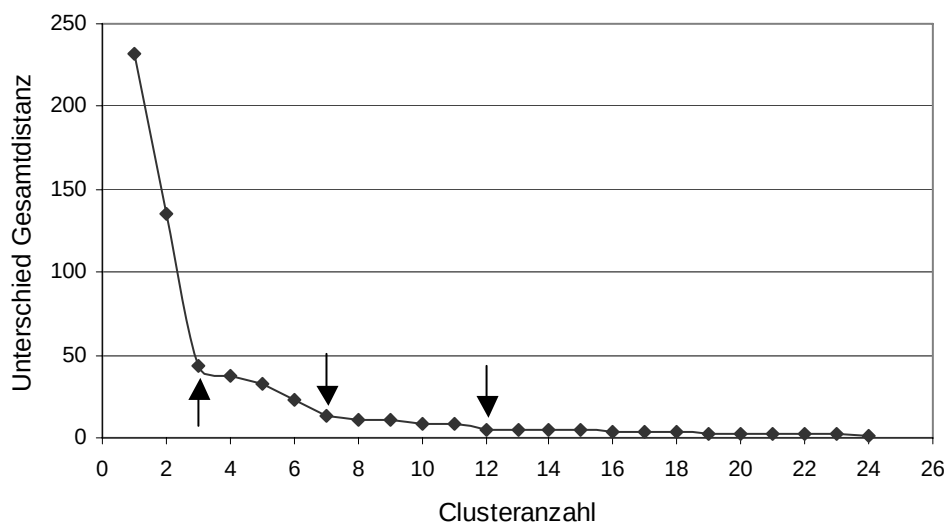


Abb. 6.2: Schrittweise Veränderung der Gesamtdistanz bei der Agglomeration der Cluster nach dem Ward-Verfahren. Dargestellt sind die letzten 24 Agglomerationsstufen. Günstige Clusterlösungen sind durch Pfeile markiert.

Kleine ‚Sprünge‘ in der Kurve weisen auf eine höhere Heterogenität hin. Die Clusteranzahl die vor diesem ‚Sprung‘ liegt kann als optimale Lösung gesehen werden. Abbildung 6.2 lässt auf optimale Lösungen bei einer Clusteranzahl von zwölf, sieben und drei schließen. Der Anstieg ist bei Erreichen von zwölf Clustern nur sehr gering und nach Erreichen von drei Clustern am stärksten ausgeprägt. Die räumliche Verteilung der Lösung mit drei Clustern ist zu grob.

Sie gibt die räumliche Variabilität der Saisonalität der Hochwasser nicht ausreichend genug wieder. Die Lösung mit zwölf Clustern zeigte ebenfalls keine zufriedenstellenden Ergebnisse.

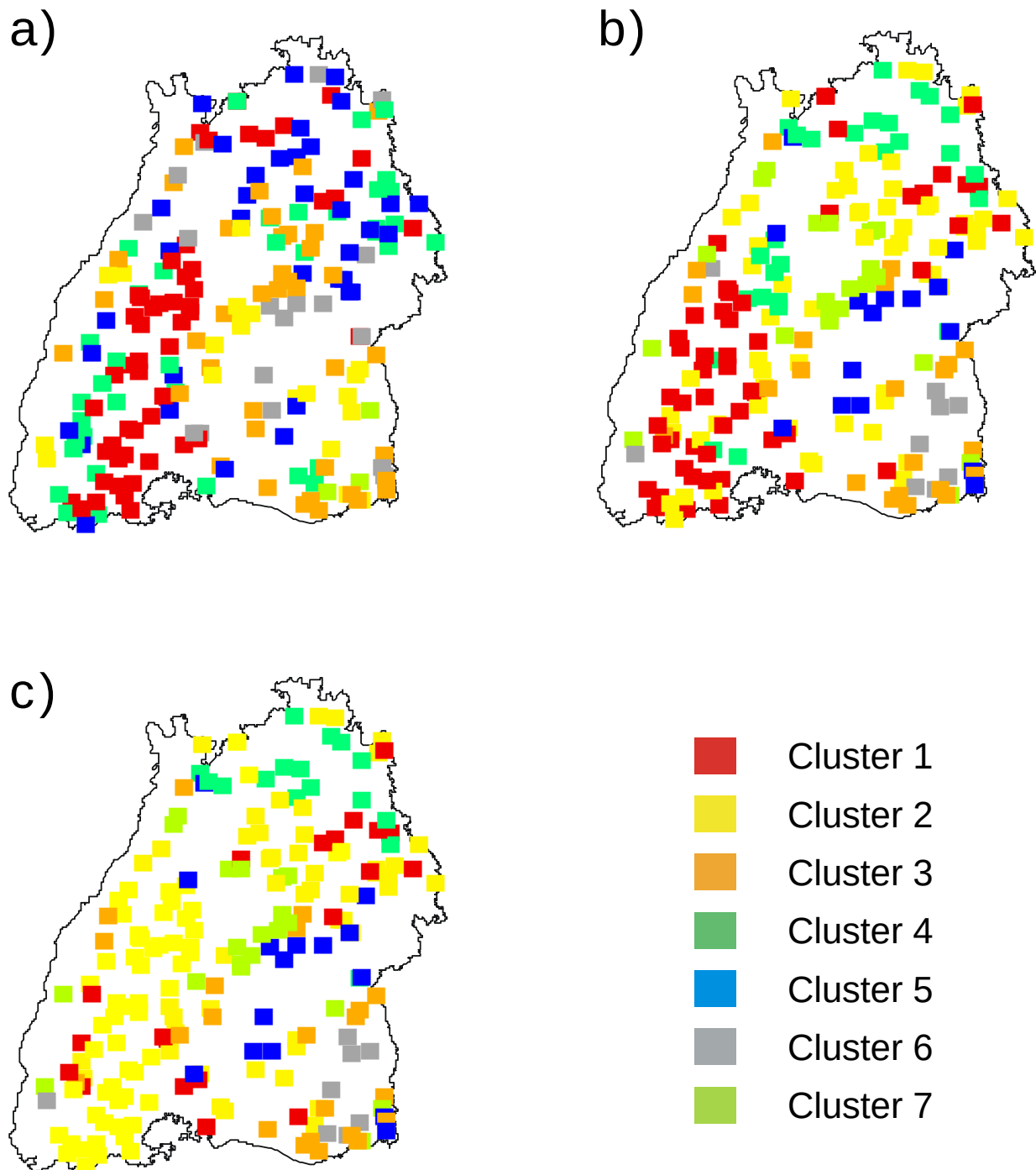


Abb. 6.3: Lösungen der Clusteranalysen mit jeweils 7 Clustern nach dem Ward Verfahren mit verschiedenen Variablenkombinationen, a) Mittleres Auftretensdatum und Variabilitätsmaß der Hochwasser b) Mittleres Auftretensdatum und Variabilitätsmaß der Hochwasser und Niederschläge und c) Mittleres Auftretensdatum, Variabilitätsmaß, Maximaler Pardi-Koeffizient und Auftretensmonat des maximalen Pardi-Koeffizienten

Es wurden nur sehr geringe räumliche Zusammenhänge gefunden, die kaum Übereinstimmung mit den naturräumlichen und hydrometeorologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes zeigten. Eine Interpretation der Cluster als Regionen in Hinblick auf die Saisonalität von Hochwasser ist anhand dieser nicht möglich.

Die Ergebnisse der Kombination verschiedener Variablen mit der Sieben-Cluster-Lösung ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Es wurden Clusteranalysen mit den mittleren Auftretensdaten der Hochwasser und das Variabilitätsmaß der Saisonalität als feste Größe (Abb. 6.3.a) in Kombination mit den mittleren Auftretensdaten der Niederschläge und dem dazugehörigen Variabilitätsmaß (Abb. 6.3.b) und den maximalen Pardé-Koeffizienten und seinem Auftretensmonat (Abb. 6.3.c) durchgeführt. Die Lösung mit sieben Clustern zeigt bei keiner Variablenkombination befriedigende Ergebnisse. Die Elemente einzelner Cluster sind zum Teil weit über den gesamten Untersuchungsraum verteilt. Die Cluster genügten folglich nicht der Vorstellung von homogenen geographischen Regionen. So war es nicht möglich einen einfachen Zusammenhang mit den naturräumlichen und hydrometeorologischen Gegebenheiten herzustellen. In Abbildung 6.3.a und 6.3.c zeichnet sich die Schwarzwaldregion als Cluster ab, sonst sind jedoch kaum Cluster vorhanden, die räumlich zusammenhängende Regionen bilden. Das deutliche Hervorheben des Schwarzwaldes in Abbildung 6.3.c ist durch den Einfluss des Auftretensmonats des maximalen Pardé-Koeffizienten zu erklären, der hier recht homogen in seiner zeitlichen Verteilung ist. In Abbildung 6.3.b paust sich die Schwäbische Alb durch, dafür zeichnet sich eine größere Heterogenität im Schwarzwald ab.

Abbildung 6.4 zeigt die zeitliche Verteilung der mittleren Auftretensdaten der Hochwasser und ihre Ausprägung der innerhalb eines Clusters gelegenen Einzugsgebiete. Entgegen der räumlichen Verteilung sind die Cluster in sich sehr homogen und bilden eindeutig zusammengehörige Gruppen. Es liegt damit eine objektive Klassifizierung der Saisonalitätsmaße vor.

Die Clusterlösungen decken sich jedoch nicht mit der naturräumlichen Gliederung im Untersuchungsraum, die als Zusammenfassung der natürlichen Faktoren wie Klima, Relief und Boden gesehen werden kann. Mittels der Clusteranalyse gelingt es nicht befriedigend das Untersuchungsgebiet in Regionen mit ähnlicher Saisonalität der Hochwasser zu unterteilen. Es zeichnen sich weder die Höhenverteilung noch die unterschiedlichen Expositionen des Untersuchungsraumes ab. Die Einzugsgebiete die dem gleichen Cluster angehören sind zum Großteil im ganzen Untersuchungsgebiet verstreut. Es bilden sich daher nur wenige räumlich homogene Regionen aus. Insgesamt ist aus diesen Gründen eine Interpretation, mit dem Rück-

schluss auf hochwasserauslösende Prozesse, anhand der durchgeführten Clusteranalysen problematisch.

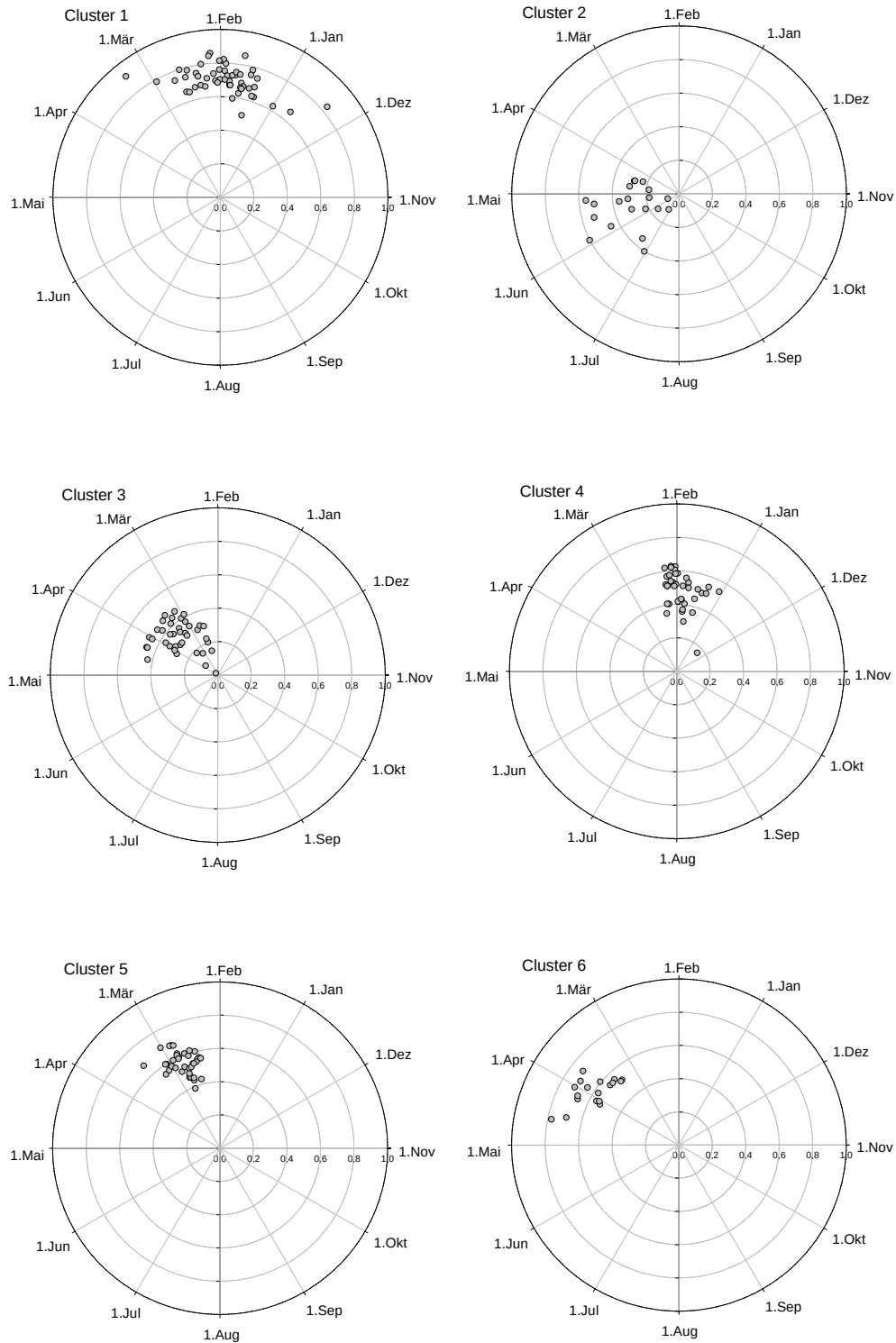


Abb. 6.4: Zeitliche Verteilung der mittleren Auftretensdaten und ihre Ausprägung des Perzentils 99,8 % der Einzugsgebiete (○) innerhalb der durch die Clusteranalyse ermittelten Gruppen.

6.3 Einteilung in Anlehnung an die Saisonalitätsparameter

6.3.1 Einführung

Die Clusteranalyse im vorrangegangenen Kapitel brachte keine zufriedenstellenden Ergebnisse hinsichtlich einer Einteilung des Untersuchungsgebietes in Regionen ähnlicher Saisonalität der Hochwasser. Es muss daher eine andere Methode gefunden werden die Einzugsgebiete, aufgrund ihrer Saisonalitätsmaße, in homogene Regionen einzuteilen. Der Ansatz sollte der Anforderung nach Ausweisung plausibler Regionen, das heißt interpretierbar auch im Zusammenhang mit den naturräumlichen und klimatischen Gegebenheiten, nachkommen.

Eine Möglichkeit bietet sich in der Einteilung der Einzugsgebiete aufgrund des mittleren Auftretensdatums der Hochwasser und dem Variabilitätsmaß.

6.3.2 Vorgehensweise

Eine erste Gruppierung erfolgt nach dem Mittleren Auftretensdatum, in Einzugsgebiete mit Winter- beziehungsweise Sommersaisonalität der Hochwasser. Als Grenzwert wurde der Winkel der Saisonalitätsvektoren gewählt, der das Jahr in das hydrologische Sommer- und Winterhalbjahr unterteilt. Wintersaisonalität liegt bei einem Winkel kleiner oder gleich 179 Grad und Sommersaisonalität bei einem Winkel größer 179 Grad vor.

Um die vorgenommene Unterteilung zu verfeinern wird als weiteres Kriterium das Variabilitätsmaß $\bar{r}$, welches die Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser beschreibt und der Länge des Richtungsvektors entspricht, hinzugezogen. Mit Hilfe des Rayleightests konnte die ermittelte Saisonalität der Hochwasser bei Pegelstationen mit einer Regularität größer 0,4 als signifikant auf dem 5 % Niveau²⁵ ausgewiesen werden. Als Grenzwert eignet sich ein $\bar{r}$ von 0,4, ist das Variabilitätsmaß kleiner, kann davon ausgegangen werden, dass keine oder nur eine schwache Ausprägung der Saisonalität besteht. In Anlehnung an STEINBRICH et al. (2001) wird ein zweiter Grenzwert bei einem Variabilitätsmaß von 0,7 festgelegt. Wird dieser Wert überschritten liegt eine starke Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser vor. Die

²⁵ In Abhängigkeit von der Anzahl der unabhängigen Hochwasser, die pro Einzugsgebiet ausgewertet wurden (Vergleich Kapitel 5.4).

mittleren Auftretensdaten der Hochwasser liegen, bis auf vier Ausnahmen²⁶, alle innerhalb von zwei Monaten (Mitte Januar bis Anfang März). Entsprechend den Ergebnissen aus Kapitel 5.4.1 sind Stichprobengrößen mit bis zu 60 unabhängigen Hochwasser und einem Variabilitätsmaß ab 0,605 signifikant auf dem 5-% Niveau.

Die gewählten Grenzwerte unterteilen die Datensätze der Winter- und Sommersaisonalität in Gebiete ‚keine oder schwach‘, ‚mäßig‘ und ‚stark‘ ausgeprägte Saisonalität der Hochwasser (Abb. 6.5).

6.3.3 Ergebnisse

Abbildung 6.5 stellt die räumliche Verteilung der nach obigen Kriterien eingeteilten Saisonalität des Perzentils 99,8 Prozent der Einzugsgebiete dar. Einzugsgebiete mit Wintersaisonalität überwiegen deutlich. Schwarzwald und Odenwald und der nördliche Bereich der Gäuplatten zeigen eine mäßige bis starke Ausprägung der Wintersaisonalität. Hier spiegelt sich die schon in Kapitel 5.3 angesprochene nur in diesen Regionen auftretende Wintersaisonalität der Niederschläge wieder. Deren Ursache ist der vorwiegend advektive Charakter des Niederschlags bei vorherrschenden Südwestwetterlagen im Winter. Die nur schwache bis mäßige Wintersaisonalität der Hochwasser im Bereich der Schwäbischen Alb sprechen dafür. Sie liegt im Winter im Lee des Schwarzwaldes.

Die räumliche Verteilung der Saisonalität lässt Strukturen, vor allem hinsichtlich des Reliefs erkennen. Die Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität liegen an den Westflanken der Höhenzüge von Schwarzwald und Schwäbischer Alb. Konvektive Niederschläge spielen hier eine große Rolle, begünstigt durch die Topographie und die im Sommer starke Aufheizung der Bodenoberfläche. Gehäuft tritt Sommersaisonalität in Oberschwaben und im Voralpengebiet auf. In diesen Einzugsgebieten macht sich besonders im Sommer, bei vorherrschenden Nordwest- und Westwetterlagen, der Staueffekt der Alpen bemerkbar, der weit ins Vorland hinein reicht und zu großräumigen Hebungsprozessen führt. Die Niederschläge sind häufig sehr ergiebig, da die vorgelagerten Höhenzüge Vogesen und Schwarzwald oft nicht das Kondensationsniveau erreichen und die feuchten Luftmassen ohne vorher abzuregnen auf die Alpennordseite treffen (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 2000).

²⁶ Pegel Meckesheim / Elsenz (460), Laucherthal / Lauchert (1131), Wiesensteig / Fils (1438) und Kappel-Grünwald / Haslach (2348) (Vergleich Abbildung 5.3).

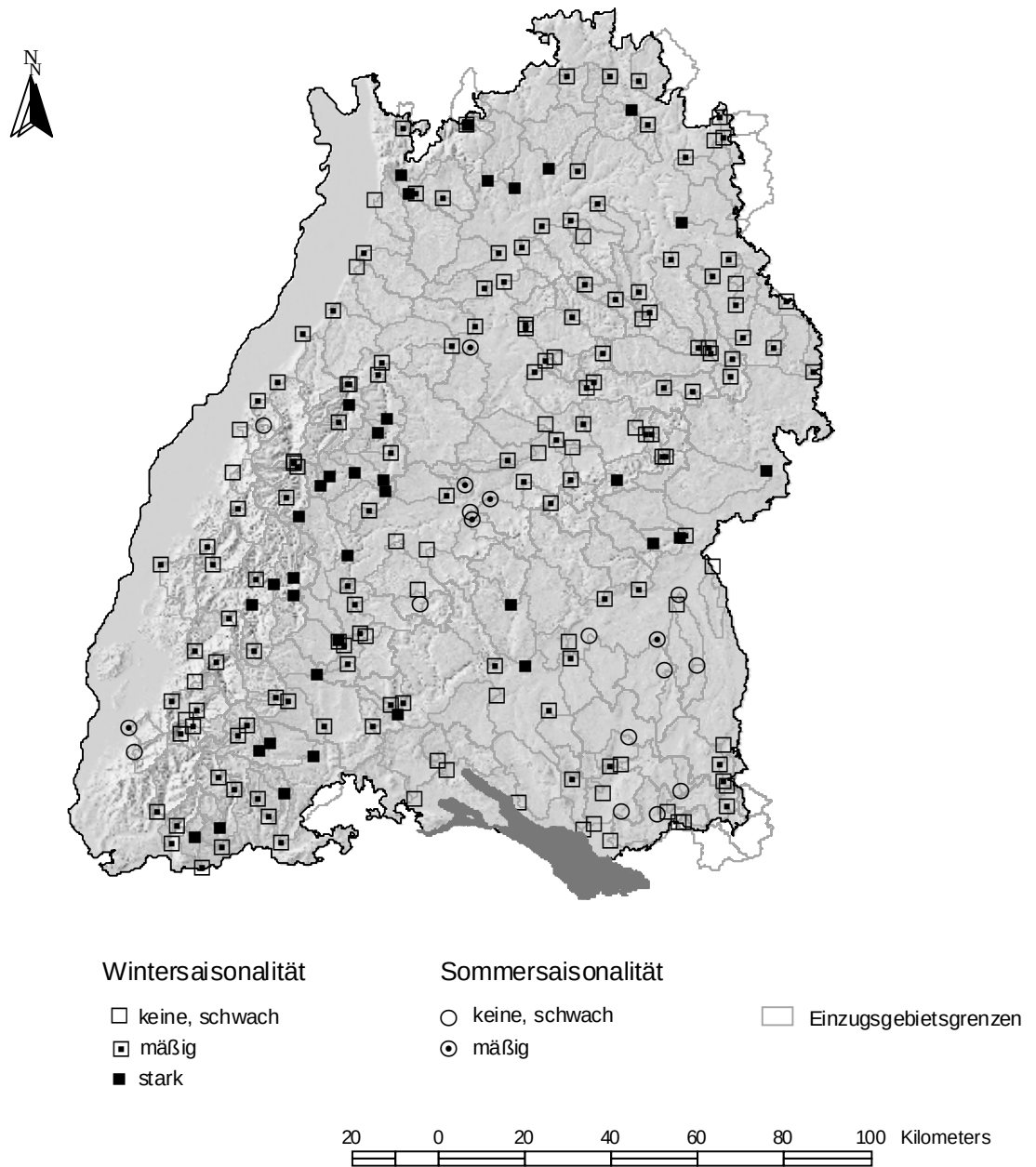


Abb. 6.5: Einteilung der Saisonalität der Einzugsgebiete nach dem mittleren Auftretensdatum und dem Variabilitätsmaß der Hochwasser.

6.4 Fazit

Die Lösung mit sieben Clustern zeigt bei keiner Variablenkombination befriedigende Ergebnisse. Die Elemente einzelner Cluster sind zum Teil weit über den gesamten Untersuchungsraum verteilt. Die Cluster genügten folglich nicht der Vorstellung von homogenen geographischen Regionen. So war es nicht möglich einen einfachen Zusammenhang mit den naturräumlichen und hydrometeorologischen Gegebenheiten herzustellen. Insgesamt ist aus diesen Gründen eine Interpretation, mit dem Rückschluss auf hochwasserauslösende Prozesse, anhand der durchgeführten Clusteranalysen problematisch. Betrachtet man jedoch die zeitliche Verteilung der mittleren Auftretensdaten der Hochwasser und ihrer Ausprägung innerhalb der Cluster, zeigen sich sehr homogene Gruppen. Ein Indiz, das für die richtige Wahl der Agglomerationsmethode und Clusteranzahl spricht.

Eine manuelle Zuordnung entsprechend dem mittleren Auftretensdatum und einer weiteren Untergliederung nach der Ausprägung der Saisonalität der Hochwasser macht die Gegebenheiten im Untersuchungsraum deutlicher. Hier paust sich das Relief durch. An den Süd und Ostflanken der Höhenzüge weisen die Einzugsgebiete eine ausgeprägte Wintersaisonalität auf. In den Beckenlandschaften zeigt sich teils eine größere Variabilität im zeitlichen Auftreten der Hochwasser von Winter- bis Sommersaisonalität.

7 Diskussion und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde die These aufgestellt, dass die Saisonalität der Hochwasser und Niederschläge auf hochwasserauslösende Prozesse und damit auf das Hochwasserverhalten schließen lässt. Ähnliches Verhalten im Hinblick auf die Saisonalität lässt folglich auf ähnliche hochwasserauslösende Prozesse schließen. Auf dieser Grundlage sollten sich weiterhin regionale Zusammenhänge im Hinblick auf die Saisonalität von Hochwasser bestimmen lassen. Ziel der Arbeit war daher eine möglichst flächendeckende Berechnung und eine Visualisierung der regionalen Verteilung der Saisonalität der Hochwasser in Baden-Württemberg. Hierzu standen mittlere tägliche Abflusswerte von 215 Einzugsgebieten, deren Zeitreihenlängen zwischen 20 und 84 Jahren variieren, zur Verfügung. Als meteorologischer Parameter diente der Niederschlag, die wichtigste Inputgröße des Abflussbildungsprozesses. In einem ersten Schritt wurden aus den Tagesmittelwerten der Abflusszeitreihen die Hochwasser mit einem Wiederkehrintervall von zwei und fünf Jahren ermittelt. Dies erfolgte auf Grundlage der von der Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) regionalisierten Hochwasserkennwerte auf Basis von Hochwasserscheitelwerten. Als problematisch erwies sich die unterschiedliche Datengrundlage, so dass in der vorliegenden Arbeit bei einem Großteil der Pegel nur eine geringe Anzahl Hochwasser ermittelt wurden. Diese stellten keine ausreichende Datenbasis für die Saisonalitätsanalysen dar. Alternativ wurden statistisch ermittelte Schwellenwerte zur Generierung partieller Serien herangezogen. Im Flood Studies Report von Großbritannien wurde dieses Verfahren 1975 angewendet und von BLACK & WERRITTY (1997) bei Saisonalitätsanalysen im Norden Großbritanniens übernommen (BLACK & WERRITTY, 1997). Ein Nachteil, liegt darin, dass die Wiederkehrintervalle der Schwellenwerte nicht eindeutig bestimmt werden konnten. Was durch die Heterogenität der Anzahl unabhängiger Hochwasserereignisse je Pegelstation bedingt ist. Das heißt, gleiche Perzentile entsprechen unterschiedlichen Jährlichkeiten. Vorteile gegenüber Serien aus Jahreshöchstwerten sind, der Einschluss mehrerer Hochwasser pro Jahr, so dass nicht nur das höchste Hochwasser eines Jahres ausgewertet wird. Im umgekehrten Fall werden dadurch in Jahren mit geringeren Abflüssen kleine Ereignisse nicht mit eingeschlossen, wenn sie unter dem angegebenen Schwellenwert liegen. Schlussendlich kann durch den Einbezug einer höheren Anzahl von Hochwasserereignissen auch von einem höheren Gehalt an saisonaler Information der partiellen Serien ausgegangen werden. BLACK & WERRITTY (1997), sehen dies als das objektivere Verfahren. Das

zudem, aus oben genannten Gründen, eine detailliertere Beschreibung der Saisonalität der Hochwasser erlaubt und auf einer einheitlicheren Definition der Hochwasser beruht, als Serien aus Jahreshöchstwerten.

Im weiteren stand die Frage nach der Notwendigkeit der Verwendung eines einheitlichen Bezugszeitraumes offen. EISELE et al. (2001) konnten bei Untersuchungen von 21 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg keinen Trend der Saisonalitätsparameter feststellen. Daher wurde in dieser Arbeit von einer Stationarität der Saisonalität ausgegangen. Dennoch wurde eine Standardperiode ermittelt, mit deren Hilfe der Einfluss verkürzter Datenreihen durch vergleichende Berechnungen mit dem maximalen Datenumfang abgeschätzt werden konnten. Es zeigten sich im Mittel nur geringe Abweichungen von 6,25 Prozent zwischen den Perzentilwerten der ungekürzten Zeitreihen und der von der WMO empfohlenen Standardperiode 1961 – 1990. Die Abweichungen des mittleren Auftretensdatums waren im Mittel ähnlich niedrig. Korrelationen zwischen der Abweichung der Saisonalität der Hochwasser und der Einzugsgebietsgröße oder der Abweichung von der Stichprobengröße der ungekürzten Zeitreihen ergaben sich nicht. Eine Beschränkung auf die Standardperiode und einem damit einhergehenden Informationsverlust im Hinblick auf die räumliche Deckung, durch Reduzierung der Pegelstationen erfolgte daher nicht. Bei Saisonalitätsanalysen in Mittel-Italien (CASTELLARIN et al., 2001) und in Österreich und der Schweiz (PIOCK-ELLENÄ et al., 2000) wurde auch auf die Verwendung von einheitlichen Bezugszeiträumen zu Gunsten einer breiteren Datenbasis verzichtet. HAUPT (2000), kürzte seine Datensätze auf eine Basisperiode um den zeitlichen Einfluss auf die Messreihen zu reduzieren und eine möglichst hohe Gleichartigkeit der einfließenden Informationen zu erhalten. BLACK & WERRITY (1997) führten zusätzlich eine Standardisierung des Schwellenwertes durch, um den Einfluss der jährlichen Schwankungen auf die Ereignishäufigkeit zu mindern.

Abschließend muss festgehalten werden, dass ein zeitlicher Einfluss durch bestehende, natürliche Variationen nicht ganz ausgeschlossen werden kann. Die aufgetretenen Abweichungen konnten in der vorliegenden Arbeit als gering eingestuft werden, es wurden daher alle Pegelstationen der ungekürzten Zeitreihen verwendet, die damit eine bessere Flächendeckung der Analysen gewährleisten.

Die Visualisierung der Saisonalität von Hochwasser und Niederschlag erfolgte mit Hilfe der Direktionalstatistik, die eine Vektordarstellung erlaubt. Als Saisonalitätsmaße wurden das mittlere Auftretensdatum MD und die Variabilität $\bar{r}$ der Hochwasser und Niederschläge verwendet. Für vergleichende Untersuchungen wurden auch der Monat des maximalen Auftre-

tens des Pardé-Koeffizienten und der maximale Pardé-Koeffizient aus den langjährigen Mittelwerten der monatlichen höchsten Abflüsse und Niederschläge (MHQ- und MHN-Regime) hinzugezogen. Die Saisonalitätsmaße sind Mittelwerte, bei bimodalen Verteilungen kann also Information verloren gehen. Die zeitliche Variabilität der einzelnen Eintrittszeitpunkte der Ereignisse spiegelt sich in diesen Fällen in einem geringen Variabilitätsmaß wieder. Die Annahme einer Vorzugsrichtung wird in diesen Fällen auch folgerichtig durch den Rayleightest abgelehnt. Mit obigem Wissen erweisen sich die Parameter insgesamt als geeignet und stellen eine gute Möglichkeit zur Visualisierung der Saisonalität dar.

Die Saisonalität der Hochwasser und Niederschläge in Baden-Württemberg zeigen deutlich unterschiedliche räumliche Muster. Die Saisonalität von Hochwasser konzentriert sich auf das hydrologische Winterhalbjahr. Im Gegensatz dazu zeigt die Saisonalität der Niederschläge eine Häufung im hydrologischen Sommerhalbjahr. Das bedeutet, dass die Hochwasser nicht zur gleichen Zeit auftreten wie die extremen Niederschlagsereignisse, was durch die saisonal unterschiedlichen Speichereigenschaften erklärt werden kann. Der saisonale Zyklus der Bodenfeuchte, mit höherer Bodenfeuchte im Winter / Frühjahr, dürfte zu diesen Jahreszeiten die Abflussbereitschaft erhöhen und somit ein häufigeres Auftreten von Hochwasser verursachen. UHLENBROOK et al. (2000) zeigte, bei Untersuchungen von Abfluss- und Niederschlagsereignissen unterschiedlicher Jährlichkeit, dass Niederschlagsereignisse mittlerer Extremität zu extremen Hochwassern im Winter führen können, umgekehrt es im Sommer eher zu mäßigen Hochwassern durch extreme Niederschlagsereignisse kommt.

Schwarzwald und Odenwald sind die einzigen Gebiete in Baden-Württemberg mit einer Wintersaisonalität der Niederschläge und Hochwasser, die somit in einem direkten Zusammenhang stehen. Hier wird der Einfluss von Südwestwetterlagen im Winter deutlich, welche feuchtwarme Luftmassen heranzuführen und durch das beenden frühwinterlicher Frostperioden häufig zu Hochwasser im frühen Winter führen. VOLLMER (1997) bezeichnet diese, meist als „Weihnachtstauwetter“ bekannten Wetterlagen, als meteorologische Singularität. Ein Witterungsereignis, das mit einer großen statistischen Wahrscheinlichkeit aufzutreten pflegt.

Eine wichtige Einflussgröße auf die Saisonalität der Hochwasser ist die Topographie des Untersuchungsgebietes. Sie paust sich in der regionalen Verteilung der Saisonalität durch. Luv- und Lee-Effekte machen sich besonders bemerkbar. Ausgeprägte Wintersaisonalität tritt an den Ostflanken der Höhenzüge auf. Die Einzugsgebiete von Schwarzwald, Odenwald, Keuperwaldberge und Schwäbischer Alb weisen meist eine mittlere Ausprägung der Saisonalität auf, die kleinräumig variieren kann.

Die eher niedriger gelegenen Gebiete, der Kraichgau, das Neckarbecken, Oberschwaben und die Oberrheinebene zeigen ein heterogenes Bild der Saisonalität mit teilweise nur geringen Ausprägungen. Dies stimmt überein mit den Ergebnissen von PIOCK-ELLENA et al. (2000). Der Norden Österreichs und der Norden der Schweiz fallen durch ein unruhiges Bild mit zum Teil erheblich schwankenden Auftretenszeitpunkten der Hochwasser auf. Dies sind ebenfalls Regionen, die im Verhältnis zum übrigen Untersuchungsgebiet nur geringe Höhen aufweisen. In den Beckenlandschaften ist im Sommer ein Einfluss antizyklonaler Wetterlagen zu verzeichnen, der auf einen größeren Anteil konvektiver Prozesse in diesen Regionen schließen lässt (KOTLARSKI, 2001). Dies könnte das vermehrte Auftreten von Sommersaisonalitäten der Hochwasser in diesen Gebieten erklären, ebenso die teils nur geringe Ausprägung der Saisonalität. Vor allem in großen Einzugsgebieten ist es möglich, dass konvektive Niederschlagsereignisse aufgrund ihrer meist geringen Ausdehnung nicht eine Sommersaisonalität der Hochwasser hervorrufen, aber damit die Ausprägung einer ausgeprägten Wintersaisonalität verhindern. Die Saisonalität der Hochwasser wird im Alpenvorland stärker von Nordwestwetterlagen geprägt, die große Niederschlagsmengen verursachen und vor allem im Sommer zu weitreichenden Stauwirkungen durch großräumige Hebungs Vorgänge führen (KOTLARSKI, 2001). Gerade im Alpenvorland zeigen einige Einzugsgebiete eine Sommersaisonalität der Hochwasser.

Je nach Relief und Lage der Untersuchungsgebiete in Mitteleuropa zeigen sich deutliche Abweichungen hinsichtlich des Saisonalitätsverhaltens der Hochwasser. Dies wird als ein Indiz für den starken Einfluss der Topographie und der Wetterlagen gesehen. Als Beispiel sei hier auf die Arbeiten von HAUPT (2000) in Mecklenburg- Vorpommern und PIOCK-ELLENA et al. (2000) verwiesen. Verglichen mit den Saisonalitätsanalysen von PIOCK-ELLENA et al. (2000) in Österreich und der Schweiz zeigt sich in Baden-Württemberg ein sehr abweichendes Bild. In den beiden Ländern tritt neben den nördlichen Regionen (s.o) nur im Schweizer Jura eine ausgeprägte Wintersaisonalität der Hochwasser auf. Alle anderen Regionen zeigen Sommersaisonalität unterschiedlicher Ausprägung. Die Niederschläge unterliegen fast ausschließlich einer Sommersaisonalität. Es machen sich in den alpinen Gebieten Gletscher- und Schneeschmelze bemerkbar, während südlichere Regionen eher unter mediterranem Einfluss stehen, bei dem gehäuft orographische Starkniederschläge im Sommer auftreten.

Das Flachland Mecklenburg-Vorpommern zeigt keine räumlichen Differenzen, die mittleren Auftretensdaten liegen alle zwischen Ende Januar und Ende März (HAUPT, 2000).

In Baden-Württemberg zeichnen sich Tendenzen der zeitlichen Verschiebung der Saisonalität der Hochwasser von West nach Ost und Nordost ab. Die Saisonalität der Hochwasser tritt im Südwesten und Westen häufig im frühen Winterhalbjahr auf und verschiebt sich nach Osten und Nordosten in das spätere Winterhalbjahr. Dies kann als Übergang vom ozeanischen zu kontinentalerem Klimaeinfluss gewertet werden, der jedoch von der Topographie überprägt wird.

Durch die Berechnung der Saisonalität für unterschiedliche Extremitäten konnten die räumlichen Muster dieser verglichen werden. Auffallend war eine Zunahme der Regularität, die nicht nur auf die Zunahme der Extremität, sondern auch auf die Stichprobengröße zurückzuführen ist. Das Perzentil 99,2 Prozent weist bis auf zwei Ausnahmen nur Wintersaisonalität der Hochwasser auf. Mit zunehmender Extremität zeigt die Saisonalität ein differenzierteres Muster, so dass homogene Regionen deutlicher abgegrenzt werden können. Dies ist besonders in Hinblick auf die Regionalisierung von Bedeutung. Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität treten erst ab dem Perzentil 99,8 Prozent vermehrt auf.

Die relativ breite Spannweite der Einzugsgebietsgrößen von circa 10 km² bis etwa 956 km² erlaubte die Untersuchung dieser Einflussgröße auf die Saisonalität. Sommersaisonalität wird häufig durch räumlich begrenzte, konvektive Niederschlagsereignisse verursacht. Wintersaisonalität meist durch advektive Niederschläge großer räumlicher Ausdehnung. Dementsprechend treten Einzugsgebiete mit Sommersaisonalität der Hochwasser nur bis zu einer Größe von 300 km² auf. Einzugsgebiete ab dieser Größe zeigen alle Wintersaisonalität und unterliegen nur einer geringen zeitlichen Variabilität in ihrem Auftreten. Ihr mittleres Auftretensdatum bewegt sich zwischen Mitte Januar und Ende März. Bei Untersuchungen von BLACK & WERRITTY (1997) im Norden Großbritanniens liegen ab einer Einzugsgebietsgröße von 1000 km² alle mittleren Auftretensdaten im Dezember. In den großen Einzugsgebieten überlagern sich die Saisonalitäten der in ihnen liegenden unterschiedlichen Teileinzugsgebiete. Gegensätzliche Saisonalitäten gleichen sich aus und führen in allen großen Einzugsgebieten zu ähnlicher Hochwassersaisonalität. Lecce (2000) kam zu dem Ergebnis, dass kleine Einzugsgebiete (< 100 km²) höhere Hochwasserwahrscheinlichkeiten im Sommer und Herbst haben. Sie werden durch Gewitterregen ausgelöst, die meist nur eine Ausdehnung von 10 – 100 km² haben.

Der statistische Zusammenhang zwischen den topographischen Daten der Einzugsgebiete und der Saisonalität ist sehr gering. Lediglich die Parameter Höhendifferenz, mittleres Gefälle und maximales Gefälle zeigten signifikante negative Korrelationen mit der Saisonalität der Hoch-

wasser. Ebenfalls mit dem mittleren Auftretensdatum korreliert ist der prozentuale Anteil der Expositionen Südost, Süd, West und Nordwest. Da diese aber auch untereinander hoch korreliert sind gestaltet sich eine Interpretation problematisch. Zudem kann es als Hinweis gewertet werden, dass diese Parameter die relative Lage im topographischem Gesamtbild nicht ausreichend beschreiben. BATES et al. (1998) bewerten statistische Methoden allgemein als weniger erfolgreich bei einer Anwendung auf Geofaktoren im Zusammenhang mit Hochwasser als auf hydroklimatologische Faktoren und Hochwasser. Sie führen aus, dass bei Homogenitätsuntersuchungen in Südost-Australien insbesondere die klimatischen Eigenschaften im Zusammenhang mit der Wasserverfügbarkeit im Einzugsgebiet die hydrologische Ähnlichkeit von Einzugsgebieten bedingen.

Bei der Anwendung der Clusteranalyse konnten keine räumlich zusammenhängenden, homogenen Regionen gefunden werden. Die sich durch die Cluster ergebenden Regionen zeigten bei keiner Variablenkombination befriedigende Ergebnisse. Die Elemente einzelner Cluster sind zum Teil weit über den gesamten Untersuchungsraum verteilt. In Bezug auf die Saisonalitätsparameter zeigten die Cluster in sich jedoch eine ausgesprochene Homogenität. Sie genügten aber leider nicht der Vorstellung von homogenen geographischen Regionen. So war es nicht möglich einen einfachen Zusammenhang mit den naturräumlichen und hydrometeorologischen Gegebenheiten herzustellen Als Ursache wird der Einfluss der Topographie angenommen, der bewirkt, dass sich in alpinen Regionen wie zum Beispiel Österreich und der Schweiz homogene Regionen deutlicher abgrenzen lassen (s.u). PIOCK-ELLENA et al. (2000), konnten bei Saisonalitätsuntersuchungen in der Schweiz und Österreich plausible, homogene Regionen mit Hilfe der Clusteranalyse bestimmen. Statistische Homogenitätstest deuteten anschließend aber daraufhin, dass die Hochwasserkollektive, im Hinblick auf die Parameter der Extremwertverteilungen, nicht als homogen angesehen werden können. LECCE (2000) führte Clusteranalysen zur Auffindung homogener Regionen des zeitlichen Auftretens der Hochwasser im Südosten der Vereinigten Staaten durch. Bei Vergleichen mit früher durchgeführten Saisonalitätsanalysen, kam es teilweise zu deutlichen Abweichungen der Regionen. Clusteranalysen zählen einerseits zu den objektiven Methoden bei der Ausweisung homogener Regionen, andererseits unterliegen sie aber dennoch einer gewissen Subjektivität durch den Betrachter. Dies liegt daran, dass die Ergebnisse zum einen von der Wahl der Agglomerationsmethode abhängen und zum anderen die geeignete Clusteranzahl gefunden werden muss.

Die Saisonalitätsanalyse in Baden-Württemberg ergibt ein synoptisches Gesamtbild das die Ableitung von Regionen und eine gute Beurteilung der regionalen Verteilung hochwasserauslösender Prozesse erlaubt. Zu den Prozessen gehören die konvektiven und advektiven Niederschläge, die Schneeschmelze und das häufige Auftreten bestimmter Wetterlagen. Es wurde gezeigt, dass sich in vielen Regionen die hochwasserauslösenden Prozesse anhand der Saisonalitätsmaße ableiten lassen und als zusammenfassendes Maß dieser Steuerfaktoren durchaus geeignet sind.

Der Einfluss der Einzugsgebietsgröße konnte auf Grund der Datenbasis leider nicht in dem Maße untersucht werden wie erwartet. Wünschenswert wäre eine Saisonalitätsanalyse kleiner Einzugsgebiete, die auch Größen unter 10 km² erfasst, auf Basis von langen Abflussreihen und Stundenmittelwerten oder Scheitelwerten.

Für diese Arbeit lagen keine Daten über den Einfluss der Schneedecken vor. Eine Differenzierung von gefallenem Niederschlag und Schneeschmelze könnte die Interpretation der Saisonalität der homogenen Regionen verfeinern.

Die Niederschläge lagen für die Untersuchung nur auf Tageswertbasis vor. Zusätzliche Information könnten Intensitäten von Niederschlägen bringen. Eine bessere Unterscheidung konvektiver und advektiver Niederschlagsereignisse wäre möglich und könnte zur Klärung der extrem gegensätzlicher Saisonalität benachbarter Einzugsgebiete beitragen.

Literaturverzeichnis

- BAHRENBERG, G. & GIESE, E. (1975):** Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie. B:G. Teubner, Stuttgart.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1992):** Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik, 2.Auflage, B.G. Teubner, Stuttgart.
- BATES, B.C., RAHMAN, A., WEINMANN, P.E. (1998):** Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in south-eastern Australia., Water Resources Research, Vol. 34, No 12, S. 3369-3381.
- BLACK, A.R. & WERRITTY, A. (1997):** Seasonality of flooding: a case study of North Britain. Journal of Hydrology 195, S. 1-25.
- BLÖSCHL, G., PIOCK-ELLEN, U., MERZ, R. & GUTKNECHT, D. (1999):** Prozessorientierte Regionalisierung von Hochwassern. Eingeladener Beitrag für das Kolloquium „Bemessungsabflüsse für kleine Einzugsgebiete“, Fachbereich für Wasserbau und Wasserwirtschaft der Universität Kaiserslautern. 4. – 5. März 1999, Kaiserslautern.
- BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980):** Allgemeine Klimageographie. 3. neu bearbeitete Auflage. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- BORCHERDT, C. (1991):** Geographische Landeskunde von Baden-Württemberg. Landeszentrale für Politische Bildung Baden-Württemberg, Kohlhammer, Stuttgart.
- BROSIUS, G. & BROSIUS, F. (1995):** SPSS Base System und Professional Statistics. 1. Auflage. International Thomson Publishing, Bonn, Albany.
- BÜHL, A. & ZÖFEL, P. (2000):** SPSS Version 10 – Einführung in die moderne Datenanalyse unter Windows. 7. überarbeitete Auflage. Addison Wesley Verlag, München.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (HRSG.) (2000):** Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bundesanstalt für Gewässerkund, Koblenz, Berlin.
- BURN, D.H. (1997):** Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. Journal of Hydrology 202, S. 212-230. Amsterdam.

- CASTELLARIN, A., BURN, D.H. & BRATH, A. (2001):** ASSESSING THE EFFECTIVENESS OF HYDROLOGICAL SIMILARITY MEASURES FOR FLOOD FREQUENCY ANALYSIS. *Journal of Hydrology* 241, S. 270-285. Amsterdam.
- CUNNANE, C. (1987):** Review of statistical Models for Flood Frequency estimation. In Singh: *Hydrologic Frequency Modeling* (3). Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A.. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/Boston/Lancaster/Tokyo.
- DEMUTH, S. (1993):** Untersuchung zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 1, Institut für Hydrologie Universität Freiburg.
- DTV / WESTERMANN (1987):** Diercke - Wörterbuch der Allgemeinen Geographie. Band 1 A-M, 3. Auflage. Deutscher Taschenbuchverlag, München und Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.
- DVWK (1999):** Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen., Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 251, Bonn.
- GÜNTHER, T., REICH, T. (1999):** Bereitstellung von langen Reihen interpolierter Gitterpunkte des Niederschlags (Tageswerte) mit Hilfe des Verfahrens BONIE für Baden-Württemberg. Bericht des KLIWA-Projektes A1.1.1/BW. Deutscher Wetterdienst, Berlin.
- HACKL, P. & KATZENBEISSER, W. (1994):** Statistik für Sozial- und Wirtschaftswissenschaften. Lehrbuch mit Übungsaufgaben, 9., überarbeitete und erweiterte Auflage. R. Oldenbourg verlag, München, Wien.
- HUTTENLOCHER, F. (1972):** Baden-Württemberg – Kleine geographische Landeskunde. 4., ergänzte Auflage. Verlag G. Braun, Karlsruhe, 222 S.
- EISELE, M., ET AL. (2001):** Einzugsgebietsbezogene Bewertung der Abfluss- und Stoffdynamik als Grundlage eines Bewertungsverfahrens „Hydrologische Güte“ zum operationellen Einsatz im nachhaltigen Flussgebietsmanagement. Abschlussbericht des Projektvorhabens BWC 99011, Umweltforschungszentrum Karlsruhe, Projektträger BWPlus, Institut für Hydrologie Universität Freiburg.

- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991):** Geologie von Baden-Württemberg. 4. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- HARTUNG, J. (1998):** Statistik- Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. 11., durchgesehene Auflage. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien.
- HAUPT, R. (2000):** Regionalisierung von Hochwasserkennwerten in Mecklenburg-Vorpommern. Veröffentlichungen des Institutes für Kulturtechnik und Siedlungswirtschaft der Universität Rostock.
- HAUPT, R., MIEGEL, K., SCHRAMM, M. & WALTHER, J. (1999):** Saisonalität und Regionalisierung von Hochwasserscheiteldurchflüssen in Mecklenburg-Vorpommern. Wasserwirtschaft 89 (1999) 7-8, S.388-397.
- INSTITUT FÜR HYDROLOGIE (IHF) DER ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG (2000):** Analyse der Entstehung extremer Hochwasser. Abschlussbericht für die zweite Projektphase, KLIWA-Projekt A 2.1.6. Bericht Nr. 100, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, unveröffentlichter Bericht.
- KULLEN, S. (1989):** Baden-Württemberg. 3., aktualisierte Auflage, Neubearbeitung. Ernst Klett Verlag, Stuttgart.
- KUMAR, A. & CHANDER, S. (1987):** Statistical Flood Frequency Analysis – An Overview. In Singh: Hydrologic Frequency Modeling (3). Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A.. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/ Boston/ Lancaster/ Tokyo.
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (LFU) BADEN-WÜRTTEMBERG (1999):** Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg. Oberirdische Gewässer / Gewässerökologie Band 54, Karlsruhe.
- LECCE S.A. (2000):** Spatial variations in the timing of annual floods in the southeastern United States. Journal of Hydrology 235, S. 151-169. Amsterdam.
- LIEHL, E. (1958):** Der Feldberg im Schwarzwald, Subalpine Insel im Mittelgebirge. Ber. z. dt. Landeskunde 22, Remagen.
- MANIAK, U. (1997):** Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure. Vierte, überarbeitete und erweiterte Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

- MÄCKEL, R. (1997):** Naturraum des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes und des Oberrheintieflandes. In: Mäckel, R. & Metz, B. (1997): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- MAGILLIGAN, F.J., GRABER, B.E. (1996):** Hydroclimatological and geomorphic controls on the timing and spatial variability of floods in New England, USA. *Journal of Hydrology* 178, S. 159-180, Amsterdam.
- MERZ, R., PIOCK-ELLEN, U., BLÖSCHL, G. & GUTKNECHT, D. (1999):** Seasonality of flood processes in Austria. *Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating. Proceedings of IUGG 99 Symposium HIS, Birmingham, July 1999. IAHS Publ. No. 255*, S. 273-278.
- MICHAUD, J.D., HIRSCHBOECK, K.K. & WINCHELL, M. (2001):** Regional variations in small-basin floods in the United States. *Water Resources Research*, Vol. 37, No 5, S. 1405-1416.
- NORCLIFFE, G.B. (1981):** Schließende Statistik für Geographen. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- PARDE, M. (1947):** Fleuves et Rivières, 2. Auflage. Colin, Paris.
- PIOCK-ELLEN, U., PFAUNDLER, M., BLÖSCHL, G., BURLANDO, P. & MERZ, R. (2000):** Saisonalitätsanalyse als Basis für die Regionalisierung von Hochwassern. *Wasser-Energie-Luft*, 92. Jahrgang, Heft 1 / 2 Baden, Schweiz, S. 13-21.
- REKLIP (1995):** Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd – Atlas Climatique du Fossé Rhénan Méridional. REKLIP – Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima Projekt. Vdf Hochschulverlag, Zürich; IFG, Offenbach; Editions Coprur, Strasbourg.
- SCHLITTGEN, R. (1993):** Einführung in die Statistik: Analyse und Modellierung von Daten. 4. überarbeitete und erweiterte Auflage, R. Oldenbourg Verlag GmbH, München.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3., verbesserte und erweiterte Auflage. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (HRSG.) (1974):** Das Land Baden-Württemberg. Amtliche Beschreibung nach Kreisen und Gemeinden. Band I: Allgemeiner Teil. Verlag W. Kohlhammer, Stuttgart.

- SUI, J. (1998):** Hochwasserabflüsse aus Regen und Schnee in Mittelgebirgs-Einzugsgebieten am Beispiel von Nordbayern. Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft Universität Kaiserslautern, Berichte Nr. 8, Herausgeber: G. Koehler, Kaiserslautern.
- TRENKLE, H. & VON RUDLOFF, H. (1989):** Das Klima im Schwarzwald. In: Liehl, E. & Sick, W.D. (1989): Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde, 4.Auflage. Konkordia Verlag GmbH, Bühl/Baden.
- VOLLMER, J. (1997):** Wetterfibel. <http://www.wetterleuchten.com/fibel/seiten.shtml/>

Literaturverzeichnis

- BAHRENBERG, G. & GIESE, E. (1975):** Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie. B:G. Teubner, Stuttgart.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1992): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik, 2.Auflage, B.G. Teubner, Stuttgart.
- BATES, B.C., RAHMAN, A., WEINMANN, P.E. (1998): Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in south-eastern Australia., Water Resources Research, Vol. 34, No 12, S. 3369-3381.
- BLACK, A.R. & WERRITTY, A. (1997): Seasonality of flooding: a case study of North Britain. Journal of Hydrology 195, S. 1-25.
- BLÖSCHL, G., PIOCK-ELLEN, U., MERZ, R. & GUTKNECHT, D. (1999): Prozessorientierte Regionalisierung von Hochwassern. Eingeladener Beitrag für das Kolloquium „Bemessungsabflüsse für kleine Einzugsgebiete“, Fachbereich für Wasserbau und Wasserwirtschaft der Universität Kaiserslautern. 4. – 5. März 1999, Kaiserslautern.
- BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. 3. neu bearbeitete Auflage. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- BORCHERDT, C. (1991): Geographische Landeskunde von Baden-Württemberg. Landeszentrale für Politische Bildung Baden-Württemberg, Kohlhammer, Stuttgart.
- BROSIUS, G. & BROSIUS, F. (1995): SPSS Base System und Professional Statistics. 1. Auflage. International Thomson Publishing, Bonn, Albany.
- BÜHL, A. & ZÖFEL, P. (2000): SPSS Version 10 – Einführung in die moderne Datenanalyse unter Windows. 7. überarbeitete Auflage. Addison Wesley Verlag, München.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (HRSG.) (2000): Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bundesanstalt für Gewässerkund, Koblenz, Berlin.
- BURN, D.H. (1997): Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. Journal of Hydrology 202, S. 212-230. Amsterdam.
- CASTELLARIN, A., BURN, D.H. & BRATH, A. (2001): ASSESSING THE EFFECTIVENESS OF HYDROLOGICAL SIMILARITY MEASURES FOR FLOOD FREQUENCY ANALYSIS. Journal of Hydrology 241, S. 270-285. Amsterdam.
- CUNNANE, C. (1987): Review of statistical Models for Flood Frequency estimation. In Singh: Hydrologic Frequency Modeling (3). Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A.. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/Boston/Lancaster/Tokyo.
- DEMUTH, S. (1993): Untersuchung zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1, Institut für Hydrologie Universität Freiburg.
- DTV / WESTERMANN (1987): Diercke - Wörterbuch der Allgemeinen Geographie. Band 1 A-M, 3. Auflage. Deutscher Taschenbuchverlag, München und Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.
- DVWK (1999): Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen., Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 251, Bonn.

- GÜNTHER, T., REICH, T. (1999): Bereitstellung von langen Reihen interpolierter Gitterpunkte des Niederschlags (Tageswerte) mit Hilfe des Verfahrens BONIE für Baden-Württemberg. Bericht des KLIWA-Projektes A1.1.1/BW. Deutscher Wetterdienst, Berlin.
- HACKL, P. & KATZENBEISSER, W. (1994): Statistik für Sozial- und Wirtschaftswissenschaften. Lehrbuch mit Übungsaufgaben, 9., überarbeitete und erweiterte Auflage. R. Oldenbourg verlag, München, Wien.
- HUTTENLOCHER, F. (1972): Baden-Württemberg – Kleine geographische Landeskunde. 4., ergänzte Auflage. Verlag G. Braun, Karlsruhe, 222 S..
- EISELE, M., ET AL. (2001): Einzugsgebietsbezogene Bewertung der Abfluss- und Stoffdynamik als Grundlage eines Bewertungsverfahrens „Hydrologische Güte“ zum operationellen Einsatz im nachhaltigen Flussgebietsmanagement. Abschlussbericht des Projektvorhabens BWC 99011, Umweltforschungszentrum Karlsruhe, Projektträger BWPlus, Institut für Hydrologie Universität Freiburg.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- HARTUNG, J. (1998): Statistik- Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. 11., durchgesehene Auflage. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien.
- HAUPT, R. (2000): Regionalisierung von Hochwasserkennwerten in Mecklenburg-Vorpommern. Veröffentlichungen des Institutes für Kulturtechnik und Siedlungswasserwirtschaft der Universität Rostock.
- HAUPT, R., MIEGEL, K., SCHRAMM, M. & WALTHER, J. (1999): Saisonalität und Regionalisierung von Hochwasserscheiteldurchflüssen in Mecklenburg-Vorpommern. Wasserwirtschaft 89 (1999) 7-8, S.388-397.
- INSTITUT FÜR HYDROLOGIE (IHF) DER ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG (2000): Analyse der Entstehung extremer Hochwasser. Abschlussbericht für die zweite Projektphase, KLIWA-Projekt A 2.1.6. Bericht Nr. 100, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, unveröffentlichter Bericht.
- KULLEN, S. (1989): Baden-Württemberg. 3., aktualisierte Auflage, Neubearbeitung. Ernst Klett Verlag, Stuttgart.
- KUMAR, A. & CHANDER, S. (1987): Statistical Flood Frequency Analysis – An Overview. In Singh: Hydrologic Frequency Modeling (3). Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses, 14-17 May 1986, Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A.. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/ Boston/ Lancaster/ Tokyo.
- LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (LFU) BADEN-WÜRTTEMBERG (1999): Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg. Oberirdische Gewässer / Gewässerökologie Band 54, Karlsruhe.
- LECCE S.A. (2000): Spatial variations in the timing of annual floods in the southeastern United States. Journal of Hydrology 235, S. 151-169. Amsterdam.
- LIEHL, E. (1958): Der Feldberg im Schwarzwald, Subalpine Insel im Mittelgebirge. Ber. z. dt. Landeskunde 22, Remagen.
- MANIAK, U. (1997): Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure. Vierte, überarbeitete und erweiterte Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

- MÄCKEL, R. (1997): Naturraum des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes und des Oberrheintieflandes. In: Mäckel, R. & Metz, B. (1997): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.
- MAGILLIGAN, F.J., GRABER, B.E. (1996): Hydroclimatological and geomorphic controls on the timing and spatial variability of floods in New England, USA. *Journal of Hydrology* 178, S. 159-180, Amsterdam.
- MERZ, R., PIOCK-ELLEN, U., BLÖSCHL, G. & GUTKNECHT, D. (1999): Seasonality of flood processes in Austria. *Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating. Proceedings of IUGG 99 Symposium HIS, Birmingham, July 1999. IAHS Publ. No. 255*, S. 273-278.
- MICHAUD, J.D., HISCHEBOECK, K.K. & WINCHELL, M. (2001): Regional variations in small-basin floods in the United States. *Water Resources Research*, Vol. 37, No 5, S. 1405-1416.
- NORCLIFFE, G.B. (1981): *Schließende Statistik für Geographen*. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- PARDE, M. (1947): *Fleuves et Rivières*, 2. Auflage. Colin, Paris.
- PIOCK-ELLEN, U., PFAUNDLER, M., BLÖSCHL, G., BURLANDO, P. & MERZ, R. (2000): Saisonalitätsanalyse als Basis für die Regionalisierung von Hochwassern. *Wasser-Energie-Luft*, 92. Jahrgang, Heft 1 / 2 Baden, Schweiz, S. 13-21.
- REKLIP (1995): *Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd – Atlas Climatique du Fossé Rhénan Méridional*. REKLIP – Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima Projekt. Vdf Hochschulverlag, Zürich; IFG, Offenbach; Editions Coprur, Strasbourg.
- SCHLITGEN, R. (1993): *Einführung in die Statistik: Analyse und Modellierung von Daten*. 4. überarbeitete und erweiterte Auflage, R. Oldenbourg Verlag GmbH, München.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 3., verbesserte und erweiterte Auflage. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (HRSG.) (1974): *Das Land Baden-Württemberg. Amtliche Beschreibung nach Kreisen und Gemeinden. Band I: Allgemeiner Teil*. Verlag W. Kohlhammer, Stuttgart.
- SUI, J. (1998): *Hochwasserabflüsse aus Regen und Schnee in Mittelgebirgs-Einzugsgebieten am Beispiel von Nordbayern*. Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft Universität Kaiserslautern, Berichte Nr. 8, Herausgeber: G. Koehler, Kaiserslautern.
- TREMKLE, H. & VON RUDLOFF, H. (1989): *Das Klima im Schwarzwald*. In: Liehl, E. & Sick, W.D. (1989): *Der Schwarzwald – Beiträge zur Landeskunde*, 4. Auflage. Konkordia Verlag GmbH, Bühl/Baden.
- VOLLMER, J. (1997): *Wetterfibel*. <http://www.wetterleuchten.com/fibel/seiten.shtml/>

