

# Das Einzugsgebiet der Fulda – Untersuchung der Methoden der Hochwasserstatistik im Zeichen des Klimawandels

## **Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktors der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)  
im Fachbereich Bauingenieur- und Umweltingenieurwesen  
der Universität Kassel

vorgelegt von:  
Gabriel Stefan Maria Fink

Kassel im August 2010

1. Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Manfred Koch
  2. Gutachter: Prof. Dr. Harald Kunstmann
- Tag der mündlichen Prüfung: 10.12.2010



## Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Dissertation selbständig und ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und andere als die in der Dissertation angegebenen Hilfsmittel nicht benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder unveröffentlichten Schriften entnommen sind, habe ich als solche kenntlich gemacht. Kein Teil dieser Arbeit ist in einem anderen Promotions- oder Habilitationsverfahren verwendet worden.

Gabriel Stefan Maria Fink

Kassel, August 2010

# Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist das Resultat eines intensiven, wissenschaftlichen Arbeitens in einer hierfür ausgesprochen förderlichen, Wissen schaffenden Atmosphäre am Institut für Geotechnik und Geohydraulik, FG Geohydraulik und Ingenieurhydrologie an der Universität Kassel. Daher will ich als aller erstes meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. rer. nat. Manfred Koch danken für die Unterstützung, für die fruchtbaren Diskussionen und für die vielen, hilfreichen Anregungen.

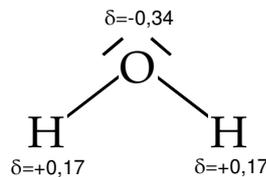
Herzlich danken will ich auch Herrn Professor Dr. Harald Kunstmann für die Erstellung des Gutachtens. Herrn Professor Dr.-Ing Stephan Theobald danke ich ebenfalls für die tiefgründigen und sehr hilfreichen Diskussionen.

Sehr zu schätzen weiß ich die interessanten, fachlichen Gespräche mit Herrn Dr.-Ing Reinhard Hassinger. Ihm und all meinen Kolleginnen und Kollegen verdanke ich es, dass es eine wunderbare Zeit als Mitarbeiter an der Universität Kassel war.

Es würde viele Seiten füllen, alle Menschen hier zu erwähnen, die mir nicht nur bei fachlichen Problemen mit Ermutigung, Rat und Tat zur Seite standen. Verwandte, Kollegen, Mitbewohner und alle anderen dürfen sich angesprochen fühlen, wenn ich kurz aber herzlich sage: »Danke!«

Ohne Daten geht nix. Daher bin ich sehr froh, dass der Deutschen Wetterdienst, das Bundesumweltamt, das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie, der Wasserverband Schwalm und das Wasser- und Schifffahrtsamt Hann. Münden mich durch die Bereitstellung von klimatologischen, geographischen und hydrologischen Daten unterstützt hat. Dafür bin ich sehr dankbar.

Die folgenden Seiten wären leer ohne meine Mutter und meinen Vater.  
Ihnen ist diese Arbeit gewidmet.



# Zusammenfassung

Die Auswirkungen des höchstwahrscheinlichen Klimawandels auf verschiedene Subsysteme wie die Hydrosphäre wurden in zahlreichen Studien nachgewiesen. Global und regional ist im 21. Jh. mit einer räumlichen und zeitlichen Umverteilung der Wassermengen zu rechnen. Extreme Wetterereignisse werden häufiger. Global betrachtet verschärft sich die Hochwassersituation. Im Kontrast hierzu verwendet die klassische, statistische Hochwasseranalyse Begriffe wie »mittleres Wiederkehrintervall« und »Jährlichkeit«. Dies setzt die Präsenz von Stationarität der Verteilungsparameter, also gleich bleibende Häufigkeiten extremer Durchflüsse voraus. Neue nichtstationäre Analysemethoden basieren auf Extremwertverteilungen mit zeitabhängigen Parametern. Diese neuen Methoden bedeuten jedoch eine Abkehr von den erwähnten Begriffen in der Ingenieurhydrologie.

Die Auswirkungen des Klimawandels sind regional sehr unterschiedlich ausgeprägt. Somit stellt sich die Frage, ob die klassische, statistische Hochwasseranalyse in Mitteleuropa aufgrund der Veränderungen in den Hochwasserregimen generell nicht mehr anwendbar ist, und ob die traditionelle Terminologie erneuert werden muss.

Als exemplarischer Fall wird das Hochwasserregime im 6930 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet der Fulda zwischen den Jahren 1960 und 2100 untersucht. Hierfür wird im ersten Teil der Arbeit ein Einzugsgebietsmodell aufgebaut (SWAT2005), kalibriert und validiert. Die Ederalsperre, die zusätzlich durch Rückkopplung auch mit dem Modelloutput gesteuert wird, macht eine spezielle Modellierungsstrategie erforderlich: Das Gebiet wird in drei SWAT-Modelle untergliedert und ein physikalisches Edertalsperrenmodell wird entwickelt. Ein neues Verfahren, bei dem ein künstliches neuronales Netz die SWAT-Ausgabe korrigiert, eröffnet mit sehr guten Testergebnissen einen neuen Weg zur Verbesserung hydrologischer Einzugsgebietsmodelle. Mit dieser Erweiterung kann das Gesamtmodell für das Einzugsgebiet der Fulda sehr gut validiert werden. Mit hochaufgelösten Klimadaten (REMO) für die drei IPCC-Szenarien A1B, A2 und B1 wird das kalibrierte Einzugsgebietsmodell angetrieben. Die Modellausgaben sind Durchflusszeitreihen für die drei Klimaszenarien.

Im zweiten Teil werden aus den drei Durchflusszeitreihen (A1B, A2 und B1) für das 21. Jh. die jährlichen Serien  $HQ(a)$  extrahiert und umfangreichen Tests auf Stationarität, Homogenität und Unabhängigkeit unterzogen. Diese Tests zeigen, dass erkennbare Tendenzen zur Entschärfung der Hochwassersituation nicht signifikant sind. Stationarität wurde festgestellt und die Unabhängigkeit der Ereignisse bestätigt. Somit kann die Hochwasserstatistik in diesem Fall auch bei Veränderungen der erwarteten klimatischen Randbedingungen angewendet werden. Die Ergebnisse dürfen jedoch nicht auf andere Gebiete übertragen werden.

Als Ergänzung wird für die Analyse möglicher instationärer Hochwasserzeitreihen eine neue Methode vorgestellt (Flood Series Maximum Analysis), die es erlaubt für vorgegebene Sicherheiten und Zeitspannen sowohl bei Instationarität als auch bei Lang- und Kurzzeitpersistenz Bemessungsdurchflüsse zu bestimmen.

# Abstract

Numerous studies have proven an effect of a probable climate change on the hydrosphere's different subsystems. In the 21st century global and regional redistribution of water has to be expected and it is very likely that extreme weather phenomenon will occur more frequently. From a global view the flood situation will exacerbate. In contrast to these discoveries the classical approach of flood frequency analysis provides terms like "mean flood recurrence interval". But for this analysis to be valid there is a need for the precondition of stationary distribution. Newer approaches take into account extreme value distributions with time-dependent parameters. But the latter implies a discard of the mentioned old terminology that has been used up-to-date in engineering hydrology.

On the regional scale climate change affects the hydrosphere in various ways. So, the question appears to be whether in central Europe the classical approach of flood frequency analysis is not usable anymore and whether the traditional terminology should be renewed.

In the present case study hydro-meteorological time series of the Fulda catchment area (6930 km<sup>2</sup>), upstream of the gauging station Bonaforth, are analyzed for the time period 1960 to 2100. At first a distributed catchment area model (SWAT2005) is build up, calibrated and finally validated. The Edertal reservoir is regulated as well by a feedback control of the catchments output in case of low water. Due to this intricacy a special modeling strategy has been necessary: The study area is divided into three SWAT basin models and an additional physically-based reservoir model is developed. To further improve the streamflow predictions of the SWAT model, a correction by an artificial neural network (ANN) has been tested successfully which opens a new way to improve hydrological models. With this extension the calibration and validation of the SWAT model is improved significantly. After calibration for the past 20th century observed streamflow, the SWAT model is driven by high resolution climate data of the regional model REMO using the IPCC scenarios A1B, A2, and B1, to generate future runoff time series for the 21th century for the various sub-basins in the study area.

In a second step flood time series  $HQ(a)$  are derived from the 21<sup>st</sup> century runoff time series (scenarios A1B, A2, and B1). Then these flood projections are extensively tested with regard to stationarity, homogeneity and statistical independence. All these tests indicate that the SWAT-predicted 21<sup>st</sup> century trends in the flood regime are not significant. Within the projected time the members of the flood time series are proven to be stationary and independent events. Hence, the classical stationary approach of flood frequency analysis can still be used within the Fulda catchment area, notwithstanding the fact that some regional climate change has been predicted using the IPCC scenarios. It should be noted, however, that the present results are not transferable to other catchment areas.

Finally a new method is presented that enables the calculation of extreme flood statistics, even if the flood time series is non-stationary and also if the latter exhibits short- and long-term persistence. This method, which is called Flood Series Maximum Analysis here, enables the calculation of maximum design floods for a given risk- or safety level and time period.

---

## INHALT

ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....	XIII
TABELLENVERZEICHNIS .....	XX
ABKÜRZUNGEN UND FORMELZEICHEN .....	XXII
EINLEITUNG .....	1
Die Arbeitshypothese .....	2
Lösungsansatz .....	3
Das Testeinzugsgebiet: EZG Fulda .....	4
Mittel und Methoden: SWAT .....	5
Der Lösungsweg und die Gliederung der Arbeit .....	7
KAPITEL 1  KLIMAIMPAKTSTUDIEN IN DER HYDROLOGIE - STAND DER FORSCHUNG .....	11
1.1.  Klimaimpaktanalysen .....	11
1.2.  Hochwasser .....	13
1.3.  Trends in gemessenen Hochwasserzeitreihen .....	13
1.4.  Hochwassertrends in der Zukunft .....	15
1.5.  Klimaimpaktanalysen in Deutschland .....	16
1.6.  Résumé .....	17
KAPITEL 2  DATENGRUNDLAGEN UND DATENAUFBEREITUNG .....	19
2.1.  Klimadaten .....	19
2.1.1.  Aufbereitung gemessener Klimadaten .....	19
2.1.2.  Das Problem der Klimadatenignorierung in AVSWAT .....	19
2.1.3.  Pseudo-Stationen statt reale Messstationen .....	21
2.1.4.  Interpolation der Klimadaten und Ermittlung des Gebietsmittelwertes .....	21
2.1.5.  Aufbereitung, Interpolation und Gebietsmittelbildung des Niederschlags .....	22
2.1.6.  Aufbereitung, Interpolation und Gebietsmittelbildung der relativen Luftfeuchte .....	25

2.2.	Das Digitale Höhenmodell (DHM) .....	33
2.2.1.	Vorbemerkung zum DHM .....	33
2.2.2.	Datengrundlagen .....	33
2.2.3.	Aufbereitung der DGM 25-Daten.....	34
2.2.4.	Aufbereitung von SRTM DTED® Level 1 Data (3-arc sec) .....	35
2.2.5.	Datenauswahl.....	35
2.2.6.	Vergleich und Korrektur von DEM50m(SRTM) mit DEM20 (HLUG) .....	36
2.2.7.	Zusammenfassung.....	43
2.3.	Bodendaten.....	44
2.3.1.	Vorbemerkungen zu den Bodendaten .....	44
2.3.2.	Bodendaten für das Einzugsgebiet der Fulda .....	44
2.3.3.	Aufbau der Bodengeometriedaten und Bodendatenbank für die Wasserhaushaltsmodellierung mit AVSWAT-X – eine detaillierte Beschreibung.....	45
2.3.4.	Ergänzung der Bodendaten .....	52
2.4.	Landnutzungsdaten .....	55
 <b>KAPITEL 3 AUFBAU UND KALIBRIERUNG EINES MODELLS FÜR DAS EINZUGSGEBIET DER FULDA .....</b>		<b>57</b>
3.1.	Allgemeines zur Modellierung mit SWAT.....	57
3.2.	Schritt A - Grundlagen, Aufbau, Kalibrierung und Validierung von Teilsystem EZG Pegel Affoldern.....	59
3.2.1.	Zeitreihen für das EZG Affoldern .....	62
3.2.2.	Kalibrierung.....	62
3.3.	Schritt B - Grundlagen, Aufbau, Kalibrierung und Validierung von Teilsystem EZG Fulda am Pegel Grebenau.....	65
3.3.1.	Zeitreihen für das EZG Grebenau.....	67
3.3.2.	Kalibrierung.....	68
3.4.	Schritt C - Korrektur der Ergebnisse aus Schritt B mit einem künstlichen neuronalen Netz .....	71
3.5.	Grundlagen der Durchflusskorrektur mit einem künstlichen neuronalen Netz (KNN) .....	72
3.5.1.	KNN in der Hydrologie .....	72
3.5.2.	Das Multilayer Perceptron .....	73
3.6.	Schritt D - Berechnung des Durchflusses am Pegel Hannoversch Münden mit den korrigierten Durchflüssen am Pegel Grebenau über Regressionsbeziehungen.....	77
3.7.	Schritt E - Berechnung der Edertalsperre mit einem externen physikalisch begründeten Modell und mit den Ergebnissen aus A und D ....	83

3.7.1.	Die Edertalsperre .....	83
3.7.2.	Der Affolderner See .....	84
3.7.3.	Pumpspeicherkraftwerk Waldeck 1&2 .....	84
3.7.4.	Vereinfachung des Systems .....	85
3.7.5.	Bewirtschaftung der Edertalsperre .....	85
3.7.6.	Reduzierung der Bewirtschaftung auf einfache Speicherregeln .....	87
3.7.7.	Programmtechnische Umsetzung.....	90
3.7.8.	Kalibrierung und Validierung.....	92
3.8.	Schritt F - Modellierung des restlichen Einzugsgebietes mit SWAT ohne die bereits berechneten Oberliegergebiete.....	93
3.8.1.	Kalibrierung .....	96
3.8.2.	Validierung .....	102
3.9.	Validierung des Gesamtsystems ohne KNN-Korrektur .....	103
3.10.	Schritt G – Korrektur der berechneten Durchflussganglinie am Pegel Bonaforth(Fulda) mit einem KNN.....	104
3.11.	Abschließende Bemerkungen zur Kalibrierung.....	105
<b>KAPITEL 4 KLIMAPROJEKTIONEN FÜR DAS EZG FULDA</b> 107		
4.1.	Zusammenfassung.....	107
4.2.	Szenarien für die Treibhausgasemissionen.....	107
4.3.	Die SRES-Szenarienfamilien .....	109
4.4.	Klimamodelle.....	110
4.4.1.	Das Klimamodell ECHAM5 MPI-OM .....	111
4.5.	Downscaling.....	111
4.5.1.	Statistisches Downscaling .....	112
4.5.2.	Dynamisches Downscaling.....	112
4.5.3.	Wahl der Downscaling-Methode für das EZG Fulda.....	113
4.6.	REMO .....	113
4.6.1.	Entwicklung.....	113
4.6.2.	Modelleigenschaften .....	114
4.7.	Aufbereitung der REMO-Ergebnisse für das EZG Fulda.....	116
4.8.	Test der REMO-Daten.....	118
4.8.1.	Biaskorrektur.....	119
4.8.2.	Der Niederschlag .....	119
4.8.3.	Das Tagesmaximum und Tagesminimum der Temperatur ( $T_{max}$ und $T_{min}$ ).....	122
4.8.4.	Die relative Luftfeuchte $rF$ .....	124
4.8.5.	Die Globalstrahlung $G$ [ $MJ/m^2$ ].....	125

4.9.	Bewertung der Diskrepanzen.....	126
<p>KAPITEL 5 DER WANDEL VON NIEDERSCHLAG UND          ABFLUSS IM EINZUGSGEBIET DER FULDA IM          21. JAHRHUNDERT ..... 127</p>		
5.1.	Vorbemerkungen.....	127
5.2.	Der Niederschlag im 21. Jahrhundert.....	128
5.2.1.	Die Jahresniederschlagshöhe .....	128
5.2.2.	Die Verteilung der Niederschlagshöhe innerhalb eines Jahres.....	130
5.3.	Der Abfluss im 21. Jahrhundert .....	132
5.3.1.	Vergleich der berechneten Durchflüsse (Klimadaten: REMO) mit den gemessenen Durchflüssen (Klimadaten: gemessen) im Referenzzeitraum C20 (1960-2000) .....	132
5.3.2.	Die Jahresabflusshöhe .....	136
5.3.3.	Die Verteilung des Abflusses innerhalb eines Jahres .....	138
5.4.	Zusammenfassung.....	140
5.5.	Vergleich mit Ergebnissen anderer Forschungsprojekte.....	142
<p>KAPITEL 6 HOCHWASSERBEWIRTSCHAFTUNG UND          HOCHWASSERSTATISTIK..... 145</p>		
6.1.	Einführung .....	145
6.2.	Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit.....	146
6.2.1.	Hochwasserzeitreihen.....	147
6.2.2.	Empirische Wahrscheinlichkeits- und Verteilungsfunktion.....	148
6.2.3.	Anpassung theoretischer Verteilungsfunktionen.....	150
6.2.4.	Wahl der theoretischen Verteilungsfunktion .....	152
6.2.5.	Interpretation der angepassten theoretischen Verteilungsfunktion....	154
<p>KAPITEL 7 TEST DER JÄHRLICHEN SERIEN AUF          AUSREIßER, UNABHÄNGIGKEIT UND          STATIONARITÄT ..... 155</p>		
7.1.	Test auf Ausreißer .....	155
7.2.	Tests auf Zufälligkeit/Unabhängigkeit.....	157
7.2.1.	Wald-Wolfowitz-Test (Runs test) .....	157
7.2.2.	Autokovarianz- bzw. Autokorrelationsfunktion (AKV und AKR)....	160
7.3.	Tests auf Homogenität und Stationarität .....	161
7.3.1.	Mann Whitney Test.....	162
7.3.2.	Abbe'sches Kriterium .....	163
7.3.3.	Stationaritätsschnelltest .....	164

7.3.4.	Test auf Mittelwert-Stationarität mit dem t-Test.....	165
7.3.5.	Test auf Varianz-Stationarität mit dem F-Test .....	166
7.3.6.	Trendanalysen.....	167
7.3.7.	Analysen von $HQ(a)$ im Frequenzbereich.....	169
7.4.	Zusammenfassung der Untersuchungen auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität/Homogenität.....	173

## KAPITEL 8 FFA SOWIE NIEDRIGWASSERANALYSEN AN DEN PEGELN BONAFORTH UND GREBENAU (FULDA) FÜR VERSCHIEDENE ABFLUSSSZENARIEN IM 21. JAHRHUNDERT... 175

8.1.	Analyse der Zeiträume 1960 – 2000 (C20) und 2001-2100 (A1B, A2, B1) am Pegel Bonaforth (Fulda).....	175
8.1.1.	Analyse auf Veränderungen der $HQ_T$ innerhalb der Szenarien A1B, A2 und B1 im Vergleich zum Referenzzeitraum C20 .....	179
8.1.2.	Zeitpunkt des Auftretens von $HQ(a)$ innerhalb eines Jahres .....	182
8.1.3.	Zusammenfassung der Ergebnisse .....	183
8.2.	Analyse der Zeiträume 1960 – 2000 (C20) und 2001-2100 (A1B, A2, B1) am Pegel Grebenau (Fulda) .....	183
8.3.	Niedrigwasseranalyse .....	184
8.3.1.	Niedrigwasserdefinition im Einzugsgebiet der Fulda und Werra .....	185
8.3.2.	Ist mit einer Änderung der Anzahl von Tagen mit Niedrigwasser zur rechnen?.....	185
8.3.3.	Werden die Fehlmengen $F$ sich verändern?.....	188
8.3.4.	Änderung der Dauer von $Q_{\text{Hann.-Münden}} < 55\text{m}^3/\text{s}$ .....	191

## KAPITEL 9 HOCHWASSERRISIKOBESTIMMUNG BEI INSTATIONÄREN HOCHWASSERZEITREIHEN – EINE NEUE METHODE..... 195

9.1.	Anforderungen an die Hochwasserrisikobestimmung bei instationären Hochwasserzeitreihen.....	195
9.2.	Jährlichkeit vs. Instationarität .....	197
9.3.	Die neue Methode: Analyse des Hochwasserzeitreihenmaximums (flood series maximum analysis = FSMA) .....	199
9.3.1.	Vorraussetzung für neue Methoden der Risikobewertung .....	199
9.3.2.	$HQ(a)$ als stochastischer Prozess .....	200
9.3.3.	Simulation von $HQ(a)$ mit einem stochastischen Modell.....	200
9.3.4.	Das $HQ_Z$ -Diagramm .....	202
9.3.5.	Arbeitsschema zur Bestimmung von $HQ_Z$ .....	204
9.4.	Beispiel mit stationärer Zeitreihe $HQ(a)$ .....	205

9.5.	Erstes Beispiel mit instationärer Zeitreihe $HQ(a)$ .....	209
9.6.	Zweites Beispiel mit instationärer Zeitreihe $HQ(a)$ .....	211
9.7.	Zusammenfassung.....	213
KAPITEL 10 FEHLERDISKUSSION .....		215
10.1.	Fehler im Modell für die SRES Klimaszenarien/Emissionsszenarien .....	215
10.2.	Fehler im Klimamodell ECHAM5 MPI-OM.....	216
10.3.	Fehler beim Downscaling mit REMO .....	217
10.4.	Fehler im Wasserhaushaltsmodell SWAT.....	218
10.5.	Aussagekraft der unsicheren Projektionen .....	219
KAPITEL 11 ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE UND BEWERTUNG DER ARBEITSHYPOTHESE.....		221
11.1.	Zusammenfassung der Ergebnisse des ersten Teils .....	221
11.2.	Zusammenfassung der Ergebnisse des zweiten Teils .....	225
11.3.	Bewertung der Arbeitshypothese → Endergebnis .....	228
11.4.	Weiterführende Analysen .....	228
LITERATUR .....		229
ANHANG		

---

# Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lösungsweg zur Ablehnung oder Zustimmung der Hypothese .....	3
Abbildung 2: Übersichtsskizze für das Einzugsgebiet der Fulda (Pegel Bonaforth).....	5
Abbildung 3: Entnommen aus MILLY et al. (2005), Figure 3(a): Ensemble (arithmetic) mean of relative change (percentage) in runoff for the period 1971-98, computed as 100 times the difference between 1971-98 and 1900-70 runoff in the 20C3M experiments, dividet by 1900-70 runoff.....	12
Abbildung 4: Einteilung des EZG Fulda in 34 Teileinzugsgebiete.....	20
Abbildung 5: Anzahl der Niederschlagstationen mit Messwerten.....	23
Abbildung 6: Interpolation des Niederschlags auf ein 1km-Gitter (Beispiel 17.10.1985) .....	24
Abbildung 7: Klimastationen im Einzugsgebiet der Fulda.....	25
Abbildung 8: Anzahl der Luftfeuchtewerte der Klimastationen im EZG Fulda.....	25
Abbildung 9: Korrelationskoeffizienten zwischen den Luftfeuchtezeitreihen der Klimastationen im EZG Fulda.....	30
Abbildung 10: Korrelationskoeffizienten zwischen den Luftfeuchtezeitreihen in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Klimastationen .....	31
Abbildung 11: gemessene und zur Validierung mit der Fehlertergänzungsmethode berechnete relative Luftfeuchte an Station Nr. 3 im Zeitraum 01.01.1950 – 01.06.1950.....	31
Abbildung 12: Korrelation von Beta in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Klimastationen .....	32
Abbildung 13: Übersicht der DGM25-Zonen in Hessen (Quelle: HLUg).....	34
Abbildung 14: Differenz zwischen Höhendaten: je dunkler, desto größer die Differenz DEM50m(SRTM) – DEM20m(HLUg); Farbspektrum -140m (weiß) bis +200m (schwarz) .....	36
Abbildung 15: Ermittlung der Verschiebung des Gipfels Nr. 5 .....	37
Abbildung 16: Lage der zufällig ausgewählten Gipfel im Datenbereich .....	37
Abbildung 17: Differenz zwischen den Höhendaten vor und nach der Verschiebung der SRTM-Daten am Beispiel eines Gebietsausschnittes.....	38
Abbildung 18: Höhendifferenzen zwischen den SRTM- und HLUg-Höhendaten in Waldflächen .....	39
Abbildung 19: Waldränder nach der Korrektur (rote Linien: Waldränder aus CORINE-Daten) .....	40
Abbildung 20: Anordnung der Quadrate in den Gebietsgrößenstufen A2 bis A7 .....	41
Abbildung 21: Differenzen des mittleren Geländegefälles in Abhängigkeit von der Gebietsgröße.....	42
Abbildung 22: Differenzen der mittleren Geländehöhe in Abhängigkeit von der Gebietsgröße.....	42
Abbildung 23: Bodenflächendaten (BFD50), EZG Fulda .....	45
Abbildung 24: Fehlende Bodendaten.....	53
Abbildung 25: Beispiel - BFD50 und Geometriedaten der Soil Typologic Units der European Soil Database.....	53
Abbildung 26: Anteil der BFD50 Bodendaten (Hessen) an der STU ID 490187 .....	53
Abbildung 27: Beispielausschnitt aus den BDF50 - die Bodendaten mit dem Gefälle (als Schatten erkennbar) überlagert.....	54
Abbildung 28: Vergleich BFD50 vor und nach der Datenergänzung .....	55
Abbildung 29: Die Edertalsperre als Regler im Regelkreis zur Niedrigwassererhöhung am Pegel Hann. Münden.....	58
Abbildung 30: Das Einzugsgebiet des Pegels Affoldern (Eder) .....	59
Abbildung 31: Teilgebiete im Einzugsgebiet des Pegels Affoldern.....	60

Abbildung 32: Übersichtskarte zur Lage der Edertalsperre und des Affolderner Sees. Quelle: <a href="http://maps.google.de/maps?hl=de&amp;source=hp&amp;q=schmittlotheim&amp;ie">http://maps.google.de/maps?hl=de&amp;source=hp&amp;q=schmittlotheim&amp;ie</a> .....	61
Abbildung 33: Kalibrierungsergebnisse für SWAT am Pegel Schmittlotheim; Beispieljahre 1970-1976 .....	65
Abbildung 34: Validierungsergebnisse für SWAT am Pegel Schmittlotheim; Beispieljahre 1977-1983 .....	65
Abbildung 35: Das Einzugsgebiet des Pegels Grebenau (Fulda) .....	66
Abbildung 36: Einteilung des Einzugsgebietes des Pegels Grebenau in Teileinzugsgebiete.....	67
Abbildung 37: Kalibrierung der nutzbaren Feldkapazität und von $K_{\text{sat}}$ (GN_ID_224) im Einzugsgebiet des Pegels Grebenau.....	69
Abbildung 38: Kalibrierung der nutzbaren Feldkapazität und von $K_{\text{sat}}$ (GN_ID_228) im Einzugsgebiet des Pegels Grebenau.....	69
Abbildung 39: Kalibrierung des EZG Grebenau - Ausschnitt (1975-1985) aus der gemessenen und kalibrierten Durchflusszeitreihe .....	70
Abbildung 40: Validierung des EZG Grebenau - Ausschnitt (1986-1996) aus der gemessenen und validierten Durchflusszeitreihe.....	71
Abbildung 41: berechneter und gemessener mittlerer Tagesdurchfluss 1999 am Pegel Grebenau.....	71
Abbildung 42: Das Single-Layer-Perceptron (eine Hidden Schicht).....	73
Abbildung 43: Kreuzkorrelation zwischen SWAT-Durchflüssen und gemessenen Durchflüssen am Pegel Grebenau (Fulda).....	74
Abbildung 44: Logistische Funktion mit beispielhaft eingezeichneten Gradienten bei einer Netzinputänderung um $x = 2$ in drei Funktionsabschnitten .....	75
Abbildung 45: Ergebnisse der KNN-Korrektur (Beispiel EZG Grebenau 1994 - 2004) .....	77
Abbildung 46: Übersichtskarte des Werra&Fulda-Einzugsgebietes (überarbeitete Übersichtskarte aus dem Gewässerkundlichen Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet 2003).....	78
Abbildung 47: Vergleich des Durchflusses an den Pegeln Grebenau (Fulda) und Hann. Müden (Weser) im Zeitraum 1966 - 2004 und in dem Beispieljahr 1990.....	79
Abbildung 48: Durchflüsse an den Pegeln Grebenau, Affoldern und Bonaforth in den Jahren 2000-2004 und detaillierter das Jahr 2000 zur Darstellung des Einflusses der Edertalsperre auf den Abfluss am Pegel Bonaforth.....	79
Abbildung 49: Tagesmittelwerte der Durchflüsse an den Pegeln Grebenau und Hann. Müden.....	81
Abbildung 50: Regressionsuntersuchung der Durchflüsse an den Pegeln Grebenau und Hann. Müden in den zwei Bereichen $Q_{\text{Hann.Müden}} \geq 40 \text{ m}^3/\text{s}$ und $Q_{\text{Hann.Müden}} < 40 \text{ m}^3/\text{s}$ .....	82
Abbildung 51: Validierung der Regressionsgleichungen mit der Durchflusszeitreihe am Pegel Hann. Müden (12.06.1965 - 31.12.2004).....	82
Abbildung 52: Das System Edertalsperre, Affolderner See, Pumpspeicherwerk Waldeck I+II .....	83
Abbildung 53: Die Staumauer der Edertalsperre.....	84
Abbildung 54: Der Stausee der Edertalsperre.....	84
Abbildung 55: Variabler Hochwasserschutzraum der Edertalsperre .....	86
Abbildung 56: Edertalsperrensteuerregeln als Ablaufdiagramm für die Tageswerte des Abgabevolumens.....	90
Abbildung 57: Das EZG Edersee mit de wichtigsten Stauseeab- und Zuflüssen .....	91
Abbildung 58: Simulierter und gemessener Edertalsperrenabfluss am Pegel Affoldern in den Jahren 2000 und 2001 .....	93
Abbildung 59: Das Einzugsgebiet des Pegels Bonaforth ohne die Teilgebiete der Pegel Affoldern und Grebenau .....	94
Abbildung 60: Antrifftalsperre (Quelle: Google Earth 2008).....	95
Abbildung 61: HRB Heidelberg (Quelle: Wasserverband Schwalm).....	95

Abbildung 62: HRB Treysa Ziegenhain (Quelle: Google Earth 2008).....	95
Abbildung 63: Die Komponenten des Reservoirmodells in SWAT mit den Zu- und Abflussvolumen.....	98
Abbildung 64: Funktionsskizzen für die Hochwasserrückhaltebecken Heidelbach (A), Treysa-Ziegenhain (B), Haunetalsperre (C) und Antriftalsperre (D). Die Abbildungen sind stark vereinfachte und nicht maßstabsgetreue Schnitte durch die Entlastungsbauwerke der HRB. ....	100
Abbildung 65: Zu- und Abflüsse sowie die Speicherfüllung in den Hochwasserrückhaltebecken im EZG Fulda: SWAT-Berechnung für das Beispieljahr 2004 .....	101
Abbildung 66: Fehler in der automatischen Generierung der SWAT-Routingdatei *. fig.....	102
Abbildung 67: Pegel Bonaforth (Teilgebiet ohne EZG Affoldern und EZG Grebenu) - gemessene und berechnete mittlere Tagesdurchflüsse bei der Validierung.....	103
Abbildung 68: Pegel Bonaforth – Validierung des Gesamtmodells im Zeitraum 2000 – 2004 (Tageswerte).....	105
Abbildung 69: Die Hauptmerkmale der vier SRES-Storylines und Szenarienfamilien. Quelle: IPCC Special Report Emissions Scenarios, 2000. Seite 4.....	108
Abbildung 70: CO <sub>2</sub> -Emissionen in den Emissionsszenarien Quelle: IPCC Special Report Emissions Scenarios, 2000. Seite 8 .....	110
Abbildung 71: REMO-Modellgebiete beim Doppelnestungsverfahren mit eingezeichneter Topographie. Quelle: UBA (2008) .....	115
Abbildung 72: REMO-Gitterboxen, die teilweise oder ganz im Einzugsgebiet der Fulda liegen.....	116
Abbildung 73: Ermittlung des Gebietsniederschlags aus den REMO-Daten am Beispiel des Teilgebietes Nr.21. P[ <i>TG21</i> ] ist der Gebietsniederschlag in Teilgebiet 21. P[ <i>Nr.</i> ] ist der Niederschlag am REMO-Gitterpunkt.....	117
Abbildung 74: Vergleich der Jahresniederschlagshöhen im Einzugsgebiet der Fulda (gemessene Werte und REMO-C20-Werte).....	120
Abbildung 75: Vergleich der gemessenen Monatsniederschlagshöhen mit den REMO- Daten .....	120
Abbildung 76: Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO) Häufigkeitsverteilung der Tagessummen der Gebietsniederschläge im EZG der Fulda.....	121
Abbildung 77: Vergleich von gemessenen $T_{max}$ und $T_{min}$ (mittlere Monatswerte) mit REMO-Werten im Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000 der Tagesmaximal- und Minimaltemperaturen 1960 - 2000.....	122
Abbildung 78: Verteilung der relativen Häufigkeiten der Gebietsmittel von $T_{max}$ (oben) und $T_{min}$ (unten) im Einzugsgebiet der Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000). .....	123
Abbildung 79: Mittlere Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte im Einzugsgebiet der Fulda im Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000 .....	124
Abbildung 80: Häufigkeitsverteilung (relative Häufigkeit) des Gebietsmittels der relativen Luftfeuchte $r^F$ im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000) .....	125
Abbildung 81: Der mittlere Jahresverlauf der mittleren monatlichen Globalstrahlung im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000).....	125
Abbildung 82: Häufigkeitsverteilung der Globalstrahlung (Tagessummen) im Einzugsgebiet der Fulda (01.01.1960 -31.12.2000).....	126
Abbildung 83: Jahresniederschlagshöhen im Einzugsgebiet der Fulda 1960 - 2100 (Szenarienläufe) mit linearen Trends im Zeitraum 2001-2100 .....	128
Abbildung 84: Veränderung des Jahresmittels der Tagesmaximaltemperatur $T_{max}$ im EZG Fulda. Datenbasis der Darstellung sind REMO-Ergebnisse für das EZG Fulda.....	129

Abbildung 85: Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario A1B in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda.....	130
Abbildung 86: Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario A2 in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda .....	130
Abbildung 87: Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario B1 in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda .....	131
Abbildung 88: Veränderung der Niederschlagshöhen in den Winterhalbjahren (April-September) und Sommerhalbjahren (Oktober-März) gegenüber dem Referenzzeitraum .....	131
Abbildung 89: Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhen am Pegel <u>Bonaforth</u> - Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO_C20) Durchflüsse im Zeitraum 01.11.1977-31.12.2000.....	133
Abbildung 90: Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhe am Pegel <u>Grebenau</u> - Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO_C20) Durchflüsse im Zeitraum 12.06.1965-31.12.2000.....	133
Abbildung 91: Relative Häufigkeiten der Tagesdurchflüsse am Pegel Bonaforth (1.11.1977 - 31.12.2000) und Pegel Grebenau (1.11.1977-31.12.2000)- Vergleich gemessener und berechneter (C20) Durchflüsse .....	134
Abbildung 92: Vergleich der Überschreitungswahrscheinlichkeiten (aus jährlichen Serien ermittelt); angepasste Verteilungen (Log Pearson (III)) und Konfidenzgrenzen (5%,95%). Diese Graphik stellt die Ergebnisse der Berechnungen mit dem Program HEC-SSP (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2008) dar. Der Vergleich ist nur im Zeitraum 1977 – 2000 möglich, wo Messwerte vorliegen. Daher resultieren Unterschiede zu Abbildung 105, in der die Extremwertstatistik von 1960 – 2000 dargestellt ist.....	135
Abbildung 93: Vergleich der Überschreitungswahrscheinlichkeiten des gemessenen und berechneten (REMO) Gebietsniederschlages im EZG Fulda für die Niederschlagsdauern 24h und 48h. Zusätzlich sind die Wiederholungszeitspannen $T_n$ [a] angegeben.....	136
Abbildung 94: Jahresabflusshöhen in den Klimaszenarien am Pegel Bonaforth (1960 - 2100).....	137
Abbildung 95: Gleitender Durchschnitt (Mittelwert von 23 Jahren) über die Zeitreihen der jährlichen Abflusshöhe in den Szenarien A1B, A2, B1 und im Vergleichszeitraum C20 .....	138
Abbildung 96: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario A1B (Pegel Bonaforth) .....	139
Abbildung 97: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario A2 (Pegel Bonaforth) .....	139
Abbildung 98: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario B1 (Pegel Bonaforth).....	139
Abbildung 99: Abflusshöhen im Sommer- und Winterhalbjahr innerhalb der Klimaperioden Z0, Z1, Z2 und Z3 (EZG Fulda) .....	140
Abbildung 100: Die jährliche reale Verdunstungshöhe ETR (in der Abbildung mit ET bezeichnet) im Einzugsgebiet der Fulda in den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 (jeweils 2001-2100) .....	142
Abbildung 101: Die jährliche potentielle Verdunstungshöhe ETP im Einzugsgebiet der Fulda in den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 (jeweils 2001-2100).....	142
Abbildung 102: Anzahl der Tage pro Jahr, an denen die Pflanzendecke an Wasserstress leidet (Beispiel HRU mit Nadelwaldbedeckung (HRU Nr. 1, subbasin Nr. 1 in EZG Grebenau).....	142
Abbildung 103: Klassenwahrscheinlichkeiten / Histogramm.....	148
Abbildung 104: Emp. Verteilungsfunktion .....	148
Abbildung 105: Histogramm und angepasste Dichtefunktionen am Beispiel der $HQ(a)$ am Pegel Bonaforth (Fulda); Szenario C20 (1960 - 2000).....	150

Abbildung 106: Empirische Wahrscheinlichkeitsverteilung am Beispiel der $HQ(a)$ am Pegel Bonaforth (Fulda); Szenario C20 (1960 - 2000) Es ist zu beachten, dass im Zeitraum 1960 – 2000 die großen Werte vor 1977 auftreten und diese Werte im Zeitraum der Messungen 1977 - 2000 in Abbildung 92 nicht enthalten sind. ....	150
Abbildung 107: $HQ(a)$ Szenario A1B; Pegel Bonaforth (Fulda).....	156
Abbildung 108: $HQ(a)$ Szenario A2; Pegel Bonaforth (Fulda).....	156
Abbildung 109: $HQ(a)$ Szenario B1; Pegel Bonaforth (Fulda).....	156
Abbildung 110: $HQ(a)$ Szenario A1B; Pegel Bonaforth (Fulda).....	157
Abbildung 111: Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für $HQ(a)$ in Szenario A1B →57 Runs (28 positive und 29 negative Runs).....	159
Abbildung 112: Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für $HQ(a)$ in Szenario A2 → 50 Runs (25 positive und 25 negative Runs).....	159
Abbildung 113: Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für $HQ(a)$ in Szenario B1→ 39 Runs (19 positive und 20 negative Runs).....	159
Abbildung 114: Korrelogramm (empirische Autokorrelationsfunktion für $HQ(a)$ der Szenarien A1B, A2, B1 und des Referenzzeitraums C20.....	161
Abbildung 115: Verteilung der $HQ(a)$ vor und nach der Logarithmierung zur Gewährleistung der Normalverteilung in statistischen Tests. ....	163
Abbildung 116: Schneller Stationaritätstest für $HQ(a)$ , A1B (Pegel Bonaforth, Fulda).....	165
Abbildung 117: Schneller Stationaritätstest für $HQ(a)$ Szenario A2 (Pegel Bonaforth, Fulda).....	165
Abbildung 118: Schneller Stationaritätstest für $HQ(a)$ Szenario B1 (Pegel Bonaforth, Fulda).....	165
Abbildung 119: Lineare Trends in $HQ(a)$ A) Szenario A1B B) Szenario A2 C) Szenario B1 D) Referenzzeitraum C20. ....	168
Abbildung 120: Morlet-Wavelet.....	170
Abbildung 121: Wavelet-Power-Spektrum und Global Wavelet für $HQ(a)$ der Szenarien A1B, A2, B1, C20 inklusive Cone of Influence; Signifikanz gegenüber weißem Rauschen: 10%.....	172
Abbildung 122: Angepasste theoretische Verteilungsfunktionen (Pearson3) in den Szenarien A1B, A2, B1 und C20 (Pegel Bonaforth; Fulda); Es ist zu beachten, dass nur der relevante Wahrscheinlichkeitsbereich von $P_U = 0,5 - 0$ dargestellt ist und der Großteil der empirischen Verteilung außerhalb des Bildbereiches liegt.....	176
Abbildung 123: $HQ_T$ am Pegel Bonaforth (Fulda) in den Szenarien A1B, A2, B1 und im Referenzzeitraum C20.....	177
Abbildung 124: Absolute Veränderung der $HQ_T$ gegenüber dem Referenzzeitraum C20.....	178
Abbildung 125: $\chi^2$ -Homogenitätstest; Überprüfung auf Gleichverteilung in den $HQ(a)$ der Szenarien A1B, A2, B1 und dem Referenzzeitraum C20. Langer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T2; Kurzer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T1 bzw. zwischen T1 und T2.....	179
Abbildung 126: Angepasste theoretische Verteilungsfunktion (Pearson3) in den Teilabschnitten T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) in den Szenarien A1B, A2 und B1. Es ist nur der relevante Wahrscheinlichkeitsbereich von $P_U = 0,5$ bis 0 dargestellt.....	180
Abbildung 127: Veränderungen der $HQ_T$ in den $HQ_T$ in den Zeitabschnitten T1(2001-2050) und T2(2051-2100) der Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20.....	181
Abbildung 128: t-Test; Überprüfung, ob sich die $MHQ_a$ in den Szenarienabschnitten unterscheiden. Langer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T2; Kurzer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T1 bzw. zwischen T1 und T2.....	182

Abbildung 129: Absolute Häufigkeiten der $HQ(a)$ in den Monaten, Szenarien A1B, A2, B1 und Szenarienabschnitten T1 und T2. (C20: 1960- 2000; T1: 2001-2050; T2: 2051-2100).....	182
Abbildung 130: Lage des Pegels Grebenau im Einzugsgebiet der Fulda .....	183
Abbildung 131: $HQ_T$ am Pegel Grebenau (Fulda; Abflussszenarien C20, A1B, A2 und B1).....	184
Abbildung 132: Anzahl der Tage im Jahr mit $Q < 55\text{m}^3/\text{s}$ am Pegel Hann.-Münden in den Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20 .....	186
Abbildung 133: Trend in der Anzahl der Tage je Jahr .....	186
Abbildung 134: Vergleich von Jahreshochwasser und jährlicher Anzahl der Niedrigwassertage (gleitender Mittelwert über 21 Jahre) in den Szenarien A1B, A2 und B1 am Pegel Bonaforth .....	187
Abbildung 135: Bestimmung der Fehlmenge $F$ aus einer diskreten $NQ$ -Ganglinie .....	188
Abbildung 136: Gleitender Mittelwert (Moving Average) über 21 Jahre der Zeitreihen der jährlichen maximalen Fehlmenge $F$ am Pegel Hann. Münden .....	189
Abbildung 137: $\chi^2$ -Homogenitätstest zwischen den Zeiträumen C20,T1 und T2 der jährlichen maximalen Fehlmenge $F$ .....	189
Abbildung 138: Vergleich der empirischen Verteilungsfunktionen von $F$ in den Zeitabschnitten C20 (1960-2000)=Referenzzeitraum, T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) am Pegel Hann. Münden. Zur Erklärung: die Überschreitungswkt. sagt aus, wie groß die Wkt. ist, dass die maximale Fehlmenge in einem Jahr größer ist, also volumenmäßig überschritten wird.....	190
Abbildung 139: $\chi^2$ -Homogenitätstest zwischen den Zeiträumen C20, T1 und T2 von $D_{max}(a)$ .....	191
Abbildung 140: Vergleich der empirischen Verteilungsfunktionen der Niedrigwasserdauer in den Zeiträumen C20, T1 und T2 der Szenarien A1B, A2 und B1 am Pegel Hann. Münden. Zur Erläuterung: Die Überschreitungswkt. bedeutet hier die Wkt., dass eine Dauer von $n$ Tagen überschritten wird, das Niedrigwasser also länger dauert. ....	192
Abbildung 141: Beispiele für Zeitreihen mit der gleichen mittleren Häufigkeit; Die Striche symbolisieren hier die Ereignisse, wenn $HQT$ überschritten wird. Die Gesamtzahl der Jahre bleibt in allen drei Fällen gleich .....	198
Abbildung 142: Der stochastische Prozess als Zufallsvariable mit Zeitbezug .....	200
Abbildung 143: Unterschied zwischen der Flood Frequency Analysis (oberes Diagramm) und der Flood Series Maximum Analysis (untere drei Diagramme) .....	201
Abbildung 144: Anpassung der theoretischen Verteilungsfunktion und Bestimmung der Unterschreitungswkt.....	202
Abbildung 145: Schematische Darstellung des $HQ_Z(T, P_V)$ -Diagramms.....	203
Abbildung 146: Risiko des Eintretens eines Bemessungsereignisses mit dem Wiederkehrintervall $T_n$ während der kalkulatorischen Lebensdauer $W$ eines Bauwerkes; Abbildung ist aus MANIAK (2005), S.119, Abb. 4.3 entnommen. ....	204
Abbildung 147: Arbeitsschema bei der FSMA für die Berechnung von $HQ_Z$ .....	205
Abbildung 148: Schematische Darstellung der inversen Transformationsmethode.....	206
Abbildung 149: 500 Realisierungen des stationären Prozesses $HQ(\omega, a)$ mit der Länge von je 200 Jahren auf der Basis der angepassten Verteilungsfunktion (Pearson3-Verteilung) für $HQ(a)$ in Szenario A1B.....	206
Abbildung 150: Histogramme der generierten 200a Zeitreihe und der REMO/SWAT Zeitreihe für Szenario A1B im Vergleich.....	207
Abbildung 151: $HQ_Z$ -Diagramm für das Beispiel einer stationären Zeitreihe $HQ(a)$ , Szenario A1B, Pegel Bonaforth (Fulda) .....	208
Abbildung 152: Die instationäre Pearson3-Dichtefunktion bei $t=0, 50, 100, 150$ und $200$ Jahren.....	210

---

Abbildung 153: 500 Realisierungen des instationären Prozesses $HQ(\omega, a)$ auf der Basis der angepassten Verteilungsfunktion (Pearson3-Verteilung) für $HQ(a)$ in Szenario A1B .....	210
Abbildung 154: $HQ_Z$ -Diagramm für das Beispiel einer instationären Zeitreihe auf der Basis der $HQ(a)$ Zeitreihe für Szenario A1B am Pegel Bonaforth (Fulda).....	211
Abbildung 155: Verteilungsparameter der generellen Extremwertverteilung innerhalb eines 20 Jahre Fensters, das über die jährliche Serie der Hochwasser bewegt wird (Pegel Bonaforth, Szenario A1B) .....	212
Abbildung 156: Autokorrelationsfunktion der jährlichen Serie am Pegel Bonaforth in Szenario A1B (2001-2100).....	212
Abbildung 157: FSMA der Hochwasserzeitreihe (jährliche Serie) am Pegel Grebenau in Szenario A1B (2001-2100) bei Berücksichtigung schwacher Trends der Verteilungsparameter .....	213
Abbildung 158: Zeitlicher Verlauf von beobachteter und simulierter bodennaher Lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) im globalen Jahresmittel, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert der Jahre 1961-1990. Schwarz: Beobachtet; rot: IPCC-Modell; grün: IPCC-Modell inklusive interaktiver Aerosole. In beiden Simulationen werden sowohl natürliche externe Einflüsse (Vulkanismus, Solarstrahlung) als auch anthropogene Einflüsse berücksichtigt ( $\text{CO}_2$ und andere Treibhausgase sowie Aerosole. Quelle: MPI.M (2006) S.13 Abb.6 .....	217

---

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Verschiebung der zufällig ausgewählten Gipfel .....	37
Tabelle 2: Gebietsgrößenstufen A1 - A7 zur Untersuchung der Geländeeigenschaften Gefälle und mittlere Geländehöhe auf verschiedenen Skalen .....	41
Tabelle 3: Mittlere Geländehöhe mit/ohne Waldbedeckung.....	43
Tabelle 4: SWAT-Bodenparameter, die aus den BFD50-Daten ermittelt werden.....	46
Tabelle 5: Ableitung der SWAT-Trockenrohdichten aus den BFD50-Sachdaten.....	48
Tabelle 6: Feinbodenarten und hydraulische Leitfähigkeiten.....	49
Tabelle 7: Humusgehaltsklassen in den BFD50 und in den SWAT-Bodendaten.....	50
Tabelle 8: Repr. Grobbodenanteil; Klasseneinteilung nach Erfassungsstandard Boden.....	51
Tabelle 9: CLC-Klassen im Fuldagebiet.....	56
Tabelle 10: Landnutzung im Einzugsgebiet des Pegels Affoldern .....	60
Tabelle 11: Ergebnisse der Kalibrierung von SWAT für das EZG Affoldern am Pegel Schmittlotheim .....	64
Tabelle 12: Ergebnisse der Validierung von SWAT für das EZG Affoldern am Pegel Schmittlotheim .....	64
Tabelle 13: Flächenanteile der Landnutzungsarten im EZG Fulda/Grebenau .....	67
Tabelle 14: Ergebnisse der Kalibrierung von SWAT für das EZG Grebenau.....	70
Tabelle 15: Ergebnisse der Validierung von SWAT für das EZG Grebenau.....	70
Tabelle 16: Entlastungsabflüsse im Hochwasserfall der HRB im EZG Fulda.....	99
Tabelle 17: Erg. der Kalibrierung des EZG Fulda ohne EZG Pegel Affoldern u. Grebenau .....	102
Tabelle 18: Validierung des EZG Fulda ohne EZG Pegel Affoldern u. Grebenau .....	103
Tabelle 19: Validierung des Gesamtsystems ohne KNN-Korrektur.....	104
Tabelle 20: Validierung des Gesamtsystems mit KNN-Korrektur.....	104
Tabelle 21: Zeitspanne der Vorhersagbarkeit des DWD Wettervorhersagemodells für verschiedenen Klimagrößen. Die Vorhersagbarkeit wird hier definiert als höhere Genauigkeit gegenüber Vorhersagen, die auf langjährigen Klimawerten basieren (»So wie jedes Jahr«).....	114
Tabelle 22: Vergleich zwischen den REMO-Jahresniederschlagshöhen und den gemessenen Werten im Zeitraum 1960 - 2000 (Einzugsgebiet der Fulda); ©)Werte ohne Biaskorretur.....	119
Tabelle 23: Statistische Kennzahlen der Verteilung der gemessenen und berechneten (REMO) täglichen Gebietsniederschlagshöhe im EZG Fulda.....	121
Tabelle 24: Verteilungsparameter von $T_{max}$ und $T_{min}$ im Zeitraum 01.01.1960- 31.12.2000 .....	123
Tabelle 25: Verteilungsparameter des Gebietsmittels der relativen Luftfeuchte im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000).....	124
Tabelle 26: Verteilungsparameter der täglichen Werte der Globalstrahlung im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000) .....	126
Tabelle 27: Mittlere jährliche Niederschlagshöhe in den Klimaperioden.....	129
Tabelle 28: Aus den gemessenen und berechneten monatlichen Abflusshöhen (REMO/SWAT) geschätzte Standardabw. der monatlichen Abflusshöhen am Pegel Bonaforth. ....	134
Tabelle 29: Aus den gemessenen und berechneten monatlichen Abflusshöhen (REMO/SWAT) geschätzte Standardabw. der monatlichen Abflusshöhen am Pegel Grebenau.....	134
Tabelle 30: Mittlere Abflusshöhen in den Klimaszenarien und Klimaperioden (Pegel Bonaforth Fulda). Ergebnisse eines zweiseitigen t-Tests (alpha = 0,05). .....	137
Tabelle 31: Jährlichkeiten T (siehe Gleichung 54) für unterschiedliche Anlagen und Nutzungen des Gewässerumfelds; nach PATT (2001) .....	151
Tabelle 32: Prüfgrößen für den Ausreißertest.....	156

Tabelle 33: Ergebnisse des Wald-Wolfowitz-Tests.....	158
Tabelle 34: Mann Whitney Test: $H_0$ , dass Zeitreihe stationär ist.....	163
Tabelle 35: Ergebnisse des Abbe-Tests .....	164
Tabelle 36: Testgrößen des t-Tests .....	166
Tabelle 37: Ergebnisse der Tests - zugestimmte Hypothesen.....	166
Tabelle 38: Testgrößen des F-Tests.....	166
Tabelle 39: Ergebnisse des F-Tests - zugestimmte Hypothesen.....	166
Tabelle 40: Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests .....	169
Tabelle 41: Ergebnisse der Tests von $HQ(a)$ der Szenarien A1B, A2, B1 und dem Referenzzeitraum C20 auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität; ✘: keine Bestätigung; ✔: Bestätigung .....	173
Tabelle 42: $HQ_T$ am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario A1B; n = 100 Jahre (2001- 2100).....	177
Tabelle 43: $HQ_T$ am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario A2; n = 100 Jahre (2001- 2100).....	177
Tabelle 44: $HQ_T$ am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario B1; n = 100 Jahre (2001 – 2100).....	177
Tabelle 45: $HQ_T$ am Pegel Bonaforth (Fulda) im Zeitraum C20; n = 41 Jahre (1960- 2000).....	177
Tabelle 46: Absolute Veränderung der $HQ_T$ gegenüber dem Referenzzeitraum C20 .....	177
Tabelle 47: p-Werte des $\chi^2$ -Homogenitätstest für die Analysen von $HQ_T$ .....	178
Tabelle 48: p-Werte des t-Tests für die Analyse von $HQ_T$ und Hypothese, dass sich MHQ nicht ändert .....	178
Tabelle 49: $HQ_T$ in den Zeitabschnitten T1(2001-2050) und T2(2051-2100) der Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20.....	181
Tabelle 50: Quantile der Extremwertverteilungen der modellierten $HQ(a)$ _A1B (Pegel Bonaforth) bei verschiedenen Zeitspannen.....	208

---

## ABKÜRZUNGEN UND FORMELZEICHEN

$A_E$	[m <sup>2</sup> ], [km <sup>2</sup> ]	Einzugsgebietsfläche
$D$	[d]	Niedrigwasserdauer
$ET$	[mm]	Evapotranspiration (allgemein)
$ETP$	[mm]	potentielle Evapotranspiration
$ETR$	[mm]	reale Evapotranspiration
$F$	[m <sup>3</sup> ]	Fehlmenge (Niedrigwasser)
$G$	[MJ]/m <sup>2</sup> ]	Globalstrahlung
$HQ$	[m <sup>3</sup> /s]	Hochwasserdurchfluss eines Zeitabschnittes
$HQ(a)$	[m <sup>3</sup> /s]	Maximaldurchfluss innerhalb eines Jahres
$HQ_T$	[m <sup>3</sup> /s]	$HQ$ mit einem Wiederkehrintervall von T Jahren
$HQ_Z$	[m <sup>3</sup> /s]	maximales $HQ(a)$ innerhalb einer Zeitspanne
$MHQ$	[m <sup>3</sup> /s]	mittlerer $HQ$ eines betrachteten Zeitabschnittes
$MQ$	[m <sup>3</sup> /s]	mittlerer Durchfluss in einem bestimmten Zeitabschnitt
$NQ$	[m <sup>3</sup> /s]	Niedrigwasserdurchfluss einer Zeitspanne
$P$	[mm]	Niederschlag
$P_{\bar{u}}$	[-]	Überschreitungswahrscheinlichkeit
$P_u$	[-]	Unterschreitungswahrscheinlichkeit
$Q$	[m <sup>3</sup> /s]	Durchfluss
$R$	[mm]	Abfluss
$R^2$	[-]	Bestimmtheitsmaß
$R^2N$	[-]	Nash-Sutcliffe Koeffizient
$rF$	[%]	relative Luftfeuchte
$S$	[mm]	Speicherinhalt
$T$	[a]	Jährlichkeit
$T_{max}$	[°C]	Tagesmaximum der Temperatur
$T_{min}$	[°C]	Tagesminimum der Temperatur
$V$	[m <sup>3</sup> ]	Volumen
$W$	[m], [cm]	Wasserstand

BFD	Bodenflächendaten
CLC	Corine Land Cover
CORINE	Coordination of Information on the Environment
DEM	Digital Elevation Model
DHM	digitales Höhenmodell (=DEM)
DOM	digitales Oberflächenmodell
EZG	Einzugsgebiet
FFA	Flood Frequency Analysis
FOR	Fourth Assessment Report
FSMA	Flood Series Maximum Analysis
GCM	General Circulation Model
GEV	Generelle Einheitsverteilung
HLUG	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
HRU	Hydrologic Response Unit (=Hydrotop)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KNN	Künstliches Neuronales Netz
m ü. NN	Meter über Normalnull
POK	Peak over Treshold
REMO	Regional Modell
SGDBE	Soil Geographical Database of Eurasia
SRES	Special Report Emissions Scenarios
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
USGS	United States Geological Survey
WMO	World Meteorological Organisation



---

## Einleitung

»An der Erwärmung des Klimasystems gibt es keine Zweifel mehr« (IPCC, 2007). Viele Studien sehen die Ursachen in anthropogenen Treibhausgasemissionen. So wird sich der Temperaturanstieg fortsetzen und je nach Ausprägung der künftigen sozio-ökonomischen und technologischen Entwicklungen verstärken. Die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre war in den letzten 20 Millionen Jahren nie wesentlich höher als jetzt (UNIVERSITY OF COPENHAGEN, 2009).

Der vierte Sachstandsbericht FOR (Fourth Assessment Report) des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ist eine Zusammenfassung der Ergebnisse zahlreicher Forschungsprojekte im Bereich der Klimawissenschaften und spiegelt den Stand der Forschung wider. Er zeigt trotz politisch motivierter und abmildernder Formulierungen ein deutliches Bild:

Der mit hoher Wahrscheinlichkeit verursachte Anstieg der Treibhausgaskonzentration seit 1750, insbesondere der Anstieg des wichtigsten anthropogenen Treibhausgases Kohlendioxid von 280 ppm (vorindustrieller Wert) auf 379 ppm (2005), führt zu Veränderungen im Klimasystem. Der Mensch ist mit über 90%iger Wahrscheinlichkeit Verursacher und Beschleuniger des Anstiegs der globalen Mitteltemperatur. Der Klimawandel wirkt sich auch auf die Hydrosphäre aus: Seit Ende der 1980er Jahre hat sich der durchschnittliche Wasserdampfgehalt über Land- und Wasserflächen sowie in der höheren Troposphäre erhöht. Dies hat Auswirkungen auf den Niederschlag. Im Zeitraum 1900 – 2005 sind Niederschlagszunahmen u. a. in Nordeuropa und Abnahmen im Mittelmeerraum statistisch signifikant.

Für das 21. Jh. zeigen alle Modelle je nach Emissionsszenario eine Erwärmung oder eine erhebliche Erwärmung. Optimistische Szenarien prognostizieren einen Anstieg von 1,1 bis 2,9°C und pessimistische Szenarien erwarten einen möglichen Bereich von 2,4 – 6,4°C. Extremniederschläge, somit auch Hochwasserereignisse, werden mit 90%iger Wahrscheinlichkeit häufiger.

Im Synthesis Report des internationalen Wissenschaftskongresses »Global Risks, Challenges & Decisions« vom März 2009 (UNIVERSITY OF COPENHAGEN, 2009) kommt man auf der Basis neuerer Beobachtungen zu dem Schluss, dass sich die Treibhausgasemissionen und viele Aspekte des Klimas an der oberen Grenze der IPCC-Projektionen bewegen. Die Prognosen haben sich somit verschlechtert.

Die Menschheit steht vor großen Herausforderungen. Dass sie reagieren muss, wenn große Schäden vermieden werden sollen, steht außer Frage. RAHMSTORF & SCHELLNHUBER (2007) stellen eine einfache Formel auf:

$$\text{Klimaschaden} = \text{Klimaanfälligkeit} * \text{Klimaänderung}$$

Es stehen zur Abminderung ökonomischer und sozialer Schäden durch den Klimawandel zwei Stellschrauben zur Verfügung: die Klimaänderung als die eine Schraube, die über die Treibhausgasemissionshöhen bedient wird, und die Klimaanfälligkeit als die zweite Schraube.

Diese Arbeit befasst sich mit der Klimaanfälligkeit mit dem Fokus auf Hochwasser. Können die wissenschaftlichen Methoden, die für konstante Klimaverhältnisse entwickelt wurden, eingesetzt werden, um sie für die Dimensionierung von Maßnahmen zur Minderung der Klimaanfälligkeit zu verwenden? Diese Frage wird speziell an die Hochwasserstatistik gestellt.

Zahlreiche Untersuchungen bestätigen den Wandel des Hochwasserregimes, der durch Änderungen im Klima verursacht wird, und bestärken die Vermutung der Instationarität von Hochwasserzeitreihen. Hier eine kleine Auswahl: KNOX (1993) weist über paläohydrologische Untersuchungen der Mississippi-Hochwasser eine hohe Sensitivität des Hochwasserregimes auf klimatische Veränderungen nach. Ebenfalls historische Hochwasser untersuchen BENITO et al. (1996) für die Iberische Halbinsel. Sie finden einen Zusammenhang zwischen Hochwasservariabilität und Atmosphärenzirkulation. MILLY et al. (2002) untersuchen die Auswirkung des anthropogenen Klimawandels auf das hundertjährige Hochwasser in 29 auf dem Globus verteilte Einzugsgebiete und beschreiben einen beträchtlichen Anstieg des Hochwasserrisikos im 20. Jahrhundert. Eine Änderung des Hochwasserrisikos durch die CO<sub>2</sub>-Zunahme in der Atmosphäre können SCHREIDER et al. für australische Flussgebiete nachweisen. KLIWA, ein Kooperationsvorhaben von Baden-Württemberg, Bayern und dem DWD, liefert u. a. Analysen für das Hochwasserregime in Süddeutschland wo sich die Hochwassersituation verschärfen wird (LUBW, 2006). Das Projekt INKLIM 2012 des Landes Hessen kommt ebenfalls zu dem Schluss, dass in Deutschland das Hochwasserrisiko innerhalb der nächsten 50 Jahren steigen wird (HLUG, 2005) – die Ursachen sind die anthropogenen Treibhausgasemissionen.

Das Hauptanliegen (Primärziel) dieser Arbeit ist es herauszufinden, ob die Hochwasserstatistik trotz des Klimawandels angewendet werden darf, oder ob sich das statistische Verhalten der Hochwasser so stark verändert, dass keine sichere Risikoabschätzung mit den üblichen Methoden mehr möglich ist. Denn die Hochwasserstatistik basiert auf der Annahme von Stationarität (zeitunabhängige Momente der Verteilungsfunktion) und der Unabhängigkeit der Hochwasserereignisse. Diese Voraussetzungen sind durch den Klimawandel und somit durch die Veränderung der hydrologischen Systeme möglicherweise nicht gegeben. MILLY et al. (2008) drücken diesen Sachverhalt mit der drastischen Überschrift ihrer Arbeit aus: »Stationarity Is Dead: Whither Water Management?«

## Die Arbeitshypothese

Die Verwendung von Wiederkehrintervallen (und somit von extremwertstatistischen Methoden) ist im Bereich der Hochwasserberechnung bei variablen Klimabedingungen nicht gerechtfertigt.

Mit dieser Arbeit soll die aufgestellte Hypothese abgelehnt oder angenommen werden. STRUPCZEWSKI et al. (2001) bemerken im Hinblick auf den Stand der Forschung: »Die fundamentale Frage, ob wir in der Lage sein werden, Langzeitvorhersagen von Hochwasser durchzuführen, bleibt offen.« Diese Aussage soll durch die Un-

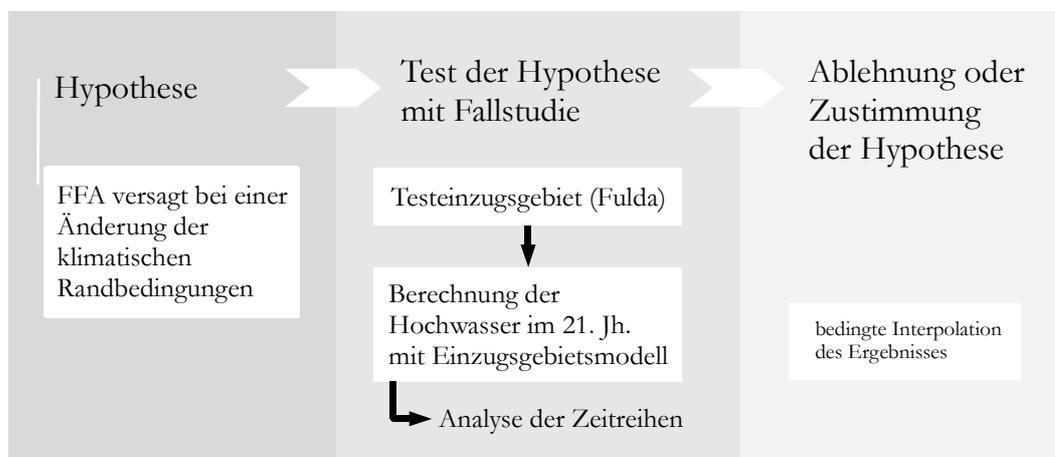
tersuchung der FFA (Flood Frequency Analysis = Hochwasserstatistik) relativiert werden.

## Lösungsansatz

Die globale Klimaänderung ist das Mittel regionaler Veränderungen. Letztere sind sehr unterschiedlich ausgeprägt. So gibt es Regionen mit erheblichen und Gebiete mit schwachen Auswirkungen. Die Analyse des Niederschlags von 1901 – 2000 in Deutschland zeigt z.B. einen deutlichen Unterschied zwischen Westen/Südwesten mit einer kräftigen Zunahme und Nordosten mit einer Abnahme im Sommer und Herbst sowie mit wenig Änderungen im Winter und Frühling (SCHÖNWIESE & JANOSCHITZ, 2008). Zudem sind diese regionalen Trends von vieljährigen Schwankungen überlagert, deren Ursachen in der North Atlantic Oscillation (NAO) und in der Arctic Oscillation (AO) vermutet werden können, wie Korrelationsuntersuchungen zeigen (KOCH et al., 2008). Eine Bewertung der Performance der FFA ist nur mit einer Fallstudie, d.h. mit konkreten Hochwasserzeitreihen, möglich. Die regionalen Ausprägungen der Klimaänderungen führen auch zu regional unterschiedlichen Auswirkungen auf das Hochwasserregime. Eine Fallstudie kann somit keine überregionalen Aussagen treffen. Die Ablehnung oder Annahme der oben aufgestellten Hypothese ist nur auf das Testgebiet beschränkt. Eine Extrapolation empirischer Ergebnisse auf unbekanntes Terrain ist kritisch, aber möglich.

Die FFA wird mit dem Einzugsgebiet der Fulda getestet. Die Ergebnisse für dieses exemplarische Gebiet sind die Sekundärergebnisse dieser Arbeit: Die Untersuchung des Wasserhaushaltes und des Hochwasserregimes setzt die umfassende Analyse des Einzugsgebietes voraus. Diese Analysen führen zu wertvollen Informationen über das Einzugsgebiet der Fulda im 21. Jahrhundert.

Der Lösungsweg ist in *Abbildung 1* skizziert: Die Hypothese wird über eine Fallstudie getestet. Es wird ein Einzugsgebietsmodell für das Einzugsgebiet der Fulda aufgebaut und Hochwasserzeitreihen für das 21. Jh. berechnet. Mit einer umfassenden Analyse dieser Zeitreihen können die Voraussetzungen für die FFA überprüft werden (Bewertung der Hypothese).



**Abbildung 1:** Lösungsweg zur Ablehnung oder Zustimmung der Hypothese

## Das Testeinzugsgebiet: EZG Fulda

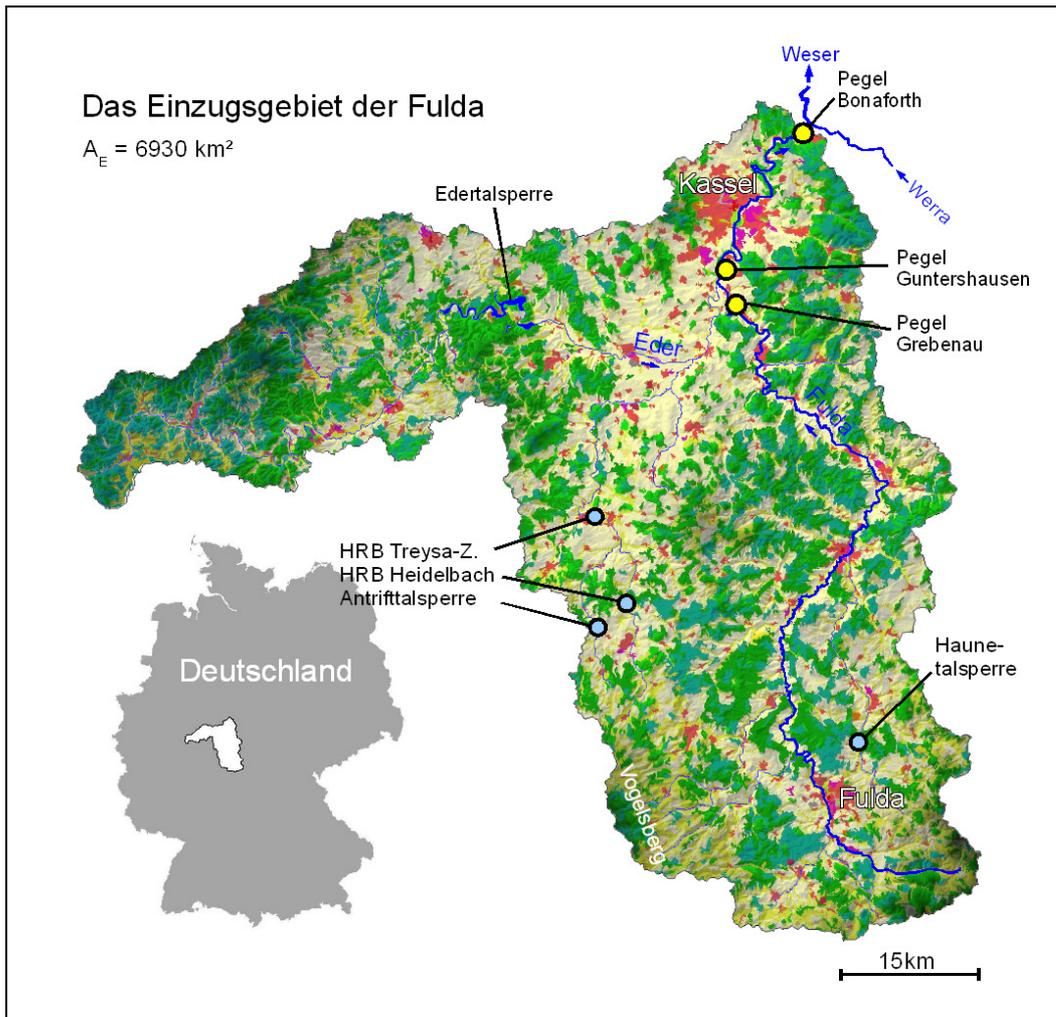
Das Einzugsgebiet ist am Pegel Bonaforth – wenige Kilometer oberhalb des Zusammenflusses mit der Werra – 6929,8 km<sup>2</sup> groß und liegt in der Mitte Deutschlands größtenteils in Hessen (siehe *Abbildung 2*). Laub-, Nadel- und Mischwald sowie nicht bewässertes Ackerland sind die häufigsten Landnutzungsklassen. Aufgrund der Gebietsgröße gestaltet sich die Geologie abwechslungsreich: Im Süden liegt der östliche Teil des Vogelsbergs – das größte Basaltmassiv Europas – sowie Sandgestein, das sich bis in den nördlichen Teil, bis zur Mündung erstreckt und teilweise durch Kalkstein (bei Rothenburg) abgelöst wird. Im westlichen Teil des Gebietes, dem Einzugsgebiet der Eder, die bei Guntershausen in die Fulda fließt, dominieren Tonschiefer Grauwacke und Kalkgestein. Daher besitzt der westliche Teil eine andere morphologische Charakteristik. (Landnutzungs-, Boden-, und Höhenkarten sind in *Anhang A1* zu finden).

Die Fulda entspringt in der Rhön in der Nähe der Stadt Fulda an der Wasserkuppe und fließt bei Hannoversch Münden nach einer Lauflänge von ca. 220 km mit der Werra zusammen. Wie der berühmte Weserstein in Hann.-Münden sagt: »Wo Werra sich und Fulda küssen, Sie ihren Namen büßen müssen. Und hier entsteht durch diesen Kuss Deutsch bis zum Meer der Weser-Fluss«.

Die amtliche Charakterisierung der Durchflussverhältnisse erfolgt am Pegel Guntershausen ( $A_E = 6366 \text{ km}^2$ ) 40 km oberhalb der Mündung. Der mittlere Durchfluss  $MQ$  beträgt hier  $58 \text{ m}^3/\text{s}$  (1941-2005). Der mittlere jährliche Hochwasserabfluss  $MHQ$  (=Mittel der Jahresmaximalabflüsse 1941-2005) von  $406 \text{ m}^3/\text{s}$  wird hauptsächlich durch Hochwasser im Winterhalbjahr geprägt ( $MHQ_{\text{Sommerhalbjahr}} = 196 \text{ m}^3/\text{s}$ ;  $MHQ_{\text{Winterhalbjahr}} = 353 \text{ m}^3/\text{s}$ )

Die Edertalsperre, mit ca.  $199,3 \text{ hm}^3$  Stauraum volumenmäßig die drittgrößte Talsperre Deutschlands, ist ein massiver Eingriff in den natürlichen Wasserhaushalt. Sie dient primär zur Niedrigwassererhöhung in der Weser bzw. im Mittellandkanal. Hochwasserschutz und Stromerzeugung sind weitere untergeordnete Aufgaben. Wenige Kilometer unterhalb der Edertalsperre liegt der Affolderner See, der unter anderem als Unterbecken für die Pumpspeicherkraftwerke Waldeck I&II dient.

Insgesamt vier weitere Staubauwerke dienen dem Hochwasserschutz in den Oberläufen der Fulda: Das Hochwasserrückhaltebecken Treysa.-Z. (kein Dauerstau), das HRB Heidelberg (ebenfalls nur im Betrieb gefüllt), die Antrifttalsperre und die Hauenetaltsperre.



**Abbildung 2:** Übersichtsskizze für das Einzugsgebiet der Fulda (Pegel Bonaforth)

### Mittel und Methoden: SWAT

SWAT steht für Soil and Water Assessment Tool. Es handelt sich um ein aus empirischen, konzeptionellen und physikalisch begründeten Teilmodellen aufgebautes Einzugsgebietsmodell zur Berechnung des Wasserhaushaltes. Dr. Jeff Arnold entwickelte SWAT für den amerikanischen USDA Agricultural Research Service in den frühen 1990er Jahren, um die Auswirkungen von Änderungen des Landnutzungsmanagements auf Wasser, Sediment und landwirtschaftliche chemische Erträge in komplexen Einzugsgebieten abschätzen zu können (ARNOLD et al., 1994). Die Entwicklungsbasis war SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins, WILLIAMS et al., 1985; ARNOLD et al., 1990). SWAT wurde und wird kontinuierlich weiterentwickelt. Einen Überblick zur SWAT-Entwicklung bieten GASSMAN et al. (2007). In einer mittlerweile unübersichtlichen Anzahl von Publikationen werden SWAT-Anwendungen in den verschiedensten Projekten beschrieben. Hier ist eine kleine Auswahl an Arbeiten aufgelistet, wobei nur kurz der Aufgabenschwerpunkt ohne Resultate beschrieben ist, mit dem Ziel die vielen Einsatzmöglichkeiten von SWAT aufzuzeigen:

ARNOLD et al. (2000) schätzen mit SWAT (und einer weiteren Methode) die Basisabflussrate und Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet des oberen Mississippi.

FONTAIN et al. (2001) untersuchen mit SWAT die Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt in den Black Hills in South Dakota (USA).

KIRSCH et al. (2002) berechnen den Phosphortransport durch das Einzugsgebiet des Rock River und lokalisieren mittels SWAT lokale und diffuse Phosphorquellen.

JIAO et al. (2003) modellieren das Hufu Einzugsgebiet (Yixing City, China) mit SWAT, um das Management von gegebenen hydrologischen Verhältnissen in kleinen Einzugsgebieten bewerten zu können.

TORRES-BENITES et al. (2004) kalibrieren SWAT für das Einzugsgebiet »El Tejocote« (Atacomulco, Mexiko), um anhand des Modells die jährlichen Wasser- und Sedimentmengen als auch die Produktion an Mais-Biomasse abschätzen zu können.

CHAUBEY et al. (2005) untersuchen die Auswirkungen der Auflösung digitaler Höhenmodelle auf die Berechnung von Wasser- und Nährstoffhaushalt im Moores Creek Einzugsgebiet (Lincoln, AR, USA).

SCHUOL & ABBASPOUR (2006) gehen der Frage nach, ab wann ein hydrologisches Modell wie SWAT als ausreichend kalibriert angesehen werden kann. Hierzu kalibrieren sie ein 4 Millionen km<sup>2</sup> großes Gebiet in Afrika, das die Einzugsgebiete von Niger, Volta und Senegal einschließt.

GEZA & MCCRAY (2007) vergleichen verschiedene Bodendaten und deren Auswirkungen auf die mit SWAT modellierten Abflüsse, Sedimenttransport und Nährstoffhaushalt.

NDOMBA et al. (2008) validieren SWAT für ein tropisches Einzugsgebiet im Nord-Osten Tansanias, wo die Datenknappheit eine besondere Herausforderung an die Modellierung darstellt.

KURSE et al. (2009) bewerten das Potential für Wasserkraftanlagen am Kopili Fluss in Assam (Indien) mit Geoinformationssystemen und SWAT.

In dieser Arbeit wird SWAT2005 verwendet. Für SWAT2005 existiert ein Interface zur GIS-Software ArcView für ein benutzerfreundliches Preprocessing. Die Wahl von SWAT als Modell zur Simulation des EZG Fulda liegt an der großen Anzahl von Arbeiten und an der umfangreichen Erfahrung rund um den Globus mit guten Resultaten in der Langzeitmodellierung gegenüber anderen Modellen (BORAH & BERA, 2003).

Modellkonzept, -Aufbau und Anwendung werden in NEITSCH et al. (2005) und NEITSCH et al. (2004) ausführlich beschrieben. Daher wird hier nur eine kurze Übersicht gegeben:

Das zu modellierende Einzugsgebiet wird in Bilanzierungseinheiten bzw. Teileinzugsgebiete (engl.: subbasins) unterteilt, mit dem Zweck, den Wasserhaushalt innerhalb des Gebietes differenziert untersuchen zu können, insbesondere wenn hydrologische Eigenschaften räumlich stark variieren. Jedes subbasin wird weiter horizontal

untergliedert in Hydrotone (engl.: hydrologic response units = HRUs). Diese HRUs sind zusammengefasste Gebiete innerhalb eines subbasins mit ähnlichen hydrologischen Eigenschaften, d.h. ähnlichen Kombinationen von Landnutzungsarten, Boden und Bewirtschaftung.

Die Bewegung des Wassers und somit auch die Bewegung von Sedimenten, Bakterien und Nährstoffen werden in zwei Abschnitte geteilt:

1. *Die Landphase (Abflussbildung, Abflusskonzentration):* Die Berechnung der Landphase basiert auf der instationären Wasserhaushaltsgleichung (Bilanzgleichung), die für jedes Hydrotop berechnet wird:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{sep} - Q_{gw}) \quad (1)$$

Der Bodenwassergehalt  $SW_t$  am Ende der Zeitspanne  $t$  ergibt sich aus der Summe Tageswerte von Niederschlag  $R_{day}$  an den Tagen  $i$  abzüglich Oberflächenabfluss  $Q_{surf}$ , Evapotranspiration  $E_a$ , Grundwasserneubildung  $w_{sep}$  und Basisabfluss  $Q_{gw}$  an den Tagen  $i$ .

Zur Berechnung jeder Komponente stehen Teilmodelle zur Verfügung. Die wichtigsten Modelle (zur Einordnung von SWAT) sind das SCS-Curve-Number-Verfahren zur Berechnung des Oberflächenabflusses mit CN-Werten oder mit dem Infiltrationsmodell nach GREEN & AMPT (1911), drei mögliche Modelle zur Berechnung der Verdunstung (Pennman-Monteith-Methode [MONTEITH, 1965]; Priestley-Taylor-Methode [PRIESTLEY&TAYLOR, 1972], Hargreaves-Methode [HARGREAVES et al., 1985]) sowie die Basisabflussberechnung mit einem einfachen Speicherkonzept. Nicht erwähnt sind viele Modelle wie das Teilmodell zur Berechnung des Pflanzenwachstums.

Angetrieben wird das System durch die Modellinput-Klimagrößen Niederschlag  $P$  [mm/d], Maximale und minimale Tagestemperatur  $T_{max}$  und  $T_{min}$  [°C], relative Luftfeuchte  $F_r$  [%], Solarstrahlung  $SLR$  [ $Wm^{-2}$ ] und Windgeschwindigkeit  $V_w$  [m/s] sind indirekte Berechnungsgrößen. Je nach Modellauswahl sind alle oder nur einige der Klimagrößen erforderlich.

2. *Die Translationsphase bzw. Water-Routing-Phase (Translation des Wassers durch das Gewässernetz):* Oberflächenabfluss, Interflow und Basisabfluss eines Subbasins werden dem entsprechenden Flussabschnitt zugeführt und durch das Gewässernetz abgeleitet. In SWAT kann zwischen Wasser, Sediment, Nährstoffen und organischen Chemikalien unterschieden werden. Hier wird nur das Wasser betrachtet: Die Translation des Wassers durch das Gewässernetz erfolgt entweder mit der Williams-Methode (variable Speicherkoeffizienten, Williams [1969]) oder mit der Muskingum-Methode.

## Der Lösungsweg und die Gliederung der Arbeit

Die Ergebnisse stehen und fallen mit der Qualität der Hochwasserzeitreihen für das 21. Jahrhundert. Die Güte der Modellierung des Test-Einzugsgebietes muss hohen

Ansprüchen genügen. Eine Zweiteilung der Arbeit ist notwendig: Der erste größere Teil konzentriert sich auf die Aufbereitung (Preprocessing) der Daten, dem Modellaufbau und der Kalibrierung. Ziel des ersten Teils ist die Simulation von Hochwasserzeitreihen für verschiedene Klima-Szenarien im 21. Jahrhunderts. Diese Zeitreihen werden dann im zweiten Teil der Arbeit mit den Methoden der FFA analysiert, um die Arbeitshypothese zu bestätigen/abzulehnen.

Teil 1: Berechnung der Hochwasserzeitreihen für das 21. Jh. (Kap. 2 - 5)

Teil 2: Analyse der Zeitreihen und der FFA (Kap. 6 - 9)

Der erste Teil beginnt mit Kapitel 2 »Datengrundlagen und Datenaufbereitung«, einer Erörterung der sinnvollen Aufbereitung von Klima und Geodaten zum SWAT-verarbeitbaren Input. Das Preprocessing wird genau beschrieben, damit Einzelschritte nachvollzogen werden können, die oft großen Einfluss auf die Ergebnisse haben.

Der Aufbau des Modells und die aufwändige Kalibrierung wird in Kapitel 3 »Aufbau und Kalibrierung eines Modells für das Einzugsgebiet der Fulda« beschrieben. Jedes Einzugsgebiet ist einzigartig – insbesondere das EZG Fulda. Es ist eine spezielle Strategie notwendig, die in diesem Kapitel beschrieben wird. Diese Strategie beinhaltet auch die Anwendung eines künstlichen neuronalen Netzwerkes (KNN) am Pegel Grebenau zur Reduzierung der systematischen Fehler im SWAT-Output insbesondere im Niedrigwasserbereich.

Während im 2. Kapitel unter anderem die Aufbereitung der Klimadaten für die Kalibrierung beschrieben wird, folglich gemessene Daten, wird in Kapitel 4 »Klimadaten für das 21. Jahrhundert« die Vorgehensweise erläutert, wie und welche Klimadaten verwendet werden, um mit dem kalibrierten Modell die Abflüsse im 21. Jh. zu berechnen.

Das Endergebnis aus Kapitel 2 bis 4 sind neben den anvisierten Zeitreihen der Hochwasserabflüsse Zeitreihen für Niederschlag und Abfluss für das 21. Jahrhundert. Diese werden im Zwischenkapitel 5 »Der Wandel von Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Fulda im 21. Jahrhundert« analysiert.

Mit Kapitel 6 »Hochwasserbewirtschaftung und Hochwasserstatistik« beginnt Teil 2 der Arbeit mit einer Einführung in das Thema (die Hochwasserstatistik) die FFA im 21. Jh. und die Bewertung der FFA. Die Beschreibung der FFA soll spätere »Knackpunkte« verständlicher machen.

Die Analyse der Hochwasserzeitreihen und die Voraussetzungen der Analyse wird in Kapitel 7 »Test der jährlichen Serien auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität« durchgeführt. Hierdurch wird eine Zustimmung oder Ablehnung der Arbeitshypothese für das Einzugsgebiet der Fulda möglich.

Die Ergebnisse aus Kapitel 7 erlauben in Kapitel 8 »FFA sowie Niedrigwasseranalysen an den Pegeln Bonaforth und Grebenau (Fulda) für verschiedene Abflusszenarien im 21. Jahrhundert« die Durchführung von Hoch- und zusätzlich Niedrigwas-

seranalysen. Dies beinhaltet eine Darstellung des Hoch- und Niedrigwasserregimes im 21. Jahrhundert.

In Kapitel 9 »Hochwasserrisikobestimmung bei intensiven Hochwasserzeitreihen – eine neue Methode« werden die Probleme der FFA diskutiert und eine neue Methode beschrieben, die dieses Problem vermeidet.

Die Arbeit schließt mit einer Fehlerdiskussion (Kapitel 10) und einer Zusammenfassung der Ergebnisse und der Bewertung der Arbeitshypothese in ab (Kapitel 11).



---

# KAPITEL 1 Klimaimpaktstudien in der Hydrologie - Stand der Forschung

## 1.1. Klimaimpaktanalysen

Die vorliegende Arbeit ist eine Klimaimpaktstudie bzw. (KIS). In diesem Kapitel soll zunächst die Einordnung in die Fülle existierender Studien erfolgen, die mit einer generellen Zusammenschau von Klimafolgeuntersuchungen beginnt, und in eine Zusammenfassung bzw. Literaturstudie des „State of the Art“ von KIS bezogen auf die Ressource Wasser bzw. auf hydrologische Hochwasserrisikobewertungen übergeht.

Während die Klimatologie als wissenschaftliche Studie des über die Zeit integrierten Verhaltens der Erdatmosphäre definiert werden kann (ROHLI & VEGA., 2011), ist die Klimaimpaktanalyse (engl.: Climate Impact Assessment) als Forschungsbereich zu verstehen, der nicht die Atmosphäre als Gegenstand der Untersuchungen hat, sondern die Auswirkungen des Klimas und seiner Veränderung auf die klimaabhängigen Subsysteme erforscht.

»Climate impact assessment is a sequential set of activities designed to identify, analyse and evaluate the impacts of climate variability and climate change on natural systems, human activities and human health and well-being, to estimate the uncertainties surrounding these impacts, and to examine the possible adaptive responses for reducing adverse effects or exploiting new opportunities.« Diese Definition der Klimaimpaktstudie stammt aus dem IPCC-Dokument »IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptions« (CARTER et al. 1994) das hinsichtlich der KIS als orientierende Basisliteratur gilt und u. a. auch Grundlage für das ebenso als Leitfaden dienende »Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaption Strategies« (FEENSTRA et al., 1998) ist.

Laut CARTER et al. (1994) hat die KIS zwei Hauptziele:

1. Bewertung des Klimaeinflusses und der Klimaanpassung in einer wissenschaftlichen Sichtweise
2. Sowohl die Bereitstellung eines Analyseverfahrens, das Politiker und Entscheidungsträger ermöglicht auf eine Liste von Anpassungsoptionen zuzugreifen, als auch die Entwicklung von anwendbaren gemischten Lösungsstrategien, die Anpassungs- und Abminderungsmaßnahmen auf geeignete Weise kombinieren.

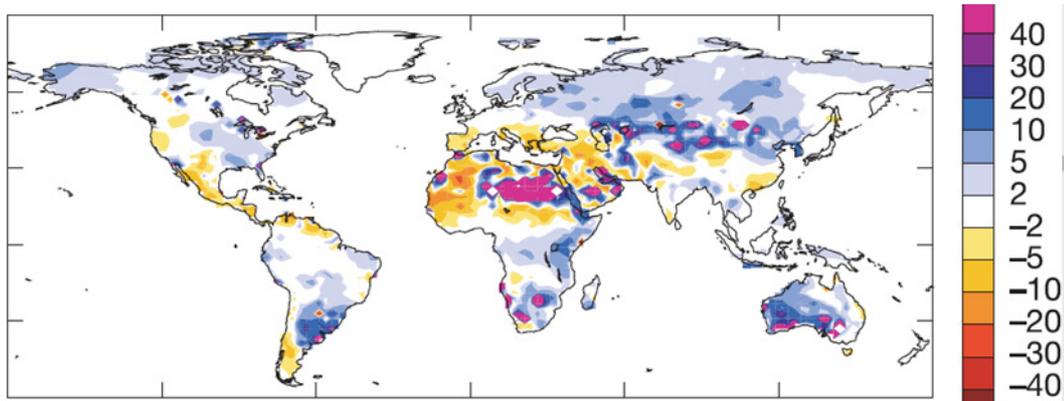
»The general responsibility of science is to expand the knowledge base for the common benefit« (CARTER et al., 1994) In diesem Sinne hat die Grundlagenforschung die Aufgabe, für das Allgemeinwohl Wissen zu schaffen um mit dieser Wissensbasis auf die Herausforderungen mit adäquaten Mitteln reagieren zu können. Vorliegende Arbeit ist hier einzuordnen als ein Erkenntnisgewinn im weiten Feld der besonderen Impaktanalysen, die sich mit Wasser als lebensnotwendige Ressource und auch als Gefahr beschäftigen. Klimawandel wirkt überwiegend indirekt durch die damit ver-

bundenen Wasservorkommen auf, unter und über der Erdoberfläche und in allen vernetzten Systemen. Aus diesem Grund widmet sich das IPCC in »Climate Change and Water, IPCC Technical Paper VI« (BATES et al., 2008) ausführlich der Rolle des Wassers.

Dem quantitativen Wasservorkommen wird bei globalen Bewertungen große Aufmerksamkeit geschenkt. Wasserstress ist im Sinne des IPCC ein Konzept, das beschreibt, wie Menschen dem Risiko von Wasserknappheit ausgesetzt sind (IPCC, 2008). Wasserstress zeigt sich in verschiedenen Formen. Laut ALCAMO et al. (2003) konzentriert sich der Wasserstress überwiegend auf Gebiete um den nördlichen und den südlichen Wendekreis. Dies zeigt, wie unterschiedlich die Änderungen des Wasserhaushaltes global ausgeprägt sind. Wobei noch sehr große Unterschiede in der Genauigkeit solcher Vergleiche enthalten sind, die auf die ungleichen (räumlichen und zeitlichen) Messnetzdichten rund um den Globus zurückzuführen sind (HUNTINGTON, 2006).

Studien über Wasserrecourcen, die durch einen Klimawandel beeinflusst werden, können untergliedert werden in die Bereiche Niederschlag und Wasserdampf, Schnee und Eis, Meeresspiegel, Verdunstung, Bodenfeuchte, Oberflächenabfluss in Fließgewässer. Aufgrund der Fülle der Studien und im Hinblick auf den Inhalt der folgenden Analysen wird hier der Fokus auf den Oberflächenabfluss in Fließgewässer gelenkt.

MILLY et al. (2005) kommen auf der Basis eines Ensembles von 12 Klimamodellen (mit insgesamt 39 Modellläufen für den Kontrollzeitraum) zu dem Schluss, dass diese Modelle in qualitativer und statistischer Hinsicht die Fähigkeit haben, die beobachteten Abflussveränderungen im 20. Jahrhundert zu reproduzieren. Mit dieser Validierung wird in derselben Studie mit dem Modellensemble die Veränderung der Jahresabflusshöhe im 21. Jh. für das SRES Szenario A1B abgeschätzt. Laut diesen Berechnungen ist bis zum Jahr 2050 in diesem Szenario im östlichen Äquatorialafrika mit einer Abflusserhöhung um 10-30% zu rechnen, während in Südafrika, Südeuropa, Mittlerer Osten der Abfluss um 10-30% abnimmt. *Abbildung 3* ist aus dieser Studie entnommen und zeigt diese globalen Veränderungen.



**Abbildung 3:** Entnommen aus MILLY et al. (2005), Figure 3(a): Ensemble (arithmetic) mean of relative change (percentage) in runoff for the period 1971-98, computed as 100 times the difference between 1971-98 and 1900-70 runoff in the 20C3M experiments, divided by 1900-70 runoff.

Zu ähnlichen Resultaten kommen NOHARA et al. (2006). In dieser Untersuchung werden 24 Flüsse untersucht, unter anderem der Rhein, die Donau, die Wolga und der Nil. Mit Hilfe eines Ensembles von 19 gekoppelten AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model) und unter den Rahmenbedingungen bzw. Emissionen des SRES Szenario A1B wird das Zusammenspiel von Niederschlagsveränderung, Verdunstung und Durchfluss untersucht. Die berechneten Niederschläge sind hierbei der Input für ein Routingmodell (GRiveT). Die Studie zeigt, dass das globale Veränderungsverhältnis des mittleren Abflusses größer ist als das Veränderungsverhältnis des Niederschlages. Flüsse in höheren Breiten werden in diesem Szenario mehr Wasser führen, wobei diese Veränderung umso stärker ist, je höher (topographisch) ein Flusslauf liegt. Das Veränderungsmuster des Niederschlages ist dabei ähnlich wie das Veränderungsmuster des Durchflusses bei MILLIY et al. (2005). Die Autoren bleiben bei einer reinen Beschreibung dieser Veränderungen, ohne auf die Ursachen näher einzugehen. Ein direkter Vergleich ist nicht möglich, da MILLIY et al. (2005) das globale Oberflächenabflussmuster untersuchen und NOHARA et al. (2006) bestimmte Flüsse betrachten.

## 1.2. Hochwasser

Hochwasser sind ein Aspekt des Oberflächenabflusses mit einer besonderen Bedeutung. Dementsprechend umfangreich ist die Fülle an vorliegenden Untersuchungen. Um die möglichen, zukünftigen Hochwasser abzuschätzen, können zunächst auch Rückschlüsse aus paläologischen Hochwasserereignissen gezogen werden. Chronologien von Paläo-Hochwasser im Holozän im oberen Mississippi Tal und vom Colorado zeigen, dass Wiederkehrintervalle extremer Hochwasser sich abrupt geändert haben (KNOX, 2000). Hochwasserchronologien aus mehreren Gebieten zeigen, dass schnelle Klimaänderungen mit einer größeren Häufigkeit von extremen Hochwasser in Verbindung gebracht werden können (KNOX, 2000). Einen Hinweis auf den Zusammenhang zwischen häufigen Hochwasser und klimatischen Veränderungen geben auch THOMAS & THORP (1995): Im Übergang vom späten Pleistozän zum frühen Holozän (am Ende der letzten Eiszeit) prägten bzw. formten häufige große Hochwasser die Geomorphologie stärker als zu späteren Zeiten.

Diese Untersuchungen folgern indirekt Eigenschaften vorgeschichtlicher Hochwasserereignisse z.B. aus Sedimentverteilungen und Landschaftsformen. Gesicherte Aussagen über Hochwasserhäufigkeiten sind jedoch nur innerhalb des Zeitraumes möglich, in dem Messungen vorliegen.

## 1.3. Trends in gemessenen Hochwasserzeitreihen

SVENSSON et al. (2005) untersuchen in ihrer Studie die Hochwasserereignisse an global verteilten 21 Pegeln mit einer mittleren Messreihenlänge von 68 Jahren zwischen den Jahren 1900 und 2001. Dabei betrachten sie die Trends in den partiellen Serien bzw. Peak over Threshold (POT) und in den jährlichen Serien. Ein globales Muster von Trends kann nicht festgestellt werden.

In der Arbeit von KUNDZEWICZ et al. (2005) werden ebenfalls global verteilte Pegel untersucht. Jedoch sind es hier 195 Stationen mit variierenden Messzeitreihenlängen. Von diesen Stationen liegen vier in Afrika, acht in Asien, drei in Südamerika, 70 in Nordamerika, 40 in Australien (Pazifikraum) und 70 in Europa (davon 17 in Deutschland, 15 in Norwegen, 13 im Vereinigten Königreich, 12 in Finland, 5 in Schweden und jeweils zwei in Tschechien und Rumänien. Dabei ist die Zeitreihe für den Main am Pegel Würzburg die längste Zeitreihe (1824 – 2001).

Die Trendanalysen zeigen einen statistisch signifikanten, positiven Trend an 27 Pegeln, ein signifikanten negativen Trend an 31 Stationen und keinen Trend an der Mehrheit der Pegel (137 Pegel von insg. 195).

Bei den Afrikanischen Pegel zeigen drei von vier eine signifikante Veränderung (zwei Pegel mit Anstieg des Jahresmaximums und ein Pegel mit der Abnahme des Jahresmaximums). Von den asiatischen Zeitreihen des Jahresmaximums sind vier signifikant und abnehmend. Bei keinem der südamerikanischen Zeitreihen konnte eine statistisch signifikante Veränderung festgestellt werden. 26 der 70 Pegel in Nordamerika zeigen eine signifikante Veränderung (14 ansteigende und 12 absteigende Trends). In Australien/Pazifik zeigen statistische Tests an 5 Pegeln eine signifikant Abnahme und an einem Pegel eine signifikante Zunahme. In Europa kann in 11 Zeitreihen des Jahreshochwassers ein signifikanter Anstieg nachgewiesen werden. An neun europäischen Pegeln liegt ein negativer Trend vor.

Weitere Studien untersuchen Trends in gemessenen Hochwasserzeitreihen in einer bestimmten Region:

- ADAMOWSKI & BOCCI (2001) Canada: Sowohl signifikante Auf- und Abwärtstrends.
- BURN & HAG (2002) Canada: Je nach Region auf- und absteigende Trends
- DOUGLAS et al. (2000) USA: Keine signifikanten Trends.
- LINDSTRÖM & BERGSTRÖM (2004) Schweden: Sommer- und Herbsthochwasser steigen zwischen 1970 und heute signifikant an.
- ROBSON (2002) UK: Keine signifikanten Trends.

Für Deutschland untersuchen PETROW & MERZ (2009) gemessene Durchflusszeitreihen auf Trends. 145 im gesamten Bundesgebiet verteilte Pegel werden im Zeitraum 1951 – 2002 analysiert. Bei einem Großteil der Pegel werden signifikante Trends festgestellt, wobei positive Trends überwiegen und Abwärtstrends kaum vorkommen. Zudem konzentrieren sich die stärksten Trends auf den Westen, auf den Süden und auf die Mitte von Deutschland. Im Fuldagebiet zeigen die Analysen leichte, jedoch signifikante, positive Trends hauptsächlich bei den jährlichen Serien der Hochwasser, weniger bei den partiellen Serien. Die positiven Trends im Fuldagebiet sind auf die Zunahme der Hochwasserabflüsse im Winter zurückzuführen. Im Sommer ist an wenigen Pegeln im Fuldagebiet ein negativer Trend zu verzeichnen, wobei die Anzahl der Pegel ohne Trend größer ist.

#### 1.4. Hochwassertrends in der Zukunft

Folgende Untersuchungen beschäftigen sich mit möglichen Trends in zukünftigen Hochwasserzeitreihen und mit der Änderung von Hochwasserhäufigkeiten.

Eine Studie, die die Hochwasserhäufigkeit global innerhalb eines möglichen, aktuellen Klimawandels untersucht, ist die vielzitierte Untersuchung von MILLY et al. (2002). In dieser Studie werden 29 Einzugsgebiete mit einer minimalen Größe von 200000 km<sup>2</sup> betrachtet, für die zudem gemessene Abflusszeitreihen vorliegen, die eine Minimallänge von 30 Jahren aufweisen. Es werden nur Hochwasser mit einem mittleren Wiederkehrintervall > 100 Jahre untersucht. Die Analyse zeigt eine Zunahme der Hochwasserwahrscheinlichkeiten im 21. Jh.. Unter Verwendung des SRES-Szenarios A1B und Modellberechnungen wird dieser Trend innerhalb der nächsten Jahrzehnte als zunehmend bewertet. Eine hypothetische Vervierfachung des atmosphärischen CO<sub>2</sub> bewirkt eine Erhöhung des HQ<sub>100</sub> um 36% im EZG Nelson River (in dieser Studie bezogen auf den monatlichen Abfluss). Unter den Flüssen in Nordamerika, Europa und Asien ist der Mississippi der einzige Fluss, an dem diese Hochwasserhäufigkeit um 1% zurückgeht. Jedoch zeigt die Studie, dass sich Hochwasser mit Häufigkeiten < 100 Jahren nicht signifikant verändern.

Entscheidend für Empfindlichkeit eines Hochwasserregimes auf eine globale Klimaänderung ist die regionale dominierende Form der Hochwassergenese. So ist zu erwarten, dass z.B. glaziale Regime anders reagieren als pluviale:

MONIRUL & MIRZA (2001) untersucht die möglichen Folgen eines Klimawandels auf das Hochwasserregime der Flüsse Ganges, Brahmaputra und Meghna. Hochwasser werden in diesen Einzugsgebieten überwiegend durch den Monsun verursacht. Verglichen werden die Überschreitungswahrscheinlichkeiten von  $P_0 = 0,05$  (20 jähriges Ereignis) an den drei Flüssen zwischen zwei Bereichen: Einem gemessenen Bereich zwischen 1965 – 1992 und einem hypothetischen Bereich, der durch GCMs (General Circulation Models) bei verschiedenen Szenarien für das atmosphärische CO<sub>2</sub> berechnet wurden. Die Szenarien entsprechen einer mittleren Temperaturerhöpfung in den EZGs um 2, 4 und 6 °C. Das Resultat: Ein Ereignis, das heute im Mittel alle 20 Jahre eintritt, wird in allen drei Flüssen häufiger eintreten.

Zu diesem Schluss kommt auch WHETTON (1993) in der etwas älteren Untersuchung der Hochwasserhäufigkeiten in Australien: Bei einer Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre werden Starkregenniederschläge und somit Hochwasserereignisse häufiger.

Wie entscheidend die Hochwassergenese eines Einzugsgebietes ist, zeigt sich in der Studien von LOUKAS et al. (2002). Zwei Gebirgseinzugsgebiete in zwei unterschiedlichen Klimazonen in British Columbia werden untersucht: Das EZG des Upper Campbel und das EZG des Illecillewaet. Im erstgenannten Gebiet werden Hochwasser durch Starkregen im Sommer und Starkregen auf Schnee im Winter verursacht. Im zweiten Gebiet verursachen überwiegend Frühlingsniederschläge, Schneeschmelze und Sommerereignisse Hochwasser. Eine Veränderung der Hochwasserhäufigkeit aufgrund eines Klimawandels durch eine Erhöhung des atmosphärischen CO<sub>2</sub> um 1% pro Jahr zeigt sich im EZG des Upper Campel durch eine Erhö-

hung der *HQ*-Wahrscheinlichkeiten. Im Illecillewaet-Einzugsgebiet entschärft sich jedoch die Hochwassersituation.

Wie sich eine Verdoppelung des atmosphärischen CO<sub>2</sub> auf die Hochwasserhäufigkeit in einem subalpinen Einzugsgebiet in den Rocky Mountains, an einem Pegel des Little Red Deer River, auswirkt, untersucht MUZIK (2002). Zwei wahrscheinliche Szenarien für die Auswirkung dieser Veränderungen auf den Niederschlag werden untersucht: Das erste Szenario ist ein 25%iger Anstieg des Mittelwertes und der Standardabweichung der Gumbelverteilung (6-48 stündige Niederschlagshöhe). Das zweite Szenario ist ein 50%iger Anstieg des Mittelwertes der genannten Verteilung. Die hierdurch veränderten Hochwasserverteilungen werden mittels einer Niederschlags-Abfluss-Transformation mit HEC-1 realisiert. Dabei wird der Niederschlag, der das Jahreshochwasser auslöst, durch eine Monte-Carlo-Simulation generiert. Das Ergebnis ist im ersten Szenario eine Erhöhung des hundertjährigen Hochwassers um 40,9% (35,3% in Szenario 2).

Ähnlich gehen auch CAMERON et al. (2000) vor. Sie untersuchen die Veränderung der Hochwasserwahrscheinlichkeiten im Einzugsgebiet des Wye (Wales, UK) auf der Basis eines Szenarios, dass das CO<sub>2</sub> sich pro Jahr um 1% erhöht, während der Aerosolanteil konstant bleibt. Es werden mehrere Szenarien untersucht, die sich in der Auswirkung auf die Verteilung des Niederschlags unterscheiden. Das TOPMODEL transformiert in dieser Studie den Niederschlag in einen Hochwasserabfluss. Hauptergebnisse sind keine genauen Angaben über die Veränderungen über Häufigkeitsveränderungen, sondern die Aussage, dass sich die Ungenauigkeitsbereiche kaum verändern, während die Hochwasserrisiken variieren. In Klimaimpaktstudien, die Hochwasserwahrscheinlichkeiten untersuchen, ist es demnach notwendig, die Unsicherheit der hydrologischen Modellierung zu berücksichtigen.

Die bis hierher genannten Studien sind eine kleine Auswahl aus einer Fülle an ähnlichen Studien rund um den Globus. Alle kommen zu einem mehr oder weniger deutlichen Ergebnis: Ein Klimawandel hin zu höheren globalen Temperaturen aufgrund eines Anstieges des atmosphärischen CO<sub>2</sub> führt zu einer Erhöhung des Hochwasserrisikos. Wobei es auch Einzugsgebiete gibt, wo dieser Effekt nicht vorhanden ist.

### 1.5. Klimaimpaktanalysen in Deutschland

In Deutschland wurden und werden umfangreiche Impaktanalysen von den Bundesländern einzeln oder im Verbund durchgeführt. Diese Projekte zielen darauf ab, ein umfassendes Bild der Veränderung, die durch einen Klimawandel verursacht werden, zu erhalten, damit die Behörden mit adäquaten Mitteln reagieren können.

In Sachsen-Anhalt wurde durch das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung im Auftrag des Ministeriums für Landwirtschaft und Umwelt die »Verletzlichkeit spezifischer Sektoren« (MLU, 2009) untersucht. Datenbasis sind Berechnungen des globalen Zirkulationsmodells (ECHAM) der SRES-Szenarien A1B, A2 und B1. Diese wurden mit zwei verschiedenen Verfahren auf regionale Ebene herunterskaliert (WETTREG und REMO). Bezüglich Hochwasser kommen die Analysen auf kein

klares Ergebnis: Extreme Hochwässer tendieren in Sachsen-Anhalt dazu, häufiger aufzutreten, wobei diese Aussage mit hohen Unsicherheiten verbunden ist. Kleine und mittlere Hochwasser verändern sich in ihrer Häufigkeit kaum.

Die Länder Baden-Württemberg (BW), Bayern und Rheinland-Pfalz (seit 01.01.2007) sowie der Deutsche Wetterdienst erarbeiten im Kooperationsvorhaben KLIWA (Klimaveränderungen und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft) Analysen zur Klimasensitivität des Wasserhaushaltes in diesen Bundesländern. Untersucht wurden bisher (im Teilprojekt das sich mit dem Langzeitverhalten von Hochwasserdurchflüssen beschäftigt) die Jahreshöchst durchflüsse an 39 Pegel in BW und 68 Pegel in Bayern. In den gemessenen Abflüssen können keine signifikanten Veränderungen der Hochwasserhäufigkeiten festgestellt werden, jedoch ist die Tendenz erkennbar, dass in den letzten 30 bis 40 Jahren Hochwasser häufiger aufgetreten sind (ARBEITSKREIS KLIWA, 2002).

Für die Berechnung der zukünftigen Wasserhaushaltsänderungen, hervorgerufen durch einen möglichen Klimawandel, werden die Berechnungen des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4 (SRES-Szenarien) auf lokale Ebene physikalisch (REMO) und statistisch herunterskaliert (PIK-Modell, MR-Modell). Der Wasserhaushalt wird mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM unter dem Antrieb der Klimaszenarien berechnet. Die Änderungen der Hochwasserhäufigkeiten werden in Klimaänderungsfaktoren angegeben. Dieser bedeutet, dass ein Hochwasser mit der Jährlichkeit  $T$  mit einem Faktor multipliziert werden muss, um dasselbe  $HQ$  innerhalb der Zukunftszenarien zu erhalten. Dieser Faktor liegt je nach Region zwischen 1 und 5 in BW (ARBEITSKREIS KLIWA 2006).

Das Integrierte Klimaschutzprogramm INKLIM 2012 des Landes Hessen: Neben der Analyse von Abflussmessungen wurden wie in KLIWA die Ergebnisse von ECHAM4-Rechenläufe (hier für das SRES Szenario B2) nach dem Downscaling als Input für das Wasserhaushaltsmodell LARSIM verwendet (HLUG, 2005). Die Analysen zeigen eine Änderung des Verhaltens hessischer Gewässer (mehr Abfluss im Winterhalbjahr, weniger Abfluss im Sommerhalbjahr). Eine Verschärfung der Hochwassersituation ist wahrscheinlich. Im Einzugsgebiet der Fulda wurden die Pegel Bad Hersfeld, Schmittlotheim, Guntershausen und Fritzlar untersucht. Extremdurchflüsse nehmen laut der Studie an den Pegeln Bad Hersfeld und Fritzlar deutlich zu, während an den Pegeln Schmittlotheim und Guntershausen die Extremwertdurchflüsse nur geringfügig zunehmen. Für den Pegel in Kassel bzw. Bonaforth liegen keine Ergebnisse vor (HLUG, 2005). Die Ergebnisse dieser Studie unterscheiden sich von den Resultaten der vorliegenden Arbeit, die eher eine Tendenz zur Entschärfung der Hochwassersituation in diesem Gebiet erwartet.

## 1.6. Résumé

Hochwasserhäufigkeiten in einem sich ändernden, vergangenen und zukünftigen Klima sind der Gegenstand von einer Fülle an Untersuchungen, von denen hier die wichtigsten zusammengefasst sind. Das Bild ist sehr differenziert. Jedoch kann gene-

rell mit einer Reaktion der Hochwasserregime auf klimatische Veränderungen gerechnet werden. Wie diese sich ausprägen ist regional sehr unterschiedlich.

Abschließend sei erwähnt, dass keine Untersuchung gefunden wurde, die sich nach einer Impaktanalyse von Veränderungen der Hochwasserhäufigkeiten in einem konkreten Fall mit der Anwendbarkeit der Hochwasserstatistik auseinandersetzt. Insbesondere für das Fuldaeinzugsgebiet existieren keine entsprechenden Analysen. Vorliegende Arbeit soll diese Lücke schließen.

---

## KAPITEL 2 Datengrundlagen und Datenaufbereitung

### 2.1. Klimadaten

#### 2.1.1. Aufbereitung gemessener Klimadaten

Die Aufbereitung der Daten und der Datenform richtet sich nach den Ansprüchen des Modells, d.h. nach der horizontalen Untergliederung des Einzugsgebietes. Bei einer horizontalen Untergliederung in Raster sind Klimazeitreihen je Raster notwendig. Bei horizontaler Untergliederung in Teileinzugsgebiete im hydrologischen Modell SWAT2005 werden Zeitreihen für jede erforderliche Klimagröße je Teileinzugsgebiet benötigt. Unabhängig von der Art der horizontalen Untergliederung müssen die Klimadaten dem Gebietsmittel in der Diskretisierungseinheit entsprechen.

Eine Eigenschaft des Hauptinputs Niederschlag ist seine räumliche Variabilität. Insbesondere bei konvektiven Niederschlägen und bei der Betrachtung kleiner Zeiträume ist diese Variabilität hoch.

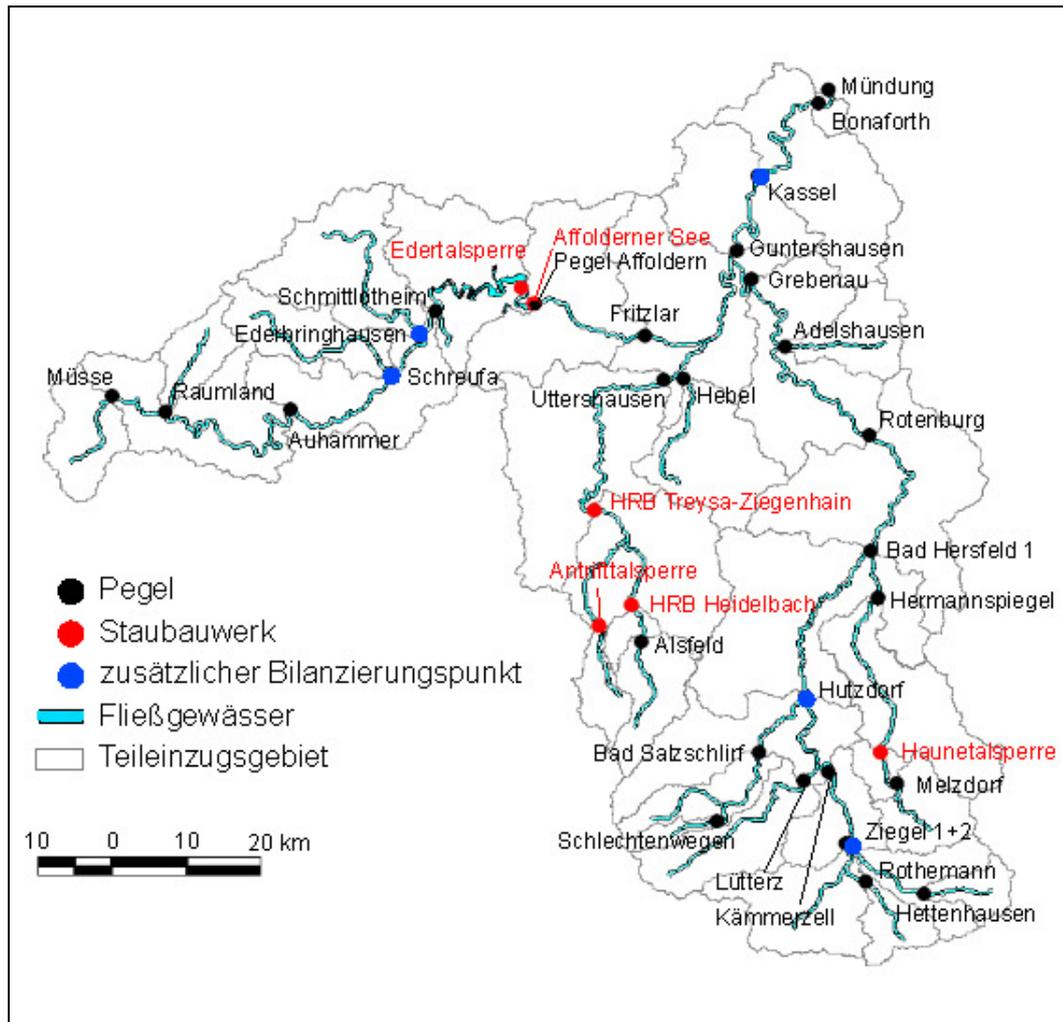
In der Hydrologie werden Interpolationsverfahren verwendet, um aus gemessenen Punktniederschlägen Gebietsniederschläge zu ermitteln. Klassische (deterministische) Verfahren sind beispielsweise die Isohyetenmethode, die Polygonmethode und die Methode der hypsometrischen Kurve. Eine Eigenschaft dieser Methoden ist, dass mit ihnen aus entsprechend gewichteten Punktniederschlägen der Gebietsniederschlag, d.h. die mittlere Niederschlagshöhe im Gebiet ermittelt wird. Diese Methoden werden nicht nur beim Niederschlag angewendet. Andere Klimagrößen können ebenfalls eine hohe räumliche Variabilität aufweisen, so dass eine genaue Interpolation zur Ermittlung des Gebietsmittelwertes erforderlich wird.

Daraus folgt: Für die vertikale eindimensionale Wasserhaushaltsberechnung innerhalb einer horizontalen Diskretisierungseinheit in SWAT2005 sind Zeitreihen der Teilgebietsmittelwerte der Klimagrößen erforderlich.

#### 2.1.2. Das Problem der Klimadatenignorierung in AVSWAT

Im ersten Schritt muss nun eine Aufbereitungsstrategie den SWAT-Anforderungen angepasst werden, wobei sich die folgenden Fragen stellen: Ist ein Interpolationsalgorithmus bereits in SWAT integriert, der aus Punktwerten Gebietsmittelwerte bestimmt? In welcher Datenform müssen die Zeitreihen vorliegen?

Dazu werden folgende Antworten gefunden: In SWAT wird ein Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete, sogenannte Bilanzierungseinheiten oder Subbasins, unterteilt und diese wiederum in HRUs. In dieser Arbeit wird das EZG Fulda entsprechend den Pegeln, Hochwasserrückhaltebecken und den wichtigen Flussmündungen in 34 Teileinzugsgebiete unterteilt, wie es in *Abbildung 4* dargestellt ist.



**Abbildung 4:** Einteilung des EZG Fulda in 34 Teileinzugsgebiete

Für jedes Teileinzugsgebiet wird eine Klimastation (für jede Klimagröße) verwendet, die für alle HRUs innerhalb eines Teileinzugsgebietes gilt. Über das ArcView-Interface wird den Teileinzugsgebieten jeweils die Station mit dem kleinsten Abstand zum Teileinzugsgebietsschwerpunkt zugeordnet. Es wird angenommen, dass eine Punktmessung als Gebietsmittelwert verwendet werden kann. Diese Methode darf aber nur verwendet werden, wenn die räumliche Verteilung der Klimagröße gleichmäßig und homogen ist. Da speziell der Niederschlag eine hohe räumliche Variabilität aufweist, ist diese Methode nicht ausreichend und bei einer hohen Stationsdichte unlogisch, da ein Teilgebiet als Punkt (Gebietsschwerpunkt) betrachtet wird: Liegen mehrere Stationen innerhalb eines Teileinzugsgebietes, wird nur die Station verwendet, die dem Gebietsschwerpunkt (Zentroid) am nächsten ist, alle anderen Stationen, d.h. wichtige Zusatzinformationen, werden ignoriert.

In der umfangreichen SWAT-Literatur konnte weder eine Erwähnung noch eine Lösung dieses Problems gefunden werden. So wird in dieser Arbeit ein eigener Lösungsansatz angewendet.

### 2.1.3. Pseudo-Stationen statt reale Messstationen

Dieses SWAT-Problem kann durch Pseudo-Klimastationen behoben werden: In den Teileinzugsgebieten werden in SWAT im jeweiligen Teilgebietsmittelpunkt Pseudo-Stationen platziert, deren Zeitreihen Gebietsmittelzeitreihen sind (flächenbezogen statt Punktmessungen). Durch die Platzierung im Gebietsmittelpunkt werden in SWAT den Teilgebieten die dazugehörigen Teilgebietsmittelzeitreihen zugeordnet.

Diese Vorgehensweise führt bei großer räumlicher Niederschlagsvariation zu einem realistischer modellierten Systeminput. Es ist jedoch mehr Vorarbeit zu leisten:

- Für jedes Teileinzugsgebiet muss (über räumliche Interpolation der Stationszeitreihen auf die Teilfläche sowie der Gebietsmittelwertbestimmung) eine Zeitreihe für den Gebietsniederschlag berechnet werden.
- Ermittlung des Gebietsschwerpunktes für jedes Teilgebiet (Standort der Pseudo-Stationen).
- Aufbau der SWAT-Datenbank ausschließlich mit den Pseudo-Klimastationen.

Bei der »normalen« SWAT-Anwendung sind Aufbau der Niederschlagsdatenbank und Festlegung / Ermittlung der Teileinzugsgebiete unabhängig. Bei der Verwendung von Pseudo-Stationen müssen jedoch die Teileinzugsgebiete vor dem Aufbau der SWAT-Niederschlagsdaten bekannt sein.

Die Verwendung von Pseudo-Stationen anstatt von realen Messstationen soll den Einfluss möglicher Fehler in einzelnen Stationen minimieren. Es ist ein rein methodischer Aspekt, der nicht in Vergleichsrechnungen begründet ist, sondern sich aus der logischen Betrachtung und dem Bestreben nach einer vollen Informationsausschöpfung ergibt. Der Aufwand ist hoch, doch schließlich können die guten Kalibrierungs- und Validierungsergebnisse (siehe Kapitel 3) auch hierdurch erklärt werden.

Wenn in einem Gebiet keine Höhenabhängigkeit, keine Luv- und Lee-Effekte oder ähnliche räumliche Abhängigkeiten der Klimavariablen besteht und es wenig Klimastationen gibt (1 oder weniger je Subbasin), dann ist die Berechnung von Pseudostationen aufgrund der Anwendbarkeit von Thiessen-Polygone nicht notwendig.

### 2.1.4. Interpolation der Klimadaten und Ermittlung des Gebietsmittelwertes

Man kann zwei Hauptgruppen von in der Hydrologie verwendeten Interpolationsmethoden unterscheiden:

*deterministische Methoden:* Die deterministischen Methoden nehmen an, dass sich nahe liegende Punkte ähnlicher sind als weit voneinander entfernte. Diese Methoden unterscheiden sich in der Modellierung der räumlichen Zusammenhänge. Beispiele: Inverse Distance Methode, Polygon Methode, Isohyetenmethode, Spline-Interpolation, Triangulation.

*statistische Methoden:* Raumbezogene Daten sind Realisationen von 2D-Zufallszahlen. Alle geostatistischen Modelle nehmen an, dass die Ähnlichkeit der Daten nicht durch ihre absolute geometrische Position bestimmt wird, sondern nur von der relativen Lage zweier Datenpunkte zueinander. Es wird vorausgesetzt, dass die Daten intrinsisch stationär sind, d.h. der Erwartungswert für jede Zufallsvariable im Untersuchungsgebiet gleich ist. Beispiel: Kriging (simple, ordinary, universal,...)

Es hat sich gezeigt, dass deterministische Methoden im Vergleich mit statistischen Methoden schlecht abschneiden (TABIOS & SALAS, 1985). Mit Kriging werden bessere Ergebnisse erzielt, solange die Stationarität der Zufallsgröße angenommen werden kann. Geophysikalische Größen zeigen jedoch oft ein instationäres Verhalten (d.h. Trends im Erwartungswert). Ein Beispiel ist die Temperatur: Das statistische Verhalten ist höhenabhängig. Es wurden daher geostatistische Methoden entwickelt, die diese Instationaritäten berücksichtigen. Das External Shift Kriging bezieht die Regressionsbeziehung zwischen der gesuchten Größe und einer Hilfsgröße mit ein. Es werden über die Regressionsbeziehung alle Werte berechnet, die Residuen zu den gemessenen Größen mit Simple Kriging interpoliert und addiert. Ein klarer Zusammenhang zwischen der gesuchten Größe und der Hilfsgröße wird vorausgesetzt. Beim Colocated Kriging können mehrerer Hilfsgrößen miteinbezogen werden (z.B. HENGL et al., 2007; STEIN, 1999).

### 2.1.5. Aufbereitung, Interpolation und Gebietsmittelbildung des Niederschlags

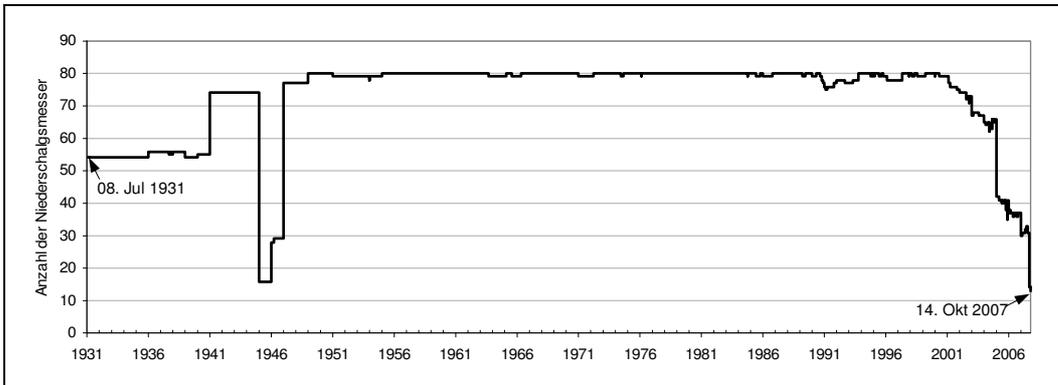
Der Niederschlag ist der wichtigste Input des Systems Einzugsgebiet und ist die eigentliche treibende Größe in der Wasserhaushaltsmodellierung. Gebietsparameter wie Boden, Landnutzung und DEM sind den Niederschlagsdaten untergeordnet. Wenn die Niederschlagsdaten und/oder die modellinterne Niederschlagsverarbeitung nicht korrekt sind, werden die Ergebnisse unbrauchbar, auch wenn die Gebietsparameter wie Bodendaten und DEM sehr genau sind. Daher wird bei der Modellierung des EZG Fulda großer Wert auf die Qualität der Niederschlagsdaten gelegt.

#### 2.1.5.1. Datenbestand

Vom Deutschen Wetterdienst wurden korrigierte Zeitreihen (Tagessummen) von 80 Niederschlagsmessern im und in der Nähe des EZG Fulda zur Verfügung gestellt (siehe *Abbildung 6*).

Die Zeiträume, in denen für die einzelnen Stationen Messwerte vorliegen, sind nicht deckungsgleich und einige Zeitreihen weisen Datenlücken auf. So sind zu Beginn am 8.7.1931 Daten von 54 Stationen vorhanden und am Ende (14.10.2007) sind 13 Stationen aktiv. Die Ursache hierfür liegt in der Messnetzoptimierung und an der Demontage alter Niederschlagsschreiber. Der starke Rückgang an Stationen ab dem Jahr 1999 ist auf die Abstimmung der Messstandorte des Landes Hessen und des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zurückzuführen. Im Großteil der Zeitspanne liegen 70 bis 80 Stationswerte vor. Die letzten Kriegsjahre sind deutlich am Absinken

der Stationsanzahl zu erkennen. Dabei sinkt die Anzahl der aktiven Stationen nie unter 16 (siehe *Abbildung 5*).

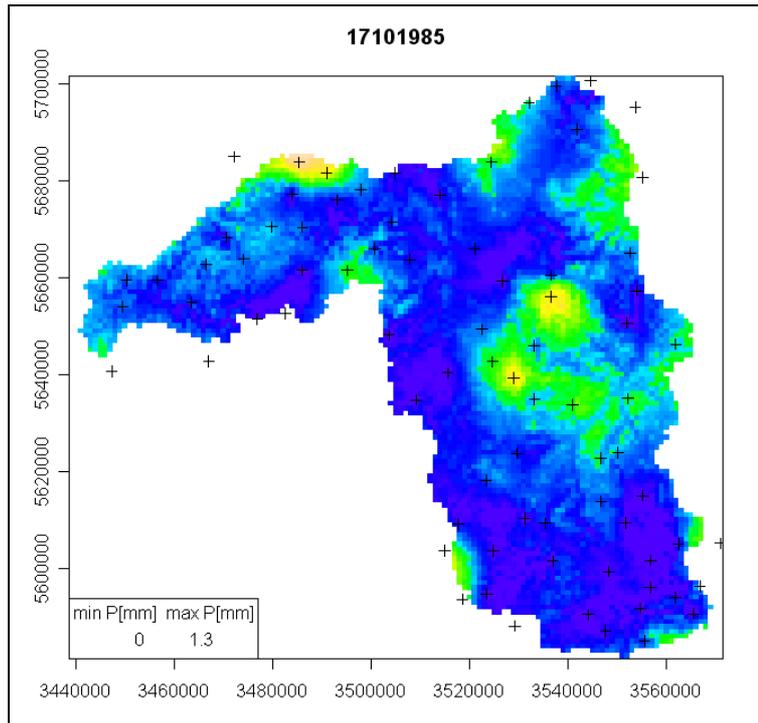


**Abbildung 5:** Anzahl der Niederschlagsstationen mit Messwerten

### 2.1.5.2. Interpolation des Niederschlags

Für jeden Tag im Zeitraum 01.01.1931 – 14.10.2007 müssen aus den Punktniederschlägen (Stationswerte) die Teilgebietsniederschläge berechnet werden. Dazu wird unter der Programmierumgebung »R« ein Skript zur automatisierten Colocated Kriging-Interpolation geschrieben (siehe LIGGES 2009) und an jedem Tag im Zeitraum der Niederschlag auf ein Gitter mit 1 km Maschenweite interpoliert (Beispiel siehe *Abbildung 6*). Der Niederschlag wie auch die anderen Klimavariablen werden mit Co-Kriging bzw. Colocated Kriging interpoliert. Der Unterschied zum einfachen Kriging liegt in der Berücksichtigung von weiteren Variablen mit denen die zu interpolierende Größe korreliert. Das Prinzip ist, dass zwischen den zusätzlichen Variablen und der gesuchten Größe eine Regressionsbeziehung bzw. eine multiple Regressionsbeziehung ermittelt wird. Mit dieser Regressionsbeziehung wird an allen zu interpolierenden Stellen und an den Punkten mit bekannten Messwerten die Interpolationsgröße berechnet. Abschließend wird das Residuum zwischen den Messwerten und den Regressionswerten mit Kriging auf alle Interpolationsstellen interpoliert und von der Regressionsinterpolation subtrahiert. Das Colocated Kriging berücksichtigt zusätzlich die Stärke der Regression zwischen der gesuchten Größe und einer Variablen, sodass, wenn Zusatzvariablen angegeben werden können, diese nicht berücksichtigt werden, wenn keine Korrelation besteht.

In dieser Arbeit werden der Niederschlag und auch alle anderen Klimagrößen mit Colocated Kriging interpoliert. Dabei sind Höhe, geographische Länge und geographische Breite (also alle Raumkoordinaten) die zusätzlichen Variablen. Im Beispiel in *Abbildung 6* erkennt man den Einfluss der Geländehöhe auf den Niederschlag: In der Niederschlagsverteilung bildet sich deutlich das Geländere Relief ab. Vereinzelt kommt es vor, dass keine Beziehung zwischen z.B. dem Niederschlag und den Zusatzvariablen besteht. In diesen Fällen wird aus dem Colocated Kriging das einfache Kriging.



**Abbildung 6:** Interpolation des Niederschlags auf ein 1km-Gitter (Beispiel 17.10.1985)

### 2.1.5.3. Überprüfung der Interpolation des Niederschlags

Um die Interpolation zu überprüfen, wird zum einen der Gebietsniederschlag im gesamten Einzugsgebiet der Fulda aus der einfachen Mittelung der gemessenen Werte bestimmt, zum anderen wird der Gebietsniederschlag aus dem interpolierten Gitter errechnet. Werden jeweils die Tageswerte der Gebietsniederschläge aufsummiert, dann ergeben sich für den Zeitraum 01.01.1931 – 14.10.2007 eine Niederschlagshöhe von

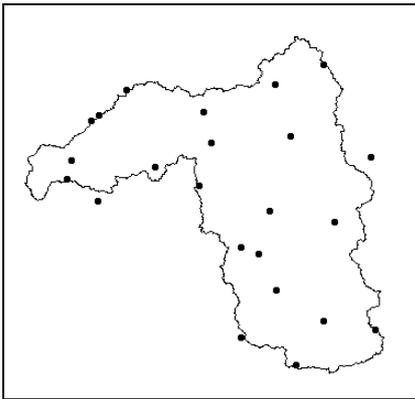
gemittelte Stationswerte	interpoliertes Gitter
60,916 m	61,248 m

Diese Differenz von 332,8 mm in 78,79 Jahren entspricht einer jährlichen Differenz von 4,2 mm (= 0,5% des mittleren Jahresniederschlagshöhe von ca. 790 mm). Der Vergleich unterstützt die gewählte Interpolationsmethode und zeigt die gute Funktionsweise der automatisierten Interpolation. Eine endgültige Validierung ist aufgrund der fehlenden sowohl zeitlich als auch räumlich hochaufgelösten und langjährigen Niederschlagsverteilungen nicht möglich.

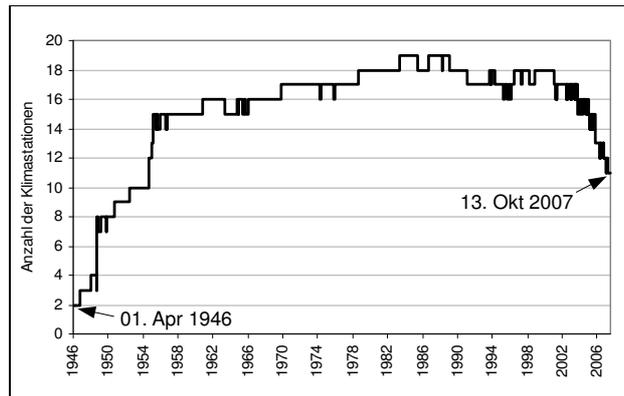
## 2.1.6. Aufbereitung, Interpolation und Gebietsmittelbildung der relativen Luftfeuchte

### 2.1.6.1. Datenbestand

An Klimastationen des DWD wird neben anderen Klimagrößen auch die relative Luftfeuchte ( $rF$ ) gemessen. Wie in *Abbildung 7* zu erkennen ist liegen im Einzugsgebiet der Fulda deutlich weniger Klimastationen als Niederschlagsmesser. Einige Zeitreihen weisen Lücken auf, so dass die in *Abbildung 8* dargestellte Ganglinie der Stationsanzahl aus vorhandenen Messwerten resultiert.



**Abbildung 7:** Klimastationen im Einzugsgebiet der Fulda



**Abbildung 8:** Anzahl der Luftfeuchtwerte der Klimastationen im EZG Fulda

Aufgrund der großen Datenlücke zwischen dem 1.1.1939 und dem 31.12.1944, wo keine Messwerte vorliegen, wird bei der Aufbereitung der Daten ein Zeitraum vom 1.1.1945 – 13.10.2007 betrachtet. Im Unterschied zum Niederschlag gibt es in diesem Zeitraum Bereiche, in denen eine geringe Messpunkteanzahl eine Interpolation mittels Kriging nicht erlaubt. Mit einer deterministischen Interpolationsmethode könnte die relative Feuchte trotzdem auf ein 1km-Gitter interpoliert werden, was aber, wenn nur ein oder zwei Stationenswerte vorliegen, ebenfalls zu großen Fehlern führen würde.

Daher werden zuerst die Stationen einzeln betrachtet und mit einer maximalen Informationsausschöpfung die Datenlücken gefüllt. Dies führt zu Datenpunkten, die dann, obwohl sie keine Messungen sind, für die Interpolation Stützpunkte mit einer eingeschränkten Genauigkeit sind. Daraus resultieren Datenpunkte mit Messungen und ungenaueren Stützpunkten, so dass bei einer Interpolation auf eine Datenanzahl zurückgegriffen werden kann, die der Stationsanzahl entspricht.

### 2.1.6.2. Füllen der Datenlücken

Zunächst wird jede Klimastation einzeln betrachtet. Es existiert eine große Anzahl an möglichen Verfahren, mit denen Lücken in geophysikalischen Zeitreihen gefüllt werden können. Dazu gehören folgende Verfahren:

- einfache oder multiple Regressionbeziehungen mit einer bzw. mit mehreren Stationen, deren Zeitreihen mit der Zeitreihe der betrachteten Station korrelieren.
- Interpolation mit der inversen Abstandsgewichtung
- Nearest Neighborhood Methode; dabei wird der Wert der am nächsten gelegenen Station übernommen.
- Regressionsbeziehung zu anderen bekannten Variablen wie z.B. geographische Höhe
- Stochastische Modelle; mit Hilfe der bekannten Trend- und Zykluskomponenten einer Zeitreihe und einer künstlich generierten Zufallskomponenten werden die Fehlwerte berechnet.

SWAT2005 berechnet, wenn die angegebenen Datenreihen Lücken aufweisen, Fehlwerte mit einem Weather Generator, was einem Stochastischen Modell entspricht. Diese Methode hat aber einen entscheidenden Nachteil: Es werden Werte generiert, die statistisch gesehen die mittleren Verhältnisse gut nachbilden. Die generierten Werte können jedoch von den realen Werten der zufallsbehafteten Klimagröße erheblich abweichen. Daher ist der Weather Generator hauptsächlich für Vorhersagen bzw. Projektion geeignet, nicht aber zum Füllen von Datenlücken.

Aus diesem Grund wird auf diese Funktion von SWAT2005 verzichtet. Es wird versucht im Preprocessing die Zeitreihen so aufzubereiten, dass keine Lücken mehr vorhanden sind, wodurch der Weather Generator in SWAT2005 nicht aktiv werden muss.

Lücken in der Zeitreihe der relativen Luftfeuchte einer Station werden nicht mit einer der oben aufgeführten Methoden gefüllt, sondern mit einer Methode, die hier entwickelt und getestet wird. Der Grund hierfür liegt im Verlangen nach einer Methode, die einfach zu programmieren ist, und bei einer großen Anzahl von Stationen die ungleichmäßig verteilten Lücken mit hoher Genauigkeit füllt. Eine oder mehrere dieser Anforderungen erfüllen alle oben aufgeführten Methoden nicht:

- *Regressionsbeziehungen*: Innerhalb des Betrachtungszeitraumes kann jede Kombination von aktiven und nicht aktiven Stationen auftreten. Wenn eine Station ausfällt, dann werden Informationen umliegender Stationen eingeholt. Wenn umliegende Stationen auch ausfallen, sind weiter entfernte Stationen zu wählen. Bei 19 Stationen müssen für jede Station Regressionsbeziehungen zu allen anderen Stationen in verschiedenen Kombinationen vorliegen. Diese zu bestimmen, ist sehr zeitaufwändig und komplex. Diese Komplexität ist hier der Grund für die Wahl einer anderen Methode.
- *Inverse Abstandsgewichtung*: Diese Methode geht davon aus, dass zwischen den Stationen nur die räumliche Distanz die Unterschiede erklärt. Wichtige Variablen wie die Höhe werden ausgeklammert. Dies führt insbesondere im Bergland zu Problemen.
- *Regressionsbeziehungen zu anderen Variablen (z.B. topographische Höhe)*: Bringt die Nachteile unter dem Stichpunkt »Regressionsbeziehungen« mit sich.

- *Stochastische Modelle:* Während die Zykluskomponenten und der Trend realistisch berechnet werden, wird für die Zufallskomponente ein zufälliger Wert generiert, der nichts mit der realen Zufallskomponente an einem bestimmten Tag in der Vergangenheit zu tun hat. Die Statistik wird richtig berechnet. Doch wenn bei der Kalibrierung eines hydrologischen Modells die Durchflussganglinie mit gemessenen Klimagrößen als Systeminput möglichst exakt wiedergegeben werden soll, dann führen künstlich generierte Zufallskomponenten zwangsläufig zu falschen Rekalkulationen von Messungen.

Der Ansatz, der hier getestet werden soll, ermöglicht die Generierung einer Zeitreihe ähnlich wie ein stochastisches Modell, unterscheidet sich jedoch in der Berechnung der Zufallskomponenten: Es wird keine Zufallszahl generiert, sondern Informationen über die Zufallskomponenten von Stationen, wo Messwerte vorliegen, eingeholt.

### Das Prinzip

Liegt eine Datenlücke vor, dann berechnet sich der Wert aus:

$$x = \bar{x}_m + \zeta \quad (2)$$

mit

$x$	Füllwert
$\bar{x}_m$	vieljähriger Mittelwert im Monat $m$
$\zeta$	Abweichung vom Mittelwert

Es werden die vieljährigen Mittelwerte in den Monaten verwendet ( $\bar{x}_m$ ), da so nur 12 Werte gehandhabt werden müssen. Mit der Verwendung der vieljährigen Mittelwerte an den einzelnen Tagen des Jahres erhält man auch einen Vektor mit 366 Werten. Es wird die Annahme gemacht, dass die mittleren Temperaturen sich von Monat zu Monat nicht extrem verändern. Der Vorteil ist neben den praktischen Aspekten auch, dass innerjährliche Schwankungen stärker geglättet werden.

Um  $\zeta$  an einer Station (Datenlücke liegt vor) zu berechnen, wird zunächst für alle Stationen, die keine Lücken aufweisen, das Verhältnis von der aktuellen absoluten Abweichung vom monatspezifischen Mittelwert zum vieljährigen Monatsmittel der Standardabweichung (SA) bestimmt:

$$\beta = \frac{y - \bar{y}_m}{s_m} \quad (3)$$

mit

$y$	aktueller Messwert (Tageswert) an einer Station
$\bar{y}_m$	vieljähriges Monatsmittel von $y$ im Monat $m$ an einer Station
$s_m$	vieljähriges Monatsmittel der SA von $y$ im Monat $m$ an einer Station

Das Ziel ist es, die saisonal unterschiedliche Zufallskomponente – d.h. das »Rauschen« um einen Mittelwert bzw. um einen Trend und/oder Oszillation – zur möglichst genauen Definition der aktuellen Abweichung vom Mittelwert zu verwenden.  $\beta$  ist die Information über die Zufallskomponente an einem Punkt

Es wird angenommen, dass dieses Verhältnis  $\beta$  an allen  $n$  Stationen im Gebiet zu einem Zeitpunkt (Tag) regional einen charakteristischen Wert annimmt:

$$\beta_{regional} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{y_i - \bar{y}_{m,i}}{s_{m,i}} \quad (4)$$

Wird nun dieses  $\beta_{regional}$  mit der mittleren Varianz  $s_{m,i}$  der Station  $i$  (Station mit dem gesuchten Fehlwert  $x$ ) im aktuellen Monat multipliziert und das Monatsmittel  $\bar{x}_m$  addiert, dann erhält man den gesuchten Füllwert:

$$x = \bar{x}_m + \beta_{regional} \cdot s_m \quad (5)$$

bzw.

$$x = \bar{x}_m + \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{y_i - \bar{y}_{m,i}}{s_{m,i}} \right) \cdot s_m \quad (6)$$

mit

- $n$  Anzahl der Stationen mit Messwerten zum aktuellen Zeitpunkt (Tag)
- $\bar{y}_{m,i}$  vieljähriger Mittelwert der Tageswerte im Monat  $m$  an der Station  $i$
- $y_i$  Messwert der Station  $i$  (Tageswert)
- $s_{m,i}$  vieljährige mittlere SA von  $y_i$  im Monat  $m$  der Station  $i$
- $s_m$  vieljährige mittlere SA von  $y$  im Monat  $m$  der untersuchten Station

Gleichung 6 ist nur korrekt, wenn die untersuchte Größe normalverteilt ist. Natürliche Größen, insbesondere Klimagrößen, sind jedoch deutlich links oder rechtsschief verteilt. Um diese Schiefe zu berücksichtigen wird nun die Varianz differenziert betrachtet:

Der Erwartungswert der quadratischen Abweichungen aller Werte im Monat  $m$  der gesamten Zeitreihe, die kleiner sind als der Mittelwert (im Monats  $m$ ):

$$s_{m, neg}^2 = E\left((x_m - \bar{x}_m)^2\right) \quad (7)$$

für alle  $x_m < \bar{x}_m$

Der Erwartungswert der quadratischen Abweichungen aller Werte im Monat  $m$  der gesamten Zeitreihe, die größer sind als der Mittelwert (im Monats  $m$ ):

$$s_{m, pos}^2 = E\left((x_m - \bar{x}_m)^2\right) \quad (8)$$

für alle  $x_m > \bar{x}_m$

Somit wird Gleichung 6 modifiziert zu Gleichung 9 und 10:

$$x = \bar{x}_m + \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{y_i - \bar{y}_{m,i}}{s_{m,pos,i}} \right) \cdot s_{m,pos} \quad \text{wenn} \quad \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i - \bar{y}_{i,m} > 0 \quad (9)$$

$$x = \bar{x}_m + \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{y_i - \bar{y}_{m,i}}{s_{m,neg,i}} \right) \cdot s_{m,neg} \quad \text{wenn} \quad \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i - \bar{y}_{i,m} < 0 \quad (10)$$

Diese Methode betrachtet eine Zeitreihe als Überlagerung einer Zykluskomponente (Jahresgang) und einer Zufallskomponente. Ein langfristiger Trend wird nicht betrachtet, kann aber nachträglich hinzugefügt werden.

### Test

Dieses Verfahren wird getestet, indem gemessene Werte der relativen Luftfeuchte neu berechnet werden. Ein Vergleich zwischen gemessenen Werten und berechneten Werten soll die Beurteilung der Anwendbarkeit der Methode ermöglichen.

Bevor dieser Test durchgeführt wird, soll überprüft werden, ob die gemachte Annahme, dass  $\beta$  regional einen charakteristischen Wert annimmt, gültig ist. D.h. es muss eine signifikante und entfernungsunabhängige Korrelation zwischen  $\beta$  an verschiedenen Punkten im Untersuchungsgebiet bestehen. Hierfür werden nun für jede Station (20 Klimastationen, siehe *Abbildung 7*) und für jeweils alle Messwerte  $\beta$  ermittelt, was im Vorfeld die Berechnung der vieljährigen Monatsmittel der relativen Luftfeuchte sowie  $s_{m,pos}$  und  $s_{m,neg}$  erfordert. Daraus resultiert eine Zeitreihe von  $\beta$  für jede Station.

Es folgt die Bestimmung der Korrelation von  $\beta$  zwischen den möglichen Stationspaaren (bei 20 Stationen 190 Kombinationen), wobei jeweils nur die Zeiträume betrachtet werden, in denen für beide Stationen Messwerte vorliegen. In *Abbildung 9* ist zu erkennen, dass alle Korrelationskoeffizienten über 0,5 liegen (Mittelwert = 0,68) und alle Stationen signifikant korreliert sind (Irrtumswahrscheinlichkeit = 2%).

*Abbildung 10* zeigt die Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Stationen. Es ist zu erkennen, dass der Korrelationskoeffizient mit zunehmender Distanz abnimmt, dennoch innerhalb der Gebietsausdehnung zwischen allen Stationen einen signifikanten Zusammenhang belegt.

Die Annahme eines regional typischen  $\beta$  ist die Grundlage der beschriebenen Methode. Es ist jedoch möglich, dass dieser Wert sich mit zunehmendem Abstand verändert (*Abbildung 10* zeigt eine leichte Tendenz, in dieser Arbeit wird jedoch ein regionales  $\beta$  verwendet). Sollte dies stark ausgeprägt sein, kann *Gleichung 5* mit der inversen Abstandsgewichtung für  $\beta$

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^n \beta_i d_i^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-r}} \quad (11)$$

mit  $d_i$  Abstand der Station i (mit Messwert) zur Station mit dem Fehlwert  
 $r$  beschreibt die Stärke des Einflusses entfernter Stationswerte

erweitert werden zu der Form:

$$x = \bar{x}_m \cdot \sum_{i=1}^n \left( \beta_i \frac{d_i^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-r}} \right) \cdot s_m \quad (12)$$

Sind die Stationskoordinaten in kartesischen Koordinaten angegeben, dann lässt sich die Stationsdistanz  $d_i$  mit der euklidischen Distanz berechnen:

$$d_i = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (13)$$

mit  $x_i; y_i$  Koordinaten der Stationen mit Messdaten  
 $x_j; y_j$  Koordinaten der Station mit Fehlwert

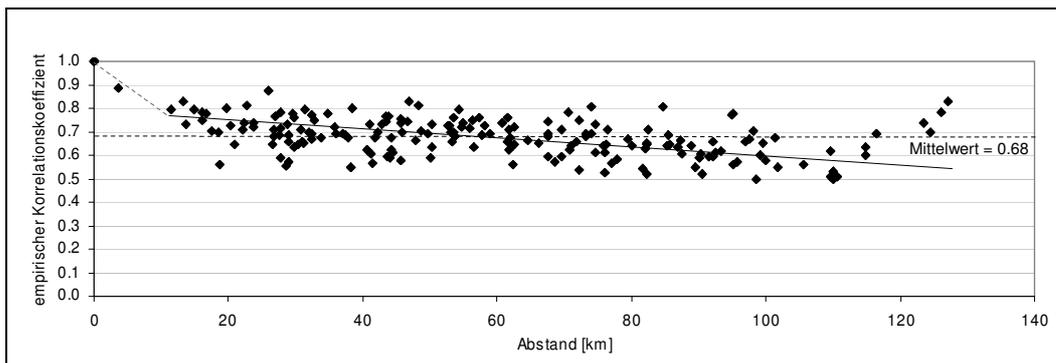
Bei sehr vielen Stationen kann es zu einem geringeren Rechenaufwand führen, wenn nur Stationen innerhalb eines bestimmten Radius um die Station mit Fehlwert in die Rechnung miteinbezogen werden.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<b>1</b>	<b>1.00</b>																			
<b>2</b>	0.76	<b>1.00</b>																		
<b>3</b>	0.76	0.80	<b>1.00</b>																	
<b>4</b>	0.60	0.68	0.62	<b>1.00</b>																
<b>5</b>	0.72	0.78	0.75	0.66	<b>1.00</b>															
<b>6</b>	0.69	0.80	0.73	0.69	0.79	<b>1.00</b>														
<b>7</b>	0.55	0.59	0.54	0.78	0.62	0.59	<b>1.00</b>													
<b>8</b>	0.58	0.72	0.63	0.63	0.65	0.71	0.55	<b>1.00</b>												
<b>9</b>	0.60	0.66	0.60	0.83	0.68	0.67	0.89	0.59	<b>1.00</b>											
<b>10</b>	0.62	0.71	0.63	0.80	0.72	0.70	0.81	0.70	0.87	<b>1.00</b>										
<b>11</b>	0.76	0.76	0.76	0.64	0.74	0.74	0.57	0.70	0.64	0.69	<b>1.00</b>									
<b>12</b>	0.65	0.71	0.68	0.61	0.69	0.70	0.57	0.72	0.65	0.73	0.74	<b>1.00</b>								
<b>13</b>	0.65	0.76	0.69	0.60	0.71	0.75	0.58	0.70	0.61	0.66	0.67	0.69	<b>1.00</b>							
<b>14</b>	0.69	0.73	0.72	0.61	0.71	0.73	0.52	0.64	0.59	0.64	0.79	0.66	0.75	<b>1.00</b>						
<b>15</b>	0.73	0.74	0.71	0.74	0.73	0.69	0.75	0.62	0.79	0.81	0.78	0.67	0.68	0.68	<b>1.00</b>					
<b>16</b>	0.76	0.79	0.78	0.64	0.71	0.73	0.56	0.68	0.62	0.67	0.78	0.69	0.73	0.77	0.74	<b>1.00</b>				
<b>17</b>	0.56	0.57	0.53	0.70	0.58	0.55	0.83	0.50	0.78	0.74	0.59	0.50	0.54	0.55	0.76	0.57	<b>1.00</b>			
<b>18</b>	0.66	0.66	0.69	0.51	0.64	0.61	0.51	0.52	0.53	0.56	0.67	0.59	0.65	0.73	0.68	0.72	0.56	<b>1.00</b>		
<b>19</b>	0.64	0.66	0.61	0.70	0.65	0.62	0.77	0.57	0.78	0.81	0.71	0.64	0.63	0.64	0.83	0.66	0.81	0.64	<b>1.00</b>	
<b>20</b>	0.67	0.67	0.65	0.69	0.66	0.64	0.60	0.61	0.63	---	0.70	0.61	0.69	0.68	0.75	0.70	0.66	0.70	0.74	<b>1.00</b>

Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 2% in allen Kombinationen eine signifikante Korrelation

\* Für die Stationen Nr. 20 und 10 liegen keine zeitgleiche Messwerte vor.

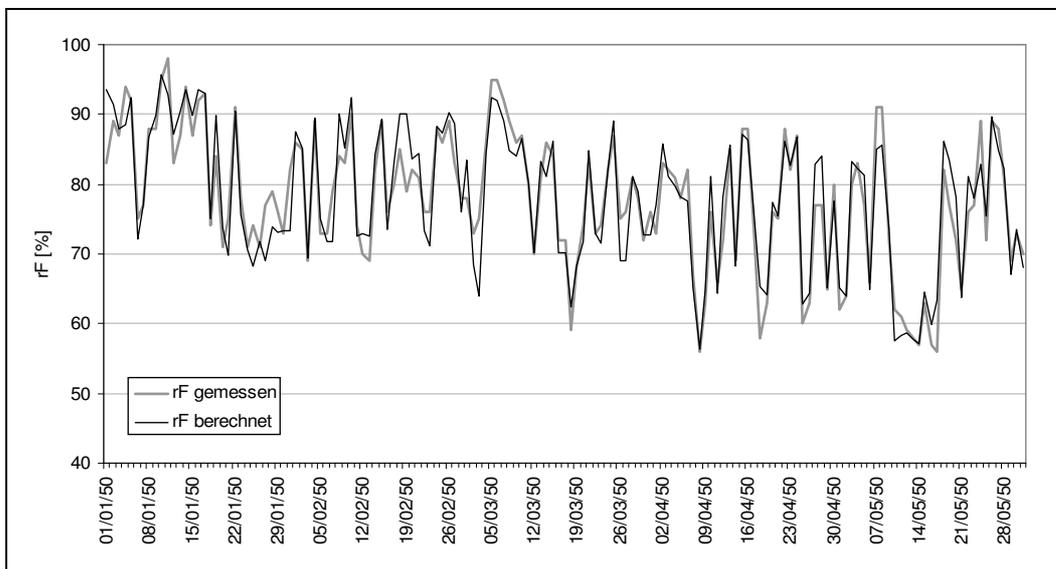
**Abbildung 9:** Korrelationskoeffizienten zwischen den Luftfeuchtezeitreihen der Klimastationen im EZG Fulda



**Abbildung 10:** Korrelationskoeffizienten zwischen den Luftfeuchtezeitreihen in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Klimastationen

Mit dem Test wird die Annahme, dass  $\beta$  regional betrachtet ein charakteristisches Verhalten aufweist, für das Fulda-Gebiet bestätigt und es können bei der Validierung alle gemessenen Werte jeder der 20 Stationen mit den Gleichungen 9 und 10 erfolgreich nachgerechnet werden.

Beim Vergleich der gemessenen Werte mit den berechneten Werten zeigen die Standardabweichungen und Korrelationskoeffizienten der einzelnen Stationen eine gute Reproduktionsqualität. Der mittlere Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und reproduzierten Daten liegt bei 0,93 (Beispiel in *Abbildung 11*). Die Datenlücken in den Zeitreihen der relativen Luftfeuchtigkeit werden mit dieser Methode gefüllt.



**Abbildung 11:** gemessene und zur Validierung mit der Fehlwertergänzungsmethode berechnete relative Luftfeuchte an Station Nr. 3 im Zeitraum 01.01.1950 – 01.06.1950

### 2.1.6.3. Interpolation der relativen Luftfeuchtigkeit

Da nun alle Lücken in den Zeitreihen der zwanzig Stationen gefüllt sind, liegen nun an jedem Tag (01.01.1945 – 14.10.2007) zwanzig Werte vor, die auf ein 1 km Grid interpoliert werden. Dabei wird so wie bei der Niederschlagsinterpolation vorgegangen (Colocated Kriging).

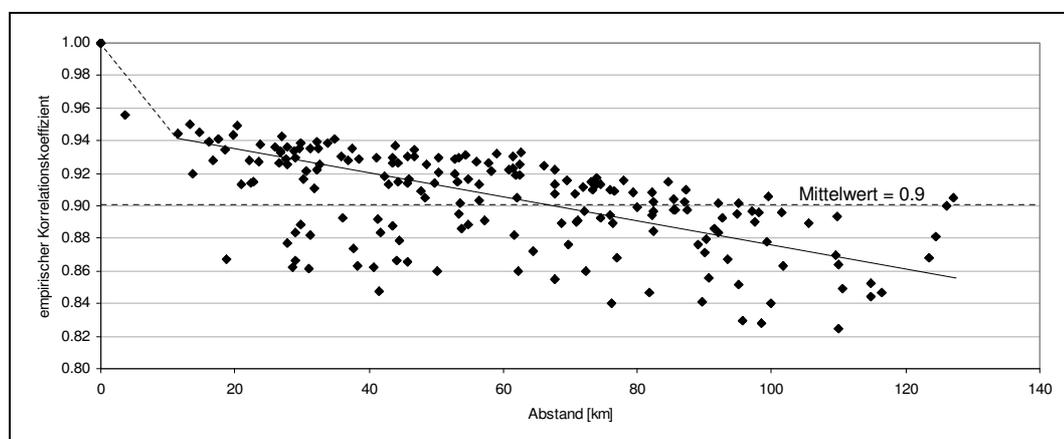
Auch die Vorgehensweise bei der Bestimmung der Gebietsmittelwerte für die Teilzugsgebiete entspricht der Vorgehensweise bei der Gebietsniederschlagsermittlung. Das Ergebnis sind 34 Zeitreihen des Gebietsmittelwertes der relativen Luftfeuchte.

### 2.1.6.4. Aufbereitung, Interpolation und Gebietsmittelbildung von $T_{max}$ und $T_{min}$

Die Tageshöchst- und Minimaltemperaturen liegen für die gleichen Klimastationen wie für die relative Luftfeuchte vor (siehe *Abbildung 7*). Die Datenlücken werden mit der oben beschriebenen Methode gefüllt. Die *Abbildung 12* zeigt im Vergleich mit *Abbildung 10* in einem Test der Methode eine deutlich bessere Reproduktion der gemessenen Daten:

Mittelwerte:	Standardabweichung	0,7 °C
	Korrelationskoeffizient	0,994

Die Interpolation und Gebietsmittelwertbestimmung erfolgt wie bei der relativen Luftfeuchte.



**Abbildung 12:** Korrelation von Beta in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Klimastationen

## 2.2. Das Digitale Höhenmodell (DHM)

### 2.2.1. Vorbemerkung zum DHM

Die Orografie bestimmt die hydrologischen Verhältnisse eines Gebietes und umgekehrt prägt das Wasser die Landschaftsform. Die Ausformung dieses Wechselspiels, das Bodenentwicklung und Landbedeckung bestimmt, ist der Fingerabdruck eines Flussgebietes. Den aktuellen und über den Modellierungszeitraum als konstant angenommenen Zustand des geomorphologischen Prozesses wird mit Digitalen Höhenmodellen beschrieben. Es wird unterschieden zwischen

- A) Digitalen Höhenmodellen (DHM), auch Digitale Geländemodelle (DGM) genannt; im engl. digital elevation model (DEM) oder digital terrain model (DTM). Diese Modelle beschreiben die Geländehöhen und Geländeformen ohne Oberflächenbedeckung (z.B. Bäume, Gebäude)
- B) Digitales Oberflächenmodell (DOM); diese Modelle beschreiben die Erdoberfläche im Gegensatz zu den DHMs mit Oberflächenbedeckung.

### 2.2.2. Datengrundlagen

Für die Modellierung des Wasserhaushaltes im Fuldagebiet stehen zwei Datenquellen mit hoher räumlicher Auflösung zur Verfügung:

#### *DGM 25 (Stand 2007)*

Ein digitales Höhenmodell mit einer horizontalen Auflösung von 20m und einer Genauigkeit von  $\pm 1-3m$ . Dieses Modell wird vom hessischen Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation zur Verfügung gestellt. Das primäre DGM (Basis für das DGM5, DGM25 und DGM50) wurde aus Luftbildern im Bildmaßstab 1:13000 und Laserscanning gewonnen, wobei diese Datenbestände in hoher Qualität (DGM5) nur für Teilgebiete und in mittlerer Qualität (DGM25, DGM50) flächendeckend vorliegen.

Diese Daten liegen nur für das Land Hessen vor. Teile des Fuldagebietes im Bereich des Landes Nordrhein-Westfalen werden nicht abgedeckt.

#### *SRTM DTED® Level 1 Data (3-arc sec)*

Am 11. Februar 2000 startete das Space Shuttle Endeavour (Mission STS-99) zur 11 Tage dauernden Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). An Bord befanden sich die Radarsysteme SIR-C (Jet Propulsion Laboratory) und X-SAR (Dornier Satellitensysteme GmbH), mit denen die Höhen der Erdoberfläche zwischen 60° nördlicher und 58° südlicher Breite kartiert wurden.

Die vom U.S. Geological Survey gelieferten und bereits auf Fehler untersuchten Daten bedecken ganz Mitteleuropa und basieren auf den Messungen des Radarsystems SIR-C. Die Daten haben eine Auflösung von 3 Bogensekunden (Level 1 = 3 arc

sec). Das bedeutet für Mitteldeutschland eine längengradparallele Auflösung von ca. 93 m und eine Breitengradparallele Auflösung von ca. 60 m. Es wurde eine Höhen-genauigkeit von 16 m (im 90 % Konfidenzintervall) angestrebt. Laut USGS ist die erreichte Genauigkeit signifikant besser ohne genauere Angaben zu machen.

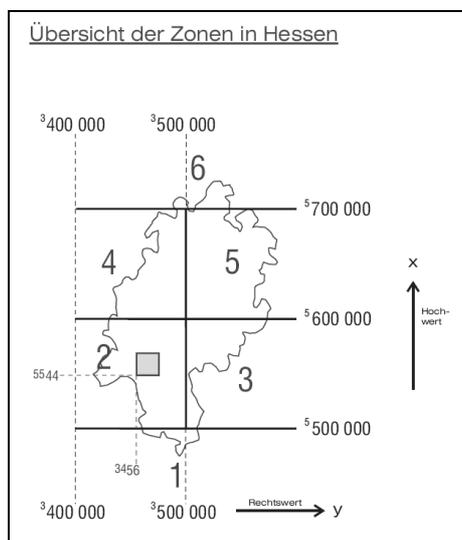
### 2.2.3. Aufbereitung der DGM 25-Daten

Vom Hessischen Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation werden die Daten für ein Gebiet mit den Begrenzungen (GK3)

R 3422000 bis 3595000

H 5573000 bis 5733000

geliefert.



**Abbildung 13:** Übersicht der DGM25-Zonen in Hessen (Quelle: HLUG)

Die Daten sind entsprechend *Abbildung 13* in die Zonen 2 bis 6 unterteilt. Sie bedecken die Zonen nicht vollständig, sondern nur einen groben Bereich des Fuldagebietes (15171 km<sup>2</sup>). Für jede Zone liegen die Daten in xyz-Textdateien vor und werden zunächst in ArcView in ein Punkt-Shape (Vektor-Format) umgewandelt. Diese sechs Punkt-Shapes werden dann anschließend zusammengefügt und schließlich ins SWAT-verwertbare Rasterformat konvertiert. Diese Prozedur ist aufgrund der großen Datenmengen sehr zeitintensiv. Die Konvertierung in ein Raster, d.h. die Extrapolation der Gitter(knoten)punktwerte auf Rasterflächen mit einer Rasterweite von 20m ist für die Verarbeitung in SWAT notwendig.

Mit dem Füllen von Senken wird die Aufbereitung des DGM25 abgeschlossen. Im weiteren Text wird ab jetzt auf das missverständliche DGM »25« verzichtet und zur Gegenüberstellung mit den SRTM-Daten die klare Bezeichnung DEM20m(HLUG) verwendet, wobei HLUG für »Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie« steht.

#### 2.2.4. Aufbereitung von SRTM DTED® Level 1 Data (3-arc sec)

Die digitalen Höhendaten werden vom USGS in  $1^\circ \times 1^\circ$ -Ausschnitten bzw. in \*.dt1-Dateien geliefert. Die Daten wurden bereits auf Senken hin überprüft und korrigiert.

Die Aufbereitung der SRTM-Daten konzentriert sich hauptsächlich auf die Konvertierung in ein Gauß-Krüger-Koordinaten-Grid. Die einzelnen Arbeitsschritte werden hier kurz wiedergegeben:

- In ArcView: Import des \*.dt1-Files als Grid
- Arc View mit Grid Machine: Das Grid mit Export Machine (Funktion von Grid Machine) als xyz-Datei exportieren. Problem: Koordinaten werden als Anzahl der Bogensekunden vom Nullmeridian bzw. vom Äquator aus angegeben. Daher müssen die Koordinaten zuerst in den nächsten Schritten in Grad (dezimal) umgerechnet werden.
- die xyz-Datei wird in SURFER geöffnet und Dezimalgrad-Koordinaten erstellt:  
 $y(\text{neu}) = y(\text{alt})/3600$ ;  $x(\text{neu}) = x(\text{alt})/3600$
- In ArcView wird aus der neuen xyz-Datei ein point shape erstellt.
- Konvertierung der geographischen Koordinaten in Gauß-Krüger-Koordinaten
- Die Ergebnis-Shape-Datei in ein Grid mit einer 50m Auflösung konvertieren. Resultat ist ein Grid mit einer  $50\text{m} \times 50\text{m}$  Zelle je xyz-Koordinate.
- Zwischenräume müssen interpoliert werden. Es wird die Spline-Interpolation durchgeführt (ArcView), da bei der inverse-distance-weighting-Methode (IDW) unerwünschte Gitterstrukturen im Ergebnisgrid entstehen. Dieser Effekt ist auf den regelmäßigen längengradparallelen Abstand von ca. 93m und den regelmäßigen Breitengradparallelen Abstand von ca. 60m zurückzuführen: Bei der IDW-Methode werden näher liegende Höhenpunkte stärker gewichtet und eine richtungsunabhängige Dichte der Höhenpunkte wird vorausgesetzt (Isotropie der räumlichen Verteilung der Höhenpunkte). Wenn die Dichte (und somit die Abstände) der Höhenpunkte richtungsabhängig ist (Anisotropie der Höhenpunkteverteilung), dann werden beim IDW zusätzlich die Gewichte richtungsabhängig gesetzt. Somit gibt es in den Ergebnissen entsprechende (unerwünschte) Muster. Bei der Spline-Interpolation werden diese Effekte nicht beobachtet.

Obwohl die Daten bereits vom USGS auf Senken hin überprüft und entsprechend korrigiert wurden, werden die SRTM-Daten aufgrund der Interpolation erneut auf Senken überprüft und korrigiert.

Im weiteren Text wird ab sofort für die transformierten und interpolierten SRTM-Daten die Bezeichnung DEM50m(SRTM) verwendet.

#### 2.2.5. Datenauswahl

Es stehen nun zwei Höhenmodelle zur Verfügung: das DEM20m(HLUG) und das DEM50m(SRTM). Das erste hat zwar eine höhere Auflösung und einen geringeren Fehler, es bedeckt jedoch nur hessisches Gebiet und somit nicht das gesamte Fulda-

gebiet. Es liegt nun nahe, das DEM20m(HLUG) mit dem DEM50m(SRTM) zu ergänzen. Doch dazu müssten die Grenzen, wo beide Modelle aneinander gefügt werden, gleiche Höhenverläufe aufweisen. Dies ist jedoch nicht der Fall. Die Differenzen zwischen den Datenquellen schwanken innerhalb der Fehlerbereiche. Ein Anfügen der DEM50m(SRTM) an die DEM20m(HLUG) würde zu Stufen im Höhenmodell führen. Ein Weg, der den Einfluss der Stufen auf die Berechnungsergebnisse reduzieren kann, ist, dass die beiden Höhendaten entlang der Teileinzugsgebietsgrenzen zusammengefügt werden. Doch auch dieser Weg führt zu Stufen in Tälern und zu Schwierigkeiten bei der Flusslaufbestimmung. So ist beim Übergang zu den DEM50m(SRTM)-Daten ein Anstieg der Flusssohle möglich.

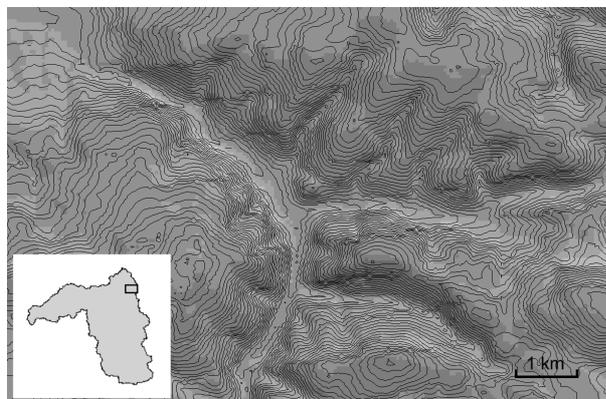
Um die Konsistenz des Höhenmodells zu gewährleisten und weil das Zusammenfügen verschiedener Höhendaten problematisch ist, fällt für die Modellierung des EZG Fulda die Wahl auf das DEM50m(SRTM). Diese Wahl wird jedoch mit dem Vergleich mit den DEM20m(HLUG) überprüft. Das DEM20m(HLUG) soll somit als Referenz dienen.

Für die hoch aufgelöste Betrachtung kleiner Teileinzugsgebiete kann weiterhin das DEM20m(HLUG) verwendet werden.

## 2.2.6. Vergleich und Korrektur von DEM50m(SRTM) mit DEM20(HLUG)

### 2.2.6.1. Berechnung der Höhendifferenzen

Es werden die Höhendifferenzen DEM50m(SRTM) - DEM20m(HLUG) untersucht. Der Gebietsausschnitt in *Abbildung 14* zeigt, dass die Differenzen wie Hügelschatten wirken (Schattenwurfrichtung SSW), d.h. bei starkem Geländegefälle sind Differenzen in Hangrichtung SSW zu groß und in Richtung NNO zu klein (bzw. negativ). Daraus folgt: DEM20m(HLUG) fällt bei SSW-Hangrichtungen in SSW-Richtung zu schnell ab; DEM50m(SRTM) steigt bei NNO gerichteten Hängen zu schnell an. Daraus folgt: DEM50m(SRTM) ist gegenüber dem DEM20m(HLUG) in Richtung SSW verschoben.

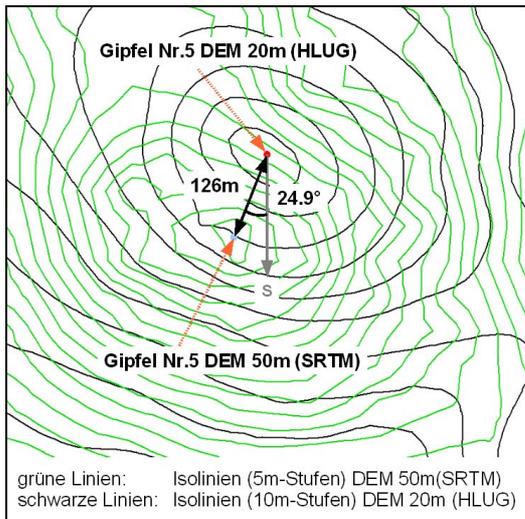


**Abbildung 14:** Differenz zwischen Höhendaten: je dunkler, desto größer die Differenz DEM50m(SRTM) – DEM20m(HLUG); Farbspektrum -140m (weiß) bis +200m (schwarz)

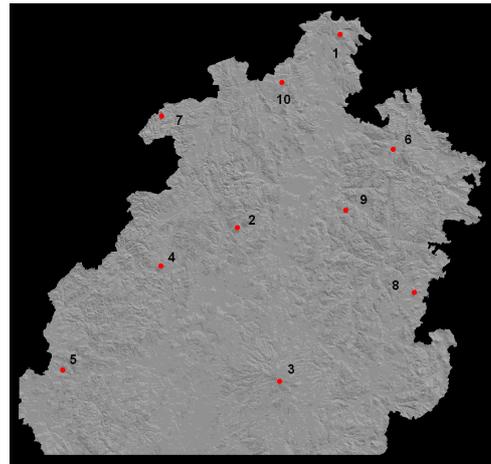
### 2.2.6.2. Lagekorrektur von DEM50m(SRTM) mit DEM20m(HLUG)

Vorraussetzung ist die höhere Lagegenauigkeit des DEM20m-(HLUG). Im ersten Schritt wird die Verschiebung des DEM50m-(SRTM) zum DEM20m ermittelt. Dazu werden zehn markante (spitze) Gipfelpunkten ausgewählt, die zufällig und gleichmäßig im verfügbaren Datenbereich verteilt sind (*Abbildung 16*).

Im nächsten Schritt werden die 10m-Höhenlinien des DEM50m-(SRTM) und des DEM20m(HLUG) verglichen und die Verschiebung der Gipfel ermittelt (Richtung und Länge). In *Abbildung 15* ist Gipfel Nr.5 als Beispiel dargestellt. *Tabelle 1* zeigt die Verschiebungen aller Gipfel und die mittlere Verschiebung.



**Abbildung 15:** Ermittlung der Verschiebung des Gipfels Nr. 5

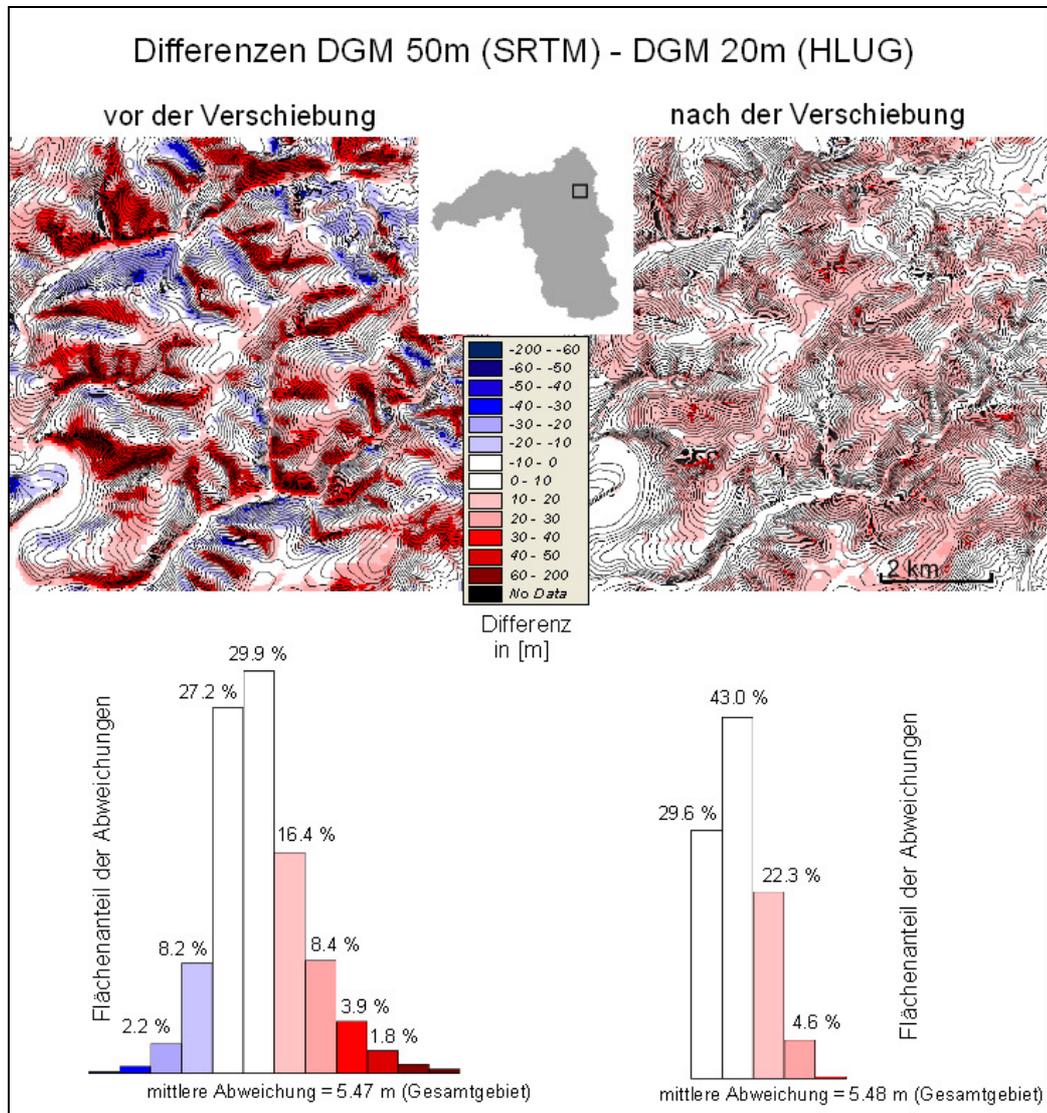


**Abbildung 16:** Lage der zufällig ausgewählten Gipfel im Datenbereich

**Tabelle 1:** Verschiebung der zufällig ausgewählten Gipfel

Gipfel-Nr.	Verschiebung [m]	Winkel im Uhrzeigersinn gegen Süd [°]
1	181	37,7
2	90	51,4
3	129	8,41
4	166	36,5
5	126	24,9
6	175	33,1
7	184	6,9
8	158	31,5
9	192	18,8
10	195	25,1
<i>Mittelwert</i>	<i>159,6</i>	<i>27,43</i>

Schließlich erfolgt die Verschiebung des DEM50m(SRTM) entsprechend den Mittelwerten in *Tabelle 1* um 141,7m nach Süden und um 73,5m nach Westen. Die Ergebnisse sind in *Abbildung 17* dargestellt.



**Abbildung 17:** Differenz zwischen den Höhendaten vor und nach der Verschiebung der SRTM-Daten am Beispiel eines Gebietsausschnittes

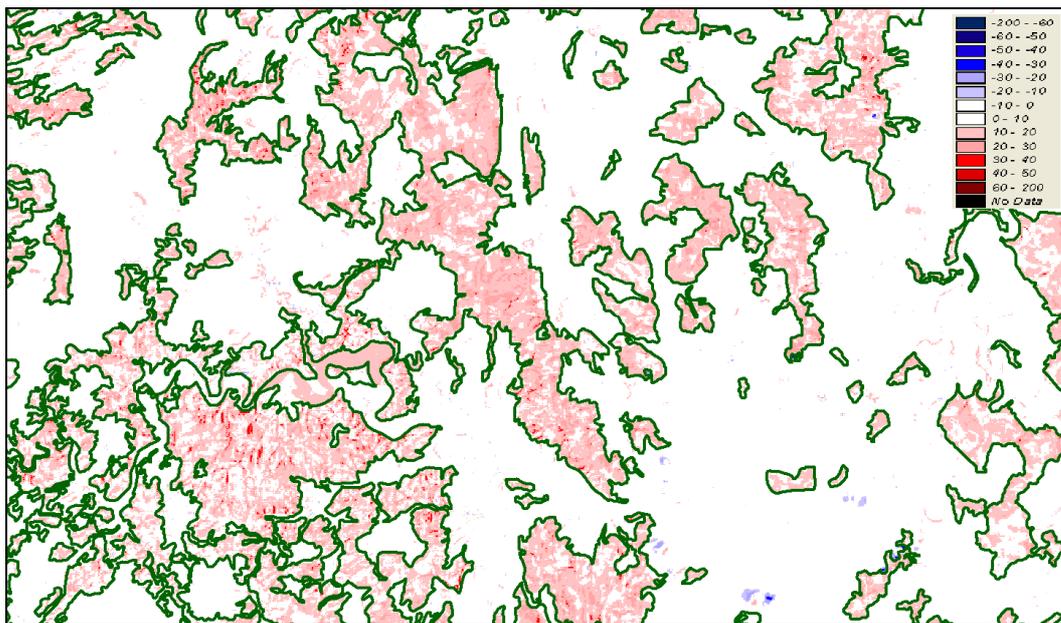
Durch die Verschiebung werden große Abweichungen weitestgehend eliminiert. Es überwiegen positive Abweichungen, d.h., dass das DGM20m(HLUG) grundsätzlich niedriger ist als das DGM50m(SRTM). Eine weitere Verschiebung ist nicht begründet, da die räumliche Verteilung der neuen Abweichungen (nach der Verschiebung) keinen direkten Zusammenhang mit der Geomorphologie zeigt.

Vielmehr zeigt sich im neuen Bild der Differenzen das Hauptproblem der SRTM-Daten: Sie sind kein DEM laut Definition in der Einleitung, sondern es handelt sich um ein DOM (Digitales Oberflächenmodell), das die Pflanzenbedeckung und Gebäude berücksichtigt. Der Grund liegt im Messverfahren: Die Radarstrahlen der

Messgeräte an Bord des Space Shuttles tasteten die Erdoberfläche ab, drangen aber nicht durch die Vegetation bis zum Waldboden hindurch und daher sind die Höhen des SRTM-Modells grundsätzlich größer als die des HLUG-Modells.

### 2.2.6.3. Höhenkorrektur bei Waldflächen

Aus den CORINE-Landnutzungsdaten wird die Waldbedeckung extrahiert und mit den Differenzen (DEM50m(SRTM) – DGM20m(HLUG)) verglichen. In *Abbildung 18* ist ein Ausschnitt aus dem Fuldagebiet dargestellt. Die dunkelgrünen Polygone stellen Waldflächen aus den CORINE-Daten dar. Diese korrelieren eindeutig mit den Abweichungen im Bereich von >10m.



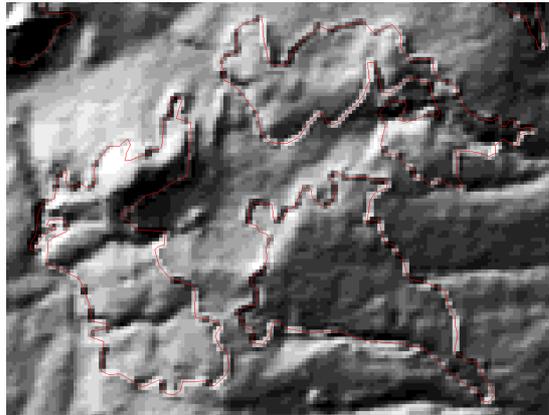
**Abbildung 18:** Höhendifferenzen zwischen den SRTM- und HLUG-Höhendaten in Waldflächen

Das Herausfiltern dieser Differenzen bei Waldbedeckung mit Hilfe der CORINE-Daten ist der nächste Aufbereitungsschritt – mit folgenden Teilschritten:

1. Differenzierung von Laubwald, Nadelwald, Mischwald
2. Ermittlung der mittleren Abweichung zwischen DEM50m(SRTM) und DEM20m(HLUG) innerhalb der Waldklassen.
3. Abzug der mittleren Waldklassenhöhe vom DEM50m(SRTM) bei entsprechender Waldbedeckung.

Doch diese Vorgehensweise ist fehlerhaft. Denn mit dieser Methode wird bei waldbedeckten Flächen eine mittlere Höhe abgezogen, so dass bei lokalen Abweichungen vom Mittelwert ein »Stanzeffekt« eintritt: Ist die lokale, mittlere Baumgröße eines Waldstücks niedriger als die mittlere Baumgröße in der Gesamtheit, dann wird zu viel abgezogen und es entsteht ein Loch. In *Abbildung 19* ist ein Teilbereich des Fuldagebietes dargestellt. Das DGM wurde wie genannt bearbeitet. In der Darstellung mit Hügelschattierung sind Schattenwürfe an den abbruchkantenartigen Waldrändern

(rote Linien) zu erkennen. Die Korrektur des DGM bezüglich Waldflächen ist aufgrund dieses Effekts nicht möglich.



**Abbildung 19:** Waldränder nach der Korrektur  
(rote Linien: Waldränder aus CORINE-Daten)

#### 2.2.6.4. DOM-Eigenschaften der SRTM-Daten

Im nächsten Punkt soll untersucht werden, wie stark sich die DOM-Eigenschaften der SRTM-Daten auf die SWAT Modellierung auswirken, ob ein Waldhöhenabzug tatsächlich notwendig ist oder ob die Abweichungen im Bereich der Messungenauigkeiten liegen.

Um diese Auswirkungen abschätzen zu können, bildet die Verarbeitung des DEM in SWAT ein Anhaltspunkt für die Festlegung hierfür relevanter DEM-Kennwerte. Gefälle und Höhe sind die wichtigsten Kennwerte. SWAT bestimmt für jedes Hydrotop (kleinste horizontale Untergliederung) Mittelwerte für diese Größen. Daher kann eine Abschätzung der Genauigkeit der SRTM-Daten über den Vergleich der mittleren Geländehöhe und den Vergleich der Geländegefälle in verschiedenen Skalen Hinweise auf Einflüsse der DOM-Eigenschaften (z.B. Abweichung der mittleren Höhe) und auf notwendige Korrekturen geben. Untersucht wird die Fläche, für die das DEM20m(HLUG) und das DEM50m(SRTM) vorliegen.

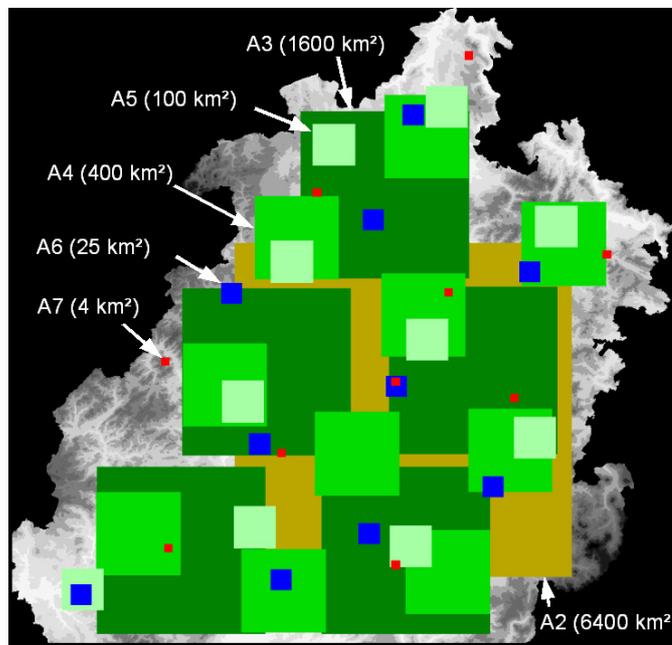
→ Definition der Gebietsform in verschiedenen Skalen: Quadrat (Ausnahme=A1=Gesamtgebiet)

→ Definition der Gebietsgrößenstufen A1 – A7 siehe *Tabelle 2*

**Tabelle 2:** Gebietsgrößenstufen A1 - A7 zur Untersuchung der Geländeeigenschaften Gefälle und mittlere Geländehöhe auf verschiedenen Skalen

Gebietsgrößenstufe	Abmessungen	Fläche [km <sup>2</sup> ]
A1		24326
A2	80 * 80 km <sup>2</sup>	6400
A3	40 * 40 km <sup>2</sup>	1600
A4	20 * 20 km <sup>2</sup>	400
A5	10 * 10 km <sup>2</sup>	100
A6	5 * 5 km <sup>2</sup>	25
A7	2 * 2 km <sup>2</sup>	4

In der Stufe A2 passt ein Quadrat in den Datenbereich (ohne Überschneidung). In der Stufe A3 sind es 5 Quadrate, die ohne Überschneidung und zufällig im Datenbereich platziert werden. In den Stufen A4 bis A7 werden jeweils 10 Quadrate zufällig im Gebiet verteilt (siehe *Abbildung 20*).



**Abbildung 20:** Anordnung der Quadrate in den Gebietsgrößenstufen A2 bis A7

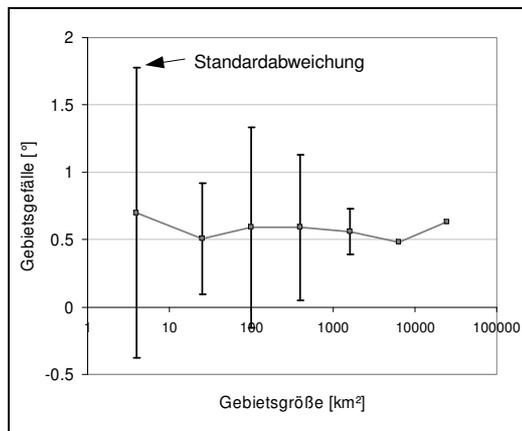
In jedem Quadrat werden jeweils zwei (DEM20m(HLUG) und DEM50m(SRTM)) mittlere Geländehöhen sowie zwei Geländegefälle bestimmt. Mit diesen Werten können je Quadrat die Differenzen zwischen den Höhenmodellen ermittelt werden. Je Größenstufe ergeben sich dann Mittelwerte der Differenzen (Ausnahmen sind A1 und A2).

Aus *Abbildung 21* geht hervor, dass es beim Gefälle keinen Zusammenhang zwischen Gebietsgröße und der Differenz

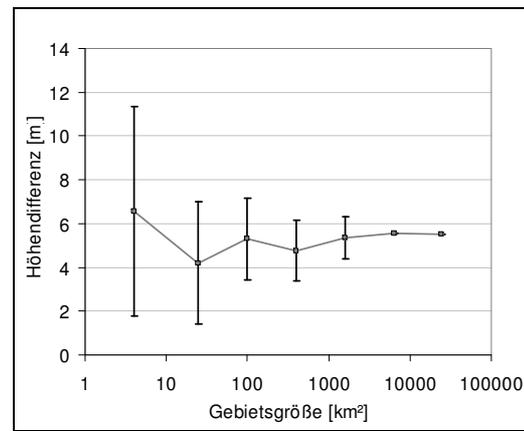
Gefälle(DEM20m(HLUG)) – Gefälle(DEM50m(SRTM))

gibt. Die Differenz beträgt auf allen untersuchten Skalen im Schnitt  $0,63^\circ$ . Wie zu erwarten erhöht sich jedoch die Varianz des Gefälles mit abnehmender Gebietsgröße.

In *Abbildung 22* ist das Ergebnis für die mittlere Gebietshöhe dargestellt. Das DEM50m(SRTM) ist grundsätzlich höher als das DEM20m(HLUG). Es ist zu erkennen, dass so wohl die Schwankungen als auch die Streuung innerhalb einer Gebietsgrößenstufe um einen Mittelwert von 5,53 m (entspricht der Abweichung bei A1) mit abnehmender Gebietsgröße ansteigen (was wie unten abgeleitet, auf die Verteilung der Waldflächen zurückzuführen ist). Das heißt, dass auch die kleinste untersuchte Skala im Mittel noch eine Mischung aus 40% Wald und 60% Rest hat. Sonst sollten bei reinen Waldgebieten auf der kleinsten Skala größere Werte entstehen.



**Abbildung 21:** Differenzen des mittleren Geländegefälles in Abhängigkeit von der Gebietsgröße



**Abbildung 22:** Differenzen der mittleren Geländehöhe in Abhängigkeit von der Gebietsgröße

Ob diese Abweichung von 5,53 m auf die DOM-Eigenschaften oder auf eine landnutzungsunabhängigen generellen Unterschied zwischen den Datenquellen zurückzuführen ist, wird mit der differenzierten Betrachtung von Flächen mit Waldbedeckung und Flächen ohne Waldbedeckung bestimmt:

- Bestimmung der mittleren Gebietshöhe der waldbedeckten Fläche des DEM20m(HLUG)
- Bestimmung der mittleren Gebietshöhe der waldbedeckten Fläche des DEM50m(SRTM)
- Bestimmung der mittleren Gebietshöhe der nicht mit Wald bedeckten Fläche des DEM20m(HLUG)
- Bestimmung der mittleren Gebietshöhe der nicht mit Wald bedeckten Fläche des DEM50m(SRTM)

**Tabelle 3:** Mittlere Geländehöhe mit/ohne Waldbedeckung

Mittlere Höhe	Fläche ohne Wald	Fläche mit Wald
DEM50m(SRTM)	296,05 m	377,05 m
DGM20m(HLUG)	295,06 m	364,56 m
Differenz	0,99 m	12,49 m

Aus *Tabelle 3* folgen eine primäre und zwei sekundäre Aussagen:

- Die oben erwähnte mittlere Abweichung von 5,53 m bei der Betrachtung des Gesamtgebietes ist auf die DOM-Eigenschaften der SRTM-Daten zurückzuführen. Denn bei einem Waldanteil von 39,66 % ergibt sich mit den gewichteten Differenzen aus *Tabelle 3* die Gleichung für die Differenz der Gesamtfläche  $D_{\text{Gesamt}} = (0,3966 \cdot 12,49 \text{ m}) + (0,6034 \cdot 0,99 \text{ m}) = 5,55 \text{ m}$ . Dieser Wert liegt erstaunlich nahe an 5,53 m. Daher folgt: Die Abweichungen der SRTM-Daten von den HLUG-Daten werden hauptsächlich durch Abweichungen bei Waldbedeckung (durch DOM-Eigenschaften) verursacht.
- Waldflächen liegen tendenziell in höheren Gebieten.
- Die Baumhöhe beträgt im untersuchten Gebiet im Mittel 12,5 m (Buche, Fichte, Mischwald), vorausgesetzt: a) Die Radarstrahlen der SRTM-Messgeräte wurden an den Baumspitzen reflektiert und nicht weiter unten ab einem bestimmten Blattflächenindex. b) Die 1m-Differenz bei nichtbewaldeten Flächen ist auf Gebäude und anderen Oberflächenbedeckungen mit geringem Flächenanteil zurückzuführen.

### 2.2.7. Zusammenfassung

- Die Höhendifferenz zwischen den SRTM-Daten und den HLUG-Daten liegt im Mittel bei 5,53m, wobei der Fehler hauptsächlich durch Waldflächen verursacht wird. Die Varianz nimmt mit abnehmender Flächengröße zu.
- Die Gebietsgefälledifferenz zwischen den SRTM-Daten und den HLUG-Daten liegt im Mittel bei 0,63°. Das Gefälle ist in den SRTM-Daten kleiner, da je Rasterzelle eine größere Fläche gemittelt wird. Das Gelände wird demnach stärker geglättet als bei den HLUG-Daten. Die Varianz nimmt mit abnehmender Teilflächengröße zu.

Bei der Bewertung dieser Ergebnisse sind die oben aufgelisteten Fehlerbereiche der Höhendaten zu berücksichtigen.

Da in SWAT der Geländehöhenmittelwert eines Hydrotops (HRU) zur Berechnung verwendet wird und die Hydrotopgröße aufgrund der Gesamtgebietsgröße nicht kleiner sein wird als 10 km<sup>2</sup> und da die Differenz zwischen den SRTM-Daten und den HLUG-Daten im Mittel 5,53 m beträgt, ist eine weitere Korrektur hinsichtlich der bereits in den Quelldaten liegenden Fehler (siehe oben) nicht sinnvoll. Die geringen Differenzen im Gefälle können und müssen nicht korrigiert werden.

Nach dem Auffüllen der Senken wird die Aufbereitung der Höhendaten abgeschlossen. Das DEM50m(SRTM) wird zur Modellierung des Fuldagebietes verwendet.

## 2.3. Bodendaten

### 2.3.1. Vorbemerkungen zu den Bodendaten

Bei Wasserhaushaltsberechnungen als auch bei Niederschlag-Abfluss-Berechnungen spielt die Modellierung des Bodenwasserhaushaltes eine zentrale Rolle. Da Bodenart, Bodenprofil, Feuchtezustand etc. die Wasserbewegung durch die Pedosphäre entscheidend beeinflussen, d.h. die Aufteilung des Effektivniederschlags auf die Abflusskomponenten bestimmen, müssen Eigenschaften des Bodens möglichst genau nachgebildet werden. Daher ist die richtige Wahl und Aufbereitung der Bodendaten von großer Bedeutung.

Bei der Auswahl der Bodendaten sind drei Punkte zu beachten:

1. Das Modell gibt vor, wie die Daten auszusehen haben. In diesem Projekt wird SWAT2005 verwendet. Dieses Modell benötigt zum einen geometrische Informationen der räumlichen Verteilung der Bodeneinheiten in Form von Vector- oder Rasterdaten. Zum anderen wird von SWAT2005 eine Datenbank verlangt, die alle physikalischen Parameter enthält (hydraulische Leitfähigkeit, pflanzenverfügbare Feldkapazität, ...) und die mit den Geometriedaten verknüpft ist.
2. Die Größe des Untersuchungsgebietes bestimmt den Maßstab der Bodendaten. Generell kann gesagt werden, dass bei zunehmender Detailliertheit der Bodendaten die Realität immer besser nachgebildet wird. Jedoch stößt man bei sehr großen Gebieten und gleichzeitig großmaßstäbigen Daten schnell an Rechenkapazitätsgrenzen. Daher ist die Genauigkeit rechner- und arbeitsaufwandabhängig.
3. In Deutschland sind die Bodendaten der Bundesländer nicht einheitlich, sie werden nur nach einheitlichen Standards erfasst. Bundesweit einheitliche Bodenübersichtskarten beginnen erst bei einem Maßstab von 1:200000 (BÜK 200).

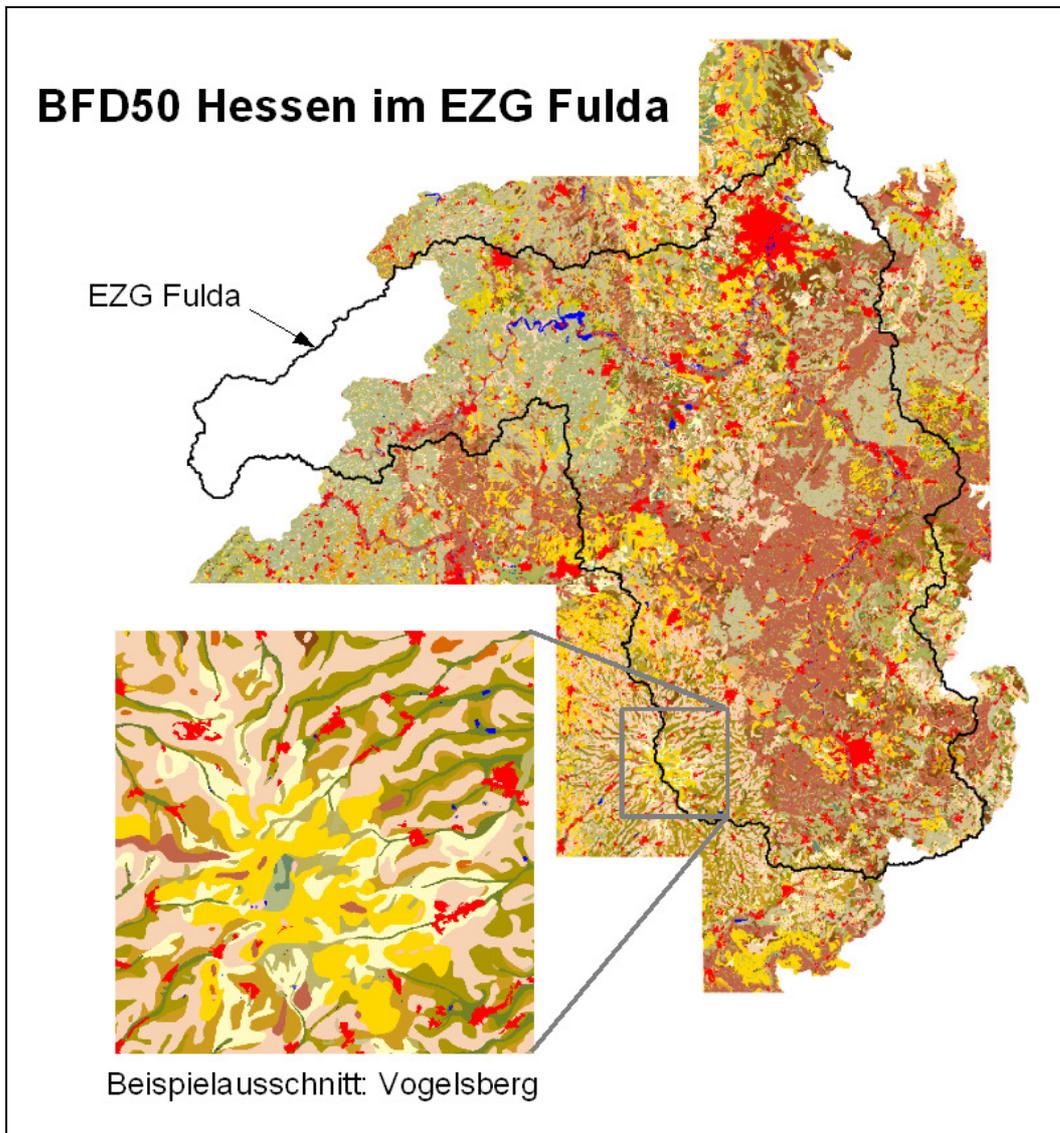
### 2.3.2. Bodendaten für das Einzugsgebiet der Fulda

Vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie wurden Bodenflächendaten von Hessen im Maßstab 1:50000 (BFD50) sowie die Basisdaten und thematischen Auswertungen Datenkategorie 2 (DK2) zur Verfügung gestellt. Diese Daten bestehen aus Geometriedaten (Bodengrenzen) und Sachdaten. Beide sind über die Gen\_ID, was die Nummer der Bodengeneraleinheit ist, miteinander verbunden. Die Sachdaten umfassen umfangreiche Profildaten für die ca. 450 Bodengeneraleinheiten in Hessen. Dazu gehören auch bodenhydraulische Parameter der Bodenhorizonte.

Eine weitere Datenquelle ist die Europäische Bodendatenbank. Diese beinhaltet eine bodengeografische Datenbank für Eurasien (Soil Geographical Database of Eurasia = SGDBE) im Maßstab 1: 1000000, sowie Datenbanken unter anderem mit geschätzten Profil- und Hydraulikparametern).

### 2.3.3. Aufbau der Bodengeometriedaten und Bodendatenbank für die Wasserhaushaltsmodellierung mit AVSWAT-X – eine detaillierte Beschreibung

Die Lieferung der BFD50 Hessen erfolgt in 28 Kartenblättern in digitaler Form. Diese 28 Blätter bedecken das EZG Fulda innerhalb Hessens und müssen zunächst zu einer Karte zusammengefügt werden. Das Ergebnis sowie die Lage des Einzugsgebietes der Fulda in diesen Bodendaten ist in *Abbildung 23* zu sehen. In Teilen des Gebietes, die in benachbarten Bundesländern liegen, liegen keine BFD50 Daten vor. Auf die Ergänzung dieser Daten wird in Abschnitt »Ergänzung der Bodendaten« eingegangen.



**Abbildung 23:** Bodenflächendaten (BFD50), EZG Fulda

Im nächsten Schritt wird die SWAT-Bodendatenbank aufgebaut. In *Tabelle 4* sind die

Parameter aufgelistet, die SWAT benötigt und die aus den Sachdaten der BFD50 ermittelt werden.

**Tabelle 4:** SWAT-Bodenparameter, die aus den BFD50-Daten ermittelt werden

<i>Parameter</i>	<i>Beschreibung</i>
<b>Allgemeine Angaben</b>	
<i>SNAME</i>	Bodenkurzbezeichnung
<i>NLAYER</i>	Anzahl der Bodenschichten
<i>HYDGRP</i>	Bodenhydrologische Gruppe
<i>SOL_ZMX</i>	Maximale Wurzeltiefe [mm]
<i>ANION</i>	anionenaustauschaktive Porosität (optional)
<i>SOL_CRK</i>	potentielles Spalten/Rissvolumen (optional)
<i>TEXTURE</i>	Bodentextur (optional)
<b>Angaben für jede Bodenschicht</b>	
<i>SOL_Z</i>	Tiefe von der Bodenoberfläche bis zur Untergrenze der Bodenschicht [m]
<i>SOL_BD</i>	feuchte Lagerungsdichte [g/cm <sup>3</sup> ]
<i>SOL_AWC</i>	verfügbare Feldkapazität [mm/mm]
<i>SOL_K</i>	gesättigte hydr. Leitfähigkeit [mm/hr]
<i>SOL_CBN</i>	Gehalt an organischem Kohlenstoff [%]
<i>CLAY</i>	Tongehalt [%]
<i>SILT</i>	Schluffgehalt [%]
<i>SAND</i>	Sandgehalt [%]
<i>ROCK</i>	Grobbodenanteil [%]
<i>SOL_ALB</i>	Albedo (feuchter Boden)
<i>USLE</i>	Erodierbarkeitsfaktor des Bodens
<i>SOL_EC</i>	elektrische Leitfähigkeit [dS/m]

### 2.3.3.1. Ableitung der SWAT-Bodendatenbank-Parameter aus den BFD50-Sachdaten

#### *SNAME*

Zur besseren Übersicht wird hier jeweils die Bodengeneraleinheit mit dem jeweils davor gesetzten Abkürzung »GN\_ID« verwendet (Beispiel: GN\_ID\_399).

#### *NLAYER*

Es wird die Schichtanzahl aus den BFD50-Sachdaten übernommen. In diesen Sachdaten werden die Bodengeneraleinheiten differenziert nach Landnutzung angegeben, d.h. die Schichtanzahl kann zwischen einer GN\_ID mit Waldbedeckung und einer

GN\_ID mit landwirtschaftlicher Nutzfläche variieren (es erfolgt eine weitere Unterteilung in BN\_ID). Da der Umfang der Bodengeneraleinheiten ohne Verschneidung mit der Landnutzung bereits sehr hoch ist, werden nicht die BN\_ID-Einheiten verwendet, sondern die typische Schichtanzahl in einer GN\_ID übernommen und nur ein Eintrag je GN\_ID in der Bodendatenbank übernommen. Teilweise wird so z.B. eine Humusschicht nicht berücksichtigt, die bei einer Waldbedeckung auftaucht, jedoch sonst größtenteils bei einer Bodeneinheit nicht vorkommt.

#### *HYDGRP*

Der U.S. Natural Resource Conservation Service (NRCS) teilt Böden hinsichtlich ihrer Infiltrationseigenschaften bei kompletter Durchfeuchtung in vier hydrologische Gruppen auf:

A: Böden mit einer sehr hohen Infiltrationsraten

B: Böden mit moderaten Infiltrationsraten

C: Böden mit geringen Infiltrationsraten

D: Böden mit sehr geringen Infiltrationsraten

Eine Zusammenfassung der USDA Soil Survey-Richtlinien kann im SWAT-Manual (Input-Output-Manual, Kapitel 22, Tabelle 22-1) nachgelesen werden. Die daraus abgeleiteten Regeln zur Zuordnung der BFD50-Bodengeneraleinheiten zu diesen hydrologischen Gruppen lassen sich weiter für den Spezialfall BFD50 zusammenfassen:

A:  $K_{\text{sat}} = 1800 \text{ mm/hr}$

B:  $K_{\text{sat}} = 180 \text{ mm/hr}$

C:  $K_{\text{sat}} = 1,8 \text{ mm/hr}$

D:  $K_{\text{sat}} = 0,018 \text{ mm/hr}$

Wenn die minimale hydraulische Leitfähigkeit unterhalb 50 cm bis 100 cm Tiefe auftritt, dann wird die Klasse um eine Klasse erhöht. Tritt die minimale Leitfähigkeit unterhalb 100 cm auf, dann gelten die Leitfähigkeiten über 100 cm Tiefe.

Die oben aufgeführten Werte für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ergeben sich aus der Problematik der Zuordnung der Bodeneinheiten zu repräsentativen  $K_{\text{sat}}$ . Bei der Beschreibung von SOL\_K wird darauf näher eingegangen.

#### *SOL\_ZMX*

Bei der maximalen Durchwurzelungstiefe wird angenommen, dass sich die Wurzeln durch das ganze Bodenprofil entwickeln können. Daher entspricht SOL\_ZMX in diesem Fall der Untergrenze der untersten Schicht der GN\_ID und kann als Mächtigkeit des Bodenprofils betrachtet werden.

#### *ANION*

Dieser Wert ist optional und wird in diesem Fall nicht benötigt. Dieses Datenfeld bleibt leer.

*SOL\_CRK*

Dieser Wert ist optional. Er wird in Gebieten mit dominantem Vertisol-Vorkommen benötigt. Dieses Datenfeld bleibt leer.

*TEXTURE*

Diese Angaben werden vom Modell nicht verwendet und dienen nur als Zusatzinformation. In diesem Fall wird die Feinbodenartenabfolge der Bodenschichten angegeben, beginnend mit der obersten Schicht. (Beispiel: Ut4-Ut4-Lt3-Lts)

*SOL\_Z*

Wie bei *NLAYER* beschrieben, unterscheiden sich die Schichtungen innerhalb einer *GN\_ID* bei unterschiedlichen Landnutzungsarten. Die Schichtdicken *SOL\_Z* (Untergrenze der Schicht) werden bei Unterschieden zwischen den Landnutzungen gemittelt.

*SOL\_BD*

Die Lagerungsdichte des feuchten Bodens wird durch

$$\rho_b = M_s / V_T \quad (14)$$

mit  $M_s$  Trockenmasse  
 $V_T$  Volumen bei Feldkapazität

beschrieben. In der Sachdatenbank der BFD50 sind für die Bodenschichten die Trockenrohdichten angegeben. Es wird nun angenommen, dass die Böden im EZG Fulda geringe Quelleigenschaften aufweisen, so dass für die Lagerungsdichte des feuchten Bodens die Trockenrohdichte angenommen werden kann.

Die BFD50-Sachdatenbank gibt für die Bodenschichten Klassen und dazugehörige Bereiche der Trockenrohdichte / geschätzte Packungsdichte an. In der SWAT-Bodendatenbank werden für die Bodenschichten jeweils die Mittelwerte verwendet, da kein Wertebereich angegeben werden kann (*Tabelle 5*):

**Tabelle 5:** Ableitung der SWAT-Trockenrohdichten aus den BFD50-Sachdaten

Klasse	Trockenrohdichte; geschätzte Packungsdichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Wert in SWAT-Bodendatenbank [g/cm <sup>3</sup> ]
pt1	< 1,25	1,1*
pt2	1,25 – 1,45	1,35
pt3	1,45 – 1,65	1,55
pt4	1,65 – 1,85	1,75
pt5	> 1,85	1,9*

\**SOL\_BD* liegt laut SWAT-Manual üblicherweise zwischen 1,1 und 1,9 g/cm<sup>3</sup>

*SOL\_AWC*

Dieser Wert entspricht der nutzbaren Feldkapazität (nFK). Für die Bodengeneralein-

heiten werden jeweils für die nutzbare Feldkapazität bis 100 cm Profiltiefe die Beschreibungen

sehr gering	(0 – 60 mm [30 mm]),
gering	(>60 – 140 mm [100 mm]),
mittel	(>140 – 200 mm [180 mm]),
hoch	(>200 – 300 mm [250 mm]) und
sehr hoch	(>300 mm [300 mm])

angegeben. Den Bodengeneraleinheiten werden in der SWAT-Bodendatenbank den Mittelwert dieser jeweils zugewiesenen Bereiche in allen Schichten zugeordnet.

### SOL\_K

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wird in der BFD50-Sachdatenbank für die Bodenschichten nicht angegeben. Angaben über die Feinbodenart sind hingegen vorhanden, so dass eine indirekte Abschätzung von SOL\_K möglich wird. Dies erweist sich jedoch als schwierig, denn es gibt keine klare SOL\_K-Zuweisung zu den Feinbodenarten. Die Bereiche überschneiden sich, so dass einem SOL\_K-Bereich mehrere Feinbodenarten zugewiesen werden können. Zudem gibt es in der Literatur variierende Angaben. So beträgt die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit für Ton laut HILLEL (1998)  $10^{-8} - 10^{-10}$  m/s, laut HÖLTING (1996)  $< 10^{-9}$  m/s und laut SCHEFFER (1984)  $4 \cdot 10^{-3} - 10^{-9}$  m/s. Die Angaben widersprechen sich nicht, sie spiegeln jedoch die Schwierigkeit einer SOL\_K-Zuweisung wider. In der vorliegenden Literatur wird HILLEL am konkretesten, was die Zuweisung eines K-Wertes zu einer Bodenart betrifft, die Bereiche überschneiden sich nicht, wie in anderen Quellen:

Ton	$10^{-10} - 10^{-8}$ m/s
Schluff	$10^{-8} - 10^{-6}$ m/s
Sand	$10^{-5} - 10^{-3}$ m/s

Einen Bereich für Lehm gibt HILLEL (1998) nicht an. Jedoch wird von SCHEFFER (1984) ein Bereich von  $10^{-4} - 10^{-7}$  m/s abgeschätzt.

In der ArcView-Bodendatenbank muss ein konkreter Wert für die hydraulische Leitfähigkeit angegeben werden. Daher wird für die genannten Bereiche der Mittelwert der jeweiligen Feinbodenart zugewiesen (siehe *Tabelle 6*).

**Tabelle 6:** Feinbodenarten und hydraulische Leitfähigkeiten

Feinbodenart	hydraul. Leitfähigkeit [m/s]	Mittelwert [mm/hr]
<i>Sande</i> Ss, St2, Su2, Sl2, Sl3, Su3, Su4	$5 \cdot 10^{-4}$	1800
<i>Lehme</i> Slu, Sl4, St3, St3, Lt2, Ls2, Ls3, Ls4, Lts, Ts3, Ts4	$5 \cdot 10^{-5}$	180
<i>Schluffe</i> Us, Uu, Ut2, Ut3, Uls, Ut4, Lu	$5 \cdot 10^{-7}$	1,8
<i>Tone</i> Tu3, Tu4, Lt3, Tt, Tu2, Tl, Ts2	$5 \cdot 10^{-9}$	0,018

*SOL\_CBN*

In den BFD50 wird der Humusgehalt in sieben Klassen angegeben (siehe *Tabelle 7*). SOL\_CBN ist der Gehalt an organischem Kohlenstoff [Masse-%], wobei die Bezugsmasse dem 2mm-Siebdurchgang entspricht (ohne Grobboden). Der Humusgehalt wird näherungsweise mit dem Gehalt an organischem Kohlenstoff gleichgesetzt. In der Bodendatenbank können SOL\_CBN-Werte von 0 – 10 % angegeben werden. Die BFD50-Klassen h5, h6 und h7 werden daher zusammengefasst.

**Tabelle 7:** Humusgehaltsklassen in den BFD50 und in den SWAT-Bodendaten

Beschreibung	Kurzbezeichnung	Humusanteil [Masse-%]	Mittelwert für SWAT [Masse-%]
humusfrei	h0	0	0
sehr schwach humos	h1	<1	0,5
schwach humos	h2	1 -2	1,5
mittel humos	h3	2 – 4 unter Acker 2 – 5 unter Wald	3
stark humos	h4	4 – 8 unter Acker 5 – 10 unter Wald	6
sehr stark humos	h5	8 – 15 unter Acker 10 – 15 unter Wald	>10
extrem humos	h6	15 - 30	>10
organisch	h7	>30	>10

*CLAY*

In SWAT wird der Bodenanteil mit dem Korndurchmesser < 0,002 mm als Ton definiert. Dies entspricht der in den BFD50 verwendeten Definition.

*SILT*

In SWAT wird der Bodenanteil mit dem Korndurchmesser 0,002 – 0,05 mm als Schluff definiert, in den BFD50 jedoch über den Korngrößenbereich 0,002 – 0,063 mm. Näherungsweise müssen beide Bereiche gleichgesetzt werden.

*SAND*

In SWAT wird der Bodenanteil mit dem Korndurchmesser 0,05 – 2,0 mm als Sand definiert, in den BFD50 jedoch über den Korngrößenbereich 0,063 – 2,0 mm. Näherungsweise müssen beide Bereiche gleichgesetzt werden

*ROCK*

CLAY, SILT und SAND beziehen sich auf den 2 mm Siebdurchgang und sind in der Summe 100 %. ROCK beschreibt den Anteil an Korngrößen > 2 mm. Der prozentuale Massenanteil bezieht sich auf die gesamte Bodenmasse.

In den BFD50-Sachdaten sind für die Bodenschichten in den Bodengeneraleinheiten die repräsentativen Grobbodenanteile in [Vol%] und in fünf Klassen mit jeweils ei-

nem Bereich angegeben (siehe *Tabelle 8*). Eine Gleichsetzung von Volumenprozent und Massenprozent setzt die gleiche Dichte von Grobbodenmaterial und Feinboden voraus. Angesichts der bereits bestehenden Ungenauigkeiten in der Abschätzung des Volumenanteils liegt eine derartige Gleichsetzung im Rahmen der Fehler, solange die Annahme einer ähnlichen Dichte von Grob- und Feinbodenfraktion erlaubt ist. Daher werden die Vol-% und Masse% für die Übertragung von den BFD50-Sachdaten auf die SWAT-Bodendatenbank gleichgesetzt. Es wird jeweils der Mittelwert der BFD50-Klasse gewählt (*Tabelle 8*).

**Tabelle 8:** Repr. Grobbodenanteil; Klasseneinteilung nach Erfassungsstandard Boden

Klasse	Grobbodenanteil [Vol-%]	Mittelwert [Vol-%]
1	<2	1
2	2 – 10	6
3	10 – 25	17,5
4	25 – 50	37,5
5	50 – 75	57,5
6	>75	87,5

#### *SOL\_ALB*

Laut SCHÖNWIESE (2003) beträgt die Albedo von dunklen Böden 5 – 10%, von Ackerböden 5 – 20%. DYCK & PESCHKE (1983) gibt für dunklen, feuchten Boden einen Bereich von 5 – 20% an. Unter Bezug auf diese Angaben wird in dieser Arbeit generell eine Albedo von 10% für feuchte Erde angenommen.

#### *USLE*

Bei diesem Wert wird für alle Böden und Bodenschichten ein vorgegebener Wert von 0,17 (metric ton m<sup>2</sup> hr)/(m<sup>3</sup>-metric ton cm) verwendet. Er ist ein Bodenerosionsfaktor, der die Erodierbarkeit eines Bodens beschreibt. Die Menge an Boden in m<sup>3</sup> die je m<sup>2</sup> abgetragen wird, ist von der Bodenzusammensetzung (je mehr Schluff, um so weniger Erosion) und von der Bodenstruktur abhängig.

### 2.3.3.2. Aufbau der SWAT-Bodendatenbank

Für alle 231 Bodengeneraleinheiten im Einzugsgebiet der Fulda und für jede Bodenschicht in einer Bodengeneraleinheit wurden die SWAT-Bodenparameter abgeleitet und in die Datenbank eingegeben (bei der Berücksichtigung der Landnutzung würde sich der Umfang der Datenbank nahezu verdreifachen)

In den BFD50 sind es 231 Bodengeneraleinheiten, die im EZG Fulda liegen. Einheiten mit sehr kleinen Flächenanteilen (wenige Raster im 20m-Grid) werden in benachbarte große Einheiten eingegliedert. So kann der Umfang der Datenbank um 34 Bodengeneraleinheiten auf 197 reduziert werden.

In SWAT wird in den kleinsten horizontalen Berechnungseinheiten (Hydrotopen) jeweils mit der häufigsten Bodenart gerechnet. Die Hydrotope werden bei der Modellierung des EZG Fulda so groß sein, dass manche Bodengeneraleinheiten aufgrund ihrer sehr kleinen Fläche nicht berücksichtigt werden. So ist eine Eingliederung sehr kleiner Einheiten in große Einheiten begründet.

Gewässer (GN\_ID = 1000) werden in der Bodendatenbank als versiegelte Flächen ( $K_{\text{sat}} = 0$  mm/h) berücksichtigt.

Siedlungsflächen (GN\_ID = 999) sind Flächen mit hohem Versiegelungsgrad. Dieser Versiegelungsgrad wird nicht mit 100 % in der Datenbank berücksichtigt (Siedlungsflächen sind keine geschlossenen Betonflächen). Diese Flächen werden in der SWAT-Bodendatenbank als Böden mit sehr geringen Infiltrationsraten (Hydrologic Group D), mit  $K_{\text{sat}} = 0,018$  mm/h, mit der hohen Lagerungsdichte von 2 g/cm<sup>3</sup> und mit der Feinbodenart Ls3 (sandiger Lehm) berücksichtigt.

### 2.3.4. Ergänzung der Bodendaten

Die BFD50 liegen nur für das Land Hessen vor. Teilbereiche des Einzugsgebietes der Fulda liegen in anderen Bundesländern (siehe *Abbildung 24*). Mit Hilfe der europäischen Bodendatenbank werden diese Lücken ergänzt.

Die Europäische Bodendatenbank besteht aus mehreren Teilen:

- Soil Geographical Data-base of Eurasia (SGDBE) im Maßstab 1:1000000
- Pedo Transfer Rules Database (PTRDB)
- Soil Profile Analytical Database of Europa (SPADBE)
- Database of Hydraulic Properties of European Soils (HYPRES)

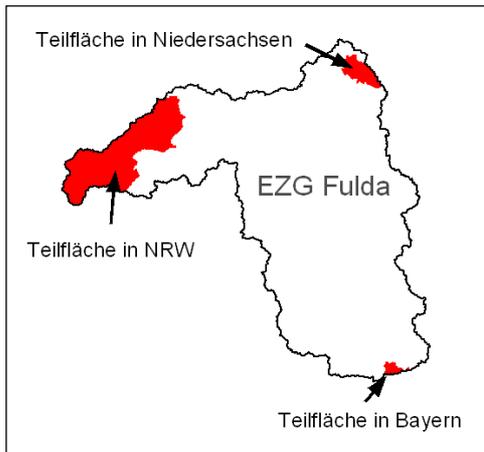
Die SGDBE enthält Geometriedaten der bodentypologischen Einheiten (Soil Typological Units = STU) sowie eine große Anzahl von STU-Attributen. Die Pedo Transfer Rules Database ist mit der SGDBE über die STUs verknüpft und enthält Schätzungen wichtiger Bodenkenngrößen. Die Profile Analytical Database of Europa besteht aus geschätzten Bodenprofilen mit detaillierten Horizontbeschreibungen. Diese Profildatenbank hat keinen Raumbezug. Erst durch eine Verbindungstabelle werden den STUs der SGDBE geschätzte Profile der SGDBE zugewiesen.

Für das Einzugsgebiet der Fulda sowie für Deutschland existieren keine Einträge in der Verbindungstabelle, d.h. den STUs in Deutschland können keine Profile zugewiesen werden. Dies wird erst in der nächsten Version der Europäischen Bodendatenbank möglich sein.

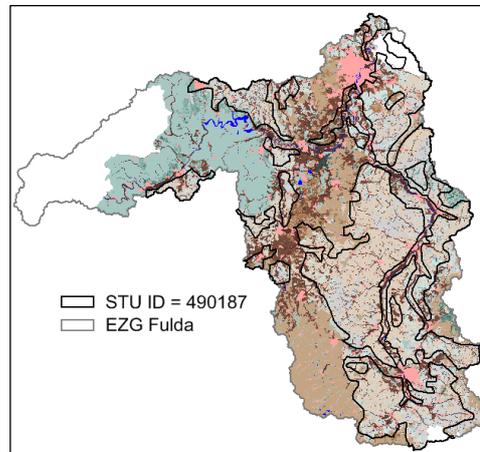
Das Prinzip der Datenergänzung im EZG Fulda (Erweiterung der BFD50 Daten auf die Teilflächen des Gebietes, die in anderen Bundesländern liegen):

- A Innerhalb einer bodentypologischen Einheit der Europäischen Bodendatenbank (STU) liegt eine charakteristische Typenhäufigkeitsverteilung der BFD50 vor.
- B Ermittlung der häufigsten BFD50 Böden innerhalb einer STU
- C Ermittlung der räumlichen Korrelation zwischen den häufigsten BFD50 Böden innerhalb einer STU und dem Geländegefälle. D.h. es wird ermittelt, welcher Gefällebereich für eine Bodenart typisch ist.

D In Gebieten, wo BFD50-Daten fehlen, aber die STUs bekannt sind, können durch die Punkte A-C die häufigsten BFD50 Böden sowie deren räumliche Verteilung über das Geländegefälle abgeschätzt werden.

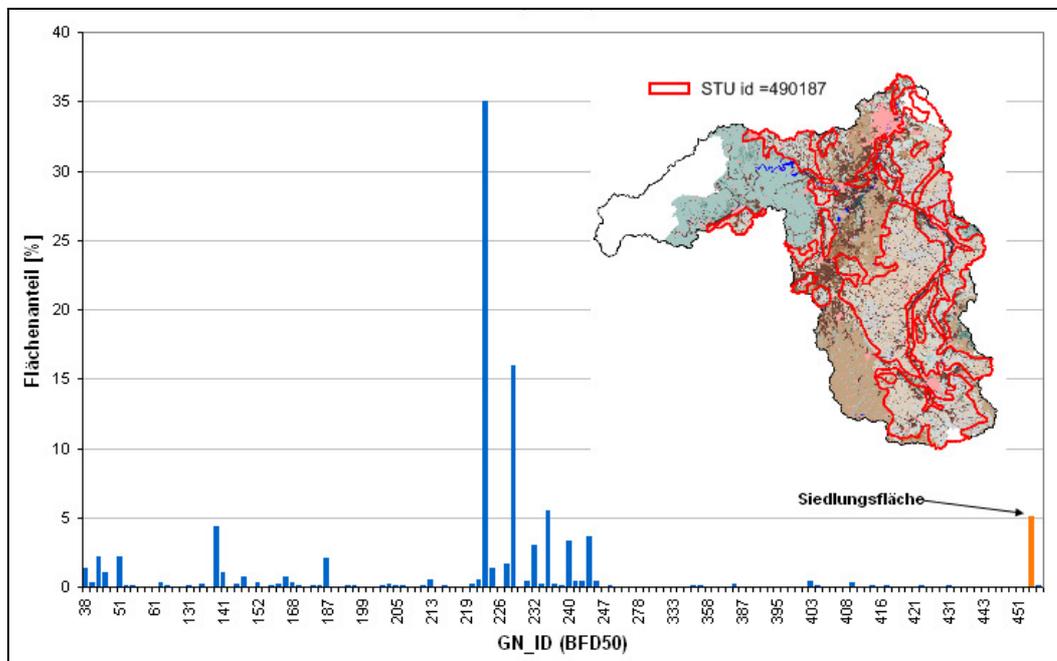


**Abbildung 24:** Fehlende Bodendaten



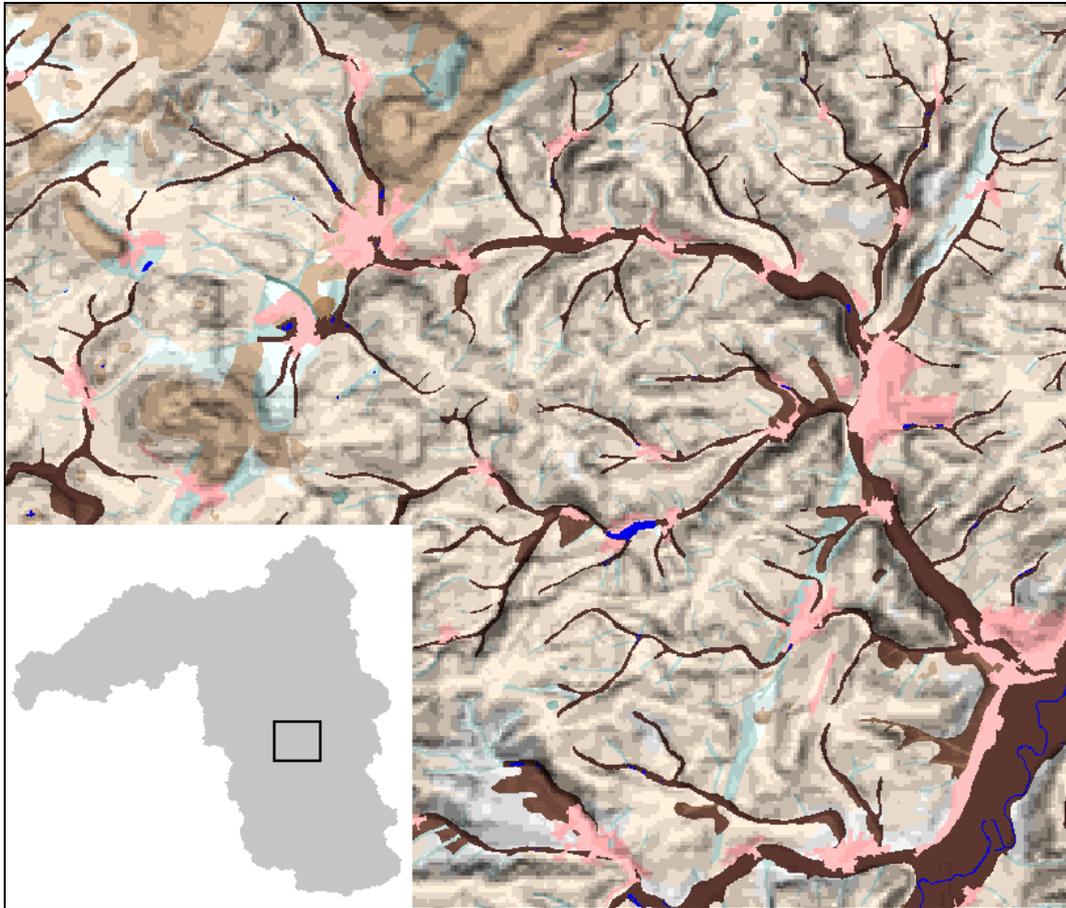
**Abbildung 25:** Beispiel - BFD50 und Geometriedaten der Soil Typologic Units der European Soil Database

Für die Ergänzung der BFD50 erfolgt im ersten Schritt ein optischer Vergleich. Wie in *Abbildung 25* zu erkennen ist, besitzen die BFD50 eine typische statistische Verteilung innerhalb des Beispiels STU 490187. Diese STU typische BFD50-Verteilung wird für jedes STU, das innerhalb des EZG Fulda liegt, ermittelt. In *Abbildung 26* ist die statistische Verteilung (Flächenanteil in %) beispielhaft für das STU ID = 490187 dargestellt.



**Abbildung 26:** Anteil der BFD50 Bodendaten (Hessen) an der STU ID 490187

In den BFD50 spiegelt sich in der räumlichen Bodenartenverteilung deutlich die Topographie wider. Wie in *Abbildung 27* zu sehen ist, sind geringe Gefälle an typischen Bodenarten zu erkennen (z.B. Flussläufe, Täler und Hochebenen). Dies liegt an den unterschiedlichen Rahmenbedingungen für die Pedogenese an den Standorten (Erosion, Sonneneinstrahlung, Luv-Lee-Effekte, etc.)

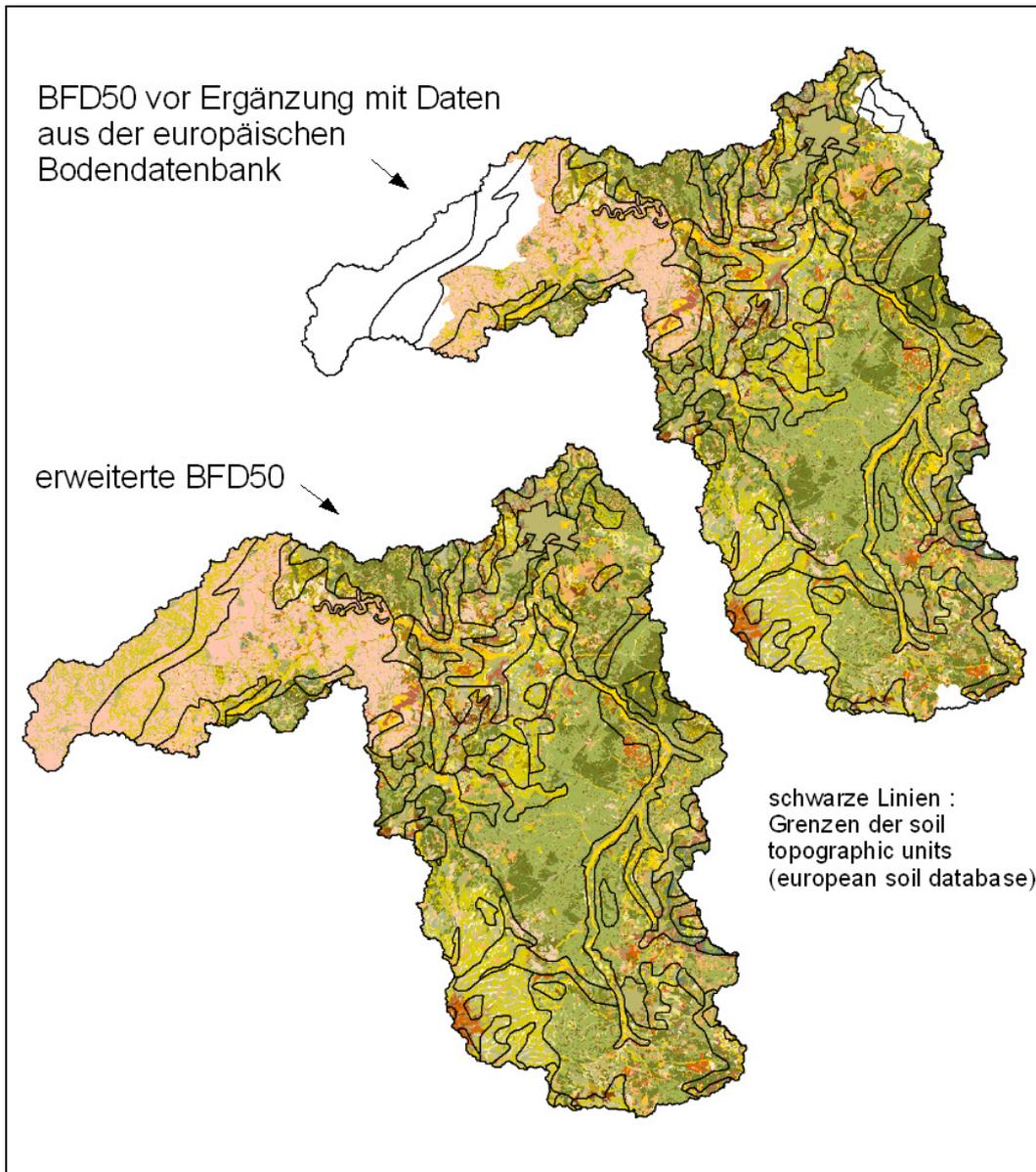


**Abbildung 27:** Beispielausschnitt aus den BDF50 - die Bodendaten mit dem Gefälle (als Schatten erkennbar) überlagert

Bei der Generierung der Bodendaten für die Datenlücken wird daher neben der statistischen Verteilung der Böden in den STUs zur Bestimmung der räumlichen Verteilung das Geländegefälle berücksichtigt. Dazu werden für die häufigsten GN\_ID in einer STU jeweils typische Gefällebandbreiten (gesamter Datenbereich) ermittelt. In den Gebieten mit Bodendatenlücken werden diesen Gefällebandbreiten die entsprechende GN\_ID zugewiesen und dann getestet, ob die statistische Verteilung der häufigsten Bodenarten der STU-typischen Verteilung entspricht. Bei Differenzen werden die Gefällebandbreiten korrigiert.

Bei diesem Vorgehen wird vorausgesetzt, dass der Großteil des STUs mit BFD50 bedeckt ist und die Verteilung der GN\_ID auch der Verteilung im Bereich desselben STUs ohne BFD50 entspricht.

In *Abbildung 28* ist das Ergebnis der Datenergänzung im Vergleich mit den ursprünglichen Daten dargestellt.



**Abbildung 28:** Vergleich BFD50 vor und nach der Datenergänzung

## 2.4. Landnutzungsdaten

### *Corine Land Cover 2000*

Corine Land Cover 2000 (CLC2000) ist ein Produkt der europäischen Umweltagentur (EEA) und seinen Mitgliedsstaaten im europäischen Umweltinformations- und Beobachtungsnetzwerk und ist Teil des Programms CORINE (COoRdination of Information on the Environment). CLC 2000 liefert europaweit konsistente Daten der Landnutzung, die aus orthorektifizierten Landsat-7 Daten aus den Jahren 1999 bis 2001 im Maßstab 1:100000 gewonnen wurden. Die Landnutzung wird in Deutschland in 37 Bodenbedeckungsklassen unterteilt. Im Fuldagebiet sind es 27 Klassen (siehe *Tabelle 9* und *Anhang A1*).

**Tabelle 9:** CLC-Klassen im Fuldagebiet

---

CLC-Code	CLC-Klasse
111	Flächen durchgängig städtischer Prägung
112	Flächen nicht durchgängig städtischer Prägung
121	Industrie- und Gewerbeflächen
122	Straßen und Eisenbahnen
124	Flughäfen
131	Abbauflächen
132	Deponie und Abraumhalden
133	Baustellen
141	Städtische Gründfläche
142	Sport und Freizeitanlagen
211	Nicht bewässertes Ackerland
222	Obst- und Beerenobstbestände
231	Wiesen und Weiden
242	Komplexe Parzellenstrukturen
243	Landwirtschaft mit natürlicher Bodenbedeckung
311	Laubwald
312	Nadelwald
313	Mischwald
321	Natürliches Grasland
322	Heiden und Moorheiden
324	Wald-Strauch-Übergangsstadien
332	Felsflächen ohne Vegetation
333	Flächen mit spärlicher Vegetation
411	Sümpfe
412	Torfmoore
511	Gewässerläufe
512	Wasserfläche

---

---

## KAPITEL 3    Aufbau und Kalibrierung eines Modells für das Einzugsgebiet der Fulda

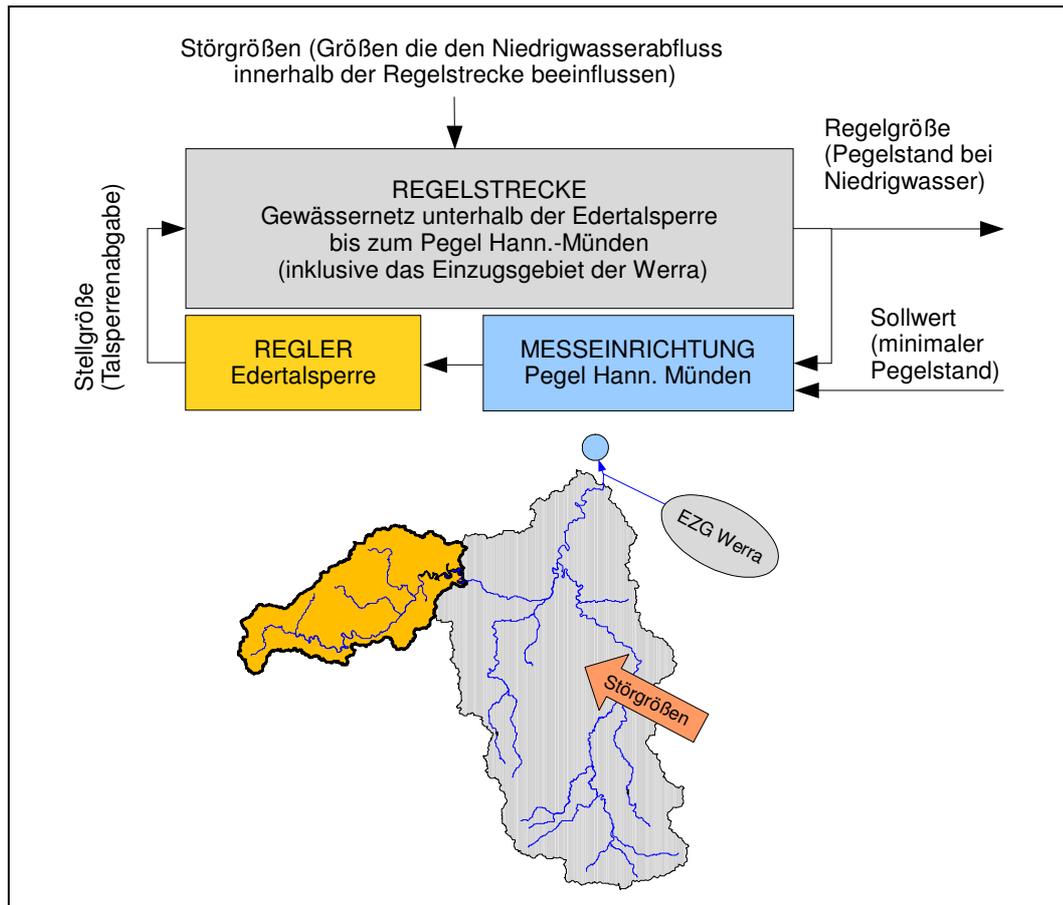
### 3.1.    Allgemeines zur Modellierung mit SWAT

SWAT unterteilt ein hydrologisches System in große Bilanzierungseinheiten, in sogenannte Teileinzugsgebiete (Subbasins). Diese Teileinzugsgebiete werden wiederum unterteilt in Hydrotope, auch HRUs (hydrologic response units) genannt. Dabei wird ein Grenzwert des Flächenanteils festgelegt, ab der eine Landnutzung in die Berechnung eingeht. In diesen Landnutzungsanteilen werden wiederum Grenzwerte des Flächenanteils festgelegt, ab der eine Bodenart betrachtet, d.h. mit einer Landnutzung in einem Hydrotop kombiniert wird.

Da innerhalb eines Subbasins die Klimadaten nicht räumlich differenziert werden, d.h. für jede Klimagröße gilt innerhalb eines Subbasins für alle Hydrotope eine Subbasin-Mittelwert-Zeitreihe, wird erst ab einer bestimmten Teilgebietsanzahl die notwendige Genauigkeit erreicht. Auch die topographischen Parameter, wie z.B. das mittlere Geländegefälle, werden als ein konstanter Wert vom ArcView-Interface AVSWAT-X allen Hydrotopen innerhalb des Subbasins zugewiesen.

Die Einteilung des EZG oberhalb des Pegels Bonaforth (Fulda) in Teileinzugsgebiete ist durch die Lage der Pegel, Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken gegeben. Damit alle Teilgebiete eine ähnliche Größe aufweisen, werden an wichtigen Flussmündungen und Flussabschnitten zusätzliche Bilanzierungspunkte gesetzt. Somit wird das Gesamteinzugsgebiet der Fulda in 34 Teilgebiete und in insgesamt 284 Hydrotope unterteilt (letztere resultieren aus der Kombination von 27 Landnutzungsklassen und 197 Bodentypen). Die Grenzwerte bei der Hydrotopbildung wurden mit jeweils 10 % Flächenanteil bei der Landnutzung und bei den Bodenarten festgelegt.

Die Edertalsperre kann nicht direkt mit SWAT modelliert werden. Dies liegt vor allem an der Art und Weise, wie die Talsperre gesteuert wird: Es gibt zwar jahreszeitabhängige Speicherziele und Speicherabflussmengen; wie und ob diese Vorgaben erreicht werden, ist jedoch stark von der jeweiligen meteorologischen Situation und letztlich von der Erfahrung der zuständigen Betreiber abhängig. Alleine die Steuerung durch den Durchfluss am Pegel Hann. Münden (Weser) zur Niedrigwassererhöhung ist in SWAT nicht realisierbar: Die talsperrenregulierte Eder fließt in die Fulda, aus Fulda und Werra wird die Weser am Pegel Hann. Münden. Der Pegel Hann. Münden ist die Hauptsteuergröße der Edertalsperre. Die Edertalsperre beeinflusst sich in der Rückkopplung innerhalb eines Regelkreises bei Niedrigwasser selbst (siehe *Abbildung 29*): Wird der Sollwert (Pegelstand von 120cm am Pegel Hann. Münden nicht erreicht, dann gibt der »Regler« Edertalsperre entsprechend mehr Wasser in die Regelstrecke ab, wodurch die Regelgröße Pegelstand sich ändert und somit auch die Differenz von Sollwert und aktuellem Pegelstand.



**Abbildung 29:** Die Edertalsperre als Regler im Regelkreis zur Niedrigwassererhöhung am Pegel Hann. Münden

Dieses Problem wird mit einem vereinfachten Ansatz gelöst, und dieser Ansatz legt auch die Vorgehensweise bei der Kalibrierung, Validierung und auch die einzelnen Schritte bei der Anwendung des Modells fest:

Im ersten Abschnitt wird die Edertalsperre mit einem externen Modell simuliert, wozu SWAT-Berechnungen (Zuflussmengen, Potentielle Verdunstung, ...) des Talsperreneinzugsgebietes (EZG oberhalb des Pegels Affoldern) und der Durchfluss am Pegel Hann. Münden benötigt werden. Der theoretische talsperrenunbeeinflusste Durchfluss am Pegel Hann. Münden kann, wie später gezeigt wird, mit dem Durchfluss am Pegel Grebenau abgeschätzt werden, denn dieser Pegel ist die Messstelle mit dem größten talsperrenunbeeinflussten Einzugsgebiet innerhalb des EZG Fulda. Der Berechnungsablauf gliedert sich somit in sechs Schritte:

- A SWAT-Modellierung des Einzugsgebietes der Edertalsperre (Pegel Affoldern, Eder)
- B SWAT-Modellierung des Einzugsgebietes des Pegels Grebenau (Fulda)
- C Reduzierung geringer systematischer SWAT-Fehler aus Schritt B im Niedrigwasserbereich mit einem künstlichen neuronalen Netz (KNN),
- D Berechnung des Durchflusses am Pegel Hann. Münden mit den korrigierten Durchflüssen am Pegel Grebenau über Regressionsbeziehungen,

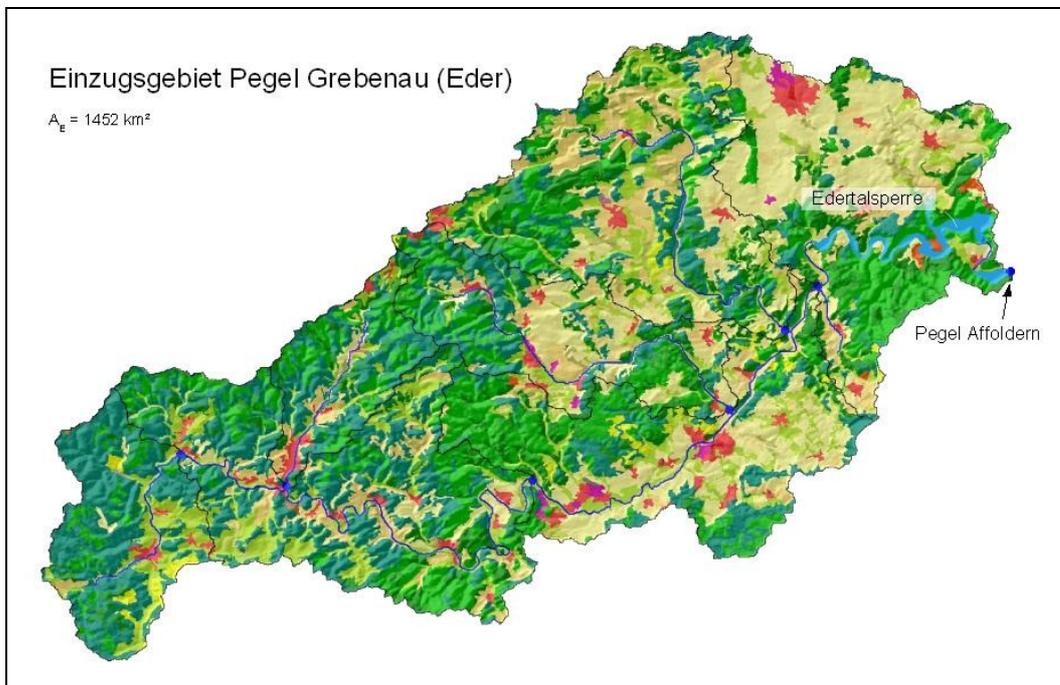
- E Berechnung der Edertalsperre mit einem externen physikalisch begründeten Modell mit den Ergebnissen aus A und D,
- F Modellierung des restlichen Einzugsgebietes mit SWAT ohne die bereits berechneten Oberliegergebiete (Edertalsperre und EZG Pegel Grebenau), wobei deren Abflüsse als Zuflusszeitreihen vorgegeben werden,
- G Korrektur der berechneten Durchflussganglinie am Pegel Bonaforth(Fulda) mit einem KNN

### 3.2. Schritt A - Grundlagen, Aufbau, Kalibrierung und Validierung von Teilsystem EZG Pegel Affoldern

Der Pegel Affoldern (Lage des Pegels innerhalb des EZG Fulda siehe *Abbildung 3*, Kapitel 2 und *Anhang A4*) liegt wenige Kilometer unterhalb der Edertalsperre am Auslass des Affolderner Sees. Sein Einzugsgebiet ist 1452 km<sup>2</sup> groß.

Informationen zu diesem und zu anderen Pegeln in Hessen können unter <http://www.wsa-hmue.wsv.de/gewaesserkunde/pegelstammdaten/index.html> abgerufen werden (Stand Juli 2010)

Die mittlere Höhe beträgt 465 müNN, wobei die maximale Höhe 842 müNN und die niedrigste Höhe 199 müNN betragen. Die häufigsten Landnutzungsarten sind Waldflächen, landwirtschaftlich genutzte Flächen und Grünland (siehe *Tabelle 10* und *Abbildung 30*).



**Abbildung 30:** Das Einzugsgebiet des Pegels Affoldern (Eder)

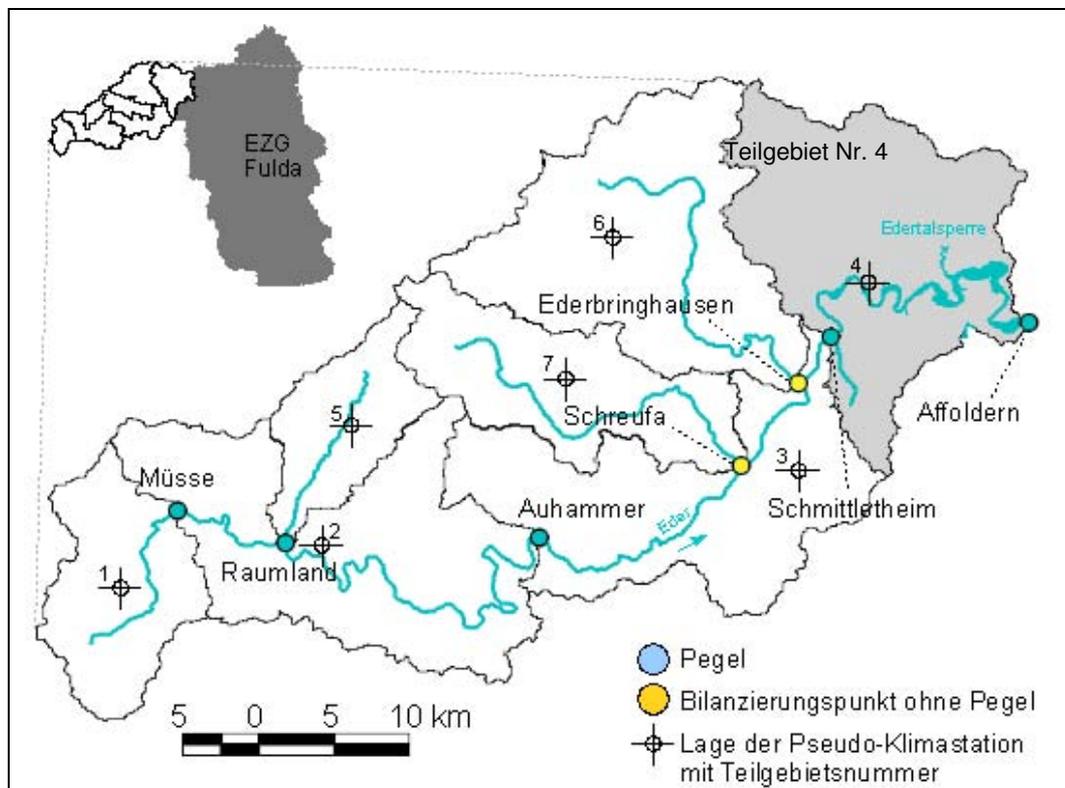
GN\_ID\_278 (68,98% Flächenanteil), GN\_ID\_276 (18,28% Flächenanteil) sowie GN\_ID\_228 (6,61% Flächenanteil) sind die häufigsten Bodenklassen, also hauptsächlich tonige bis starktonige Schluffe.

**Tabelle 10:** Landnutzung im Einzugsgebiet des Pegels Affoldern

Landnutzungsart	Flächenanteil [%]
Siedlungsfläche	3,9
Gründland	15,1
Wasserflächen	0,9
Laubwald	16,9
Nadelwald	24,4
Mischwald	11,6
landwirtschaftlich genutzte Flächen	27,17

Der Affolderner See dient als Unterbecken für die Pumpspeicherkraftwerke Waldeck I&II und dient gleichzeitig als Speicherbecken für die Stromerzeugung. Da die Abflussschwankungen, die durch die Pumpspeicherwerke entstehen, bei der Betrachtung der Tagesmittelwerte der Abflüsse nicht ins Gewicht fallen und der Abfluss am Pegel Affoldern hauptsächlich dem Edertalsperrenabfluss entspricht, kann der am Pegel Affoldern gemessene Durchfluss als Edertalsperrenabfluss betrachtet werden.

Das Einzugsgebiet des Pegels Affoldern wird basierend auf der Unterteilung des gesamten Fulda-Gebietes (siehe *Abbildung 3*, Kapitel 2) in 7 Teilgebiete unterteilt. Die Festlegung dieser Gebiete erfolgt entsprechend der Lage der Pegel und Flussmündungen im Gebiet (siehe *Abbildung 31*).



**Abbildung 31:** Teilgebiete im Einzugsgebiet des Pegels Affoldern



### 3.2.1. Zeitreihen für das EZG Affoldern

Es liegen gemessene meteorologische Zeitreihen (Tageswerte) für den Zeitraum 01.01.1945 – 13.10.2007 vor. Diese Zeitreihen sind Zeitreihen für die Gebietsmittelwerte der Klimagrößen für jedes Teilgebiet und werden als Pseudo-Stationen in den Zentroid der Teilgebiete platziert. Die Herleitung dieser Gebietsmittelwerte und die Notwendigkeit der Pseudo-Stationen wurden in Kapitel 2 diskutiert.

Für den Pegel Schmittlotheim liegt eine lückenlose Zeitreihe für die täglichen Mittelwerte des Durchflusses für den Zeitraum 27.01.1934 – 31.12.2007 vor (konsistenz- und homogenitätsgeprüft). Dieser Datenbestand ermöglicht die Einteilung in

Setupzeitraum	01.01.1945 - 31.12.1945	(1 a)
	1945 ist das erste Jahr, in dem sowohl Abfluss als auch Klimadaten vorliegen	
Kalibrierzeitraum	01.01.1946 - 31.12.1976	(31 a)
Validierzeitraum	01.01.1977 - 30.09.2007	(30 a + 9 Monate)

Die Einteilung in die annähernd gleichlange Kalibrierungs- und Validierungszeiträume wird als Split-sample-test bezeichnet (ABBOTT & REFSGAARD, 1996, S. 52). Diese Kalibrierungs- und Validierungsmethode ist hier aufgrund der langen verfügbaren Zeitreihen möglich.

### 3.2.2. Kalibrierung

Die Kalibrierung beginnt mit einer Probierphase. Dabei werden verschiedene Bereiche für die nicht oder nur sehr ungenau bekannten Parameter ausprobiert. Hierzu zählen vor allem die Bodenparameter AWC und  $K_{sat}$ , die CN2-Werte, die Gerinnerrauhigkeiten und die Schneemodellparameter. Parameter, deren Werte bekannt sind, werden nicht variiert (topographische Parameter).

Eine Orientierung, welchen Wert ein Parameter annimmt, wird auch durch die Kalibrierung einzelner Teilgebiete an den entsprechenden Pegeln gewonnen. Wenn eine Landnutzung in einem Teilgebiet besonders stark vertreten ist, dann können beispielsweise die CN2-Werte für diese Landnutzung mit diesem Teilgebiet für das Gesamtgebiet abgeschätzt werden.

Nach dieser Probierphase beginnt die eigentliche Kalibrierung mit einer Überprüfung der Sensitivität der Modellparameter, um die relevanten Parameter für die Kalibrierung zu bestimmen. Hierfür wird eine spezielle AVSWAT-X Erweiterung verwendet (VAN GRIENSVEN et al., 2008)). Die sensitivsten Parameter sind die CN2-Werte sowie die bodenhydraulischen Parameter. Mit den Informationen aus der Sensitivitätsanalyse wird dann im ersten Schritt die Wasserbilanz auf Jahres- und Monatebene kalibriert: Werden die monatlichen und jährlichen Abflusshöhen überschätzt, dann muss – entsprechend der vereinfachten Bilanzgleichung  $R = P - ETR$  – die Verdunstung erhöht werden (und umgekehrt). Dies führt zu der Erkenntnis, dass die Verdunstung mit SWAT für das EZG Schmittlotheim nur mit dem Priestley-Taylor-Ansatz

$$\lambda E_0 = \alpha_{pet} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (H_{net} - G) \quad (15)$$

mit	$\lambda$	latente Verdunstungswärme [MJ kg <sup>-1</sup> ]
	$E_0$	potentielle Verdunstung [mm]
	$\alpha_{pet}$	Koeffizient
	$\Delta$	Steigung der Sättigungs-Dampfdruck-Kurve, $de / dT$ [kPa/°C]
	$\gamma$	Psychrometerkonstante [kPa/°C]
	$H_{net}$	Nettostrahlung [MJ]/(m <sup>2</sup> d)]
	$G$	Bodenwärmeflussdichte [MJ]/(m <sup>2</sup> d)]

und mit von der US-Landnutzungsdatenbank abweichenden Pflanzenwachstumsparametern genau berechnet werden kann. Gleichung 15 ist eine vereinfachte Version der Penman-Monteith-Gleichung:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \rho_{air} \cdot c_p \cdot (e_z^0 - e_z)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad (16)$$

mit	$\lambda E$	latente Wärmeflussdichte [MJ]/(m <sup>2</sup> d)]
	$E$	Verdunstungshöhe [mm/d]
	$\rho_{air}$	Luftdichte
	$c_p$	spezifische Wärme bei konstantem Druck
	$e_z$	Wasserdampfdruck der Luft in der Höhe z [kPa]
	$e_z^0$	gesättigter Wasserdampfdruck in der Höhe z [kPa]
	$r_c$	Bestandeswiderstand [s/m]
	$r_a$	Diffusionswiderstand der Luftschicht [s/m]

Gleichung 15 gilt für feuchte bzw. humide Klimaverhältnisse. Im Gegensatz zur Penman-Monteith-Gleichung wird bei der Priestly-Taylor-Gleichung keine Windgeschwindigkeit benötigt. Dies ist hier von Vorteil, da keine Windgeschwindigkeitsdaten vorliegen.

Im Gegensatz zu den genannten physikalischen Ansätzen ist die Methode nach Hargreaves empirischer Natur (Gleichung 17) und führt hier zu schlechteren Anpassungsgüten.

$$\lambda E_0 = 0,0023 \cdot H_0 \cdot (T_{max} - T_{min})^{0,5} \cdot (\bar{T} + 17,8) \quad (17)$$

mit	$H_0$	extraterrestrische Strahlung [MJ/m <sup>2</sup> d]
	$T_{max} T_{min}$	Tagesmaximal- und Tagesminimaltemperatur [°C]
	$\bar{T}$	Tagesmittel der Temperatur [°C]

Die Kalibrierung der Tageswerte wird erst durchgeführt, wenn die Wasserhaushaltsbilanz genau nachgebildet werden kann. Dabei werden nur die Parameter variiert, die auf schnelle Prozesse, wie der Durchflussverlauf im Gewässernetz, Einfluss haben. Dieser Durchflussverlauf bzw. das Routing wird in diesem Gebiet mit der Muskingum Methode berechnet (s. NEITSCH et al., 2004).

Dieser hier kurz beschriebene Kalibrierablauf ist sehr zeitaufwändig. Es werden bei der Kalibrierung die in *Tabelle 11* aufgelisteten Anpassungen der berechneten an die gemessenen Durchflüsse bzw. Abflusshöhen am Pegel Schmittlotheim erreicht. In *Abbildung 33* und *34* sind Ausschnitte aus den kalibrierten und validierten Durchflusszeitreihen dargestellt.

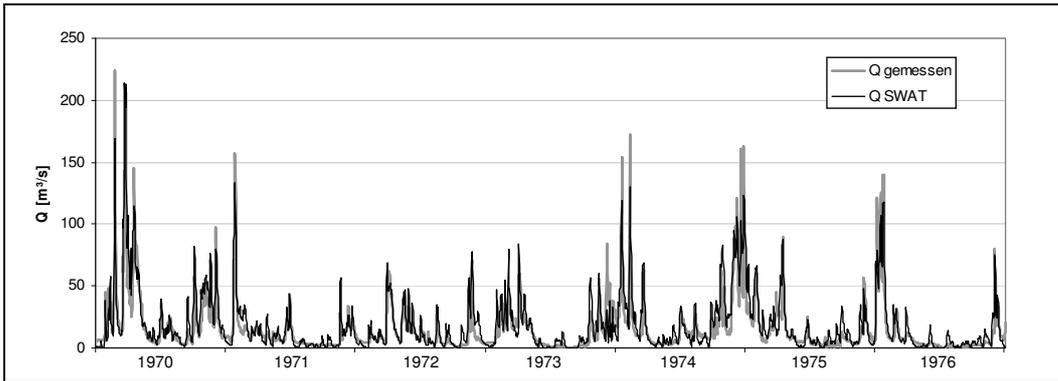
**Tabelle 11:** Ergebnisse der Kalibrierung von SWAT für das EZG Affoldern am Pegel Schmittlotheim

<i>Kalibrierung</i>	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,89	0,95	0,95
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,80	0,92	0,94
R <sup>2</sup> <sub>N</sub> (Nash-Sutcliffe Koeffizient)	0,78	0,91	0,89

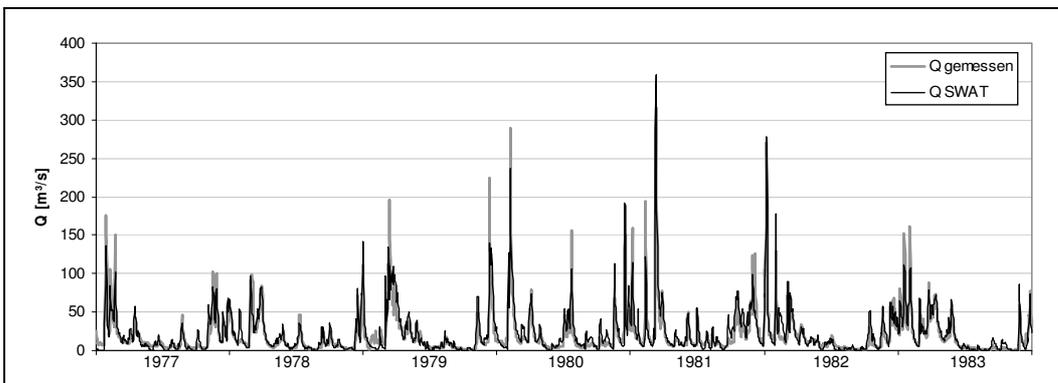
Die Validierung der gefundenen Parametrisierung bestätigen, dass das Modell den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes der Edertalsperre sehr gut wiedergeben kann (*Tabelle 12*). Die Anpassung an die Validierungswerte ist besser als die Anpassung bei der Kalibrierung.

**Tabelle 12:** Ergebnisse der Validierung von SWAT für das EZG Affoldern am Pegel Schmittlotheim

<i>Validierung</i>	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,92	0,96	0,94
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,84	0,93	0,93
R <sup>2</sup> <sub>N</sub> (Nash-Sutcliffe Koeffizient)	0,88	0,97	0,85



**Abbildung 33:** Kalibrierungsergebnisse für SWAT am Pegel Schmittlotheim; Beispieljahre 1970-1976



**Abbildung 34:** Validierungsergebnisse für SWAT am Pegel Schmittlotheim; Beispieljahre 1977-1983

### 3.3. Schritt B - Grundlagen, Aufbau, Kalibrierung und Validierung von Teilsystem EZG Fulda am Pegel Grebenau

Wenige Kilometer fuldaaufwärts vor der Mündung der Eder in die Fulda liegt der Pegel Grebenau. Er hat ein Einzugsgebiet von 2977,3 km<sup>2</sup>, das den östlichen Teil des Vogelsberges umfasst und im Osten durch das Einzugsgebiet der Werra abgegrenzt ist (siehe *Abbildung 35*; die Namen der im Gebiet liegenden Pegel können aus *Abbildung 3* in Kapitel 2 entnommen werden). Im südöstlichsten Teil liegen an der Wasserkuppe (950,2 m ü.NN) die Fuldaquellen. GN\_ID\_224 (stark lehmiger Sand; 29,15 % Flächenanteil), GN\_ID\_228 (lehmiger Schluff, 12,9% Flächenanteil) und GN\_ID\_187 (schluffiger Lehm, 7% Flächenanteil) sind die häufigsten Bodenklassen. Die restlichen Bodenarten sind aus bodenhydraulischer Sicht ähnlich aufgebaut. Insgesamt sind im EZG Grebenau nach der in Kapitel 2 diskutierten Bodenklassifizierung 129 Bodenklassen vorhanden, wobei der Flächenanteil beim Großteil der Klassen minimal ist. Bei der SWAT-Modellierung wird in dieser Arbeit innerhalb einer Landnutzungs-kategorie ein Grenzwert von 10 % Flächenanteil festgelegt. Daraus resultiert ein Flächenanteil für GN\_ID\_224 von 52,31%, für GN\_ID\_228 von 21% und für GN\_ID\_187 von 10,57%. Durch die Grenzwertfestlegung fällt ein Großteil der kleinen GN\_ID heraus. Somit erhöht sich der Flächenanteil der übrigen Böden.

Wie aus *Tabelle 13* entnommen werden kann, dominieren Waldflächen, landwirtschaftlich genutzte Flächen und Grünland. Der Anteil an Siedlungsflächen ist minimal. *Tabelle 13* zeigt die Flächenanteile nach einer Grenzwertfestlegung von 10%.

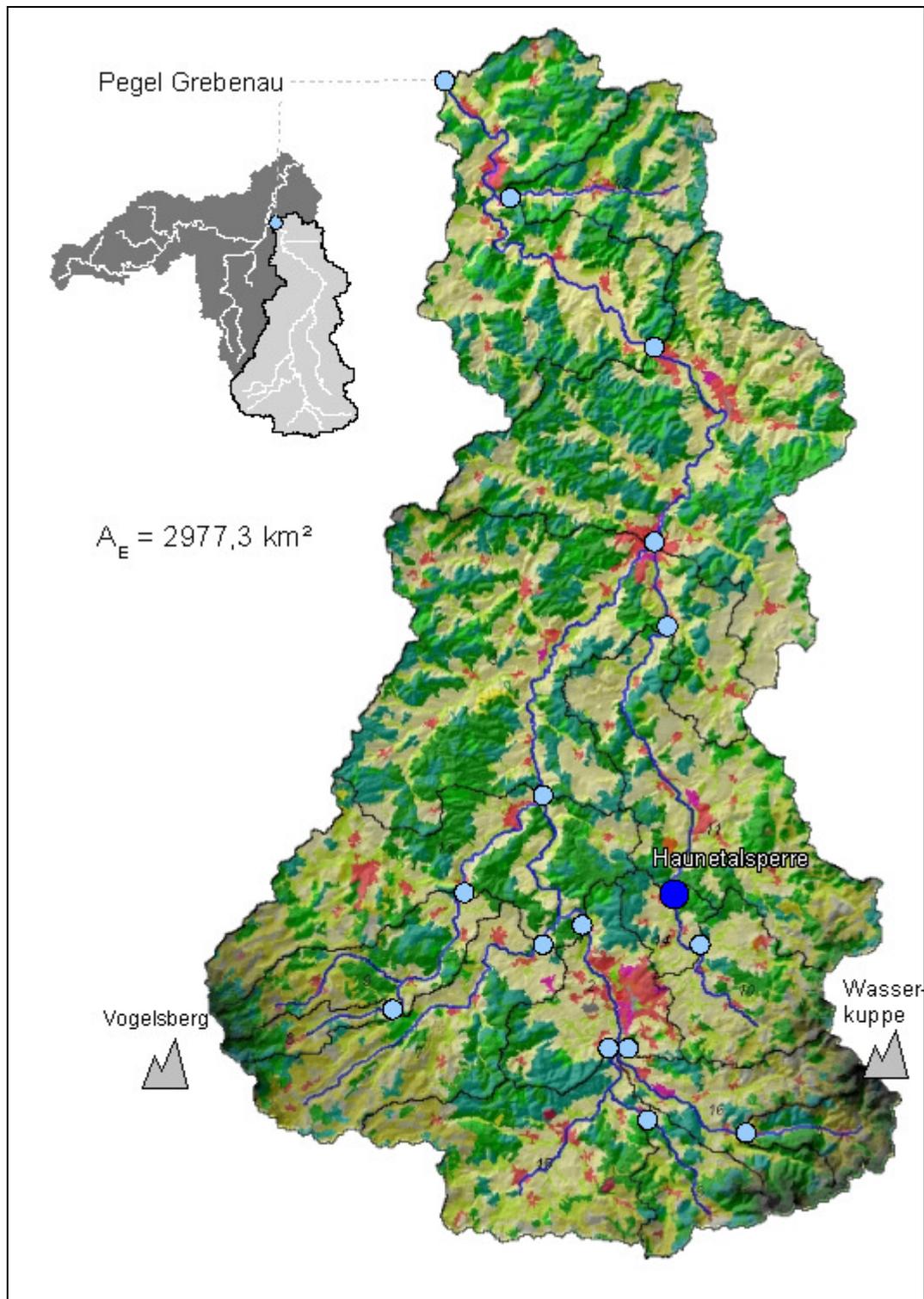


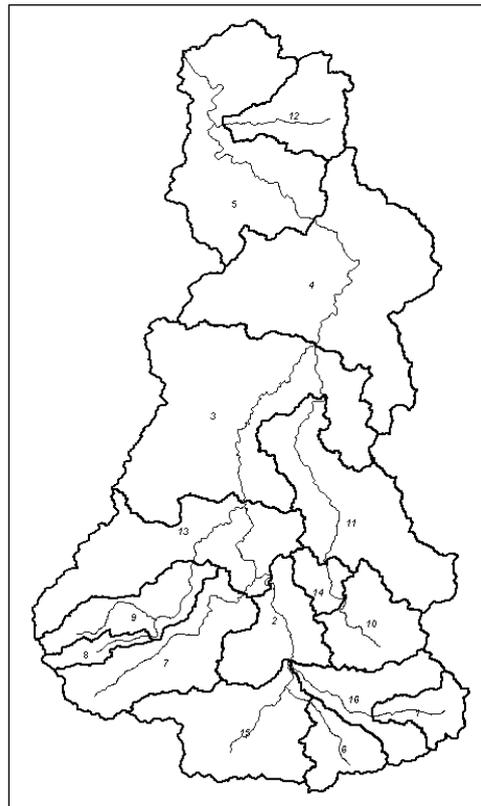
Abbildung 35: Das Einzugsgebiet des Pegels Grebenau (Fulda)

**Tabelle 13:** Flächenanteile der Landnutzungsarten im EZG Fulda/Grebenau

Landnutzungsart	Flächenanteil [%]
Siedlungsfläche	0,82
Gründland	21,23
Laubwald	5,64
Nadelwald	15,11
Mischwald	20,32
landwirtschaftl. genutzte Flächen	36,88

Wenige Kilometer nordöstlich der Stadt Fulda liegt im Haunetal die 1988 in Betrieb genommene Haunetalsperre, deren Einzugsgebiet 150 km<sup>2</sup> groß ist (siehe *Abbildung 35*). Das Dauerstauvolumen beträgt 0,29 hm<sup>3</sup>. Im Hochwasserfall kann bei einem Regelabfluss von 12,5 m<sup>3</sup>/s der Beckeninhalte auf 3,18 hm<sup>3</sup> ansteigen. Die Haunetalsperre, die Pegel sowie wichtige Bilanzierungspunkte machen eine Unterteilung in 16 Teilgebiete erforderlich (siehe *Abbildung 36*). In Kapitel 3.8.1.1. wird auf die Modellierung Hochwasserrückhaltebecken genauer eingegangen.

Wie im Einzugsgebiet Affoldern liegen gemessene meteorologische Zeitreihen (Tageswerte) für den Zeitraum 01.01.1945 – 13.10.2007 vor.



**Abbildung 36:** Einteilung des Einzugsgebietes des Pegels Grebenau in Teileinzugsgebiete

### 3.3.1. Zeitreihen für das EZG Grebenau

Für den Pegel Grebenau existiert eine lückenlose Zeitreihe für die täglichen Mittelwerte des Durchflusses für den Zeitraum 12.06.1965 – 31.12.2004 (konsistenz- und homogenitätsgeprüft). Dieser Datenbestand ermöglicht die Einteilung in

Setupzeitraum	01.01.1964 - 11.06.1965	(ca. 1 ½ a)
Kalibrierzeitraum	12.06.1965 - 31.12.1985	(ca. 20 ½ a)
Validierzeitraum	01.01.1986 - 31.12.2004	(19 a)

### 3.3.2. Kalibrierung

Die Kalibrierung gestaltet sich, wie im Einzugsgebiet der Edertalsperre (Pegel Affoldern), in 3 Abschnitte:

- Probierphase
- Kalibrierung der Monats- und Jahresabflusshöhen
- Kalibrierung der Tagesmittelwerte des Durchflusses

Eine Überprüfung des Einflusses einzelner Parameter auf die Verbesserung der Anpassungsgüte bei der Kalibrierung ergibt, dass – wenn man Parameter, die nicht kalibriert werden sollen, ausschließt – die bodenhydraulischen Kenngrößen  $K_{\text{sat}}$  und AWC sowie die oberflächenabflussbeschreibenden Parameter CN2, SURLAG, Schneemodellparameter und die Gerinneparameter die sensitivsten Parameter sind.

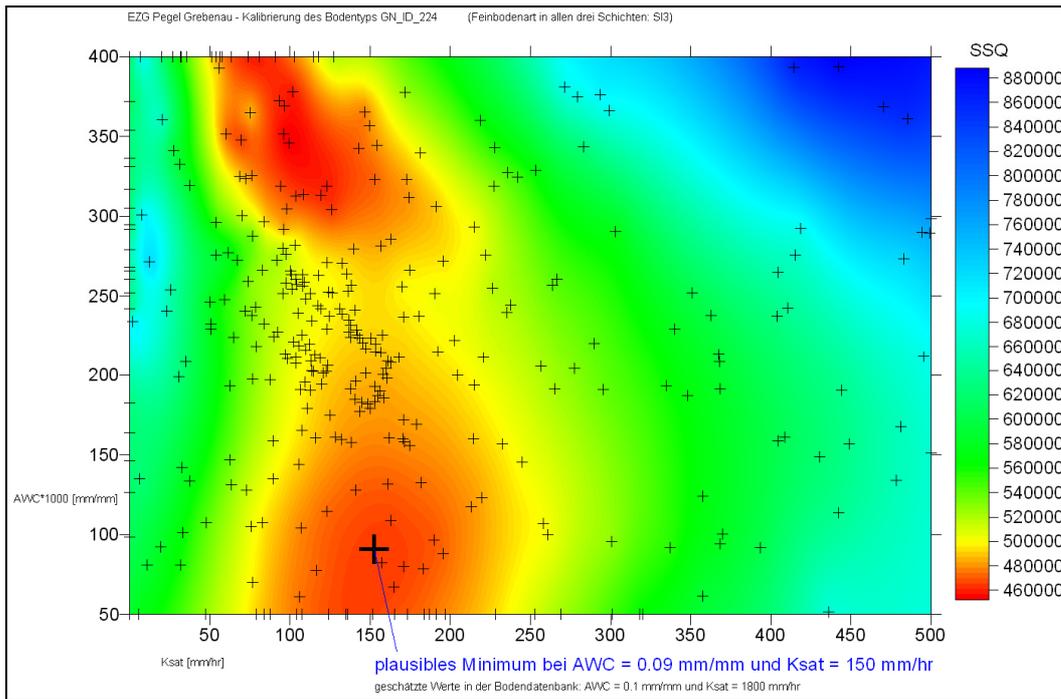
Die Grundwasserparameter, insbesondere die Speicherkonstante  $\alpha$  konnte mit der Ganglinienseparation (Kombination aus manuellen Analysen einzelner Hochwasserereignisse und Analysen mit dem Programm *Baseflow* [Arnold et al., 1995]) gemessener Durchflüsse gut abgeschätzt werden.

Für die Berechnung der potentiellen Verdunstung wird hier – im Gegensatz zum SWAT-Modell für die EZG Affoldern (Modell in Schritt A) – der Ansatz nach Hargreaves (Gleichung 17) verwendet. Dabei werden nur die Tagesmaximaltemperatur, –minimaltemperatur und –durchschnittstemperatur benötigt. Für eine exakte Berechnung der potentiellen Verdunstung mit der Penman-Monteith-Gleichung fehlen Daten zur Windgeschwindigkeit.

Für die Bodenparameter wurden die bereits gefundenen Parameter eingesetzt, doch da in diesem Gebiet andere Bodenarten dominieren als in dem bereits kalibrierten Gebiet, müssen die Bodenparameter erneut kalibriert werden.

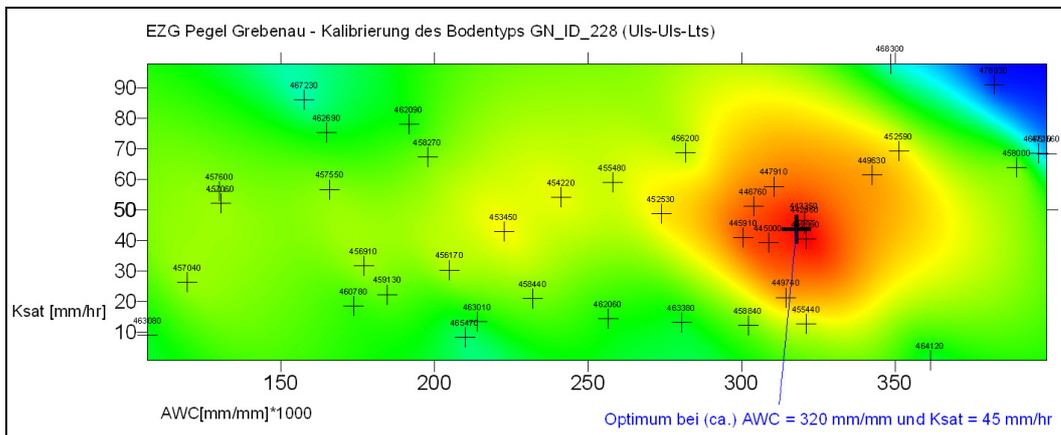
Bei der Kalibrierung werden nicht alle Parameter gleichzeitig variiert. Die Erfahrung zeigt schön, dass bei der Kalibrierung der Wasserbilanzen zunächst die Betrachtung von  $K_{\text{sat}}$  und AWC für die dominante Bodenart genügt. In diesem Fall wird also für GN\_ID\_224 AWC und  $K_{\text{sat}}$  variiert, wobei alle Bodenschichten den gleichen Wert zugewiesen bekommen. Somit erhält man eine reduzierte Parametermenge, was den Kalibrieraufwand minimiert und den Kalibriererfolg maximiert.

Es wurde das SWAT-X-Tool zur automatischen Kalibrierung verwendet. Mit der Variation der genannten Bodenparameter ergibt sich ein zweidimensionales Parameterfeld, mit der Anpassungsgüte (hier die Summe der quadratischen Abweichungen = SQR) als Wert eines Parameterpaares. In *Abbildung 37* ist dieses Parameterfeld dargestellt. Im Minimum des SQR liegt das gesuchte Parameterpaar. In diesem Beispiel existieren zwei große Minima, wobei nur eines im Vergleich mit der Bodendatenbank plausibel ist (die Ergebnisse der automatischen Kalibrierung müssen immer auf ihre Plausibilität überprüft, d.h. korrigiert werden): Der pflanzenverfügbare Bodenwassergehalt liegt laut Bodendatenbank in der Stufe »gering«, das entspricht einem mittleren AWC-Wert von 0,1 mm/mm.



**Abbildung 37:** Kalibrierung der nutzbaren Feldkapazität und von  $K_{sat}$  (GN\_ID\_224) im Einzugsgebiet des Pegels Grebenau

Das gleiche Verfahren wird mit den anderen dominanten Bodenarten und schließlich auch mit den restlichen Parametern (immer paarweise) durchgeführt. In *Abbildung 38* ist das Parameterfeld (AWC und  $K_{sat}$ ) für die zweite dominante Bodenart in diesem Gebiet (GN\_ID\_228) dargestellt. Mit der Veränderung eines Parameters können sich andere bereits gefundene optimale Parameter verändern, was durch erneute Kalibrierung zweier Parameter berücksichtigt wird.



**Abbildung 38:** Kalibrierung der nutzbaren Feldkapazität und von  $K_{sat}$  (GN\_ID\_228) im Einzugsgebiet des Pegels Grebenau

Es könnten mit dem Kalibrier-Tool alle Parameter gleichzeitig kalibriert werden. Je höherdimensional der Parameterraum wird, desto schwieriger ist es, das globale Fehlerminimum zu finden und umso größer ist der Bedarf an bereits gut eingrenzbar Parameterwerten.

Diese Prozedur macht diesen Arbeitsschritt sehr zeitaufwändig, ist jedoch entscheidend für die genaue Reproduktion des Einzugsgebietssystems. *Tabelle 14* zeigt die Gütekriterien, die bei der Kalibrierung der Tages-, Monats- und auch Jahreswerte erreicht wurden.

**Tabelle 14:** Ergebnisse der Kalibrierung von SWAT für das EZG Grebenau

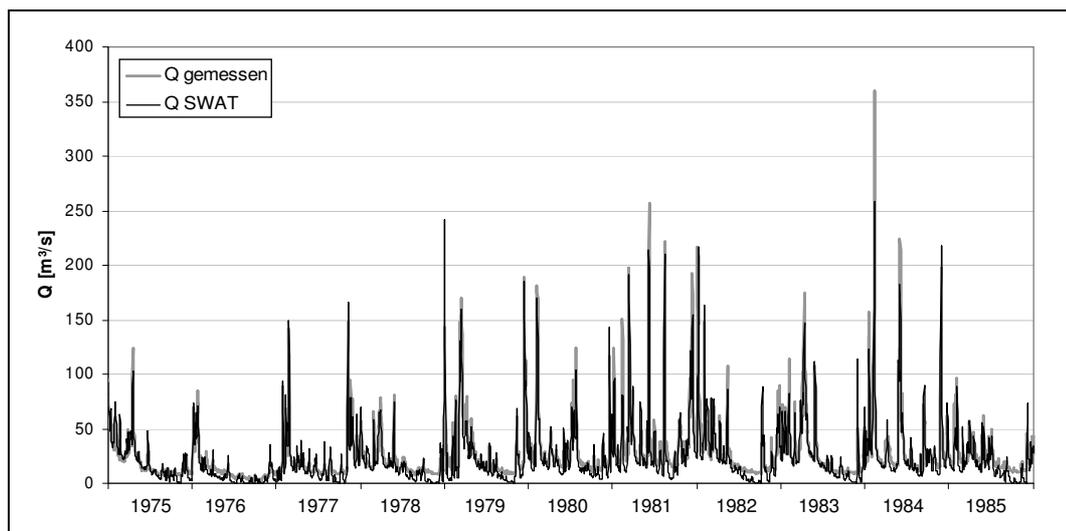
Kalibrierung	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,91	0,94	0,95
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,83	0,89	0,91
R <sup>2</sup> N (Nash-Sutcliff-eff.-criterium)	0,81	0,86	0,75

Bei der Validierung des kalibrierten Modells zeigt sich eine sehr gute Anpassung (*Tabelle 15*). Über den Grund, weshalb bei der Validierung die Anpassung besser ist als bei der Kalibrierung (auch bei der Kalibrierung des Einzugsgebietes der Edertalsperre), kann nur spekuliert werden. Möglicherweise sind die jüngeren Durchflussdaten weniger fehlerbehaftet. Es kann jedoch auch Zufall sein. *Abbildungen 39* und *40* zeigen Ausschnitte aus den kalibrierten und validierten Durchflusszeitreihen am Pegel Grebenau.

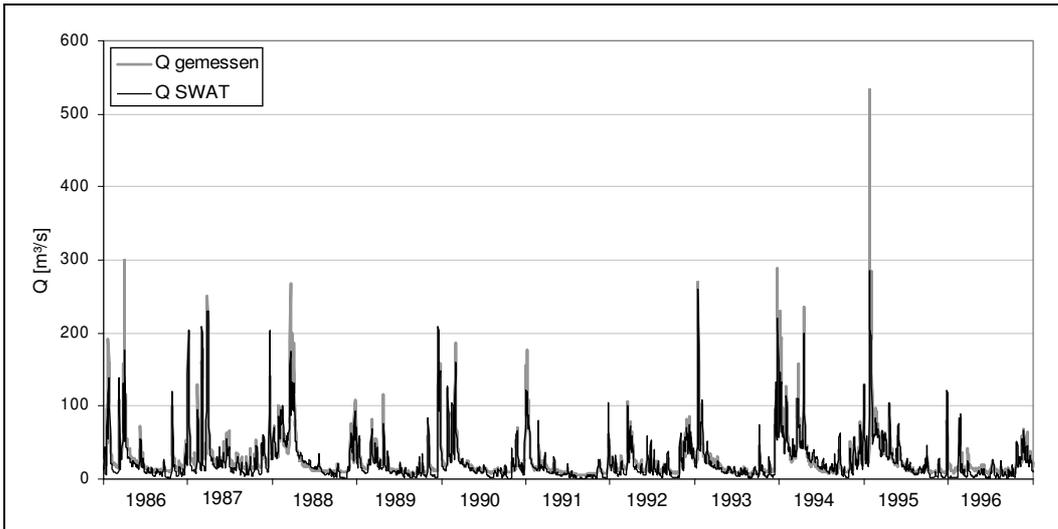
Trotz der guten Gütekriterien wird der Abfluss im Niedrigwasser, insbesondere im Spätsommer zu niedrig berechnet (*Abbildung 41*)

**Tabelle 15:** Ergebnisse der Validierung von SWAT für das EZG Grebenau

Validierung	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,93	0,96	0,97
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,87	0,91	0,95
R <sup>2</sup> N (Nash-Sutcliff-eff.-criterium)	0,86	0,92	0,91



**Abbildung 39:** Kalibrierung des EZG Grebenau - Ausschnitt (1975-1985) aus der gemessenen und kalibrierten Durchflusszeitreihe

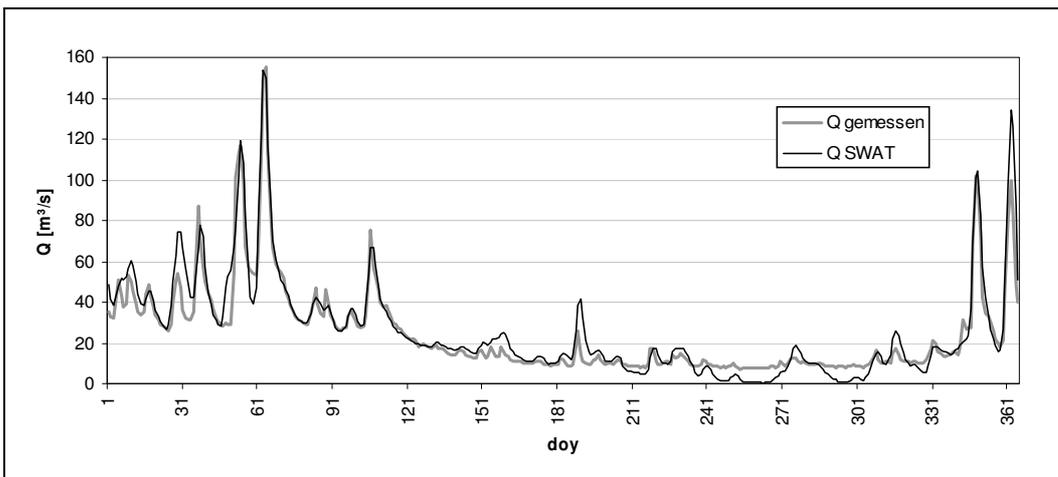


**Abbildung 40:** Validierung des EZG Grebenau - Ausschnitt (1986-1996) aus der gemessenen und validierten Durchflusszeitreihe

#### 3.4. Schritt C - Korrektur der Ergebnisse aus Schritt B mit einem künstlichen neuronalen Netz

Der am Pegel Grebenau berechnete Abfluss wird zur Berechnung (Regressionsbeziehungen) des Durchflusses am Pegel Hann. Münden verwendet, um damit die Niedrigwasserauffüllung durch die Edertalsperre abschätzen zu können. Eine genaue Berechnung der Niedrigwasserdurchflüsse am Pegel Grebenau ist daher eine Bedingung für die korrekte Steuerung des Talsperrenmodells.

Die Validierungsergebnisse des SWAT-Modells für das EZG Fulda/Grebenau sind sehr gut (Kapitel 3.2.2), die Niedrigwasserdurchflüsse werden jedoch zu niedrig wiedergegeben, wie am Beispiel der Durchflüsse für das Jahr 1999 in *Abbildung 41* zu erkennen ist.



**Abbildung 41:** berechneter und gemessener mittlerer Tagesdurchfluss 1999 am Pegel Grebenau

Mit der Kalibrierung konnte dieses Problem nicht behoben werden. Durch die Erhöhung der Grundwasserneubildung über die Erhöhung der hydraulischen Leitfähig-

keit der Böden wird das Problem verringert. Diese Änderung führt jedoch zu kleineren Hochwasserdurchflüssen und wirkt sich negativ auf die Verdunstungsleistung und Wachstumsrate der Pflanzendecke aus. Da vermutet wird, dass hier die einfache Modellierung mit einem konzeptionellen Speichermodell das in der Realität komplexere Grundwassersystem nicht genau nachbilden kann, wird eine Korrektur dieser SWAT-Ergebnisse mit einem künstlichen neuronalen Netz (KNN) durchgeführt.

### 3.5. Grundlagen der Durchflusskorrektur mit einem künstlichen neuronalen Netz (KNN)

Bei der Berechnung der Prozesse in einem hydrologischen System entstehen Fehler, die zum einen auf Ungenauigkeiten im Modellinput bzw. der Messdaten zurückzuführen sind, zum anderen im Modellansatz und dessen Vereinfachung der realen Prozesse selbst liegen. Idealerweise wird ein Modell bei der Kalibrierung so optimiert, dass der Modellfehler minimal ist, d.h. in einem globalen Minimum im Fehlerraum liegt, dessen Dimension durch die Anzahl der kalibrierten Parameter festgelegt ist. Je mehr Parameter kalibriert werden müssen, umso schwieriger gestaltet sich dies. So kommt es, dass kalibrierte Modelle nie global fehlerminimierend parametrisiert sind, sondern Kompromisslösungen zwischen minimalem Zeitaufwand (d.h. geringe Anzahl der zu kalibrierenden Parameter) und minimalem Modellfehler darstellen. So ist der Modellfehler eine Kombination aus dem Fehler im Modellansatz und dem Fehler, der durch die Kompromisskalibrierung entsteht.

Der hier getestete Ansatz versucht nun den Modellfehler eines annähernd optimal kalibrierten physikalisch begründeten Modells mittels eines KNN weiter zu reduzieren, wodurch das Verhältnis von Zeitaufwand und erreichte Genauigkeit verbessert werden soll. Dabei wird das KNN dahingehend trainiert, dass es die Modellausgabe korrigiert. Das KNN ist folglich zwischen das physikalisch begründete Modell und die Datenausgabe geschaltet. Es kann als ein empirisches Teilmodell im Gesamtsystem betrachtet werden.

#### 3.5.1. KNN in der Hydrologie

Zur Einführung in die Thematik der neuronalen Netze wird hier auf die Grundlagenbücher von REY & WENDER (2008) und ZELL (1997), auf die Einführung von BASHEER & HAJMEER (2000) sowie auf die große Zahl an Veröffentlichungen über die Anwendung der KNN in der Hydrologie verwiesen. Eine kleine Auswahl:

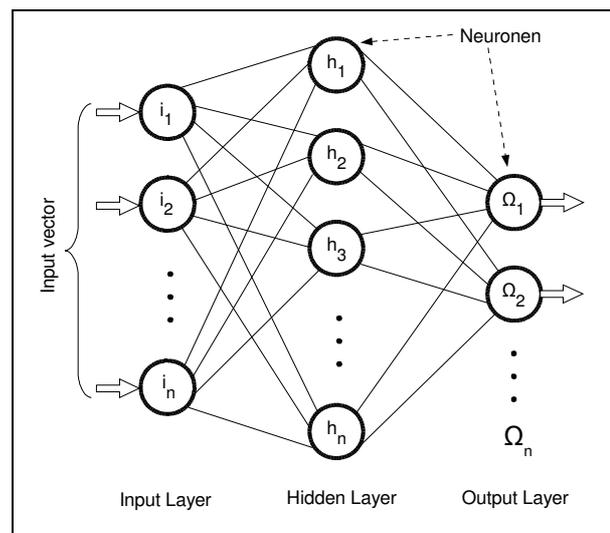
SHAMSELIN (1997) verwendet neuronale Netzwerktechniken zur Niederschlags-Abfluss-Modellierung. IMRIE et al. (2000) entwickeln eine Methode zur besseren Generalisierung während der Trainingsphase von KNN, die Durchflüsse in natürlichen Gerinnen vorhersagen. KIM & BARROS (2000) verbessern die Kurzfristvorhersagen von Hochwasserereignissen mit KNN in Pennsylvania (USA). SIVANKUMAR et al. (2002) erstellen Ein- und Siebentagesvorhersagen des Durchflusses an einem Pegel am thailändischen Fluss Chao Phraya. COULIBALY et al. (2000) untersuchen eine spezielle Methode, um ein KNN für die Vorhersage von Talsperrenzuflüssen zu trainie-

ren. SCHMITZ & CULLMANN (2008) untersuchen die Online-Hochwasservorhersage mit KNN auf der Basis von Niederschlag-Abfluss-Modellen.

Eine Literaturrecherche ergab, dass keine Arbeit vorliegt, in der die Korrektur eines Modelloutputs von physikalisch begründeten und konzeptionellen Modellen mit einem KNN beschrieben wird.

### 3.5.2. Das Multilayer Perceptron

In dieser Arbeit wird ein klassischer Netz-Typ gewählt: das Multilayer Perceptron. Dieser Art von KNN besteht aus einer Schicht Eingabeneuronen, aus einer oder aus mehreren sog. Hidden-Neuronen-Schichten bzw. versteckten Schichten und aus einer Ausgabeschicht. Jedes Neuron ist mit allen Neuronen der benachbarten Schichten über gewichtete Verbindungen verbunden, gibt aber seinen Aktivierungszustand nur in eine Richtung (in Richtung Ausgabeneuronenschicht) weiter. Es findet keine Rückkopplung statt. Daher spricht man bei diesem Netzwerktyp auch von einem Feed-Forward-Netz. Es gibt auch Feedback Netze, z.B. das rückgekoppelte Multilayer Perceptron, die eine große Dynamik aufweisen und daher mathematisch schwer zu fassen sind. In dieser Arbeit wird ein Multilayer Perceptron mit einer Hidden-Schicht, d.h. zwei Gewichteschichten verwendet (s. *Abbildung 42*).



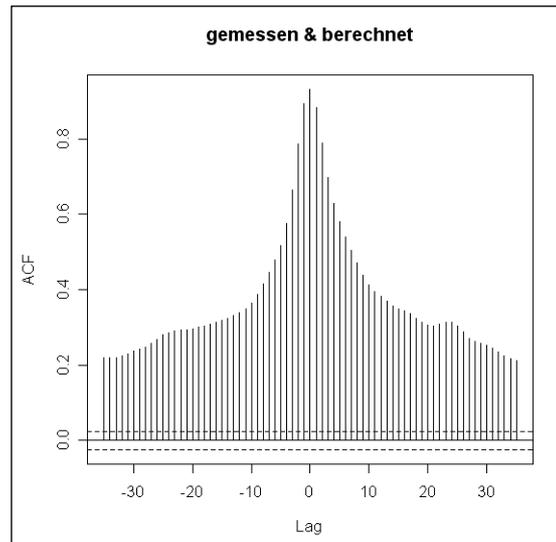
**Abbildung 42:** Das Single-Layer-Perceptron (eine Hidden Schicht)

Das KNN wurde mittels der statistischen Software »R« programmiert. Ein Hauptproblem bei der Festlegung der Netzwerktopologie ist die Bestimmung der Anzahl der Hidden-Neuronen. Daher wurde das Netz mit unterschiedlicher Anzahl an Hiddenneuronen getestet. Je mehr versteckte Neuronen verwendet werden, desto genauer sind die Ergebnisse, desto länger dauert jedoch das Training des Netzes, desto größer ist auch die Gefahr, dass die Trainingsdaten auswendig gelernt werden. Es hat sich gezeigt, dass 20 Hiddenneuronen für diese Aufgabe ein guter Kompromiss sind (Die Optimierung erfolgte mittels Trial and Error).

### Eingabedaten

Der mit SWAT berechnete Durchfluss soll optimiert werden. Daher wird an den Eingang des KNN der berechnete Durchfluss angelegt. Da auch eine Korrektur von Fehlern bei der Berechnung des Eintrittzeitpunktes von Hochwasserscheiteln, also von Fehlern bei der Berechnung der Translation des Wassers durch das Einzugsgebiet gemacht werden soll, muss das KNN mit Zusatzinformationen in Form von Durchflüssen vergangener und zukünftiger Tage versorgt werden. Eine zeitliche Verschiebung der Datenreihe soll dadurch vom KNN erkannt und korrigiert werden.

Das KNN wird mit gemessenen Durchflüssen am Pegel Grebenau trainiert. Eine Kreuzkorrelationsuntersuchung zwischen gemessenen Durchflüssen und mit SWAT berechneten Durchflüssen ergibt einen Peak der Korrelationsfunktion bei einer Verschiebung  $Lag = 0$  (Korr = 0,93). In *Abbildung 43* ist die Korrelationsfunktion dargestellt.



**Abbildung 43:** Kreuzkorrelation zwischen SWAT-Durchflüssen und gemessenen Durchflüssen am Pegel Grebenau (Fulda)

Als Resultat dieser Untersuchung werden zusätzlich zu dem mit SWAT berechneten Durchfluss zum Zeitpunkt  $t$  dem KNN als Zusatzinformation die Durchflüsse  $Q(t-2)$ ,  $Q(t-1)$ ,  $Q(t+1)$  und  $Q(t+2)$  angegeben. Daraus folgt folgende Netzwerktopologie:

- 5 Eingabeneuronen  $Q_{\text{SWAT}}(t-2)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t-1)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t+1)$  und  $Q_{\text{SWAT}}(t+2)$
- 20 Hiddenneuronen (eine versteckte Schicht)
- 1 Ausgabeneuron  $Q_{\text{korrigiert}}(t)$

### Aktivierungsfunktion und Skalierung der Eingabedaten

Ein Neuron hat einen Aktivierungszustand, der zwischen 0 und 1 liegt. Dieser Aktivierungszustand wird mit der Aktivierungsfunktion berechnet: Die Summe der Netzeingabe, d.h. die Summe des gewichteten Inputs, den ein Neuron von Eingabeneuronen erhält, wird auf das Intervall  $[0;1]$  projiziert. Beispiele für Aktivierungsfunktionen sind die logistische Funktion, die binäre Schwellenwertfunktion und der Tangens Hyperbolicus. Die Aktivierungsfunktion (in dieser Arbeit die logistische Funktion)

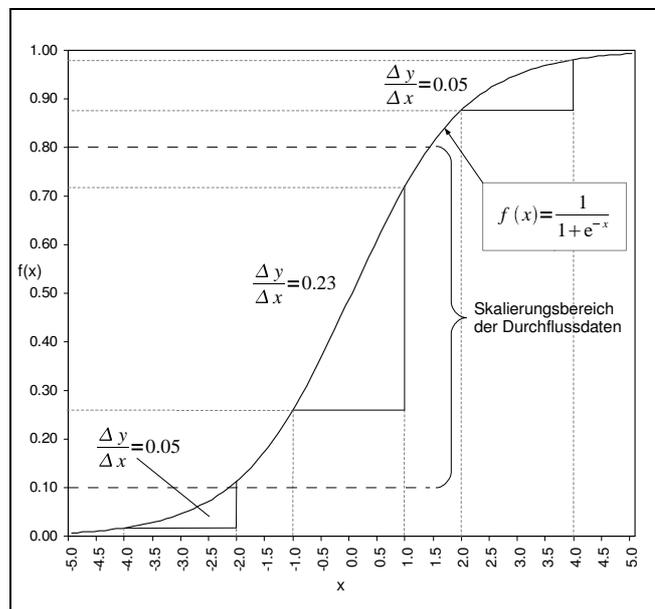
$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} \quad (18)$$

macht es notwendig, alle In- und Outputdaten auf das Intervall  $[0;1]$  zu skalieren. Diese Sigmoidfunktion hat die Eigenschaft, dass sie sich bei einem sehr kleinen Netzinput kaum ändert und eine große Variation des Netzinputs im hohen Inputbereich dies mit einem geringen Ausschlag der Aktivierungsfunktion quittiert. In *Abbildung 44* ist dieser Sachverhalt durch die Gradienten der Funktion an drei Stellen dargestellt: Wenn der Netzinput sich mit dem Wert 2 zwischen -4 und -2 bzw. zwischen 2 und 4 ändert, dann hat die Funktion eine mittlere Steigung von 0,05. Ändert sich der Netzinput um 2 von -1 auf 1, dann beträgt diese mittlere Steigung 0,23. Der mittlere Durchfluss nimmt im Verhältnis zu Hochwasserabflüssen sehr kleine Werte an. Da jedoch beide Bereiche, sowohl Niedrig- als auch Hochwasser gleichstark berücksichtigt werden sollen, ist eine Einengung des Intervalls auf  $[0,1;0,8]$  mit

$$Q_{skaliert} = 0,1 + \frac{Q_{gemessen} \cdot 0,8}{350 \text{ m}^3/\text{s}} \quad (19)$$

notwendig (Erfahrungswerte). Somit wird gewährleistet, dass ein Funktionsbereich mit weniger stark variierender 1. Ableitung betrachtet wird. Einfach ausgedrückt: Ein Neuron nimmt durch diese Skalierung kleinere Durchflüsse besser wahr und kann auch besser zwischen sehr hohen Abflüssen unterscheiden.

Kleine Durchflüsse bedeuten für ein Neuron  $f(x) < 0$ , also negative Aktivierungszustände. Änderungen in diesen negativen Bereichen bzw. niedrigen Durchflüssen führen durch die Skalierung zu stärkeren Änderungen von  $f(x)$ .



**Abbildung 44:** Logistische Funktion mit beispielhaft eingezeichneten Gradienten bei einer Netzinputänderung um  $x = 2$  in drei Funktionsabschnitten

Die obere Intervallgrenze von 0,8, was einem Durchfluss von  $350 \text{ m}^3/\text{s}$  und dem höchsten Wert in der gemessenen Durchflusszeitreihe entspricht, soll im Hinblick

auf die zu berechnenden Klimaszenarien die genaue Berechnung von sehr viel größeren Hochwasser ermöglichen, als in der gemessenen Zeitreihe vorhanden sind.

Die Ergebnisse der KNN-Korrektur müssen mit *Gleichung 20* auf den realen Durchflussbereich reskaliert werden:

$$Q_{\text{reskaliert}} = \frac{(Q_{\text{skaliert}} - 0,1)}{0,8} \cdot 350 \text{ m}^3 / \text{s} \quad (20)$$

### *Training*

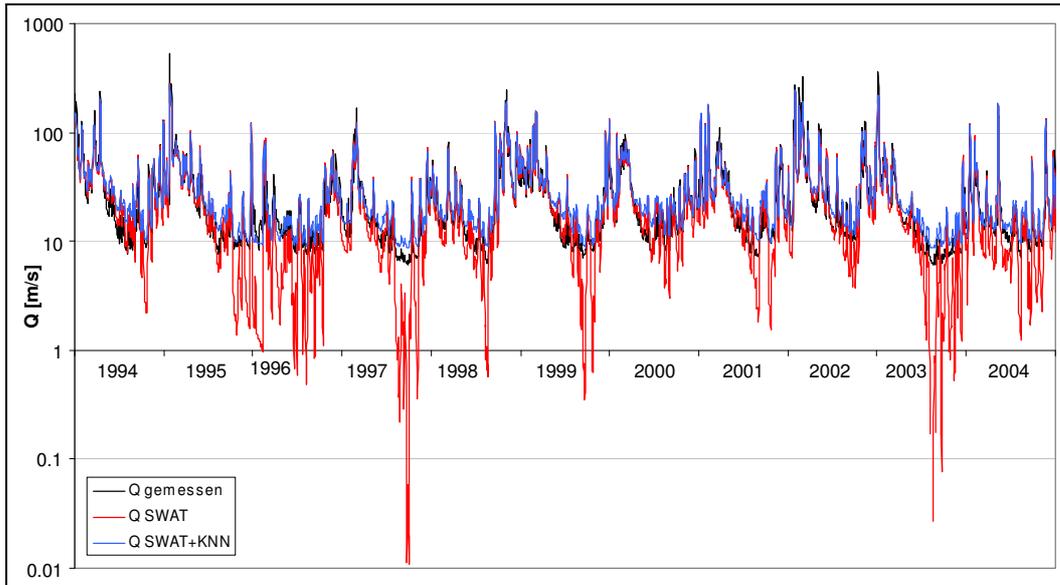
Für das Training des Netzes wird der Zeitraum 12.06.1965 – 31.12.1985 betrachtet. Dieser Zeitraum entspricht etwa 2/3 des Zeitraumes, wo sowohl von SWAT berechnete Durchflüsse als auch gemessene Durchflüsse vorliegen. Mit dem restlichen Drittel soll das trainierte Netz validiert werden.

Das Netz wird mit dem Backpropagation-Verfahren in drei Schritten trainiert:

- *Forward-Pass*: Mit einem Trainingsinput wird ein Netzwerkoutput berechnet.
- *Fehlerbestimmung*: Der berechnete Netzwerkoutput wird mit den Soll-Werten (aus dem Trainingsdatensatz) verglichen und der Fehler bestimmt.
- *Backward-Pass*: Mit Hilfe der Fehler werden in Richtung der Inputschicht die Gewichte verändert, um die Fehler zu minimieren.

$Q_{\text{SWAT}}(t = -2 \text{ bis } t = 2)$  und  $Q_{\text{gemessen}}(t)$  zum Zeitpunkt  $t$  entsprechen einem Lerndatensatz. Es werden beim Netzwerktraining in diesem Fall ein zufälliger Zeitpunkt  $t$  in der Trainingsdatenreihe gewählt, ein Lerndatensatz bestimmt, damit eine Netzausgabe berechnet und mit dem gemessenen Durchfluss verglichen. Der Berechnungsfehler wird mit dem Backpropagation-Verfahren durch die Veränderung der Gewichte in beiden Gewichteschichten minimiert. Die Stärke der Gewichtsveränderung wird mit einem Lernparameter  $E$  gesteuert, der in diesem Fall bei 0,4 angesetzt wurde. Je kleiner der Lernparameter ist und je mehr zufällige Lerndatensätze dem Netz vorgelegt werden, desto besser werden die optimalen Gewichte gefunden. Mit  $3 \cdot 10^6$  Lernzyklen wurden bei einem akzeptablen Zeitaufwand gute Ergebnisse erzielt, wobei das KNN noch generalisierende Eigenschaften besitzt und nicht die Trainingsdaten auswendig lernt.

Die Validierung, d.h. die Korrektur des mit SWAT berechneten Durchflusses im Testzeitraum 01.01.1986 bis 31.12.2004 ist sehr zufrieden stellend: Beabsichtigt war eine Korrektur der SWAT-Berechnungen hauptsächlich im Niedrigwasserbereich. *Abbildung 45* zeigt beispielhaft die Jahre 1989 und 1990. Gut ist in der logarithmischen Darstellung die Korrektur des von SWAT zu niedrig berechneten Durchflusses erkennbar.



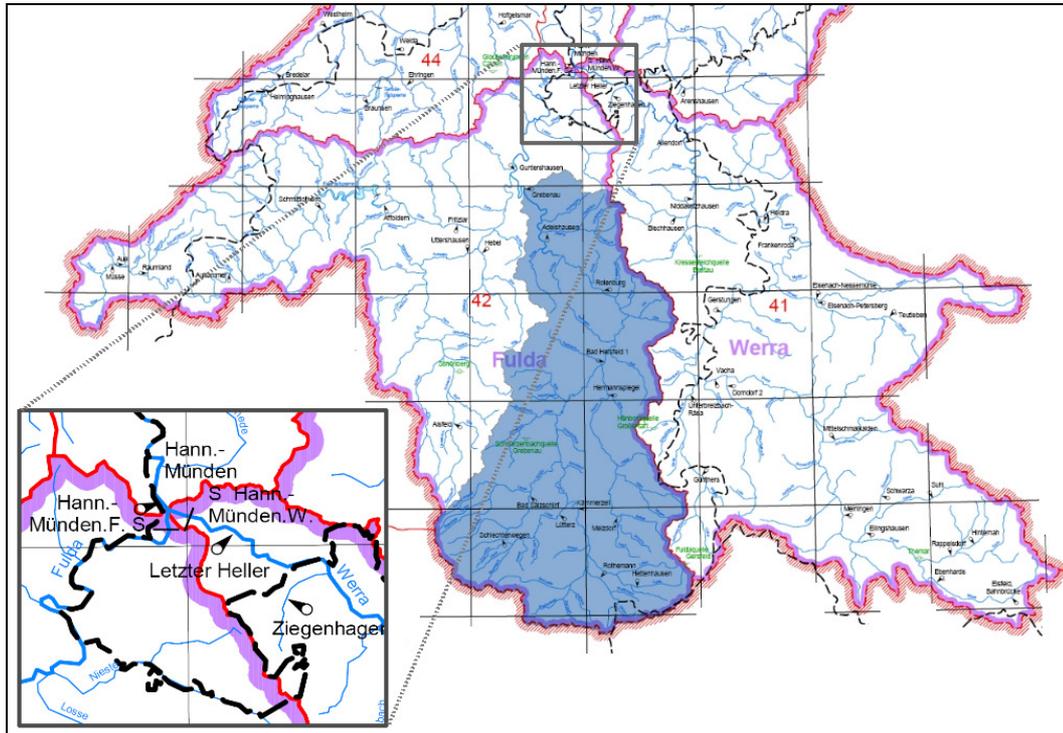
**Abbildung 45:** Ergebnisse der KNN-Korrektur (Beispiel EZG Grebenau 1994 - 2004)

### 3.6. Schritt D - Berechnung des Durchflusses am Pegel Hannoversch Münden mit den korrigierten Durchflüssen am Pegel Grebenau über Regressionsbeziehungen

Für die Talsperrenmodellierung wird der Durchfluss bzw. der Wasserstand am Pegel Hann. Münden (Weser) benötigt. Damit die Talsperre weiß, wie viel Wasser zur Niedrigwasserauffüllung abgegeben werden muss, ist es eine Voraussetzung, dass dieser zu erhöhende Durchfluss selbst talsperrenunbeeinflusst ist und das natürliche System des Werra- und Fuldaeinzugsgebietes wiedergibt. Der Durchfluss am Pegel Hann. Münden ist die Summe der Abflüsse aus dem mit SWAT modellierten Fuldagebiet und dem nicht berücksichtigten Werraeinzugsgebiet (siehe *Abbildung 46*)

Die separate Modellierung des Werraeinzugsgebietes ist nicht verhältnismäßig bzw. der Aufwand ist zu groß. Daher werden nun die Pegel im modellierten Fuldagebiet auf ihr Abflussverhalten im Vergleich mit dem Pegel Hann. Münden untersucht. Das Ziel ist eine vereinfachte empirische Ermittlung des Durchflusses am Pegel Hann. Münden über den Durchfluss an einem anderen Pegel, dessen Einzugsgebiet im Fuldagebiet liegt. Dieser Pegel darf nicht im Unterstrom der Talsperre liegen, da er die Reaktion der natürlichen Prozesse im Gebiet möglichst genau wiedergeben soll. Zudem interessiert nur der Niedrigwasserbereich, da bei Wasserständen über 120 cm (entspricht einem Durchfluss von etwa  $55 \text{ m}^3/\text{s}$ ) keine Durchflusserhöhung durch die Talsperre mehr stattfindet. *Abbildung 48* zeigt die Beispieljahre 2000 bis 2004 mit den Ganglinien der Pegel Bonaforth (talsperrenbeeinflusst), Affoldern (Talsperrenausfluss) und des unbeeinflussten Pegels Grebenau. Im Beispieljahr 2000 ist im Vergleich zum Pegel Grebenau am Pegel Bonaforth der Einfluss der Talsperre zu erkennen. Deren Abgabenganglinie (Pegel Affoldern) zeigt kaum Systemantworten auf natürliche, hydrologische Prozesse, sondern sind durch die Talsperrenbewirtschaftung teilweise wie mit dem Lineal gezogen.

Die Regressionsbeziehungen können auf einen Durchflussbereich von 0 m<sup>3</sup>/s bis zum  $MQ = 115 \text{ m}^3/\text{s}$  (1941 – 2003) (DGJ, 2003) begrenzt werden.

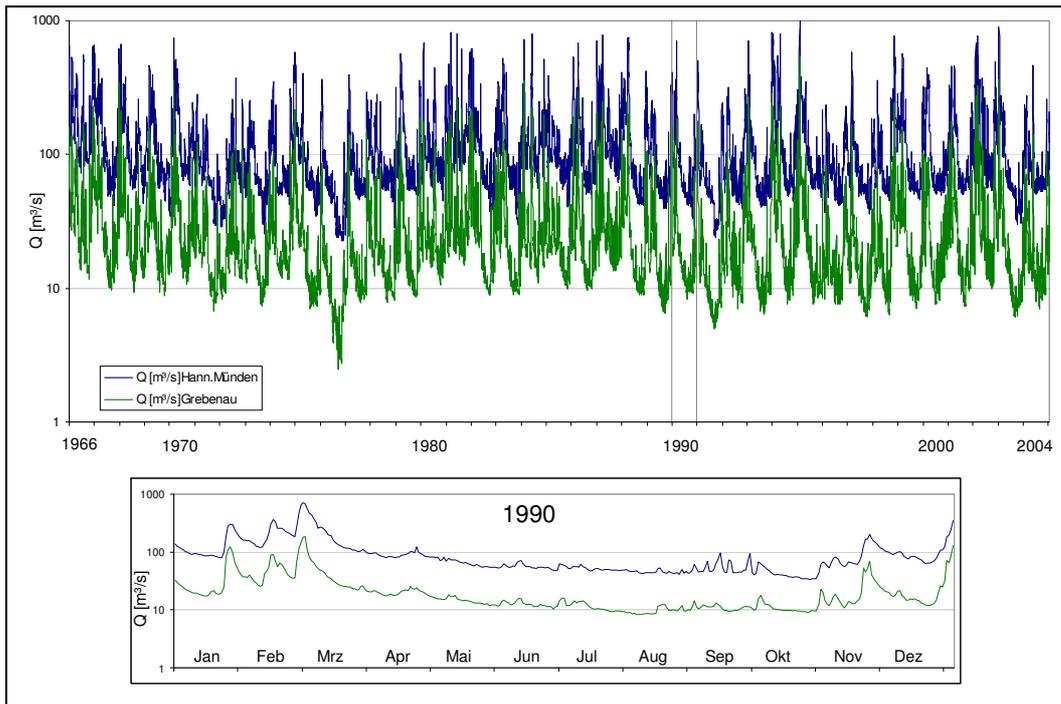


**Abbildung 46:** Übersichtskarte des Werra&Fulda-Einzugsgebietes (überarbeitete Übersichtskarte aus dem Gewässerkundlichen Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet 2003)

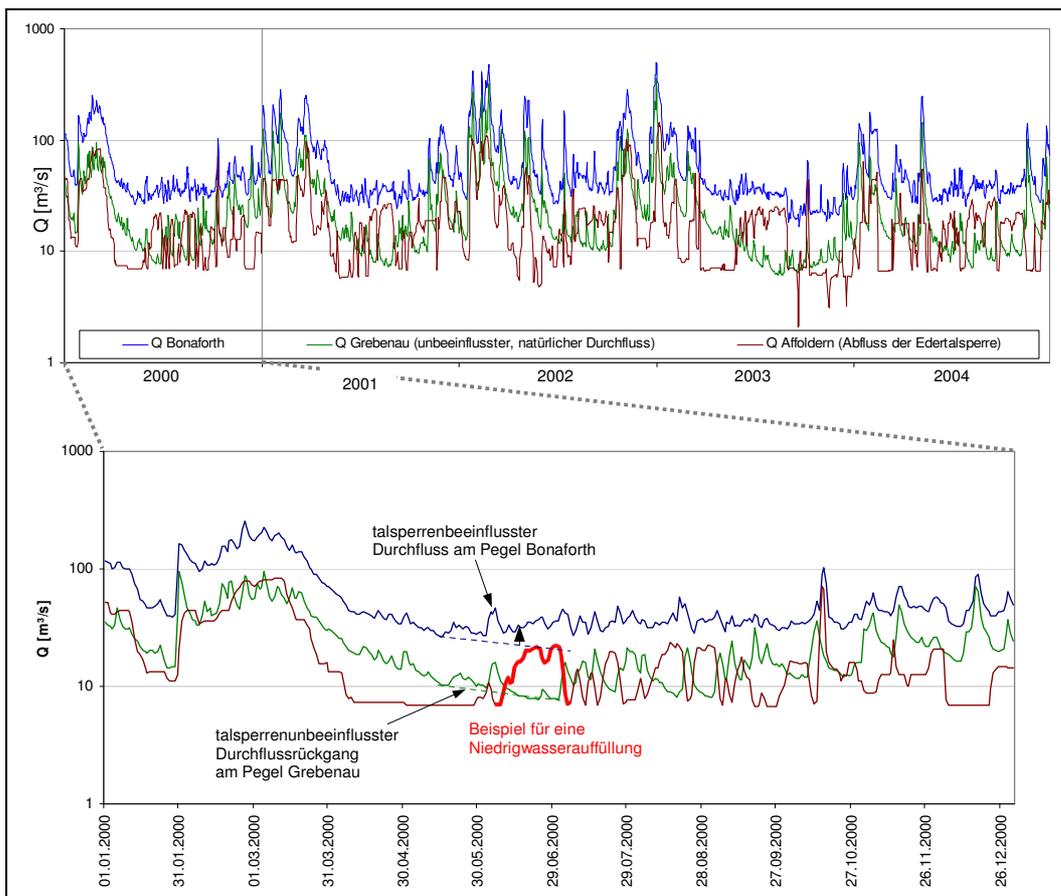
Unter den in Frage kommenden Pegeln ist der Durchfluss am Pegel Grebenau (siehe blau eingefärbtes Gebiet in *Abbildung 46* am stärksten mit dem Durchfluss in Hann. Münden korreliert:

$$\text{Kor}(Q_{\text{Grebenau}}, Q_{\text{Hann.Münden}}) = \frac{\text{Cov}(Q_{\text{Grebenau}}, Q_{\text{Hann.Münden}})}{\sqrt{\text{Var}(Q_{\text{Grebenau}})} \cdot \sqrt{\text{Var}(Q_{\text{Hann.Münden}})}} = 0,80 \quad (21)$$

Das zeigt auch ein Vergleich der Durchflüsse an den beiden Pegeln (*Abbildung 47*).



**Abbildung 47:** Vergleich des Durchflusses an den Pegeln Grebenau (Fulda) und Hann. Münden (Weser) im Zeitraum 1966 - 2004 und in dem Beispieljahr 1990.



**Abbildung 48:** Durchflüsse an den Pegeln Grebenau, Affoldern und Bonaforth in den Jahren 2000-2004 und detaillierter das Jahr 2000 zur Darstellung des Einflusses der Edertalsperre auf den Abfluss am Pegel Bonaforth

Bei einer Trenduntersuchung ergibt sich ein Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0,63$  (siehe *Abbildung 49*). Wie in dieser Abbildung zu erkennen ist, kann der Durchfluss in zwei Bereiche unterteilt werden:

1.  $Q_{\text{Hann.Münden}} > \text{ca. } 40 \text{ m}^3/\text{s}$  bzw.  $Q_{\text{Grebenu}} > \text{ca. } 10 \text{ m}^3/\text{s}$

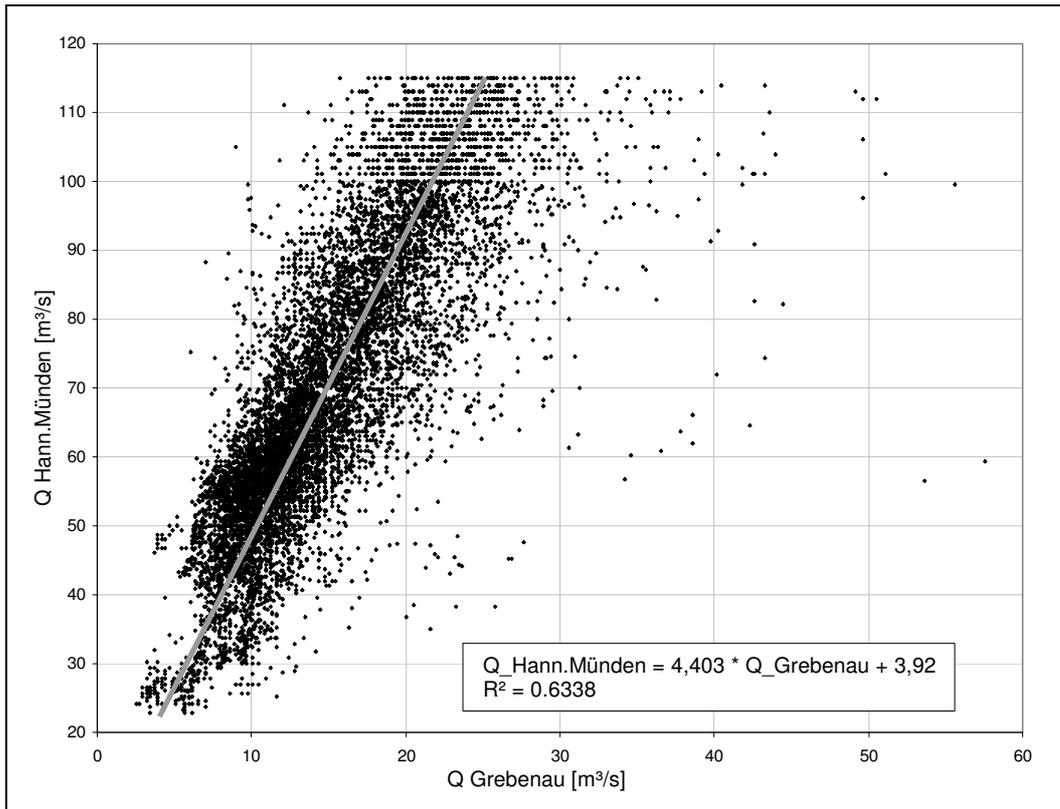
Dieser Abflussbereich ist der normale Durchflussbereich am Pegel Hann. Münden. Die Edertalsperre verhindert zur Aufrechterhaltung der Schiffbarkeit, dass der Durchfluss unter diesen Bereich fällt. Es wird zwar immer ein Durchfluss von ca.  $55 \text{ m}^3/\text{s}$  angestrebt, berücksichtigt man jedoch Schwankungen, die bei dieser Regulierung vorkommen (das Wasser der Edertalsperre braucht je nach Jahreszeit 2 - 3 Tage bis nach Hann. Münden), dann wird dieser Durchfluss nie exakt getroffen und kann auch einige  $\text{m}^3/\text{s}$  unterhalb der 55er Marke liegen.

Steigt der Durchfluss am Pegel Hann. Münden(Weser) über  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  dann wird dieser in  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  – Schritten gemessen. Dies ist an den abszissenparallelen Lücken in *Abbildung 49* zu erkennen.

2.  $0 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q_{\text{Hann.Münden}} < \text{ca. } 40 \text{ m}^3/\text{s}$

In *Abbildung 49* ist eine deutliche Abweichung vom übrigen Verlauf erkennbar. Der Durchfluss kann nur in diesen Bereich fallen, wenn die Edertalsperre nicht zur Niedrigwassererhöhung eingesetzt wird. Das ist der Fall, wenn eine sehr geringe Speicherausfüllung dies nicht erlaubt oder wenn wegen Baumaßnahmen diese Regulierungsfunktion kurzzeitig ausfällt. Fehlmanagement ist unwahrscheinlich.

Dieser zweite Bereich ( $0 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q_{\text{Hann.Münden}} < \text{ca. } 40 \text{ m}^3/\text{s}$ ) erlaubt es, einen Blick in die natürlichen, also nicht talsperrenregulierten Verhältnisse am Pegel Hann. Münden zu werfen. Diese natürlichen Verhältnisse müssen mit dem Pegel Grebenau reproduziert werden können, damit später dem Talsperrenmodell gesagt werden kann, wie groß der natürliche Durchfluss ist und wie viel die Talsperre zusätzlich zum Erreichen der  $55 \text{ m}^3/\text{s}$  beisteuern muss.



**Abbildung 49:** Tagesmittelwerte der Durchflüsse an den Pegeln Grebenau und Hann. Münden

Es werden zwei Regressionsgleichungen gefunden (siehe *Abbildung 50*):

- für den Bereich  $Q_{\text{Hann.Münden}} \leq 40 \text{ m}^3/\text{s}$  bzw.  $Q_{\text{Grebenau}} \leq 10 \text{ m}^3/\text{s}$

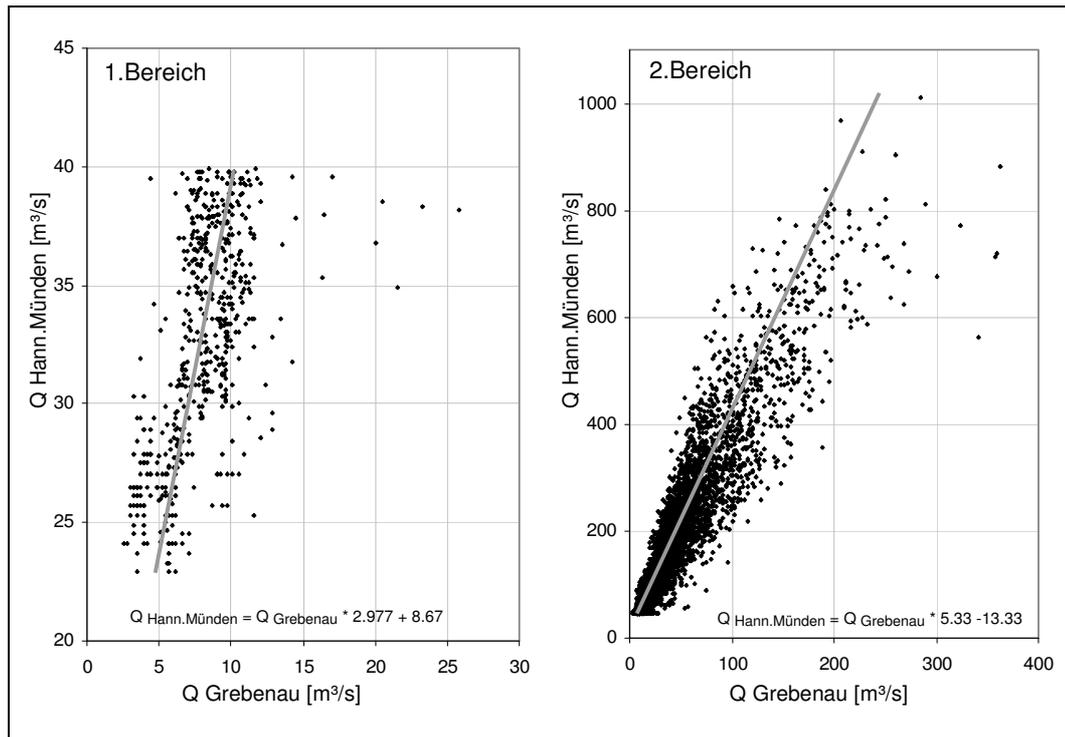
$$Q_{\text{Hann.Münden}} = Q_{\text{Grebenau}} \cdot 2,977 + 8,67 \quad (22)$$

- für den Bereich  $Q_{\text{Hann.Münden}} > 40 \text{ m}^3/\text{s}$  bzw.  $Q_{\text{Grebenau}} > 10 \text{ m}^3/\text{s}$

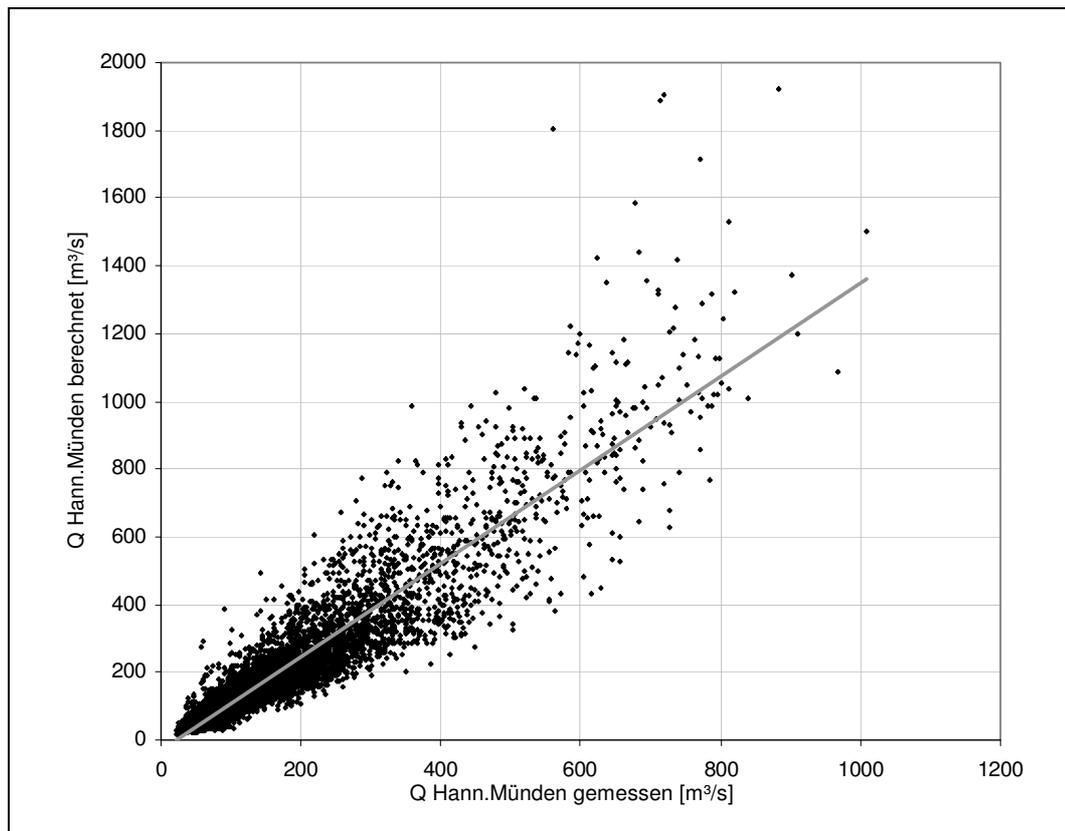
$$Q_{\text{Hann.Münden}} = Q_{\text{Grebenau}} \cdot 5,33 - 13,33 \quad (23)$$

Zur Validierung dieser linearen Regressionsgleichungen wird damit die Durchflusszeitreihe am Pegel Hann. Münden mit der Durchflusszeitreihe am Pegel Grebenau reproduziert (12.06.1965 – 31.12.2004). Vergleicht man die gemessenen und die berechnete Datenreihe, so ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,93 und ein Bestimmtheitsmaß ( $R^2$ ) von 0,87 (siehe *Abbildung 51*).

*Gleichung 22* ist die wichtigere, denn mit ihr lassen sich die talsperrenunbeeinflussten Durchflüsse am Pegel Hann. Münden gut abschätzen.



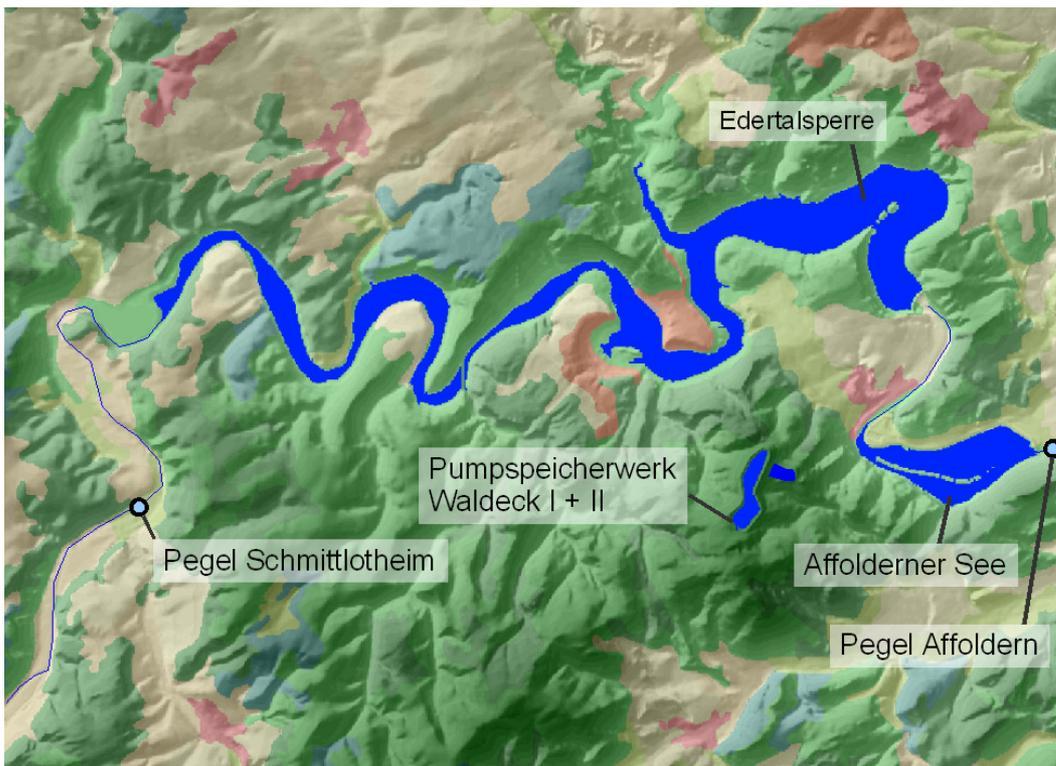
**Abbildung 50:** Regressionsuntersuchung der Durchflüsse an den Pegeln Grebenu und Hann. Münden in den zwei Bereichen  $Q_{\text{Hann.Münden}} \geq 40 \text{ m}^3/\text{s}$  und  $Q_{\text{Hann.Münden}} < 40 \text{ m}^3/\text{s}$ .



**Abbildung 51:** Validierung der Regressionsgleichungen mit der Durchflusszeitreihe am Pegel Hann. Münden (12.06.1965 - 31.12.2004)

### 3.7. Schritt E - Berechnung der Edertalsperre mit einem externen physikalisch begründeten Modell und mit den Ergebnissen aus A und D

Wie eingangs erwähnt wurde, kann das komplexe System der Edertalsperre nicht mit SWAT simuliert werden. Es ist ein externes Modell notwendig, das die speziellen Steuermechanismen nachbilden kann. Das System Edertalsperre wird hier definiert als Teileinzugsgebiet, das durch den Zuflusspegel Schmittlotheim und den Abflusspegel Affoldern festgelegt ist (siehe *Abbildung 52*). Dazwischen liegt die Edertalsperre, die Pumpspeicherwerke Waldeck I & II sowie der Affolderner See.



**Abbildung 52:** Das System Edertalsperre, Affolderner See, Pumpspeicherwerk Waldeck I+II

#### 3.7.1. Die Edertalsperre

In den Jahren 1909 bis 1914 wurde im Auftrag des preußischen Staates die gekrümmte Gewichtstaumauer errichtet, wodurch der Edersee mit einem Volumen von 199,3 Mio. m<sup>3</sup> bzw. hm<sup>3</sup> aufgestaut werden konnte (das entspricht dem gewöhnlichen Stauziel von 244,97 m ü. NN und einer Seefläche von 11,042 km<sup>2</sup>). Die Kronenlänge der bis heute nicht offiziell eröffneten Talsperre beträgt 400 m – 48 m über der Gründungssohle und über einer Basisbreite von 36 m. Mit dem Bau des »blauen Auge Waldecks«, wie der See von den Einheimischen genannt wird, wurde die Sicherstellung der Schiffbarkeit im Mittellandkanal bezweckt, was einer Niedrigwassererhöhung der Weser gleichkommt, die den Mittellandkanal mit Wasser versorgt.

Diesem Regulierungszweck ist die Elektrizitätserzeugung mit dem an der Mauer liegenden Kraftwerk Hemfurth, das eine maximale Leistung von 20 MW erreichen kann, untergeordnet.

Zusätzlich sollen mit einem über das Jahr von 0 m<sup>3</sup> bis ca. 73 hm<sup>3</sup> schwankenden Hochwasserschutzraum Hochwassersituationen entschärft werden.

Der Edersee ist Mitteldeutschlands größtes Segelrevier. Mit über einer Million Gästen im Jahr ist die Ederseeregion zu einem beliebten Feriengebiet avanciert. Tourismus kann somit als vierte Funktion hinzugefügt werden, die jedoch den anderen Funktionen unterliegt und sich nicht auf den Wasserhaushalt auswirkt.



**Abbildung 53:** Die Staumauer der Edertalsperre



**Abbildung 54:** Der Stausee der Edertalsperre

### 3.7.2. Der Affolderner See

Wenige Kilometer flussabwärts der Edertalsperre wurde 1929 der Affolderner See als Unterbecken für die Kraftwerke Waldeck 1 & 2 (Pumpspeicherwerke) zunächst als lang gestreckter See angelegt. Der See wurde mehrmals ausgebaut, sodass er heute einen Speicherraum von 7,6 hm<sup>3</sup> (Vollstau) aufweist (das entspricht einer Staufläche von 1,65 km<sup>2</sup>). Der See wird durch die Staustufe des Laufwasserkraftwerk Affoldern aufgestaut. Der Ausfluss aus dem Affolderner See entspricht dem am Pegel Affoldern gemessenen Durchfluss.

### 3.7.3. Pumpspeicherkraftwerk Waldeck 1&2

Der Berg am Affolderner See trägt auf seiner Spitze das Oberbecken des Pumpspeicherkraftwerkes Waldeck 1. Dieses ist über Druckrohre mit dem Kraftwerksgebäude am Fuße des Berges – am Affolderner See – verbunden, der als Unterbecken fungiert.

Das Oberbecken des Pumpspeicherkraftwerkes Waldeck 2 liegt auf dem Nachbarberg Ermerod. Das dazugehörige Kraftwerk ist in einer hierfür künstlich geschaf-

fenen Kaverne im »Peterskopf« untergebracht. Das Unterbecken ist ebenfalls der Affolderner See.

Waldeck 1 & 2 sind Energie-Akkus, die bei Spitzenlasten gespeicherte potentielle Energie abgeben. Bei geringen Lasten wird die gewonnene Energie hauptsächlich von Kraftwerken (nicht nur von der Edertalsperre), deren Leistungen nicht oder nicht schnell genug an den Energieverbrauch angepasst werden können (Windkraft, Wasserkraft, Photovoltaik, zum Teil auch Kohlekraftwerke), in potentieller Energie umgewandelt und somit gespeichert.

#### 3.7.4. Vereinfachung des Systems

Die Auswirkungen auf den Tagesmittelwert des Durchflusses können bei den Pumpspeicherkraftwerken vernachlässigt werden. Diese Schwankungen sind kurzfristig und werden durch den Affolderner See ausgeglichen. Der Auslass des Affolderner Sees wird durch das Wasser- und Schifffahrtsamt vorgegeben. Diese Vorgaben richten sich nach dem Wasserinhalt im Gesamtsystem (Edersee, Affolderner See, Oberbecken der Pumpspeicherwerke), den Witterungsbedingungen, der Jahreszeit und anderen Faktoren. Mit bis zu 200 hm<sup>3</sup> ist der Speicherinhalt der Edertalsperre im Vergleich zum Affolderner See (7,6 hm<sup>3</sup>) und Waldeck 1&2 (zusammen ca. 5,4 hm<sup>3</sup>) der dominierende Systembestandteil. Daher kann das System mit der Annahme, dass die restlichen Becken und Seen für die gewünschte Genauigkeit der Berechnungen vernachlässigt werden können, auf die Edertalsperre reduziert werden.

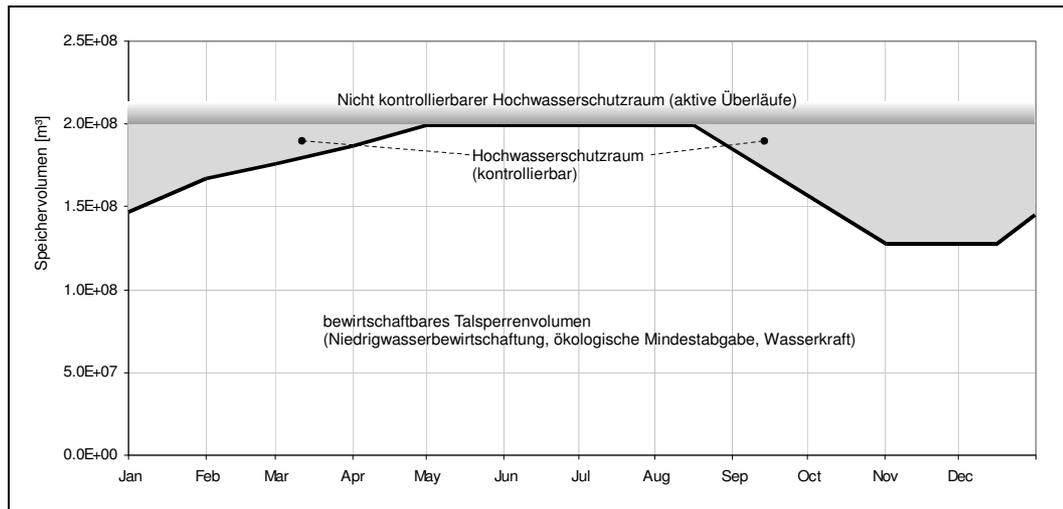
#### 3.7.5. Bewirtschaftung der Edertalsperre

Die Steuerung des Abflusses aus der Edertalsperre richtet sich nach drei Hauptphasen der Bewirtschaftung:

1. Hochwasserbewirtschaftung
2. Mindestabgabe
3. Niedrigwasserbewirtschaftung

*Zu 1.)*

Da im Einzugsgebiet der Edertalsperre Hochwasser hauptsächlich im Winterhalbjahr auftreten, findet eine Hochwasserbewirtschaftung nur im Zeitraum vom 1. November bis zum 1. Mai statt. Der Hochwasserschutzraum ist variabel (siehe *Abbildung 55*), sodass in den Sommermonaten, wo die Niedrigwasserwahrscheinlichkeit höher ist, der maximale Speicherraum zur Niedrigwasserbewirtschaftung zur Verfügung steht.



**Abbildung 55:** Variabler Hochwasserschutzraum der Edertalsperre

Im Zeitraum 01. Mai bis zum 15. August gibt es keinen Hochwasserschutzraum. Ab dem 16. August wird die Talsperre so gesteuert, dass zum 1. November der volle Hochwasserschutzraum von ca.  $73 \text{ hm}^3$  zur Verfügung steht.

Abhängig vom aktuellen Hochwasserschutzraum wird eine Speicherfüllung angestrebt, die jedoch ein Richtwert ist und nicht zwingend ohne die Betrachtung anderer Aspekte erreicht werden muss oder erreicht werden kann: Liegt Schnee im Gebiet, so wird die im Schnee gespeicherte Wassermenge als zusätzlicher Hochwasserschutzraum betrachtet; je nach erwarteten Temperaturen ist mit keinem, moderatem oder starkem Schmelzen der Schneemassen zu rechnen. So wird auf der Basis von Wettervorhersagen und Schmelzwasserprognosen über die Kraftwerksturbinen oder anderen Betriebsabläßen ein entsprechendes Volumen den Schmelzwassermengen bereitgestellt. D.h., in der Talsperre wird für das prognostizierte Schmelzwasser Platz gemacht. Werden zusätzlich hohe Niederschlagsmengen erwartet, dann wird über die Abschätzung der Zuflussmengen mit einem NA-Modell verstärkt vorentlastet.

Die Steuerung stützt sich bei der Hochwasserbewirtschaftung auf die Vorhersage der Talsperrenzuflüsse. Zwischen den vorhergesagten Werten und der Abflusssteuerung steht die Behörde mit einem Erfahrungsschatz. So wird der Einzelfall mit den Vorhersagen und den Erfahrungen bewertet, sodass entsprechend reagiert werden kann.

Zu 2.)

Die Mindestabgabe beträgt  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dies ist das ökologische Minimum, das aus der Talsperre abgegeben werden darf. Dieser Abfluss wird nur unterschritten, wenn der Edertalsperreninhalt unter die  $20 \text{ hm}^3$ -Grenze fällt. Dann wird soviel aus der Edertalsperre abgegeben, wie zufließt. Am Pegel Schmittlotheim (Talsperrenzufluss) liegt der mittlere Durchfluss (1940-2005) bei  $MQ = 19,2 \text{ m}^3/\text{s}$  (Winter  $29,7 \text{ m}^3/\text{s}$ ; Sommer  $8,88 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Zu 3.)

Die Niedrigwasserbewirtschaftung ist die Hauptaufgabe der Edertalsperre. Fällt der Wasserstand am Pegel Hann. Münden unter 120 cm (entspricht etwa 55 m<sup>3</sup>/s), dann wird die Talsperrenabgabe erhöht, so dass dieser minimale Zielwert am Pegel Hann. Münden wieder eingehalten werden kann.

In besonders niederschlagsarmen Jahren kann der Zielpegel bis auf 110 cm abgesenkt werden. Sinkt der Edertalsperreninhalt unter 40 hm<sup>3</sup>, dann erfolgt nur noch die Mindestabgabe von 6 m<sup>3</sup>/s.

In *Anhang A9* ist als Beispiel der Betriebsnachweis der Edertalsperre für das Betriebsjahr 2006/2007 dargestellt.

### 3.7.6. Reduzierung der Bewirtschaftung auf einfache Speicherregeln

Die Edertalsperre soll simuliert werden. Daher müssen die Regeln, nach denen der Talsperrenabfluss gesteuert wird, so zusammengefasst werden, damit diese programmtechnisch umgesetzt werden können. Diese Regeln bzw. dieser Steueralgorithmus für die Talsperrenabgabe kann mit einem Ablaufdiagramm (*Abbildung 56*) beschrieben werden. Speicherab- und zuflüsse pro Tag werden in Volumen (hm<sup>3</sup>=1·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) angegeben. Die einzelnen Volumenbezeichnungen bedeuten:

$V_{\text{ö}}$	ökologischer Mindestabfluss
$V_Z$	Zuflussvolumen
$V_{\text{HaMü}}$	Durchflussvolumen am Pegel Hann. Münden
$V_{\text{HaMü,Grenz}}$	Grenzdurchflussvolumen am Pegel Hann. Münden (W = 120 cm)
$S_T$	schneekorrigierter aktueller Speicherinhalt
$S_{T,S}$	akt. maximaler Bew.-Raum (199,67 hm <sup>3</sup> - HW-Schutzraum)
$S_{\text{Überlauf}}$	Speicherinhalt, bei dem die Hochwasserüberläufe aktiv werden

Es gilt:

$$V_{\text{ö}} = 6 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\begin{aligned}
 V_Z = & \quad V_{Z,\text{Schmittlotheim}} && \rightarrow \text{Zuflussvolumen am Pegel Schmittlotheim} \\
 & + \quad V_{Z,\text{TG}} && \rightarrow \text{Oberflächenabflussvolumen aus dem Teilgebiet} \\
 & + \quad V_P && \rightarrow \text{Niederschlagsvolumen}
 \end{aligned}$$

$S_T$  = Edertalsperreninhalt + Wasservolumen im Schneespeicher

$$S_{\text{Überlauf}} = 199,67 \text{ hm}^3$$

Der Schneespeicherinhalt wird mit dem Tagesgrad-Verfahren mit Grenzwerten für die Schneeschmelz- und Schneefalltemperatur abgeschätzt:

liegt die Temperatur unterhalb der Schneefalltemperatur  $SFTMP = 1^\circ\text{C}$  (kalibrierter Wert), dann bildet bzw. wächst der Schneespeicher entsprechend der Niederschlagsmenge.

übersteigt die Temperatur die Schneeschmelztemperatur  $SMTMP = 0^\circ\text{C}$  (kalibrierter Wert), kann die Schneeschmelzmenge mit dem Tagesgrad-Verfahren abgeschätzt werden:

$$V_{\text{schmelz}}[\text{mm}] = G \cdot \sum D \quad (24)$$

mit  $G$  [mm/°C] Tagesgradfaktor (muss kalibriert werden und liegt meistens im Bereich von 1,5 bis 6 mm/Tagesgrad

$\sum D$  [°C] positive Tagesgradsumme

Die Tagesgrade sind das Mittel der Temperatur über der Schmelztemperatur innerhalb eines Tages:

$$D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_i \quad (25)$$

mit  $n$  als Anzahl der äquidistanten Lufttemperaturwerte eines Tages. In dieser Arbeit liegen bereits Tagesmittel der Temperatur vor (es wird auch nur in Tagesschritten gerechnet). Somit ist

$$D = T - SMTMP \quad (26)$$

und das Tagesschmelzvolumen

$$V_{\text{schmelz}} = G \cdot (T - SMTMP) \quad (27)$$

Der aktuelle schneekorrigierte Speicherinhalt ergibt sich aus der Berechnung mit dem Zufluss, dem Niederschlag, der Verdunstung, dem Oberflächenzufluss und der Talsperrenabgabe im letzten Zeitschritt (siehe Abschnitt »Programmtechnische Umsetzung«)

Für jeden Tag wird mit dem in *Abbildung 56* dargestellten Algorithmus das Talsperrenabflussvolumen ermittelt:

- Zunächst wird angenommen, dass weder eine Niedrigwasserauffüllung noch eine Hochwasserentlastung stattfindet und dass die Talsperre ausreichend d.h. mit mehr als 40 hm<sup>3</sup> Wasser gefüllt ist. Der Abfluss wird daher auf den ökologischen Mindestabfluss von 6 m<sup>3</sup>/s gesetzt (das entspricht einem Abflussvolumen von 0,518 hm<sup>3</sup> pro Tag).
- Dann wird überprüft, ob der Speicherinhalt kleiner ist als 40 hm<sup>3</sup>. Wenn ja, dann wird überprüft, ob der Speicherinhalt unterhalb der 20 hm<sup>3</sup>-Grenze liegt. Wenn ja, dann ist das Abflussvolumen so groß wie das Zuflussvolumen. Wenn nein, dann liegt der Speicherinhalt zwischen 20 und 40 hm<sup>3</sup>. In diesem Fall entspricht der endgültige Abflusswert dem Anfangswert (ökologischer Mindestabfluss)

- Wenn der Speicherinhalt über der 40 hm<sup>3</sup>-Grenze liegt, dann kann die Hauptaufgabe – die Niedrigwasserbewirtschaftung – erfüllt werden. Es wird getestet, ob eine Niedrigwassererhöhung überhaupt notwendig ist: Liegt der Durchfluss bzw. das Durchflussvolumen am Pegel Hann. Münden unterhalb des Grenzwertes? Wenn ja, dann wird das Durchflussdefizit nur aufgefüllt, wenn es größer ist als der ökologische Mindestabfluss (der ja bereits abgegeben wird).
- Wenn der Durchfluss am Pegel Hann. Münden über dem Grenzwert liegt, dann findet keine Niedrigwasserauffüllung statt.
- Abschließend wird geprüft, ob eine Hochwasserentlastung durchgeführt werden muss. Dies ist dann der Fall, wenn der Speicherinhalt inklusive des Wasservolumens im Schneespeicher über dem aktuellen Speicherziel liegt, d.h. sich im Hochwasserschutzraum befindet. Wenn eine Hochwasserentlastung stattfindet, dann wird der Abfluss mit *Gleichung 28* für einen Speicherinhalt unterhalb der Überlaufgrenze (199,67 hm<sup>3</sup>) berechnet. Ist der Speicher so voll, dass die Hochwasserüberfälle aktiv werden, dann wird der mit *Gleichung 29* berechnete Wert durch den berechneten Abfluss der *Gleichung 28* ersetzt. Beide Gleichungen unterscheiden sich in ihren Speicherrückgangskonstanten. Dadurch soll eine grobe Differenzierung zwischen unkontrollierbarer und kontrollierbarer Hochwasserentlastung möglich werden.
- Findet keine Hochwasserentlastung statt, dann bleibt der Talsperrenabfluss beim ökologischen Mindestabfluss.

$$V_A = \frac{S_T - S_{T,S}}{\alpha_1} \quad (28)$$

$$V_A = \frac{S_T - S_{T,S}}{\alpha_2} \quad (29)$$

mit	$S_T$ [m <sup>3</sup> ]	Edertalsperreninhalt + Schneespeicherinhalt
	$S_{T,S}$ [m <sup>3</sup> ]	maximaler Bewirtschaftungsraum (ohne HW-Schutzraum)
	$\alpha_1; \alpha_2$ [d]	Speicherrückgangskonstanten
	$V_A$ [m <sup>3</sup> /d]	tägliche Talsperrenabgabe

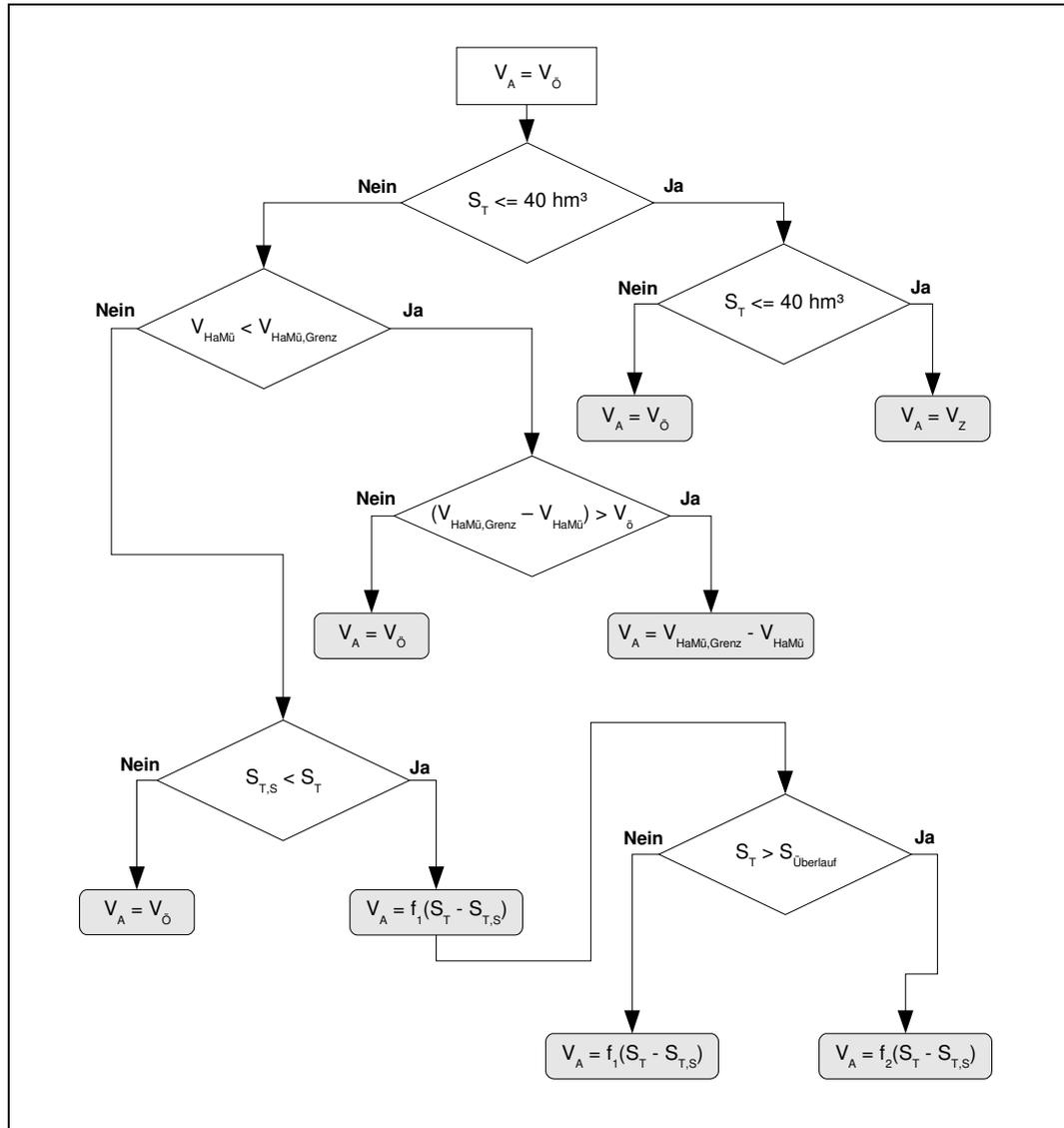


Abbildung 56: Edertalsperrensteuerregeln als Ablaufdiagramm für die Tageswerte des Abgabevolumens

### 3.7.7. Programmtechnische Umsetzung

Es soll eine Zeitreihe der Tagesmittelwerte des Talsperrenabflusses generiert werden. Dies geht nur über eine gleichzeitige kontinuierliche Berechnung des Speicherinhaltes. Für jeden Zeitschritt kann die Berechnung in drei Schritte unterteilt werden:

1. Ermittlung des Speicherinhaltes am Tagesbeginn bzw. zu Beginn des Zeitinkrements  $dt$ . Dieser entspricht dem Speicherinhalt am Ende des vorherigen Tages  $S(t-1)$  bzw. des am ersten Tag der Berechnung festgelegten Startwertes.
2. Berechnung der Speicheränderung  $\Delta S$  während des Tages:

$$\Delta S = V_{Z,Sch} + V_{Z,R} + V_{Z,P} - V_E - V_A \quad (30)$$

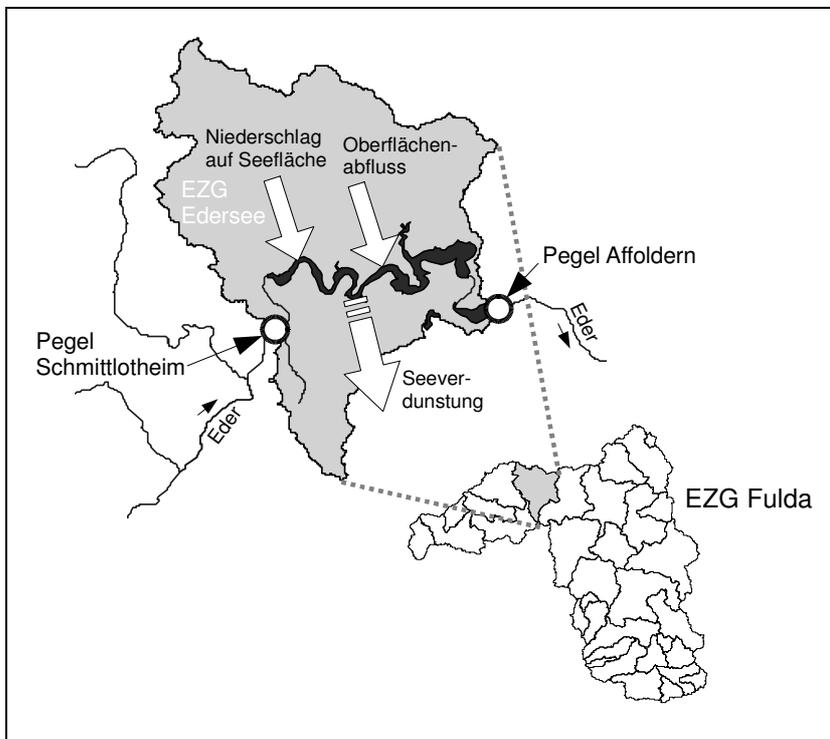
mit  $V_{Z,Sch}(t)$  Zuflussvolumen am Pegel Schmittlotheim

$V_{z,R}(t)$	Zuflussvolumen des Oberflächenabflusses aus dem Eigeneinzugsgebiet der Talsperre
$V_{z,P}(t)$	Volumen der Niederschlagsmenge auf die Seeoberfläche
$V_E(t)$	Seeverdunstung
$V_A(t)$	Abflussvolumen aus der Talsperre

3. Berechnung der Speicherfüllung am Ende des Tages bzw. Zeitschrittes mit

$$S(t) = S(t-1) + \Delta S \quad (31)$$

- Während das Abflussvolumen  $V_A(t)$  über den in *Abbildung 56* dargestellten Algorithmus berechnet wird, wird das Zuflussvolumen  $V_{z,scb}(t)$  im Vorfeld mit SWAT abgeschätzt (siehe Schritt A) und als Inputzeitreihe angegeben.
- Das Zuflussvolumen  $V_{z,R}(t)$  bezieht sich auf das Abflussvolumen aus dem Zwischeneinzugsgebiet (hier Teilgebiet Edersee genannt), das zwischen dem Talsperrenzuflusspegel Schmittlotheim und dem Talsperrenabflusspegel Affoldern liegt. Bei einer Einzugsgebietsfläche von 281,54 km<sup>2</sup> beträgt der Flächenanteil des Edersees bei Vollstau (11,042 km<sup>2</sup>) 3,9%.  $V_{z,R}(t)$  wird ebenfalls mit SWAT abgeschätzt (Schritt A) und als Inputzeitreihe angegeben.
- $V_{z,P}(t)$  wird über die Inputzeitreihe des Niederschlages, sowie die als Input anzugebende Seeflächenlinie ( $A = f(S)$ ) berechnet.
- Die Seeverdunstung  $V_E(t)$  wird mit der Berechnung der potentiellen Verdunstung im Teilgebiet EZG Edersee mit SWAT und mit der Seeflächenlinie berechnet.



**Abbildung 57:** Das EZG Edersee mit den wichtigsten Stauseeab- und Zuflüssen

Somit ergeben sich folgende Eingabezeitreihen, die im Voraus berechnet werden müssen:

$Q_{Sch}(t)$	Durchfluss am Pegel Schmittlotheim
$R_a(t)$	Oberflächenabfluss im Eigeneinzugsgebiet des Stausees.
$PET_a(t)$	Potentielle Evapotranspiration im Teilgebiet EZG Edersee zur Berechnung der Seeflächenverdunstung
$P_a(t)$	Niederschlag im Teilgebiet EZG Edersee (für die Berechnung des Niederschlags auf die Seefläche)
$P(t)$	Niederschlag im Gesamteinzugsgebiet der Talsperre (für die Berechnung des Schneespeichereinhaltes im Gesamtgebiet)
$T_a(t)$	Temperatur im Teilgebiet Edersee
$T(t)$	Temperatur im Gesamteinzugsgebiet der Talsperre
$Q_{HannMue}(t)$	Durchfluss am Pegel Hann. Münden

Zusätzlich ist die Seeflächenlinie als Tabelle  $A = f(S)$  sowie der Hochwasserschutzraum als Tabelle  $S_{HQ} = f(day)$  (mit  $day = \text{Tag des Jahres}$ ) anzugeben.

Das Talsperrenmodell wurde in der Programmierumgebung »R« realisiert.

### 3.7.8. Kalibrierung und Validierung

Das Modell wurde an gemessene Durchflüsse am Pegel Affoldern kalibriert (01.01.1972 bis 31.12.1990) und im Zeitraum 01.01.1996 bis 31.12.2006 validiert. Der Zeitraum dazwischen wurde aus Gründen der Unsicherheit des Modells während Instandsetzungsarbeiten an der Staumauer von 1991 bis 1995 (neue Verankerung der Mauer) nicht berücksichtigt.

Es wurden Werte für die Parameter

$\alpha_1$     Speicherkonstante (siehe Gleichung 28)

$\alpha_2$     Speicherkonstante (siehe Gleichung 29)

$G$       Tagesgradfaktor

gesucht. Alle anderen Parameter waren grob bekannt. Über eine erste Abschätzung mit der Speicherabflusskurvenanalyse und eine weitere feinere try and error Kalibrierung wurden folgende Werte gefunden:

$\alpha_1$     = 7 d

$\alpha_2$     = 6 d

$G$       = 4,5 mm/°C

Bei der Kalibrierung wird eine mäßige Anpassung erreicht: Nash-Sutcliffe Koeff.  $R_N^2 = 0,35$ ; Korrelationskoeffizient  $K_{or} = 0,60$ ; Bestimmtheitsmaß  $R^2 = 0,35$

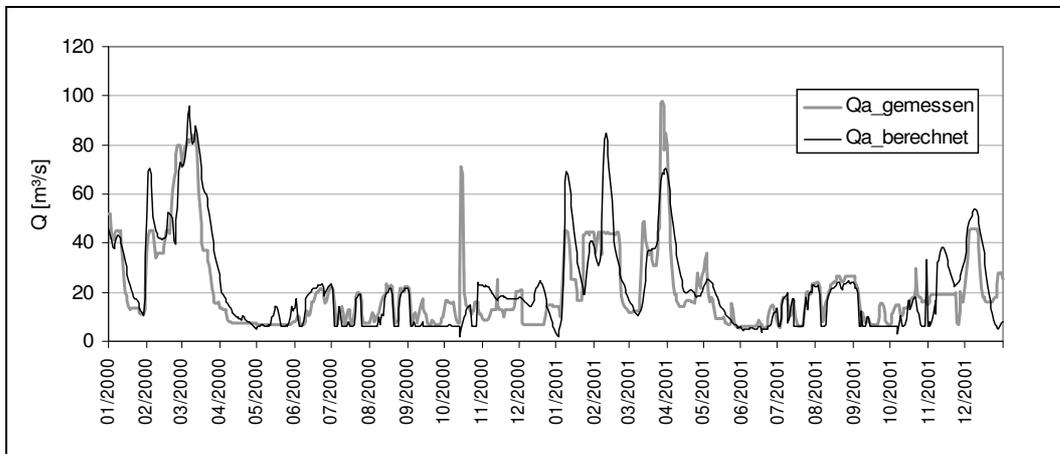
Bei der Validierung ist die Anpassung besser:  $R_N^2 = 0,61$ ;  $K_{or} = 0,84$ ;  $R^2 = 0,71$

Die Ursache für die bessere Anpassung bei der Validierung kann daran liegen, dass die Speicherregeln, d.h. auch der Verlauf des Hochwasserschutzraumes sich im Laufe der Zeit verändern. Die hier programmierten Regeln lassen aktuelle und zukünftige Talsperrendurchflüsse, wenn die Regeln nicht stark verändert werden, zufrieden stellend abschätzen.

Die Gütekriterien zeigen auch, dass eine exakte Wiedergabe der Durchflüsse durch die Art der Regulierung (situationsabhängige Abschätzung und Bewertung der Behörde mittels Prognosen des Zuflusses) mit einem Modell schwer zu erreichen ist.

Die *Abbildung 58* zeigt einen Ausschnitt (01.01.2000 – 31.12.2001) im Validierungszeitraum. Man erkennt, wie sich der berechnete Abfluss ähnlich verhält wie der gemessene Abfluss. Es treten aber auch größere Abweichungen auf. Zum Beispiel im Februar 2001 wird der Abfluss auf ca. 44 m<sup>3</sup>/s begrenzt, da sowohl im Fulda- als auch im Werragebiet hohe Durchflüsse durch Schneeschmelze erwartet wurden und somit eine verstärkte Hochwasserentlastung durchgeführt wurde. Dies war eine situationsabhängige einmalige Entscheidung des Wasser- und Schifffahrtsamtes auf der Basis von Wetterprognosen, die keine Bedeutung für die zukünftige Bewirtschaftung mehr hat. Solche Durchflussbegrenzungen kommen häufiger vor, diese können jedoch aufgrund der beschriebenen Eigenschaften nicht nachgebildet werden. Im Modell wird der Abfluss nicht begrenzt, sondern mit der einfachen Speichergleichung berechnet.

Es ist zu bemerken, dass die Niedrigwassererhöhung gut funktioniert, die Hochwasserabflüsse jedoch weniger gut getroffen werden.



**Abbildung 58:** Simulierter und gemessener Edertalsperrenabfluss am Pegel Affoldern in den Jahren 2000 und 2001

### 3.8. Schritt F - Modellierung des restlichen Einzugsgebietes mit SWAT ohne die bereits berechneten Oberliegergebiete

Schritt F beinhaltet den SWAT-Aufbau (Kalibrierung und Validierung) des Einzugsgebietes des Pegels Bonaforth (Fulda) ohne die Oberliegereinzugsgebiete der Pegel Grebenau und Pegel Affoldern (Talsperrenabfluss). Diese Oberliegergebiete wurden bereits in den vorhergehenden Schritten und aus den oben genannten Gründen



**Abbildung 59:** Das Einzugsgebiet des Pegels Bonaforth ohne die Teilgebiete der Pegel Affoldern und Grebenau

modelliert. Anstatt diese Oberlieger zu berechnen, werden in diesem Schritt bei der Kalibrierung an den Pegeln Grebenau und Affoldern jeweils eine gemessene Zuflusszeitreihe angegeben. Später werden dann berechnete Zuflusszeitreihen, d.h. die Ergebnisse der Schritte C und E angegeben.

Das betrachtete Gebiet (siehe *Abbildung 59*) ist 2494,6 km<sup>2</sup> groß. Siedlungsfläche bedeckt 8,59% des Gebietes und konzentriert sich auf den Norden (Kassel). Waldflächen (16,8% Laubwald, 8,88% Nadelwald, 10,96% Mischwald) und landwirtschaftlich genutzte Flächen also Ackerflächen (44,64%) überwiegen. 10% der Fläche macht Grünland (Weiden, Wiesen) aus.

- Setzt man einen Grenzwert von 10% an, dann sind die Böden GN\_ID\_140 (32,84%), GN\_ID\_224 (22,97%), GN\_ID\_187 (14,61%) und GN\_ID\_228 (11,34%) am häufigsten vertreten. Insgesamt gehen 14 Bodenarten in die Berechnung ein.
- Die Geländehöhe schwankt zwischen 128,5 und 678 m ü. NN um den Mittelwert von 313 m ü. NN.

Drei Hochwasserrückhaltebecken im Einzugsgebiet der Schwalm (Schwalm → Eder → Fulda) dienen zum Schutz vor Hochwasser im Schwalm- und unteren Edertal sowie zum Schutz der Stadt Kassel:

*Die Antriftalsperre*

Mit einem Erdschüttdamm (Dammkronenbreite = 550 m) wird seit 1985 das Wasser der Antrift im Sommer dauerhaft auf 1,566 hm<sup>3</sup> und im Winter auf 1,023 hm<sup>3</sup> aufgestaut. Das entspricht einem Hochwasserschutzraum von 1,6 hm<sup>3</sup> im Sommer und 2,1 hm<sup>3</sup> im Winter. Das Einzugsgebiet ist 62 km<sup>2</sup> groß. Im Hochwasserentlastungsfall wird über einen Kelchüberfall mit einem Durchmesser von 15 m entlastet. Dabei schwankt die Regelabgabe bei Hochwasser zwischen 4 und 6 m<sup>3</sup>/s.



**Abbildung 60:** Antriftalsperre (Quelle: Google Earth 2008)

*HRB Heidelberg*

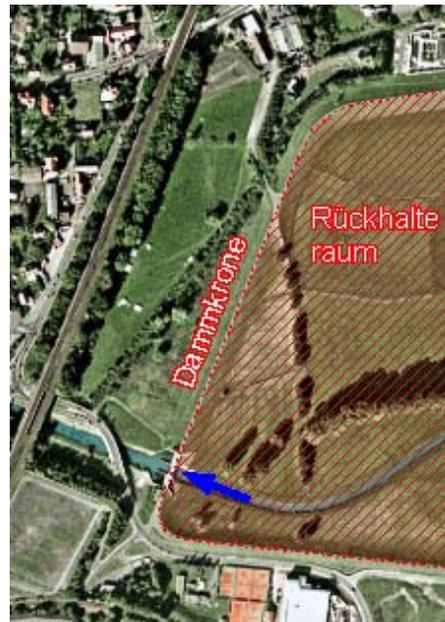
Im Gegensatz zur Antriftalsperre handelt es sich beim Hochwasserrückhaltebecken Heidelberg um ein Trockenbecken mit einem Hochwasserschutzraum von 5,57 hm<sup>3</sup> (gewöhnliches Hochwasserstauziel). Das Einzugsgebiet ist 162 km<sup>2</sup> groß. Sobald der Durchfluss der Schwalm über 5,8 m<sup>3</sup>/s steigt, wird Wasser aufgestaut. Dieser Regelabfluss kann situationsbedingt auf 15 m<sup>3</sup>/s erhöht werden. Die Anlage ist nach einem 1000 jährigen Hochwasserereignis dimensioniert und kann bis zu 6,97 hm<sup>3</sup> Wasser aufstauen.



**Abbildung 61:** HRB Heidelberg (Quelle: Wasserverband Schwalm)

*HRB Treysa Ziegenhain*

Zwischen Treysa und Loshausen liegt im Tal der Schwalm das seit 1972 in Betrieb stehende Hochwasserrückhaltebecken Treysa-Ziegenhain. Durch Dämme mit einer Gesamtlänge von ca. 10 km wird im Hochwasserfall das Trockenbecken bei einer Regelabgabe von 20 bis 30 m<sup>3</sup>/s auf bis zu 8 hm<sup>3</sup> Wasser aus dem 548 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet gefüllt. Ab 8 hm<sup>3</sup> springt die auf ein 1000 jähriges Ereignis dimensionierte Hochwasserentlastung an (4 Heber, 1 Kronenüberfall).



**Abbildung 62:** HRB Treysa Ziegenhain (Quelle: Google Earth 2008)

### 3.8.1. Kalibrierung

Die vorhandenen Datenreihen für die Zuflüsse, für den Durchfluss am Pegel Bonaforth und für die Klimagrößen erlauben eine Kalibrierung im Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.1991 (ca.14 Jahre) mit einer Setupphase vom 01.01.1977 – 31.10.1977.

Die Vorgehensweise entspricht der in Schritt A und B beschriebenen Kalibrierungsprozedur (Probierphase, Kalibrierung der Jahres- und Monatsbilanzen, Kalibrierung der Tageswerte). Die Parametersensitivität und somit die kalibrierten Parameter sind den Werten in Schritt A und B ähnlich.

Da durch dieses Gebiet die Abflüsse aus den nicht berechneten Oberliegergebieten geleitet und mit den im Gebiet entstehenden Abflüssen addiert werden, stehen die Gewässerparameter (Gerinnerauhigkeit), nachdem die Bilanzen kalibriert wurden, im Zentrum der Kalibrierung auf Tagesebene. Die Mündung der Eder in die Fulda liegt innerhalb des Gebietes. Die realistische Wiedergabe der Überlagerungen von Hochwasserwellen flussabwärts der Mündung erzwingt zusätzlich eine genaue Parametrisierung der Gerinnerauhigkeiten. Die Kalibrierungssoftware PEST (parameter estimation tool) wurde hier verwendet, um für alle Teilgebiete die jeweiligen typischen Gerinnerauhigkeiten abzuschätzen.

#### 3.8.1.1. Die Modellierung der Hochwasserrückhaltebecken

Hinweis: In Teilschritt B wurde das EZG Grebenau modelliert. Die Haunetalsperre liegt in diesem Gebiet. Ihre Modellierung wird hier zusammen mit den anderen HRBs beschrieben.

Alle vier Hochwasserrückhaltebecken wurden mit dem in SWAT integrierten Reservoir-Modell modelliert. Die Wasserbilanzgleichung für ein Reservoir lautet:

$$V = V_{stored} + V_{flowin} - V_{flowout} + V_{pcp} - V_{evap} - V_{seep} \quad (32)$$

wobei  $V$  [m<sup>3</sup>] das Volumen im Reservoir am Ende und  $V_{stored}$  [m<sup>3</sup>] das Volumen zu Beginn eines Tages ist. Die anderen Volumen sind die Verlust- und Gewinnvolumen an einem Tag:

$V_{flowin}$	[m <sup>3</sup> ]	Zuflussvolumen
$V_{flowout}$	[m <sup>3</sup> ]	Abflussvolumen (Talsperrenabgabe)
$V_{pcp}$	[m <sup>3</sup> ]	Volumen des Niederschlags
$V_{evap}$	[m <sup>3</sup> ]	Verdunstungsmenge
$V_{seep}$	[m <sup>3</sup> ]	Versickerungsmenge

#### *Niederschlag auf und Verdunstung von der Staufläche*

Um die Volumen von Niederschlag und Verdunstung berechnen zu können, muss die Seeoberfläche mit dem Speichervolumen über die Stauflächenlinie

$$SA = f(V_{Speicherinhalt}) \quad (33)$$

ermittelt werden. Vom Wasserverband Schwalm wurden für die Antrifftalsperre, für das HRB Heidelberg und für das HRB Teysa-Ziegenhain Speicherkennlinien zur Verfügung gestellt. Zudem gibt es online abrufbare Informationen über die Stauffläche bei bestimmten Speicherinhalten für die genannten Rückhaltebecken als auch für die Haunetalsperre (z.B. <http://www.haunesee.de>, <http://www.wasserverband-schwalm.de/anlagen.html>). SWAT benötigt keine genaue Tabelle über die Wasserfläche, sondern die Wasserfläche und das Speichervolumen an wichtigen Speicherfüllungen. Diese Kenngrößen wurden aus den genannten Quellen ermittelt:

$SA_{em}$  [ha] Stauffläche, wenn der Speicher bis zur Hochwasserentlastung gefüllt ist (emergency spillway). Diese markiert die Höhe, ab der die Hochwasserentlastung aktiv wird (z.B. die Höhe der Überfallkrone).

$SA_{pr}$  [ha] Stauffläche, wenn der Speicher bis zum Betriebsablass gefüllt ist (principal spillway).

Zusätzlich müssen entsprechende Speicherfüllungen angegeben werden:

$V_{em}$  [ $10^4$  m<sup>3</sup>] Speicherinhalt, wenn der Speicher bis zur Hochwasserentlastung gefüllt ist.

$V_{pr}$  [ $10^4$  m<sup>3</sup>] Speicherinhalt, wenn der Speicher bis zum Betriebsablass gefüllt ist.

Die Bereiche zwischen diesen Werten werden von SWAT interpoliert, bzw. es wird angenommen, dass die Staufflächenlinie mit der Gleichung

$$SA = \beta_{sa} \cdot V^{\exp sa} \quad (34)$$

berechnet werden kann. Dabei werden die Koeffizienten  $\beta_{sa}$  und  $\exp sa$  mit den oben beschriebenen Speicherkennwerten berechnet:

$$\exp sa = \frac{\log_{10}(SA_{em}) - \log_{10}(SA_{pr})}{\log_{10}(V_{em}) - \log_{10}(V_{pr})} \quad (35)$$

$$\beta_{sa} = \left( \frac{SA_{em}}{V_{em}} \right)^{\exp sa} \quad (36)$$

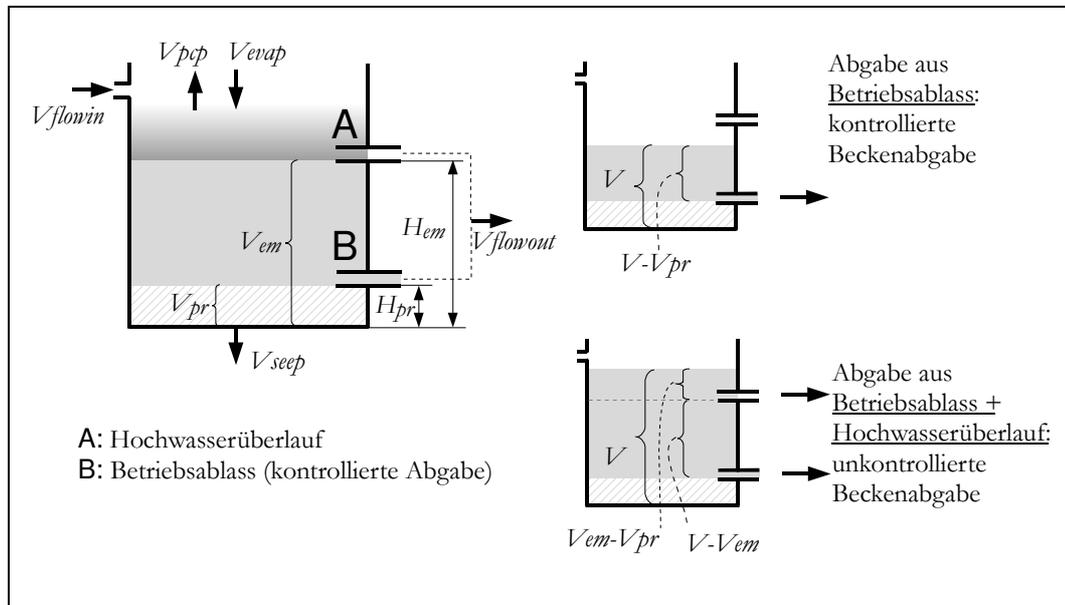
Die Versickerung wird berechnet mit

$$V_{Versickerung} [m^3 / Tag] = 240 \cdot K_{sat} [mm / hr] \cdot SA [ha] \quad (37)$$

wobei  $K_{sat}$  (hydraulische Leitfähigkeit) aus den in Kapitel 2 beschriebenen Bodendaten für den jeweiligen Standort ermittelt wurde. Der Faktor 240 ergibt sich aus der Umrechnung der Einheiten.

*Die Berechnung der Abgabe aus dem Reservoir*

Die Berechnung der Abgabevolumen aus dem Rückhaltebecken wird über die Definition der Bewirtschaftung als Hochwasserbewirtschaftung eines Reservoirs in SWAT erreicht: Wie in der Prinzipskizze eines Reservoirs in *Abbildung 63* zu erkennen ist, wird der Speicherinhalt in zwei Füllbereiche mit den dazugehörigen Talsperrenablässen A und B unterteilt:



**Abbildung 63:** Die Komponenten des Reservoirmodells in SWAT mit den Zu- und Abflussvolumen

Abfluss aus dem Betriebsabfluss B (kontrollierte Hochwasserentlastung):

Das Speichervolumen, das ausschließlich über B (siehe *Abbildung 63*) geregelt wird, liegt zwischen dem Totraumvolumen  $V_{pr}$ , das nicht durch Betriebsablässe geregelt werden kann, und dem Volumen  $V_{em}$ , ab dem der Hochwasserüberlauf aktiv wird. Die Abgabe aus B kann über die Vorgabe von Abflusszeitreihen, von mittleren monatlichen oder jährlichen Abflüssen geregelt werden. Die Abgabemenge  $V_{Abgabe}$  lässt sich berechnen mit

$$V_{Abgabe} = V - V_{pr} \quad \text{wenn } V - V_{pr} < q_{rel} \cdot 86400 \quad (38)$$

$$V_{Abgabe} = q_{rel} \cdot 86400 \quad \text{wenn } V - V_{pr} > q_{rel} \cdot 86400 \quad (39)$$

$q_{rel}$  [m<sup>3</sup>/s] ist der mittlere vorgeschriebene Entlastungsabfluss. *Tabelle 16* zeigt für die vier Hochwasserrückhaltebecken im EZG Fulda diese Entlastungsabflüsse. Wird das Speichervolumen kleiner als  $V_{pr}$  (durch Verdunstung und Versickerung), dann kann die Talsperre kein Wasser mehr abgeben. Daher ist bei den Trockenbecken dieser Wert Null (*Abbildung 64*). Bei den Becken mit Dauerstau entspricht  $V_{pr}$  dem Dauerstauvolumen.

**Tabelle 16:** Entlastungsabflüsse im Hochwasserfall der HRB im EZG Fulda

Name	Entlastungsabfluss
Antrifftalsperre	4 bis 6 m <sup>3</sup> /s (SWAT wird mit 5 m <sup>3</sup> /s parametrisiert)
HRB Treysa-Ziegenhain	20 bis 30 m <sup>3</sup> /s (SWAT wird mit 20 m <sup>3</sup> /s parametrisiert)
HRB Heidelberg	5,8 bis 15 m <sup>3</sup> /s (SWAT wird mit 5,8 m <sup>3</sup> /s parametrisiert)
Haunetalsperre	12,5 m <sup>3</sup> /s

Der Abfluss aus dem Hochwasserüberfall A (nicht kontrollierbare Hochwasserentlastung):

Übersteigt der Speicherinhalt die Grenze  $V_{em}$ , dann werden die Hochwasserüberläufe aktiv, deren Abgabe durch das Volumen über der Höhe des Entlastungsbauwerks A (siehe *Abbildung 63*) bestimmt wird. Die Abgabe wird hierbei neben der Abgabe aus den Betriebsablässen, allein über die Differenz zwischen der aktuellen Speicherfüllung und  $V_{em}$  bestimmt:

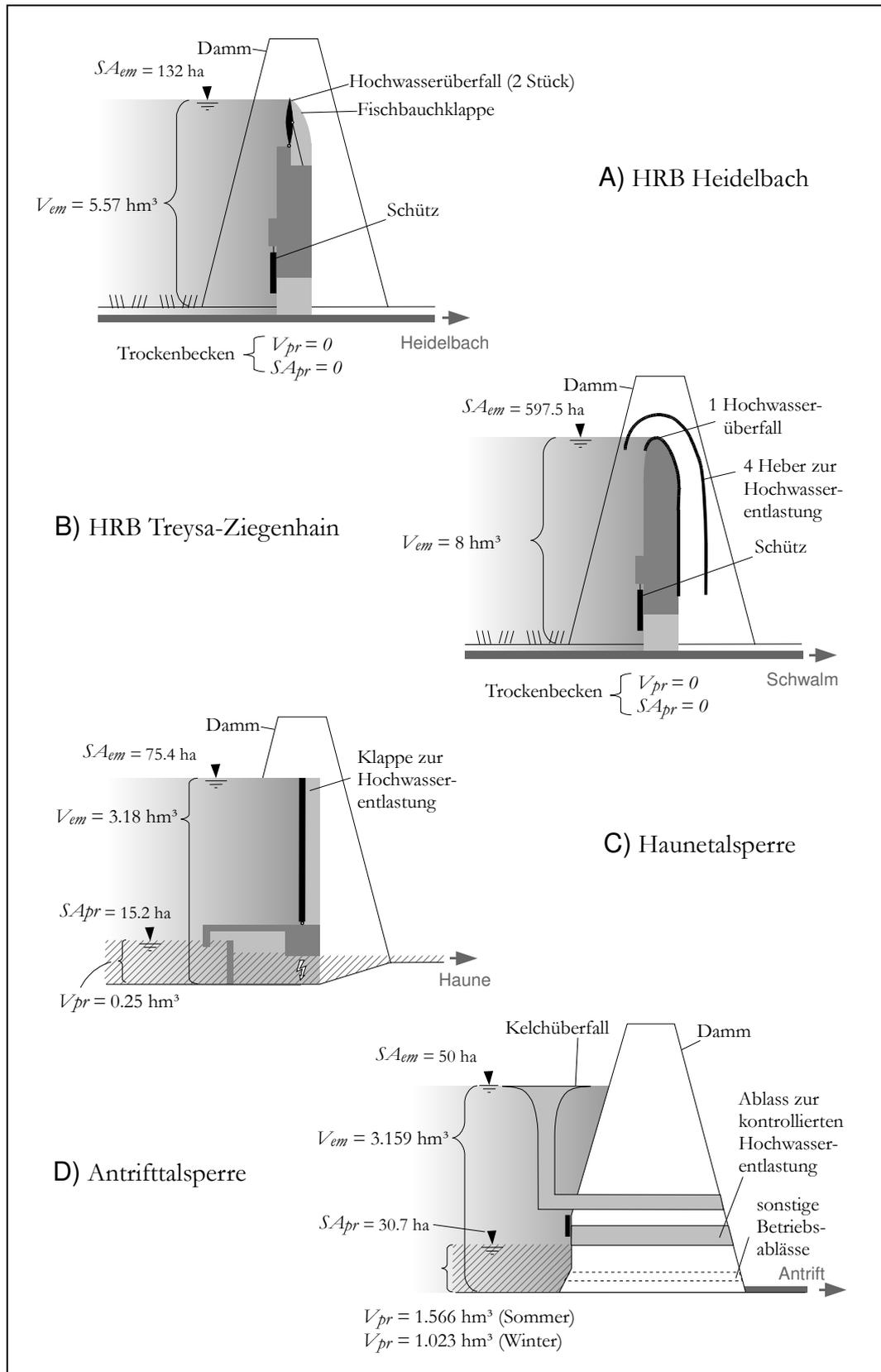
$$V_{flowout} = (V - V_{em}) + (V_{em} - V_{pr}) \quad \text{wenn } V_{em} - V_{pr} < q_{rel} \cdot 86400 \quad (40)$$

$$V_{flowout} = (V - V_{em}) + q_{rel} \cdot 86400 \quad \text{wenn } V_{em} - V_{pr} > q_{rel} \cdot 86400 \quad (41)$$

*Abbildung 64* zeigt, wo die im SWAT-Reservoir-Modell benötigten HRB-Kennwerte bei den vier Hochwasserrückhaltebecken gefunden werden können. Die HRBs sind hierbei stark vereinfacht dargestellt. Die Skizzen zeigen auch, wie die Talsperren vereinfacht werden müssen:

- HRB Heidelberg: Der Abfluss im Entlastungsfall wird über den Schieber und die Fischbauchklappe geregelt (Füllung  $V < V_{em}$ ). In SWAT wird angenommen, dass das Zusammenspiel dieser beiden Abflussregelungen zu einem konstanten, vorgegebenen  $q_{rel}$  aus dem Abfluss B führen. Abfluss A bilden zwei Hochwasserüberfälle.
- HRB Treysa-Ziegenhain: Der Abfluss im Entlastungsfall wird über Schiebervorrichtungen geregelt ( $V < V_{em}$ ). Bei Speicherfüllungen  $V > V_{em}$  bilden vier Heber und ein Überfall die Abflussöffnung B.
- Haunetalsperre: Im Dauerstau wird Elektrizität erzeugt. Der Einfluss und Ausfluss aus der Talsperre sind dann annähernd gleich. In SWAT kann diese geringe Beeinflussung auf das Speichervolumen vernachlässigt werden. Der Abfluss im Entlastungsfall wird über eine Klappe geregelt ( $V < V_{em}$ ). Dieselbe Klappe regelt den Abfluss bei  $V > V_{em}$ . In SWAT kennt diese Klappe zwei Betriebszustände (entsprechend den Ablässen A und B).
- Antrifftalsperre: Den HRB-Abläss B bilden Durchflussregler im Auslaufbauwerk. Bei  $V > V_{em}$  wird ein Kelchüberfall (Hochwasserentlastung A) aktiv.

In *Abbildung 65* sind die modellierten Zu- und Abflüsse sowie die Speicherinhalte im Jahr 2004 für die vier Hochwasserrückhaltebecken im Einzugsgebiet der Fulda dargestellt.



**Abbildung 64:** Funktionsskizzen für die Hochwasserrückhaltebecken Heidelberg (A), Treysa-Ziegenhain (B), Haunetalsperre (C) und Antrifftalsperre (D). Die Abbildungen sind stark vereinfachte und nicht maßstabsgetreue Schnitte durch die Entlastungsbauwerke der HRB.

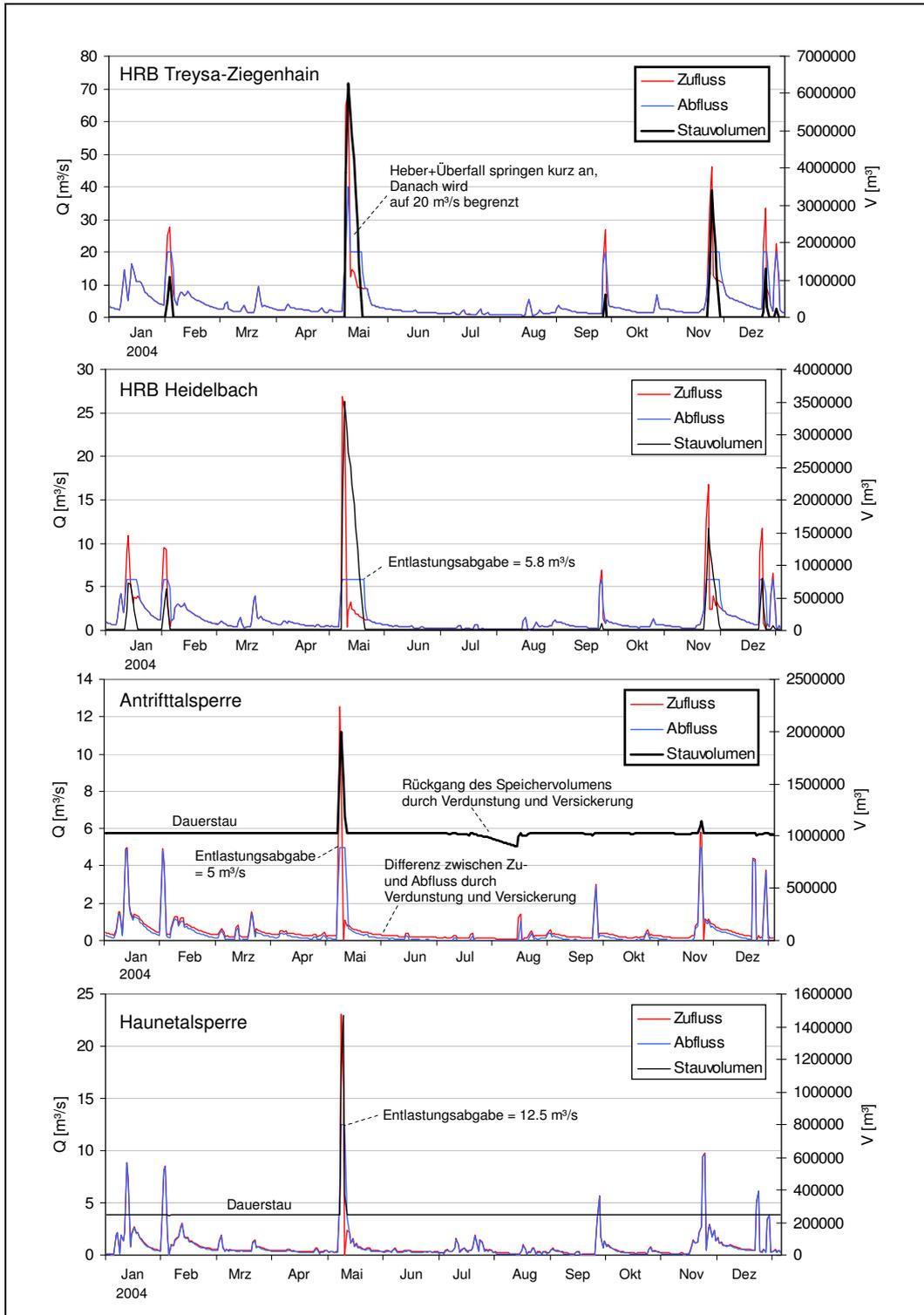
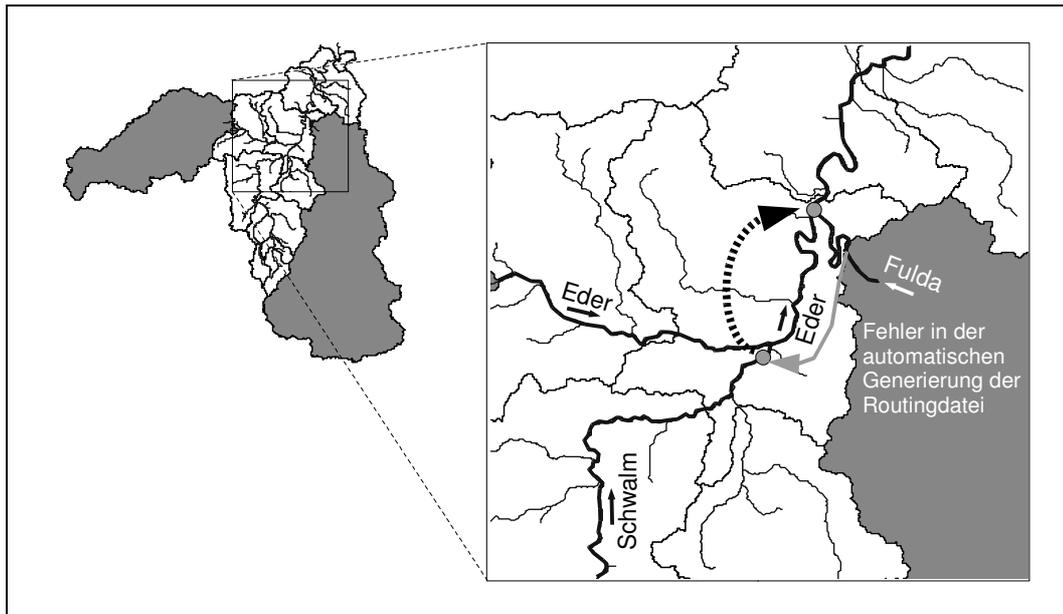


Abbildung 65: Zu- und Abflüsse sowie die Speicherfüllung in den Hochwasserrückhaltebecken im EZG Fulda: SWAT-Berechnung für das Beispieljahr 2004

### 3.8.1.2. Fehler in der automatischen .fig-Dateigenerierung und Ergebnisse der Kalibrierung

Das ArcView-Interface SWAT-X generiert die SWAT-Routingdatei .fig automatisch. Die Überprüfung dieser Datei ergab, dass der Zufluss am Grebenau an der falschen Stelle (an der Schwalm, kurz vor der Mündung in die Eder) eingeführt wird (siehe *Abbildung 66*). Dieser nur hier auftretende Fehler wurde durch eine korrigierte, manuell erstellte .fig-Datei behoben. In Folge dieser Korrektur wird das SWAT-Interface nicht mehr zur Berechnung, sondern nur noch zur Inputdatenermittlung verwendet.



**Abbildung 66:** Fehler in der automatischen Generierung der SWAT-Routingdatei \*. fig

Die zeitaufwändige Kalibrierung führt zu einer sehr guten Anpassung im Kalibrierzeitraum (siehe *Tabelle 17*).

**Tabelle 17:** Erg. der Kalibrierung des EZG Fulda ohne EZG Pegel Affoldern u. Grebenau

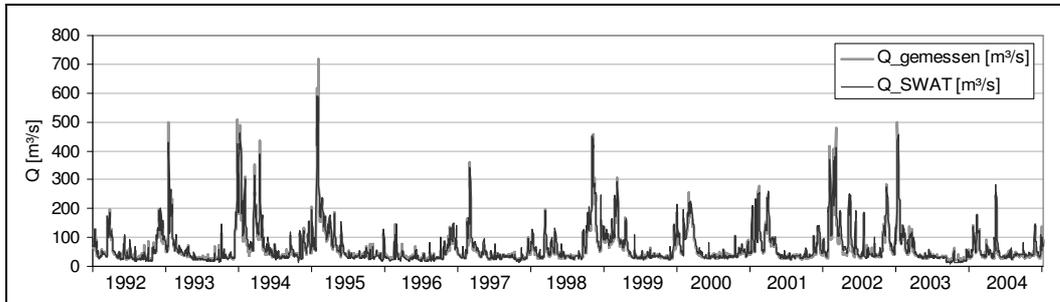
Kalibrierung	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,98	0,994	0,996
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,95	0,988	0,991
R <sup>2</sup> N	0,94	0,98	0,96

### 3.8.2. Validierung

Es wird mit den gemessenen Durchflussdaten am Pegel Bonaforth im Zeitraum 01.01.1992 – 31.12.2004 und einem Setupzeitraum vom 01.01.1991 – 31.12.1991 validiert. Es bestätigt sich eine sehr gute Anpassung der berechneten an die gemessenen Durchflüsse (siehe *Tabelle 18*). Die Anpassung ist bei den Tageswerten besser und bei den Jahreswerten leicht schlechter als bei der Kalibrierung. *Abbildung 67* zeigt einen Ausschnitt (2000 - 2004) der gemessenen und berechneten Durchflusszeitreihe.

**Tabelle 18:** Validierung des EZG Fulda ohne EZG Pegel Affoldern u. Grebenau

Validierung	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,98	0,994	0,992
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,96	0,989	0,985
R <sup>2</sup> N	0,95	0,98	0,92

**Abbildung 67:** Pegel Bonaforth (Teilgebiet ohne EZG Affoldern und EZG Grebenau) - gemessene und berechnete mittlere Tagesdurchflüsse bei der Validierung

Es ist zu beachten, dass ein Großteil des Durchflusses der Durchfluss ausmacht, der als gemessene Zeitreihen an den Pegeln Grebenau und Affoldern angelegt wurde. Daher ist die Anpassung sehr gut.

### 3.9. Validierung des Gesamtsystems ohne KNN-Korrektur

Alle Teilsysteme wurden kalibriert. Es stellt sich nun die Frage nach der Güte des Gesamtmodells, wenn alle Teilsysteme bzw. Teilmodelle zusammenarbeiten. Zwischen den Schritten F (Modellierung des EZG Bonaforth ohne die Oberliegergebiete EZG Grebenau und EZG Affoldern) und G (Korrektur der berechneten Durchflussganglinie am Pegel Bonaforth mit einem KNN) wird das Gesamtsystem validiert. Das KNN in Schritt G benötigt Ergebnisse des Gesamtsystems. Es wird somit nach der Berechnung des Abflusses mit dem validierten Gesamtsystem trainiert.

Bisher wurden alle Teilsysteme einzeln kalibriert. Nun wird überprüft, wie diese Teilmodelle zusammen in einer Modellkette arbeiten. Die Vorgehensweise bei der Validierung des Gesamtsystems entspricht der Anwendung dieser Modellkette bei späteren Berechnungen.

Es steht ein Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.2004 zur Verfügung. Die Jahre 1991 – 1995 müssen jedoch vorsichtig betrachtet werden, da in diesem Zeitraum Instandsetzungsarbeiten an der Edertalsperre durchgeführt wurden. *Tabelle 19* zeigt eine gute Anpassung.

**Tabelle 19:** Validierung des Gesamtsystems ohne KNN-Korrektur

<i>Validierung ohne KNN</i>	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,92	0,96	0,99
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,85	0,92	0,96
R <sup>2</sup> N	0,78	0,80	0,66

Die mittlere jährliche Abflusshöhe in den Jahren 1978 – 2003 wird mit 354 mm um ca. 56 mm überschätzt (real 298 mm). Es ist unklar, in welchem Teilmodell der Fehler in der Bilanz entsteht, der sich bei der Betrachtung der Jahresbilanzen bemerkbar macht.

### 3.10. Schritt G – Korrektur der berechneten Durchflussganglinie am Pegel Bonaforth(Fulda) mit einem KNN

Wie in Schritt C wird nun eine Durchflusszeitreihe mit einem künstlichen neuronalen Netz korrigiert. Prinzip und Netztopologie sind mit Schritt C identisch (hier wird auf das Kapitel 3.5. verwiesen). Als Eingangsdaten dienen die Durchflussberechnungen mit der gesamten Modellkette für den Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.2004.

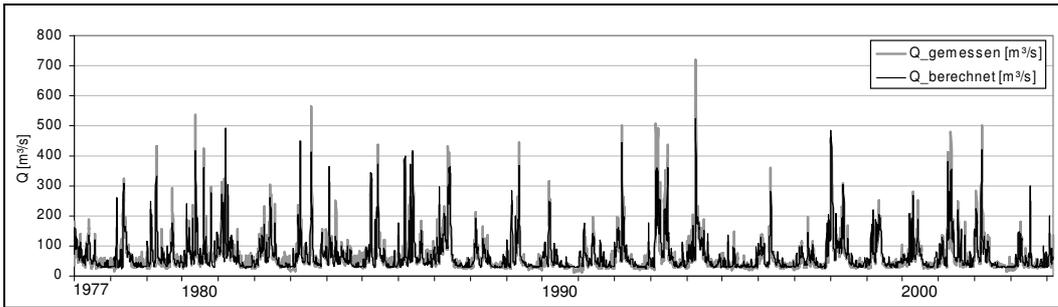
Ca. 2/3 der Durchflusszeitreihe (01.11.1977 – 31.12.1994) werden zum Training des Netzes verwendet. Dabei wird die Netzausgabe an gemessene Durchflüsse am Pegel Bonaforth trainiert. Ca. 1/3 der Durchflusszeitreihe (01.12.1994 – 28.12.2004) wird zum Testen der gelernten Gewichte verwendet.

Abschließend wird die Performance des Modells (gesamte Modellkette) mit der KNN-Fehlerkorrektur überprüft. Für den Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.2004 werden die in *Tabelle 20* aufgelisteten Gütekriterien für die Anpassung der berechneten an die gemessenen Werte erreicht.

**Tabelle 20:** Validierung des Gesamtsystems mit KNN-Korrektur

<b>Validierung mit KNN</b>	Tageswerte	Monatswerte	Jahreswerte
Korrelationskoeffizient	0,94	0,97	0,98
R <sup>2</sup> (Bestimmtheitsmaß)	0,89	0,94	0,94
R <sup>2</sup> N	0,89	0,94	0,97

Die mittlere jährliche Abflusshöhe in den Jahren 1978 – 2003 wird mit 304 mm gut reproduziert (real 298 mm). *Tabelle 20* und *Abbildung 68* zeigen eine sehr gute Anpassung.



**Abbildung 68:** Pegel Bonaforth – Validierung des Gesamtmodells im Zeitraum 2000 – 2004 (Tageswerte)

### 3.11. Abschließende Bemerkungen zur Kalibrierung

Wie die Validierung (mit KNN-Korrektur) zeigt, kann mit dem Modell bzw. mit der aufgestellten Modellkette der Durchfluss am Pegel Bonaforth (Fulda) sehr gut reproduziert werden. Mit der Voraussetzung, dass sich das System nicht verändert, kann der Durchfluss für die Zukunft mit entsprechenden Klimadaten sicher berechnet werden: Solche Systemveränderungen anthropogener und natürlicher Art sind

- Landnutzungsveränderungen: Die Bewirtschaftungsformen bleiben gleich. Es wird angenommen, dass sich durch Veränderungen in den klimatischen Verhältnissen die Landnutzung in den nächsten hundert Jahren nicht stark verändert.
- Veränderungen bei der Bewirtschaftung der Edertalsperre: Ob die Aufrechterhaltung der Schifffahrt ein bleibender Zweck der Edertalsperre ist, ist nicht sicher und hängt auch von der zukünftigen Bedeutung der Weser als Wasserstraße ab. Die Edertalsperre ist ein menschlicher Eingriff in den Wasserhaushalt. Menschen sind schwer kalkulierbar, somit auch der Einfluss auf den Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Fulda.
- Veränderungen / Neubau von technischen Hochwasserschutzmaßnahmen im Einzugsgebiet
- Veränderung der Wassernutzung: Es wird angenommen, dass die Wassernutzung (Trinkwasser, Bewässerung) sich nicht stark verändern wird, zumal die demoskopischen Vorhersagen für Nordhessen eher von einer Bevölkerungsabnahme ausgehen.

Unter diesen Bedingungen können auch der Wasserhaushalt im Einzugsgebiet und die einzelnen Kenngrößen (z.B. Durchfluss am Pegel Grebenau) aufgrund der umfangreichen Kalibrierung mit dem Modell wiedergegeben werden. Dabei ist jedoch zu beachten, dass Größen wie die Verdunstung nur indirekt über den Abfluss und den Niederschlag validiert wurden und somit unsicher sind.



---

## KAPITEL 4 Klimaprojektionen für das EZG Fulda

### 4.1. Zusammenfassung

Der Durchfluss am Pegel Bonaforth im 21. Jh. wird durch das Verhalten der Klimagrößen in diesem Zeitraum bestimmt. Es werden die wahrscheinlichsten Zukunftsszenarien für die Emission von Treibhausgasen verwendet, die den Klimamodellen als wichtigste Eingangsgrößen angegeben werden. Klimamodelle liefern Informationen über das Verhalten von Klimagrößen für mögliche Szenarien und für ein grobes, den Globus umspannendes Gitter. Für regionale Untersuchungen ist die Auflösung der Klimamodelle allerdings meistens immer noch zu grob (z.B. ECHAM5 am Äquator 200 km). Eine Abschätzung über das regionale Verhalten der Klimagrößen erhält man durch ein so genanntes »Downscaling« der grobmaschigen Information auf eine detaillierte regionale Scala. Nach dem Downscaling der Klimadaten werden die Teilgebietszeitreihen der von SWAT benötigten Klimagrößen ermittelt. Ein Klimamodelllauf von 1960 bis 2000, das anschließende Downscaling der Ergebnisse sowie die Teilgebietswertbestimmung ermöglichen dann den Vergleich (des statistischen Verhaltens) mit gemessenen Werten. Dieser Vergleich zeigt die Grenzen der Klimaprojektionen und des Downscalings auf.

### 4.2. Szenarien für die Treibhausgasemissionen

Will man Aussagen über das Klima in den nächsten hundert Jahren treffen, dann muss man die Rahmenbedingungen d.h. die Höhe und den Verlauf der Treibhausgasemissionen in diesem Zeitraum kennen. Der Mensch ist nicht berechenbar. Zudem ist die Treibhausgasemission das Ergebnis eines komplexen Zusammenspiels von demographischer Entwicklung, sozioökonomischer Entwicklung und technologischem Fortschritt. Nicht anthropogene, kurzzeitige und extreme Beeinflussungen des Klimas wie Vulkanausbrüche oder gar Meteoriteneinschläge sind noch weniger abzuschätzen. Daher werden mit Emissionsszenarien nicht nur eine Zukunft, sondern mehrere zukünftige Szenarien abgeschätzt, die verschiedene sozioökologische, demographische und technologische Entwicklungsmöglichkeiten beschreiben.

Der zwischenstaatliche Ausschuss für Klimaänderungen (IPCC) hat SRES Szenarien entwickelt und im IPCC Special Report Emissions Scenarios veröffentlicht (IPCC, 2000). Diese Szenarien sind zu einem Standard avanciert und ermöglichen Vergleiche zwischen den Ergebnissen verschiedener Klimamodellrechnungen.

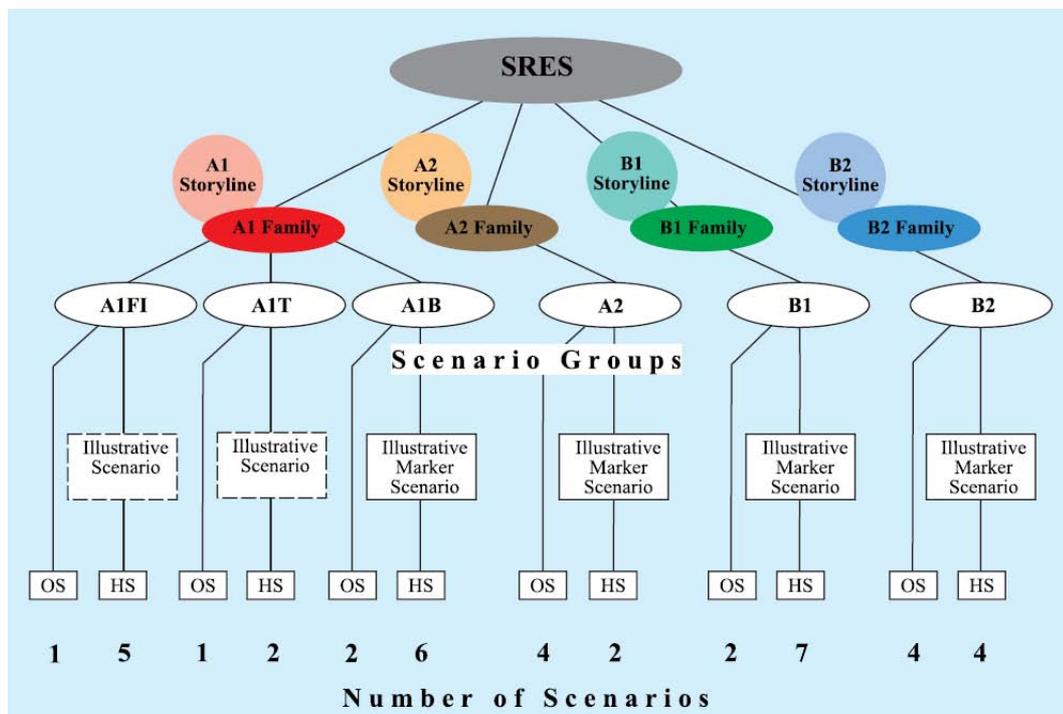
Diese insgesamt 40 SRES Szenarien sind in 4 Geschichtsverläufe (Storylines) unterteilt: A1, A2, B1 und B2 (siehe *Abbildung 69*). Die Szenarien innerhalb einer Storyline werden zu einer Familie zusammengefasst, wobei jedes Szenario in einer Familie eine mögliche Quantifizierung der Storyline darstellt. Die Szenarien innerhalb einer Familie sollen die möglichen Entwicklungen und Unsicherheiten einer Storyline abdecken.

Die 40 Szenarien werden außerdem in 6 Szenariengruppen unterteilt: 3 Gruppen in A1 und je eine Gruppe in A2, B1 und B2. Diese Gruppen beschreiben in der Sze-

narienfamilie A1 die alternativen technologischen Entwicklungen: A1FI (intensive Nutzung fossiler Energieträger), A1B (ausgeglichene Nutzung von fossilen Energieträgern und regenerativer Energie), A1T (überwiegend regenerative Energiequellen). In allen Szenarien bleiben politische Programme zur Reduktion der Treibhausgasemissionen (wie z.B. das Kyoto-Protokoll) unberücksichtigt.

Innerhalb einer Szenariengruppe gibt es Szenarien, die bezüglich Erdbevölkerung, Brutto-Weltprodukt und Endenergie harmonisiert sind und zu einer Untergruppe HS zusammengefasst werden. Harmonisiert bedeutet, es wurden gemeinsame Annahmen über die Weltbevölkerungsentwicklung und das Bruttoweltprodukt in die Szenarien übernommen. Außerhalb dieser harmonisierten Szenarien versuchen die Szenarien der Untergruppe OS Unsicherheiten außerhalb der harmonisierten Szenarien zu bewerten.

Für jede Szenarienfamilie bzw. Storyline gibt es ein illustratives Szenario (aus der jeweils harmonisierten Untergruppe HS), das den typischen Verlauf innerhalb einer Storyline beschreibt.



**Abbildung 69:** Die Hauptmerkmale der vier SRES-Storylines und Szenarienfamilien. Quelle: IPCC Special Report Emissions Scenarios, 2000. Seite 4.

Da Klimamodelle aus Zeit- und Kostengründen nicht jedes Szenario in jeder Szenarienfamilie berechnen können, werden nur die vier illustrativen Marker-Szenarien berechnet. Wenn im Folgenden von den Szenarien A1B, A2, B1 und B2 die Rede ist, dann ist damit immer das illustrative Markerszenario aus der jeweiligen Szenarienfamilie gemeint.

### 4.3. Die SRES-Szenarienfamilien

**A1** Sehr schnelles Wirtschaftswachstum, eine Weltbevölkerung, die in der Mitte des 21. Jh. ein Maximum erreicht und dann zurückgeht, sowie eine schnelle Einführung neuer und effizienter Technologien sind die Hauptcharakteristiken der A1-Familie. Es findet eine starke Globalisierung statt, mit der Folge, dass die regionalen Einkommensunterschiede kleiner werden und ein intensiver kultureller und sozialer Austausch stattfindet. Die drei Szenariengruppen in der A1-Storyline beschreiben unterschiedliche technologische Entwicklungen, wodurch sich die CO<sub>2</sub>-Emissionen sehr unterschiedlich ausprägen (s. *Abbildung 70*):

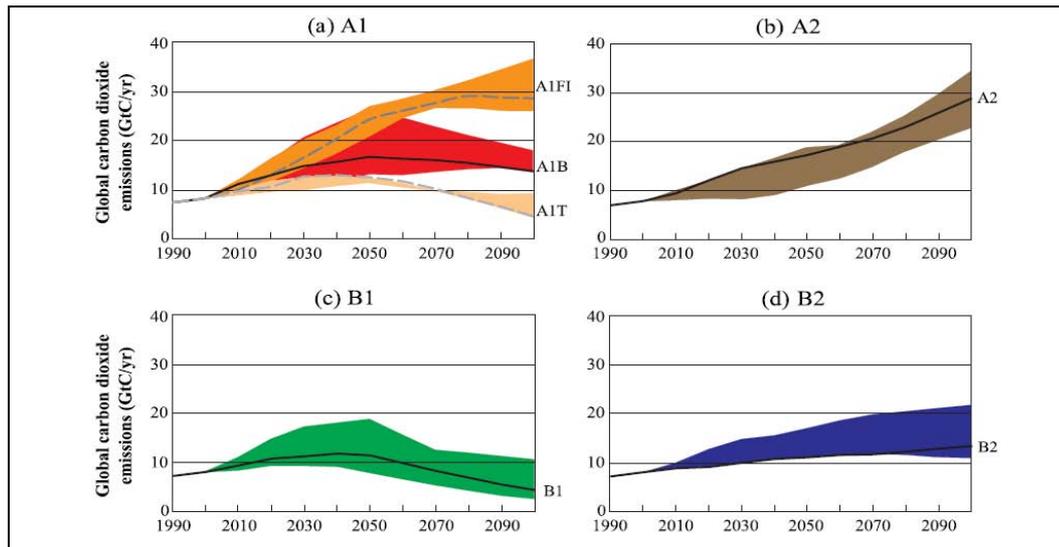
- A1B: Es werden fossile und regenerative Energieträger in gleichem Verhältnis genutzt.
- A1Fl: Der Schwerpunkt der Energiegewinnung liegt bei fossilen Energieträgern.
- A1T: Es werden überwiegend nicht-fossile Energiequellen genutzt.

**A2** Im Gegensatz zu A1 beschreibt A2 eine heterogene Welt mit den Hauptmerkmalen Selbstständigkeit und die Bewahrung der regionalen, kulturellen Identität. Global werden die Unterschiede im Einkommen nur langsam zurückgehen. Die Weltbevölkerung steigt kontinuierlich an und der technologische Fortschritt ist lokal sehr unterschiedlich und langsamer als in den anderen Storylines. Das A2-Szenario ist im Bezug auf die zukünftigen CO<sub>2</sub> Emissionen das extremste (siehe *Abbildung 70*)

**B1** Eine globalisierte Welt mit intensivem kulturellen und sozialen Austausch, einem Wandel hin zur Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft, einem Rückgang des Rohstoffbedarfs und einer Entwicklung umweltschonender und sauberer Technologie beschreibt die B1-Szenarienfamilie. Fragen zur wirtschaftlichen, sozialen und umweltbezogenen Nachhaltigkeit werden global gelöst. Dies beinhaltet zunehmende Gerechtigkeit in der Welt. Die Weltbevölkerung erreicht in der Mitte des 21. Jh. einen Höhepunkt und geht danach zurück.

**B2** Fragen zur wirtschaftlichen, sozialen und umweltbezogenen Nachhaltigkeit werden regional gelöst. Die Weltbevölkerung nimmt kontinuierlich zu, ist jedoch geringer als in A2. Die technologische und die wirtschaftliche Entwicklung werden nur mäßig und uneinheitlich fortschreiten. Diese regionale Problemlösung zeigt sich auch im Umweltschutz und bei der Verfolgung des Gerechtigkeitsgedankens.

*Abbildung 70* zeigt die Verläufe der CO<sub>2</sub>-Emissionen in den SRES-Szenarien: Innerhalb der verschiedenen A1 Szenarien unterscheiden sich die Emissionen (angegeben in Gigatonnen Kohlenstoff pro Jahr). Während bei A1T (überwiegend erneuerbare Energien) die Emissionsmenge in den Bereich der 1990er Jahre zurückgeht, verdreifacht sich die Emissionsmenge in A1Fl (überwiegend fossile Energiequellen). Der ökologisch und sozioökonomisch ungünstigste Verlauf stellen A2 dar – die emittierten Mengen nehmen ohne Aussicht auf einen Rückgang kontinuierlich zu. B1 ist neben A1T ein optimistisches Szenario. Auch hier geht die Emissionsmenge nach einem Spitzenwert in der Mitte des 21. Jahrhunderts zurück.



**Abbildung 70:** CO<sub>2</sub>-Emissionen in den Emissionsszenarien Quelle: IPCC Special Report Emissions Scenarios, 2000. Seite 8

#### 4.4. Klimamodelle

Deterministische Klimamodelle im engeren Sinn simulieren die Gegebenheiten und Variationen der Klimatelemente. Bei den Klimamodellen, deren Ergebnisse im Sachstandsbericht des IPCC zusammengefasst werden und die gemeint sind, wenn in den Medien darüber diskutiert wird, handelt es sich um dreidimensionale Modelle der atmosphärischen Zirkulation (General Circulation Modell, GCM), die mit ozeanischen Zirkulationsmodellen gekoppelt werden. Diese Modellkombination wird als Coupled General Circulation Modell (CGCM) oder als Atmosphere Ocean General Circulation Modell (AOGCM) bezeichnet. Die wichtigsten Vertreter sind

- CCSR/NIES GCM (Japan)            ABE-OUCHI et al. (1996)
- CGCM3 (Kanada)                    FLATO et al. (2000)
- CSIRO-Mk3 (Australien)            PHIPPS (2006A)
- ECHAM4 bzw. ECHAM5 (Deutschland) ROECKNER et al. (2003)
- HadCM3 GCM (England)            GORDON et al. (2000).

Unter anderem wurden die Ergebnisse dieser Modelle (und verbesserter Modellversionen) im FAR (Fourth Assessment Report) des IPCC zusammengefasst.

Alle Modelle haben gemeinsam, dass sie physikalisch begründet und mit der Kopplung von Atmosphären- und Ozeanmodellen sowie zusätzlichen Kopplungen mit z.B. Meereismodellen das Klimasystem dreidimensional berechnen. Sie basieren auf der gleichen Physik, unterscheiden sich jedoch in der praktischen Umsetzung, z.B. in der vertikalen und horizontalen Diskretisierung, in der Kopplung zwischen den Teilmodellen sowie in der Lösungsstrategie bei der Berechnung der Hydrodynamik etc..

GCMs können das Klima nicht vorhersagen. Sie können nicht das Wetter an einem bestimmten Datum in der Zukunft berechnen. Klimamodelle berechnen entsprechend der WMO-Definition (World Meteorological Organisation) für Klima Mittelwerte, Varianzen und Wahrscheinlichkeiten extremer Ereignisse:

»Klima ist die Synthese des Wetters über ein Zeitintervall, das im wesentlichen lang genug ist, um die Festlegung der statistischen Ensemble Charakteristika zu ermöglichen und das weitgehend unabhängig bezüglich irgendwelcher augenblicklicher Zustände.«

WMO(1979)

Das Ergebnis der Klimäläufe mit Klimamodellen sind »Wetterzeitreihen«, diese sind jedoch erst auf Klimaebene, d.h. durch ihre Wetterstatistik aussagekräftig. Klimamodelle erzeugen keine Klimavorhersagen, sondern Klimaprojektionen.

#### 4.4.1. Das Klimamodell ECHAM5 MPI-OM

Die in dieser Arbeit verwendeten Klimaprojektionen sind Ergebnisse von Berechnungen mit dem Klimamodell ECHAM5 MPI-OM (ROECKER et al., 1996). Den Kern des Modells bildet ECHAM5 (Atmosphären und Landoberflächenmodell) und das Ozeanmodell MPI-OM. Die horizontale Auflösung beträgt  $1,875^\circ$  (Atmosphärenmodell) bzw.  $1,5^\circ$  (Ozeanmodell). Am Äquator entspricht dies einem Gitterabstand von 200 bzw. 160 km. Dieses Basismodell, auch IPCC-Modell genannt, ermöglicht die zusätzliche Berücksichtigung des Kohlenstoffkreislaufes und die Simulation der Aerosole, wie sie z.B. von großen Vulkanausbrüchen produziert werden. Zur Berechnung der IPCC-Szenarien werden die jeweiligen  $\text{CO}_2$ -,  $\text{SO}_2$ - und Aerosolemissionen als Modellinput angegeben.

#### 4.5. Downscaling

Die GCMs liefern Ergebnisse auf Gitterpunkten eines den Globus umspannenden Netzes. Trotz hoher Rechenleistung moderner Hochleistungscomputer wird bereits bei einer Gitterauflösung von mehreren hundert Kilometern die Grenze des Machbaren – bezogen auf den Zeitaufwand – erreicht. Für globale Klimaanalysen ist diese räumliche Auflösung ausreichend. Sollen hingegen regionale Klimafolgeuntersuchungen durchgeführt werden, auf einer Raumskala, die unterhalb der GCM-Auflösung liegt, dann müssen die Informationen des grob aufgelösten GCMs auf die lokale Skala herunterskaliert werden. Dieser Vorgang wird als Downscaling bezeichnet. Man unterscheidet zwischen

- statistischem Downscaling (z.B. Wilby et al., 2004) und
- dynamischem Downscaling (z.B. Wilby & Wigley, 1997).

#### 4.5.1. Statistisches Downscaling

Beim statistischen Downscaling werden empirische Beziehungen zwischen großräumigen Variablen (z.B. Luftdruckverteilung, mittlere Temperatur und Gebietsniederschlag) und punktuellen Werten verwendet, um aus den GCM-Ergebnissen lokale Klimainformationen abschätzen zu können. Über gemessene Werte an der untersuchten Klimastation und den großräumigen Informationen werden mit z.B.

- multipler linearer Regression,
- kanonischer Korrelationsanalyse oder mit
- künstlichen neuronalen Netzen

Übertragungsfunktionen ermittelt. Mit diesen Transferfunktionen sind dann aus den GCM-Ergebnissen die lokalen Klimagrößen für unbeobachtete Zeiträume (z.B. IPCC-Szenarien) ableitbar.

Vorteile statistischer Downscalingmethoden:

- gegenüber dem dynamischen Downscaling viel weniger Rechenaufwand
- basieren auf dem physikalischen Zusammenhang zwischen großräumigem Klima und regionalem Wetter
- Datensätze für hochaufgelöste Klimaszenarien können relativ leicht erzeugt werden.

Nachteile:

- Große Mengen an beobachteten Daten sind erforderlich, damit sichere statistische Übertragungsfunktionen möglich sind.
- Die Transferfunktionen sind nur innerhalb des Zeitraumes gesichert, in dem diese ermittelt wurden.
- Es ist möglich, dass für eine Variable keine Transferfunktion gefunden werden kann.

#### 4.5.2. Dynamisches Downscaling

Beim dynamischen Downscaling werden die GCM-Ergebnisse physikalisch begründet auf ein feiner aufgelöstes Gitter skaliert. Dies geschieht, indem ein regionales Klimamodell mit hoher räumlicher Auflösung in ein GCM eingebettet wird. Das GCM liefert somit die Randbedingungen für das Regionalmodell.

Vorteile des dynamischen Downscalings:

- hochaufgelöste Information
- physikalisch begründet
- viele Variablen
- bessere Wiedergabe der Mesoskala und von Wetterextremen gegenüber dem GCM

Nachteile des dynamischen Downscalings:

- Sehr rechenaufwändig
- keine Rückkopplung zwischen dem Regionalmodell und dem GCM
- Fehler in GCM-Feldern können zu Fehlern in den regionalen Klimaszenarien führen.
- Es sind weniger Szenarien verfügbar.

Beschreibungen der Vor- und Nachteile sowie genaue Beschreibungen der Downscalingmethoden können HEWITSON (1996), PRUDHOMME et al. (2002) entnommen werden.

#### 4.5.3. Wahl der Downscaling-Methode für das EZG Fulda

Die Wahl der Methode hängt primär von der zur Verfügung stehenden Rechenleistung, der Zeit und dem finanziellen Rahmen ab. Stehen keine leistungsstarken Computer, Daten und wissenschaftliches Personal zum Aufbau eines regionalen Klimamodells zur Verfügung, dann fällt die Wahl auf das weniger zeit- und kostenintensive statistische Downscaling. Das statistische Downscaling ist aufgrund der oben erwähnten Nachteile der empirischen Transferfunktionen (nicht physikalisch begründet) nur zweite Wahl.

Stunden für eine Region Ergebnisse eines dynamischen Downscalings in hochaufgelöster Form zur Verfügung, und wären diese verfügbaren regionalen Klimaprojektionen zusätzlich von einer namhafter Institutionen validiert, dann entspräche das dem Idealfall. Dieser Idealfall tritt hier mit dem Regionalmodell REMO ein. Mit REMO wurden vom Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie im Auftrag des Umweltbundesamtes auf der Basis von ECHAM-Klimaläufen für Deutschland hochaufgelöste Klimaszenarien für das 21. Jahrhundert berechnet.

Das WDCC (World Data Center for Climate) sammelt und speichert Daten für die Klimaforschung (<http://www.mad.zmaw.de/wdc-for-climate/> (Stand März 2009)). Das WDCC wird von M&D (Model and Data, Max-Planck-Institut für Meteorologie und DKRZ) betrieben. Der technische Kern des WDCC bildet CERA (Climate and Environmental Retrieval and Archive). Über CERA werden die REMO-Daten für diese Arbeit bezogen.

### 4.6. REMO

#### 4.6.1. Entwicklung

1993 wurde von dem Deutschen Wetterdienst (DWD), dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) und dem GKSS-Forschungszentrum der Beschluss gefasst, ein Regionalmodell zu entwickeln, das sowohl für die Klimaforschung als auch für die Wetterprognose verwendet werden kann. Das Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg wurde mit der Entwicklung eines REMO (Regionalmodell) genannten Modells beauftragt.

Das für das BALTIC Sea Experiment BALTEX aus dem Europamodell EM (MAJEWSKY, 1991) – einem numerischen Wettervorhersagemodell des DWD – entwickelte BALTEX-Programm (JACOB, 2001) wurde vom MPI zum REMO weiterentwickelt. Während der DWD und das GKSS-Forschungszentrum REMO zur Wetterprognose verwendeten (die Zeitspannen der Vorhersagbarkeit für verschiedene Klimagrößen zeigt *Tabelle 21*), konzentrierten sich das DKRZ und das MPI-M auf die REMO-Anwendung bei Klimaberechnungen. Hierfür wurde das physikalische Parameterschema von ECHAM4 (ROECKER et al., 1996) in das Regionalmodell implementiert. Dadurch wurde ein dynamisches Downscaling mit REMO als Regionalmodell realisiert.

**Tabelle 21:** Zeitspanne der Vorhersagbarkeit des DWD Wettervorhersagemodells für verschiedenen Klimagrößen. Die Vorhersagbarkeit wird hier definiert als höhere Genauigkeit gegenüber Vorhersagen, die auf langjährigen Klimawerten basieren (»So wie jedes Jahr«).

<b>Klimagröße</b>	<b>Zeitspanne der Vorhersagbarkeit [Tage]</b>
Niederschlag: Ja/Nein	11,4
Windrichtung	10,8
Windböen > 12 m/s: Ja/Nein	10,8
tiefste Nachttemperatur	9,8
Tageshöchsttemperatur	8,6
Wahrscheinlichkeit Niederschlag > mm/d	8,4
Sonnenscheindauer	7,5
Windgeschwindigkeit	7,0

Im Auftrag des Umweltbundesamtes (UBA) erarbeitete schließlich das MPI-M mit der Unterstützung vom DKRZ für die IPCC-Szenarien A1B, A2 und B1 für Deutschland und angrenzende Regionen hochaufgelöste Klimaprojektionen (horizontale Auflösung von  $0,088^\circ = \text{ca. } 10\text{km}$ ). Das Szenario B2 wird nicht berechnet, da im Fourth Assessment Report des IPCC die Szenarien A1B, A2 und B1 ausgewählt wurden (IPCC, 2007). Bei diesem REMO-UBA-Projekt wurden die globalen Klimaergebnisse des IPCC-Modell ECHAM5/MPI-OM als Randbedingungen verwendet.

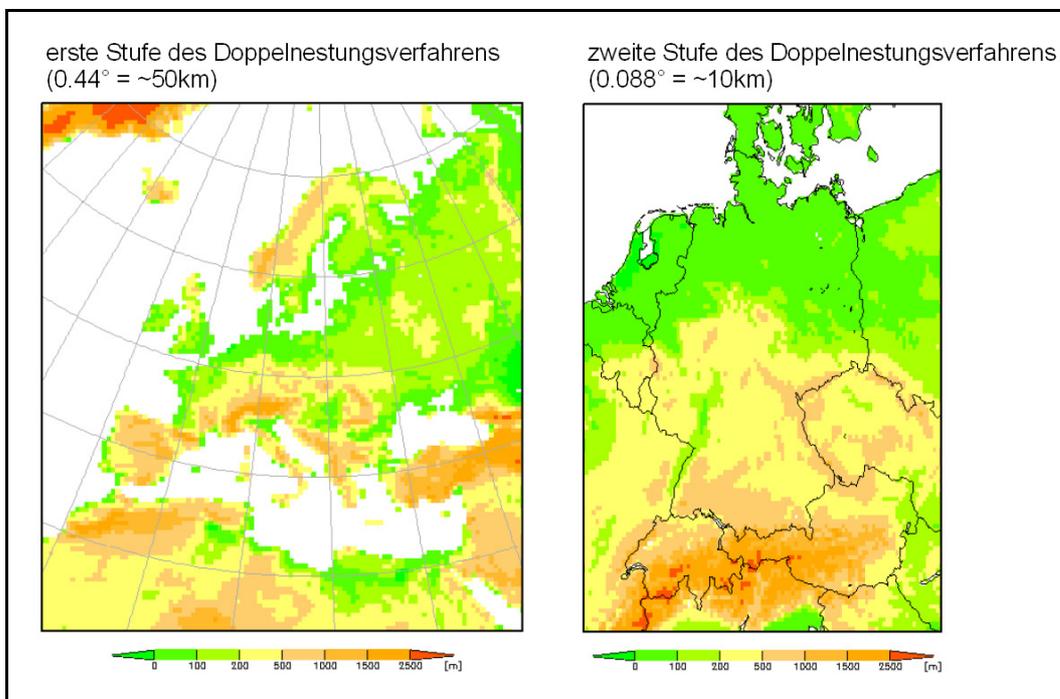
#### 4.6.2. Modelleigenschaften

Das atmosphärische Zirkulationsmodell REMO ist ein dreidimensionales, hydrostatisches, regionales Klimamodell. Im Gegensatz zu nicht-hydrostatischen Modellen wird im hydrostatischen Modell die Vertikalbeschleunigung eines Luftmoleküls = 0 gesetzt. Es wird angenommen, dass in der horizontalen Auflösung von ca. 10 km die horizontalen Beschleunigungen wesentlich höher sind als die vertikalen. REMO berechnet physikalische Prozesse dynamisch, wodurch nicht-lineare Zusammenhänge berücksichtigt werden. Prozesse, die durch das Modell nicht auflösbar sind (subskalige Prozesse wie z.B. Konvektionsbildung) werden durch physikalische Parametrisierung berechnet (UBA, 2008, Kapitel 3.1. Das regional Klimamodell REMO).

- *räumliche Diskretisierung:* Die vertikale Diskretisierung wird durch ein hybrides Koordinatensystem mit geländefolgenden Modellflächen realisiert. Mit einem A-

rakawa-C-Gitter wird die Horizontale unterteilt, wobei alle Variablenwerte für das Gitterzentrum gültig sind (bis auf die Windkomponenten). Auf einem rotierten sphärischen System mit einheitlichem Abstand in x- und y-Richtung werden die Gitterzentren definiert.

- *Klimamodellantrieb*: An den seitlichen Rändern werden REMO die global berechneten Klimadaten Temperatur, Druck, Wind und Luftfeuchtigkeit vorgegeben. Alle anderen Klimagrößen werden vom Modell selber berechnet.
- *der untere Modellrand*: Den unteren Rand bilden der Erdboden bzw. die Meeresoberfläche, die mit ihrer Höhe über NN, Oberflächenbeschaffenheit, Rauigkeit und Bodenbeschaffenheit beschrieben werden. Die repräsentative Bodenfeuchte und die Bodentemperatur werden in 5 Bodenschichten bis in eine Tiefe von 10 m berechnet.
- *Doppelnestung*: Der Skalensprung von der Auflösung des antreibenden Globalmodells von ca. 200 km zum Gitterpunktabstand im Ziel-REMO-Modell von 10 km ist groß. Um diesen Skalensprung zu verkleinern, wird das Verfahren der Doppelnestung angewendet. Dies bedeutet, dass REMO zuerst mit einer Auflösung von  $0.44^\circ$  ( $\sim 50\text{km}$ ) mit dem Globalmodell angetrieben wird, wobei das Modellgebiet ganz Europa umfasst. Mit den Ergebnissen dieser Berechnungen als Randbedingungen wird wiederum REMO mit der Auflösung von  $0.088^\circ$  ( $\sim 10\text{km}$ ) angetrieben. Das Modellgebiet umfasst bei dieser 10km-Auflösung nun nur noch Deutschland, Österreich und die Schweiz mit den vollständigen Einzugsgebieten von Elbe und Rhein. Die zwei Modellgebiete sind in *Abbildung 71* dargestellt.



**Abbildung 71:** REMO-Modellgebiete beim Doppelnestungsverfahren mit eingezeichneter Topographie. Quelle: UBA (2008)

#### 4.7. Aufbereitung der REMO-Ergebnisse für das EZG Fulda

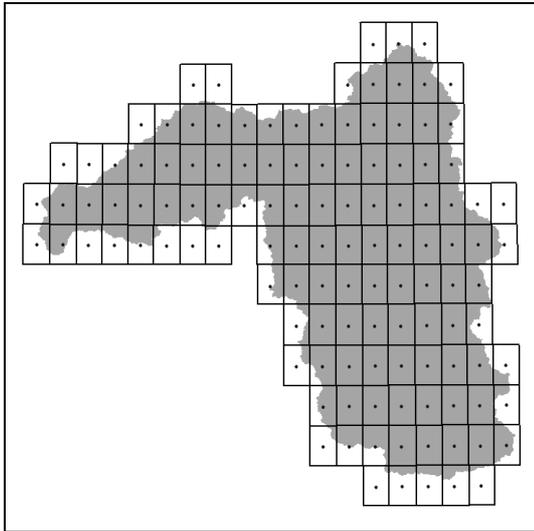
Die Ergebnisse der REMO-Rechenläufe sowohl für den Referenzzeitraum 1960 – 2000 (gemessene Emissionen als Randbedingung) als auch für die SRES-Szenarien A1B, A2 und B1 (jeweils das illustrative Szenario, siehe Kapitel 4.2.) sind über die CERA-Datenbank verfügbar. Zeitreihen für jeden Gitterpunkt ( $0,088^\circ$  Auflösung) und für verschiedenste Klimagrößen können für regionale Klimauntersuchungen verwendet werden.

In dieser Arbeit werden entsprechend den benötigten SWAT-Eingabedaten für das Einzugsgebiet der Fulda die Klimagrößen

- Globalstrahlung  $G$  [ $\text{MJ}/\text{m}^2$ ] (Tagessumme der vom Erdboden absorbierten solaren Strahlungsenergie)
- relative Luftfeuchte  $rF$  (Tagesmittelwert [%])
- maximale tägliche Temperatur  $T_{max}$  [ $^\circ\text{C}$ ]
- minimale tägliche Temperatur  $T_{min}$  [ $^\circ\text{C}$ ]
- und die Niederschlagshöhe  $P$  (tägliche Niederschlagshöhe in [mm])

benötigt. Neben diesen Klimagrößen liefert REMO weitere Ausgabegrößen, die in *Anhang A2* aufgelistet sind.

Es werden aus den Datastream3-Daten 123 Gitterpunkte verwendet, die das Fulda-gebiet bedecken (siehe *Abbildung 72*).



**Abbildung 72:** REMO-Gitterboxen, die teilweise oder ganz im Einzugsgebiet der Fulda liegen.

Die Klimagrößen an den Gitterpunkten entsprechen den Gebietsmittelwerten innerhalb der dazugehörigen Gitterbox (Gitterpunkt = Mittelpunkt der Gitterbox).

SWAT wurde in Kapitel 3 mit den gemessenen Teilgebietsmittelwerten von  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $G$ ,  $rF$  und  $P$  kalibriert und validiert. Daher müssen die Klimadaten für SWAT im 21. Jahrhundert den Teilgebietswerten entsprechen. D.h., für jedes der 34 Teilgebiete im Einzugsgebiet der Fulda muss für die Szenarien A1B, A2, B1 sowie für den

Kontrolllauf C20 und für jede Klimavariablen eine Zeitreihe generiert werden. Der Gebietsmittelwert einer Klimagröße an einem bestimmten Tag und in einem bestimmten Teilgebiet ist der Mittelwert der Klimagröße in den REMO-Gitterboxen, die das Teilgebiet bedecken. Für die Maximal- und Minimaltemperaturen, die relative Luftfeuchte und die Globalstrahlung wurden so die Zeitreihen ermittelt.

Für den Niederschlag empfiehlt das MPI insbesondere bei topographisch ausgeprägtem Terrain eine Gewichtung der Gitterboxen, um Luv- und Leeeffekte genauer berücksichtigen zu können. Daher wurden für die Teilgebietsniederschlagsermittlung aus den REMO-Daten folgende Schritte durchgeführt:

1. Mit den beobachteten täglichen Niederschlagshöhen (1945 – 2007) wurden die Gebietsmittelwerte innerhalb der REMO-Gitterboxen berechnet (Interpolation mittels Co-Kriging entsprechend Kapitel 2.1.5.)
2. Multiple lineare Regressionsbeziehungen werden zwischen den bereits in Kapitel 2.1.5. berechneten Teilgebietsmittelwerten und den zugehörigen REMO-Gitterbox-Werten aus 1. ermittelt.

Beispiele für das Teilgebiet 1 (alle Regressionsbeziehungen sind in *Anhang A4* aufgelistet):

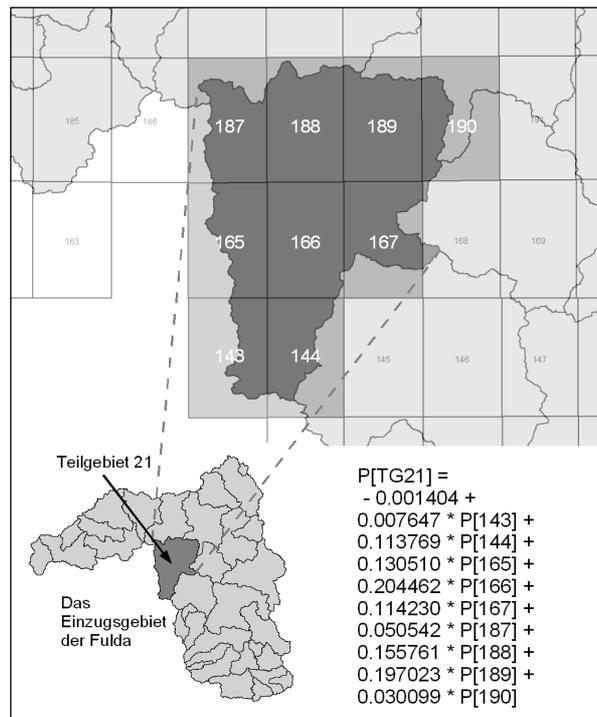
$$P_{TG1} = -0,034 + 0,227 \cdot P_{REMO}[63] + 0,713 \cdot P_{REMO}[64] \quad \text{alle } P \text{ in [mm/d]} \quad (42)$$

Die Nummern in eckigen Klammern sind die REMO-Gitterpunktnummern.

3. Mit den gefundenen Beziehungen zwischen den Gitterboxniederschlägen und den Teilgebietsniederschlägen können nun aus den REMO-Gitterpunktwerten der Klimaprojektionen die Teilgebietswerte abgeschätzt werden.

In *Abbildung 73* ist am Beispiel des Teilgebietes Nr. 21 die Vorgehensweise bei der Teilgebietsniederschlagsbestimmung illustriert. In der REMO-Gitterbox 168 ist der Flächenanteil so gering, dass diese Gitterbox nicht in der Regressionsgleichung berücksichtigt wird. In *Anhang A4* sind die Gleichungen für alle Teilgebiete zu finden

**Abbildung 73:** Ermittlung des Gebietsniederschlages aus den REMO-Daten am Beispiel des Teilgebietes Nr.21.  $P[TG21]$  ist der Gebietsniederschlag in Teilgebiet 21.  $P[Nr.]$  ist der Niederschlag am REMO-Gitterpunkt.



Als Ergebnis der REMO-Datenaufbereitung für das EZG Fulda liegen für die benötigten Klimagrößen ( $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $rF$ ,  $G$ ,  $P$ ) Klimadaten für die Zeiträume 2001-2100 (Szenarien A1B, A2 und B1) und 1960-2000 (Referenzzeitraum C20) vor. C20 ist der Kontrollzeitraum von 1960 bis 2000 der als Referenz für die Berechnungen im 21. Jh. gilt.

#### 4.8. Test der REMO-Daten

Vor der Berechnung des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet der Fulda mit den oben beschriebenen Klimadaten müssen diese Szenariendaten auf ihre Validität hin überprüft werden. Dies bedeutet ein Vergleich der REMO-Daten mit gemessenen Daten.

Das Max-Planck Institut für Meteorologie hat (im Auftrag des Umweltbundesamtes) bereits für das Gebietsmittel von Deutschland und einigen Flusseinzugsgebieten (Teileinzugsgebiete des Rheins) die Niederschlagsmenge und die Lufttemperatur in 2m Höhe mit Beobachtungsdatensätzen verschiedener Wetterdienste verglichen (UBA, 2008). Die Ergebnisse dieser Validierung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- REMO gibt das Jahresmittel des beobachteten Temperaturniveaus wieder.
- Die berechnete Temperatur ist räumlich variabler als in Vergleichsdatensätzen (Grund ist die geringere räumliche Auflösung der Vergleichsdatensätze).
- Die jährlichen Niederschlagssummen sind in REMO horizontal wesentlich variabler (Grund ist die geringere räumliche Auflösung der Vergleichsdatensätze).
- Die berechneten Niederschlagssummen stimmen überwiegend mit den gemessenen überein, wobei an der Nordseeküste und an der polnischen Ostküste REMO den Niederschlag überschätzt.
- Das räumliche Niederschlagsmuster wird von REMO wiedergegeben, wobei eine systematische Verschiebung um 1 bis 2 Gitterboxen in Hauptanströmrichtung bemerkbar ist. Die inneralpine Trockenregion wird jedoch durch eine Überschätzung dortiger Niederschlagshöhen nicht wiedergegeben.
- Beim Vergleich der mittleren Monatstemperaturen zeigt sich, dass REMO die sommerlichen Monatsmitteltemperaturen um 1 bis 2°C überschätzt und dass die Wintermonate um ca. 1°C zu kalt sind.
- Die Monatsmittelwerte der Gebietsmittel sowie die Jahresgänge werden gut wiedergegeben. REMO berechnet jedoch die Niederschlagsmenge in der ersten Jahreshälfte etwas zu hoch und in den Monaten September und Oktober zu niedrig.
- Niederschlag in verschiedenen Höhenstufen: Im Frühling und Sommer werden Niederschläge unterhalb 200m überschätzt und oberhalb 600m unterschätzt. Insbesondere in Gitterboxen mit mittleren Höhen zwischen 1000 und 3000 m ü. NN (Alpen) wird die Niederschlagsmenge deutlich unterschätzt.

Es gibt keine spezielle Validierung von REMO speziell für das Fulda Einzugsgebiet. Aus diesem Grund werden hier die in Kapitel 2 bestimmten gemessenen Teilgebietsmittelwerte mit den ebenfalls auf die Teilgebiete bezogenen REMO Werten (s. oben) verglichen.

Im Zeitraum 1960 – 2000 werden nun die REMO-C20 Teilgebietswerte hinsichtlich ihres statistischen Verhaltens mit den gemessenen Teilgebietswerten verglichen.

#### 4.8.1. Biaskorrektur

Vor dem entgeltigen Vergleich von gemessenen Werten und den REMO-Berechnungen wurden die REMO-Daten nach der Methode der linearen Biaskorrektur korrigiert. D.h. nach einem Vergleich der vieljährigen Mittel zwischen Messung und Berechnung wurde die Differenz ermittelt. Die meteorologischen Größen der REMO-Berechnungen (Tageswerte) wurden um diese Mittelwertdifferenz korrigiert. In den folgenden Abschnitten werden die unkorrigierten Werte zusätzlich in eckigen Klammern und kursiv beigefügt. Die Korrektur wurde beim Niederschlag durchgeführt.

#### 4.8.2. Der Niederschlag

Getestet werden

- A) die Reproduktion der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe,
- B) der mittlere Verlauf der monatlichen Niederschlagshöhen und
- C) die Häufigkeitsverteilung (mit den statistischen Kenngrößen) der täglichen Niederschlagshöhen.

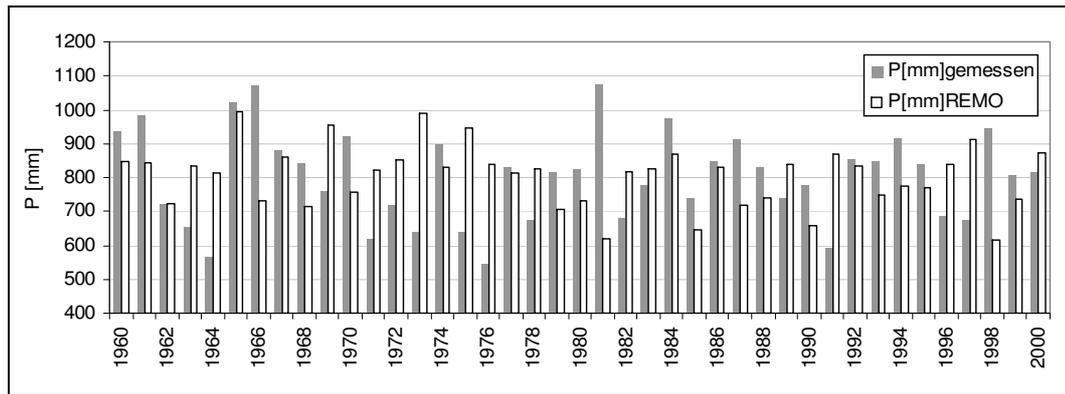
##### A) Vergleich von REMO-Jahresniederschlägen mit gemessenen Jahresniederschlägen

Ein erster Vergleich zeigt ein ähnliches zentrales Verhalten (*Tabelle 22*). Die Streuung der REMO-Jahresniederschlagshöhen ist etwas geringer als die gemessenen Werte. *Abbildung 74* zeigt dieses ähnliche Verhalten.

Der Grund hierfür liegt möglicherweise in der hohen Stationsdichte und somit einer räumlich höheren Variabilität der gemessenen Werte. Die REMO-Daten besitzen eine wesentlich geringere Informationsdichte und »glätten« starke regionale Schwankungen. Dies kann vermutet werden, denn im umgekehrten Fall, beim Vergleich der REMO mit gröber aufgelösten gemessenen Klimadaten durch das UBA (2008) variieren die REMO-Niederschlagssummen stärker.

**Tabelle 22:** Vergleich zwischen den REMO-Jahresniederschlagshöhen und den gemessenen Werten im Zeitraum 1960 - 2000 (Einzugsgebiet der Fulda); (\*)Werte ohne Biaskorretur

Jahresniederschlagshöhen	gemessene Werte	REMO-Werte
Mittelwert	805 mm	805 mm [771] <sup>(*)</sup>
Summe über 41 Jahre	33005 mm	33022 mm [31595] <sup>(*)</sup>
Median	821 mm	826 mm [816] <sup>(*)</sup>
Standardabweichung	135 mm	90 mm [90] <sup>(*)</sup>
Maximal-/Minimalwert	1080 / 546 mm	995 / 613 mm

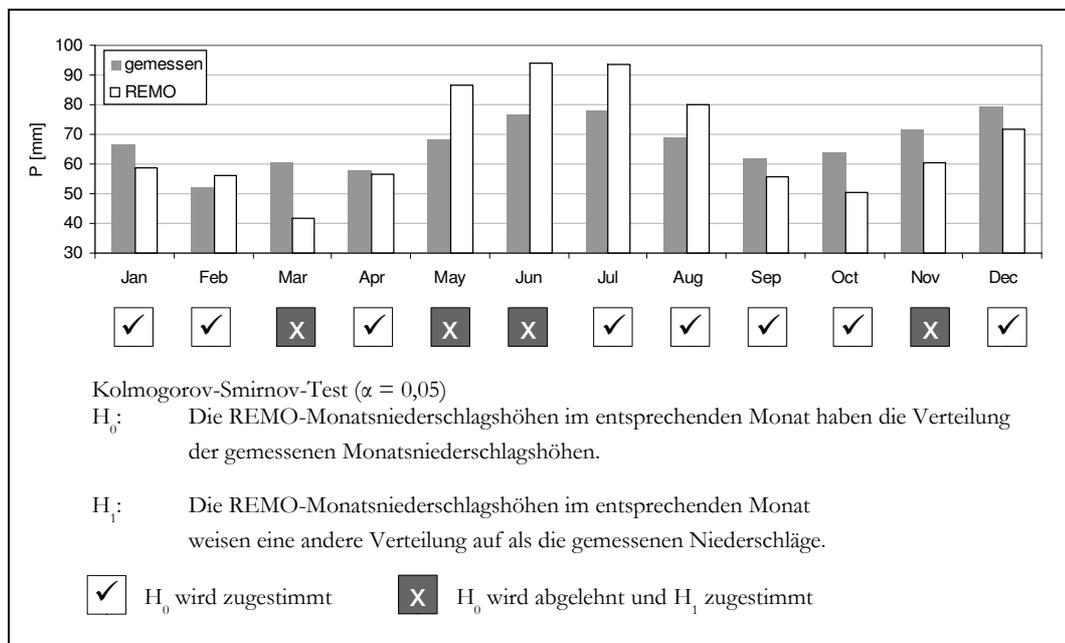


**Abbildung 74:** Vergleich der Jahresniederschlagshöhen im Einzugsgebiet der Fulda (gemessene Werte und REMO-C20-Werte)

*Kolmogorov-Smirnov-Test:* Es kann die Hypothese, dass die gemessenen Jahresniederschlagshöhen und die REMO-Jahresniederschlagshöhen der gleichen Grundgesamtheit entstammen bzw. die gleiche Verteilungsfunktion aufweisen, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,05 nicht abgelehnt werden.

**B) Vergleich des mittleren monatlichen Niederschlagsverlaufes**

Wie *Abbildung 75* zeigt, wird der Niederschlag im Sommerhalbjahr von REMO überschätzt. Im Winter wird die Niederschlagshöhe leicht unterschätzt. Das heißt, REMO hat einen größeren Jahresgang des Niederschlags. Anpassungstests der monatlichen Niederschlagshöhen im betrachteten Zeitraum 1960 – 2000 (41 Werte) lehnen exklusive März, Mai, Juni und November bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% die Nullhypothese nicht ab, dass die gemessenen und REMO Niederschläge ähnlich verteilt sind.



**Abbildung 75:** Vergleich der gemessenen Monatsniederschlagshöhen mit den REMO-Daten

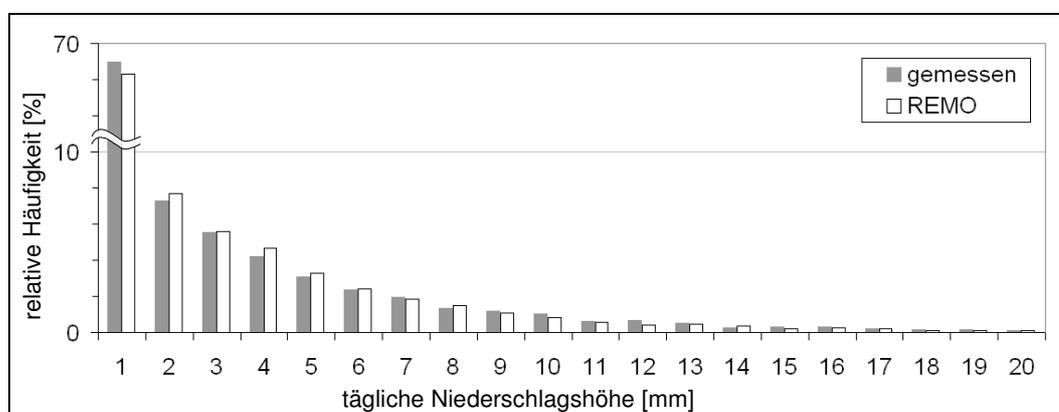
### C) Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der täglichen Niederschlagshöhen

Die Hypothese, dass die täglichen REMO-Niederschlagshöhen die gleiche Verteilung aufweisen, wie die gemessenen Daten (Zeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000) wird nicht abgelehnt, wie ein  $\chi^2$ -Test zeigt. In *Abbildung 76* sind die absoluten Häufigkeiten im C20-Zeitraum dargestellt. In der Klasse  $P = 0$  bis 1 mm ist die Häufigkeit am größten: Die Wahrscheinlichkeit, dass an einem Tag ein Niederschlag von 0 bis 1 mm fällt, liegt bei 59 %. In den übrigen Klassen nimmt die absolute Häufigkeit annähernd logarithmisch ab, wobei die Unterschiede bei den Häufigkeiten extremer Niederschläge größer werden.

Die statistischen Kennzahlen (*Tabelle 23*) deuten ebenfalls auf ein ähnliches statistisches Verhalten hin:

**Tabelle 23:** Statistische Kennzahlen der Verteilung der gemessenen und berechneten (REMO) täglichen Gebietsniederschlagshöhe im EZG Fulda

	REMO	gemessen
1st Qu.	0,0	0,0
Median	0,5	0,6
Mean	2,2	2,2
3rd Qu.	2,9	2,9
Max	53,1	91,1
Varianz	14,29	14,07



**Abbildung 76:** Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO) Häufigkeitsverteilung der Tagessummen der Gebietsniederschläge im EZG der Fulda

Die Tests und Vergleiche unter A), B) und C) zeigen eine gute Reproduktion der Niederschlagshöhen (Gebietsniederschlag) durch REMO im Kontrollzeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000. Beim Jahresverlauf gibt es jedoch Unterschiede, wie *Abbildung 75* zeigt. Diese Unterschiede bestätigen die Aussagen aus früheren Validierungen der REMO-Daten (s. oben). Der Niederschlag wird auch in den anderen Szenarien A1B, A2 und B1 über- und unterschätzt (Rückschluss aus der Validierung mit C20). Dies muss bei allen folgenden Analysen berücksichtigt werden.

### 4.8.3. Das Tagesmaximum und Tagesminimum der Temperatur ( $T_{max}$ und $T_{min}$ )

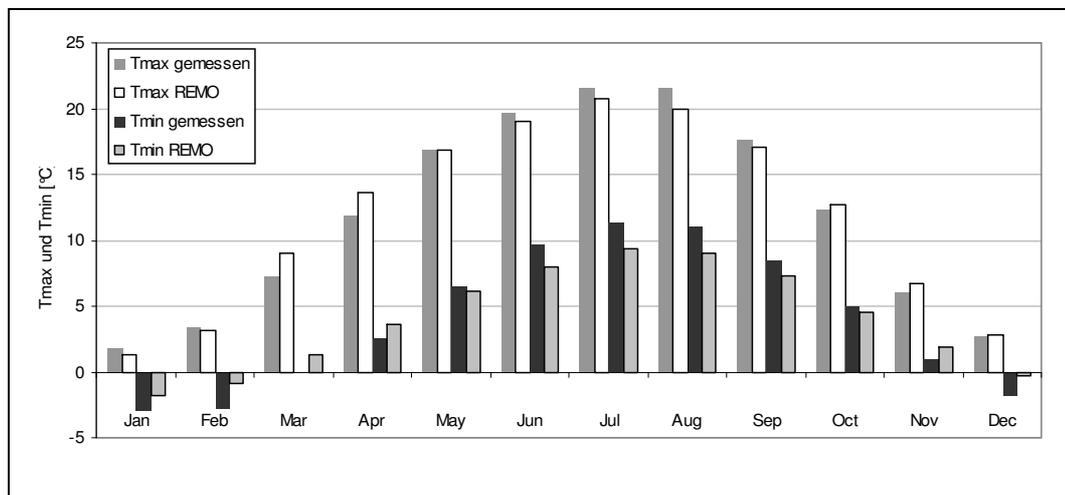
Getestet werden

- A) der mittlere Verlauf der monatlichen  $T_{max}$  und  $T_{min}$  und
- B) die Häufigkeitsverteilung (mit den statistischen Kenngrößen) der täglichen  $T_{max}$  und  $T_{min}$ .

#### A) Jahresverlauf der mittleren Monatswerte von $T_{max}$ und $T_{min}$

Wie in *Abbildung 77* zu erkennen ist, werden die mittleren monatlichen Tagesmaximalwerte von REMO gut nachgebildet. Im Frühjahr werden die Werte leicht überschätzt, im Sommer leicht unterschätzt. Bei den mittleren monatlichen Tagesminimalwerten sind die Differenzen etwas höher: Im Sommerhalbjahr werden die Tagesminima der Temperatur überschätzt und im Winter unterschätzt.

REMO produziert eine kleinere saisonale Schwankung der Temperatur, wobei im Mittel  $T_{max}$  und  $T_{min}$  immer etwas niedriger sind, als die gemessenen Werte. Diese Differenzen können vielfältige Ursachen im globalen Klimamodell und in REMO haben. Hier die Gründe festzumachen ist nicht möglich. Es ist jedoch zu bemerken, dass je Monat 30 Vergleichswerte zur Verfügung stehen. Abweichungen in den mittleren Monatswerten dürfen nicht überbewertet werden, zumal sie hier relativ gering sind: die mittlere monatliche Abweichung (Betrag) beträgt  $0,7^{\circ}\text{C}$  ( $T_{max}$ ) bzw.  $1,3^{\circ}\text{C}$  ( $T_{min}$ )



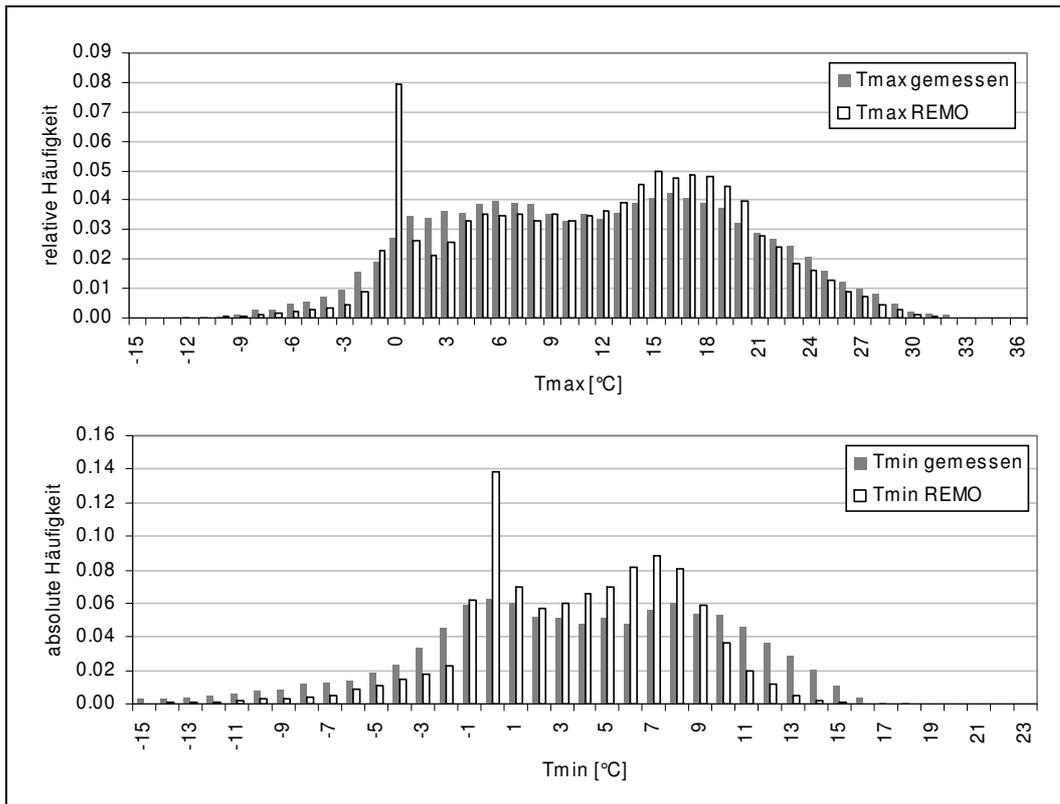
**Abbildung 77:** Vergleich von gemessenen  $T_{max}$  und  $T_{min}$  (mittlere Monatswerte) mit REMO-Werten im Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000 der Tagesmaximal- und Minimaltemperaturen 1960 - 2000

#### B) die Häufigkeitsverteilung von $T_{max}$ und $T_{min}$

Wenn man die Häufigkeitsverteilungen sowohl von  $T_{max}$  als auch von  $T_{min}$  betrachtet (*Abbildungen 78*), dann fällt ein Peak auf in der Klasse mit  $0^{\circ}\text{C}$  und  $1^{\circ}\text{C}$  als Klassenunter- und Obergrenze. REMO überschätzt in diesem Temperaturbereich deutlich die Häufigkeiten gegenüber der Beobachtung. Bei der Validierung von REMO durch das MPI-M (veröffentlicht in UBA, 2008) wurden die gleichen Diskrepanzen festgestellt (auch die Verringerung der Häufigkeiten der Temperatur von etwa  $-7^{\circ}\text{C}$

bis 0°C und 0°C bis 10°C). Das MPI erklärt dies mit der Modellierung der Schmelz- und Gefrierprozesse im Boden: Die Temperatur in der obersten Modellbodenschicht (6,5 cm dick) bleibt konstant bei 0°C, solange das Bodenwasser gefriert bzw. schmilzt. Diese Einschränkung der Temperaturvariabilität um 0°C gibt es auch in der Realität, dort ist die entsprechende Bodenschicht jedoch dünner und der Effekt wesentlich schwächer ausgeprägt.

Dieses so genannte Null-Grad-Problem wird derzeit vom Max-Planck-Institut für Meteorologie durch die Implementierung mehrerer Methoden von Schmelz- und Gefrieralgorithmen in REMO bearbeitet.



**Abbildung 78:** Verteilung der relativen Häufigkeiten der Gebietsmittel von  $T_{max}$  (oben) und  $T_{min}$  (unten) im Einzugsgebiet der Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000).

Die Verteilungsparameter von  $T_{max}$  und  $T_{min}$  sind sich ähnlich (s. *Tabelle 24*).

**Tabelle 24:** Verteilungsparameter von  $T_{max}$  und  $T_{min}$  im Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000

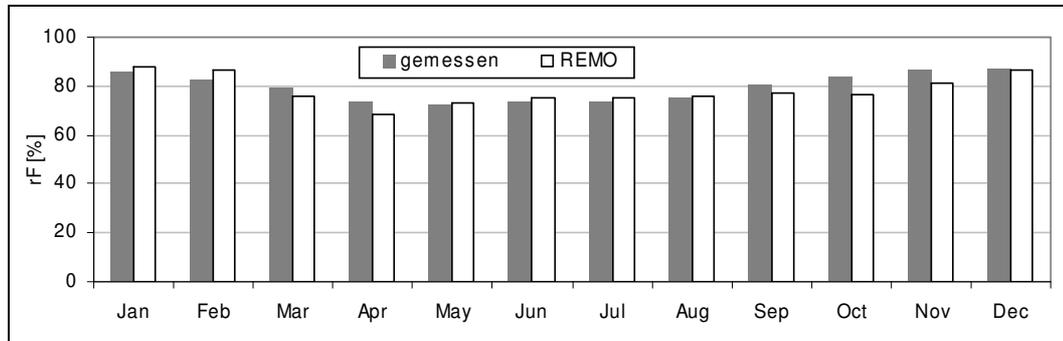
	Median	Mittelwert	Varianz
<i>T<sub>max</sub></i>			
gemessen	12,0 °C	11,95 °C	70,76 °C
REMO	12,7 °C	11,95 °C	62,76 °C
<i>T<sub>min</sub></i>			
gemessen	4,3 °C	4,06 °C	41,38 °C
REMO	4,3 °C	4,06 °C	20,39 °C

#### 4.8.4. Die relative Luftfeuchte $rF$

Getestet werden A) der mittlere Verlauf der monatlichen  $rF$  und B) die Häufigkeitsverteilung (mit den statistischen Kenngrößen) der täglichen  $rF$ .

##### A) Der mittlere Jahresverlauf des Monatsmittels von $rF$

Wie *Abbildung 79* zeigt, werden die mittleren Monatsmittelwerte (1960 – 2000) mit REMO gut reproduziert.



**Abbildung 79:** Mittlere Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchte im Einzugsgebiet der Fulda im Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000

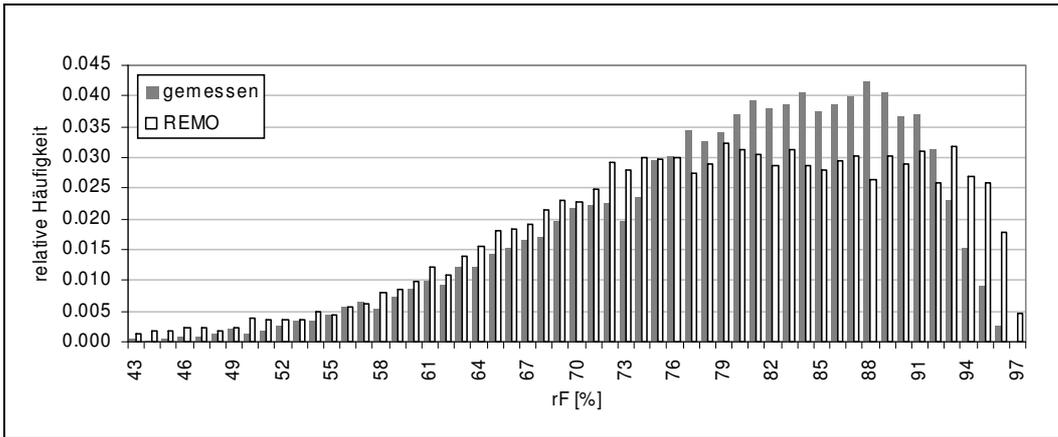
##### B) Die Häufigkeitsverteilung von $rF$

Im Vergleich mit den gemessenen relativen Luftfeuchten ist die Häufigkeitsverteilung zwischen ca. 76% und 92% deutlich flacher (*Abbildung 79*). Der Modalwert ist im Gegensatz zu den gemessenen Werten bei der Klasse 88 – 89 %  $rF$  deutlich geringer und liegt bei der Klasse 79 – 80 %  $rF$ . Die Aussagekraft des Modalwertes ist jedoch durch das Plateau in der Verteilung gering.

Die Analysen der übrigen Verteilungsparameter zeigen eine akzeptable Ähnlichkeit beider Zeitreihen (*Tabelle 25*).

**Tabelle 25:** Verteilungsparameter des Gebietsmittels der relativen Luftfeuchte im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000)

$rF$	Median	Mittelwert	Varianz
gemessen	81 %	79,6 %	104,08 %
REMO	80 %	78,3 %	144,52 %



**Abbildung 80:** Häufigkeitsverteilung (relative Häufigkeit) des Gebietsmittels der relativen Luftfeuchte  $rF$  im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000)

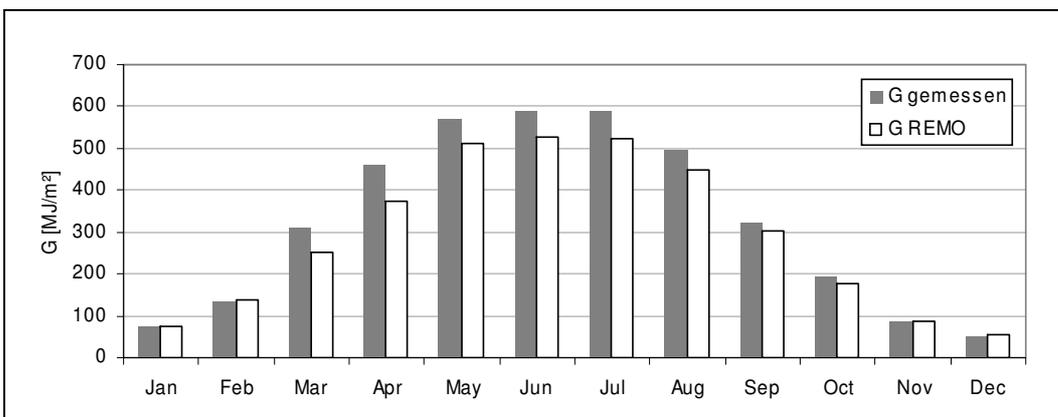
#### 4.8.5. Die Globalstrahlung $G$ [ $MJ/m^2$ ]

Getestet werden

- der mittlere Verlauf der monatlichen Globalstrahlung und
- die Häufigkeitsverteilung (mit den statistischen Kenngrößen) der täglichen Globalstrahlung.

##### A) Der mittlere Jahresverlauf des monatlichen $G$

Wie *Abbildung 81* zeigt, wird mit REMO die Globalstrahlung im Frühjahr und Sommer unterschätzt. Die Ursachen hierfür sind nicht bekannt. Da die Globalstrahlung aus den Elementen direkte und diffuse Sonnenstrahlung besteht, diese wiederum von dem Wolkenbedeckungsgrad abhängen, spielen möglicherweise Unsicherheiten in der Wolkenmodellierung (subskaliger Prozess) hier eine Rolle. Sollte diese Wolkenproblematik tatsächlich die Abweichungen in der Strahlungstransfermodellierung verursachen, dann wäre dadurch auch die niedriger modellierte maximale Tagestemperatur (2m Höhe) zu erklären. REMO ist sehr komplex, daher ist das Gesagte spekulativ.



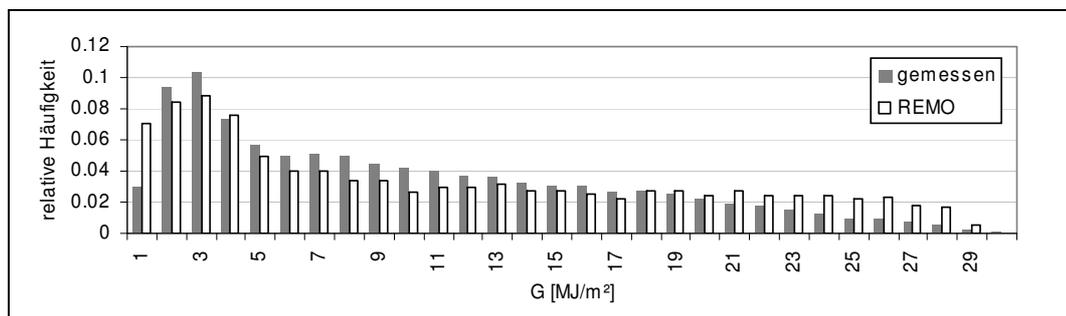
**Abbildung 81:** Der mittlere Jahresverlauf der mittleren monatlichen Globalstrahlung im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960 – 31.12.2000)

**B) Die Häufigkeitsverteilung der Globalstrahlung (Tageswerte)**

Die Häufigkeitsverteilung der gemessenen Globalstrahlung (*Abbildung 82*) nimmt ab ca. 5 MJ/m<sup>2</sup> bis ca. 30 MJ/m<sup>2</sup> nahezu linear ab. In diesem Bereich treten größere Abweichungen von der Verteilung der REMO-Werte auf. Hohe Strahlungswerte sind in den REMO-Ergebnissen häufiger als in der Realität. Trotz der geringeren Globalstrahlung in REMO zeigt das mittlere Verhalten eine Tendenz zu höheren Strahlungswerten (*Tabelle 26*).

**Tabelle 26:** Verteilungsparameter der täglichen Werte der Globalstrahlung im EZG Fulda (Zeitraum 01.01.1960-31.12.2000)

Globalstrahlung $G$	Median	Mittelwert	Varianz
gemessen	7,9	9,5	49,17
REMO	8,6	10,6	68,49



**Abbildung 82:** Häufigkeitsverteilung der Globalstrahlung (Tagessummen) im Einzugsgebiet der Fulda (01.01.1960 -31.12.2000)

#### 4.9. Bewertung der Diskrepanzen

Will man das Klima oder den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes der Fulda im 21. Jahrhundert mit den REMO-Daten analysieren, dann muss beachtet werden, dass das Gebietsklima in REMO leicht von der Realität abweicht, wie es die Analysen in diesem Kapitel gezeigt haben. Es stellt sich die Frage, wie und ob trotz dieser Ungenauigkeiten die Berechnungen für eine Wasserhaushaltsanalyse verwendet werden können. Hier gibt es zwei Wege:

Die erste Möglichkeit ist, die REMO-Daten zu korrigieren, damit die Mittelwerte und Häufigkeitsverteilungen genau den gemessenen Daten im Vergleichszeitraum entsprechen. Dies ist eine komplexe Aufgabe, die gründliche Analyse der Abweichungen voraussetzt.

Die zweite Möglichkeit ist die üblicherweise angewendete Methode: Mit dem Nachweis, dass die REMO-Daten nicht exakt, aber ungefähr den realen Bedingungen entsprechen, werden die Klimadaten im Zeitraum 2001-2100 mit den REMO-Berechnungen im Zeitraum 1960-2000 und nicht mit gemessenen Werten verglichen. Es wird angenommen, dass gilt: Wenn die REMO-Werte leicht von der Realität abweichen, dann weichen auch die Veränderungen innerhalb der REMO-Zeitreihen (zwischen den genannten Zeiträumen) nur leicht von den realen Veränderungen ab.

In dieser Arbeit wird die zweite Möglichkeit angewendet.

---

## KAPITEL 5 Der Wandel von Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Fulda im 21. Jahrhundert

### 5.1. Vorbemerkungen

Ziel dieser Arbeit sind Aussagen über die Leistungsfähigkeit und Gültigkeit der Hochwasserstatistik infolge eines möglichen Klimawandels. Solche Aussagen sind nur über die Berechnung des Wasserhaushaltes und des Hochwasserregimes für das 21. Jahrhundert möglich. Folglich führt die Arbeit zwangsweise zu Sekundärergebnissen in Form von Modellausgaben, denen Beachtung geschenkt werden kann, bzw. deren Missachtung einer Verwerfung wertvoller Informationen gleich käme. Mit auf dieser Sichtweise gründender Berechtigung schiebt dieses Kapitel sich zwischen den Modellaufbau und die Analyse der Primärziele.

Alle im Folgenden zusammengestellten Daten sind Ergebnisse des in Kapitel 4 durchgeführten Downscalings des Niederschlags und vor allem der Resultate der SWAT-Berechnungen mit dem in Kapitel 3 kalibrierten Modell und den in Kapitel 4 aufbereiteten Klimadaten für das 21. Jahrhundert.

Die Analyse der Klimaprojektionen liefert keine absoluten Werte oder Aussagen über den Zustand der Atmosphäre bzw. des Wasserhaushalts in den kommenden Dekaden, sondern sie führten zu relativen Aussagen bezüglich des Referenzzeitraums. Alle Änderungen werden als relative oder absolute Abweichung bzw. Differenz zum Referenzzeitraum angegeben. Der Referenzzeitraum sind die Jahre 1960 – 2001 in denen REMO an gemessenen Daten validiert wurde.

Maximalwerte des Durchflusses werden hier nur kurz behandelt, da in Kapitel 8 ausführlich die Hochwasser und ihre Änderungen im 21. Jahrhundert analysiert werden.

Wenn man nach den Klimanormalperioden geht, die von der WMO (World Meteorological Organisation) festgelegt wurden (WMO, 1969), dann müsste der gesamte Untersuchungszeitraum von 1960 – 2100 in die Normalperioden 1960 – 1990, 1990 – 2020, 2020 – 2050, 2050 – 2080 und 2080 – 2110 aufgeteilt werden. Im Anbetracht des Referenzzeitraums von 1960 – 2000 und der mit REMO Daten nicht vollständig ausgefüllten WMO-Normalperiode von 2080 – 2110 ist eine von den WMO-Klimanormalperioden abweichende Aufteilung sinnvoll. Dies ist erlaubt, da die von der WMO vorgegebenen Zeiträume nicht verbindlich sind, jedoch den Vorteil bieten, dass sie den Vergleich zwischen Ergebnissen verschiedener Untersuchungen erleichtern.

Ausgehend von den gegebenen Referenz- und Szenarienlaufzeiträumen wird in dieser Arbeit folgende Einteilung vorgenommen:

- Vergleichszeitraum 1960 – 2000      Kurzbezeichnung: Z0
- Klimaperiode 2001 – 2033            Kurzbezeichnung: Z1
- Klimaperiode 2034 – 2066            Kurzbezeichnung: Z2
- Klimaperiode 2067 – 2100            Kurzbezeichnung: Z3

Untersucht werden drei SRES-Szenarien (genaue Beschreibung siehe Kapitel 4.3):

A1B: Maximum der CO<sub>2</sub>-Emissionen (ca. 16,5 GtC/a) in der Mitte des 21. Jh., danach leichter Rückgang auf ca. 14 GtC/a.

A2: Zunahme der CO<sub>2</sub>-Emissionen auf bis zu ca. 29 GtC/a im Jahr 2100.

B1: Maximum der CO<sub>2</sub>-Emissionen (ca. 12 GtC/a) in der Mitte des 21. Jh., danach Rückgang auf ca. 4 GtC/a.

Zur besseren Übersicht werden in dieser Arbeit die Szenarien aufgrund der oben genannten CO<sub>2</sub>-Emissionen hinsichtlich der möglichen Folgen für die Menschheit definiert (in den Szenarien werden auch Methan-, Schwefeldioxid- und andere Gasemissionen berücksichtigt):

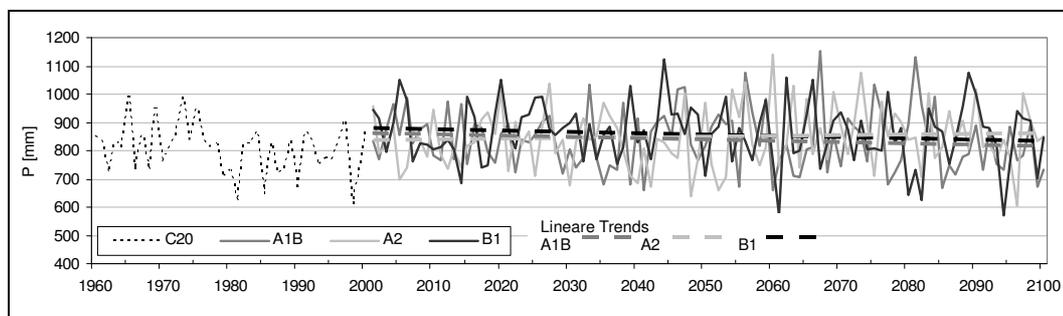
- A1B      moderates Szenario
- A2      pessimistisches Szenario
- B1      optimistisches Szenario

## 5.2. Der Niederschlag im 21. Jahrhundert

Die in diesem Abschnitt zusammengefassten Werte entsprechen den Ergebnissen einer Analyse der REMO-Daten für das Einzugsgebiet der Fulda (Pegel Bonaforth).

### 5.2.1. Die Jahresniederschlagshöhe

In *Abbildung 83* ist der Verlauf der jährlichen Niederschlagshöhen (Gebietsniederschlag im EZG Fulda) im Referenzzeitraum 1960 – 2001 und in den drei Szenarienzläufen A1B, A2 und B1 von 2001 – 2100 inklusive linearer Trends im Zeitraum 2001-2100 dargestellt. Graphisch sind leichte Trends in den Szenarienzläufen erkennbar: In A1B und A2 geht die Jahresniederschlagshöhe leicht zurück, in B1 steigt sie an. Diese Trends sind jedoch statistisch nicht signifikant.



**Abbildung 83:** Jahresniederschlagshöhen im Einzugsgebiet der Fulda 1960 - 2100 (Szenarienzläufe) mit linearen Trends im Zeitraum 2001-2100

*Tabelle 27* gibt die mittleren Niederschlagshöhen in den Klimaperioden *Z0*, *Z1*, *Z2* und *Z3* für die Szenarien an. Bis auf *Z3* in A1B kann für die Zeitreihe der Jahresniederschlagshöhen in allen Zeitabschnitten eine Normalverteilung angenommen werden (Shapiro-Wilk-Test;  $\alpha = 0,05$ ). Mit dieser Annahme wird mit einem zweiseitigen t-Test überprüft, ob sich signifikante Unterschiede zu C20 in diesen mittleren Jahresniederschlagshöhen ermitteln lassen. Wie *Tabelle 27* auch zeigt (fett gedruckte Zahlen), weichen einige Werte signifikant vom Mittelwert im Kontrollzeitraum ab. Es ist jedoch kein einheitliches Muster erkennbar.

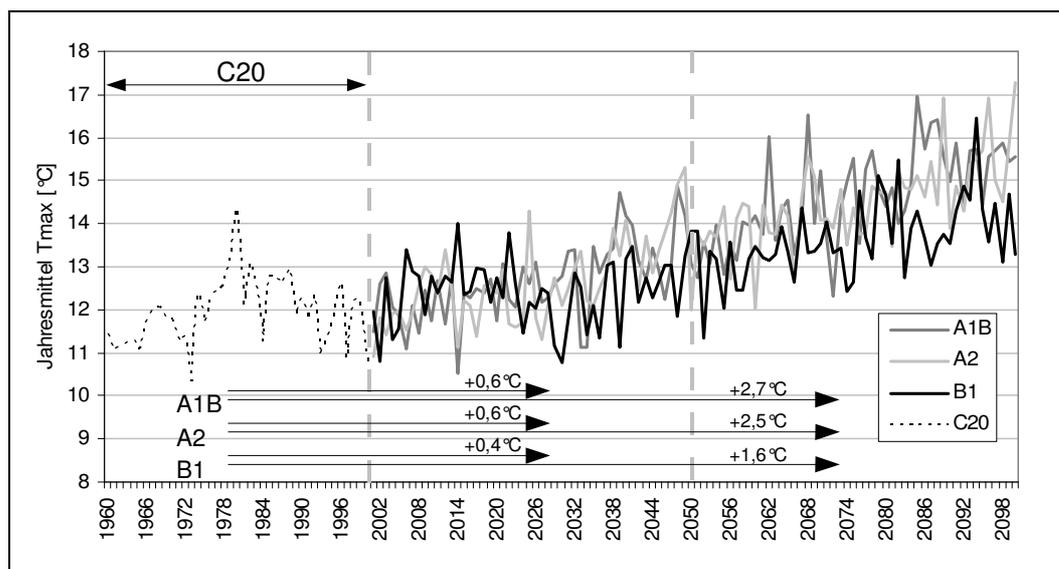
Die Zeitreihe der Jahresniederschlagshöhe zeigt Abschnitte mit niedrigeren Niederschlagshöhen und Abschnitte, wo höhere Niederschläge auftreten. Dies lässt vermuten, dass Persistenz und Oszillation die Niederschlagshöhe beeinflussen. Es bleibt abschließend die Feststellung, dass bei der jährlichen Niederschlagshöhe keine großen Veränderungen zu erwarten sind.

Zum Vergleich ist in *Abbildung 84* der Verlauf des Jahresmittels von  $T_{max}$  dargestellt. Diese Abbildung zeigt einen deutlichen Anstieg der Temperatur in allen drei Szenarien A1B, A2 und B1 (in B1 am schwächsten ausgeprägt). Wenn man die Ergebnisse des Niederschlags mit den Ergebnissen von  $T_{max}$  vergleicht, dann wird deutlich, dass ein Anstieg der Temperatur nicht unbedingt ein Anstieg der Niederschlagshöhe bedeutet. Das hydrologische System ist sehr komplex, sodass einfache kausale Aussagen wie »hohe Temperatur, also mehr Verdunstung und Niederschlag« nicht sicher sind.

**Tabelle 27:** Mittlere jährliche Niederschlagshöhe in den Klimaperioden

P [mm]	C20	A1B	A2	B1
<i>Z0</i>	805			
<i>Z1</i>		<b>847*</b>	836	<b>876*</b>
<i>Z2</i>		834	838	<b>870*</b>
<i>Z3</i>		831	<b>861*</b>	842

\*Mittelwert weicht Signifikant vom Kontrollzeitraum ab ( $\alpha = 0,05$ )

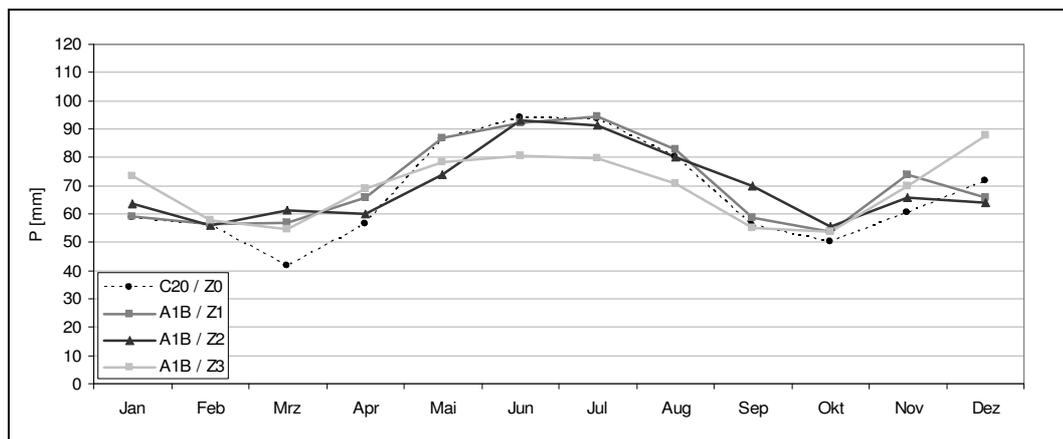


**Abbildung 84:** Veränderung des Jahresmittels der Tagesmaximaltemperatur  $T_{max}$  im EZG Fulda. Datenbasis der Darstellung sind REMO-Ergebnisse für das EZG Fulda.

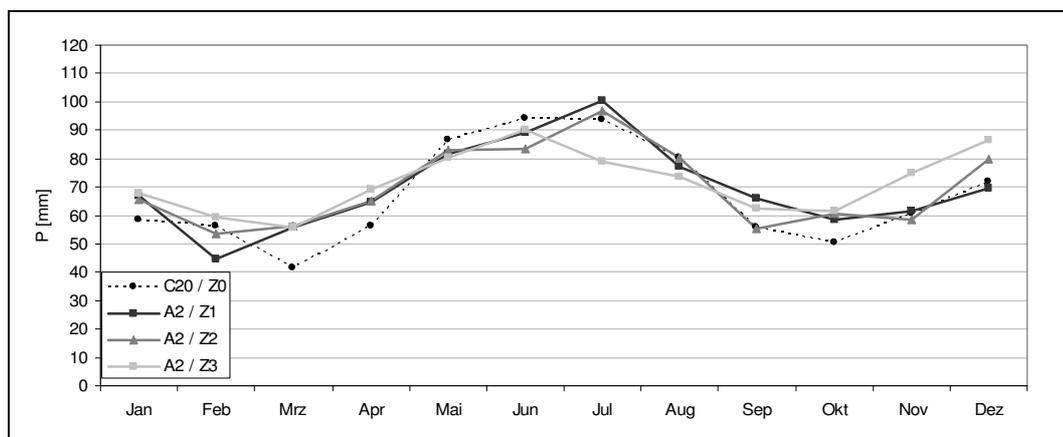
### 5.2.2. Die Verteilung der Niederschlagshöhe innerhalb eines Jahres

In den *Abbildungen 85 bis 87* ist zu erkennen, dass sich die Jahresniederschlagshöhe je nach Szenario und Simulationsperiode leicht umverteilt. Wie oben (Kapitel 5.2.1.) beschrieben, ändert sich die Jahresniederschlagshöhe kaum, bei der Betrachtung der innerjährlichen Verteilung sind jedoch Änderungen zu verzeichnen. In allen Szenarien verringert sich die Niederschlagshöhe in den Sommermonaten, während in den Wintermonaten mit mehr Niederschlag gerechnet werden muss. Dies ist insbesondere in Szenario A1B und A2 ausgeprägt (*Abbildung 85*).

Wenn die Jahresniederschlagshöhe nach Niederschlag im Winter- und Sommerhalbjahr differenziert wird (Sommerhalbjahr: 1. April – 30. September; Winterhalbjahr: 1. Oktober – 31. März), dann wird das Bild der Niederschlagsumverteilung klarer: In allen Szenarien ist eine Abnahme der Sommerniederschläge und eine stärkere Zunahme der Winterniederschläge erkennbar (*Abbildung 88*). Am stärksten ist diese Veränderung in Szenario A1B ausgeprägt, wo in der Klimaperiode Z3 (2067 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1960 – 2001) im Winter eine Zunahme von 20% und im Sommer eine Abnahme der Niederschlagshöhe um 7 % zu verzeichnen ist.



**Abbildung 85:** Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario A1B in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda



**Abbildung 86:** Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario A2 in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda

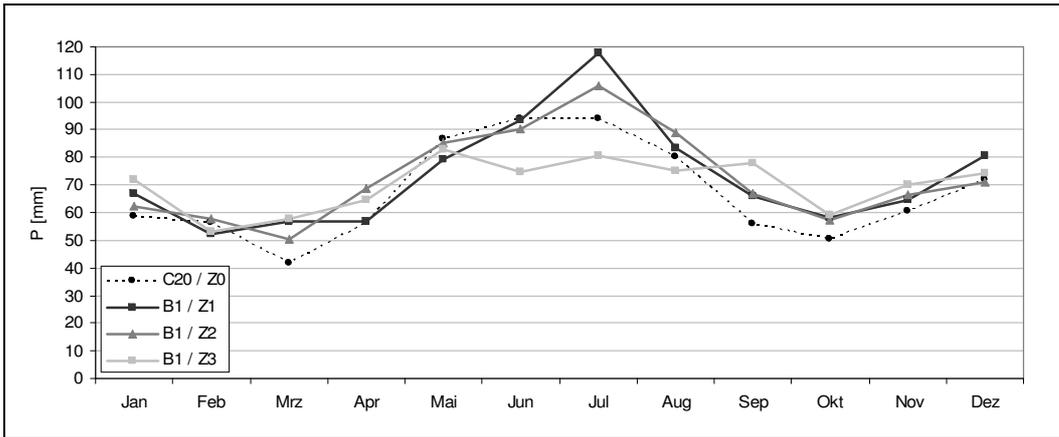


Abbildung 87: Die mittleren Monatsniederschlagshöhen in Szenario B1 in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Einzugsgebiet der Fulda

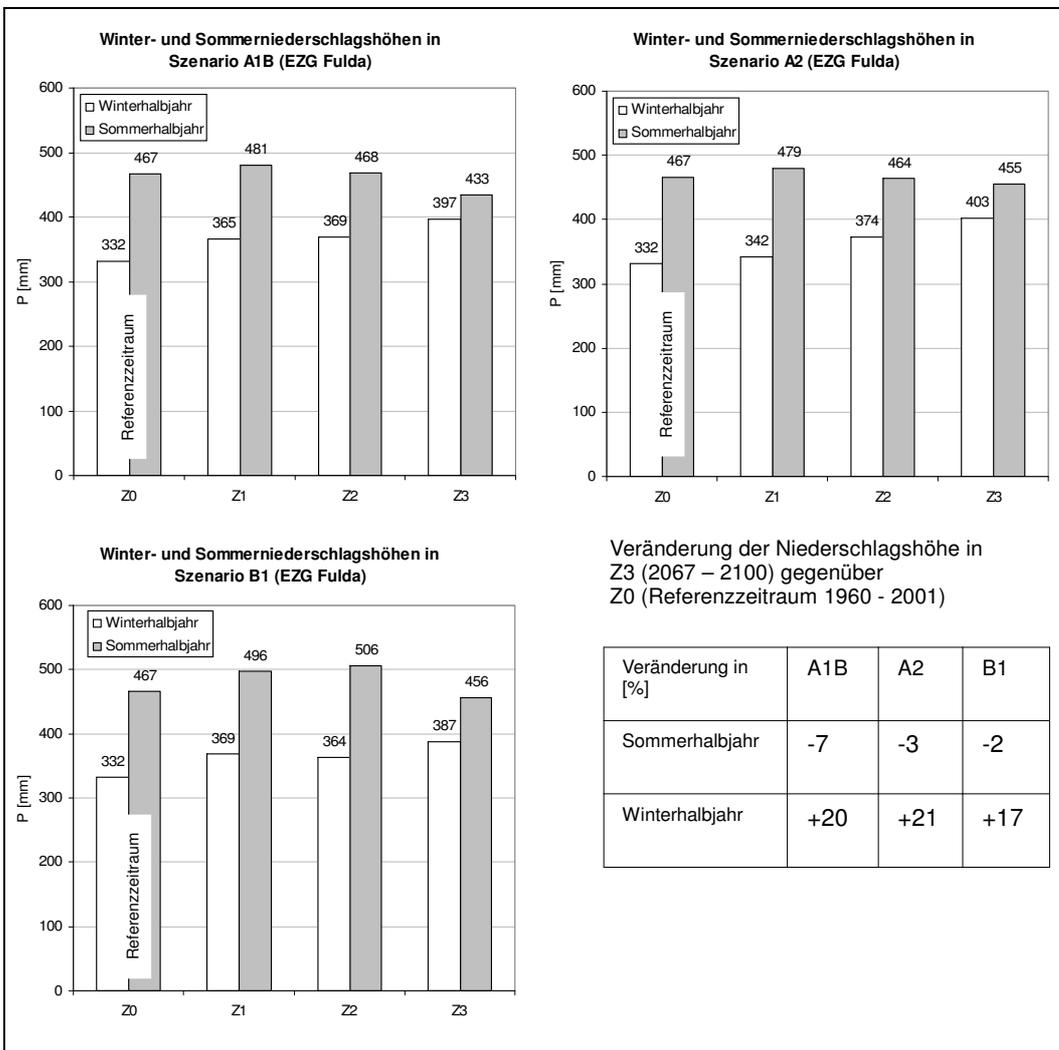


Abbildung 88: Veränderung der Niederschlagshöhen in den Winterhalbjahren (April-September) und Sommerhalbjahren (Oktober-März) gegenüber dem Referenzzeitraum

### 5.3. Der Abfluss im 21. Jahrhundert

Dieser Abschnitt ist eine erste Zusammenfassung der Berechnungen des Abflusses für die Klimaszenarien mit der kalibrierten Modellkette.

Hier erfolgen zunächst Untersuchungen der Abflusshöhe in Monats-, Jahres- und Dekadenabschnitten.

#### 5.3.1. Vergleich der berechneten Durchflüsse (Klimadaten: REMO) mit den gemessenen Durchflüssen (Klimadaten: gemessen) im Referenzzeitraum C20 (1960-2000)

Es werden die gemessenen Durchflüsse an den Pegeln Bonaforth und Grebenau mit den auf den REMO-Berechnungen basierenden SWAT-Durchflüssen verglichen. Für die Aussagekraft der Ergebnisse ist es wesentlich, dass der Durchfluss von SWAT mit den REMO-Klimadaten im Referenzzeitraum C20 (1960 – 2000) im statistischen Verhalten gut wiedergegeben wird. Folglich müssen vor der Analyse der Wasserhaushaltsveränderungen im 21. Jahrhundert die mit SWAT (unter Benutzung der REMO-kalibrierten Klimadaten) berechneten Durchflüsse mit den gemessenen Durchflüssen im Referenzzeitraum verglichen werden. Die Durchflusszeitreihe am Pegel Bonaforth beginnt am 01.11.1977, der Vergleich begrenzt sich somit auf den Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.2000 (23 Jahre und 2 Monate). Am Pegel Grebenau beginnt die gemessene Zeitreihe am 12.06.1965. Der Vergleichszeitraum ist hier folglich 12.06.1965 – 31.12.2000 (35 ½ Jahre)

##### Vergleich der mittleren jährlichen Abflusshöhe am **Pegel Bonaforth**

Die mittlere jährliche Abflusshöhen (1977 – 2000) beträgt bei den berechneten Abflüssen 272 mm und bei den gemessenen Abflüssen 307 mm. Ein t-Test ( $\alpha = 0,05$ ) bestätigt die Hypothese, dass die berechneten und gemessenen Jahresabflusshöhen den gleichen Erwartungswert besitzen (p-Wert = 0,097).

##### Vergleich der mittleren jährlichen Abflusshöhe am **Pegel Grebenau**

Die mittlere jährliche Abflusshöhen (1966 – 2000) beträgt bei den berechneten Abflüssen 308 mm und bei den gemessenen Abflüssen 286 mm. Ein t-Test ( $\alpha = 0,05$ ) bestätigt die Hypothese, dass die berechneten und gemessenen Jahresabflusshöhen den gleichen Erwartungswert besitzen (p-Wert = 0,24).

##### Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhen (Jahresverlauf) am **Pegel Bonaforth**

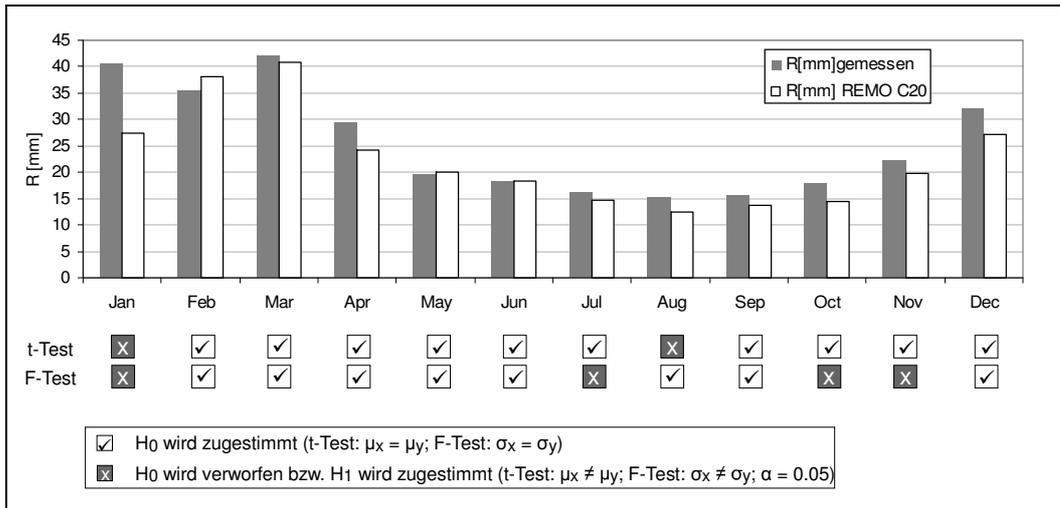
*Abbildung 89* zeigt die mittleren monatlichen Abflusshöhen sowie die Ergebnisse der t- und F-Tests. Die Mittelwerte über 23 Jahre der Monatsabflusshöhen unterscheiden sich in den Monaten Januar und August signifikant ( $\alpha = 0,05$ ). Bei 1/3 der Monate unterscheiden sich die Standardabweichungen, die in *Tabelle 28* aufgelistet sind.

##### Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhen (Jahresverlauf) am **Pegel Grebenau**

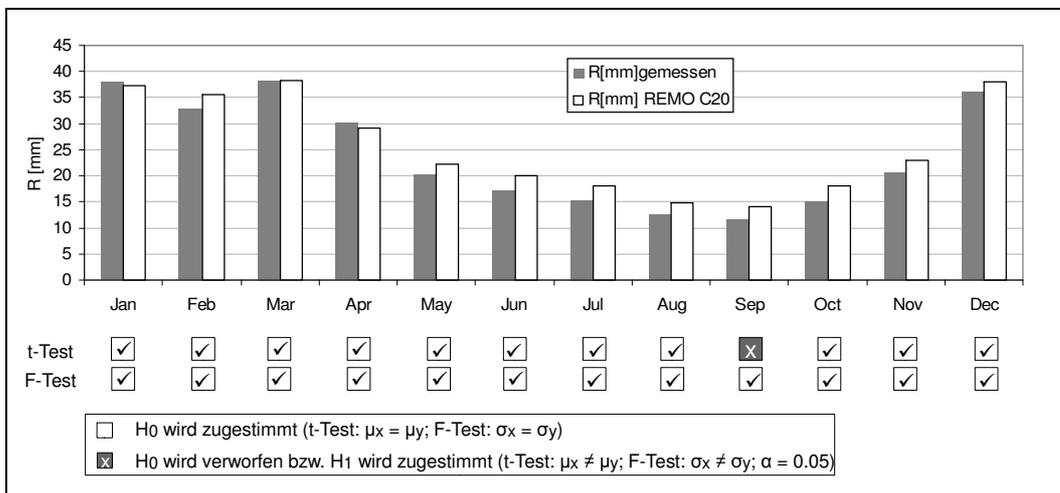
*Abbildung 90* zeigt die mittleren monatlichen Abflusshöhen sowie die Ergebnisse der t- und F-Tests. Die Mittelwerte über 35 Jahre unterscheiden sich nur im Monat September (Monat mit den niedrigsten mittleren Abflüssen). Im Gegensatz zum Pegel

Bonaforth weichen die REMO-Streuungen in keinem Monat von den gemessenen Streuungen ab (F-Test). Die Standardabweichungen sind in *Tabelle 29* aufgelistet.

Die Qualität der Modelle für den Pegel Grebenau und für den Pegel Bonaforth unterscheidet sich kaum. Der Vergleichszeitraum ist am Pegel Grebenau 12 Jahre länger und die REMO/SWAT-Berechnungen weichen von der Realität (Messungen) nicht ab (bis auf den Mittelwert im Monat September). Dies lässt vermuten, dass mit zunehmendem Vergleichszeitraum der berechnete und der gemessene Abfluss sich sehr ähnlich sind.



**Abbildung 89:** Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhen am Pegel Bonaforth - Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO\_C20) Durchflüsse im Zeitraum 01.11.1977-31.12.2000



**Abbildung 90:** Vergleich der mittleren monatlichen Abflusshöhe am Pegel Grebenau - Vergleich der gemessenen und berechneten (REMO\_C20) Durchflüsse im Zeitraum 12.06.1965-31.12.2000

**Tabelle 28:** Aus den gemessenen und berechneten monatlichen Abflusshöhen (RE-MO/SWAT) geschätzte Standardabw. der monatlichen Abflusshöhen am Pegel Bonaforth.

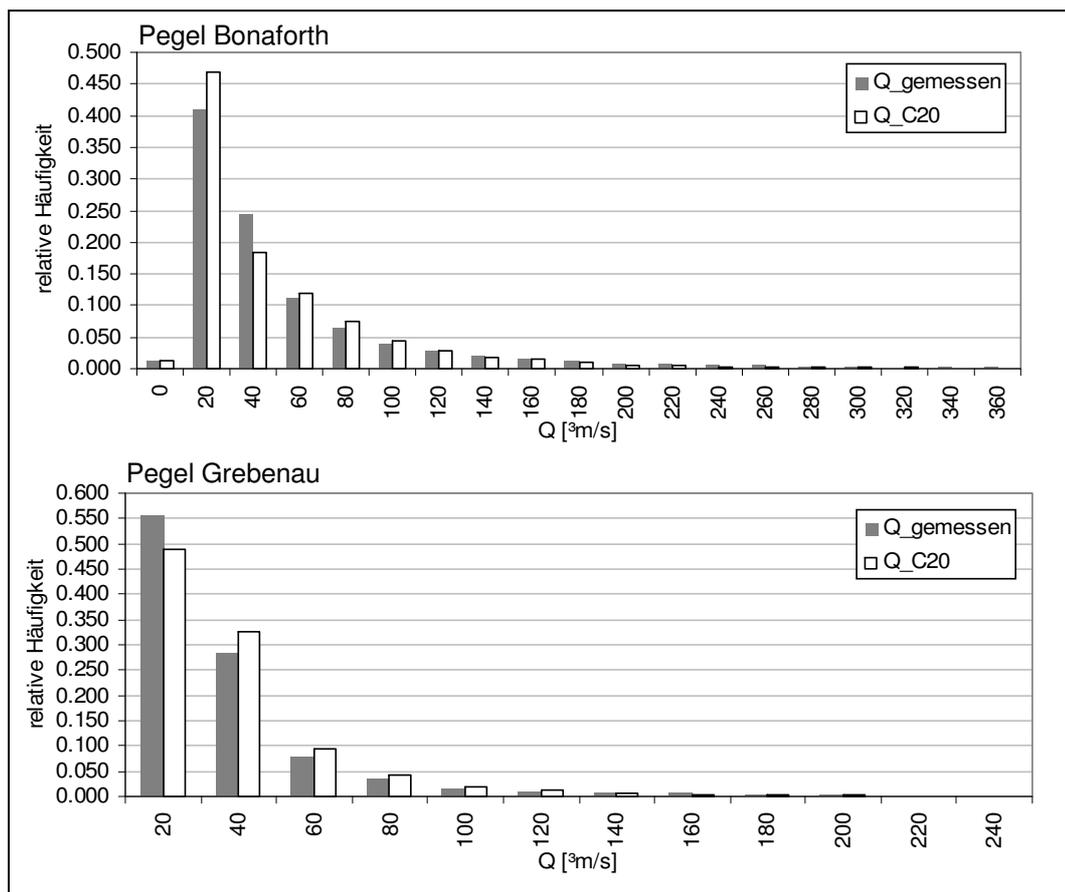
Bonaforth	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
$\hat{\sigma}_{gemessen}$	22,9	18,7	20,6	15,3	7,9	11,0	9,1	5,0	4,6	15,9	15,9	13,4
$\hat{\sigma}_{REMO/SWAT}$	14,7	14,7	21,1	10,5	9,7	7,3	5,4	3,7	5,2	8,5	8,5	10,1

**Tabelle 29:** Aus den gemessenen und berechneten monatlichen Abflusshöhen (RE-MO/SWAT) geschätzte Standardabw. der monatlichen Abflusshöhen am Pegel Grebenau.

Grebenau	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
$\hat{\sigma}_{gemessen}$	21,2	16,0	20,4	15,8	8,5	9,6	10,6	7,0	4,6	10,6	12,9	25,2
$\hat{\sigma}_{REMO/SWAT}$	19,1	16,5	20,0	13,9	7,8	7,4	7,6	5,9	5,6	11,0	12,8	22,2

Vergleich der relativen Durchflusshäufigkeiten am Pegel Bonaforth und Pegel Grebenau

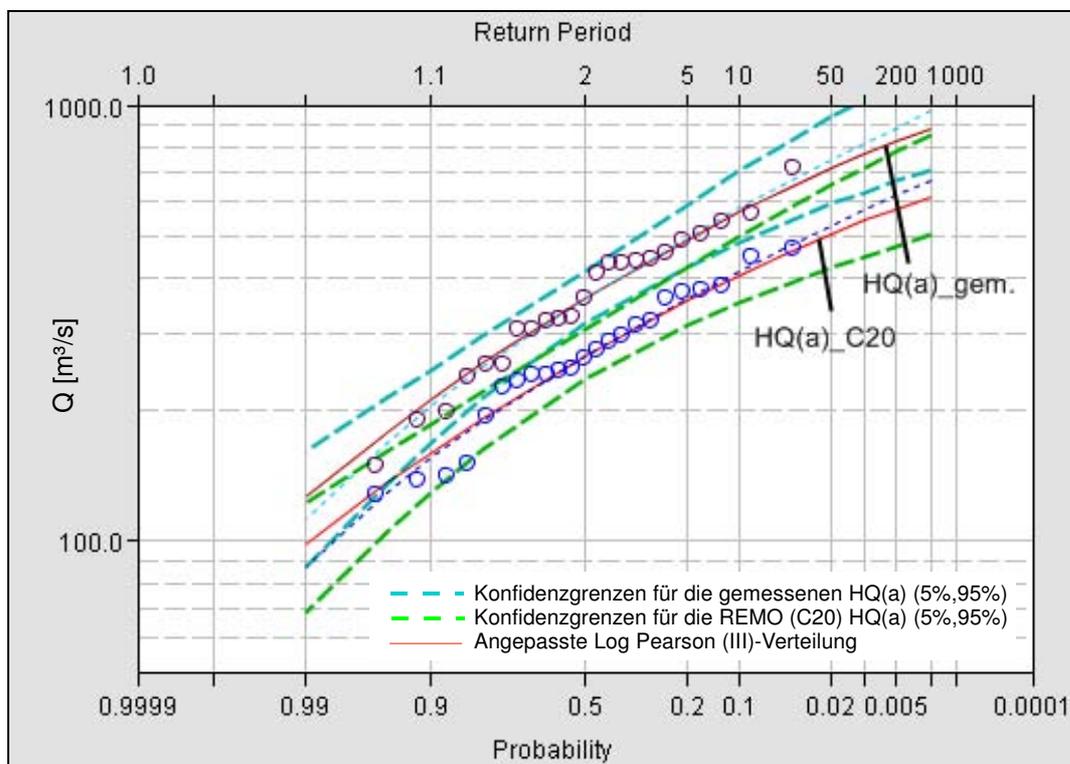
Wie *Abbildung 91* zeigt, stimmen die Verteilungen am Pegel Bonaforth (oberer Teil der Abbildung) und auch am Pegel Grebenau (unterer Teil der Abbildung) gut überein.



**Abbildung 91:** Relative Häufigkeiten der Tagesdurchflüsse am Pegel Bonaforth (1.11.1977 - 31.12.2000) und Pegel Grebenau (1.11.1977-31.12.2000)- Vergleich gemessener und berechneter (C20) Durchflüsse

Extremwertstatistik (FFA) am Pegel Bonaforth

Die Unterschiede bei den Extremwerten werden beim Vergleich der Extremwertverteilungen deutlich. Aus den jährlichen Serien wurden die empirischen und theoretischen Verteilungsfunktionen (Log Pearson III) ermittelt (theoretischer Hintergrund siehe Kapitel 6). In *Abbildung 92* ist zu erkennen, dass die Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten extremer Durchflüsse in den gemessenen Zeitreihen größer ist als die REMO/SWAT-Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Hohe Durchflüsse treten folglich in der berechneten Zeitreihe seltener auf. Dies ist bei der Analyse von Veränderungen im Hochwasserregime des 21. Jh. so zu berücksichtigen, dass nur relative Veränderungen zur Verteilung im Zeitraum C20 aussagekräftig sind. Nur mit Vorsicht kann *Gleichung 43* (s. unten) verwendet werden, um quantitative Aussagen zu erhalten.



**Abbildung 92:** Vergleich der Überschreitungswahrscheinlichkeiten (aus jährlichen Serien ermittelt); angepasste Verteilungen (Log Pearson (III)) und Konfidenzgrenzen (5%,95%). Diese Graphik stellt die Ergebnisse der Berechnungen mit dem Program HEC-SSP (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2008) dar. Der Vergleich ist nur im Zeitraum 1977 – 2000 möglich, wo Messwerte vorliegen. Daher resultieren Unterschiede zu *Abbildung 105*, in der die Extremwertstatistik von 1960 – 2000 dargestellt ist.

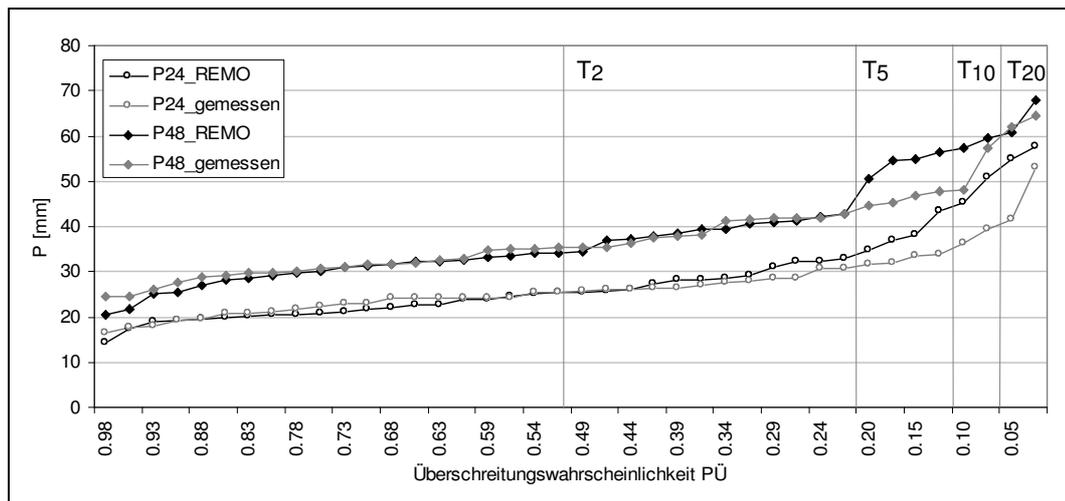
Werden die berechneten und gemessenen  $P_U$  verglichen, dann erhält man über eine einfache lineare Regression einen nahezu linearen Zusammenhang ( $R^2 = 0,9998$ ):

$$HQ_{T,real} [m^3 / s] = 1,4613 \cdot HQ_{T,REMO} [m^3 / s] - 23,265 \quad (43)$$

mit  $HQ_{T,real}$  als gemessenes, reales Hochwasser und mit  $HQ_{T,REMO}$  als Hochwasser, das mit den REMO-Klimadaten als SWAT-Modellantrieb berechnet wird (jeweils mit der Jährlichkeit  $T$ ).

Es ist zu beachten, dass nur 23 Hochwasser je Zeitreihe im C20 zum Vergleich vorliegen, die Quantilschätzungen sind daher ungenau.

Um die Ursachen für diese Glättung der Extreme in den REMO-Daten zu ergründen, wird eine Extremwertanalyse des Gebietsniederschlags durchgeführt. Es werden Niederschlagsdauern von 24 h und 48 h betrachtet. Kürzere Niederschlagsdauern können aufgrund der vorliegenden Zeitreihen der Tagesniederschlagshöhen nicht untersucht werden. Wie *Abbildung 93* zeigt, stimmen die mittleren Wiederholungszeitspannen der gemessenen und berechneten (REMO) Extremniederschläge bei beiden Niederschlagsdauern bis  $P_{\bar{U}} = 0,2$  gut überein. Bis  $P_{\bar{U}} = \text{ca. } 0,05$  gibt es Abweichungen, danach stimmen die Werte hauptsächlich bei der Niederschlagsdauer von 48h wieder gut überein. Die Verschiebung zwischen gemessenen und berechneten Hochwasserabflüssen (*Abbildung 92*) ist bei der Extremwertverteilung des Niederschlags nicht zu erkennen. Dieses Ergebnis lässt vermuten, dass durch das komplexe Zusammenspiel verschiedener Klimagrößen in REMO ein Extremniederschlag geringere Extremhochwasser produziert. Die Glättung der Extreme ist nicht primär im REMO-Niederschlag lokalisierbar. Die genaue Ursache bleibt unbekannt und kann in weiterführenden Arbeiten gesucht werden. Hier genügt die Kenntnis von Gl. 43.



**Abbildung 93:** Vergleich der Überschreitungswahrscheinlichkeiten des gemessenen und berechneten (REMO) Gebietsniederschlags im EZG Fulda für die Niederschlagsdauern 24h und 48h. Zusätzlich sind die Wiederholungszeitspannen  $T_n$  [a] angegeben

### 5.3.2. Die Jahresabflusshöhe

Definition der Jahresabflusshöhe im Einzugsgebiet der Fulda (Pegel Bonaforth):

$$R[mm] = \sum_{i=1}^{\text{day}} \frac{Q[m^3/s] \cdot 86400 \text{ sec} \cdot 1000l}{A_{E,Fulda}[m^2]} \quad (44)$$

mit  $Q[m^3/s]$  Tagesmittelwert des Durchflusses am Pegel Bonaforth  
 $A_{E,Fulda}[m^2]$  Einzugsgebietsfläche des Pegels Bonaforth  
 $= 6930 \text{ km}^2 = 6.93 \cdot 10^9 \text{ m}^2$

Die Jahresabflusshöhe gibt die Wassermenge  $[\frac{\text{Liter}}{\text{m}^2} = 10^6 \text{mm}^3 / 10^6 \text{mm}^2 = \text{mm}]$  an, die im Mittel pro Jahr aus einem Quadratmeter Einzugsgebietsfläche ober- und unterirdisch abfließt und sich am Gebietsauslassquerschnitt (Pegel) konzentriert.

Abbildungen 93 zeigt die Jahresabflusshöhen von 1960 bis 2100 im Referenzzeitraum und Klimaszenarienzeitraum. Optisch sind keine Veränderungen erkennbar. Die linearen Trends sind nicht signifikant. Erst bei der Untersuchung der mittleren Jahresabflusshöhen in den Klimaperioden Z0 bis Z3 werden Veränderungen deutlich (Tabelle 30): Nach einer Überprüfung auf Normalverteilung (Shapiro-Wilk-Test) und einem darauf aufbauenden t-Test auf Veränderung des Mittelwertes gegenüber dem Referenzzeitraum ergibt sich ein deutlicheres Bild als beim Niederschlag. In allen Szenarien ist eine (graphische) Zunahme der mittleren Abflusshöhe zu verzeichnen.

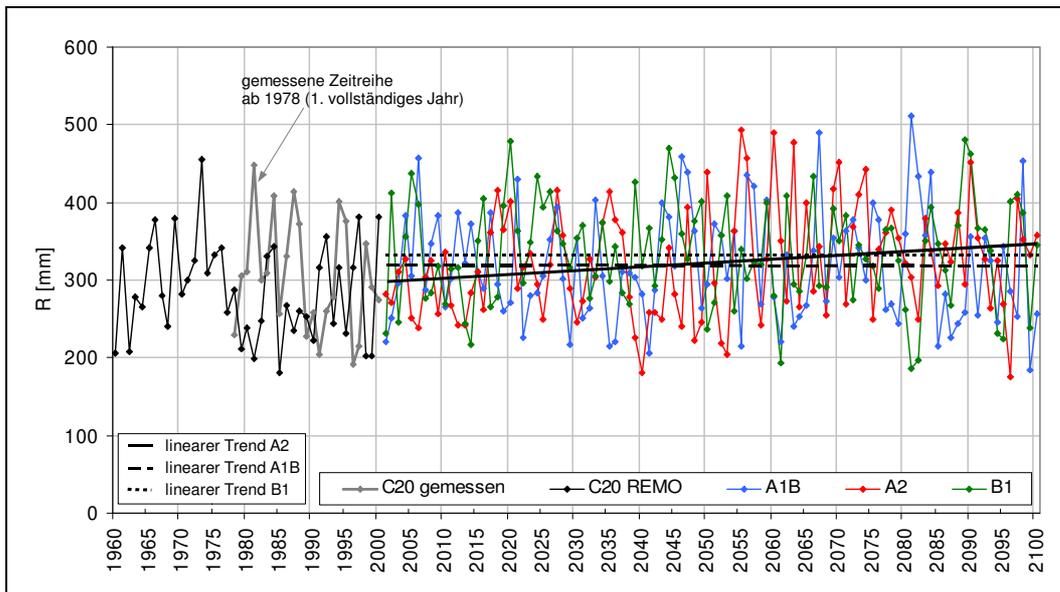


Abbildung 94: Jahresabflusshöhen in den Klimaszenarien am Pegel Bonaforth (1960 - 2100)

Tabelle 30: Mittlere Abflusshöhen in den Klimaszenarien und Klimaperioden (Pegel Bonaforth Fulda). Ergebnisse eines zweiseitigen t-Tests ( $\alpha = 0,05$ ).

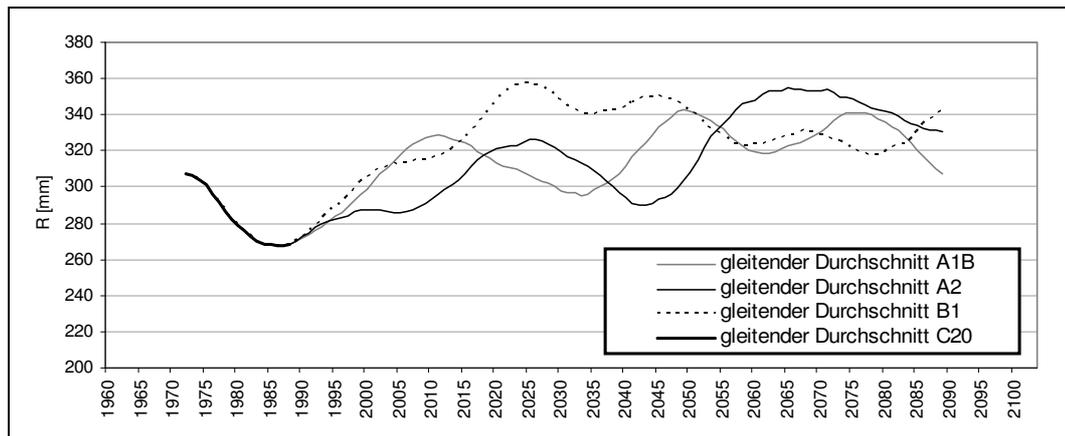
MR [mm]	C20	A1B	A2	B1
Z0	287			
Z1		317* <sup>a</sup>	305	336*
Z2		316	322 <sup>a</sup>	337*
Z3		323*	338*	331*

\* Signifikante Veränderung gegenüber dem Referenzzeitraum C20/Z0 ( $\alpha = 5\%$ )

<sup>a</sup> Der Wert 322mm ist gegenüber dem Wert 317mm nicht signifikant, da beim Test außer der Anzahl  $n$  auch die Varianz berücksichtigt wird, die sich in beiden Fällen unterscheidet.

Im pessimistischen Szenario A2 sind die Veränderungen am geringsten, im optimistischen Szenario sind die Veränderungen am größten. Die Ursache für dieses von den Vermutungen abweichende Ergebnis wird bei einer genaueren Untersuchung der Zeitreihe der Jahresabflusshöhen deutlich: Mit einem Tiefpassfilter (gleitender Durchschnitt über 23 Jahre) werden Schwankungen sichtbar (s. Abbildung 95). Der Großteil der Jahresabflusshöhen R im Vergleichszeitraum C20 (1960-2000) liegt im Rückgang und im Tal einer Schwingung. Dieser Schwingung folgend steigt R ab ca.

1990 wieder an, und nimmt bei A1B, A2 und B1 verschiedene Verläufe ohne einheitliche Frequenz an. Die Emissionsszenarien spiegeln sich wider: In A1B mit einem Maximum der CO<sub>2</sub>-Emission um 2050 steigt R zunächst an und schwingt dann ab ca. 2050 um den gleichen Wert. In A2, dem Szenario mit ungebremsen CO<sub>2</sub>-Emissionen, wirkt die Linie des gleitenden Durchschnitts wie eine Schwingung, deren Amplitude um einen steigenden Mittelwert stetig zunimmt. Im optimistischen Szenario B1 wird um 2050 ein Maximalwert von R erreicht, danach ist ein Rückgang zu verzeichnen (entsprechend den CO<sub>2</sub>-Emissionen).



**Abbildung 95:** Gleitender Durchschnitt (Mittelwert von 23 Jahren) über die Zeitreihen der jährlichen Abflusshöhe in den Szenarien A1B, A2, B1 und im Vergleichszeitraum C20

Dies zeigt auch die Problematik der Bestimmung von mittleren Veränderungen: Durch die Einteilung in die Abschnitte Z0, Z1, Z2 und Z3 (s. Tabelle 30) wird die Schwankung nicht berücksichtigt und Z0 liegt zufälligerweise im unteren Bereich der Schwingung. Hierdurch sagen die Mittelwerte in Tabelle 30 wenig aus über die Veränderungen im 21. Jh.. *Abbildung 95* ist hier aussagekräftiger.

### 5.3.3. Die Verteilung des Abflusses innerhalb eines Jahres

Die Zunahme der Jahresabflusshöhe ist primär auf die Zunahme der Abflusshöhen in den Monaten November bis Februar zurückzuführen. *Abbildungen 96 bis 98* zeigen die mittleren Monatsabflusshöhen in den 3 Klimaszenarien. In den einzelnen Sommermonaten ändern sich die Abflusshöhen wenig, zeigen jedoch ebenso eine Zunahme, wenn die Jahresabflusshöhe auf Winter- und Sommerhalbjahr aufgeteilt wird, d.h. wenn die Abflusshöhen der Sommer- bzw. Wintermonate summiert werden. *Abbildung 99* zeigt diesen Sachverhalt und zusätzlich die größten Veränderungen in Szenario A2 im Winterhalbjahr von 21% Abflusszunahme gegenüber dem Referenzzeitraum C20. In Szenario A1B sind die Änderungen am geringsten.

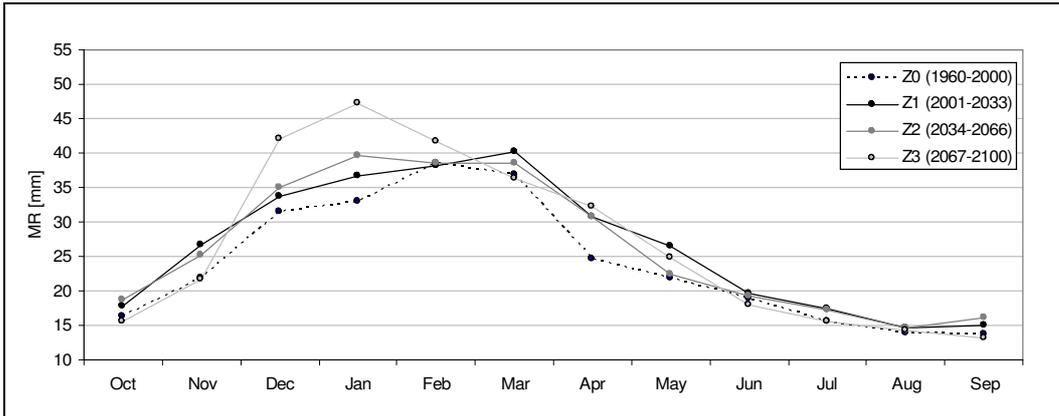


Abbildung 96: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario A1B (Pegel Bonaforth)

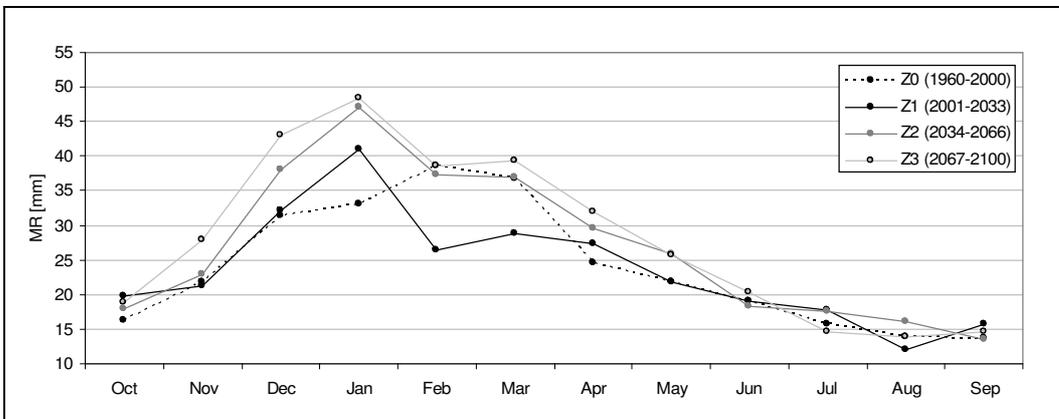


Abbildung 97: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario A2 (Pegel Bonaforth)

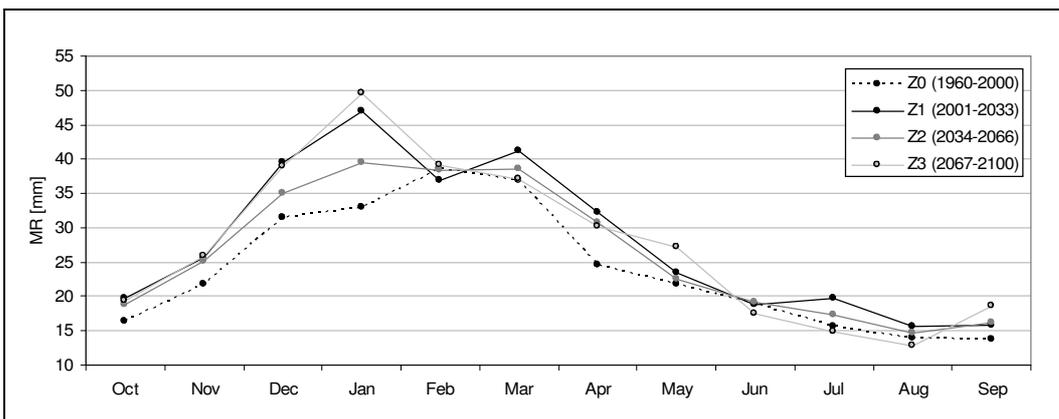
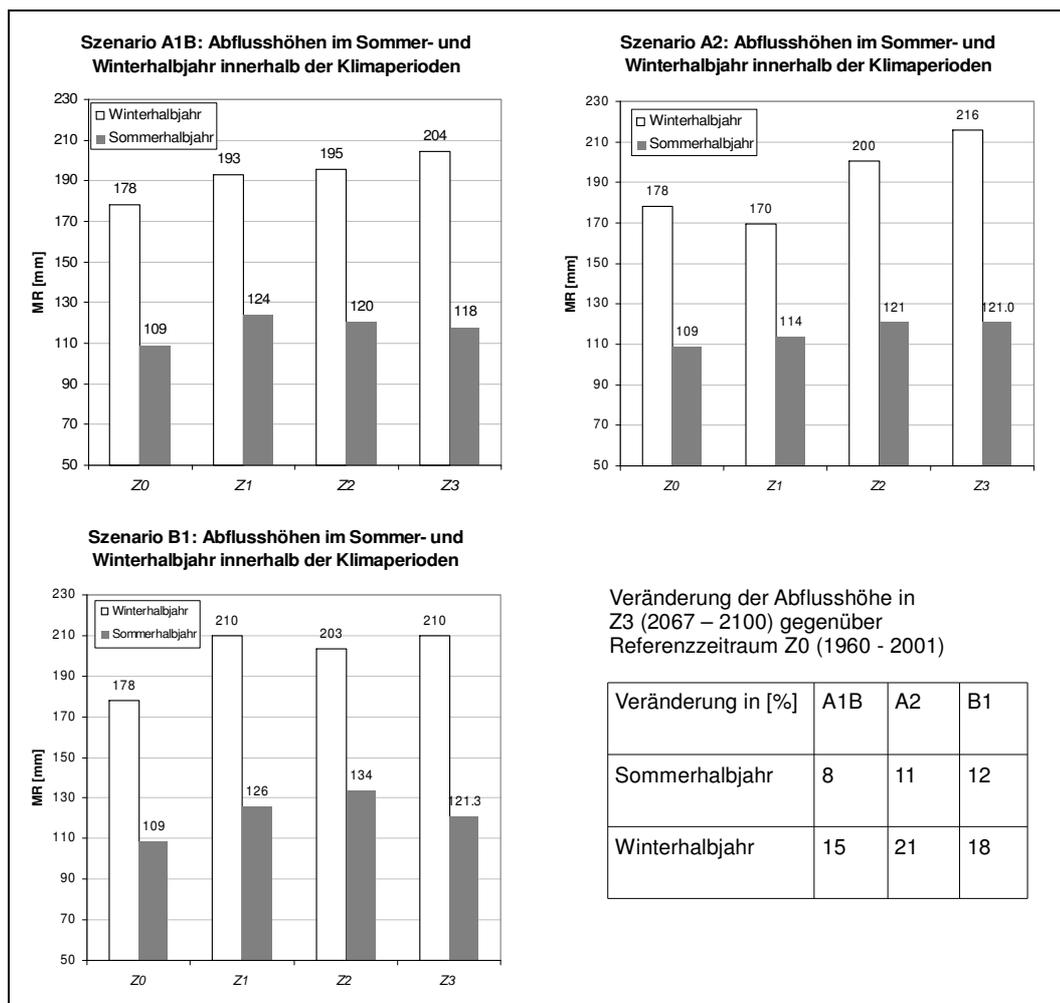


Abbildung 98: Mittlere Monatsabflusshöhe in den Klimaperioden Z0 bis Z3 im Szenario B1 (Pegel Bonaforth)



**Abbildung 99:** Abflusshöhen im Sommer- und Winterhalbjahr innerhalb der Klimaperioden Z0, Z1, Z2 und Z3 (EZG Fulda)

#### 5.4. Zusammenfassung

Bei der Jahresniederschlagshöhe und bei der Jahresabflusshöhe sind in den Szenarien A1B, A2 und B1 gegenüber dem Referenzzeitraum C20 keine klaren Trends erkennbar. Werden die mittleren Jahresabflusshöhen in den Klimaperioden Z0 bis Z3 miteinander verglichen, dann ist eine Zunahme insbesondere in Szenario B1 zu verzeichnen. Dies entspricht nicht den Erwartungen für das optimistische Szenario B1. Die Niederschlagshöhen zeigen keine klaren Veränderungstendenzen. Eine Angabe der zahlenmäßigen Abflussänderung zwischen den Zeiträumen Z0, Z1, Z2 und Z3 wird nicht gemacht (sondern nur die Ablehnung bzw. das Akzeptieren von statistischen Hypothesen), da in Anbetracht der Fehlerkette Klimaszenarienmodell – Klimamodell – Regionalmodell – Wasserhaushaltsmodell genaue Veränderungswerte eine nicht vorhandene Sicherheit vorgaukeln.

- Die Untersuchung der Verteilung der Monatsniederschläge und -Abflüsse zeigt ein eindeutigeres, aber genauso unsicheres Bild: In allen Szenarien ist eine Abnahme der Niederschläge in den Sommermonaten und eine Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten erkennbar.

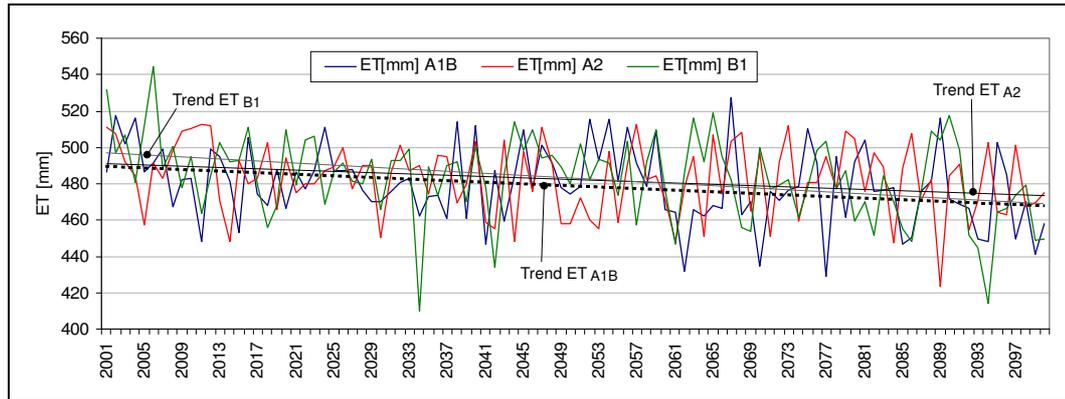
Es ist auffällig, dass, obwohl sich die Niederschlagsmengen nicht eindeutig ändern, die Abflusshöhen ansteigen. Daraus kann gefolgert werden, dass durch die Veränderung der klimatischen Bedingungen, die sich weniger im Niederschlag zeigen, sich die Speichereigenschaften des Einzugsgebietes verändern. Wenn man die vieljährigen Mittelwerte mit der in diesem Fall gültigen Wasserhaushaltsgleichung

$$R = P - ET \quad (45)$$

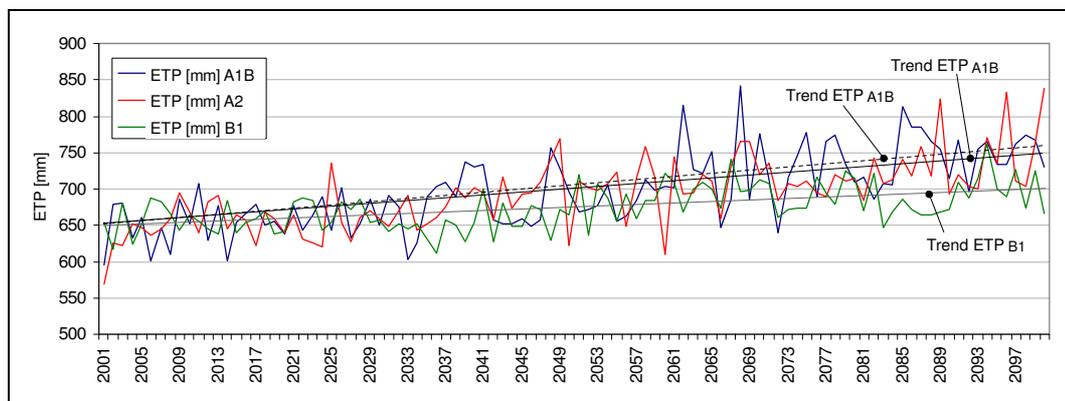
betrachtet ( $R$  = Abfluss,  $P$  = Niederschlag,  $ET$  = Evapotranspiration), dann ist nur der Rückschluss möglich, dass die Verdunstung im Laufe des 21. Jahrhunderts abnehmen wird.

Diese Folgerung wird durch die Analyse der von SWAT berechneten Verdunstung bestätigt. *Abbildung 100* zeigt den Verlauf der realen jährlichen Verdunstungshöhe  $ETR$ . Diese ist »...die an einem Standort oder von einer Landfläche bei dem vorhandenen Energie- und Wasserangebot tatsächlich auftretende Evapotranspiration in  $\text{mm}/\Delta t$ « (DYCK & PESCHKE, 1983). In allen Szenarien ist ein Rückgang der Verdunstung zu verzeichnen, wie die linearen Trends zeigen.

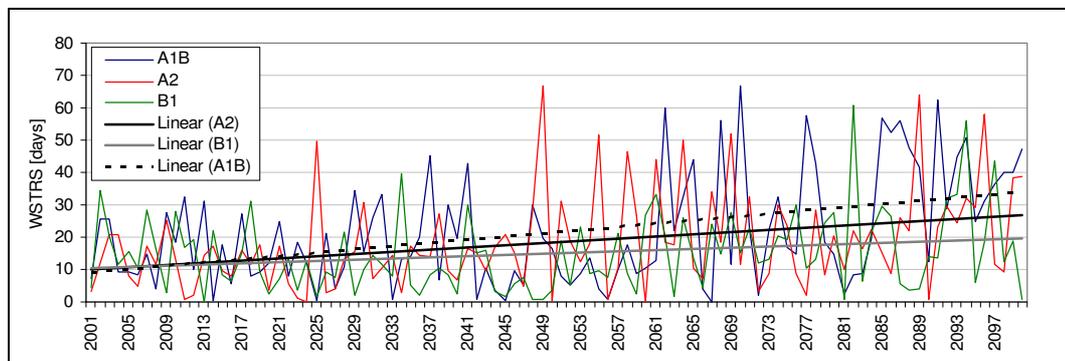
Bei einem gegebenen Wasserangebot im Boden sind die Temperatur (und somit das Sättigungsdampfdruckdefizit) sowie die Windgeschwindigkeit die bestimmenden meteorologischen Faktoren. Ein Rückgang der Verdunstung lässt eine Änderung dieser Größen vermuten. Doch wie *Abbildung 101* zeigt, entwickelt sich die potentielle Verdunstung  $ETP$  genau entgegengesetzt – sie nimmt zu.  $ETP$  ist »... definiert als maximal mögliche Verdunstungshöhe eines Standortes oder einer Landfläche unter gegebenen meteorologischen Bedingungen bei optimalem Wasserangebot, das die Umsetzung des gesamten Energieangebots ermöglicht« (DYCK & PESCHKE, 1983). Die klimatischen Gegebenheiten würden bei ausreichend Wasserangebot im EZG Fulda zu einer zunehmenden Verdunstung führen. Der Verlauf der realen Verdunstung (*Abbildung 100*) zeigt jedoch einen Rückgang. Die lässt nur den Rückschluss zu, dass das Wasserangebot, das den Pflanzen zur Verfügung steht, zurückgeht. *Abbildung 102* zeigt die Anzahl der Tage pro Jahr, an denen die Pflanzendecke unter Wasserstress leidet (SWAT-Ergebnis). Der Boden kann an diesen Tagen für die maximale Verdunstungsleistung der Pflanze nicht ausreichend Wasser zur Verfügung stellen, wodurch auch das Pflanzenwachstum eingeschränkt wird. Die Zunahme des Wasserstress verursacht die Abnahme der realen Verdunstung in den Klimaszenarien.



**Abbildung 100:** Die jährliche reale Verdunstungshöhe ETR (in der Abbildung mit ET bezeichnet) im Einzugsgebiet der Fulda in den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 (jeweils 2001-2100)



**Abbildung 101:** Die jährliche potentielle Verdunstungshöhe ETP im Einzugsgebiet der Fulda in den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 (jeweils 2001-2100)



**Abbildung 102:** Anzahl der Tage pro Jahr, an denen die Pflanzendecke an Wasserstress leidet (Beispiel HRU mit Nadelwaldbedeckung (HRU Nr. 1, subbasin Nr. 1 in EZG Grebenau))

### 5.5. Vergleich mit Ergebnissen anderer Forschungsprojekte

Das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) leitete im Auftrag des Ministerium für Umwelt, ländlicher Raum und Verbraucherschutz Baustein II des Integrierten Klimaschutzprogramms Hessen (INKLIM 2012). Die Ergebnisse von INKLIM 2012 sind am besten zum Vergleich der Ergebnisse geeignet, da sie sich auf Hessen beziehen (HLUG, 2005). Ein Vergleich mit globalen Veränderungen eignet

sich nicht, da sie die regionalen teilweise stark abweichenden Veränderungen nicht wiedergeben.

Die INKLIM 2012-Analyse des Niederschlags ergibt ein qualitativ ähnliches Bild

- Bis Mitte des 21. Jh. werden die Winter um bis zu 25% feuchter.
- Ende des 21. Jh. gibt es keine signifikanten Änderungen gegenüber dem Referenzzeitraum
- Die Sommer werden um bis zu 30 % trockener
- Im Herbst ist keine signifikante Veränderung zu beobachten

Die INKLIM-Analyse des Abflusses bezieht sich auf mehrere Pegel in Hessen. Der Pegel Hersfeld (Fulda) dient am besten zum Vergleich mit den Ergebnissen der Berechnungen dieser Arbeit. INKLIM-Projektion für den Pegel Bad Hersfeld:

- markante Zunahme der mittleren Abflüsse im Dezember, Januar und Februar
- leichte Abnahme der Abflüsse von April bis Oktober



---

## KAPITEL 6 Hochwasserbewirtschaftung und Hochwasserstatistik

### 6.1. Einführung

Im Jahr 2000 führten Überschwemmungen in der Schweiz und in Italien zu Schäden von ca. 10 Milliarden Euro. Zwei Jahre später führte die Hochwasserkatastrophe von 2002 zu vielen Todesopfern und richtete an Elbe und Donau einen Schaden von ca. 16,8 Milliarden Euro an. (Quelle: Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft). Der Fourth Assessment Report des IPCC von 2007 (IPCC, 2007) zeigt auf, dass extreme Hochwasserereignisse in den kommenden Dekaden (global gesehen) aufgrund des Klimawandels häufiger auftreten werden. Solche Ereignisse wie in den Jahren 2000 und 2002 bleiben demnach keine Ausnahmen.

Berichte von Hochwasser vergangener Jahrhunderte und aktuelle Schadensmeldungen zeigen, wie hoch das Schadenspotential durch Hochwasser für alle sozialen und ökonomischen Bereiche ist. Hochwasser stellen für die einzelne Person und für die Volkswirtschaft eine große Gefährdung dar, der man jedoch nicht hilflos ausgeliefert ist.

Der Mensch kann im ersten Schritt abwägen, inwiefern er einen Landschaftsraum nutzen will, wo Hochwasser zu natürlichen Erscheinungen gehören. Wenn der Mensch sich in Flussauen ansiedelt, dann werden wertfreie Hochwasserereignisse zu Schaden bringenden Katastrophen. Im zweiten Schritt – wenn man den natürlichen Überflutungsbereich nutzt – muss der Mensch sich mit dem Hochwasser arrangieren. In den meisten Fällen tritt dieser zweite Umstand zu. Siedlungsflächen, die sich im Laufe der Geschichte aus vorwiegend wirtschaftlichen und strategischen Gründen und im übermäßigen Technikglauben an die Beherrschbarkeit der Naturgewalten in natürlichen Überflutungsgebieten bildeten, können heute selten zurückgebaut werden. Zudem sind heute Siedlungsflächen, die einst unter geringem Hochwasserrisiko standen, unter den Einflüssen des Klimawandels stärker betroffen.

Der Mensch ist – bildlich gesprochen – in das Revier eines wilden Tieres eingedrungen und muss nun die Gefahr abschätzen, diesem Tier zu begegnen. Die Begegnung mit dem Hochwasser – nicht das Hochwasser an sich – kann zu einer Katastrophe führen. Mit Katastrophenmanagement bzw. Hochwassermanagement kann der entstehende Schaden verhindert oder klein gehalten werden – die Vulnerabilität (Verwundbarkeit) wird verringert.

Hochwassermanagement bedeutet Risikomanagement. Dazu gehört nach DKKV (2003) die Risikoanalyse (was kann passieren?), die Risikobewertung (Welche Sicherheit für welchen Preis?) und der Risikoumgang (Wie kann mit dem Risiko bestmöglich umgegangen werden?). Daraus geht hervor, vor allem aus dem letzten Punkt »Risikoumgang«, dass ein Risiko nicht vollständig beseitigt werden kann. Risikomanagement ist daher ein Kreislauf von

- Hochwasservorsorge (Vorbeugung, Vorbereitung auf den Katastrophenfall) und
- Bewältigung (Katastrophenabwehr, Wiederaufbau).

Im Schema des Risikomanagements für Hochwasser nach PLATE (2005) wird die Risikoanalyse als Risikoermittlung verstanden, wobei diese Risikoermittlung aus der Feststellung der Hochwassergefährdung (Auftrittswahrscheinlichkeit von *HW*) und die Ermittlung des Risikos (Ermittlung von Konsequenzen) besteht. Risikobewertung und -umgang werden in der Risikohandhabung zusammengefasst.

Sowie in der Definition des Risikomanagement nach DKKV (2003) als auch in der Definition nach PLATE (2005) basieren alle Risikountersuchungen auf Aussagen über die Eintrittswahrscheinlichkeit von Hochwasserereignissen. Risiko besteht laut Definition in der Sicherheitswissenschaft aus der Eintrittswahrscheinlichkeit und der Größe eines Schadens (KUHLMANN 1995, PLATE und MERZ 2001). Die Größe des Schadens ist schwer zu fassen, weshalb im Wasserbau das vereinfachte hydrologische Risiko  $R$  verwendet wird:

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (46)$$

mit  $T$       Jährlichkeit des Hochwassers  
 $n$       Betrachtungszeitraum [Jahre]

Das hydrologische Risiko  $R$  bezeichnet das Risiko bzw. die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Hochwasserereignis mit dem mittleren Wiederkehrintervall von  $T$  Jahren in einem Zeitraum von  $n$  Jahren mindestens einmal auftreten wird (die theoretischen Grundlagen bildet die geometrische Wahrscheinlichkeitsverteilung).

Risiko und Wahrscheinlichkeit sind in der Hydrologie nahezu identische Begriffe, weil hier unter Risiko nicht mehr die Schnittmenge von Gefährdung und Vulnerabilität, sondern nur noch die Wahrscheinlichkeit der Gefährdung verstanden wird.

Daraus folgt, dass im Zentrum aller hydrologischen Risikountersuchungen die Frage nach den Eintrittswahrscheinlichkeiten ( $P$ ) und somit den mittleren Wiederkehrintervallen ( $T$ ) steht. Die theoretischen Grundlagen bilden die Wahrscheinlichkeitstheorie und die Stochastik.

## 6.2. Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit

Vorbemerkungen zu  
diesem Kapitel

Der Text dieses Kapitels ist eine Zusammenstellung der für diese Arbeit wesentlichen Punkte und ist demzufolge keine allgemeine Beschreibung der umfangreichen Hochwasserstatistik. Die Erweiterung der Datenbasis mit historischen Hochwasserereignissen, Regionalisierungsmethoden sowie weitere hier irrelevante Verfahren werden nicht behandelt. Einen guten Überblick über die Verfahren der Hochwasserstatistik gibt das DVWK-Merkblatt 251 (DVWK 1999), das Buch »Flood Frequency Analysis« von RAO & HAMED (2000) sowie die einschlägige Hydrologie-Literatur wie z.B. DYCK et al. (1977).

### 6.2.1. Hochwasserzeitreihen

Theoretische Verteilungsfunktionen für Hochwasserdurchflüsse sind unbekannt und können nur abgeschätzt werden. Diese Abschätzung erfolgt über die statistische Analyse des Hochwassers. Basis dieser Untersuchungen sind Hochwasserzeitreihen. Es wird unterschieden zwischen

- jährlichen Serien (Jahreshöchstdurchflüsse = Blockmaxima) und
- partiellen Serien (Hochwasserscheiteldurchflüsse über einem Schwellenwert  $Q_s$  = Peak over Threshold (POT) )

Die partielle Serie wird dann verwendet, wenn die vorliegenden Zeitreihen nicht lange genug sind. Sind die Durchflusszeitreihen mindestens 20 bis 30 Jahre lang, dann kann von der jährlichen Serie  $HQ(a)$  ausgegangen werden (DYCK et al., 1977).

*FFA = Extremwertstatistik*

Hochwasserstatistik ist Extremwertstatistik. Die zentrale Aussage der Extremwertstatistik ist, dass die Extremwerte einer Zeitreihe der generalisierten Extremwertverteilung (GEV) folgen, wenn die Extremwerte *Blockmaxima* sind, also aus Zeitblöcken bzw. aus Zeitintervallen ermittelt werden (in der Hochwasserstatistik entspricht das den jährlichen Serien):

$$G(z; \mu, \sigma, \xi) = \exp[-\{1 + \xi(z - \mu) / \sigma\}_+^{-1/\xi}] \quad (47)$$

mit dem Lageparameter  $\mu$  (engl.: location), dem Skalenparameter  $\sigma$  (engl.: scale) und dem Formparameter  $\xi$  (engl.: shape). Es gibt drei Extremwertverteilungstypen (Gumbel, Weibull und Fréchet), die auf Gleichung 47 basieren, sich jedoch im Formparameter  $\xi$  unterscheiden:

Weibull  $\xi < 0$

Gumbel  $\xi \rightarrow 0$

Fréchet  $\xi > 0$

Es gibt einige andere Verteilungsfunktionen, die in der Hydrologie getestet wurden und teilweise bessere Anpassungen erlauben als die GEV. Was in der FFA partielle Serien genannt wird, hat in der Extremwertstatistik die allgemeine Bezeichnung *POK (Peak over Threshold)*. In diesem Fall folgen die Extremwerte der generalisierten Pareto-Verteilung (GPV).

Hochwasserzeitreihen sind grundsätzlich vor ihrer Analyse auf *Konsistenz* und *Homogenität* zu prüfen. Die Zeitreihen müssen demnach frei von Messfehlern sein und keine signifikanten Veränderungen durch wechselnde Umweltbedingungen aufweisen.

Hier wird ausschließlich die jährliche Serie (Block Maxima) betrachtet. Diese bildet eine (univariate) stetige Zeitreihe der Jahreshöchstdurchflüsse. Jedem Jahr wird ein Hochwasser zugeordnet,  $HQ(a)$  ist demnach pseudo-äquidistant. Dies setzt die *Unabhängigkeit* der Hochwasserereignisse voraus. Gesucht wird die Extremwertverteilungsfunktion von  $HQ(a)$  an einem Gewässerquerschnitt. Alle Realisierungen von

$HQ(a)$  müssen somit derselben Grundgesamtheit mit derselben Verteilungsfunktion und mit denselben unveränderlichen statistischen Momenten entstammen. Dies wird als *Stationarität* bezeichnet. Die Zeitreihe muss auch frei von *Ausreißern* sein, die messtechnische oder natürliche Ursachen haben können.

Ob  $HQ(a)$  die gestellten Anforderungen erfüllt, kann mit Tests überprüft werden.

Konsistenz	Anforderungen an die Hochwasserzeitreihe
Homogenität	
Unabhängigkeit	
Stationarität	
keine Ausreißer	

Ein Beispiel für einen Test auf Unabhängigkeit ist der Wald-Wolfowitz-Test (verschiedene Tests siehe Kapitel 7)

### 6.2.2. Empirische Wahrscheinlichkeits- und Verteilungsfunktion

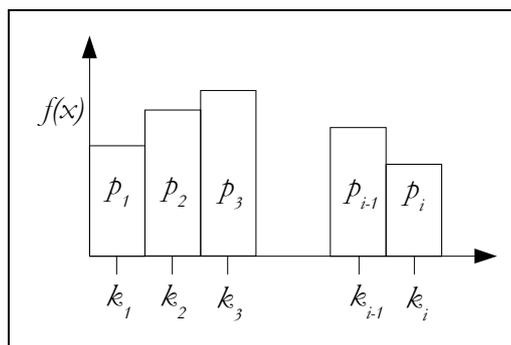
Mit einer Zeitreihe  $HQ(a)$ , die alle Anforderungen erfüllt, ist es nun das Ziel, die Wahrscheinlichkeitsverteilung zu ermitteln. Dies erfordert zunächst die Bestimmung der empirischen Verteilungsfunktion.

Es ist notwendig, von einer diskreten Zufallsvariablen  $HQ$  auszugehen: Die Hochwasserereignisse werden in die Klassen  $k_1, k_2 \dots k_i$  aufgeteilt mit

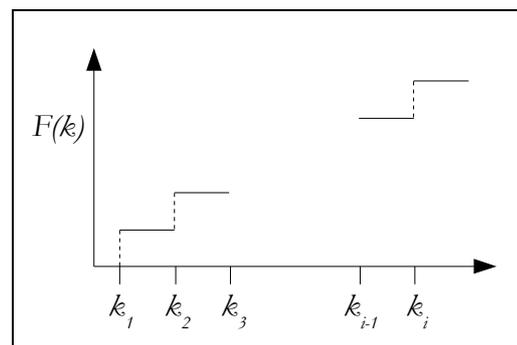
$$P(HQ = k_i) = p_i \tag{48}$$

wobei die Klassenwahrscheinlichkeiten  $p_i$  durch die relative Häufigkeit angenähert werden. *Abbildung 103* zeigt die empirische Wahrscheinlichkeitsfunktion

$$f(x) = P(HQ = k_i) = p_i, k = k_i \in \{k_1, k_2, \dots, k_i\} \tag{49}$$



**Abbildung 103:** Klassenwahrscheinlichkeiten / Histogramm



**Abbildung 104:** Emp. Verteilungsfunktion

Aus der empirischen Wahrscheinlichkeitsfunktion ergibt sich die empirische Verteilungsfunktion, die so genannte Treppenfunktion (*Abbildung 104* und Gleichung 50).

$$F(k) = P(HQ \leq k) = \sum_{i: k_i \leq k} f(k_i) \quad (50)$$

Der »Stufenwert« der empirischen Wahrscheinlichkeitsfunktion an einer Stelle, z.B.  $k = 3$ , gibt an, wie groß die Wahrscheinlichkeit für  $k < 3$  ist. Wenn die Zufallsvariable der Durchfluss ist, dann ist der Funktionswert als Wahrscheinlichkeit für das Unterschreiten des Durchflusses zu verstehen.  $F(k)$  wird in der Hydrologie als *Unterschreitungswahrscheinlichkeit*  $P_U(k)$  bezeichnet. Die *Überschreitungswahrscheinlichkeit*  $P_{\bar{U}}(k)$  gibt die Wahrscheinlichkeit des Überschreitens eines Durchflusses an und ergibt sich aus

$$P_{\bar{U}}(k_i) = 1 - P_U(k_i) \quad (51)$$

Da  $P_U(k)$  einer Probe die relative Summenhäufigkeit bei  $k$  angibt, gilt auch

$$P_U(k_i) = \frac{m(k_i)}{n} = \sum_{j: k_j \leq k_i} p(k_j) \quad (52)$$

wobei  $m(k_j)$  die Anzahl aller Probenwerte  $\leq k_j$  und  $n$  die Gesamtanzahl der Probenwerte sind. Bei aufsteigender Ordnung der Probenwerte entspricht  $m(k_j)$  der Ordnungszahl.

Nur bei Proben mit großem Umfang wird in der Hydrologie die empirische Wahrscheinlichkeitsverteilung über die Klasseneinteilung nach Gleichung 52 ermittelt. In der Regel sind die Proben, also die jährlichen Serien  $HQ(a)$  von kleinerem Umfang, sodass die empirische Wahrscheinlichkeitsfunktion mit der korrigierten Gleichung 53 bestimmt wird:

$$P_U(k_i) = \frac{m(k_i)}{n + 1} \quad (53)$$

Um bei  $m = n$  nicht  $P_U = 1$  zu erhalten, wird in Gleichung 53 im Gegensatz zu Gleichung 52 zum Nenner (Probenumfang) 1 addiert.

Die *Jährlichkeit*  $T$  lässt sich aus der Unterschreitungs- bzw. der Überschreitungswahrscheinlichkeit ermitteln mit

$$T = \frac{1}{1 - P_U} = \frac{1}{P_{\bar{U}}} \quad (54)$$

Aus dieser Formel (Gleichung 54) kann das hydrologische Risiko (Gleichung 46) abgeleitet werden: Gleichung 54 umgestellt führt zu

$$P_{\bar{U}} = \frac{1}{T} \quad (55)$$

Dies ist die Wahrscheinlichkeit (Wkt.), dass das Ereignis 1-mal in einem Jahr eintritt. Dementsprechend ist

$$P_U = 1 - \frac{1}{T} \quad (56)$$

die Wkt., dass das Ereignis nicht in einem Jahr eintritt (bzw. der Durchfluss unterschritten wird. Somit ist

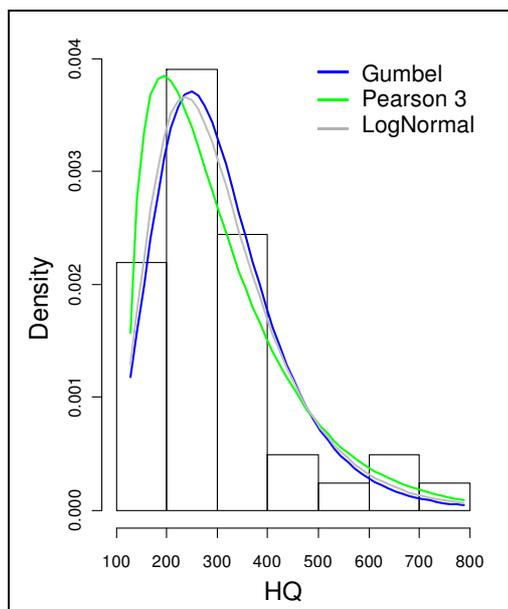
$$P = \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (57)$$

die Wkt. für das Nicht-Eintreten in  $n$  Jahren. Daraus folgt die Wkt. für das Eintreten in  $n$  Jahren:

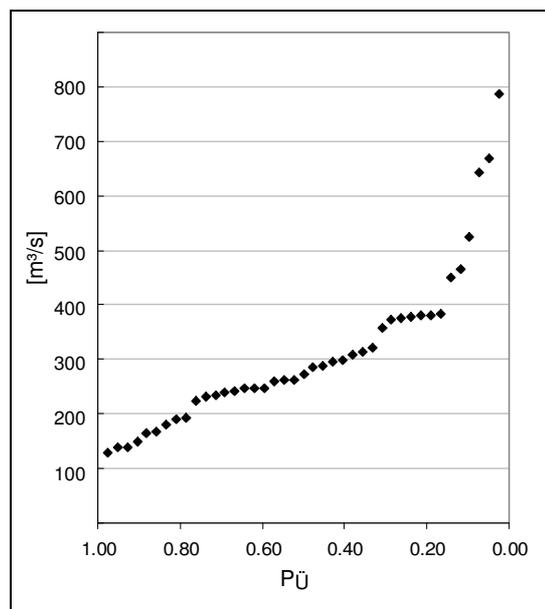
$$P = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (58)$$

Diese Wkt. entspricht dem Risiko in Gleichung 46.

*Abbildung 105* und *Abbildung 106* zeigen ein Histogramm, die angepassten Dichtefunktionen und die Berechnung der empirischen Wahrscheinlichkeiten bzw. der Unterschreitungswahrscheinlichkeiten am Beispiel der  $HQ(a)$  am Pegel Bonaforth(Fulda) für den Referenzzeitraum C20 (berechnete Durchflusszeitreihe).



**Abbildung 105:** Histogramm und angepasste Dichtefunktionen am Beispiel der  $HQ(a)$  am Pegel Bonaforth (Fulda); Szenario C20 (1960 - 2000)



**Abbildung 106:** Empirische Wahrscheinlichkeitsverteilung am Beispiel der  $HQ(a)$  am Pegel Bonaforth (Fulda); Szenario C20 (1960 - 2000) Es ist zu beachten, dass im Zeitraum 1960 – 2000 die großen Werte vor 1977 auftreten und diese Werte im Zeitraum der Messungen 1977 - 2000 in *Abbildung 92* nicht enthalten sind.

### 6.2.3. Anpassung theoretischer Verteilungsfunktionen

In *Tabelle 31* sind die im Wasserbau geforderten Jährlichkeiten  $T$  für verschiedene Maßnahmen, Anlagen und Nutzungen aufgelistet. Insbesondere für den Hochwas-

erschutz an großen Flüssen werden Jährlichkeiten gefordert, die sehr viel größer sind, als dass sie aus der emp. Verteilungsfunktion entnommen werden können.

**Tabelle 31:** Jährlichkeiten  $T$  (siehe Gleichung 54) für unterschiedliche Anlagen und Nutzungen des Gewässerumfelds; nach PAIT (2001)

Maßnahmen bzw. Anlagen und Nutzungen	$P_{\bar{U}}$	$T$
Rückhaltebecken	0,04 – 0,02	25 – 50
Hochwasserschutz an einem kleinen Fluss		
Hochwasserschutz an einem großen Fluss	0,02 – 0,01	50 – 100
Hochwasserschutz am Rhein	0,005	200
Deichsysteme	0,001 – 0,0008	1200

Daher ist es notwendig, eine theoretische Verteilungsfunktion (TVF) an die empirische Verteilungsfunktion (EVF) anzupassen. Mit der theoretischen Verteilungsfunktion kann dann in sehr kleine Überschreitungswahrscheinlichkeitsbereiche  $P_{\bar{U}}$  extrapoliert werden, was dann die Bestimmung der geforderten sehr großen Jährlichkeiten  $T$  ermöglicht. Es gilt dabei, dass der Extrapolationszeitraum nicht größer sein darf als die dreifache Länge der gemessenen Datenreihe (DYCK et al. 1977). Zur Bestimmung eines hundertjährigen Hochwassers ist somit eine Datenreihe von mindestens 33 Jahreswerten erforderlich.

#### **Einwurf** → Politik und Wissenschaft

Die Jährlichkeiten, wie sie bei Deichsystemen gefordert werden (siehe Tabelle 31), können nur über 400 jährige Zeitreihen bestimmt werden, was unrealistisch ist. Hier wird eine Lücke zwischen wissenschaftlicher Vernunft und politischen Entscheidungen deutlich. Es werden unerreichbare Ergebnisse gefordert, die dann geliefert werden müssen. So werden Bauwerke nach tausend und zehntausendjährigen Jährlichkeiten dimensioniert, was aus wissenschaftlicher Sicht äußerst fragwürdig ist.

»Ist dies schon Wahnsinn, so hat es doch Methodex  
William Shakespeare

Für die Anpassung einer TVF an eine EVF, mit dem Ziel anhand einer Funktion das (stationäre) Verhalten der Zufallsvariablen  $HQ(a)$  auch im Extrapolationsbereich beschreiben zu können, existieren zwei grundsätzliche Herangehensweisen:

- 1) *Probierversfahren* (graphisch): Hierbei wird nach der Wahl einer TVF die EVF in ein entsprechendes Wahrscheinlichkeitspapier eingetragen. Durch die Punkte (plotting positions) wird die subjektiv beste Ausgleichsgerade gezeichnet. Die Parameter der VF können dem Netzdruck entnommen werden (Steigung der Gerade etc.).
- 2) *Parameterschätzung*: Neben der Maximum-Entropy-Methode (ENT), der Mixed-Moments-Methode, der generalisierenden Momentenmethode (GMM) und der Incomplete-Means-Methode werden drei Verfahren am häufigsten verwendet:

- a) *Momentenmethode*: Nach der vorläufigen Wahl einer Verteilungsfunktion werden die Momente der Verteilung mit der Stichprobe und verteilungsspezifischen Schätzern ermittelt. Es wird angenommen, dass die Parameter der Verteilungsfunktion über die Momente  $M$  der Ordnung  $k$  aus der Stichprobe bestimmt werden können:

$$M_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i^k = E(X^k) \quad (59)$$

Das erste (empirische) Moment  $M_1$  ist der Mittelwert, das zweite Moment  $M_2$  ist die Varianz,  $M_3$  ist die Schiefe und  $M_4$  die Kurtosis.

Ist die Anpassungsgüte nicht ausreichend, dann wird der Vorgang mit einer anderen Verteilungsfunktion wiederholt.

- b) *Maximum-Likelihood-Methode (MLM)*: Nach einer Wahl einer Verteilungsfunktion werden die Parameter der VF ermittelt, mit denen die Verteilung am wahrscheinlichsten die Messwerte beschreibt:

Die Wahrscheinlichkeit, dass die Messwerte  $x_1$  und  $x_2$  und ...  $x_n$  eintreten, kann beschrieben werden mit

$$p(x_1, x_2, \dots, x_n) = f(x_1, \theta) \cdot f(x_2, \theta) \cdot \dots \cdot f(x_n, \theta) \quad (60)$$

Daraus folgt die Likelihood-Funktion (die Verteilungsparameter sind in  $\theta$  zusammengefasst):

$$L(\theta) = \prod_{i=1}^n f(x_i, \theta) \quad (61)$$

deren Maximum (1. Ableitung = 0) die beste Anpassung darstellt.

- c) *Methode der Wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente*: Der Unterschied zur Momentenmethode ist hier, dass die Momente in Abhängigkeit von der Unterschreitungswahrscheinlichkeit geschätzt werden:

$$WGM_{ijq} = E\{X^i \cdot F(X)^j \cdot [1 - F(X)]^q\} \quad (62)$$

wobei  $i, j, q$  positive reelle Zahlen sind.

#### 6.2.4. Wahl der theoretischen Verteilungsfunktion

Im Bereich, der sich mit der Anpassung TVF an die EVF beschäftigt, wurden zahlreiche Arbeiten veröffentlicht, die sich mit der besten Wahl der TVF auseinandersetzen (z.B. RAO & HAMED, 2000). Die klassischen Extremwertverteilungen Typ 1 bis Typ 3 (Gumbel, Weibull und Fréchet; siehe Gleichung 47), die in der Extremwertstatistik Verwendung finden, werden durch eine ganze Sammlung von Verteilungen ergänzt. Diese können grob in folgende Gruppen geordnet werden:

- Normalverteilungen und verwandte Typen
- die Gamma-Familie
- Extremwert-Verteilungen
- Wakeby-Verteilung
- logistische Verteilungsfunktion

In Deutschland wird die Wahl der Verteilung und die Vorgehensweise bei der statistischen Hochwasseranalyse mit der überarbeiteten DVWK-Regel 201, Merkblatt 251 (DVWK 1999) vorgegeben. Es wird empfohlen, mehrere Verteilungsfunktionen anzupassen und die Funktion zu wählen, die die beste Anpassungsgüte zeigt. Genannt werden:

- allgemeine Extremwertverteilung (AE)
- Extremwertverteilung Typ 1 (Gumbel)
- Rossi-Verteilung (ME)
- Pearson(III)-Verteilung (P3)
- Weibull-Verteilung mit 3 Parameter (WB3)
- Log Normal-Verteilung mit 3 Parametern (LN3)
- Log Pearson(III)-Verteilung (LP3)

Wie im nächsten Kapitel gezeigt wird, werden die allgemeine Extremwertverteilung (=engl. GEV), die Gumbelverteilung (Extremwertverteilung Typ 1), die Pearson 3-Verteilung (P3) und die LogNormal-Verteilung (LN3) verwendet. In allen Analysen zeigt die Pearson3-Verteilung die besten Anpassungsgüten. Daher wird diese Verteilung hier explizit beschrieben:

Gleichung 63 zeigt die P3-Dichtefunktion, Gleichung 64 ist die P3-Verteilungsfunktion.

$$f(x) = \frac{1}{\alpha\Gamma(\beta)} \left( \frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} e^{-\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)} \quad \text{mit } \gamma < x < \infty \quad (63)$$

$$F(x) = \frac{1}{\alpha\Gamma(\beta)} \int_{\gamma}^x \left( \frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} e^{-\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)} \quad (64)$$

Die drei Parameter  $\alpha, \beta$  und  $\gamma$  können über die Momentenmethode geschätzt werden (mit den Gleichungen 65 bis 67).

$$\hat{\beta} = (2/\hat{C}_s)^2 \quad (65)$$

$$\hat{\alpha} = \sqrt{(\hat{s}/\hat{\beta})} \quad (66)$$

$$\hat{\gamma} = \hat{\mu} - \sqrt{\hat{s}\hat{\beta}} \quad (67)$$

Dabei ist  $\hat{\mu}$  der aus der Probe geschätzte Mittelwert,  $\hat{s}$  die aus der Probe geschätzte Standardabweichung und  $\hat{C}_s$  die aus der Probe geschätzte Schiefe der Verteilung.

Eine ausführliche Beschreibung der Methoden für die P3-Parameterschätzung mit Beispielen ist in RAO & HAMED (2000) auf den Seiten 156-170 zu finden.

### 6.2.5. Interpretation der angepassten theoretischen Verteilungsfunktion

Mit Anpassungstests wird die Anpassungsgüte der Verteilungsfunktion an die Beobachtungen überprüft. Dabei wird die Nullhypothese aufgestellt, dass die beobachtete empirische EVF mit der theoretischen TVF übereinstimmt. Der  $\chi^2$ -Anpassungstest und der Kolmogorov-Smirnow-Anpassungstest sind die wichtigsten Vertreter eines solchen Tests.

Mit der angepassten theoretischen Verteilungsfunktion lassen sich am Ende einer Analyse die gewünschten Quantile der Verteilung und somit die Unterschreitungs- bzw. die Überschreitungswahrscheinlichkeiten schätzen.

---

## KAPITEL 7 Test der jährlichen Serien auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität

Ziel der Untersuchungen in diesem Kapitel ist es herauszufinden, ob die berechneten Hochwasserzeitreihen für das EZG der Fulda die Voraussetzungen für die FFA erfüllen:

- *Konsistenz* und *Homogenität* → keine Messfehler und keine signifikanten Veränderungen durch wechselnde Umweltbedingungen
- *Unabhängigkeit* → Unabhängigkeit zwischen den Hochwasserereignissen der einzelnen Jahre
- *Stationarität* → Alle Realisierungen von  $HQ(a)$  müssen derselben Grundgesamtheit mit derselben Verteilungsfunktion mit denselben unveränderlichen statistischen Momenten entstammen.
- *keine Ausreißer* → extreme Werte, die messtechnische oder natürliche Ursachen haben können.

### 7.1. Test auf Ausreißer

Wenn eine Zeitreihe auf Ausreißer getestet wird, soll überprüft werden, ob Beobachtungswerte in der Reihe, die erheblich vom Mittelwert abweichen, aus einer anderen Grundgesamtheit stammen. Ungewöhnlich große Werte in meist kurzen Reihen können andere Wiederkehrintervalle aufweisen als jene, die aus der empirischen Verteilungsfunktion hervorgehen. Das DVWK-Merkblatt zur Wasserwirtschaft 251 (DVWK 1999) empfiehlt den Ausreißertest (Ausreißer nach oben) nach Nalimov, einer modifizierten Variante des Grubbs-Test.

Es wird die Teststatistik  $t$  betrachtet:

$$t = \frac{x_n - \bar{x}}{\tilde{s}_x} \quad (68)$$

mit

$$x_n = \ln HQ_n \quad (69)$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln HQ_i \quad (70)$$

Ist  $t$  für einen Wert der Zeitreihe  $x_n$  größer als der kritische Wert

$$w_{n,\alpha} = \frac{n-1}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{t_{\alpha}^2}{2n^{n-2}} \sqrt{n/n-1}} \quad (71)$$

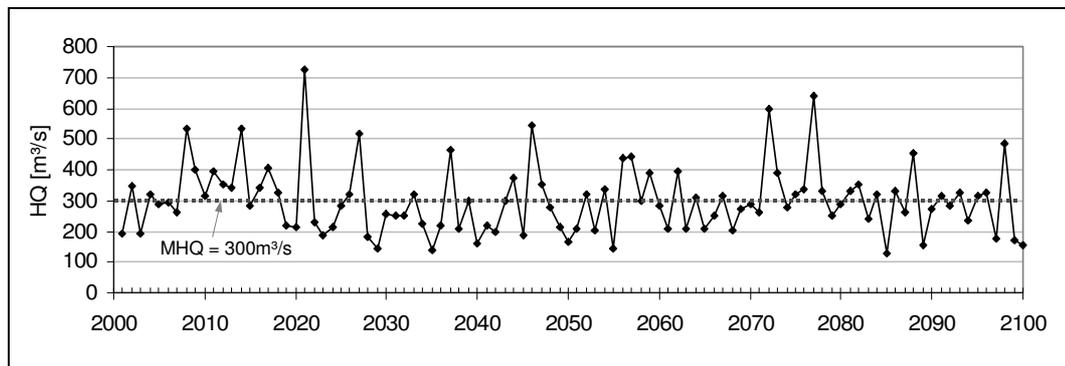
dessen Verteilung die Funktion der  $t$ -Verteilung ist, dann handelt es sich bei  $x_n$  mit dem Signifikanzniveau  $\alpha$  um einen Ausreißer. Die Probe wird logarithmiert, um die

Testvoraussetzung der Normalverteilung der Testgröße zu gewährleisten. *Tabelle 32* zeigt die hier relevanten, mit Gleichung 71 berechneten kritischen Werte.

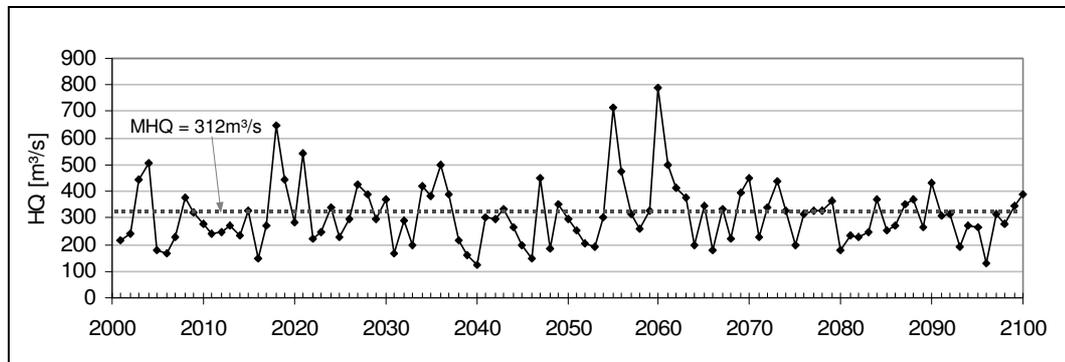
**Tabelle 32:** Prüfgrößen für den Ausreißertest

$n$	$\alpha = 0,05$	$w_{n,\alpha}$
41		2,913
100		3,226

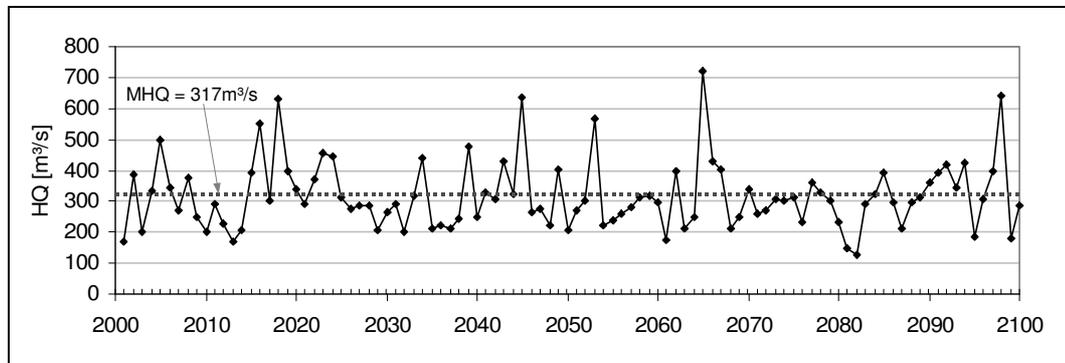
Die *Abbildungen 107 bis 110* (sowie *Abbildung A16* in *Anhang A5*) zeigen die Hochwasserzeitreihen am Pegel Bonaforth. Optisch sind keine Ausreißer zu erkennen. Auch die Tests auf Ausreißer nach oben können in allen Szenarien und im Referenzzeitraum C20 *keine Ausreißer* feststellen.



**Abbildung 107:**  $HQ(a)$  Szenario A1B; Pegel Bonaforth (Fulda)



**Abbildung 108:**  $HQ(a)$  Szenario A2; Pegel Bonaforth (Fulda)



**Abbildung 109:**  $HQ(a)$  Szenario B1; Pegel Bonaforth (Fulda)

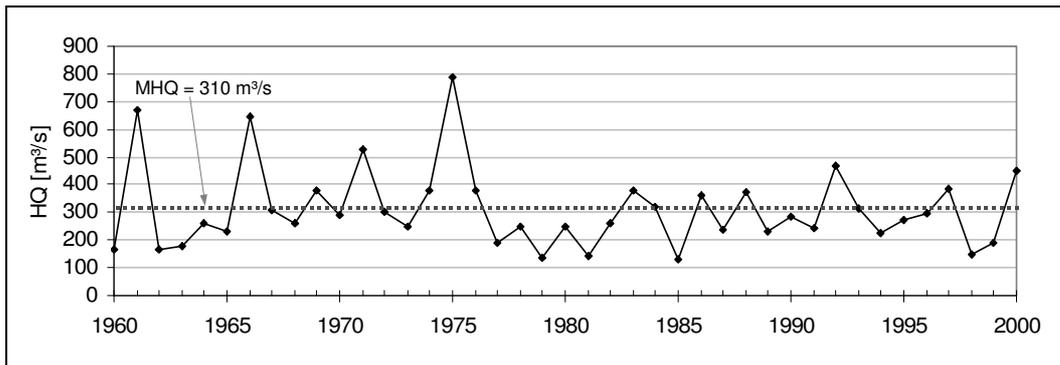


Abbildung 110:  $HQ(a)$  Szenario A1B; Pegel Bonaforth (Fulda)

## 7.2. Tests auf Zufälligkeit/Unabhängigkeit

### 7.2.1. Wald-Wolfowitz-Test (Runs test)

Der Wald-Wolfowitz-Test (WALD & WOLFOWITZ, 1943) – auch Runs Test, Swed Eisenhart Test oder Stevens' Iterationshäufigkeitstest genannt – testet, ob eine Wertereihenfolge zufällig ist.

$H_0$ : Die Wertereihenfolge ist zufällig.

Der Test geht von einer dichotomen Reihenfolge aus, also von einer Folge mit zwei Merkmalsausprägungen. Als einfaches Beispiel wird hier das Werfen einer Münze mit den zwei möglichen Ergebnissen Kopf (K) und Zahl (Z) genannt. Im Beispiel wird die Münze  $N = 20$  mal geworfen, wobei sich folgende Reihe ergibt:

Z	K	Z	Z	Z	K	K	Z	Z	Z	K	Z	Z	Z	Z	K	Z	K	K	Z
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

$n = 13$  (Anzahl von Z)

$m = 7$  (Anzahl von K)

Die Bewertung der Zufälligkeit der Reihe erfolgt über die sog. Runs (oft auch Iterationen genannt). Ein Run ist die Abfolge gleicher Merkmale innerhalb der Reihe. Bei der Betrachtung des Beispiels ergeben sich  $R = 11$  Runs

Z	K	Z	Z	Z	K	K	Z	Z	Z	K	Z	Z	Z	Z	K	Z	K	K	Z
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Der Erwartungswert für die Anzahl der Runs ist allgemein

$$\mu = 1 + \frac{2nm}{N} \quad (72)$$

Die Standardabweichung wird beschrieben durch

$$\sigma = \sqrt{\frac{2nm(2nm - N)}{N^2(N - 1)}} \quad (73)$$

mit  $N =$  Gesamtanzahl der Werte;  $n, m =$  Anzahl der Werte in jeweils einer Klasse (Im Beispiel ergibt sich aus  $N = 20$ ,  $R = 11$ ,  $n = 13$  und  $m = 7$ :  $\mu = 10,1$   $\sigma = 1,97$ )

Der kritische Wert für die Anzahl der Runs kann aus Tabellen entnommen oder über die exakte Auszählung aller Möglichkeiten berechnet werden.

(Im Beispiel ist der Schwellenwert  $w_{0,05} = 8$  (Signifikanzniveau = 95%):  $R$  ist größer als der Schwellenwert,  $H_0$  wird somit nicht abgelehnt.)

Wenn die zu untersuchende Folge eine endliche Folge reeller Zahlen ist (in dieser Arbeit ist das der Fall  $\rightarrow$  Hochwasserzeitreihen), dann müssen die Werte dichotomisiert werden, d.h. alle Werte werden zwei möglichen Klassen zugeordnet:

Klasse 1 (+): alle Werte  $>$  Gesamtmedian

Klasse 2 (-): alle Werte  $<$  Gesamtmedian

Die  $HQ(a)$ -Zeitreihe (Median für die gesamte Zeitreihe mit 41 Werten = 274 m<sup>3</sup>/s) für den Referenzzeitraum C20 zeigt, wie den Hochwasserwerten die Klassen + oder - zugewiesen werden:

165	669	166	180	263	230	644	309	261	380	289	525	300	246	378
-	+	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+	+	-	+
787	380	190	246	138	247	140	262	376	320	128	359	239	372	233
+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	-	+	-
286	241	466	313	225	274	297	384	150	192	449				
+	-	+	+	-	+	+	+	-	-	+				

Eine Abfolge von + wird als positiver Run und eine Abfolge von - als negativer Run bezeichnet.

Zur Auswertung der Hochwasserzeitreihen für die Szenarien A1B, A2 und B1 sowie für den Referenzzeitraum wird die Software »R« verwendet (packages: lawstat, function: runs.test).

$H_0$ :  $HQ(a)$  ist zufällig.

$H_1$ :  $HQ(a)$  ist nicht zufällig.

$\alpha = 0,05$

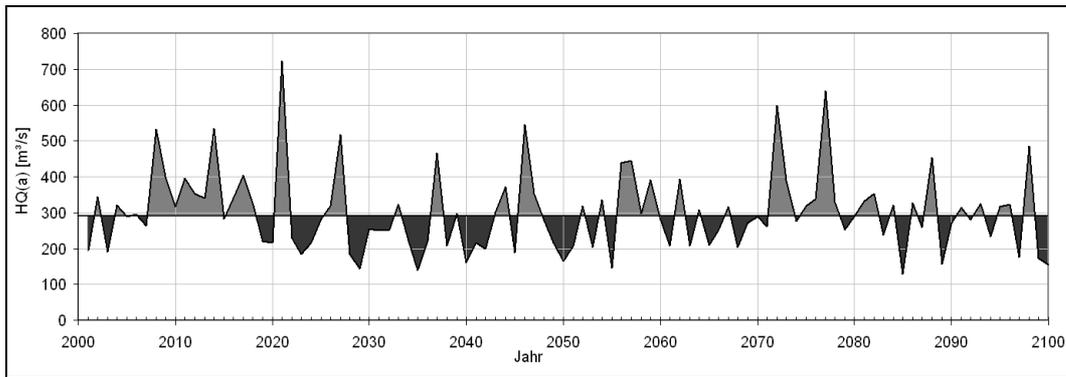
**Tabelle 33:** Ergebnisse des Wald-Wolfowitz-Tests

Zeitreihe	Teststatistik R	p-Wert (Wald-Wolfowitz-Test)	Hypothese, die nicht abgelehnt wird
$HQ(a)$ Szenario A1B	1,2061	0,2278	$H_0$
$HQ(a)$ Szenario A2	-0,201	0,8407	$H_0$
$HQ(a)$ Szenario B1	-2,4122	0,01586	<b><math>H_1</math></b>
$HQ(a)$ Referenzzeitr. C20	0,1621	0,8712	$H_0$

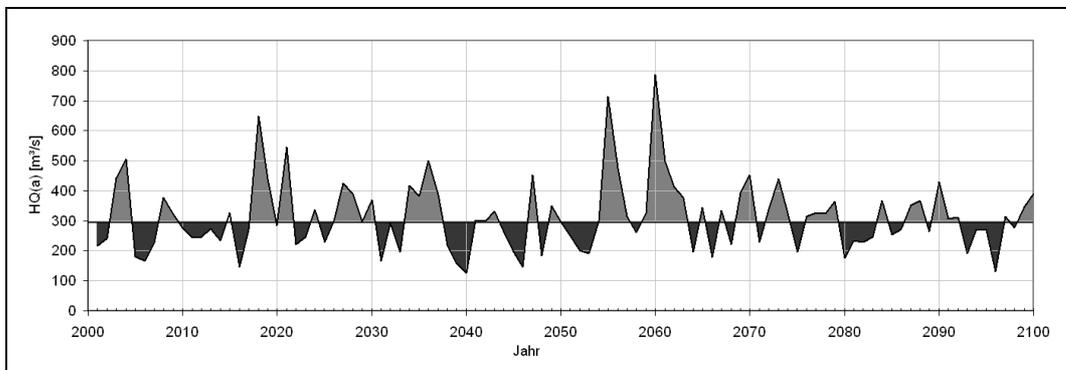
Interpretation der Ergebnisse:

Alle Zeitreihen bis auf  $HQ(a)$  in Szenario B1 sind zufällig und unabhängig. In den *Abbildungen 111 bis 113* sind die positiven und negativen Runs in den drei Szenarien A1B, A2 und B1 dargestellt. Optisch sind keine großen Unterschiede zu erkennen.  $HQ(a)$  in Szenario B1 (*Abbildung 113*) weist mit 39 Runs weniger auf als A1B, und A2 (57 und 50 Runs). In diesem optimistischen Szenario, bei dem die Hypothese der Zu-

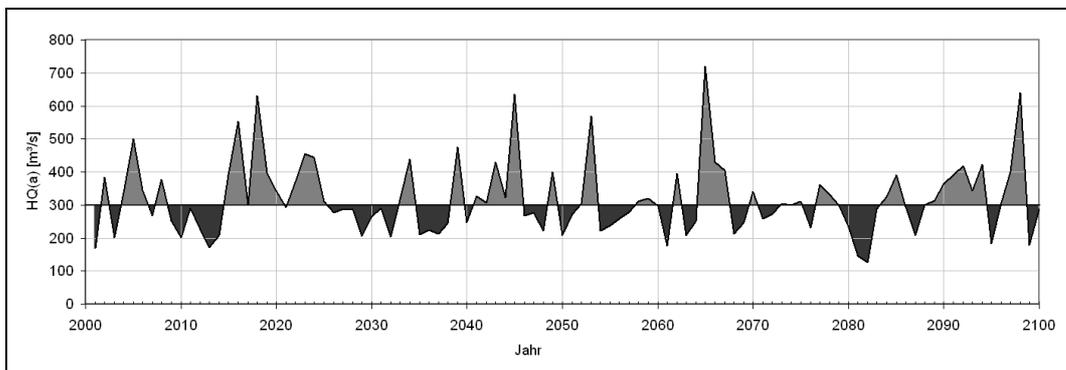
fälligkeit abgelehnt wird, häufen sich Überschreitungen und Unterschreitungen des Medians stärker an.



**Abbildung 111:** Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für  $HQ(a)$  in Szenario A1B → 57 Runs (28 positive und 29 negative Runs)



**Abbildung 112:** Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für  $HQ(a)$  in Szenario A2 → 50 Runs (25 positive und 25 negative Runs)



**Abbildung 113:** Darstellung der positiven und negativen Runs; Wald-Wolfowitz-Test für  $HQ(a)$  in Szenario B1 → 39 Runs (19 positive und 20 negative Runs)

Eine Ursache könnte ein häufigeres Auftreten der Hochwasser im Dezember und Januar sein, sodass die Ereignisse aufgrund ihrer innerjährlichen Nähe abhängig voneinander sind, obwohl sie extremwertstatistisch gesehen die Maxima aus unabhängigen Blocks (Jahre) sind. Eine Analyse der Hochwasserhäufigkeit in den einzelnen Monaten im Kapitel 8 zeigt, dass in B1 das Jahreshochwasser hauptsächlich im Januar auftritt und die Häufigkeit im Dezember wesentlich geringer ist als in den anderen Szenarien. Die Ursache kann somit nicht darin liegen, dass eine hohe Häufigkeit im

Januar und Februar die Quasi-Äquidistanz der Jahresmaxima einschränkt. Zudem wurden im Vorfeld der Analysen und der Tests die Hochwasserereignisse auf ihren direkten Zusammenhang am Jahreswechsel überprüft und entsprechend korrigiert. Somit bleiben die Ursachen unklar und können nur in der hohen Komplexität der Atmo- und Hydrosphäre vermutet werden.

Es bleibt die Feststellung, dass die Zufälligkeit der Jahreshochwasser nicht unter der Zunahme der Treibhausgasemissionen leidet. Der Wald-Wolfowitz-Test zeigt in dieser Untersuchung das Gegenteil.

### 7.2.2. Autokovarianz- bzw. Autokorrelationsfunktion (AKV und AKR)

Die Autokovarianz  $\gamma(t_1, t_2)$  ist eine Maßzahl zur Beschreibung der Abhängigkeit der Zufallsvariablen  $Y$  eines Prozesses zu zwei verschiedenen Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$ . Mit ihr wird die Kurzzeitpersistenz einer Datenreihe beschrieben.

$$\gamma(t_1, t_2) = E[(Y_{t_1} - \mu_{t_1})(Y_{t_2} - \mu_{t_2})] \quad (74)$$

Die Autokorrelationsfunktion  $\rho(t_1, t_2)$  ist die normierte Autokovarianz und lässt Aussagen über die absolute Stärke der Abhängigkeit zu.

$$\rho(t_1, t_2) = \frac{\gamma(t_1, t_2)}{\sigma_{t_1} \sigma_{t_2}} \quad (75)$$

Die Verschiebung  $t_2 - t_1$  wird als *Lag* bezeichnet. Dabei gilt:

$$\rho_{Lag=0} = 1$$

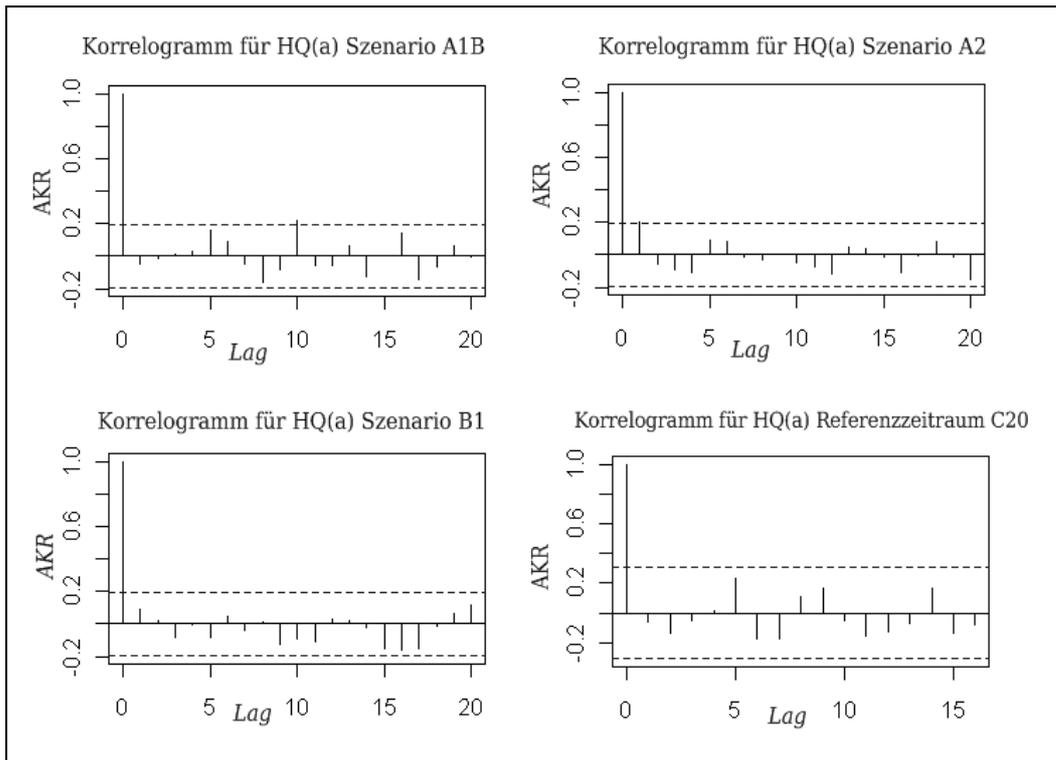
$$\rho_{Lag > 0} \leq 1$$

$\sigma_{t_1}$  und  $\sigma_{t_2}$  sind die Varianzen der originalen und der um den Lag verschobenen Zeitreihe. Bei einer varianzstationären Zeitreihe steht im Nenner der Gleichung 75 nur  $\sigma^2$ .

Konfidenzgrenzen sagen aus, ob die Hypothese  $H_0 : \rho_{Lag} = 0$  nicht abgelehnt wird (wenn der Wert von  $\rho_{Lag}$  innerhalb der Konfidenzgrenzen liegt). In den folgenden Untersuchungen wird das Signifikanzniveau  $\alpha = 0,05$  gewählt.

*Abbildung 114* zeigen die Korrelogramme für die jährlichen Serien  $HQ(a)$  für die drei Szenarien A1B, A2 und B1 sowie für den Referenzzeitraum C20. Es besteht keine signifikante Abhängigkeit zwischen den Hochwasserereignissen in allen Szenarien. In Szenario A2 liegt der Autokorrelationskoeffizient bei  $Lag = 1$  nahe der Konfidenzgrenze, es besteht also eine sehr schwache Abhängigkeit, so dass eine Unabhängigkeit angenommen werden kann.

In Szenario A1B gibt es eine schwache Korrelation bei einem  $Lag = 10$ .



**Abbildung 114:** Korrelogramm (empirische Autokorrelationsfunktion für  $HQ(a)$ ) der Szenarien A1B, A2, B1 und des Referenzzeitraums C20

### 7.3. Tests auf Homogenität und Stationarität

#### *Definition: Stationarität*

Ein stochastischer Prozess ist **streng stationär**, wenn für alle  $n \geq 1$  die Verteilungsfunktion gegenüber einer zeitlichen Verschiebung um  $l$  invariant ist (RINNE & SPECHT 2002). Stationarität kann auch auf die Momente erster und zweiter Ordnung des stochastischen Prozesses bezogen werden:

- **Mittelwert-Stationarität**
- **Varianz-Stationarität**
- **Kovarianz-Stationarität**

Wenn sowohl die Mittelwert- als auch die Kovarianz-Stationarität gegeben ist, spricht man von **schwacher Stationarität**.

#### *Definition: Homogenität/Inhomogenität*

Ist ein stochastischer Prozess instationär und liegen die Ursachen nicht in klimatischen Veränderungen, sondern an Veränderungen am Messvorgang (z.B. neue Messgeräte, Verschiebung der Messstelle), dann spricht man von Inhomogenität.

Bei der Bestimmung der Verteilungsfunktion der  $HQ(a)$  wird Homogenität und Stationarität der Zeitreihen vorausgesetzt. Mit statistischen Tests werden diese Vo-

raussetzungen überprüft. Es kann zwischen zwei Arten von Stationaritätstests unterschieden werden: Absolute Tests, die nur eine Zeitreihe untersuchen und relative Tests, die gut korrelierte Zeitreihen miteinander vergleichen (MALCHER & SCHÖNWIESE, 1987).

In Dieser Arbeit werden absolute Homogenitäts- bzw. Stationaritätstests durchgeführt.

Da die hier untersuchten Hochwasserzeitreihen Ergebnisse von Modellrechnungen und keine Messergebnisse sind, kann Inhomogenität ausgeschlossen werden. Folglich wird mit den Tests nur die Stationarität der Zeitreihen überprüft.

### 7.3.1. Mann Whitney Test

Der Mann Whitney Test (auch U-Test oder Wilcoxon-Rangsummentest genannt) überprüft, ob zwei Stichproben  $x$  und  $y$  aus derselben Grundgesamtheit stammen (MANN & WHITNEY 1947).

Es werden folgende Hypothesen aufgestellt:

- $H_0$ : Zwischen beiden Verteilungen gibt es keinen Unterschied.  
→  $F(x) = F(y)$
- $H_1$ : Beide Proben entstammen nicht aus derselben Grundgesamtheit.  
→  $F(y) = F(x + c)$

Hierbei wird nur auf eine Verschiebung (Mittelwertstationarität), nicht aber auf Varianz-Stationarität geprüft.

Die Testgröße ist

$$U \approx \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n S(X_i, Y_j) \quad (76)$$

mit  $S(X,Y)=1$  wenn  $Y < X$  und  $S(X,Y)=0$  wenn  $Y > X$ .

Entspricht  $F(y)$  der um eins verschobenen  $F(x)$ , dann entspricht der Mann-Whitney-Test dem Mann-Kendall-Test (Trendtest, siehe unten).

Die Hochwasserzeitreihen können auf Stationarität untersucht werden, indem sie in jeweils zwei Teile aufgeteilt werden:

$HQ(a)_{C20}$  in  $HQ(a)_{C20}$  (1960 – 1980) und  $HQ(a)_{C20}$  (1980 – 2000)

$HQ(a)_{A1B}$  in  $HQ(a)_{A1B}$  (2001 – 2050) und  $HQ(a)_{A1B}$  (2051 – 2100)

$HQ(a)_{A2}$  in  $HQ(a)_{A2}$  (2001 – 2050) und  $HQ(a)_{A2}$  (2051 – 2100)

$HQ(a)_{B1}$  in  $HQ(a)_{B1}$  (2001 – 2050) und  $HQ(a)_{B1}$  (2051 – 2100)

Je Szenario werden beide Teilproben mit dem U-Test und dem Signifikanzniveau  $\alpha = 0,05$  auf gleiche Verteilung geprüft. In *Tabelle 34* sind die Ergebnisse (zugestimmte Hypothesen) des zweiseitigen Tests aufgelistet. Mit dem Test wird die Homogenität der jährlichen Serien  $HQ(a)$  in allen Szenarien bestätigt.

Die Zeitreihen werden nicht weiter unterteilt, um die Homogenität auf kleineren Skalen zu überprüfen, da dann der Umfang der Proben bzw. von  $HQ(a)$  für sichere Aussagen zu klein werden würde.

**Tabelle 34:** Mann Whitney Test:  $H_0$ , dass Zeitreihe stationär ist.

Szenario	p-Wert	nicht abgelehnte Hypothese ( $\alpha = 0,05$ )
C20	0,63(*)	$H_0$
A1B	0,75	$H_0$
A2	0,37	$H_0$
B1	0,96	$H_0$

(\*)Der p-Wert kann aufgrund kleiner Stichproben nicht exakt berechnet werden.

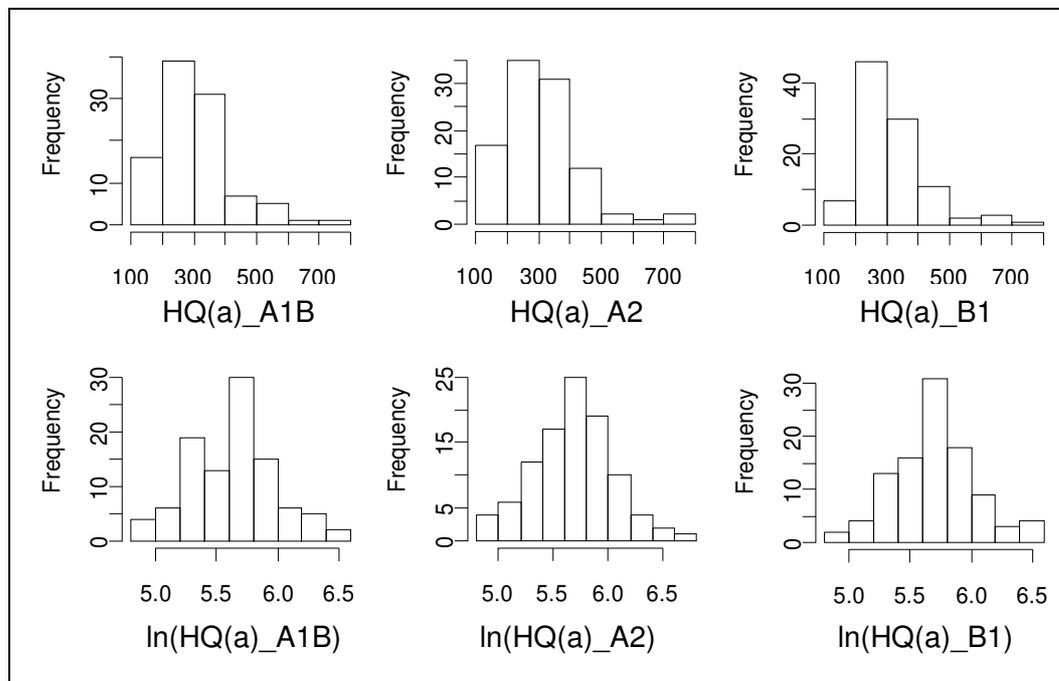
### 7.3.2. Abbe'sches Kriterium

(Nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Kriterium in der Optik) Die Aufeinanderfolge der Vorzeichen sowie die Abweichungen vom Mittelwert können als Kriterium für die Stationarität einer Zeitreihe dienen. ABBE (1863) gab dieses Kriterium, auch a-Test genannt, für physikalische Versuche an. Mit der Annahme, die  $n$  Beobachtungswerte  $x_i$  seien normalverteilt (die Zeitreihen werden hierzu transformiert bzw. logarithmiert, s. *Abbildung 115*), werden Hypothesen aufgestellt (DYCK 1977):

→  $H_0$ : Das arithmetische Mittel der  $x_i$  ist unabhängig von  $n$ .

→  $H_1$ : Es treten systematische Verschiebungen in den  $x_i$  auf.

$H_0$  wird verworfen, wenn Prüfgröße  $a < \text{Testgröße } a(\alpha, n)$ .



**Abbildung 115:** Verteilung der  $HQ(a)$  vor und nach der Logarithmierung zur Gewährleistung der Normalverteilung in statistischen Tests.

Die Prüfgröße  $a$  wird mit Gleichung 77 berechnet. Die Testgröße wird aus einer Tabelle entnommen.

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{i+1} - x_i)^2}{2 \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (77)$$

In *Tabelle 35* sind die Ergebnisse der Anwendung des Tests auf die Hochwasserzeitreihen aufgelistet. Die Testgröße  $a(0,05;100)$  beträgt ca. 0,8. Mit dem Abbe-Test kann keine Hypothese  $H_0 = \text{»Inhomogenität in den Zeitreihen«}$  bestätigt werden.

**Tabelle 35:** Ergebnisse des Abbe-Tests

$HQ(a)$	Prüfgröße	zugestimmte Hypothese
A1B	1,004	$H_0$
A2	0,820	$H_0$
B1	0,859	$H_0$

### 7.3.3. Stationaritätsschnelltest

Laut BERNHOFER et al. (2003) kann mit diesem Test eine Zeitreihe sicher und schnell auf Stationarität überprüft werden: Wenn die tiefpassgefilterte Zeitreihe

$$HQ(a) \rightarrow \mathbb{F} \rightarrow HQ_{\text{Tiefpass}}(a)$$

innerhalb des Bereiches  $(E(HQ(a)) - st) < HQ_{\text{Tiefpass}}(a) < (E(HQ(a)) + st)$  liegt, dann ist die Zeitreihe stationär.

Es gilt:

$$st \approx \pm s \cdot \sqrt{\frac{n}{m \cdot (m-1)}} \quad (78)$$

mit der Standardabweichung  $s$ , wobei die Anzahl der Filtergewichte  $m$  sehr viel kleiner sein soll als der Stichprobenumfang  $n$ .

Hier wurde als Tiefpassfilter der Moving Average (Mittel aus 11 Werten) verwendet:

$$HQ_{\text{Tiefpass}}(a) = \frac{1}{11} \sum_{k=a-5}^{a+5} HQ(a) \quad (79)$$

In den *Abbildungen 116 bis 118* sind die Intervalle  $E[HQ(a)] \pm st$  eingezeichnet. In den Szenarien A1B (*Abbildung 116*) und B1 (*Abbildung 118*) bleibt die tiefpassgefilterte Zeitreihe innerhalb  $E[HQ(a)] \pm st$ . In Szenario A2 (*Abbildung 117*) wird bei  $a = 2061$  der Maximalwert von  $E[HQ(a)] + st = 423,7$  kurzzeitig mit  $HQ_{\text{Tiefpass}}(a) = 427,7$  überschritten. Diese Überschreitung ist minimal, sodass für alle drei Szenarien das Ergebnis des Tests positiv ausfällt (alle drei Zeitreihen sind laut Stationaritätsschnelltest stationär).

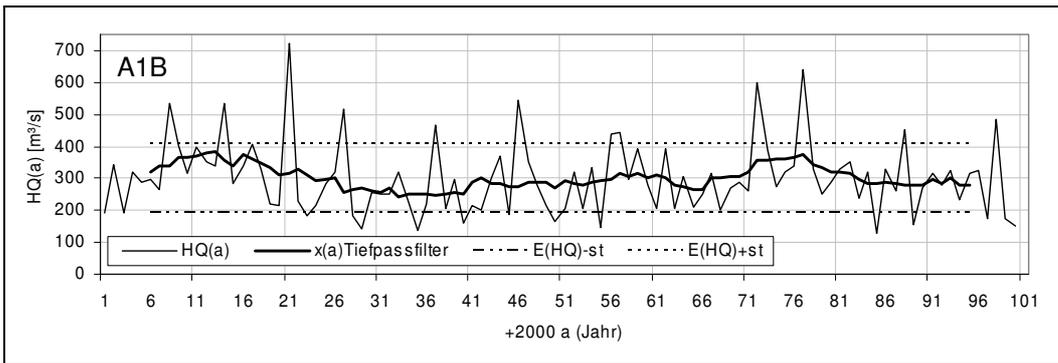


Abbildung 116: Schneller Stationaritätstest für  $HQ(a)$ , A1B (Pegel Bonaforth, Fulda)

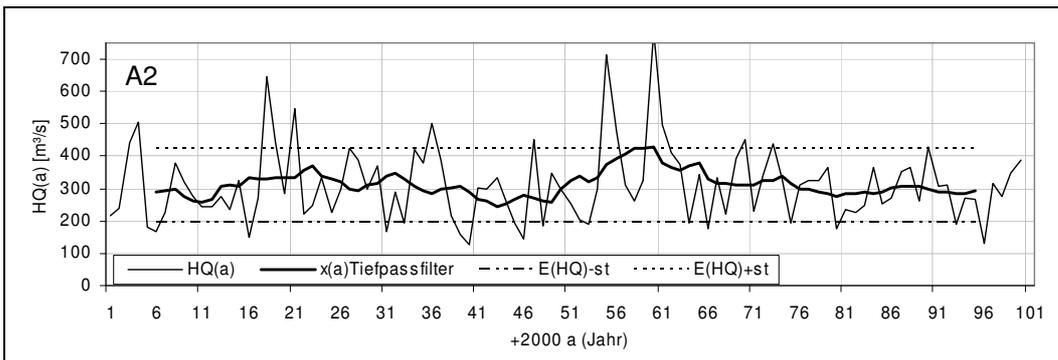


Abbildung 117: Schneller Stationaritätstest für  $HQ(a)$  Szenario A2 (Pegel Bonaforth, Fulda)

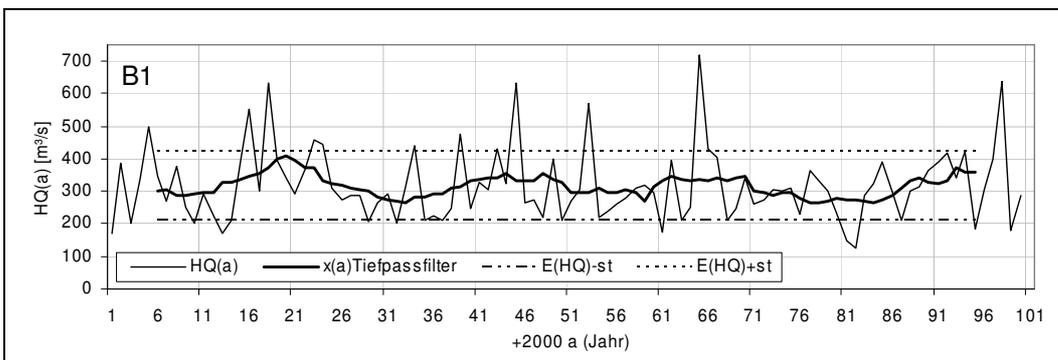


Abbildung 118: Schneller Stationaritätstest für  $HQ(a)$  Szenario B1 (Pegel Bonaforth, Fulda)

### 7.3.4. Test auf Mittelwert-Stationarität mit dem t-Test

Um die jährlichen Serien  $HQ(a)$  auf Mittelwert-Stationarität hin zu überprüfen, wird der doppelte t-Test mit dem Zeitraum 2001-2030 als Vergleichszeitraum verwendet:

$$\mu_0 \rightarrow E[HQ(2001 - 2033)]$$

$$\mu_1 \rightarrow E[HQ(2034 - 2066)]$$

$$\mu_2 \rightarrow E[HQ(2067 - 2100)]$$

$$\rightarrow H_0: \mu_0 = \mu_1 \text{ bzw. } \mu_0 = \mu_2$$

$$\rightarrow H_1: \mu_0 \neq \mu_1 \text{ bzw. } \mu_0 \neq \mu_2$$

Vergleichsgröße  $z_{1-\frac{\alpha}{2}} = 2,04$  mit  $\alpha = 0,05$

Die Testgröße ist für die zweiseitige Fragestellung mit unbekanntem Stichprobenvarianzen definiert als

$$t = \frac{(\bar{x}_m - \bar{y}_n) \sqrt{m \cdot n (m+n-2)}}{\sqrt{(m+n)[(m-1)s_x^2 + (n-1)s_y^2]}} \quad (80)$$

Sie wird aus der logarithmierten Reihe  $HQ(a)$  ermittelt (annähernd normalverteilt, siehe *Abbildung 115*). Aus den *Tabellen 36* und *37* ist ersichtlich, dass mit dem t-Test die Hypothese der Unveränderlichkeit des Mittelwertes (Mittelwert-Stationarität) bestätigt wird. Umgekehrt wird die Hypothese, dass der Mittelwert sich verändert (Mittelwert-Instationarität) abgelehnt.

**Tabelle 36:** Testgrößen des t-Tests

Szenario	$\mu_0$ und $\mu_1$	$\mu_0$ und $\mu_2$
A1B	0,154	0,715
A2	0,669	0,843
B1	0,966	0,643

**Tabelle 37:** Ergebnisse der Tests - zugestimmte Hypothesen

Szenario	$\mu_0$ und $\mu_1$	$\mu_0$ und $\mu_2$
A1B	$H_0$	$H_0$
A2	$H_0$	$H_0$
B1	$H_0$	$H_0$

Je kleiner die Testgröße ist, umso stärker ist die Aussagekraft der Nullhypothese. In Szenario A2 – dem extremsten Szenario – ist die Tendenz zu  $H_1$  am größten

### 7.3.5. Test auf Varianz-Stationarität mit dem F-Test

Wie beim t-Test auf Mittelwert-Stationarität werden die  $HQ(a)$  in drei Zeitabschnitte unterteilt und die Varianzen der letzten beiden Zeiträume mit dem Zeitraum 2000 – 2033 verglichen.

$$\sigma_0^2 \rightarrow \text{var}[HQ(2001 - 2033)]$$

$$\sigma_1^2 \rightarrow \text{var}[HQ(2034 - 2066)]$$

$$\sigma_2^2 \rightarrow \text{var}[HQ(2067 - 2100)]$$

$$\rightarrow H_0: \sigma_0^2 = \sigma_1^2 \text{ bzw. } \sigma_0^2 = \sigma_2^2$$

$$\rightarrow H_1: \sigma_0^2 \neq \sigma_1^2 \text{ bzw. } \sigma_0^2 \neq \sigma_2^2$$

Vergleichsgröße  $F_{n_1-1; n_2-1; 1-\alpha/2} = 1,43$  mit  $\alpha = 0,05$

**Tabelle 38:** Testgrößen des F-Tests

Szenario	$\sigma_0^2$ und $\sigma_1^2$	$\sigma_0^2$ und $\sigma_2^2$
A1B	0,99	0,99
A2	0,25	0,17
B1	0,75	0,95

**Tabelle 39:** Ergebnisse des F-Tests - zugestimmte Hypothesen

Szenario	$\sigma_0^2$ und $\sigma_1^2$	$\sigma_0^2$ und $\sigma_2^2$
A1B	$H_0$	$H_0$
A2	$H_0$	$H_0$
B1	$H_0$	$H_0$

Der Test auf Stationarität ergibt, dass eine Stationarität der Varianz vorliegt. Dies bestätigt den graphischen Eindruck (*Abbildung 107 - 110*)

### 7.3.6. Trendanalysen

Die Stationarität einer Zeitreihe ist an die Abwesenheit eines Trends gebunden. Ein Trend bedeutet eine Veränderung der Verteilungsfunktion (speziell des zentralen Moments) mit der Zeit. Dies widerspricht der Definition von Stationarität (siehe oben). Ergo: Die Stationaritätsprüfung (Test auf Mittelwertstationarität) kann mit der Trendanalyse realisiert werden.

(Folgende Zusammenfassung der Trend-Theorie ist an FAHRMEIR et al. (2004), Kap.14 angelehnt.)

#### *Zeitreihenmodelle*

Zur Analyse von Zeitreihen werden diese mit Modellen beschrieben. Im am häufigsten verwendeten *additiven Komponentenmodell* wird angenommen, dass sich die Komponenten Trend  $m_t$ , Konjunktur  $k_t$ , Saisonkomponente  $s_t$  und die irreguläre Restkomponente  $\varepsilon_t$  additiv überlagern.

$$y_t = m_t + k_t + s_t + \varepsilon_t, \quad t = 1, \dots, n \quad (81)$$

Die Konjunktur- und Trendkomponenten sind oft schwer trennbar, so dass beide in der glatten Komponente  $g_t$  zusammengefasst und weiter als Trend bezeichnet werden. Dann erhält man

$$y_t = g_t + s_t + \varepsilon_t, \quad t = 1, \dots, n \quad (82)$$

Ist keine Saisonkomponente erkennbar, dann reduziert sich das Modell auf das einfache *Trendmodell*:

$$y_t = g_t + \varepsilon_t, \quad t = 1, \dots, n \quad (83)$$

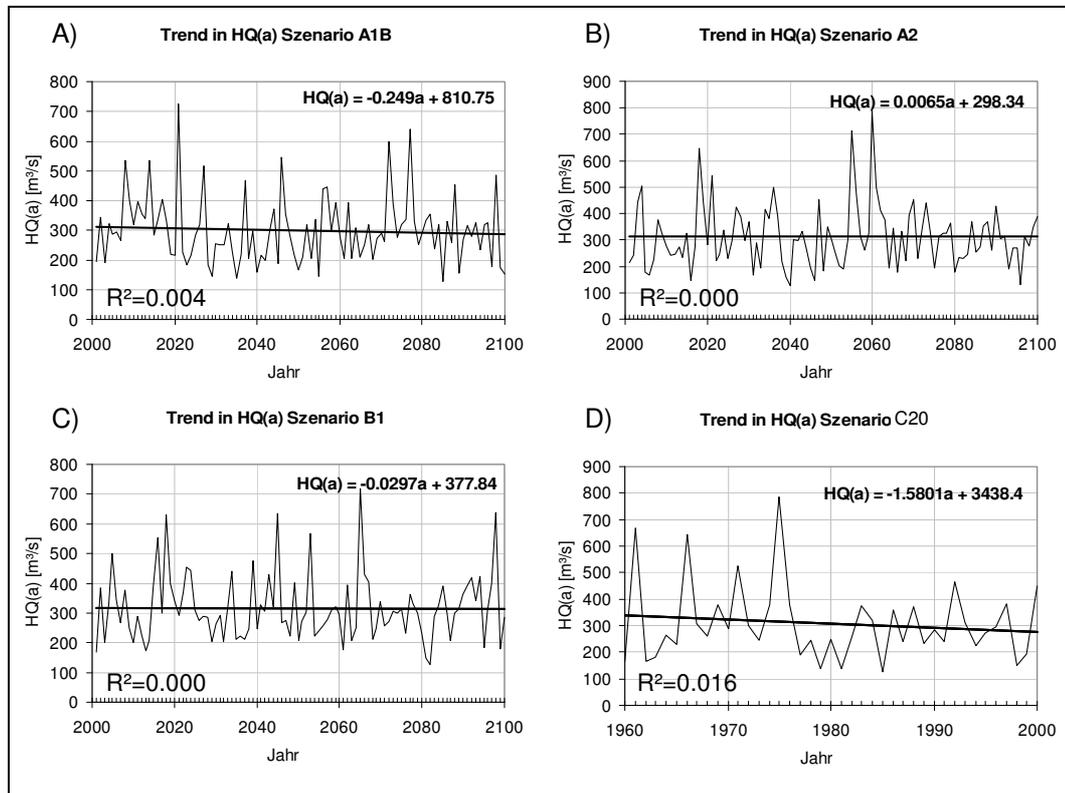
Globale Trendmodelle sind für den gesamten Zeitbereich gültig. Die üblichen Trendfunktionen sind:

- linearer Trend
- quadratischer Trend
- polynomischer Trend
- exponentielles Wachstum
- logistische Sättigungskurve

Bei der Trendanalyse von  $HQ(a)$  wird nur der lineare Trend betrachtet, da aus der graphischen Darstellung (siehe *Abbildung 107 - 110*) hervorgeht, dass eine Verwendung der anderen komplizierten Trendtypen die optisch kaum erkennbaren Trends »zu ernst nehmen« würden. Das Einfachere ist oft das Sinnvollere.

## 7.3.6.1. Linearer Trend

Der lineare Trend  $g_t = \beta_0 + \beta_1 t$  (Trendmodellierung in Form eines Regressionsansatzes) wird über die Schätzung der unbekannt Parameter  $\beta_0$  und  $\beta_1$  mit der Kleinste-Quadrate-Methode ermittelt. *Abbildung 119* zeigt für die  $HQ(a)$  aller Szenarien schwach ausgeprägte lineare Trends. Ob diese Trends signifikant sind, wird in Abschnitt 6.3.6.2 untersucht.



**Abbildung 119:** Lineare Trends in HQ(a) A) Szenario A1B B) Szenario A2 C) Szenario B1 D) Referenzzeitraum C20.

## 7.3.6.2. Mann-Kendall Test

In der Hydrologie wird der Mann-Kendall Test am häufigsten verwendet (MANN 1945, KENDALL 1955), wenn Zeitreihen mit nicht parametrischen Tests auf Trends untersucht werden und eine Aussage über die Signifikanz dieser Trends gemacht werden soll. Die *Mann-Kendall Test Statistik* ist

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (84)$$

wobei gilt:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1, & x > 0 \\ 0, & x = 0 \\ -1, & x < 0 \end{cases}$$

Ein positives  $S$  ist ein Indikator für ein Aufwärtstrend und umgekehrt. Es ist bekannt, dass  $S$  asymptotisch normalverteilt ist. So kann überprüft werden, ob sich ein Ab- oder Aufwärtstrend signifikant von 0 unterscheidet. Es werden folgende Hypothesen aufgestellt

- $H_0$ : Die Daten sind unabhängig und identisch verteilt (kein Trend).
- $H_1$ : Die Daten folgen einem monotonen Trend mit der Zeit.

In *Tabelle 40* sind für ein Signifikanz-Niveau  $\alpha = 0,05$  die Mann-Kendall-Teststatistiken für die jährlichen Serien  $HQ(a)$  aufgelistet. Bei allen Szenarien wird  $H_0$  zugestimmt bzw.  $H_1$  wird verworfen.

→ *Es können keine signifikanten (globalen und linearen) Trends nachgewiesen werden.*

**Tabelle 40:** Ergebnisse des Mann-Kendall-Trendtests

Szenario	Mann-Kendall Teststatistik $S$	Trend- tendenz	p-Wert	zugestimmte Hypothese
A1B	-192	↓	0,57	$H_0$
A2	178	↑	0,60	$H_0$
B1	121	↑	0,72	$H_0$
C20	-6	↓	0,96	$H_0$

### 7.3.7. Analysen von $HQ(a)$ im Frequenzbereich

Eine Zeitreihe ist schwach stationär, wenn weder der Mittelwert noch die Varianz von der Zeit abhängen. Eine Zeitreihe darf folglich weder einen Trend noch eine saisonale und konjunkturelle Komponente aufweisen. In diesem Abschnitt wird  $HQ(a)$  auf zyklische Komponenten überprüft. Wurden bisherige Untersuchungen im Zeitbereich durchgeführt, so wird nun der Frequenzbereich einer Zeitreihe analysiert.

Bei der FOURIER-Analyse wird versucht, eine Zeitreihe als Überlagerung harmonischer Schwingungen zu beschreiben. Wurde die Zeitreihe in ihre spektralen Komponenten zerlegt bzw. transformiert, dann lassen sich – für die Zeitreihenanalyse – aus dem Spektrum die Frequenzen vorliegender saisonaler und konjunktureller Komponenten ermitteln. Bei der Analyse von  $HQ(a)$  werden unter saisonalen Komponenten Schwankungsdauern von mehreren Jahren verstanden (Kurzfristschwankungen). Konjunkturelle Komponenten sind Schwankungen, die Trends vortäuschen können, und eine Periodendauer von mehreren Jahrzehnten aufweisen (Langfristschwankungen).

Der Nachteil ist, dass mit der FOURIER-Analyse nur globale Aussagen für die gesamte Zeitreihe getroffen werden können, d.h. Instationarität im Spektrum wird nicht erfasst (hier wird unter Stationarität die zeitpunktunabhängige und konstante Spektrallinie verstanden). Daher versucht man mit der gefensterten FOURIER-Transformation lokale Frequenzanalysen durchzuführen. Der Nachteil dieser gefensterten FOURIER-Transformation, bei der ein über den gesamten Zeitbereich geschobener Analysebereich ein Ausschnitt (Fenster) der Zeitreihe darstellt, ist, dass gesicherte Aussagen über Wellenlängen größer oder kleiner dem Analysebereich nicht möglich sind. Der Grund sind die Heisenbergschen Unschärfeprinzipien.

Die skalenunabhängige Wavelet-Analyse, bei der Zeit-Frequenz-Lokalisierungen durchgeführt werden können, ist ein Ausweg.

### Wavelet-Analyse

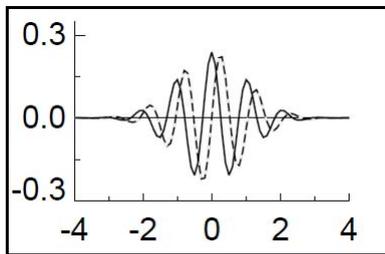
Die folgende Beschreibung deutet nur die Theorie der Wavelet-Analyse an. Bezüglich Wavelet-Theorie wird auf die umfangreiche Literatur verwiesen, wie z.B. VALENS (2004), der leicht verständlich die Wavelet-Theorie erklärt, BLATTER (2003) für den höheren mathematischen Anspruch, TORRENCE & COMPO (1998) für die praktische Anwendung oder MARCOVIĆ & KOCH (2005) mit Bezug auf die Analyse von hydrologischen Zeitreihen.

Die kontinuierliche Wavelettransformation einer diskreten Sequenz  $x_n$  ist als Faltung von  $x_n$  mit einer skalierten und verschobenen Waveletfunktion  $\Psi_0(\eta)$  mit dem dimensionslosen Zeitparameter  $\eta$  zu verstehen:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi^* \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (85)$$

Dabei steht \* für die komplex Konjugierte. Mit  $s$  wird die Waveletfunktion skaliert und mit dem lokalen Zeitindex  $n$  verschoben. Ein Beispiel für die Waveletfunktion ist das häufig verwendete Morlet-Wavelet (*Abbildung 120*):

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (86)$$



**Abbildung 120:** Morlet-Wavelet

Werden  $s$  und  $n$  variiert, dann erhält man ein Bild davon, wie die Amplitude eines Merkmals sich mit der Zeit ändert. Wird dieses Bild zum Vergleich mit anderen Zeitreihen normalisiert, dann entsteht das *Wavelet-Power-Spektrum* (siehe *Abbildung 121*).

Die Wavelet-Analyse kann zum besseren Verständnis bildhaft beschrieben werden (ungenau aber verständlicher):

Die Frequenz einer Welle, die z.B. aussieht wie das Wavelet in *Abbildung 120*, wird durch Dehnung und Stauchung verändert. Bei verschiedenen Frequenzen (Dehnungen) wird die Welle über die Zeitreihe geschoben und die »Resonanz« gemessen. Die Power bzw. Energie der Resonanz bei verschiedenen Wellenlängen (d.h. Skalen) und Zeitreihenpunkten wird im Wavelet-Power-Spektrum dargestellt.

*Einflusskegel COI (engl.: Cone of influence)*

Da die untersuchten Zeitreihen endlich sind, entstehen am Anfang und am Ende des Power-Spektrums Fehler (Randeffekte). Der COI ist der Bereich, in dem Randeffekte bemerkbar sind und das Power-Spektrum daher nicht mehr aussagekräftig ist.

*Signifikanz-Level*

Um Aussagen über die Signifikanz eines Power-Spektrums machen zu können, wird es mit einem Hintergrundrauschen verglichen (weißes oder rotes Rauschen).

Die Nullhypothese lautet: Das Power-Spektrum der Zeitreihe gleicht dem Spektrum von weißem (oder rotem) Rauschen.

Ein Peak im Spektrum der Zeitreihe ist dann signifikant, wenn er sich vom Hintergrundrauschen abhebt, die Nullhypothese folglich abgelehnt wird.

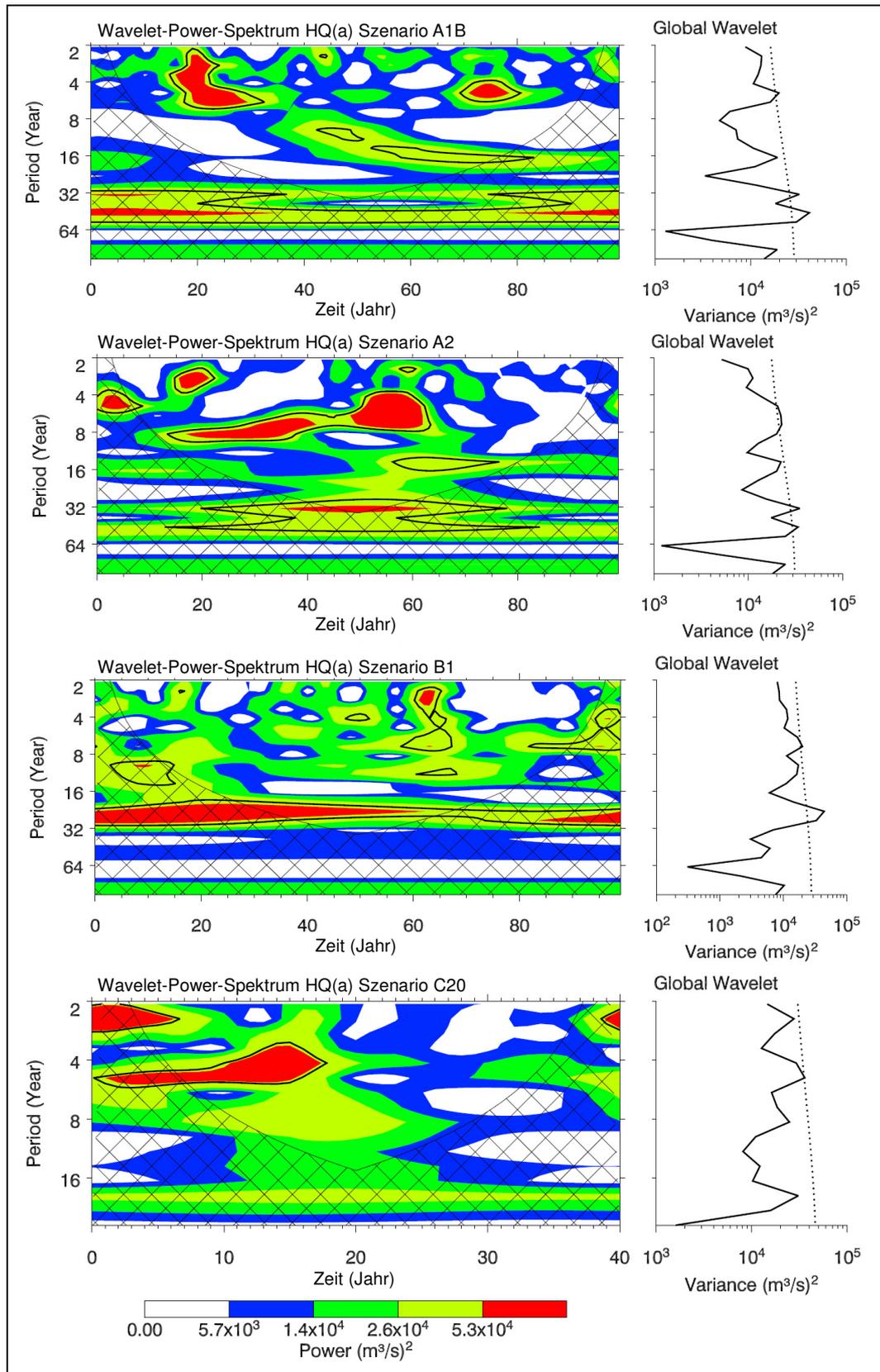
*Untersuchung der Hochwasserzeitreihen  $HQ(a)$* 

Es wird das Morlet-Wavelet gewählt, das sich für die Analyse hydrologischer Zeitreihen besonders bewährt hat (MARCOVIĆ & KOCH, 2005). Zur Signifikanzfeststellung (Signifikanzniveau = 10%) wird weißes Rauschen verwendet. In *Abbildung 121* sind die Wavelet-Power-Spektren sowie das globale Spektrum für  $HQ(a)$  der Szenarien A1B, A2, B1 und des Referenzzeitraumes C20 dargestellt.

Unter Berücksichtigung des COI sowie der Konfidenzintervalle können aus den Wavelet-Power-Spektren nur schwache Tendenzen entnommen werden: Die jährlichen Serien der Jahreshöchstabflüsse schwanken abschnittsweise vornehmlich und nur kurzzeitig mit einer Periodendauer zwischen 2 und 8 Jahren. Die globalen Spektren weisen nur im COI signifikante Peaks auf und sind somit nicht aussagekräftig.

*Ergebnis der Frequenzanalyse*

Bei der Analyse im Frequenzbereich können keine signifikanten saisonalen und konjunkturellen Komponenten festgestellt werden.



**Abbildung 121:** Wavelet-Power-Spektrum und Global Wavelet für  $HQ(a)$  der Szenarien A1B, A2, B1, C20 inklusive Cone of Influence; Signifikanz gegenüber weißem Rauschen: 10%

#### 7.4. Zusammenfassung der Untersuchungen auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität/Homogenität

In *Tabelle 41* sind die Ergebnisse aller durchgeführten Tests auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität/Homogenität aufgelistet.

In den Zeitreihen gibt es keine Ausreißer. Die einzelnen Ereignisse sind unabhängig voneinander. Sieben Tests auf Stationarität sowohl im Zeit- als auch im Frequenzraum bestätigen die Stationarität/Homogenität der  $HQ(a)$  in allen Szenarien.

**Tabelle 41:** Ergebnisse der Tests von  $HQ(a)$  der Szenarien A1B, A2, B1 und dem Referenzzeitraum C20 auf Ausreißer, Unabhängigkeit und Stationarität; ✘: keine Bestätigung; ✓: Bestätigung

Test	$HQ(a)$ A1B	$HQ(a)$ A2	$HQ(a)$ B1	$HQ(a)$ C20
Ausreißertest	<b>keine A.</b>	<b>keine A.</b>	<b>keine A.</b>	<b>keine A.</b>
<i>Tests auf Zufälligkeit der Hochwasserereignisse</i>				
Wald-Wolfowitz-Test	✓	✓	✘	✓
Autokovarianz und Autokorrelationsfunktion	✓	✓	✓	✓
<i>Tests auf Homogenität und Stationarität</i>				
Mann-Whitney-Test	✓	✓	✓	✓
Abbe'sches Kriterium	✓	✓	✓	✓
Stationaritätsschnelltest	✓	✓	✓	✓
Test auf Mittelwert-Stationarität mit f-Test	✓	✓	✓	✓
Test auf Varianz-Stationarität mit F-Test	✓	✓	✓	✓
Trendanalyse einschließlich Signifikanztest (Mann-Kendal-Test)	✓	✓	✓	✓
Frequenzanalyse (Wavelet-Analyse)	✓	✓	✓	✓



---

## KAPITEL 8 FFA sowie Niedrigwasseranalysen an den Pegeln Bonaforth und Grebenau (Fulda) für verschiedene Abflussszenarien im 21. Jahrhundert

In diesem Kapitel werden die Extremwertstatistiken für die jährlichen Serien  $HQ(a)$  in den Szenarien A1B, A2, B1 sowie im Referenzzeitraum C20 am Systemoutput (Pegel Bonaforth) ermittelt. Dabei werden die Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeiten in verschiedenen Zeitabschnitten (Klimaperioden) verglichen und die Signifikanz möglicher Veränderungen bestimmt. Zusätzlich erfolgt die FFA für den Pegel Grebenau (vor der Mündung der Eder in die Fulda) als Vergleich mit einem talsperrenunbeeinflussten Gebiet.

Datengrundlagen sind die in Kapitel 7 auf Ausreißer und Homogenität/Stationarität geprüften jährlichen Serien der Hochwasserabflüsse in den einzelnen Szenarien. Die Theorie zur FFA wird in Kapitel 6 erläutert, so dass hier nur auf die Ergebnisse eingegangen wird.

Richtlinien für die vorliegenden Analysen bilden das DVWK-Merkblatt 251 (DVWK 1999) und das FFA-Grundlagenbuch »Flood Frequency Analysis« (RAO & HAMED, 2000). Für die Analysen wird die Programmiersprache und -Umgebung »R« verwendet.

An die empirischen Verteilungen werden 5 theoretische Verteilungen angepasst:

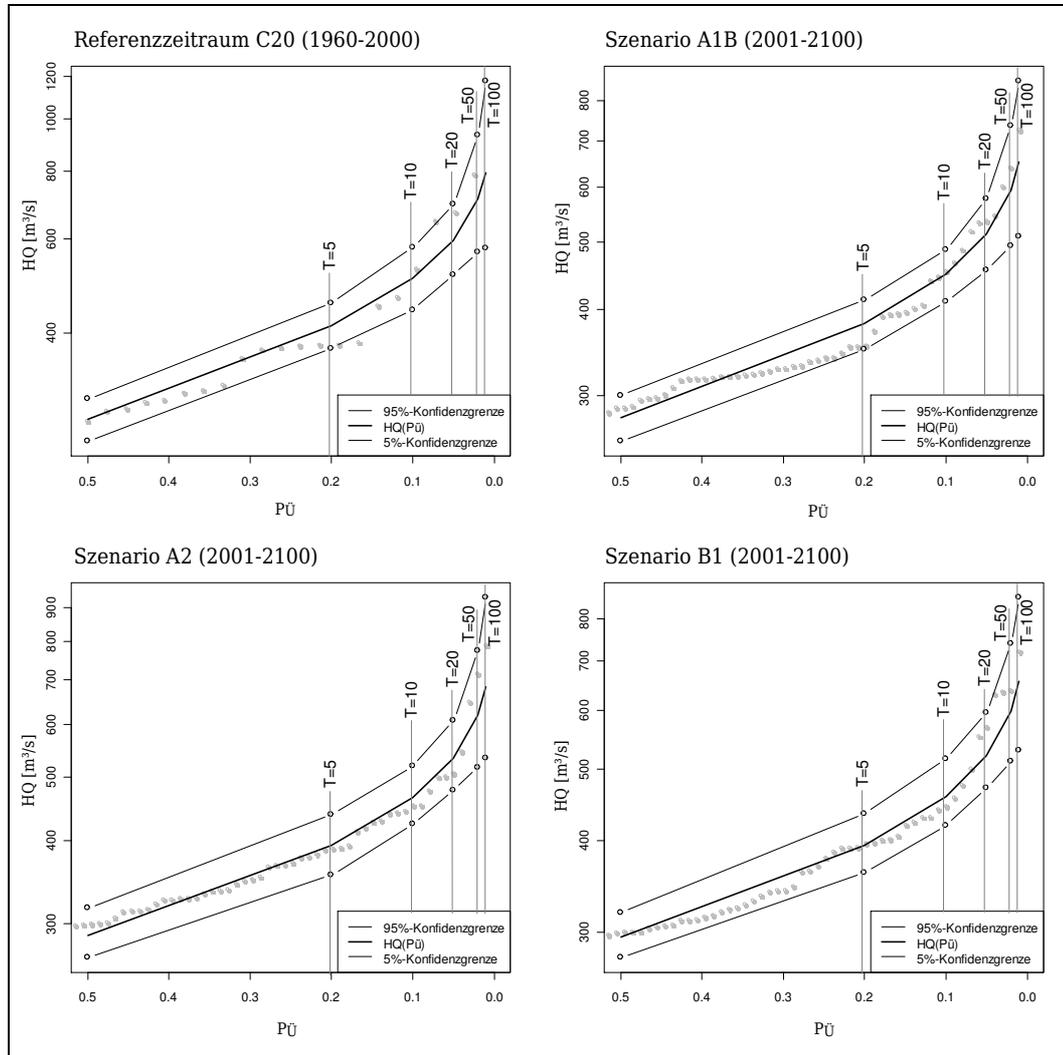
- GEV (generalisierte Extremwertverteilung)
- Gumbel
- Pearson 3
- Weibull
- LogNormal

Die Verteilung mit der besten Anpassung an die empirische Verteilung wird ausgewählt ( $\chi^2$ -Anpassungstest und Summe der quadrierten Abweichungen). Bei den hier durchgeführten Analysen weist die Pearson3-Verteilung die besten Anpassungsgüten auf.

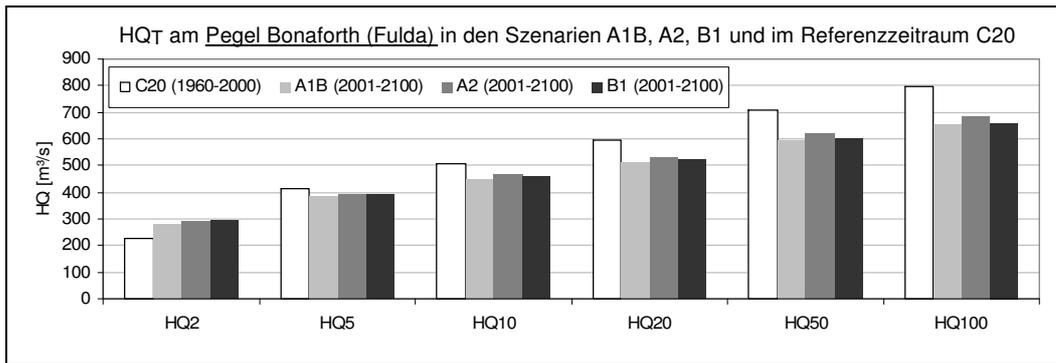
### 8.1. Analyse der Zeiträume 1960 – 2000 (C20) und 2001-2100 (A1B, A2, B1) am Pegel Bonaforth (Fulda)

Die Ergebnisse sind in *Tabellen 42 bis 45* aufgelistet und in *Abbildung 122* und *Abbildung 123* dargestellt. Auffallend ist, dass in allen Szenarien die  $HQ_T$  kleiner werden – auf den ersten Blick entschärft sich die Hochwassersituation am Pegel Bonaforth. Wird mit dem  $\chi^2$ -Homogenitätstest überprüft, ob die  $HQ(a)$  die gleiche Verteilung aufweisen, dann wird mit einem Signifikanzniveau von 5% die Nullhypothese bestä-

tigt, dass die  $HQ(a)$  im Referenzzeitraum C20 und in den Szenarien A1B, A2 und B1 die gleiche Verteilung aufweisen (siehe *Tabelle 47*). Eine Entschärfung bzw. eine Veränderung der Hochwassersituation am Pegel Bonaforth kann somit statistisch nicht bestätigt werden.



**Abbildung 122:** Angepasste theoretische Verteilungsfunktionen (Pearson3) in den Szenarien A1B, A2, B1 und C20 (Pegel Bonaforth; Fulda); Es ist zu beachten, dass nur der relevante Wahrscheinlichkeitsbereich von  $P_{\bar{U}} = 0,5 - 0$  dargestellt ist und der Großteil der empirischen Verteilung außerhalb des Bildbereiches liegt.



**Abbildung 123:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Bonaforth (Fulda) in den Szenarien A1B, A2, B1 und im Referenzzeitraum C20

**Tabelle 42:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario A1B; n = 100 Jahre (2001-2100)

	HQ <sub>2</sub>	HQ <sub>5</sub>	HQ <sub>10</sub>	HQ <sub>20</sub>	HQ <sub>50</sub>	HQ <sub>100</sub>
HQ <sub>T</sub> [m <sup>3</sup> /s]	278,9	381,6	449,2	512,7	593,3	652,7
95%-Konfidenzintervall	300,0	412,8	487,2	576,5	734,9	854,3
5%-Konfidenzintervall	257,8	350,2	410,2	455,1	494,1	509,7

**Tabelle 43:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario A2; n = 100 Jahre (2001-2100)

	HQ <sub>2</sub>	HQ <sub>5</sub>	HQ <sub>10</sub>	HQ <sub>20</sub>	HQ <sub>50</sub>	HQ <sub>100</sub>
HQ <sub>T</sub> [m <sup>3</sup> /s]	288,0	394,1	465,1	532,6	618,8	682,7
95%-Konfidenzintervall	311,5	434,8	530,9	6116,9	755,4	864,5
5%-Konfidenzintervall	265,4	360,6	410,1	463,3	511,4	552,6

**Tabelle 44:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Bonaforth(Fulda) in Szenario B1; n = 100 Jahre (2001 – 2100)

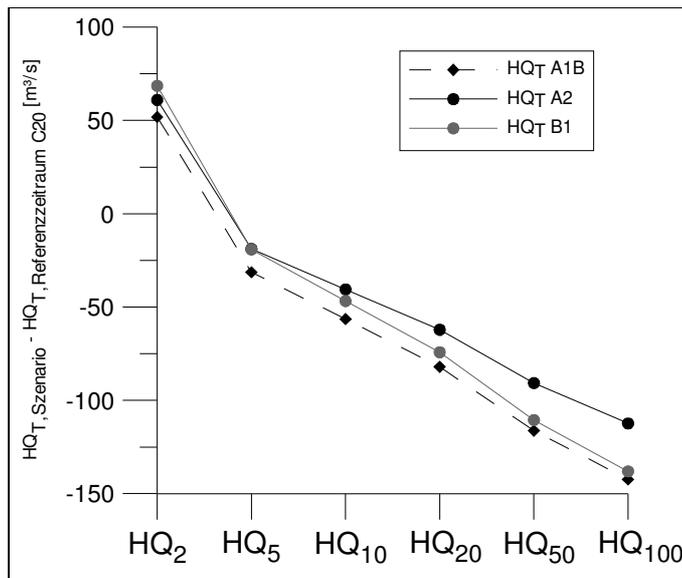
	HQ <sub>2</sub>	HQ <sub>5</sub>	HQ <sub>10</sub>	HQ <sub>20</sub>	HQ <sub>50</sub>	HQ <sub>100</sub>
HQ <sub>T</sub> [m <sup>3</sup> /s]	295,6	393,8	458,9	520,5	599,0	657,0
95%-Konfidenzintervall	319,2	434,6	515,8	596,4	739,1	855,3
5%-Konfidenzintervall	277,3	361,4	419,1	471,0	511,5	529,9

**Tabelle 45:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Bonaforth (Fulda) im Zeitraum C20; n = 41 Jahre (1960-2000)

	HQ <sub>2</sub>	HQ <sub>5</sub>	HQ <sub>10</sub>	HQ <sub>20</sub>	HQ <sub>50</sub>	HQ <sub>100</sub>
HQ <sub>T</sub> [m <sup>3</sup> /s]	277,1	413,0	505,7	594,8	709,6	795,1
95%-Konfidenzintervall	302,0	455,4	577,5	693,2	933,6	1176,9
5%-Konfidenzintervall	252,0	375,1	442,0	513,8	565,3	575,0

**Tabelle 46:** Absolute Veränderung der HQ<sub>T</sub> gegenüber dem Referenzzeitraum C20

Szenario	HQ <sub>2</sub>		HQ <sub>5</sub>		HQ <sub>10</sub>		HQ <sub>20</sub>		HQ <sub>50</sub>		HQ <sub>100</sub>	
	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]
A1B	51,8	22,8	-31,4	-7,6	-56,5	-11,2	-82,1	-13,8	-116,3	-16,4	-142,4	-17,9
A2	60,9	26,8	-18,9	-4,6	-40,6	-8,0	-62,2	-10,5	-90,8	-12,8	-112,4	-14,1
B1	68,5	30,2	-19,2	-4,7	-46,8	-9,3	-74,3	-12,5	-110,6	-15,6	-138,1	-17,4



**Abbildung 124:** Absolute Veränderung der HQ<sub>T</sub> gegenüber dem Referenzzeitraum C20

**Tabelle 47:** p-Werte des  $\chi^2$ -Homogenitätstest für die Analysen von HQ<sub>T</sub>

p-Werte	C20	A1B	A2
A1B	0,53		
A2	0,61	0,38	
B1	0,93	0,65	0,88

$MHQ_a$  (der mittlere zu erwartende Jahreshöchstabfluss)

Mit dem t-Test wird der Hypothese, dass  $MHQ_a = E[HQ(a)]$  sich nicht verändert, zugestimmt ( $\alpha = 5\%$ ). In *Tabelle 48* sind die p-Werte hierfür aufgelistet. Die mittleren zu erwartenden Jahreshöchstabflüsse

$$MHQ_{a, C20} = 309,7 \text{ m}^3/\text{s},$$

$$MHQ_{a, A1B} = 300,22 \text{ m}^3/\text{s},$$

$$MHQ_{a, A2} = 311,7 \text{ m}^3/\text{s} \text{ und}$$

$$MHQ_{a, B1} = 316,85 \text{ m}^3/\text{s}$$

unterscheiden sich nicht signifikant.

**Tabelle 48:** p-Werte des t-Tests für die Analyse von HQ<sub>T</sub> und Hypothese, dass sich MHQ nicht ändert

p-Werte	C20	A1B	A2
A1B	0,71		
A2	0,94	0,48	
B1	0,78	0,29	0,74

Es ist bekannt, dass die künstlich erzeugten REMO/SWAT Hochwasserwahrscheinlichkeiten gegenüber den gemessenen verschoben sind (Kapitel 5.3.1). Die Ursachen hierfür liegen in den REMO-Klimaprojektionen. Die Verschiebung wird im Vergleich der REMO-Rekalkulation für den Zeitraum 1960-2000 (C20) mit den gemessenen Durchflüssen deutlich (Abbildung 90, Kapitel 5.3.1). Will man die  $MHQ$  in den Szenarien A1B, A2 und B1 mit den gemessenen Werten vergleichen, dann muss diese Verschiebung mit Gleichung 41 (ebenfalls in Kapitel 5.3.1.) korrigiert werden.

### 8.1.1. Analyse auf Veränderungen der $HQ_T$ innerhalb der Szenarien A1B, A2 und B1 im Vergleich zum Referenzzeitraum C20

Bisher wurden die Zeiträume 1960-2000 und 2001-2100 verglichen und keine signifikanten Veränderungen festgestellt. Nun wird untersucht, ob innerhalb des Zeitraumes 2001-2100 eine signifikante Variation der Verteilungsfunktionen (Nichtstationarität der Verteilung) vorliegt.

Für die Beschreibung von Zeitreihen mit statistischen Parametern müssen diese Parameter aus einer Zeitreihe mit ausreichender Länge bestimmt werden. Die Zeitabschnitte dürfen nicht zu kurz sein. Daher wird der Zeitraum 2001-2100 in zwei Abschnitte unterteilt:

T1 → 2001 – 2050 und T2 → 2051 - 2100

In jedem Zeitabschnitt sowie im Referenzzeitraum C20 wurden jeweils die empirische und theoretische Verteilung bestimmt (*Abbildung 126*) und die  $HQ_T$  ermittelt. In *Tabelle 49* sind die Ergebnisse mit dem 90%-Konfidenzintervall aufgelistet und in *Abbildung 127* dargestellt.

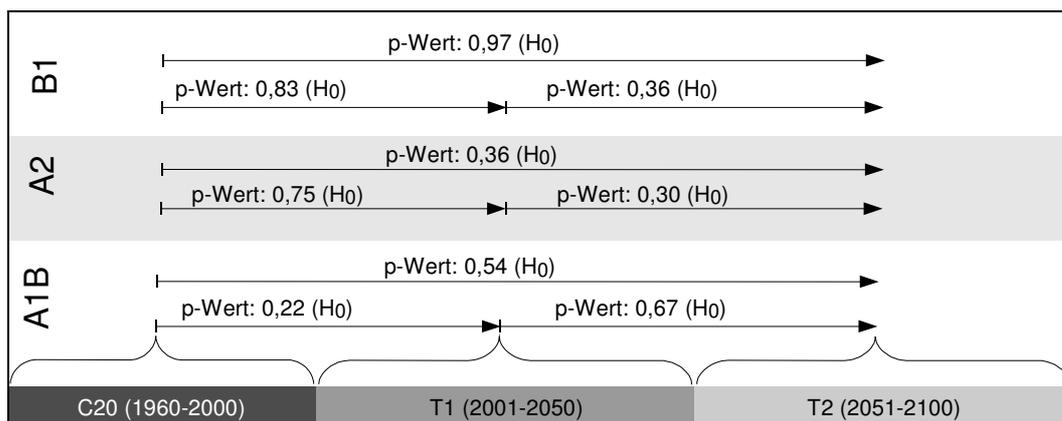
Der optische Eindruck: In Szenario A1B nimmt der Scheiteldurchfluss insbesondere bei Hochwasser mit hohen Jährlichkeiten im Laufe des 21. Jh. ab. In A2 gehen die  $HQ_T$  bis 2050 zurück, um bis 2100 wieder leicht anzusteigen. In Szenario B1 gehen die  $HQ_T$  bis 2050 zurück und verändern sich bis 2100 kaum.

Mit dem  $\chi^2$ -Homogenitätstest wird getestet, ob sich die Verteilungen von  $HQ(a)$  in den Zeitabschnitten C20, T1 und T2 unterscheiden.

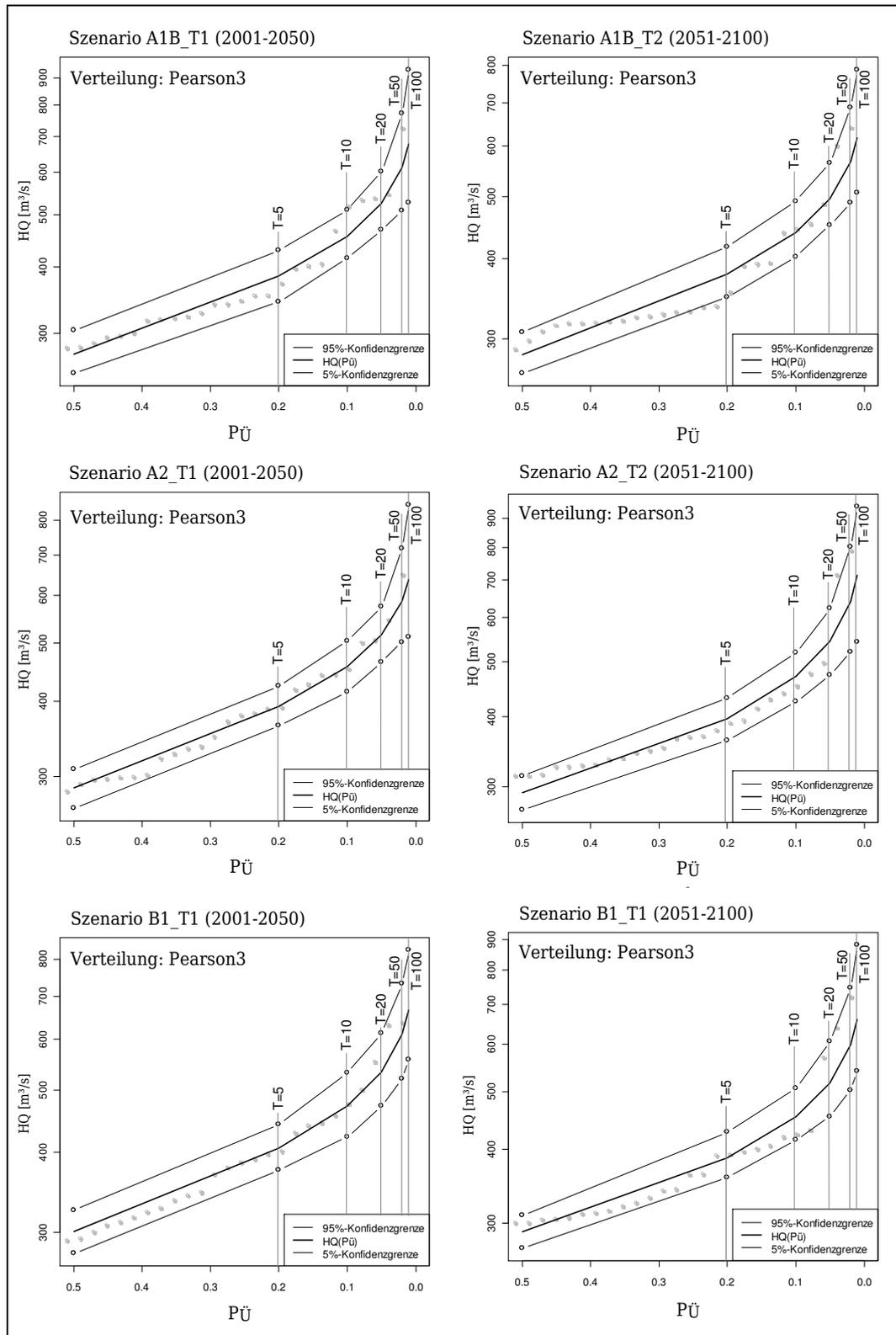
$H_0$ : Die Stichproben besitzen die gleiche Wahrscheinlichkeitsverteilung.

$H_1$ : Die Stichproben sind nicht identisch verteilt.

Mit dem Signifikanzniveau von 5% wird  $H_0$  in allen Vergleichen zugestimmt (siehe *Abbildung 125*). Der erste optische Eindruck kann statistisch nicht bestätigt werden.



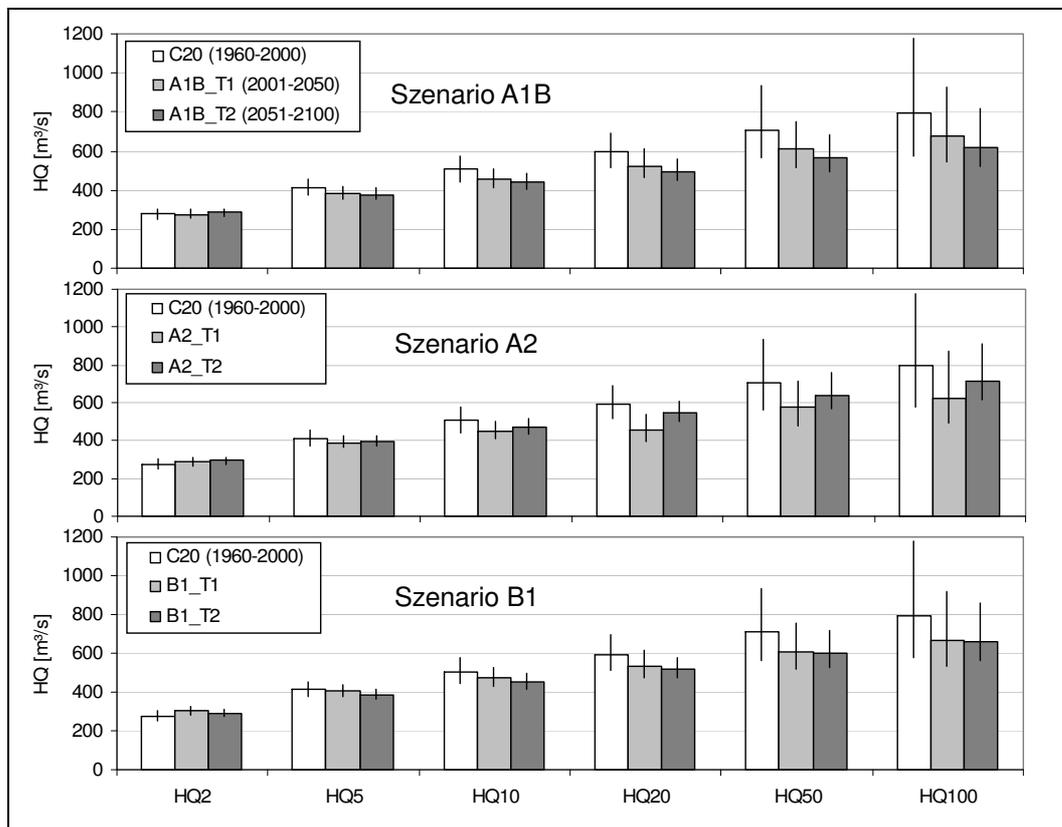
**Abbildung 125:**  $\chi^2$ -Homogenitätstest; Überprüfung auf Gleichverteilung in den  $HQ(a)$  der Szenarien A1B, A2, B1 und dem Referenzzeitraum C20. Langer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T2; Kurzer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T1 bzw. zwischen T1 und T2



**Abbildung 126:** Angepasste theoretische Verteilungsfunktion (Pearson3) in den Teilabschnitten T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) in den Szenarien A1B, A2 und B1. Es ist nur der relevante Wahrscheinlichkeitsbereich von  $P_{\bar{U}} = 0,5$  bis 0 dargestellt

**Tabelle 49:**  $HQ_T$  in den Zeitabschnitten T1(2001-2050) und T2(2051-2100) der Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20

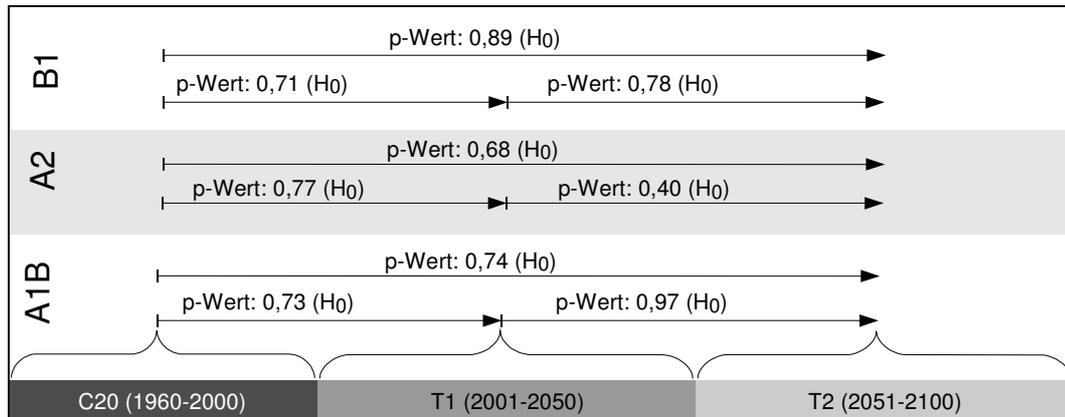
$HQ_T$ in [m <sup>3</sup> /s]	C20	A1B_T1	A1B_T2	A2_T1	A2_T2	B1_T1	B1_T2
95%-Konf.-Grenze	302	298	303	313	315	323	315
<b>HQ2</b>	277	275	284	287	293	301	290
5%Konf.-Grenze	252	256	265	264	275	282	271
95%-Konf.-Grenze	455	418	410	420	441	437	428
<b>HQ5</b>	413	384	379	389	397	405	387
5%Konf.-Grenze	375	356	352	361	361	374	351
95%-Konf.-Grenze	578	510	485	502	536	520	503
<b>HQ10</b>	506	456	440	450	471	472	453
5%Konf.-Grenze	442	416	404	414	420	425	415
95%-Konf.-Grenze	693	609	557	568	637	597	589
<b>HQ20</b>	595	525	496	457	544	534	517
5%Konf.-Grenze	514	465	450	457	471	474	464
95%-Konf.-Grenze	934	754	687	675	826	729	750
<b>HQ50</b>	710	613	566	575	640	611	599
5%Konf.-Grenze	565	518	492	499	517	522	500
95%-Konf.-Grenze	1177	929	817	814	985	860	906
<b>HQ100</b>	795	678	617	624	713	667	661
5%Konf.-Grenze	575	544	520	511	568	555	516

**Abbildung 127:** Veränderungen der  $HQ_T$  in den Zeitabschnitten T1(2001-2050) und T2(2051-2100) der Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20

$MHQ_a$ : der mittlere zu erwartende Jahreshöchstabfluss

$MHQ_a$  liegt im Referenzzeitraum C20 bei 309,7 m<sup>3</sup>/s, in A1B\_T1 und A1B\_T2 bei 299,8 und 300,7 m<sup>3</sup>/s, in A2\_T1 und A2\_T2 bei 301,7 und 321,7 m<sup>3</sup>/s und in Szenario B1\_T1 und B1\_T2 bei 320,0 und 313,7 m<sup>3</sup>/s. Wie *Abbildung 128* zeigt, wird bei

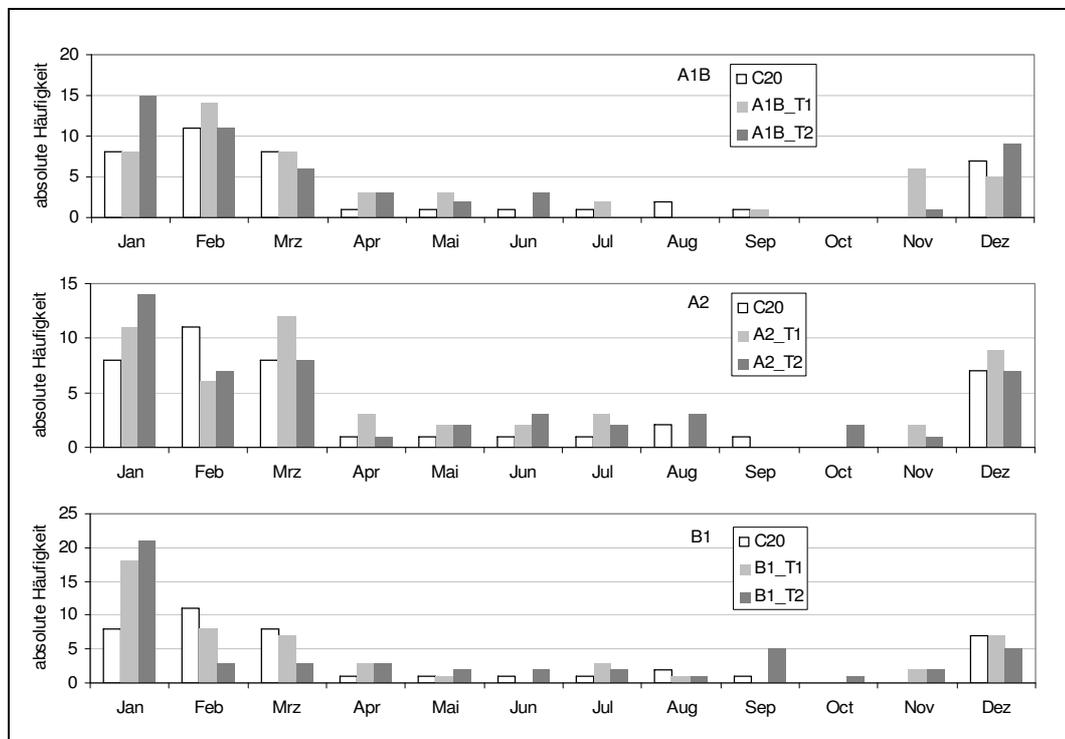
einem t-Test die Nullhypothese bestätigt (Signifikanzniveau = 5%), dass die  $MHQ_a$  in den Szenarienabschnitten sich nicht unterscheiden.



**Abbildung 128:** t-Test; Überprüfung, ob sich die  $MHQ_a$  in den Szenarienabschnitten unterscheiden. Langer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T2; Kurzer Pfeil: Vergleich zwischen C20 und T1 bzw. zwischen T1 und T2

### 8.1.2. Zeitpunkt des Auftretens von $HQ(a)$ innerhalb eines Jahres

Bei der jährlichen Serie wird das Maximum eines Blocks (=Jahr) bestimmt. Es stellt sich die Frage, ob sich die Position des Maximums innerhalb eines Blocks verändert, bzw. ob Hochwasser in bevorzugten Jahreszeiten auftreten, und wenn ja, ob sich im 21. Jh. diese bevorzugten Monate ändern. In *Abbildung 129* sind die Häufigkeiten der  $HQ(a)$  in den einzelnen Monaten und Szenarienabschnitten dargestellt.



**Abbildung 129:** Absolute Häufigkeiten der  $HQ(a)$  in den Monaten, Szenarien A1B, A2, B1 und Szenarienabschnitten T1 und T2. (C20: 1960- 2000; T1: 2001-2050; T2: 2051-2100)

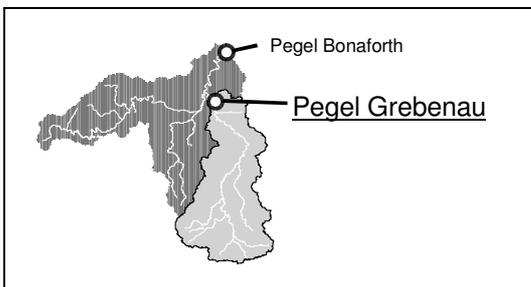
Der Jahresmaximaldurchfluss tritt überwiegend im Dezember, Januar, Februar und März auf, mit Schwerpunkt im Januar und Februar. In September und Oktober ist die Wahrscheinlichkeit für  $HQ(a)$  am geringsten. In den Szenarienabschnitten variiert der Monat mit den häufigsten  $HQ(a)$  gegenüber dem Referenzzeitraum C20. In allen Szenarien nehmen die Häufigkeiten im Januar deutlich auf Kosten der anderen Wintermonate zu.

### 8.1.3. Zusammenfassung der Ergebnisse

Es ist bei der Extremwertanalyse der Hochwasser am Pegel Bonaforth eine Tendenz zur leichten Entschärfung der Hochwassersituation im 21. Jahrhundert in allen Szenarien zu erkennen, aber signifikante Veränderungen können im Hochwasserregime nicht nachgewiesen werden. Die Ergebnisse von statistischen Tests sind Wahrscheinlichkeitsaussagen. Daher kann nicht gesagt werden, dass sich das Hochwasserregime nicht ändert, sondern dass sich *wahrscheinlich* die Hochwasser in Zukunft so verhalten wie bisher.

### 8.2. Analyse der Zeiträume 1960 – 2000 (C20) und 2001-2100 (A1B, A2, B1) am Pegel Grebenau (Fulda)

Der Pegel Bonaforth steht unter Einfluss der Edertalsperre. Wie das Hochwasserregime ohne Talsperre auf den Klimawandel reagiert, kann über den Pegel Grebenau (siehe *Abbildung 130*) abgeschätzt werden.

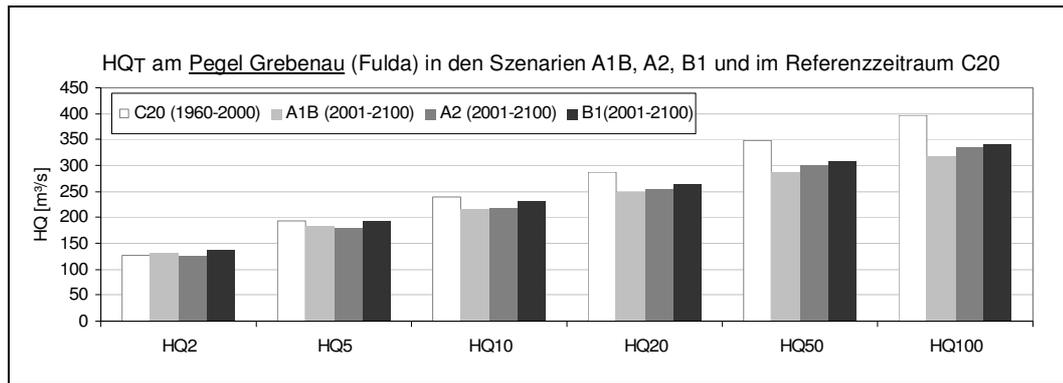


**Abbildung 130:** Lage des Pegels Grebenau im Einzugsgebiet der Fulda

Hier erfolgt aufgrund des Schwerpunktes auf die Analysen am Pegel Bonaforth nur eine kurze Zusammenfassung. In *Anhang 6* sind ausführlichere Ergebnisse zu finden (*Abbildungen A21-A24*).

In *Abbildung 131* erkennt man, wie im Vergleich zum Referenzzeitraum C20 die  $HQ_T$  zurückgehen. Teilt man die Szenarien in die Zeitspannen T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) auf, um den Wandel genauer analysieren zu können, dann wird mit dem  $\chi^2$ -Test festgestellt, dass der Hypothese auf Gleichverteilung von  $HQ(a)$  in den Zeitabschnitten mit  $\alpha = 0,05$  zugestimmt werden kann.

Der t-Test führt mit  $\alpha = 0,05$  zusätzlich zu der Erkenntnis, dass sich  $MHQ$  zwischen dem Referenzzeitraum C20 und den Szenarienabschnitten nicht unterscheidet.



**Abbildung 131:** HQ<sub>T</sub> am Pegel Grebenau (Fulda; Abflussszenarien C20, A1B, A2 und B1

### Zusammenfassung der Ergebnisse

Es sind Tendenzen zur Entschärfung der Hochwassersituation am Pegel Grebenau festzustellen. Diese Tendenzen sind jedoch statistisch nicht signifikant. Die Wahrscheinlichkeit, dass die HQ<sub>T</sub> durch den Klimawandel beeinflusst werden, ist gering.

### 8.3. Niedrigwasseranalyse

Die Niedrigwasseranalyse ist wie die FFA eine Extremwertanalyse. Das Niedrigwasser als Extremzustand des Durchflusses ist die Folge einer zeitlich vorgelagerten meteorologischen Trockenperiode, kann aber auch durch einen anthropogenen Einfluss wie Wasserentnahme verursacht werden. Im Unterschied zum Hochwasser ist das Niedrigwasser aufgrund der ursächlichen Prozesse auf Wochen und Monate ausgehend. Die Definition von Niedrigwasser wird dadurch schwieriger. Nach DYCK & PESCHKE (1983) lautet sie: »Als *Niedrigwasserdurchfluss* eines Flusses bezeichnen wir jenen Durchfluss, der einen sich für das betreffende Fluss- oder Flussteilgebiet aus der Art und Intensität der Wassernutzung sowie stofflichen Belastungen ergebenden Grenz- oder Schwellenwert des Durchflusses unterschreitet.«

Somit ist die Definition des Niedrigwassers von der Nutzung und des Gewässersubsystems des Gewässers abhängig, auf die die Niedrigwasserauswirkung untersucht wird.

Niedrigwasser wird mit folgenden Kenngrößen charakterisiert (welche Kenngrößen untersucht werden, hängt von der fallbezogenen Niedrigwasserdefinition ab):

- Intensität: Durchfluss  $Q$  in m<sup>3</sup>/s
- Dauer:  $D$  in Tagen [d] oder Monaten [m]
- Größe: Fehlmenge  $F$  in m<sup>3</sup> bzw. hm<sup>3</sup>
- Wasserstand:  $W$
- Häufigkeit
- zeitlicher Abstand
- Eintrittszeit des *NW*-Ereignisses
- räumliche Ausdehnung

In dieser Arbeit steht die FFA im Mittelpunkt, die Niedrigwasseranalyse soll die Untersuchungen abrunden. Daher wird nicht weiter auf die Niedrigwassertheorie eingegangen, es sei auf die umfangreiche Fachliteratur verwiesen (z.B. DYCK & PESCHKE, 1983 oder MANIAK, 2005).

### 8.3.1. Niedrigwasserdefinition im Einzugsgebiet der Fulda und Werra

Der Abfluss im Einzugsgebiet der Edertalsperre wird teilweise zurückgehalten, so dass bei Niedrigwasser Wasser zur Niedrigwasserauffüllung zur Verfügung steht. Entscheidend ist hier der Durchfluss am Pegel Hann. Münden nach dem Zusammenfluss von Fulda und Werra. Sobald der Pegel unter 120 cm fällt, wird aus der Edertalsperre die Fehlmenge abgegeben (siehe Kapitel 3.7.). Niedrigwasser kann somit im Fulda- und Werragebiet definiert werden als Summe der Durchflüsse aus beiden Systemen, die zu einem Pegelstand unter 120 cm in Hann. Münden führen.

Die Analysen des Niedrigwassers konzentrieren sich folglich auf den Schwellenwert am Pegel Hann. Münden von  $W = 120$  cm, der einem Durchfluss von ca.  $55 \text{ m}^3/\text{s}$  entspricht.

Mit den berechneten Durchflussprojektionen für den Pegel Grebenau für die Szenarien A1B, A2 und B1 sowie der Regressionsbeziehung zwischen dem Pegel Grebenau und Pegel Hann. Münden können nun die Schwellwertunterschreitungen  $Q_{\text{Hann.Münden}} < 55 \text{ m}^3/\text{s}$  untersucht werden.

Die Berechnung von  $Q_{\text{Hann.Münden}}$  über den talsperrenunbeeinflussten Pegel Grebenau ermöglicht die Abschätzung des Durchflusses am Pegel Hann. Münden (Weser) bei inaktiver Edertalsperre.

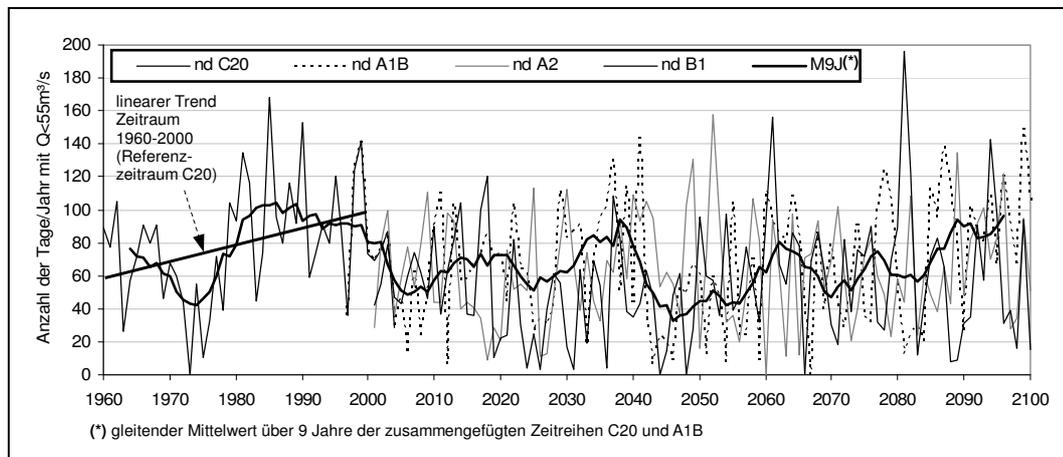
Die Unsicherheiten bei der Niedrigwasserprojektion für den Pegel Hann. Münden entsprechen den Unsicherheiten bei der Hochwasserprojektion. Zusätzlich muss berücksichtigt werden, dass das Wasserhaushaltsmodell mit Fokus auf Hochwasser kalibriert wurde (Stichwort objektive Kalibrierung).

Die unvermeidbare Fehlerkette soll zur vorsichtigen Interpretation der Ergebnisse führen. Um Falschaussagen zu vermeiden, werden daher von dieser Niedrigwasseranalyse keine quantitativen Aussagen erwartet, sondern die Beschreibungen »Änderung mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$  statistisch wahrscheinlich« und »Änderung mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$  statistisch unwahrscheinlich«.

### 8.3.2. Ist mit einer Änderung der Anzahl von Tagen mit Niedrigwasser zu rechnen?

Die Niedrigwasserhäufigkeit  $n(NQ, a)$  innerhalb eines Jahres kann über die Anzahl der Tage je Jahr charakterisiert werden, an denen  $Q_{\text{Hann. Münden}} = 55 \text{ m}^3/\text{s}$  unterschritten wird  $\rightarrow nd(NQ, a)$ . Ein Niedrigwasser ist bei festem Schwellenwert durch die Variable D (mit  $D \geq 7$  d) definiert. Der hier verwendete Wert  $nd(NQ, a)$  definiert  $NQ$  als Tag mit Unterschreitung des Schwellenwertes.

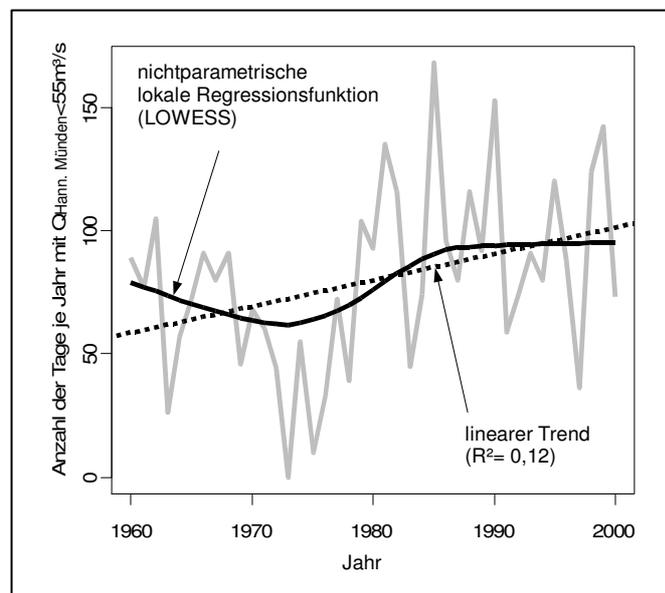
Untersucht wird die Zeitreihe  $n(NQ,a)$ , also die Anzahl der Tage je Jahr, an denen  $Q_{\text{Hann.-Münden}}$  unterschritten wird (in den Szenarien A1B, A2 und B1 am Pegel Hann. Münden mit inaktiver Edertalsperre).



**Abbildung 132:** Anzahl der Tage im Jahr mit  $Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}$  am Pegel Hann.-Münden in den Szenarien A1B, A2 und B1 sowie im Referenzzeitraum C20

Der Mann-Kendall-Test (Test auf Trend) lehnt die Nullhypothese mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% ab, dass im Referenzzeitraum kein Trend vorhanden ist ( $p$ -Wert = 0,048). In den Szenarien A1B, A2 und B1 wird dieser Hypothese zugestimmt ( $p$ -Werte des Mann-Kendall-Tests: A1B 0,101; A2 0,512; B1 0,451). In *Abbildung 132* sind die Zeitreihen, der lineare Trend im Referenzzeitraum C20 sowie der gleitende 9-jährige Mittelwert (1964 – 2096) abgebildet. Hier wird eine allgemeine Problematik der Trendbestimmung deutlich:

Der Trend in C20 wurde durch lineare Regression im Zeitraum (1960 – 2000) bestimmt. Der Mann-Kendall-Test unterstützt die optische Einschätzung, dass der Trend signifikant ist. Wird jedoch der Zeitraum erweitert (1960 – 2100), dann erkennt man, wie die Anhäufung von Jahren (ca. 1980 – 2000) mit vielen Niedrigwassertagen, also Langzeitpersistenz, diesen Trend nur vortäuscht. Die nichtparametrische lokale Regressionsfunktion zeigt hingegen ein Rückgang bis ca. 1973 und einen Anstieg bis 1988 (*Abbildung 133*).

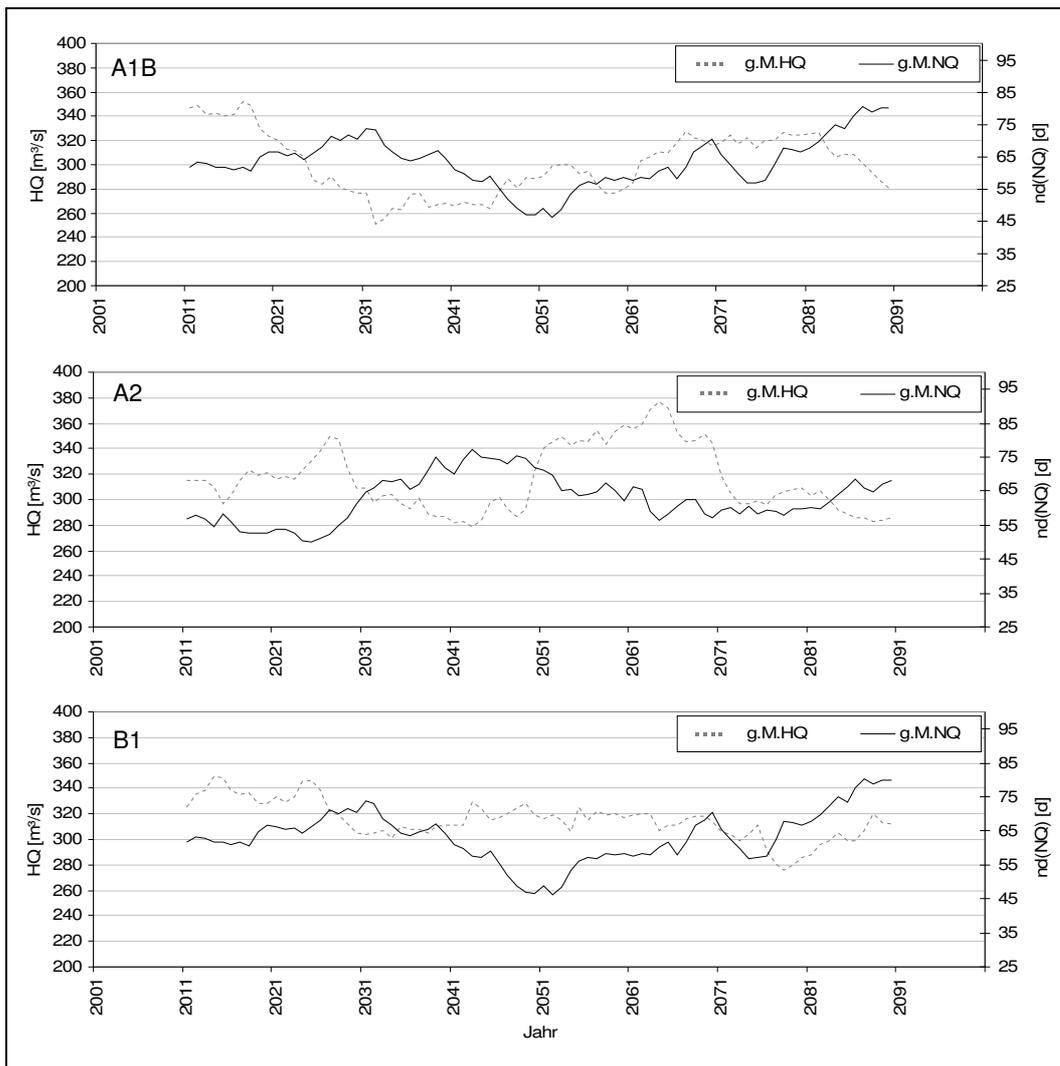


**Abbildung 133:** Trend in der Anzahl der Tage je Jahr mit Niedrigwasser ( $Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}$ ) am Pegel Hann. Münden

*Ergebnis:* Eine Änderung der Anzahl von Tagen mit Niedrigwasser ist unwahrscheinlich.

Ein zusätzlicher Vergleich der Verläufe zwischen den jährlichen Hochwasser ( $HQ$ ) und der jährlichen Anzahl an Niedrigwassertagen  $nd(NQ)$  zeigt *Abbildung 134*. Es ist nicht zu erkennen, dass trockene Jahre auch Jahre mit wenig Hochwasser sind oder umgekehrt. Die Determinationskoeffizienten (=Bestimmtheitsmaße)  $R^2$  liegen bei 0,06 (A1B), 0,14 (A2) und 0,08 (B1). Dabei ist die lineare Regressionsgleichung jeweils

$$nd(NQ) = c_0 + c_1 \cdot HQ \quad (87)$$



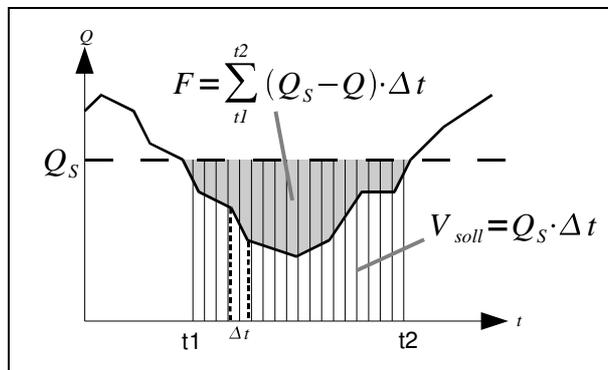
**Abbildung 134:** Vergleich von Jahreshochwasser und jährlicher Anzahl der Niedrigwassertage (gleitender Mittelwert über 21 Jahre) in den Szenarien A1B, A2 und B1 am Pegel Bonaforth

Im optimistischen Szenario B1 und im Szenario A1B nimmt die Anzahl der Niedrigwasserdurchflüsse ab der Mitte des 21. Jh. leicht zu, während die Treibhausgasemissionen ab ca. 2050 zurückgehen. In A2 (dem pessimistischen Szenario mit ungebremsten Treibhausgasemissionen bleibt die Anzahl der Niedrigwassertage auf einem

gleichen Niveau, wobei graphisch ein leichter Rückgang zu erkennen ist. Obgleich es statistisch nicht signifikant ist (siehe Mann-Kendall-Test oben), widerspricht dieser Verlauf der Vorstellung, dass mit zunehmender globaler Treibhausgasemission Niedrigwasser aufgrund hoher Temperaturen und Trockenheit häufiger werden. Wie *Abbildung 134* zeigt, ist sogar der umgekehrte Fall möglich. Dies gilt zumindest für das EZG Fulda.

### 8.3.3. Werden die Fehlmengen $F$ sich verändern?

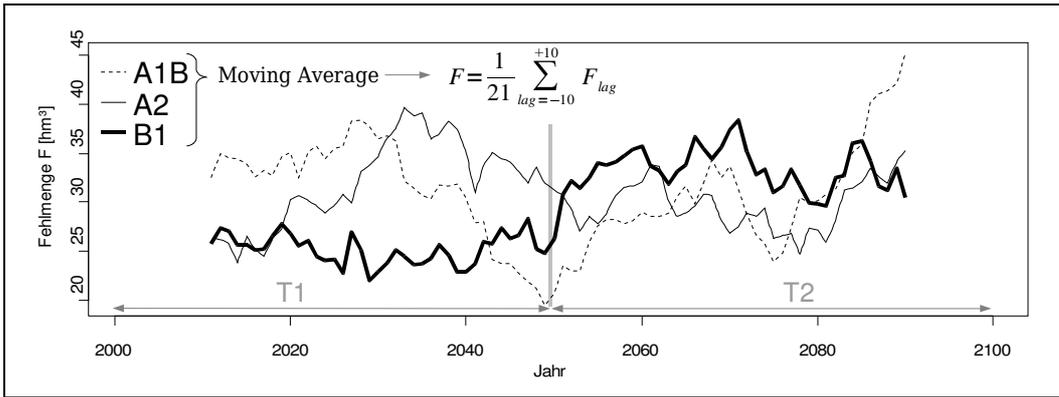
Für das Edertalsperrenmanagement ist die Frage nach dem Wasserbedarf zur Niedrigwassererhöhung in den nächsten Jahrzehnten wichtig. Wenn der Durchfluss am Pegel Hann. Münden unter den Schwellenwert  $Q_s = 55 \text{ m}^3/\text{s}$  sinkt, dann wird die Fehlmenge, die sich aus der Differenz von Sollvolumen und Niedrigwasservolumen ergibt (siehe *Abbildung 135*) aus der Talsperre abgelassen.



**Abbildung 135:** Bestimmung der Fehlmenge  $F$  aus einer diskreten  $NQ$ -Ganglinie

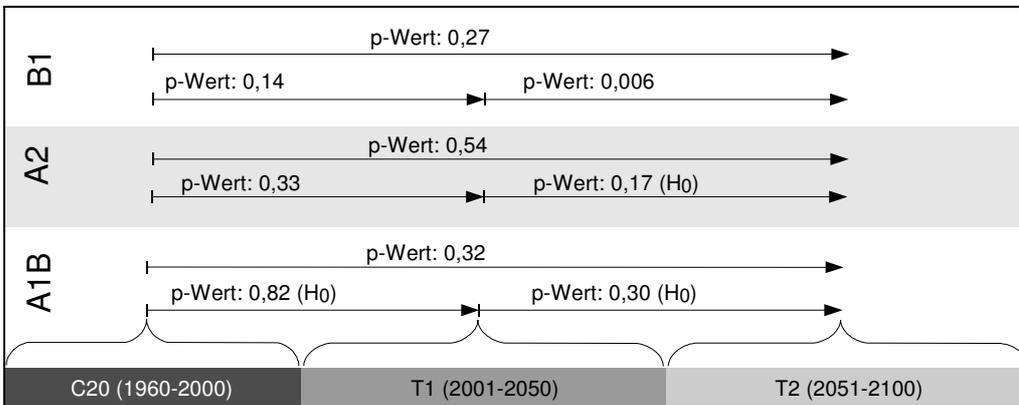
Aus den Zeitreihen des Durchflusses am Pegel Hann. Münden (inaktive Edertalsperre) werden in den Szenarien C20, A1B, A2 und B1 die jährlichen maximalen Fehlmengen  $F_{\max, Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}}(a)$  bestimmt, die anschließend auf die Vorraussetzung zur extremwertstatistischen Untersuchung überprüft werden:

- Unabhängigkeitstest mit Wald-Wolfowitz-Test: Bis auf den Referenzzeitraum sind in allen Szenarien die  $F_{\max, Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}}(a)$  unabhängig (C20 p-Wert = 0,018; A1B p-Wert = 0,688; A2 p-Wert = 0,841, B1; p-Wert = 0,547).
- $\chi^2$ -Homogenitätstest: Die Unterteilung der Zeitreihen in die Klimaperioden T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) und die Vergleiche der Verteilungen der  $F_{\max, Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}}(a)$  zwischen diesen Zeiträumen führen zur Annahme von  $H_0$  »Es gibt mit  $\alpha = 5\%$  keine signifikante Veränderung der Verteilung« (siehe *Abbildung 137*). Die Ausnahme bilden die Zeitreihen  $F_{\max, Q < 55 \text{ m}^3/\text{s}}(a)$  in den Zeiträumen B1 T1 und B1 T2 – hier gibt es signifikante Abweichungen in der Verteilung. Wie in *Abbildung 136* zu erkennen ist (es wurden die starken Schwankungen zur Verdeutlichung mit einem Tiefpassfilter bzw. mit einem gleitenden Mittelwert entfernt), ist das mittlere Maximum der jährlichen Fehlmenge in der zweiten Hälfte nicht nur statistisch, sondern auch graphisch merklich höher. In den anderen Szenarien ist dies nicht derart ausgeprägt.



**Abbildung 136:** Gleitender Mittelwert (Moving Average) über 21 Jahre der Zeitreihen der jährlichen maximalen Fehlmenge F am Pegel Hann. Münden

- Der t-Test bestätigt größtenteils die Mittelwertstationarität ( $\alpha = 0,05$ ). Hierzu wurden dieselben Zeiträume untersucht, wie beim  $\chi^2$ -Homogenitätstest. Alle p-Werte sind größer als 0,05.



**Abbildung 137:**  $\chi^2$ -Homogenitätstest zwischen den Zeiträumen C20, T1 und T2 der jährlichen maximalen Fehlmenge F

Die negativen Testergebnisse für  $F(a)$  in Szenario B1 (Klimaperiode T2) sind auf ein Cluster mit niedrigen Werten zurückzuführen, das seine Ursache in der Lanzeitpersistenz hat. Eine genaue Quantifizierung mit dem Hurst-Exponenten ist nicht möglich, die Zeitreihen sind hierfür zu kurz.

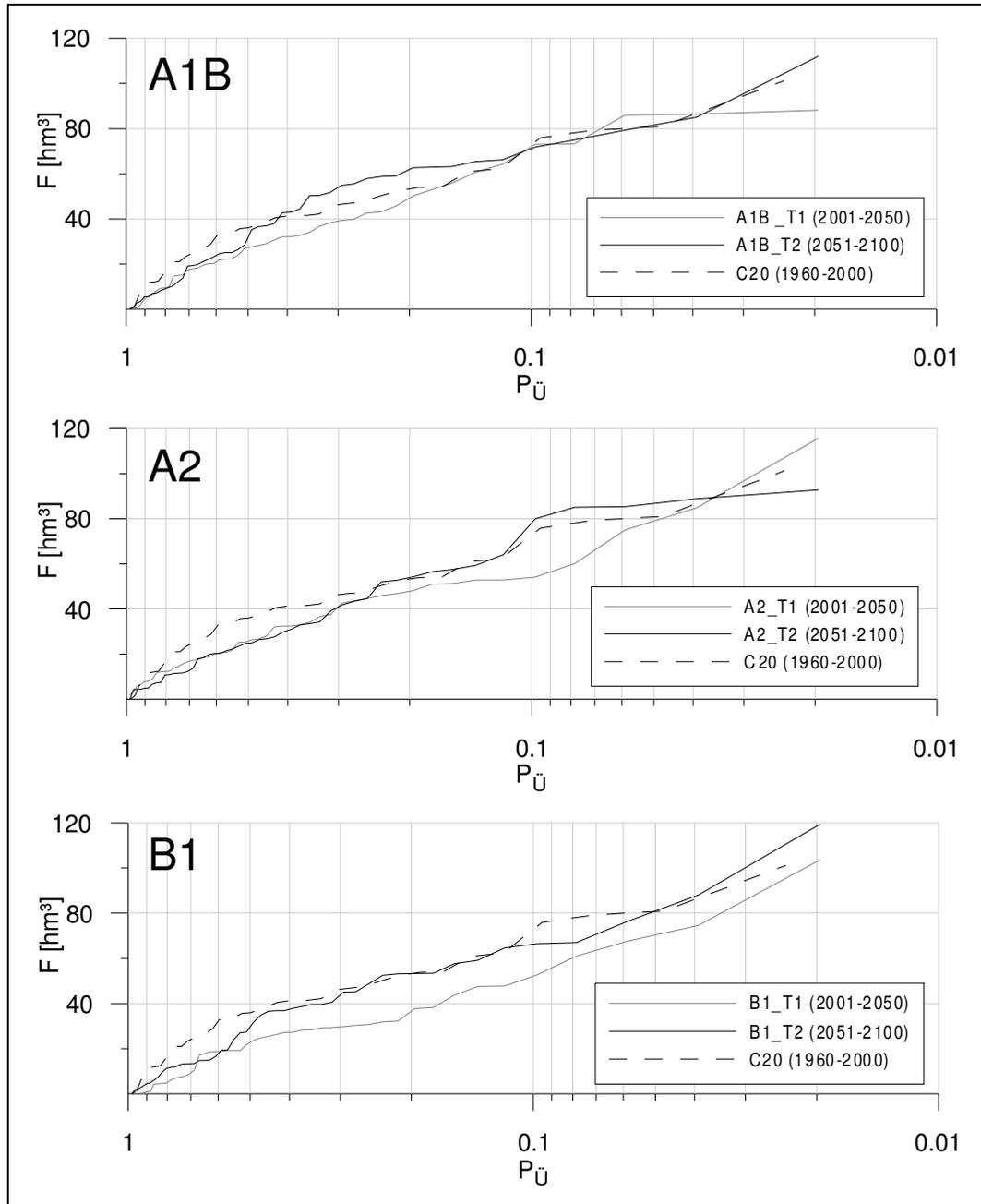
*extremwertstatistische Auswertung*

Zum Vergleich der Unterschreitungswahrscheinlichkeiten in den verschiedenen Szenarien und Zeiträumen ist eine Auswahl von Fehlmengen in *Abbildung 138* dargestellt.

Aus den Tests geht bereits hervor, dass die Zeitreihen stationär sind (mit Ausnahme der Zeitreihe für Szenario B1). Daraus folgt, dass die in *Abbildung 138* erkennbaren Veränderungen der  $P_U$  und (auch die nicht aufgeführten  $P_U$ ) in den Szenarien A1B und A2 nicht signifikant sind. In Szenario B1 sind die Veränderungen von Zeitraum T1 zu Zeitraum T2 signifikant (siehe *Abbildung 137*). Wie in *Abbildung 138* in diesem Szenario und Zeitabschnitt zu erkennen ist, sind dort die Überschreitungswahrscheinlichkeiten für die Fehlmengen geringer als in C20 und T2, d.h. die

Fehlmengen sind signifikant geringer, wie es an der nach unten verschobenen Verteilung (graue Linie) zu erkennen ist.

*Ergebnis:* Eine Änderung der Häufigkeiten von Fehlmengen ist in A1B und A2 unwahrscheinlich. In B1 sind im Zeitraum 2001-2050 große Fehlwerte weniger häufig.



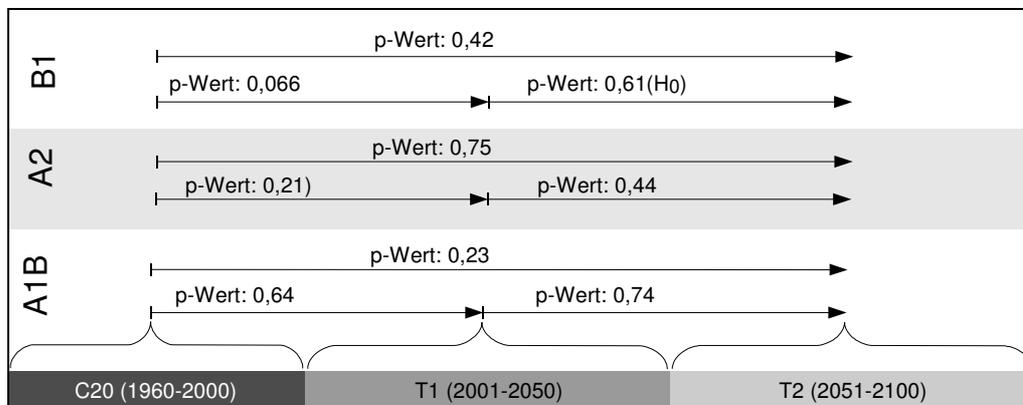
**Abbildung 138:** Vergleich der empirischen Verteilungsfunktionen von  $F$  in den Zeitabschnitten C20 (1960-2000)=Referenzzeitraum, T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) am Pegel Hann. Münden. Zur Erklärung: die Überschreitungswkt. sagt aus, wie groß die Wkt. ist, dass die maximale Fehlmenge in einem Jahr größer ist, also volumenmäßig überschritten wird.

### 8.3.4. Änderung der Dauer von $Q_{\text{Hann.-Münden}} < 55 \text{ m}^3/\text{s}$

Neben der Fehlmenge  $F$  ist die Dauer von  $NQ$  (hier  $NQ \leq 55 \text{ m}^3/\text{s}$ ) eine wichtige Größe. In der Hydrologie sind folgende Kenngröße üblich:  $NQ(nd)$  beschreibt den Schwellenwert, der an  $n$  aufeinander folgenden Tagen unterschritten wird.  $NQ(\bar{nd})$  ist der mittlere Durchflusswert, der an  $n$  aufeinander folgenden Tagen erreicht wird. Im Folgenden wird nur  $NQ(nd)$  betrachtet, da hier die Dauer des Unterschreitens eines Schwellenwertes interessiert.

Aus den Durchflussreihen am Pegel Hann. Münden (inaktive Edertalsperre; Szenarien C20, A1B, A2 und B1) wird die maximale Unterschreitungsdauer in jedem Jahr ermittelt. Dabei ist  $NQ$  fest ( $NQ = 55 \text{ m}^3/\text{s}$ ) und die Dauer  $D$  die Variable. Diese Extremwertzeitreihen  $D_{\max}(a)$  werden folgenden Tests unterzogen:

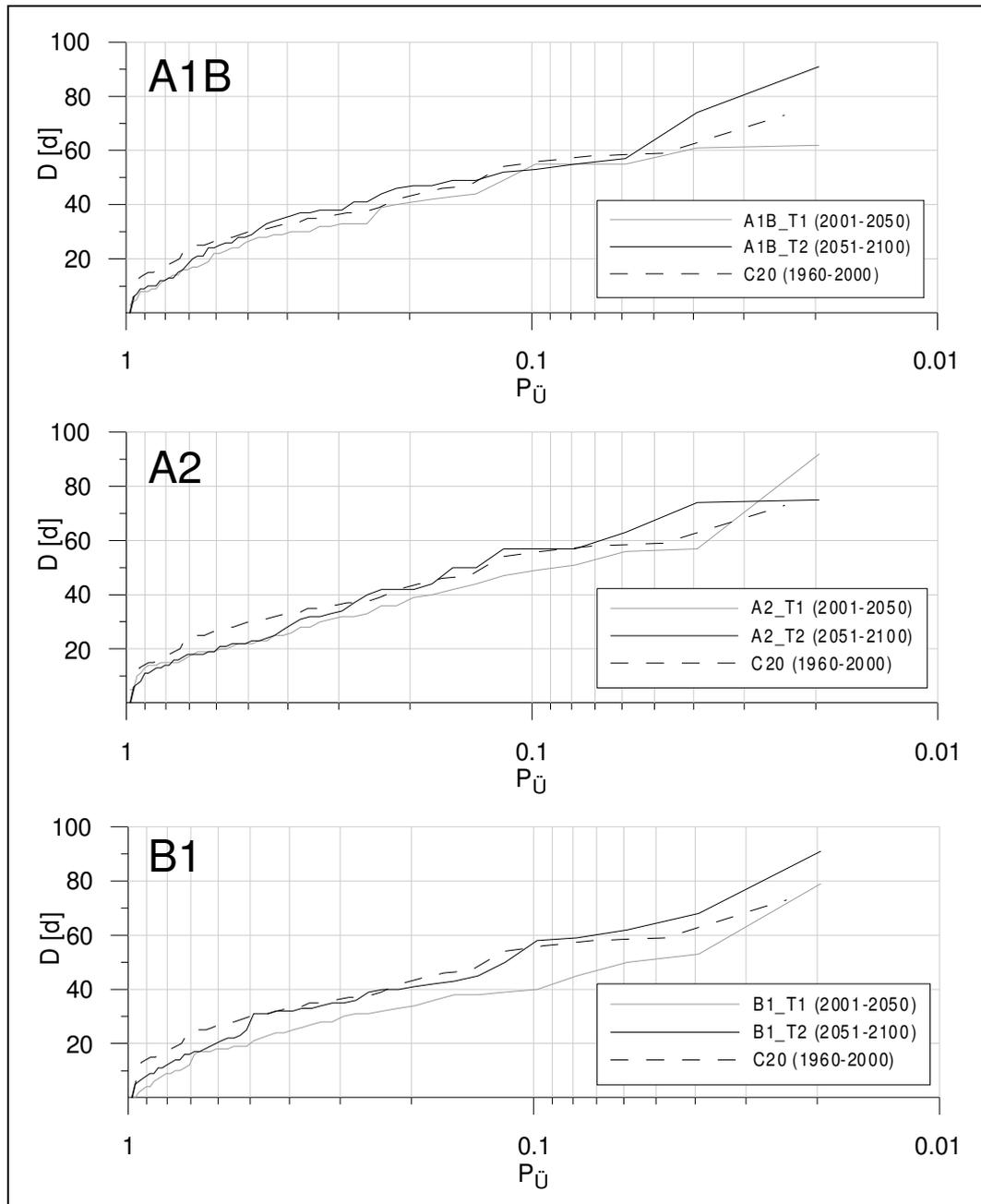
- Unabhängigkeitstest mit Wald-Wolfowitz-Test: Ähnlich wie bei  $F$  sind die  $D_{\max}(a)$  in C20 nicht unabhängig. Dies liegt an den oben genannten Gründen (C20 p-Wert = 0,018; A1B p-Wert = 0,691; A2 p-Wert = 0,296, B1; p-Wert = 0,841).
- $\chi^2$ -Homogenitätstest: Die Unterteilung der Zeitreihen in die Klimaperioden T1 (2001-2050) und T2 (2051-2100) und die Vergleiche der Verteilungen der  $D_{\max}(a)$  zwischen diesen Zeiträumen führen zur Annahme von  $H_0$  »Es gibt mit  $\alpha = 5\%$  keine signifikante Veränderung in der Verteilung« (siehe *Abbildung 139*).
- Der t-Test bestätigt die Mittelwertstationarität in allen Reihen ( $\alpha = 0,05$ ). Hierzu wurden dieselben Zeiträume untersucht, wie beim  $\chi^2$ -Homogenitätstest. Alle p-Werte sind größer als 0,05.



**Abbildung 139:**  $\chi^2$ -Homogenitätstest zwischen den Zeiträumen C20, T1 und T2 von  $D_{\max}(a)$

Aus den getesteten Zeitreihen von  $D_{\max}(a)$  wurden die empirischen Verteilungen ermittelt sowie die  $P_U$  bei verschiedenen  $D$  ermittelt (*Abbildung 140*). Aus den Tests geht hervor, dass die Zeitreihen stationär sind. Folglich sind die in *Abbildung 140* erkennbaren Veränderungen (hauptsächlich in B1, wie bei der Analyse der Fehlmenge) der  $P_U$  statistisch nicht signifikant.

**Ergebnis:** Eine Änderung der Häufigkeitsverteilung von  $NQ(nd)$  ist unwahrscheinlich.  $\rightarrow$  Der Schwellenwert  $Q_s = 55 \text{ m}^3/\text{s}$  am Pegel Hann. Münden wird wahrscheinlich nicht länger unterschritten.



**Abbildung 140:** Vergleich der empirischen Verteilungsfunktionen der Niedrigwasserdauer in den Zeiträumen C20, T1 und T2 der Szenarien A1B, A2 und B1 am Pegel Hann. Münden. Zur Erläuterung: Die Überschreitungswkt. bedeutet hier die Wkt., dass eine Dauer von  $n$  Tagen überschritten wird, das Niedrigwasser also länger dauert.

#### *Zusammenfassung der Ergebnisse der Niedrigwasseranalyse*

Die Ergebnisse sind Ergebnisse statistischer Tests, wo Hypothesen angenommen oder abgelehnt werden. Die Ergebnisse sind folglich Wahrscheinlichkeitsaussagen.

- Am Pegel Hann. Münden wird Niedrigwasser, das als Unterschreitung des Pegelstandes von  $W = 120$  cm definiert ist, wahrscheinlich weder häufiger noch seltener auftreten.

- Die durchschnittliche maximale Fehlmenge pro Jahr, definiert als Wassermenge, die die Edertalsperre zur Niedrigwassererhöhung abgeben muss, wird in den Szenarien A1B und A2 wahrscheinlich gleich bleiben. In Szenario B1 gibt es eine signifikante Zunahme der Fehlmenge in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts.
- Die durchschnittliche Dauer von  $W < W = 120$  cm wird sich wahrscheinlich nicht ändern.



---

## KAPITEL 9 Hochwasserrisikobestimmung bei instationären Hochwasserzeitreihen – eine neue Methode

### 9.1. Anforderungen an die Hochwasserrisikobestimmung bei instationären Hochwasserzeitreihen

Die Anwendung der FFA ist auf stationäre Zeitreihen beschränkt. Aussagen über mittlere Häufigkeiten von Ereignissen mit bestimmter Ausprägung können nur gemacht werden, wenn sich die mittleren Häufigkeiten nicht verändern. Folglich sind mittlere Wiederkehrintervalle nur sinnvoll, wenn sie sich auf einen Zeitraum beziehen, in dem die Hochwasserverteilung stationär ist.

Hydrologische Systeme verändern sich durch den Wandel der klimatischen Randbedingungen (z.B. CAVADIAS, 1993; CAMERON et al., 2000). Ihr Output Hochwasserzeitreihen ist ebenso instationär. Die Anwendbarkeit der FFA bei Systemveränderungen durch Klimawandel ist Gegenstand von zahlreichen Analysen und Diskussionen. Hier seien ein paar Beispiele erwähnt:

SINGH & STRUPCZEWSKI (2002) bemängeln die Distanz zwischen hydrologischer Grundlagenforschung und angewandter Hydrologie. Trotz vieler neuer Erkenntnisse würde meistens noch immer die klassische FFA angewendet werden. Zudem seien Fortschritte in der FFA-Forschung überwiegend auf rechentechnische Aspekte der Statistik konzentriert, die Hydrologie trete in den Hintergrund. Die Autoren schließen mit den Fragen ab: »Why is hydrologic practice not keeping pace with hydrologic theory? Is it because the theory is no good or because it is not being translated into a useable product?«

BLÖSCHL & MERZ (2008) weisen auf den wachsenden Nutzungsdruck und auf verfeinerte hydrologische Methoden hin, um das Konzept zur Bestimmung von Bemessungshochwasser gegebener Jährlichkeiten zu überdenken. Sie fordern die bisher rein statistische Sicht mit einer Betrachtungsweise zu erweitern, die zusätzlich zeitliche, räumliche und kausale Informationen einbezieht. Extremwerthydrologie statt Extremwertstatistik.

KIDSON & RICHARDS (2005) sehen Mängel der FFA darin, dass eine a priori Annahme über die zugrunde liegende Verteilung von Hochwasserereignissen gemacht wird. Diese Verteilung ist unbekannt und kann mit dem Verweis auf KLEMES (1989) innerhalb einer Menschheits-Zeitskala nicht getestet werden. In der Selbstähnlichkeit (Fraktalität) von Hochwasserzeitreihen in der Form, dass das Verhältnis von  $HQ_T$  auf unterschiedlichen Skalen einem Exponentialgesetz folgt, sehen die Autoren eine mögliche Alternative, um die Ungenauigkeiten der FFA im Extrapolationsbereich zu beseitigen.

Aktuelle Ansätze für die Analyse instationärer Zeitreihen basieren auf den Erweiterungen existierender Methoden der FFA (STRUPCZEWSKI, 2001). Hierbei wird der Frage nachgegangen, wie die nichtstationäre Form von Wahrscheinlichkeitsfunktionen  $f(t; x)$  mit zeitabhängigen Verteilungsparametern an eine instationäre Zeitreihe angepasst werden kann. Bei der GEV (generalisierte Extremwertverteilung) werden im instationären Fall die Verteilungsparameter  $\xi$ ,  $\mu$  und  $\sigma$  zeitabhängig:

$$GEV(x, t) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi(t) \left( \frac{x - \mu(t)}{\sigma(t)} \right) \right]^{\frac{1}{\xi(t)}} \right\} \quad (88)$$

Zur Beschreibung der Zeitabhängigkeit eines Verteilungsparameters (hier allgemein im Parametervektor  $\theta$  zusammengefasst) können verschiedenste Funktionen verwendet werden, wobei lineare und exponentiale Trends am gebräuchlichsten sind:

$$\theta(t) = \theta_0 + \theta_1 t \quad (89)$$

$$\theta(t) = \theta_0 \cdot e^{\theta_1 t} \quad (90)$$

Bei manchen Parametern ist eine ausreichende Schätzung schwierig, diese sollten konstant gehalten werden. Bei der GEV gilt dies für den Formparameter  $\xi$  (Coles, 2001).

Anstatt die Parameter der Verteilungsfunktion zu finden, wird bei der Anpassung im instationären Fall ein Vektor von Kovariaten (Trendparameter) bestimmt. Dies geschieht mit der Maximum-Likelihood (ML) Methode: die im stationären Fall vom Verteilungsparametervektor  $\theta$  abhängige Likelihood-Funktion (s. Abschnitt 5.2.3.)

$$L(\theta) = \prod_{i=1}^n f(x_i; \theta) \quad (91)$$

wird im instationären Fall zu

$$L(\theta, t) = \prod_{i=1}^n f(x_i; \theta, t) \quad (92)$$

wobei das Maximum der Likelihood-Funktion (1. Ableitung)

$$ML = \max_{\theta} \prod_{i=1}^n f(x_i; \theta, t) \quad (93)$$

der Parametrisierung entspricht, bei der die gemessenen Extremwerte im Sinne der Methode der kleinsten Quadrate am besten beschrieben werden.

Im Gegensatz zu diesem Ansatz beziehen STRUPCZEWSKI et al. (2001) den Trend nicht auf die Parameter der Verteilungsfunktion, sondern auf den Trend in den ersten zwei Momenten der Verteilung.

Eine andere Methode die Trends in den Verteilungsparametern zu bestimmen beschreiben PLAG & TSIMPLIS (1999) anhand der Wasserspiegelzeitreihen von Ost- und Nordsee: Bei der Moving Harmonic Analysis wird ein Fenster mit konstanter Größe

über die Zeitreihe bewegt und für jedes Jahr (Zentrum des Fensters) die statistischen Eigenschaften bestimmt. Hier ist es wiederum möglich, den Trend auf die Momente (PLAG & TSIMPLIS, 1999) oder auf die Parameter (HE et al., 2006) der Verteilung zu beziehen.

#### *FFA bei Lang- und Kurzzeitpersistenz*

Die erwähnten Methoden für die Analyse von instationären Zeitreihen setzen die Unabhängigkeit der Ereignisse voraus. BOOY & LYE (1989) beschreiben ein Verfahren, wie Hochwasserrisiko bei Lang- und Kurzzeitpersistenz bestimmt werden kann: Es wird unterschieden zwischen der deskriptiven und der prediktiven Wkt.-Verteilung. Die erstgenannte beschreibt die verfügbaren Daten. Die letztere beschreibt das Risiko, dass eine Variable (hier Hochwasser) außerhalb eines gegebenen Zeitrahmens überschritten wird, unter Berücksichtigung einer begrenzten Messdatenbasis. Die Wahrscheinlichkeit eines Hochwassers wird durch das gewichtete Mittel aller Verteilungen, die die Daten mit verschiedenen möglichen Parametern beschreiben, ermittelt:

$$P(X \leq x) = \int_{\Omega} P(X \leq x | \Theta) f(\Theta) d\Theta \quad (94)$$

wobei  $\Theta$  die Parameter der Verteilung,  $\Omega$  der Parameterraum von  $\Theta$  und  $f(\Theta)$  die Wahrscheinlichkeitsdichte von  $\Theta$  ist. BOOY & LYE (1989) beschreiben diese Unsicherheiten der Parametrisierung bei Langzeitpersistenz (Hurst-Koeffizient) mit einem Mixed-Noise-Modell. Dieses beschreibt Kurzzeit- als auch Langzeitpersistenz entsprechend den Messdaten.

## 9.2. Jährlichkeit vs. Instationarität

Allgemein betrachtet ist ein Hochwasser eine stetige Zufallsvariable  $X$  deren Wahrscheinlichkeit innerhalb des Intervalls  $[a, b]$  mit

$$P(a \leq X \leq b) = \int_a^b f(x) dx \quad (95)$$

beschrieben wird. Die Wahrscheinlichkeit (Wkt.) ist somit eine dimensionslose Beschreibung der relativen Häufigkeit innerhalb einer Klasse. Die Wkt., dass ein Ereignis  $X \leq x$  ist, wird mit der Verteilungsfunktion

$$F(x) = P(X \leq x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx \quad (96)$$

beschrieben. Umgekehrt ist

$$P(X \geq x) = 1 - F(x) = \int_x^{\infty} f(x) dx = P_{\bar{U}} \quad (97)$$

die Definition der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P_{\bar{U}}$ . Deren (dimensionsloser) Reziprokwert

$$T = \frac{1}{P_{\bar{v}}} \tag{98}$$

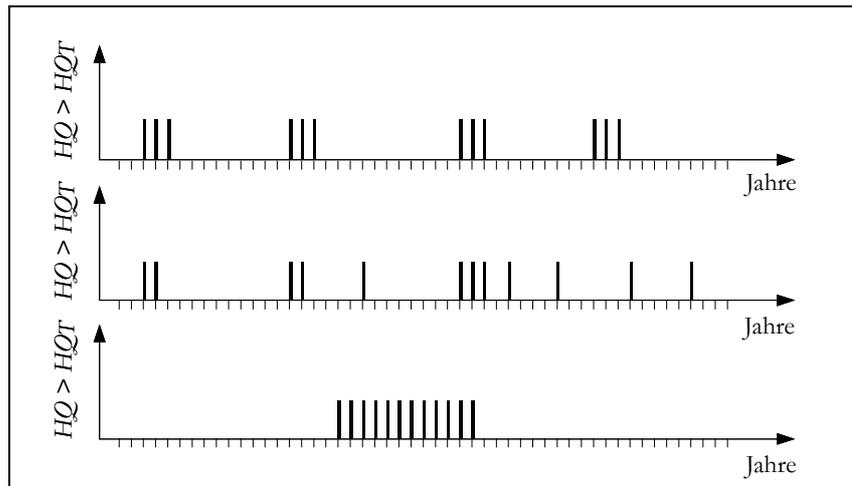
wird in der Hydrologie als mittleres Wiederkehrintervall bezeichnet. Die Assoziation mit einem Zeitbegriff ist aus der obigen Definition von  $T$  als dimensionslose Zahl unberechtigt, da sie keine Information über die zeitliche Verteilung enthält. Schreibt man  $P_{\bar{v}}$  als relative Häufigkeit mit der gesamten Ereignisanzahl  $n$  und der Anzahl  $m$  der Ereignisse, die größer sind als der Durchflusswert  $HQ_T$ ,

$$P_{\bar{v}} = \frac{m_{HQ > HQ_T}}{n} \tag{99}$$

dann folgt aus Gleichung 98

$$T = \frac{n}{m_{HQ > HQ_T}} \tag{100}$$

$T$  ist somit das Verhältnis aller Jahre zu der Anzahl der Jahre, in denen  $HQ_T$  überschritten wird. *Abbildung 141* skizziert drei Zeitreihen mit der gleichen Jährlichkeit  $T$ . Die mittlere Häufigkeit ist dieselbe. Über die Zeiträume zwischen den Hochwasserereignissen liefert  $T$  keine Information.



**Abbildung 141:** Beispiele für Zeitreihen mit der gleichen mittleren Häufigkeit; Die Striche symbolisieren hier die Ereignisse, wenn  $HQ_T$  überschritten wird. Die Gesamtzahl der Jahre bleibt in allen drei Fällen gleich

Die Begriffe »Jährlichkeit« oder »mittleres Wiederkehrintervall« sind irreführend, da sie entgegen der Definition von Wkt. die Zeit einbeziehen. In der statistischen Verarbeitung wird der Zeitbezug aufgelöst.

Bei Instationarität verändern sich die mittleren Häufigkeiten zusätzlich mit der Zeit – die mittlere Häufigkeit ist dann auf eine Querschnittbetrachtung des stochastischen Prozesses bezogen (siehe Abschnitt » $HQ(a)$  als stochastischer Prozess«), also bei einem festen Zeitpunkt. Folglich erlaubt die Veränderung der statistischen Momente mit der Zeit keine Betrachtung von mittleren Häufigkeiten im Längsschnitt. Daher bemerken MUDERSBACH & JENSEN (2009), dass es wichtig ist, jedes Ergebnis mit der Jahreszahl zu versehen (z.B.  $HQ_{100(2050)}$ ). KHALIQ et al. (2006) weisen darauf

hin, dass die klassische Notation »Wiederkehrintervall« im instationären Kontext nicht anwendbar ist. Beispiel:  $P_{\bar{U}}(2005) = 0,01$  bedeutet die Wahrscheinlichkeiten, dass ein Durchfluss bei 1000 Realisierungen des Jahres 2005 (Querschnitt der Zeitreihe) im Mittel zehnmal überschritten wird. Hier fehlt eine Information über die Häufigkeit auf der Zeitachse (Längsschnitt) komplett.

→ Mittlere Wiederkehrintervalle gibt es nur bei einer zeitkonstanten Wahrscheinlichkeitsverteilung.

In der Praxis gibt es Ansätze, die das nicht berücksichtigen. Im Projekt KLIWA (ein Kooperationsvorhaben von Baden-Württemberg, Bayern und dem Deutschen Wetterdienst) wird von einem Klimaänderungsfaktor gesprochen. In Bayern wird beispielsweise laut LFW (2004) das  $HQ_T$  um 15% erhöht (Klimaänderungsfaktor). KLIWA ist kein Einzelfall: Überall, europaweit, wo im Hochwasserschutz der Klimawandel berücksichtigt werden muss, hängen die Behörden an der Bemessungsgröße  $HQ_T$ . Dies liegt möglicherweise an der unflexiblen gesetzlichen Verankerung des Begriffs der Jährlichkeit und in » [...] der Trägheit von traditionell akzeptierten Planungstechniken in der Ingenieursgemeinschaft«, wie STRUPCZEWSKI et al. (2001) vermuten.

### 9.3. Die neue Methode: Analyse des Hochwasserzeitreihenmaximums (flood series maximum analysis = FSMA)

Hier wird ein Verfahren beschrieben, das weder Stationarität der Hochwasserzeitreihen noch die Unabhängigkeit der Ereignisse voraussetzt.

#### 9.3.1. Voraussetzung für neue Methoden der Risikobewertung

Bei der Entwicklung neuer Methoden müssen praxisrelevante Fragen, die im modernen Hochwasser- bzw. Risikomanagement gestellt werden, beantwortet werden (siehe Kapitel 6). Im Zentrum steht dabei das Abwägen von Kosten und Nutzen. Welches Risiko ist akzeptabel und im Katastrophenfall zu bewältigen. Der Durchfluss ist hier die unabhängige Variable und der potentielle Schaden bzw. die notwendige Dimension eines Wasserbauwerks ist die abhängige Variable. Hundertprozentige Sicherheit gibt es nicht.

Die Fragen nach dem Risiko sind abhängig von der Bauwerksfunktion. Sie können sich zusammenfassen lassen:

- Welcher Durchfluss wird in einer bestimmten Zeitspanne bei einem gewählten Risiko nicht überschritten, d.h. für welchen Durchfluss muss das Vorhaben dimensioniert werden, wenn das Versagensrisiko vorgegeben ist?
- Wie groß ist die Wahrscheinlichkeit / das Risiko für das Versagen einer Anlage in einer bestimmten Zeitspanne?

Eine weitere Anforderung an eine Alternative zur FFA ist, dass sie ebenso für Hochwasserfüllen und nicht nur für den Scheiteldurchfluss anwendbar sein soll.

### 9.3.2. $HQ(a)$ als stochastischer Prozess

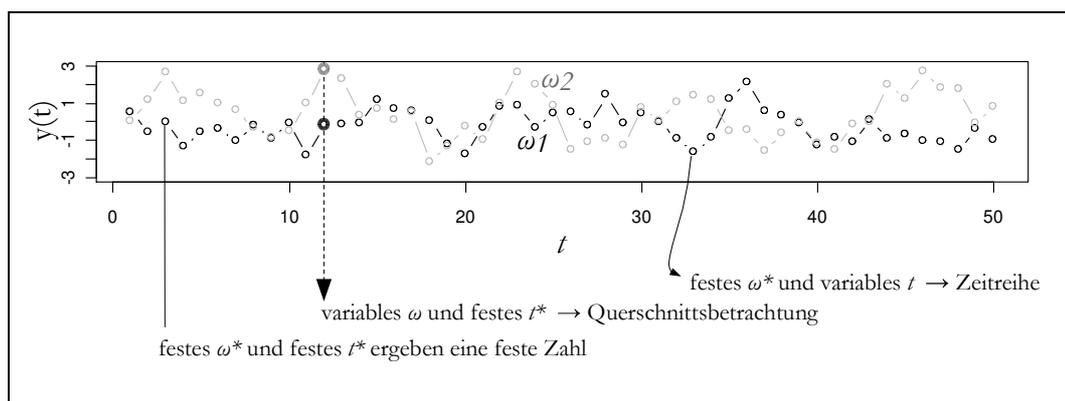
Bei der hier entwickelten Methode wird von der Definition einer Zeitreihe als Realisation eines stochastischen Prozesses ausgegangen. Ein stochastischer Prozess ist ein vom Zufall beeinflusster Prozess mit Zeitbezug und ist eine Familie von Zufallsvariablen  $Y(\omega, t)$  mit  $\omega \in \Omega$  und  $t \in T$  (RINNE & SPECHT, 2002).  $\omega$  ist ein Weg, den eine Variable geht.  $\Omega$  ist die Menge aller möglichen Wege bzw. Ausprägungen der Zufallsvariablen. Man spricht von einer diskreten Zeitreihe, wenn die abzählbare Indexmenge  $T$  (Parameterraum) der Zeit entspricht. Bei einer stetigen Zeitreihe enthält  $T$  überabzählbar viele Elemente.

Der Zustandsraum wird durch die Realisationsmenge von  $Y$  gebildet. Ist der Zustandsraum abzählbar, dann handelt es sich um einen Punktprozess. Der Diffusionsprozess wird durch einen überabzählbaren Zustandsraum gebildet.

- ein festes  $\omega^*$  und  $t^*$  ergeben eine feste Zahl  $Y(\omega^*, t^*) = y^*$  (s. *Abbildung 142*).
- ein festes  $\omega^*$  und ein variables  $t$  führen zu einer festen Zahlenfolge (Längsschnittbetrachtung). Diese Realisation (Trajektorie) des Prozesses wird als Zeitreihe bezeichnet (s. *Abbildung 142*).
- ein variables  $\omega$  und ein festes  $t^*$  führen zu einer Querschnittsbetrachtung (s. *Abbildung 142*).

Folglich kann ein stochastischer Prozess als Kollektion von Zeitreihen aufgefasst werden.

Die Zeitreihe von Jahreshöchstabflüssen  $HQ(a)$  ist somit eine zufällige Auswahl aus der Zeitreihenkollektion  $HQ(\omega, a)$ . Beispiel: Zwischen den Jahren 1950 und 2000 wurde eine Zeitreihe  $HQ(a)$  gemessen. Da  $HQ(a)$  eine Zufallsvariable ist, wären für denselben Zeitraum auch andere Zeitreihen möglich gewesen. Aus der Menge  $\Omega$  mit allen möglichen Zeitreihen für diesen Zeitraum hat sich jedoch der Pfad (auch Trajektorie, Ausprägung oder Weg genannt)  $\omega_{\text{gemessen}}$  realisiert.



**Abbildung 142:** Der stochastische Prozess als Zufallsvariable mit Zeitbezug

### 9.3.3. Simulation von $HQ(a)$ mit einem stochastischen Modell

Ist der stochastische Prozess  $HQ(\omega, a)$  für zukünftige Zeiträume bekannt bzw. mathematisch beschrieben, dann können mehrere Trajektorien für diesen Zeitraum mit

einem stochastischen Modell simuliert werden. Im einfachsten Fall ist  $HQ(\omega, a)$  ein reiner Zufallsprozess mit bekannter Verteilung. Andernfalls werden saisonale Komponenten oder Trendkomponenten mit den Methoden der Zeitreihenanalyse bestimmt und in Zeitreihenmodelle übertragen.

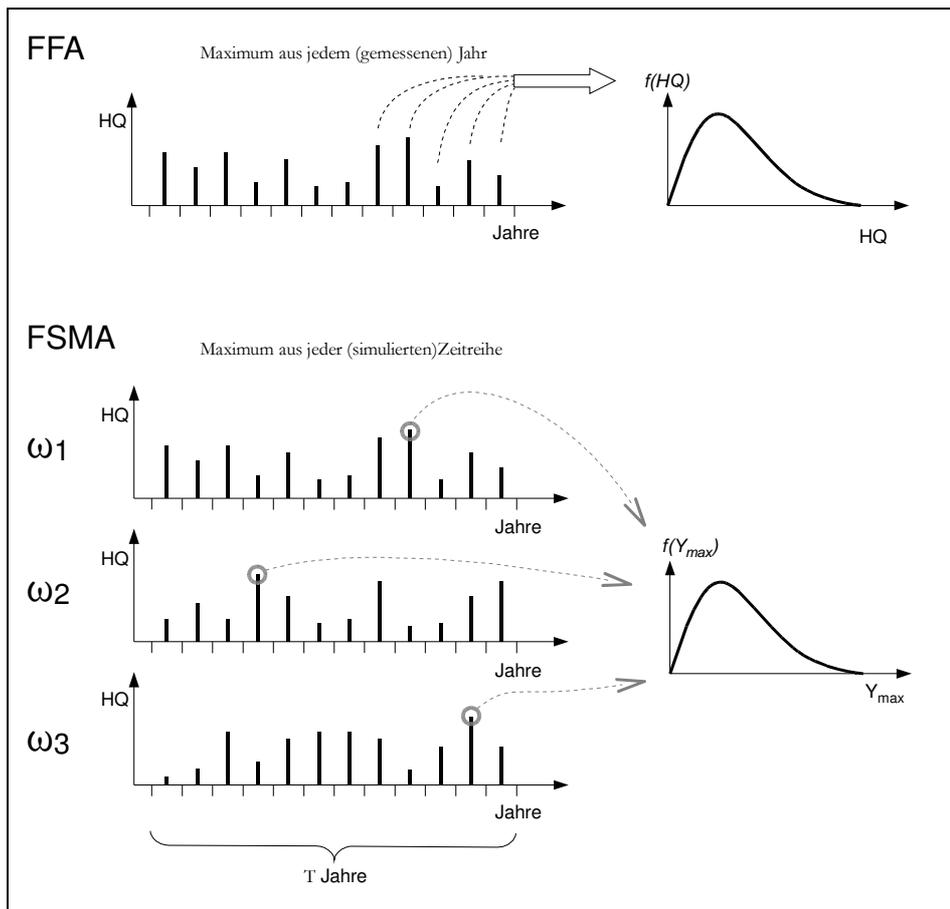
Ziel ist es, durch die Berechnung möglichst zahlreicher Trajektorien statistisch sichere Aussagen über Eigenschaften des Prozesses im betrachteten Zeitraum zu erhalten.

*Der Maximalwert einer Zeitreihe*

Eine Eigenschaft einer Zeitreihe ist der Maximalwert  $Y_{\max}(\omega) = \sup\{Y(\omega, t)\}$ . Im Sinne der Extremwertstatistik ist  $Y_{\max}(\omega_i)$  das Block-Maximum aus der Trajektorie  $i$  mit der gesamten Trajektorienlänge als Block.

Für  $n \rightarrow \infty$  folgt  $Y_{\max}(\omega_n)$  der generalisierten Extremwertverteilung (GEV).

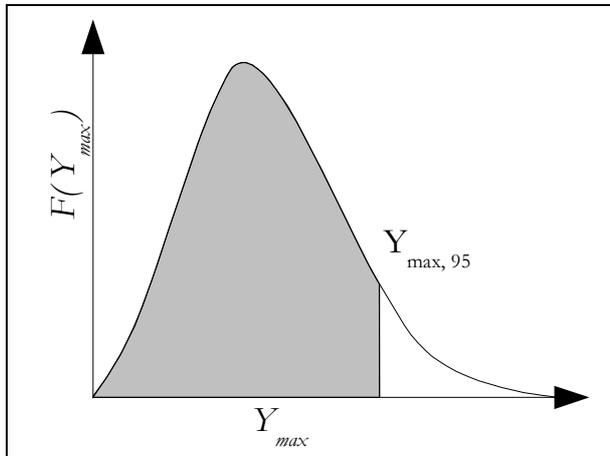
Sind ausreichend Realisationen bzw. Trajektorien des stochastischen Prozesses bekannt, somit auch  $Y_{\max}(\omega_n)$ , dann ist eine Bestimmung der empirischen Verteilung  $f_{emp}(Y_{\max})$  möglich. *Abbildung 143* zeigt hier die Unterschiede zur FFA auf.



**Abbildung 143:** Unterschied zwischen der Flood Frequency Analysis (oberes Diagramm) und der Flood Series Maximum Analysis (untere drei Diagramme)

Wie bei der FFA können über die Quantile der angepassten theoretischen Verteilung die Wahrscheinlichkeiten für das Über- bzw. Unterschreiten eines Wertes in der si-

mulierten Zeitspanne ermittelt werden (siehe *Abbildung 144*). Der Unterschied ist nun hier, dass die Wahrscheinlichkeit eines Über- bzw. Unterschreitens von  $HQ$  nicht auf ein Jahr, sondern auf eine große Zeitspanne  $T$  bezogen ist.



**Abbildung 144:** Anpassung der theoretischen Verteilungsfunktion und Bestimmung der Unterschreitungswkt.

Wenn  $Y_{\max}(\omega_n) = HQ(\omega)$ , dann entsprechen die Quantile der Verteilungsfunktion den Unterschreitungswahrscheinlichkeiten  $P_U$  bzw. der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P_U = 1 - P_U$  eines Hochwassers in dem Betrachtungszeitraum  $T =$  Länge des stochastischen Prozesses, aus dem die  $HQ(\omega)$  bestimmt werden. Im Gegensatz zur FFA sind hier die Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten nicht die Wahrscheinlichkeiten des Über- und Unterschreitens eines Durchflusses in einem Jahr, sondern die Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten innerhalb der Zeitspanne  $T$ .

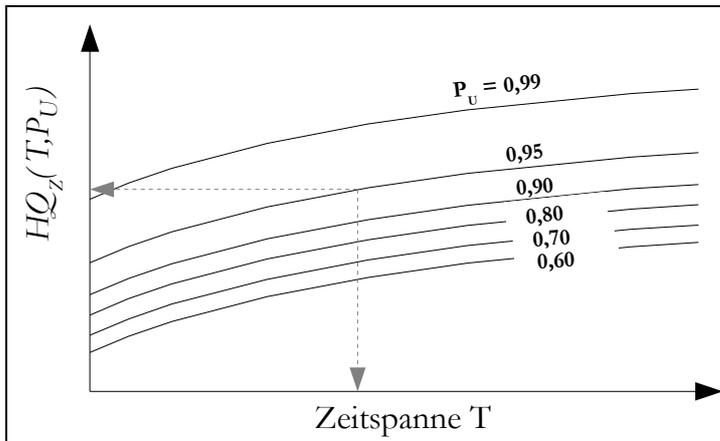
Als Ergebnis kann ein Durchfluss in Abhängigkeit von der Zeitspanne und der Unterschreitungswahrscheinlichkeit angegeben werden:  $HQ_Z(T, P_U)$ . Das  $Z$  steht für Zeitspanne und soll den Unterschied zu  $HQ_T$  verdeutlichen.

#### 9.3.4. Das $HQ_Z$ -Diagramm

Das  $HQ_Z$ -Diagramm gibt an, welche Werte  $HQ_Z$  bei verschiedenen  $T$  und  $P_U$  annimmt (siehe *Abbildung 145*). Die Konstruktion dieses Diagramms erfolgt in 4 Schritten:

- Der stochastische Prozess  $HQ(\omega, t)$  wird für bestimmte Zeitspannen statistisch ausreichend oft ( $n$  mal) simuliert (Berechnung der Trajektorien).
- Aus den  $n$  Zeitreihen je Zeitspanne werden die  $n$  Maximalwerte und deren Verteilung ermittelt.
- Aus der Verteilung der Maximalwerte für eine Zeitspanne werden die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten ermittelt und in das  $HQ_Z$ -Diagramm eingetragen.

- Die Punkte mit den gleichen Unterschreitungswahrscheinlichkeiten aber unterschiedlichen Zeitspannen werden miteinander verbunden.



**Abbildung 145:** Schematische Darstellung des  $HQ_z(T, P_U)$ -Diagramms

#### *Interpretation der Ergebnisse / des $HQ_z$ -Diagramms*

Aus dem Diagramm kann abgelesen werden, wie groß der Durchfluss ist, der mit einer bestimmten Sicherheit (=Unterschreitungswahrscheinlichkeit) in einer Zeitspanne  $T$  nicht überschritten wird.

Ist z.B. bei einer Bemessung einer Anlage vorgeschrieben, dass die Wahrscheinlichkeit eines Versagens in den nächsten 100 Jahren 1% sein muss, dann liefert das Diagramm den Dimensionierungsdurchfluss (bei  $P_U=0,99$ ).

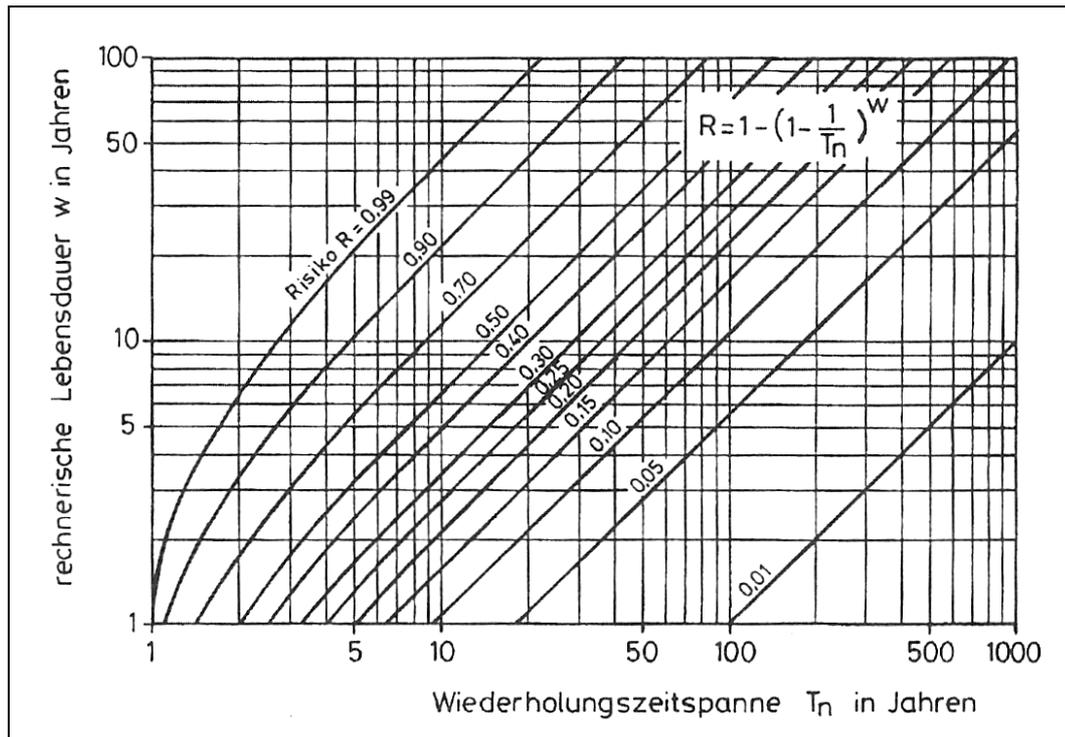
Das Diagramm zeigt auch die Unmöglichkeit einer 100%igen Sicherheit: Der entsprechende Durchflusswert wird dann unendlich groß.

#### *Unterschiede und Gemeinsamkeiten zum hydrologischen Risiko $R$*

In der Hydrologie wird oft die Frage nach der Eintrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses mit der Jährlichkeit  $T_n$  innerhalb einer vorgegebenen Zeitspanne  $W$  gestellt (Herleitung s. Kapitel 6.2.2):

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_n}\right)^W \quad (101)$$

$R$  ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein Hochwasser mit dem Wiederkehrintervall  $T_n$  in der kalkulatorischen Lebensdauer  $W$  eines Bauwerkes mindestens einmal eintritt. Wenn  $T_n$  und  $W$  den gleichen Wert annehmen und sehr groß sind, dann nähert sich  $R$  dem Wert 0,632 an. Die Wahrscheinlichkeit bzw. das Risiko für das Eintreten eines Bemessungsereignisses während der Lebensdauer beträgt 63,2%. In *Abbildung 146* ist das hydrologische Risiko in Abhängigkeit von der Wiederholungsrate und der Lebensdauer aufgetragen.



**Abbildung 146:** Risiko des Eintretens eines Bemessungsereignisses mit dem Wiederkehrintervall  $T_n$  während der kalkulatorischen Lebensdauer  $W$  eines Bauwerkes; Abbildung ist aus MANIAK (2005), S.119, Abb. 4.3 entnommen.

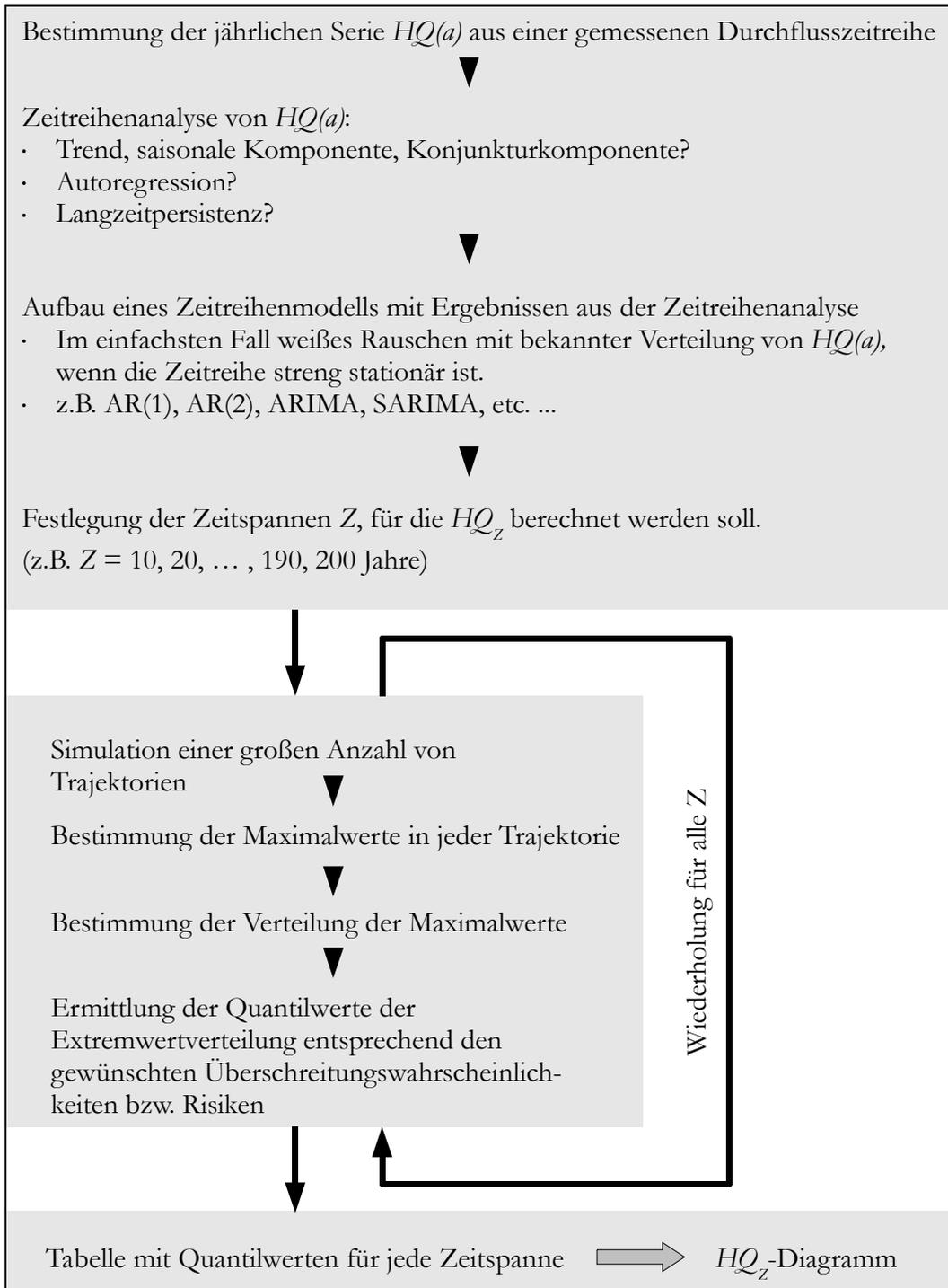
Hier werden die Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen dem hydrologischen Risiko  $R$  und  $HQ_z$  deutlich:

- Während  $R$  sich auf ein Hochwasserereignis mit bestimmter Jährlichkeit bezieht, beschränkt sich  $HQ_z$  auf die Unterschreitungswahrscheinlichkeit innerhalb einer Zeitspanne ohne Verwendung des Jährlichkeitsbegriffes.
- Aus dem  $HQ_z$ -Diagramm kann direkt der Bemessungsdurchfluss abgelesen werden.
- $R$  ist nur bei stationären Verhältnissen gültig.

### 9.3.5. Arbeitsschema zur Bestimmung von $HQ_z$

In *Abbildung 147* ist das Schema abgebildet, nach dem  $HQ_z$  berechnet wird. Die rechentechische Implementierung ist relativ einfach – ein Standard-PC ist in der Lage eine große Anzahl an Trajektorien ( $n > 1000$ ) in kürzester Zeit zu generieren.

Der Nachteil der FSMA ist, dass sie nur mit dem Computer in akzeptabler Zeit durchgeführt werden kann. Die FFA ist dagegen auch »von Hand« machbar, was jedoch heute kaum mehr gemacht wird.



**Abbildung 147:** Arbeitsschema bei der FSMA für die Berechnung von  $HQ_z$

#### 9.4. Beispiel mit stationärer Zeitreihe $HQ(a)$

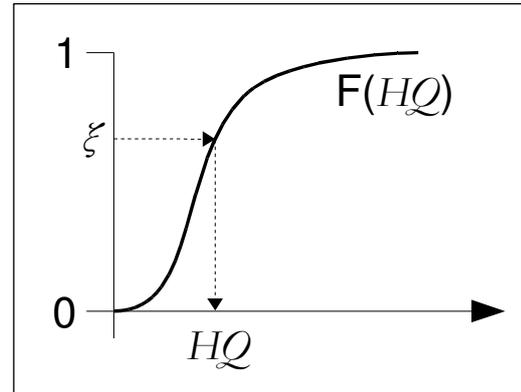
In Kapitel 8 wurden die jährlichen Serien am Pegel Bonaforth für den Zeitraum 2001-2100 (Szenario A1B, A2 und B1) analysiert und die Stationarität der Verteilungsparameter festgestellt. In Kapitel 8 wurde zudem die beste Anpassung mit der Pearson3-Verteilung bestimmt. Die FSMA wird nun für  $HQ(a)$  für den Zeitraum 2001-2100 und für das Szenario A1B durchgeführt. Das R-Script für diese FSMA ist in Anhang 8 zu finden. In *Abbildung 149* ist der stochastische Prozess anhand von

500 Realisierungen (Trajektorien) dargestellt. Die Generierung der Zeitreihen erfolgte auf der Basis von gleichverteilten Zufallszahlen im Einheitsintervall

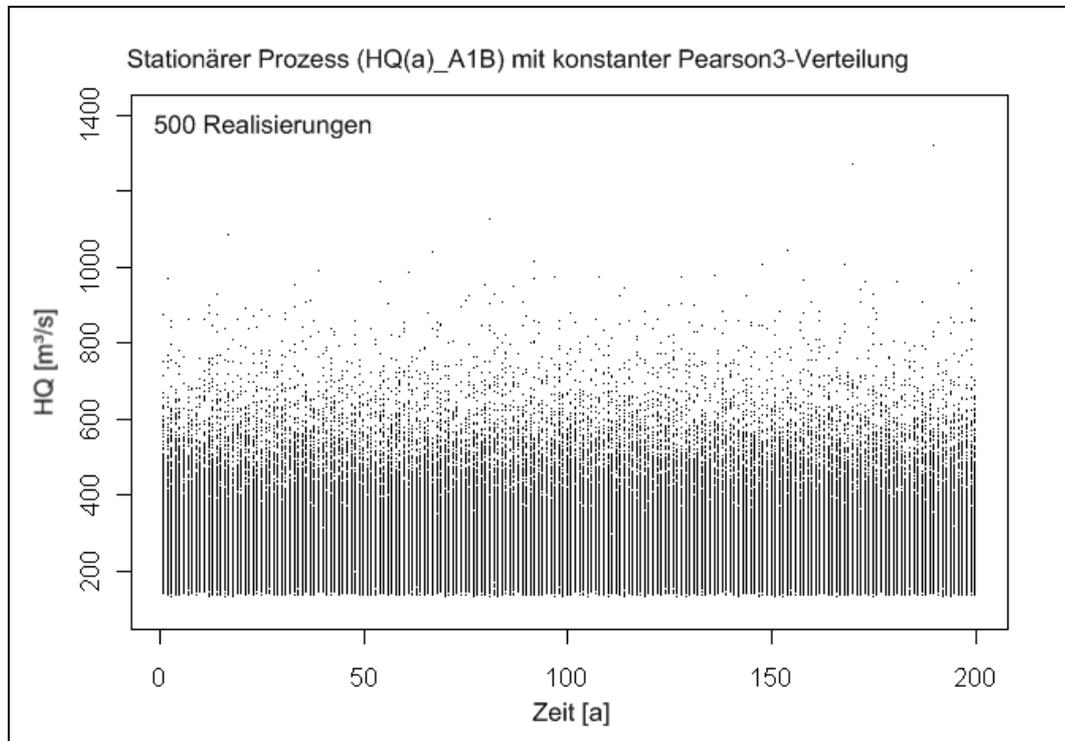
$$P(\xi \leq x) = \begin{cases} 0 & : x < 0 \\ x & : 0 \leq x \leq 1 \\ 1 & : x > 1 \end{cases}$$

die mittels der inversen Transformationsmethode zu Zufallszahlen mit einer Pearson3 Verteilung  $F(HQ)$  transformiert wurden (s. *Abbildung 148*). Eine Zufallszahl  $HQ$  wird hierbei über die gewünschte inverse kumulative Verteilung  $F^{-1}(HQ)$  berechnet:

$$HQ = F^{-1}(\xi) \quad (102)$$



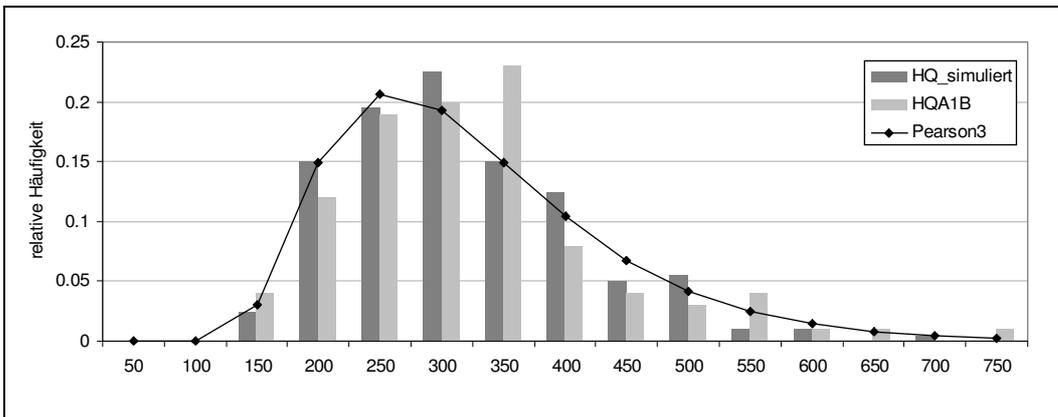
**Abbildung 148:** Schematische Darstellung der inversen Transformationsmethode



**Abbildung 149:** 500 Realisierungen des stationären Prozesses  $HQ(\omega,a)$  mit der Länge von je 200 Jahren auf der Basis der angepassten Verteilungsfunktion (Pearson3-Verteilung) für  $HQ(a)$  in Szenario A1B.

- A) Die jährliche Serie  $HQ(a)$ \_A1B (2001-2100) ist stationär, ihre Verteilung kann mit der Pearson3-Verteilung beschrieben werden (Alpha = 65,1; Beta = 2,9; Gamma = 108,5). Die Reproduktion der gemessenen Werte mit dieser Pearson3-Verteilung wurde mit einem  $\chi^2$ -Test untersucht. Die Nullhypothese (gleiche Verteilung) konnte nicht verworfen werden (p-Wert:0,17).

- B) Als Zeitspannen wird die Sequenz (10, 20, 30, ..., 200) verwendet.
- C) Generierung der Zufallszahlen mit der festgestellten Verteilung: Es werden 10000 Trajektorien je Zeitspanne generiert, d.h. es werden 10000 Zeitreihen mit der Länge  $n = 10a$ , 10000 Zeitreihen mit der Länge  $n = 20a$  usw. berechnet. Wie in *Abbildung 150* im Vergleich mit der Hochwasserzeitreihe in Szenario A1B und mit der angepassten Pearson3-Verteilung zu sehen ist, werden die Häufigkeiten in den Hochwasserklassen durch die generierten Zufallszahlen gut reproduziert.



**Abbildung 150:** Histogramme der generierten 200a Zeitreihe und der REMO/SWAT Zeitreihe für Szenario A1B im Vergleich

- D) Je Zeitspanne wird die 10000 Elemente umfassende Reihe der Maximalwerte ermittelt und die empirische Verteilung erstellt.
- E) Aufgrund der großen Trajektorienanzahl können die Quantilwerte direkt aus den empirischen Verteilungen entnommen werden. Es werden die Quantile 0,50 ; 0,55 ; 0,60 ; 0,65 ; 0,70 ; 0,75 ; 0,80 ; 0,85 ; 0,90 ; 0,95 ; 0,98 und 0,99 gewählt. Für jede Zeitspanne werden die Quantilwerte bestimmt (siehe *Tabelle 50*).
- F) Die Tabellenwerte (*Tabelle 50*) werden in das Diagramm übertragen (siehe *Abbildung 151*).

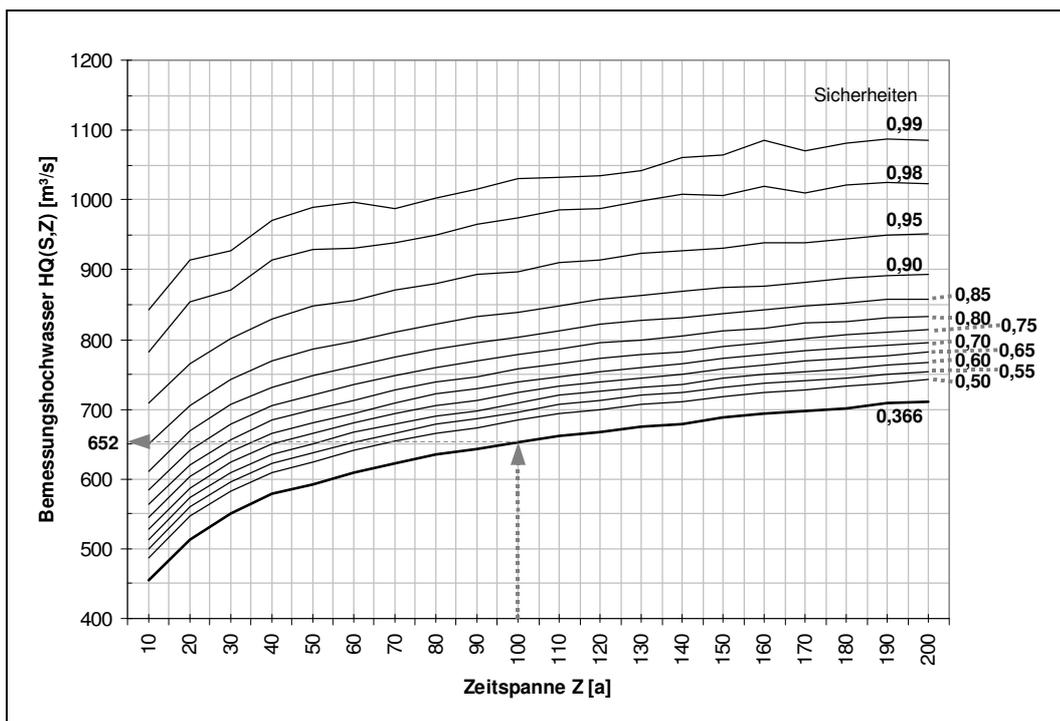


Abbildung 151:  $HQ_Z$ -Diagramm für das Beispiel einer stationären Zeitreihe  $HQ(a)$ , Szenario A1B, Pegel Bonaforth (Fulda)

Tabelle 50: Quantile der Extremwertverteilungen der modellierten  $HQ(a)$ \_A1B (Pegel Bonaforth) bei verschiedenen Zeitspannen

Quantile	Zeitspannen 10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
0,366	454	514	550	578	592	608	622	635	643	<u>652</u>
0,50	486	547	582	609	625	641	653	666	673	684
0,60	513	574	610	635	651	666	679	691	698	709
0,70	545	603	640	665	680	694	709	722	729	739
0,80	585	641	679	706	720	735	749	760	768	778
0,85	612	669	708	731	748	762	774	786	796	803
0,90	650	705	743	768	786	798	810	821	833	838
0,95	710	766	800	829	848	855	870	880	894	898
0,98	782	854	871	915	928	932	938	949	965	973
0,99	842	914	926	971	989	996	988	1002	1016	1030
	<b>110</b>	<b>120</b>	<b>130</b>	<b>140</b>	<b>150</b>	<b>160</b>	<b>170</b>	<b>180</b>	<b>190</b>	<b>200</b>
0,366	662	668	675	679	688	694	697	701	708	710
0,50	694	700	706	710	718	725	728	734	738	742
0,60	720	726	731	736	744	750	754	758	763	768
0,70	747	755	760	766	773	778	784	789	792	796
0,80	787	795	800	804	813	816	823	825	832	833
0,85	812	821	827	831	836	842	848	852	858	857
0,90	847	857	864	869	874	877	882	887	892	894
0,95	910	914	923	927	931	939	939	944	949	952
0,98	986	987	999	1007	1006	1020	1011	1021	1025	1023
0,99	1033	1035	1043	1060	1065	1086	1071	1081	1087	1085

*Vergleich mit dem hydrologischen Risiko*

In Kapitel 8.1. wurde für die Hochwasserzeitreihe in Szenario A1B ein  $HQ_{100}$  von  $652,7 \text{ m}^3/\text{s}$  berechnet. Nach Gleichung 101 ist die Wahrscheinlichkeit bzw. Risiko, dass dieses Hochwasser (Jährlichkeit  $T = 100\text{a}$ ) mindestens einmal in 100 Jahren ( $W=100\text{a}$ ) auftritt

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_n}\right)^W = 1 - \left(1 - \frac{1}{100}\right)^{100} = 0,634$$

Demnach ist die Wahrscheinlichkeit bzw. Sicherheit  $S$ , dass dieses Ereignis nicht mindestens einmal (d.h. keinmal) überschritten wird

$$S = 1 - R = 1 - 0,634 = \underline{0,366}$$

Die Berechnungen der FSMA zeigen nun für eine Sicherheit von 0,366 und eine Zeitspanne von  $Z=100$  Jahren einen Durchfluss von  $652 \text{ m}^3/\text{s}$  (siehe *Abbildung 151* und *Tabelle 50*). Dieser Durchfluss entspricht sehr genau dem  $HQ_{100}$  am Pegel Bonaforth in Szenario A1B.

Dies bedeutet wiederum, dass (bei stationärer Zeitreihe) im  $HQ_Z$ -Diagramm die Linie für die Sicherheit von 0,366 die klassische Hochwasserwahrscheinlichkeitsverteilung darstellt. Wobei in diesem Fall  $P_U = 1 - (1/Z)$  ist.

Beispiel für eine Bauwerksbemessung:

Es wird vorgegeben, dass die Wahrscheinlichkeit bzw. das Risiko eines Eintretens des Bemessungsdurchflusses (Scheiteldurchfluss) in 100 Jahren 1% betragen soll. Wie groß ist dieser Bemessungsdurchfluss? → Die Sicherheit von 99% entspricht einem 1%igen Versagensrisiko in *Abbildung 151*. Bei einer Zeitspanne von 100 Jahren beträgt  $HQ_Z(0,99; 100) = \underline{1028 \text{ m}^3/\text{s}}$ . Das  $HQ_{100}$  ist mit  $653 \text{ m}^3/\text{s}$  im Vergleich wegen der dort geringer angenommenen Sicherheit  $S$  natürlich sehr viel kleiner.

### 9.5. Erstes Beispiel mit instationärer Zeitreihe $HQ(a)$

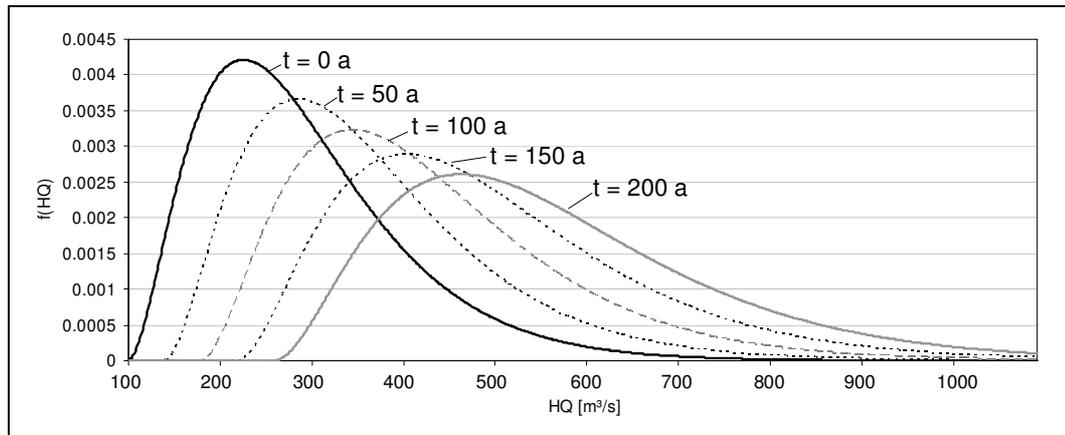
Die Zeitreihe aus dem Beispiel mit stationärer Zeitreihe  $HQ(a)$  wird nun modifiziert, indem der Lageparameter  $\gamma$  und der Skalenparameter  $\alpha$  der Pearson3-Verteilung Funktionen der Zeit werden:

$$\gamma = 108,6 + 0,8 \cdot a \tag{103}$$

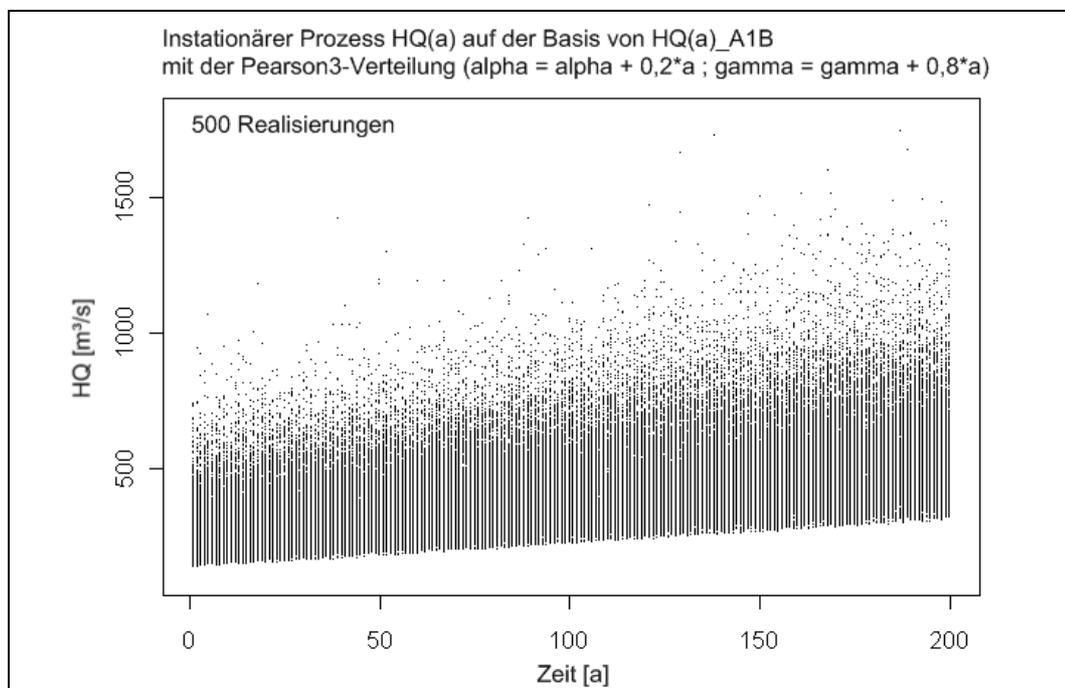
$$\alpha = 65,1 + 0,2 \cdot a \tag{104}$$

Dabei ist  $a$  der Jahresindex beginnend mit 1 ab Berechnungsbeginn. Diese Änderung kann als extreme Veränderung des Hochwasserregimes interpretiert werden, wobei die Verteilung der  $HQ(a)$  bei  $a=1$  der theoretischen Verteilung entspricht, die an  $HQ(a)$  in Szenario A1B angepasst wurde. In *Abbildung 153* ist dieser instationäre stochastische Prozess mit 500 Realisierungen mit einer Länge von je 200 Jahreswerten dargestellt. Es ist zu erkennen, wie sich die Verteilung durch die Änderung des Lageparameters verschiebt und wie  $HQ(a)$  durch die Änderung des Skalenparameters

stärker variiert. In *Abbildung 152* ist die Pearson3-Dichtefunktion nach verschiedenen Zeitspannen dargestellt.



**Abbildung 152:** Die instationäre Pearson3-Dichtefunktion bei  $t=0, 50, 100, 150$  und  $200$  Jahren



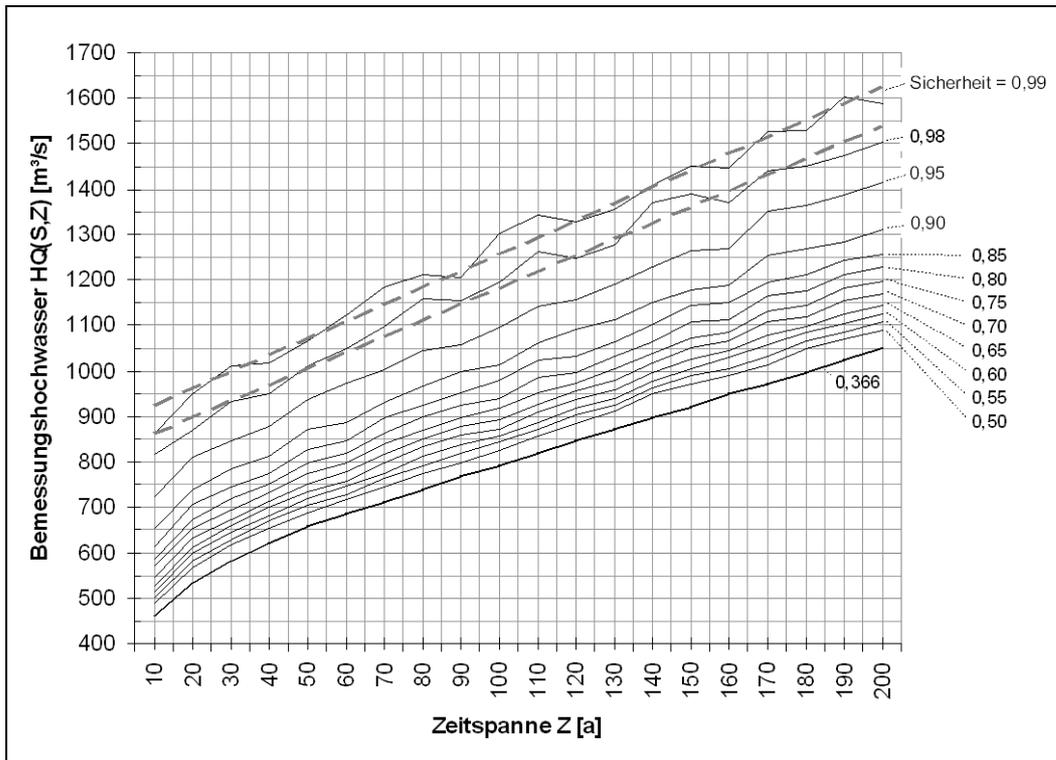
**Abbildung 153:** 500 Realisierungen des instationären Prozesses  $HQ(\omega, a)$  auf der Basis der angepassten Verteilungsfunktion (Pearson3-Verteilung) für  $HQ(a)$  in Szenario A1B

Die Bearbeitungsschritte sind dieselben wie im stationären Beispiel (selbe Zeitspannen, selbe Risiken, 10000 Trajektorien). In *Abbildung 154* sind die Ergebnisse dargestellt.

Im Unterschied zum Beispiel mit stationärem Prozess steigen im instationären Fall die Hochwasserdurchflüsse mit zunehmender Zeitspanne deutlich schneller an. Der Verlauf von  $HQ_z(Z, R)$  bei konstantem Risiko  $R$  ist annähernd linear.

Der Bemessungsabfluss aus dem Beispiel mit stationärer Zeitreihe (Beispiel für eine Bauwerksbemessung) erhöht sich von  $1028 \text{ m}^3/\text{s}$  auf  $1303 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Die Zeitspanne innerhalb eines großen Zeitraumes muss im instationären Fall immer bei  $a = 1$  beginnen (siehe *Abbildung 153*).

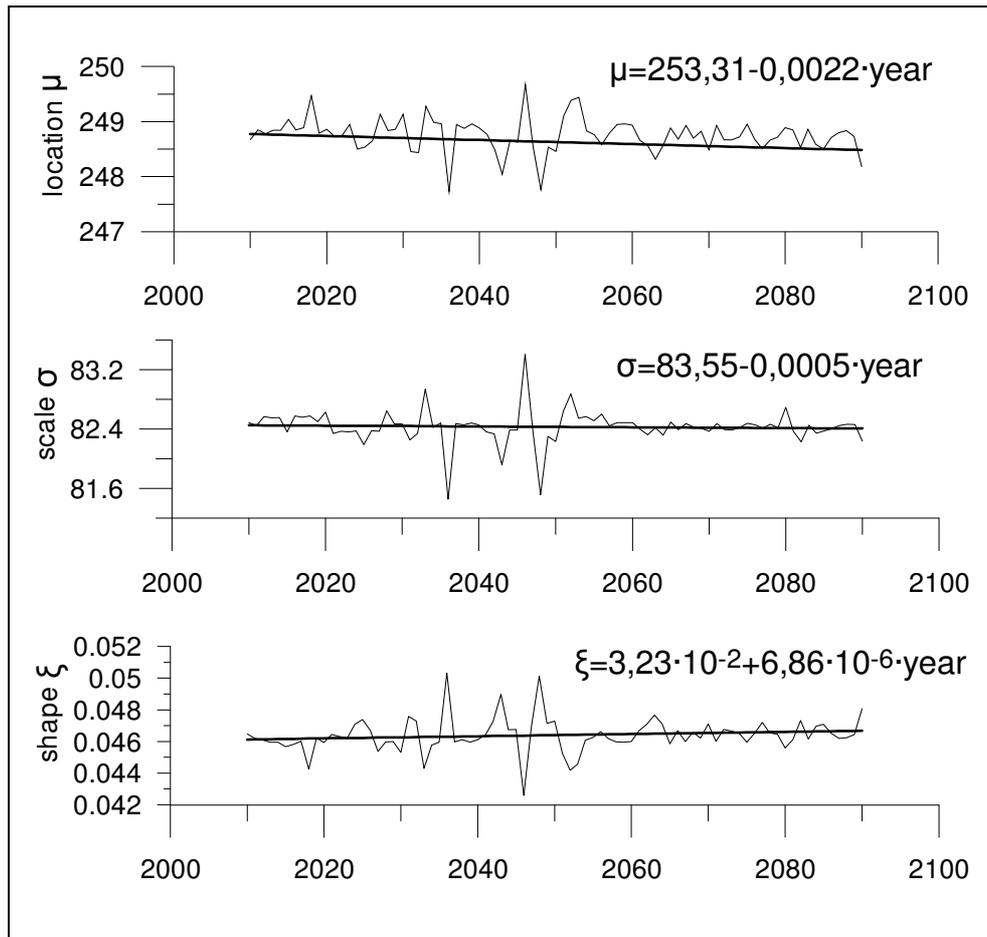


**Abbildung 154:**  $HQ_z$ -Diagramm für das Beispiel einer instationären Zeitreihe auf der Basis der  $HQ(a)$  Zeitreihe für Szenario A1B am Pegel Bonaforth (Fulda)

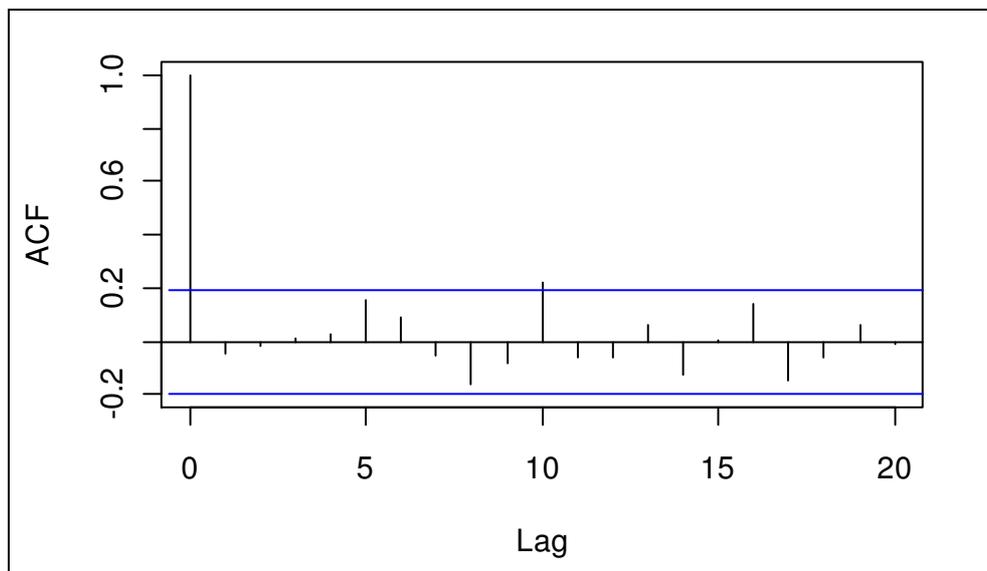
### 9.6. Zweites Beispiel mit instationärer Zeitreihe $HQ(a)$

Die Veränderung der Verteilung mit einem positiven linearen Trend wurde in Beispiel 1 stark übertrieben. In der Zeitreihe für die Jahreshochwasser in Szenario A1B konnten tatsächlich keine signifikanten Änderungen nachgewiesen werden. Nun soll die leichte Verteilungsparameteränderung trotzdem in einer FSMA berücksichtigt werden.

Zuerst wird mit der sog. Moving-Window-Methode ein Zeitfenster mit einer Breite von 21 Jahren über die Zeitreihe (2001-2100) bewegt (insgesamt 90 Fenster), wobei an die Werte innerhalb des Fensters die generelle Extremwertverteilung (GEV) angepasst und die Verteilungsparameter bestimmt werden. *Abbildung 155* zeigt die drei Parameter (Shape, Scale, Location) in der Zeitabhängigkeit. Wie zu erwarten war, sind die linearen Trends nur schwach ausgeprägt.



**Abbildung 155:** Verteilungsparameter der generellen Extremwertverteilung innerhalb eines 20 Jahre Fensters, das über die jährliche Serie der Hochwasser bewegt wird (Pegel Bonaforth, Szenario A1B)

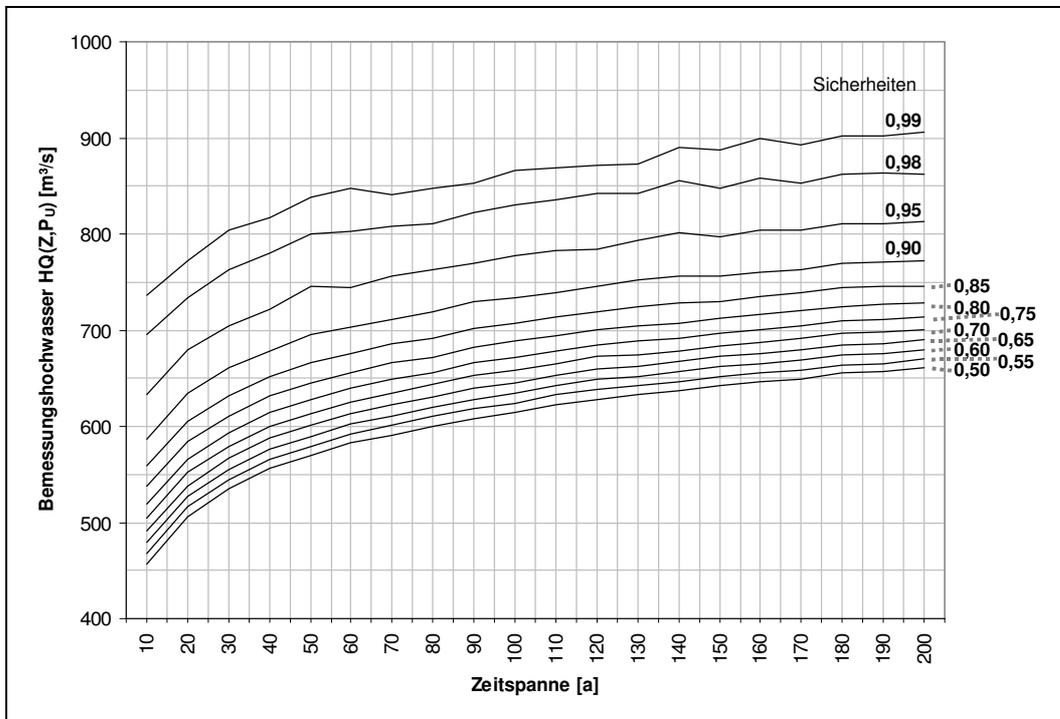


**Abbildung 156:** Autokorrelationsfunktion der jährlichen Serie am Pegel Bonaforth in Szenario A1B (2001-2100)

Wie die Autokorrelationsfunktion in *Abbildung 156* zeigt, liegt keine signifikante Kurzzeitpersistenz vor, sodass bei der Zeitreihengenerierung ein reiner Zufallsprozess modelliert werden kann. Dabei wird entsprechend zu Abschnitt 8.3. die Transformationsmethode angewendet, um eine im Einheitsintervall  $[0,1]$  gleichverteilte Zufallszahl in eine Zufallszahl mit der GEV Verteilung umzuwandeln.

*Abbildung 157* zeigt das Ergebnis der FSMA. Trotz der nur schwach rückläufigen Trends kann im Unterschied zu den Analysen bei stationärer Verteilung ein Unterschied bei langen Zeiträumen und hohen Sicherheiten festgestellt werden: Im Vergleich zu *Abbildung 151* liegt bei  $Z = 200$  a und bei einer Sicherheit von 0,99 der Hochwasserdurchfluss bei  $906 \text{ m}^3/\text{s}$  anstatt bei  $1085 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $= +19,7\%$ ).

Dies bedeutet in der Praxis: Auch wenn der Trend minimal rückläufig ist, kann dessen Berücksichtigung bei großen Sicherheiten und Zeiträumen Kosten sparen.



**Abbildung 157:** FSMA der Hochwasserzeitreihe (jährliche Serie) am Pegel Grebenau in Szenario A1B (2001-2100) bei Berücksichtigung schwacher Trends der Verteilungsparameter

## 9.7. Zusammenfassung

Wenn sich das Hochwasserregime ändert, d.h. wenn die Extremwertverteilung der Hochwasser instationär ist, dann dürfen die Begriffe »mittleres Wiederkehrintervall« und »Jährlichkeit« nicht mehr verwendet werden. Neue Verfahren, die nichtstationäre Verteilungen mit zeitabhängigen Parametern an instationäre Zeitreihen anpassen, sind dann durchzuführen. Die hier vorgestellte FSMA ermöglicht es, zusätzlich Überschreitungswahrscheinlichkeiten auch bei Lang- und Kurzzeitpersistenz zu ermitteln. Das  $HQ_Z$ -Diagramm als Ergebniss der FSMA liefert schnelle und klare Bemessungsdurchflüsse bei vorgegebenen Sicherheiten und Zeitspannen.

Die Werte, die sich bei einer Sicherheit von 0,366 ergeben, entsprechen der Verteilung, die über die klassische FFA ermittelt wird (wenn die Zeitreihe stationär ist). Die FSMA erweitert folglich die FFA insofern, dass sowohl Instationarität und Persistenz keine Voraussetzungen mehr sind.

Der größte Unterschied zur FFA ist, dass nicht das Risiko für das Überschreiten eines Durchflusses in einem Jahr, sondern innerhalb einer mehrjährigen Zeitspanne angegeben wird.

---

## KAPITEL 10 Fehlerdiskussion

Für die quantitative Angabe eines Fehlers muss bei wissenschaftlichen Experimenten immer eine Fehleranalyse durchgeführt werden, denn systematische und zufällige Fehler beeinflussen jede Messung. Zu Ergebnisangaben gehören Angaben über die Unsicherheiten bzw. Fehlerbereiche. Der Kern der klassischen Vorgehensweise, wenn aus mehreren Messungen weitere Ergebnisse abgeleitet werden, ist das Fehlerfortpflanzungsgesetz von Gauß.

Die Modell- und somit die Fehlerkette in dieser Arbeit ist derart komplex, dass die übliche Methode mehrere Wissenschaftler über Jahre beschäftigen könnte. Die Kette kann grob in folgende Schritte unterteilt werden:

- Modell für die Klimaszenarien/Emissionsszenarien
- Modell für das globale Klima
- Modell für das regionale Klima
- Modell für den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes
- Modell für die Risikobewertung bzw. statistischen Tests und Verfahren

Trotz der Komplexität können die Ergebnisse der einzelnen Schritte diskutiert werden, wodurch abschließend keine quantitativen Resultate, jedoch qualitative Aussagen möglich werden.

### 10.1. Fehler im Modell für die SRES Klimaszenarien/Emissionsszenarien

Bei mit starker Unsicherheit verbundenen Vorhersagen – Klimaprojektionen sind solche Vorhersagen – gibt es zwei Herangehensweisen diese Fehler zu berücksichtigen: Die eine Möglichkeit ist mit probabilistischen Methoden die Wahrscheinlichkeit einer Vorhersage zu berechnen. Die andere ist, über viele mögliche Szenarien ein breites Spektrum der zukünftigen Entwicklung zu erhalten.

Bei Klimaprojektionen verwendet man die zweite Methode. Dies ist auch Ausdruck der Komplexität des Klimasystems mit den Schnittstellen zu dieser besonderen, nahezu unkalkulierbaren Bioschicht, die eine runde, um die Sonne kreisende Kugel hauchdünn überzieht.

Die erheblichen Unsicherheiten der Emissionsszenarien bringt folgende Passage aus dem IPCC-Spezialbericht »Emissions Szenarien« (IPCC, 2000) auf den Punkt: *»Futur greenhouse gas (GHG) emissions are the product of very complex dynamic systems, determined by driving forces such as demographic development, socio-economic development, and technological change. Their future evolution is highly uncertain. Scenarios are alternative images of how the future might unfold [...]. They assist in climate change analysis [...]. The possibility that any single emissions path will occur as described in scenarios is highly uncertain.«*

Der Mensch ist der größte Unsicherheitsfaktor. Sein Handeln lässt sich schwer vorhersagen. Dies versuchen die SRES-Szenarien mit 40 möglichen Entwicklungen zu berücksichtigen. Jedes einzelne Szenario hat eine geringe Realisierungswahrscheinlichkeit, zusammen decken sie jedoch ein breites Spektrum ab. Damit erhöht sich die Wahrscheinlichkeit, dass die tatsächliche Zukunft im Rahmen der Szenarien liegen wird.

Die drei illustrativen Szenarien A1B, A2 und B1 weisen in drei grobe Richtungen. Keine von ihnen wird genau mit der realen Zukunft übereinstimmen. Sie geben aber Richtungen bei bestimmten demographischen, sozioökonomischen und technologischen Entwicklungen an.

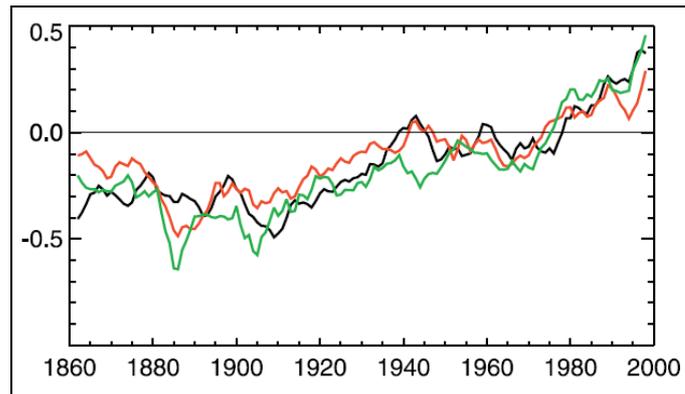
Für die Anwendung der Emissionsszenarien heißt das: Es ist sehr unwahrscheinlich, dass das Klima sich genau wie in den Szenarien A1B, A2 und B1 entwickelt. Somit dürfen alle Ergebnisse aus Berechnungen mit den Szenarien nicht als absolute Veränderungen, sondern als Tendenzen betrachtet werden.

## 10.2. Fehler im Klimamodell ECHAM5 MPI-OM

Ein Modell ist allgemein eine idealisierende Beschreibung (Abstraktion) der Realität (DYCK et al., 1980). ECHAM5 MPI-OM (siehe Kap. 4.4.1.) ist eine starke Vereinfachung der Realität, reduziert auf die relevanten physikalischen Prozesse.

Die Güte der Ergebnisse ist von der Form der Vereinfachung und der Implementierung in Rechenprogrammen abhängig. Dies zeigt der Vergleich von verschiedenen Klimamodellen (z.B. RÄISÄNEN, 1994). Zudem ist die Leistung der Höchstleistungsrechner am Klimarechenzentrum zwar enorm, jedoch begrenzt. Die räumliche und zeitliche Auflösung (Diskretisierungsfehler) ist neben der physikalischen vereinfachten Modellierung (Modellfehler) der zweite Punkt, der für die Genauigkeit und somit für die systematischen Fehler eine Rolle spielt, wie z.B. SENIOR (1995) zeigt.

Klimamodelle, und somit auch ECHAM5 MPI-OM, werden gründlich getestet. MPI-M (2006) beschreibt diese Tests: Im ersten Schritt erfolgt die Entwicklung und Optimierung der Teilmodelle wie beispielsweise für Atmosphäre und Ozean. Dabei werden die Teilmodelle mit beobachteten Messwerten als Modellrandbedingung angetrieben. Das Modell wird dann soweit optimiert, dass es mit diesen Randbedingungen die Realität gut nachbilden kann. Der zweite Schritt in der Modellentwicklung sind Klimasimulationen über mehrere Jahrhunderte mit vorindustriellen Treibhausgaskonzentrationen, die dann die Anfangsbedingung für die Simulation des Klimas im 20. und 21. Jh. sind. *Abbildung 158* (Quelle: MPI-M, 2006) zeigt eine gute Reproduktion der globalen Mitteltemperatur mit dem IPCC-Modell (ECHAM5 MPI-OM).



**Abbildung 158:** Zeitlicher Verlauf von beobachteter und simulierter bodennaher Lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) im globalen Jahresmittel, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert der Jahre 1961-1990. Schwarz: Beobachtet; rot: IPCC-Modell; grün: IPCC-Modell inklusive interaktiver Aerosole. In beiden Simulationen werden sowohl natürliche externe Einflüsse (Vulkanismus, Solarstrahlung) als auch anthropogene Einflüsse berücksichtigt ( $\text{CO}_2$  und andere Treibhausgase sowie Aerosole. Quelle: MPI.M (2006) S.13 Abb.6

Mit dieser Validierung kann angenommen werden, dass mit den Randbedingungen der IPCC-Szenarien relativ genau die entsprechenden Klimazustände im 21. Jh. berechnet werden.

### 10.3. Fehler beim Downscaling mit REMO

Das Regionalmodell REMO, das zum dynamischen Downscaling der GCM-Daten verwendet wurde, ist wie ECHAM5 MPI-OM ein physikalisch begründetes Modell und somit eine physikalisch vereinfachte Beschreibung relevanter Prozesse des regionalen Klimas. Das Modell besitzt daher ebenfalls systematische Fehler. Die Randbedingungen sind die berechneten Klimavariablen des GCMs.

Es stellt sich die Frage, wie sich dieser fehlerbehaftete Input im Regionalmodell fortpflanzt – verstärkt er sich, oder wird er durch die Optimierung der Parameter in REMO mit Messdaten abgeschwächt?

REMO wurde validiert (UBA, 2008). Hierfür verglich man im Validierungszeitraum 1979-2003 die REMO-Ergebnisse mit Messungen. Modell-Input waren nicht die GCM-Daten, sondern bestmögliche Abschätzungen der realen Verhältnisse (Reanalyseprojekt ERA15 und EZMW [GIBSON et al., 1997]). Dadurch konnten die Abweichungen der Modellausgabe von den Messdaten hauptsächlich auf das Modell zurückgeführt werden.

Die Klimadaten, die in dieser Arbeit verwendet wurden, enthalten die integralen Fehler der vorherigen Schritte (IPCC-Szenarien, GCM und REMO). In Kapitel 4.8. werden die REMO-Daten mit den gemessenen Klimagrößen verglichen:

*Niederschlag* (Zusammenfassung von Kapitel 4.8.1.) Der Niederschlag wird in der Jahressumme aufgrund der linearen Biaskorrektur gut reproduziert (mittlere gemess-

sene Jahresniederschlagshöhe im EZG Fulda = 805 mm (1960 – 2000), mittlere REMO-Jahresniederschlagshöhe im EZG Fulda = 805 mm). Dabei streut der gemessene Jahresniederschlag stärker um den Erwartungswert als der REMO-Jahresniederschlag (Standardabweichung gemessen = 135 mm, berechnet 90 mm). Die Niederschlagshöhen in den einzelnen Monaten weichen teilweise statistisch signifikant von den Messwerten ab (März, Mai, Juni und November). Berücksichtigt man diese Abweichungen des Niederschlags hinsichtlich einer Klimaänderungssignalanalyse der innerjährlichen Niederschlagsverteilung, dann ist die Anwendung der REMO-Berechnungen in diesem Punkt fragwürdig. Die gemessenen und berechneten Häufigkeitsverteilungen der Tagessummen von 1960-2000 stimmen gut überein.

*Tagesmaximum und -Minimum der Temperatur* (Zusammenfassung von Kapitel 4.8.2.): Der Jahresverlauf als auch die Häufigkeiten entsprechen mit geringen Abweichungen den Messwerten. Ausnahme ist der Temperaturbereich zwischen -1 und +1 °C, hier treten große Abweichungen in der Häufigkeitsverteilung auf.

*Relative Luftfeuchte* (Zusammenfassung von Kapitel 4.8.3.): Der mittlere Jahresverlauf der relativen Luftfeuchte wird gut reproduziert. Die Häufigkeitsverteilung der Tageswerte der REMO-Daten zeigt ein Plateau zwischen ca. 76% und 92%, das bei den Messdaten nicht vorhanden ist.

*Globalstrahlung*: Bei der Globalstrahlung gibt es größere Abweichungen zwischen den Mess- und REMO-Daten. Hohe Strahlungswerte sind in den REMO-Daten häufiger als in den Messdaten. Dies wurde später bei der Wasserhaushaltsmodell-Kalibrierung durch die Wahl der Teilmodelle, die ohne diese Klimagröße auskommen, berücksichtigt.

#### 10.4. Fehler im Wasserhaushaltsmodell SWAT

Der Fehler in den Ausgabedaten von SWAT setzt sich zusammen aus Fehlern in den Input-Daten und aus dem Modellfehler (systematischer Fehler). Angenommen, alle Eingangsgrößen sind fehlerfrei (dies wird bei der Kalibrierung angenommen), dann ist die Abweichung des berechneten Durchflusses vom real gemessenen Durchfluss der Modellfehler. Dieser ist auf die stark vereinfachte Beschreibung hydrologischer Prozesse zurückzuführen. Zudem können nicht alle Prozesse im Einzugsgebiet mit atomarer Auflösung beschrieben werden.

Dieser Modellfehler ist zusätzlich vom Modellentwickler und dessen Kalibrierungsmethoden abhängig (s. Kapitel 3.5.). Mit künstlichen neuronalen Netzen wurde versucht, diesen Fehler über das mit SWAT erreichte Maß weiter zu minimieren (Kapitel 3.5.). Die Anpassungsgüte der modellierten Werte an die gemessenen Werte innerhalb des Validierungszeitraumes lassen geringe Modellfehler vermuten: Der Nash-Sutcliff-Koeffizient beträgt beim Vergleich der Jahresabflusssummen (1977-2004) 0,97, bei den Monatsabflusssummen 0,94 und bei den Tagesmittelwerten des Durchflusses 0,89 (siehe Kapitel 3.10.1.). Diese Gütekriterien gelten für das Gesamteinzugsgebiet samt Edertalsperrenmodell und KNN-Korrektur.

Wie in Kapitel 3.11. bereits beschrieben wird, ist diese Modellierungsgüte an einige Bedingungen geknüpft:

- Die Landnutzung darf sich nicht verändern,
- die Bewirtschaftung der Edertalsperre muss der Bewirtschaftung im Kalibrierungs- und Validierungszeitraum entsprechen,
- es dürfen keine weiteren Hochwasserschutzmaßnahmen gebaut werden und
- die Gewässernutzung (Trinkwasser, Wasserkraft, etc. ...) darf sich nicht ändern.

### 10.5. Aussagekraft der unsicheren Projektionen

Angesichts dieser Kette an Unsicherheiten, die bei der Abschätzung der sozioökonomischen und technologischen Entwicklung im 21. Jahrhundert beginnt, wird klar, dass keine quantitativ exakten Klimaprojektionen möglich sind. So stellt sich die Frage, warum es dann überhaupt gemacht wird, obwohl der Fehler in den Ergebnissen stark in einem Bereich variiert, der an sich nichts aussagt? Trotz der großen Fehlerstreckenweite erkennt man Tendenzen von dem, was passieren könnte, wenn die Treibhausgasemissionen sich entsprechend entwickeln. Dieses bisschen Tendenz ist sprichwörtlich der Spatz in der Hand. Exakte Projektionen sind unrealistisch.

Alle Ergebnisse sind qualitativ: Da der Fehlerbereich so groß sind, dass nicht einmal ein Wert  $\pm x$  angegeben werden kann, behilft man sich mit der Wahrscheinlichkeit und dem Satz: »Wenn ... , dann ist es wahrscheinlich, dass ...« Mit dem »wenn« werden alle Bedingungen verstanden, die notwendig sind, damit das vorhergesehene eintritt. In dieser Arbeit bedeutet dies: Wenn die Szenarien mit der tatsächlichen Zukunft übereinstimmen, wenn das Klimamodell das zukünftige Klima wiedergeben kann, wenn das globale Klima richtig herunter auf regionale Ebene skaliert wurde, wenn SWAT den Wasserhaushalt und das Hochwasser gut berechnen kann, wenn die Bedingungen für die einzelnen Teilmodelle alle zutreffen, dann ist es wahrscheinlich, dass die Prognose eintritt. Das »wenn« ist bei näherer Betrachtung sehr verschachtelt. So kann man z.B. weiter sagen: Wenn das Klimamodell richtig kalibriert wurde, wenn die Daten zur Kalibrierung exakt sind, wenn die Daten richtig gemessen wurden, wenn die Messungen richtig aufbereitet wurden, wenn ... . Bei einer Fehleranalyse mit einer quantitativen Fehlerangabe müssten alle Unsicherheiten berücksichtigt werden. Hier wird klar, warum in dieser Arbeit das nicht möglich ist.



---

# KAPITEL 11 Zusammenfassung der Ergebnisse und Bewertung der Arbeitshypothese

Im Zentrum steht die Frage nach der Stationarität und Homogenität der Hochwasserzeitreihen am Pegel Bonaforth (Fulda) im 21. Jahrhundert, und somit die Frage nach der Anwendbarkeit der FFA bei variablen klimatischen Randbedingungen. Für die Beantwortung dieser Frage wurde die Arbeit in zwei Teile gegliedert:

1. Teil Aufbau und Kalibrierung eines Einzugsgebietsmodells für das EZG Fulda einschließlich der Durchflussprojektion für das 21. Jahrhundert mit den SRES-Klimaszenarien A1B, A2 und B1.
2. Teil Analyse der Hochwasserzeitreihen des EZG Fulda für das 21. Jahrhundert (3 Szenarien) um die Frage der Stationarität der Verteilung zu klären.

## 11.1. Zusammenfassung der Ergebnisse des ersten Teils

Im erste Teil liefert zunächst das Sammeln und Aufbereiten von Daten die Arbeitsgrundlagen: Es wurden die gemessenen Klimagrößen Niederschlag, Tagesmaximal und –Minimaltemperatur von 80 Regenmessstationen und 23 Klimastationen mit Colocated Kriging (x-, y-, z-Koordinaten als Zusatzvariable) auf ein 1km-Gitter interpoliert. Die Einführung von sogenannten Pseudostationen erlauben es – im Gegensatz zu den aus der Literatur bekannten Untersuchungen mit SWAT – den Subbasins direkt den Teilgebietsmittelwert einer Klimagröße zuzuweisen (Kap. 2.1). Mit diesem »Trick« konnte eine Schwachstelle von SWAT umgangen werden.

Lücken in den Stationszeitreihen der relativen Luftfeuchte werden mit einer in dieser Arbeit entwickelten Methode gefüllt. Dabei wird das aktuelle regionale Verhältnis der absoluten Abweichung von den mittleren Monatswerten zur mittleren monats eigenen Varianz verwendet um einen Fehlwert zu berechnen (Kap. 2.1.6.2). Dieses Verfahren wird auch bei der Aufbereitung der Tagesmaximal- und Tagesminimaltemperaturen angewendet (Kap. 2.1.6.4). Eine Überprüfung der Methode zeigt im Vergleich von gemessenen Luftfeuchten und reproduzierten Werten einen mittleren Korrelationskoeffizient von 0,93. Die Methode wurde somit erfolgreich getestet.

Das flächendeckende digitale Höhenmodell DEM50m(SRTM) mit 50 Meter horizontaler Auflösung wurde mit dem für das Fuldagebiet nicht vollständig vorhandenen DEM20m(HLUG) korrigiert (Kap. 2.2.). Dabei konnte die Lagegenauigkeit der DEM50m(SRTM)-Daten deutlich verbessert werden. Nebenprodukt dieser Analysen und Vergleiche der beiden Höhenmodelle sind relativ genaue Abschätzungen der mittleren Baumhöhe im Untersuchungsgebiet.

Die Bodenflächendaten BFD50 des Landes Hessen wurden als Datenbasis beim Aufbau der SWAT-Bodendatenbank verwendet (Kap. 2.3.). Teilflächen des Einzugsgebietes, die nicht in Hessen liegen (wo demnach keine BFD50-Daten vorlagen),

wurden mit der europäischen Bodendatenbank(en) Soil Geographical Database of Eurasia, Pedo Transfer Rules Database, Soil Profile Analytical Database of Europa und Database of Hydraulic Properties of European Soils ergänzt (Kap. 2.3.4). Dazu wurden für die häufigsten BFD50 Bodenklassen in einer europäischen STU jeweils typische Gefällebandbreiten ermittelt. In den Gebieten mit Bodendatenlücken wurden diesen Gefällebandbreiten die entsprechende GN\_ID zugewiesen und dann getestet, ob die statistische Verteilung der häufigsten Bodenarten der STU-typischen Verteilung entspricht. Bei Differenzen wurden die Gefällebandbreiten korrigiert.

Die Landnutzung wird mit Corine Land Cover 2000 (CLC2000) beschrieben.

Mit dieser Datenbasis wurde das Wasserhaushaltsmodell (SWAT 2005) mit 34 Teilgebieten und 284 Hydrotopen aufgebaut (Kap. 3). Die im Einzugsgebiet liegende Edertalsperre, die auch über den Durchfluss am Gebietsauslass gesteuert wird, (Rückkopplung zwischen Systemoutput und Systemprozess) machte eine spezielle Strategie mit folgenden umfangreichen Arbeitsschritten notwendig:

A SWAT-Modellierung/Kalibrierung des Edertalsperreneinzugsgebietes (Kap. 3.2.)

Die Validierung des in A aufgebauten und kalibrierten Modells zeigt eine gute Anpassung an die gemessenen Durchflüsse am Pegel Affoldern: Das Nash-Sutcliff-Kriterium liegt bei den Tageswerten bei 0,88 bei den Monatsdurchflüsseshöhen bei 0,97 und bei den Jahresabflüsseshöhen bei 0,85. Das Bestimmtheitsmaß liegt entsprechend bei 0,84, 0,93 und 0,93 (Kap. 3.2.2.).

B SWAT-Modellierung/Kalibrierung des EZG Pegel Grebenau (Kap. 3.3.)

Das in Schritt B kalibrierte Modell für das EZG Pegel Grebenau wird ebenfalls erfolgreich validiert: Das Nash-Sutcliff-Kriterium liegt bei 0,86 (Tagesmittelwerte des Durchflusses), 0,92 (Monatsabflüsssummen) und 0,91 für die Jahresabflüsssummen.

C Korrektur der SWAT-Modellierung in Schritt B mit einem künstlichen neuronalen Netz (Kap. 3.4.)

Ein künstliches neuronales Netz vom Typ Multilayer-Perceptron mit einer Hidden-Schicht wurde in »R« programmiert und zur Korrektur der SWAT-Berechnungen verwendet. Die 5 Eingabeneuronen sind  $Q_{\text{SWAT}}(t-2)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t-1)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t)$ ,  $Q_{\text{SWAT}}(t+1)$  und  $Q_{\text{SWAT}}(t+2)$ . Das Ausgabeneuron ist  $Q_{\text{korrigiert}}(t)$ . Die Korrektur mit einem KNN insbesondere des Niedrigwasserabflusses der berechneten Durchflüsse am Pegel Grebenau (Schritt B) ist sehr zufrieden stellend. Diese hier entworfene und erfolgreich erprobte KNN-Anwendung eröffnet neue Wege zur Verbesserung der Ergebnisse von hydrologischen Modellen.

D Berechnung der Durchflüsse am Pegel Hann. Münden (außerhalb des Modellgebietes) mit den Durchflüssen am Pegel Grebenau (Regressionsbeziehung): Diese Durchflüsse sind maßgeblich für die Niedrigwasserbewirtschaftung der Edertalsperre. (Kap. 3.6.)

Die Regressionsgleichungen (Gleichung 22 und 23), mit denen der Abfluss am Pegel Hann. Münden ohne Einfluss der Edertalsperre berechnet wird, werden

erfolgreich getestet. Der Vergleich der gemessenen mit den über die Regressionsbeziehung berechneten Durchflüsse am Pegel Hann. Münden zeigt ein Korrelationskoeffizient von 0,93 und ein Bestimmtheitsmaß von 0,87.

- E Modellierung der Edertalsperre mit einem in dieser Arbeit entwickelten physikalisch begründeten Modell inklusive der Berechnung der Edertalsperrenabgaben mit den Ergebnissen aus A und D. (Kap. 3.7.):

Bei der Kalibrierung und Validierung des Edertalsperrenmodells treten Schwierigkeiten bei der Modellierung der Talsperrensteuerung auf, die insbesondere bei Hochwasser auftreten. Dies liegt an der situationsabhängigen und schwer in Algorithmen fassbare Talsperrensteuerung bei Hochwasser durch das Wasser- und Schifffahrtsamt. Die Niedrigwasseraufhöhung am Pegel Hann. Münden durch die Edertalsperre wird gut reproduziert. Das Nash-Sutcliffe Kriterium und das Bestimmtheitsmaß betragen bei der Validierung 0,61 und 0,71 (Kap. 3.7.8.).

- F SWAT-Modellierung/Kalibrierung des EZG Fulda am Pegel Bonaforth ohne die Teilgebiete die in A bis D berechnet wurden: Die Edertalsperrenabgabe und der Durchfluss am Pegel Grebenau sind hierbei Systeminput (Kap. 3.8). Besondere Aufmerksamkeit erhalten die drei Hochwasserrückhaltebecken HRB Treysa-Ziegenhain, HRB Heidelberg und die Antrifftalsperre.

Die Validierung des EZG Pegel Bonaforth ohne die Teileinzugsgebiete der Edertalsperre und des Pegels Grebenau zeigt eine sehr gute Anpassung: Der Vergleich mit Messungen ergibt einen Nash-Sutcliffe Kriterium von 0,95 (Tagesmittelwerte des Durchflusses), 0,98 (Monatabflusshöhen) und 0,92 (Jahresabflusshöhen). Das Bestimmtheitsmaß liegt entsprechend bei 0,96, 0,989 und bei 0,985 (Kap. 3.8.2.). Dies zeigt auch eine gute Parametrisierung der Teilmodelle für die Antrifftalsperre, für das HRB Treysa.-Z. und für das HRB Heidelberg. Zu beachten ist, dass bei diesem Teilmodell der bereits durch ein KNN korrigierte Durchfluss und der kalibrierte Edertalsperrenablass als Systeminput einen großen Teil am Systemoutput ausmachen. Hier liegt höchstwahrscheinlich die Ursache für die sehr gute Anpassung.

- G Korrektur der Durchflussganglinie am Pegel Bonaforth (Fulda) mit einem KNN (Kap. 3.10.)

Die gesamte Modellkette wird abschließend mit den Durchflüssen (Tagesmittelwerte) am Pegel Bonaforth im Zeitraum 01.11.1977 – 31.12.2004 validiert. Dieser Zeitraum blieb bei der Kalibrierung und Validierung der Teilmodelle unberührt. Im ersten Validierungslauf wurde der Systemoutput am Pegel Bonaforth direkt aus SWAT2005 übernommen (Kap.3.9.), im zweiten Validierungslauf korrigierte ein KNN (Multi-Layer-Perceptron) den SWAT2005-Output am Pegel Bonaforth entsprechend der Methode bei der KNN-Korrektur des Durchflusses am Pegel Grebenau (Kap. 3.10.). Die beste Anpassung wird mit der KNN-Korrektur erreicht: Das Nash-Sutcliffe Kriterium beträgt bei den Tageswerten 0,89, bei den Monatsabflusshöhen 0,94 und bei den Jahreswerten 0,97. Das Bestimmtheitsmaß beträgt entsprechend 0,89, 0,94 und 0,94 (Kapitel 3.10.1.).

Wird der Durchfluss am Pegel Bonaforth nicht mit einem neuronalen Netz korrigiert, dann ergeben sich die folgende Anpassungsgüten: Das Nash-Sutcliffe Kriterium beträgt bei den Tageswerten 0,78, bei den Monatsabflusshöhen 0,80 und bei den Jahreswerten 0,66. Das Bestimmtheitsmaß beträgt entsprechend 0,85, 0,92 und 0,96.

Das erfolgreich kalibrierte Einzugsgebietsmodell, bestehend aus der beschriebenen Modellketten, ist die Basis für die Berechnung des Wasserhaushaltes im EZG Pegel Bonaforth (Fulda) im 21. Jh.. Der Modellinput in Form von Klimadaten im 21. Jh. wurde aus den REMO-Projektionen (dynamisches Downscaling der ECHAM5 MPI-OM-Berechnungen) für das EZG-Fulda als Teilgebietsmittelwerte (Pseudostationen) abgeleitet (Kap. 4.7.). Entscheidend hierbei war die Entsprechung in Form und Quantität der REMO-Daten mit den Messdaten im Referenzzeitraum 1960-2000, die zur Modellkalibrierung verwendet wurden. Hierbei wurden Regressionsbeziehungen zwischen REMO-Gitterpunkten (=Mittelwert innerhalb eines Gitterelementes) und Subbasin-Mittelwerte bestimmt. Die Kontrolle der Entsprechung in Quantität, d.h. gleiches statistisches Verhalten im Referenzzeitraum, zeigt Grenzen auf (Kap. 4.8.1. – 4.8.4.), die in der Fehlerdiskussion zusammengefasst werden.

Der Antrieb des Wasserhaushaltsmodells SWAT mit den REMO-Klimadaten für das 21. Jahrhundert führt zu drei Durchflusszeitreihen in Form von Tagesmittelwerten des Durchflusses und zu einer Durchflusszeitreihe für den Referenzzeitraum 1960-2000 am Pegel Bonaforth (und an allen anderen kalibrierten Durchflussquerschnitten):

$Q_{\text{Bonaforth}}$  01.01.2001 – 31.12.2100 IPCC-Szenario A1B [m<sup>3</sup>/s]

$Q_{\text{Bonaforth}}$  01.01.2001 – 31.12.2100 IPCC-Szenario A2 [m<sup>3</sup>/s]

$Q_{\text{Bonaforth}}$  01.01.2001 – 31.12.2100 IPCC-Szenario B1 [m<sup>3</sup>/s]

$Q_{\text{Bonaforth}}$  01.01.1960 – 31.12.2000 IPCC-Szenario C20 [m<sup>3</sup>/s] (Referenzzeitraum)

Diese Zeitreihen markieren den Abschluss des 1. Teiles der Arbeit und sind Gegenstand der Analysen im 2. Teil.

Wertvolle Informationen liefern die Analysen des Wasserhaushaltes im 21. Jahrhundert im EZG Pegel Bonaforth (Fulda). Diese Analysen, die primär nicht Ziel der Arbeit sind und auf den Berechnungen im 1. Teil basieren, führen zu folgenden Erkenntnissen:

- In allen Szenarien (A1B, A2 und B1) kann kein Trend in den Jahresniederschlagshöhen festgestellt werden. Innerhalb des Jahres wird der Niederschlag sich umverteilen. Die Sommerniederschläge werden abnehmen und die Winterniederschläge nehmen zu. Am stärksten ist diese Veränderung in Szenario A1B ausgeprägt, wo in der Klimaperiode Z3 (2067 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1960 – 2001) im Winter eine Zunahme von 20% und im Sommer eine Abnahme der Niederschlagshöhe um 7 % zu verzeichnen ist.

Die Zeitreihe der Jahresniederschlagshöhe zeigt Abschnitte mit niedrigeren Niederschlagshöhen und Abschnitte, wo höhere Niederschläge auftreten. Dies lässt

vermuten, dass Persistenz und Oszillation die Niederschlagshöhe beeinflussen. Wenn man die Ergebnisse des Niederschlags mit den Ergebnissen von  $T_{max}$  vergleicht, dann wird deutlich, dass ein Anstieg der Temperatur nicht unbedingt ein Anstieg der Niederschlagshöhe bedeutet.

- Der Abfluss wird sich wie der Niederschlag innerhalb des Jahres umverteilen. Die Winterabflusshöhen nehmen zu und die Sommerabflusshöhen nehmen ab. In den Zeitreihen der Jahresabflusshöhe von 2001-2100 können keine statistisch signifikanten Trends nachgewiesen werden:

Die mittlere jährliche Abflusshöhe (1977 – 2000) beträgt bei den berechneten Abflüssen 272 mm und bei den gemessenen Abflüssen 307 mm. Ein t-Test ( $\alpha = 0,05$ ) bestätigt die Hypothese, dass die berechneten und gemessenen Jahresabflusshöhen den gleichen Erwartungswert besitzen ( $p$ -Wert = 0,097).

Die Mittelwerte über 23 Jahre der Monatsabflusshöhen unterscheiden sich in den Monaten Januar und August signifikant ( $\alpha = 0,05$ ). Bei 1/3 der Monate unterscheiden sich die Standardabweichungen.

- Die Verdunstung wird im Laufe des 21. Jh. abnehmen, was auf zunehmenden Wasserstress der Pflanzendecke zurückzuführen ist.

Aufgrund der Unsicherheiten werden keine quantitativen Aussagen gemacht. Da die Szenarien alle zusammen betrachtet werden und diese ein breites Spektrum möglicher Klimaszenarien abdecken, sind zwar keine Aussage in Zahlen dafür aber die oben aufgeführten und mit hoher Wahrscheinlichkeit zutreffenden Aussagen möglich.

## 11.2. Zusammenfassung der Ergebnisse des zweiten Teils

Grundlagen für den 2. Teil sind die im 1. Teil berechneten Durchflusszeitreihen. Aus diesen Zeitreihen wurden die jährlichen Serien der Hochwasserabflüsse  $HQ(a)$  ermittelt und zahlreichen Tests unterzogen (Kap. 7). Diese führen zu Aussagen über Ausreißer, über die Unabhängigkeit der Ereignisse bzw. über die Persistenz der Zeitreihe und über die Stationarität. Sie sind somit der entscheidende Beitrag zur Bewertung der Arbeitshypothese.

*Ausreißer* (Kap. 7.1.)

- In allen Hochwasserzeitreihen ( $HQ(a)$  in A1B, A2, B1 und C20) können keine Ausreißer nachgewiesen werden (Test auf Ausreißer nach Nalimov). die Irrtumswahrscheinlichkeit beträgt 5%.

*Zufälligkeit der Hochwasserereignisse* (Kap. 7.2.)

- Der Wald-Wolfowitz-Test führt in den Szenarien A1B, A2 und im Referenzzeitraum C20 zur Ablehnung der Hypothese, dass die Elemente von  $HQ(a)$  abhängig sind. In Szenario B1 wird die Hypothese nicht abgelehnt (Kap. 7.2.1.).

Alle Zeitreihen bis auf  $HQ(a)$  in Szenario B1 sind zufällig und unabhängig.  $HQ(a)$  in Szenario B1 weist mit 39 Runs weniger auf als A1B, und A2 (57 und 50 Runs). In diesem optimistischen Szenario, bei dem die Hypothese der Zufälligkeit abge-

lehnt wird, häufen sich Überschreitungen und Unterschreitungen des Medians stärker an.

- Die Autokovarianz- bzw. Autokorrelationsfunktion zeigen keine Autokovarianz und Autokorrelation (Kap. 7.2.2.).

Es besteht keine signifikante Abhängigkeit zwischen den Hochwasserereignissen in allen Szenarien. In Szenario A2 liegt der Autokorrelationskoeffizient bei  $Lag = 1$  nahe der Konfidenzgrenze, es besteht also eine sehr schwache Abhängigkeit, so dass eine Unabhängigkeit angenommen werden kann. In Szenario A1B gibt es eine schwache Korrelation bei einem  $Lag = 10$ .

#### *Homogenität und Stationarität (Kap. 7.3.)*

- Der Mann Whitney Test stimmt in allen Szenarien der Hypothese zu, dass die Verteilung von  $HQ(a)$  gleich bleibt (Kap. 7.3.1.). Je Szenario werden bei diesem Test beide Teilproben mit dem U-Test und dem Signifikanzniveau  $\alpha = 0,05$  auf gleiche Verteilung geprüft. Es wird die Homogenität der jährlichen Serien  $HQ(a)$  in allen Szenarien bestätigt.
- Das Abbe'sche Kriterium lässt das Vorhandensein von Stationarität in allen Hochwasserzeitreihen vermuten (Kap. 7.3.2.). Die Testgröße  $a(0,05;100)$  beträgt ca. 0,8. Mit dem Abbe-Test kann somit keine Hypothese  $H_0 = \text{»Inhomogenität in den Zeitreihen«}$  bestätigt werden.
- Der Stationaritätsschnelltest kann keine Instationarität feststellen (Kap. 7.3.3). In den Szenarien A1B und B1 bleibt die tiefpassgefilterte Zeitreihe innerhalb  $E[HQ(a)] \pm st$ . In Szenario A2 wird bei  $a = 2061$  der Maximalwert von  $E[HQ(a)] + st = 423,7$  kurzzeitig mit  $HQ_{Tiefpass}(a) = 427,7$  überschritten. Diese Überschreitung ist minimal, sodass für alle drei Szenarien das Ergebnis des Tests positiv ausfällt.
- Der t-Test auf Mittelwertstationarität stimmt der Hypothese zu, dass das  $MHQ$  in allen Szenarien gleich bleibt (Kap. 7.3.4.).
- Der F-Test auf Varianzstationarität fällt positiv aus, d.h. Varianzstationarität in allen Szenarien (Kap. 7.3.5.).
- Trenduntersuchungen (Mann-Kendall Tests) können keinen statistisch signifikanten Trend nachweisen (Kap. 7.3.6.2.)
- Wavelet-Analysen, somit Analysen im Frequenzbereich, können keine signifikanten Veränderungen nachweisen (Kap. 7.3.7.). Unter Berücksichtigung der Konfidenzintervalle können aus den Wavelet-Power-Spektren nur schwache Tendenzen entnommen werden: Die jährlichen Serien der Jahreshöchstabflüsse schwanken abschnittsweise vornehmlich und nur kurzzeitig mit einer Periodendauer zwischen 2 und 8 Jahren. Die globalen Spektren weisen nur im COI signifikante Peaks auf und sind somit nicht aussagekräftig.

Die Ergebnisse aller Tests zeigen ein klares Bild: Es gibt keine statistisch signifikante Veränderungen des Hochwasserregimes am Pegel Bonaforth (Fulda).

Die FFA vertieft diese Erkenntnisse (Kap. 8): Die Extremwertanalyse der Hochwasser am Pegel Bonaforth zeigen optische Tendenzen zur Entschärfung der Hochwassersituation im 21. Jh. in allen Szenarien. Diese Veränderungen sind jedoch statistisch nicht signifikant (die Wahrscheinlichkeit eines Irrtums beträgt bei allen durchgeführten Analysen 5%). Das Hochwasser am Pegel Bonaforth wird sich in Zukunft wahrscheinlich so verhalten wie bisher. Die Wahrscheinlichkeit, dass die  $HQ_T$  durch den Klimawandel beeinflusst werden, ist gering. Eine Veränderung zu mehr Hochwasser im Winterhalbjahr und entsprechend weniger Hochwasser im Sommerhalbjahr ist wahrscheinlich.

#### *Eine neue Methode für weitere Untersuchungen und Analyse bei Instationarität*

Für den Fall, dass Hochwasserzeitreihen instationär und abhängig sind, wurde in dieser Arbeit eine Methode entwickelt, die eine Risikoanalyse/Bewertung auch dann ermöglichen (Kap. 9). Diese Flood Series Maximum Analysis (FSMA) betrachtet Hochwasser als stochastischen Prozess, wobei innerhalb einer gewählten Zeitspanne ( $> 1$  Jahr) durch Simulation mehrerer Realisierungen des Prozesses (Trajektorien) die Verteilung des Maximum einer Realisierung untersucht wird.

Das sogenannte  $HQ_Z$ -Diagramm, als Ergebnis der FSMA erlaubt die schnelle Bestimmung eines Bemessungsdurchflusses bei vorgegebener Sicherheit und Zeitspanne. Die beispielhafte Berechnung des Bemessungshochwassers (Scheiteldurchfluss) für einen Zeitraum von 200 Jahren bei einer Sicherheit von 99% zeigt: im Vergleich zum stationären Fall erhöht sich der Bemessungsdurchfluss um ca. 20%. Hier wird deutlich, wie wichtig es ist, auch geringer Instationaritäten zu berücksichtigen.

#### *Niedrigwasser*

Ob sich das Bild der Stationarität in den Extremwerten auch bei Niedrigwasser zeigt, klärt eine Niedrigwasseranalyse (Kap. 8.3.). Im EZG Pegel Bonaforth kann Niedrigwasser definiert werden als Unterschreitung des Pegels Hann. Münden von 120 cm, weil hierdurch die Niedrigwassererhöhung durch die Edertalsperre gesteuert wird.

- Niedrigwasser (laut Definition) kommt wahrscheinlich weder häufiger noch seltener vor ( $\alpha=0,05$ ).
- Die durchschnittliche maximale Fehlmenge pro Jahr, definiert als Wassermenge, die die Edertalsperre zur Niedrigwassererhöhung abgeben muss, wird wahrscheinlich gleich bleiben ( $\alpha=0,05$ ).
- Die durchschnittliche Dauer von  $W < W = 120\text{cm}$  wird sich wahrscheinlich nicht ändern ( $\alpha=0,05$ ).

### 11.3. Bewertung der Arbeitshypothese → Endergebnis

*Die Verwendung von Wiederkehrintervallen (und somit von extremwertstatistischen Methoden) ist im Bereich der Hochwasserberechnung bei variablen Klimabedingungen nicht gerechtfertigt.*

Diese Hypothese wird für die Fallstudie EZG Pegel Bonaforth (Fulda) abgelehnt. Stattdessen wird der Alternativhypothese zugestimmt: Am Pegel Bonaforth kann die FFA trotz Klimawandel verwendet werden, vorausgesetzt die tatsächliche zukünftige Entwicklung des Klimas liegt innerhalb der IPCC-Szenarien.

Die Ablehnung der Arbeitshypothese basiert auf den in Kap. 10.2. zusammengefassten Erkenntnissen, dass die jährlichen Serien des Hochwassers am Pegel Bonaforth stationär und unabhängig voneinander sind.

### 11.4. Weiterführende Analysen

- Die Erkenntnisse aus dieser Arbeit sind auf die Fallstudie begrenzt. Die Verwendung der FFA muss an weiteren Pegeln rund um den Globus für ein genaueres Bild untersucht werden.
- Es müssen alternativen zur FFA entwickelt werden. Die in dieser Arbeit entworfene Methode ist ein erster Ansatz.
- Die FFA ist eine Wahrscheinlichkeitsanalyse. Risiko wird mit einer Über- oder Unterschreitungswahrscheinlichkeit gleichgesetzt. Doch was ist Wahrscheinlichkeit? Mit dem Verweis auf SPENCER-BROWN (1957) soll hiermit etwas an der Selbstverständlichkeit gekratzt werden, mit der der Wahrscheinlichkeitsbegriff verwendet wird. Eine Erforschung der Wahrscheinlichkeit könnte die Grenzen in der Wissenschaft aufzeigen, insbesondere in der Hochwasserstatistik.
- Genauere Klimaprojektionen könnten die Abkehr von den rein qualitativen Aussagen hin zu quantitativen Ergebnissen ermöglichen. Das Ziel weiterer Arbeiten wären Aussagen über die Veränderung des Wasserhaushaltes/Hochwassers in Zahlen.
- Ein exaktes Modell für die Edertalsperre wäre eine Erleichterung auch in weiteren Analysen der Hydrologie im EZG Fulda. Hier könnte das in dieser Arbeit entwickelte Modell mit der Berücksichtigung zusätzlicher Prozesse verbessert werden. Interessant wäre ein Modell, in dem mathematisch beschreibbare Prozesse mit physikalischen Modellen beschrieben werden, und in dem das Hochwassermanagement, welches hauptsächlich durch Ermessensentscheidungen bewirtschaftet wird, mit neuronalen Netzen modelliert wird. Diese Kombination aus physikalischen und empirischen Ansätzen könnten die Berechnungsergebnisse verbessern.

---

## LITERATUR

- Abbe, D. E. (1863) Über die Gesetzmässigkeit in Vertheilung der Fehler bei Beobachtungsreihen. Habilitationsschrift, Jena.
- Abbott, M.B., J.C. Refsgaard (1996) Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, ISBN 0-7923-4042-6.
- Abe-Ouchi, A. (1996) Outline of coupled atmosphere and ocean model and experiment. Internal report, Centre for Climate System Research, University of Tokyo, Japan.
- Adamowski, K., C. Bocci (2001) Geostatistical regional trend detection in river flow data. *Hydrological Processes*, 15, 3331-3341.
- Alcamo, J., P. Döll, T. Henrichs, F. Kaspar, B. Lehner, T. Rösch, S. Siebert (2003) Global estimates of water withdrawals and availability under current and future „business-as-usual“ conditions. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 48(3).
- Arbeitskreis KLIWA, Hrsg. (2002) Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Projekt A 2.1.3 „Analyse zum Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse. KLIWA-Berichte, Heft 2. ISBN 3-88251-284-9.
- Arbeitskreis KLIWA, Hrsg. (2006) Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland, Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, KLIWA-Projekte B 1.1.1, B 1.1.4, B 2.4, B 2.5. KLIWA-Berichte, Heft 9. ISBN 3-88251-305-5.
- Arnold, J.G., J.R. Williams, A.D. Nicks, und N.B. Sammons (1990) SWRRB: A basin scale simulation model for soil and water resources management. Texas A&M Univ. Press, college Station, TX.
- Arnold, J.G., J.R. Williams, R.Srinivasan, K.W.King, and R.H.Griggs (1994) SWAT: Soil and Water Assessment Tool. USDA, ARS, Soil and Water Research Lab, Temple. Texas.
- Arnold, J.G., P.M. Allen, R. Muttiah, G. Bernhardt (1995) Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, No. 33(6), S. 1010-1018.
- Arnold, J.G., P.M. Allen, und G. Bernhardt (1993) A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, No 142, S.47-69.
- Arnold, J.G., R.S. Muttiah, R. Srinivasan, P.M. Allen (2000) Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, No. 227 (1-4), S. 21-40.
- Basheer, M., M. Hajmeer (2000) Artificial neural networks: fundamentals, computing, design, and application. *Journal of Microbiological Methods*, No. 43, S. 3-31.

- Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu, J.P. Palutikof, Hrsg. (2008) *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 210 pp.
- Benito, G., M. J. Machado und A. Pérez-González (1996) *Climate change and flood sensitivity in Spain*. In: Branson, J., Brown, A.G. & Gregory, K.J. (Hrsg.) (1996) *Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology*. Geological Society Special publication No. 115, S. 85-98.
- Beran, J. (1998) *Statistics For Long-Memory Processes*. Chapman and Hall, ISBN 0-412-04901-5.
- Bernhofer, Ch., V. Goldberg, J. Franke (2003) *REKLI – Aufbau einer Klimadatenbank und Regionale klimadiagnose für Thüringen, Abschlussbericht*. Institut für Hydrologie und Meteorologie, Technische Universität Dresden (Hrsg.).
- Blatter C. (2003) *Wavelets – Eine Einführung, Für Mathematiker, Ingenieure und Informatiker*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig/Wiesbaden, ISBN 3-528-16947-8.
- Blöschl, G., R. Merz. (2008) *Bestimmung von Bemessungshochwässern gegebener Jährlichkeit – Aspekte einer zeitgemäßen Strategie*. *Wasserwirtschaft* 11-2008, S. 2-8.
- Booy, C., L.M. Lye. *A New Look at Flood Risk Determination* (1989) *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, Vol. 25, No. 5.
- Borah, D.K. und M. Bera (2003). *SWAT Model Background and Application Reviews*. The Society for engineering in agricultural, food, and biological systems. An ASAE Meeting Presentation, Paper Number: 032054.
- Burn, D., E.M. Hag (2002) *Detection of hydrologic trends and variability*. *Journal of Hydrology*, 255, 107-122.
- Cameron, D., K. Beven, P. Naden (2000) *Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty)*. *Hydrology and Earth System Science*, 4(3), 393-405.
- Cameron, D., K. Beven, P. Naden (2000) *Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty)*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(3), 393-405.
- Carter, T.R., M. L. Parry, H. Harasawa, S. Nishioka (1994) *IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations*. Department of Geography, University College London and Centre for Global Environmental Research. ISBN 0 904813 11 8.
- Cavadias, G. (1993) *Detection and modeling of the impact of climate change on river flows*. In: Duckstein, L., Parent, E. (Hrsg.). *Engineering Risk in Natural Resources Management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, S. 207-218.

- 
- Chaubey, I., A.S. Cotter, T.A. Costello, T.S. Soerens (2005) Effect of DEM data resolution on SWAT output uncertainty. *Hydrological Processes*, Vol. 19(3), S. 621-628.
- Clegg, R.G. (2006) a practical guide to measuring the hurst parameter. Dept. Of Mathematics, University of York (Hrsg.) ISSN 1473-804x online, 1473-8031 print.
- Coles, S. (2001) *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer London, ISBN 1852334592.
- Coulibaly P., F. Ancil, B. Bobée (2000) Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. *Journal of Hydrology* 230 (2000), S. 244-257.
- Deutscher Wetterdienst (DWD) (2007) *Wettervorhersage; Messen-Berechnen-Interpretieren*. Informationsbroschüre, 2. Auflage.
- DKKV Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (2003) *Hochwasservorsorge in Deutschland, Lernen aus der Katastrophe 2002 im Elbegebiet, Lessons Learned*, Schriftenreihen des DKKV 29.
- Douglas, E., R. Vogel, C. Kroll (2000) Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240, 90-105.
- DVWK Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (1999) DVWK-Merkblatt 251/1999, *Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen*, ISBN 3-935067-97-6.
- Dyck, S., A. Becker, G. Flemming, G. Glugla, W. Golf, U. Grünwald, J. Gurtz, Ch. Kluge, G. Peschke (1980) *Angewandte Hydrologie Teil 2, Der Wasserhaushalt der Flussgebiete*. Verlag Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin München. ISBN 3-433-00882-5
- Dyck, S., G. Peschke (1983) *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin. ISBN 3-433-00947-3.
- Dyck, S., U. Grünwald, N. Hansel, Ch. Kluge, D. Lauterbach, M. Schramm (1977) *Angewandte Hydrologie Teil1, Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse*. Verlag Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin München. ISBN 3-433-00881-7.
- Fahrmeier, L., R. Künstler, I. Pigeot, G. Tutz (2004) *Statistik – Der Weg zur Datenanalyse*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, ISBN 3-540-21232-9.
- Feenstra, J.F., I. Burton, J.B. Smith, R.S.J. Tol (1998) *Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaption Strategies*. Version 2.0. United Nations Environment Programme und Institute for Environmental Studies (Universität Amsterdam).
- Flato G.M., G.J. Boer, W.G. Lee, N.A. Mc Farlane, D. Ramsden, M.C. Reader, A.J. Weaver (2000) The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate. *Clim Dyn* 16: 451–467.

- Fontain, T.A., J.F. Klassen, T.S. Cruickshank, R.H. Hotchkiss (2001) Hydrological response to climate change in the Black Hills of South Dakota, USA. *Hydrological Science Journal* Vol. 46(1), S. 27-40.
- Gassmann, P.W., M.R. Reyes, C.H. Green, J.G. Arnold (2007) *The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions*. Center for Agricultural and Rural Development, Iowa State University.
- Geza, M., J.E. McCray (2007) Effects of soil data resolution on SWAT model stream flow and water quality predictions. *Journal of Environmental Management*, Vol. 88(3), S. 393-406.
- Gibson, J.K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Noumra, A. Hernandez, E. Serrano (1997) ERA Description. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1 1. ECMWF, Reading, UK, S. 77.
- Gordon, C., C. Cooper, C.A. Senior, H.T. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell and R.A. Wood (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.*, 16, S. 147-168.
- Green, W.H. und G.A. Ampt (1911) Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soil. *Journal of Agricultural Science* 4:11-24.
- Hargreaves, G.L., G.H. Hargreaves, und J.P. Riley (1985) Agricultural benefits for Senegal River Basin. *J.Irrig. and Drain. Engr.* 111(2), S.113-124.
- He, Y., A. Bárdossy, J. Brommundt (2006) Non-Stationary Flood Frequency Analysis in Southern Germany. In: *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Hydro Science and Engineering*, Philadelphia, USA September 10-13, 2006. ISBN: 0977447405, Drexel University, college of Engineering.
- Hengl, T., G.B.M. Heuvelink, D.G. Rossiter (2007) About regression-kriging: From equations to case studies. *Computer & Geoscience*, Vol. 33, S. 1301-1315.
- Hewitson, B.C., R.G. Crane (1996) Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, Vol.7, S. 85-95.
- Hillel, D. (1998) *Environmental soil physics*. Academic Press, ISBN 0-12-348525-8.
- HLUG Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2005) *Integriertes Klimaschutzprogramm Hessen INKLIM 2012, Projektbaustein II: Klimawandel und Klimafolgen in Hessen, Abschlussbericht*. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Dezernat 1.
- Höltling, B. (1996) *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. Ferdinand Enke Verlag (Enke-Taschenbuch). ISBN 3-432-90795-8.
- Huntington, T.G. (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, Volume 319, Issue 1-4, Pages 83-95.

- 
- Hurst, H.E. (1951). Long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, S. 770–808.
- Imrie, C.E., S. Durucan, A. Korre. (2000). River flow prediction using artificial neural networks: generalisation beyond the calibration range. *Journal of Hydrology* 233 (2000), S. 138-153.
- IPCC Intergovernmental Panel On Climate Change (2000) Summary for Policymakers, Emissions Scenarios – A Special Report of IPCC Working Group III.
- IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) Summary for Policymakers, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jacob, D. (2001) A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol.77, Issue 1-4, S. 61-73.
- Jiao, F., B.Q. Qin, W.Y. Huang (2003) Management of water environment in small watershed with Hufu town of Yixing city as example. *China Environmental Science*, Vol. 23(2), S. 220-224.
- Kaliq, M.N., T.B.M.J. Ouarda, J.-C. Ondo, P. Gachon, B. Bobée (2006) Frequency analysis of sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. *Journal of Hydrology*, Vol. 329, Issue 3-4, S. 534-552.
- Kendall, M.G. (1955) *Rank Correlation Methods*. Griffin, London.
- Kidson R., K.S. Richards (2005) Flood frequency analysis: assumptions and alternatives. *Progress in Physical Geography* 29, S. 392.
- Kim, G., A. P. Barros (2001) Quantitative flood forecasting using multisensor data and neural networks. *Journal of Hydrology* 246 (2001), S. 45-62.
- Kirsch, K., A. Kirsch, J.G. Arnold (2002) Predicting sediment and phosphorus loads in the Rock River Basin using SWAT. *Transaction of the ASAE*, Vol. 45(6), S. 1757-1769.
- Klemens, V. (1989) The improbable probabilities of extreme floods and droughts. In: Starosolszky, O. and Melder, O.M. (Hrsg.) *Hydrology of disasters*, James and James, London: 43-51.
- Knox, J.C. (1993) Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature*, Vol. 361, S. 430-432.
- Knox, J.C. (2000) Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews* 19, 439-457.
- Koch, M., D. Markovic, H. Lange (2008) Long-term variations of hydrological and climate time series from the German part of the Elbe River Basin.
- Kuhlmann, A. (1995) *Einführung in die Sicherheitswissenschaft*. Verlag TÜV Rheinland, S. 471.

- Kundzewicz, Z.W., D. Graczyk, T. Maurer, I. Pinskiwar, M. Radziejewski, C. Svensson, M. Szwed (2005) Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 50(5), Seiten 797-810.
- Kusre, B.C., D.C. Baruah, P.K. Bordoloi, S.C. Patra (2009) Assesment of hydropower potential using GIS and hydrological modeling technique in Kopili River basin in Assam (India). *Appied Energy*, In press, S. 1-12.
- Ligges, U. (2009) *Programmieren mit R*. Springer-Verlag, Heidelberg, 3<sup>rd</sup> edition. ISBN 978-3-540-79997-9.
- Lindström, G., S. Bergström (2004) Runoff trends in Sweden 1807-2002. *Hydrological Sciences Journal*, 49 (1), 69-83.
- Loukas, A., L. Vasilades, N.R. Dalezios (2002) Potential climate change impacts on flood producing mechanisms in southern British Columbia, Canada using the CGCMA1 simulation results. *Journal of Hydrology*, Vol. 259, 163-188.
- LUBW (2006) *Unser Klima verändert sich, Folgen – Ausmaß – Strategien*. Informationsbrochüre.
- Majewski, D. (1991) The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF Seminar on numerical methods in atmospheric models, Vol.2, S. 147-191.
- Malcher, J., C.D. Schönwiese (1987) Homogeneity, spatial correlation and spectral variance analysis of long European and North American air temperature records. *Theor. Appl. Climatol.* 38, S. 157-166.
- Maniak, U. (2005) *Hydrologie und Wasserwirtschaft*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. ISBN 3-540-20091-6.
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, S. 245-259.
- Mann, H.B., D.R. Whitney (1947) On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics*, 18, S. 50-60.
- Marković, D., M. Koch (2004) Wavelet and Fluctuation analysis of monthly precipitation extremes in Germany in the 20<sup>th</sup> century: Evidence of low frequency oscillations and the North Atlantic Oscillation influence. Department of Geohydraulics and Engineering Hydrology, University of Kassel (Hrsg.).
- Milly, P.C. D. Milly, J. Betancourt, M. Falkenmark, R.M. Hirsch, Z.W. Kundzewicz, D.P. Lettenmaier, R.J.Stouffer (2008) Stationarity Is Dead: Whither Water Management?. *Science*, Vol. 319 no. 5863, S. 573-574.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne, A.V. Vecchia (2005) Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, Vol. 438/17
- Milly, P.C.D., R.T. Wetherald, K.A. Dunne, T.L. Delworth (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, Vol. 415, S. 514-517.

- 
- Milly, P.C.D., R.T. Wetherald, K.A. Dunne, T.L. Delworth (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, Vol. 415/31, 514-517.
- MLU Ministerium für Landwirtschaft und Umwelt Sachsen-Anhalt (2009) Klimawandel in Sachsen-Anhalt, Verletzlichkeiten gegenüber den Folgen des Klimawandels. Studie des Potsdam-Institut für Klimaforschung im Auftrag des MLU.
- Monirul, M., Q. Mirza (2001) Global warming and changes in the probability of occurrence of floods in Bangladesh and implications. *Global Environmental Change*, 12, 127-138.
- Monteith, J.L. (1965) Evaporation and the environment. the state and movement of water in living organisms. 19<sup>th</sup> Symposia of the Society for Experimental Biology. S.205-234. Cambridge Univ. Press, London, U.K.
- MPI-M. (2006) Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert. Max-Planck-Institut für Meteorologie (Hrsg.), Hamburg.
- Mudersbach, C., J. Jensen (2009) Nonstationary extreme value analysis of annual maximum water levels for designing coastal structures on the German North Sea coastline. *Journal of Flood Risk Management* 3(2010), S. 52-62.
- Muzik, I. (2002) A first-order analysis of the climate change effects on flood frequencies in a subalpine watershed by means of a hydrological rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol. 267, 65-73.
- Ndomba, P., F. Mtalo, A. Killingtveit (2008) SWAT model application in a data scarce tropical complex catchment in Tanzania. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33(8-13), S. 1-19.
- Neitsch, S.L., J.G. Arnold, J.R. Kiniry, J.R. Williams (2005) Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, Version 2005. SWAT-Manual, Grassland, Soil And Water Research Laboratory, Agricultural Research Service.
- Neitsch, S.L., J.G. Arnold, J.R. Kiniry, R. Srinivasan, J.R. Williams (2004) Soil and Water Assessment Tool Input/Output File Documentation, Version 2005. SWAT-Manual, Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service.
- Nohara, D., A. Kitoh, M. Hosaka, T. Oki (2006) Impact of Climate Change on River Discharge Projected by Multimodel Ensemble. *Journal of Hydrometeorology* Volume 7, Pages 1076-1089.
- Patt, H. (2001) Hochwasser-Handbuch, Auswirkungen und Schutz. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, ISBN 3-540-67737-2.
- Percival, D.B., A.T. Walden (2000) Wavelet Methods for Time Series Analysis. Cambridge University Press, ISBN-13 978-0-521-64068-8.
- Petrow, Th., B. Merz (2009). Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951-2002. *Journal of Hydrology*, 371, 129-141.

- Phipps, S. J. (2006a) The CSIRO Mk3L climate system model, Technical report No. 3, Antarctic climate & Ecosystems Cooperative Research Centre, Hobart, Tasmania, Australia, 2236pp. ISBN 1-921197-03-X.
- Plag, H.-P., M.N. Tsimplis (1999) Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. *Global and Planetary Change*, Vol. 20, S. 173-203.
- Plate, E.J. (2005) Flood Risk Management For Setting Priorities. In: Vasiliev, O.F., P.H.A.J.M. van Gelder, E.J. Plate und M.V. Bolgov (2005) *Decision Making in Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security*. Nato Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences – Vol. 78.
- Plate, E.J., B. Merz (Hrsg.) (2001) *Naturkatastrophen – Ursachen, Auswirkungen und Vorsorge*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, ISBN 3-510-65195-2, 475 S.
- Priestley, C.H.B. and R.J. Taylor (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100: S. 81-92.
- Prudhomme, C., N. Reynard, S. Crooks (2002) Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: were are we now? *Hydrological Processes*, Vol. 16, S. 1137-1150.
- Rahmstorf, S. und H.J. Schellnhuber (2007) *Der Klimawandel*, 5. aktualisierte Auflage, Verlag C.H. Beck oHG, München, ISBN 978 3 406 50866 0.
- Räisänen, J. (1994) A Comparison of the Results of Seven GCM Experiments in Northern Europe. *Geophysica* (1994), 30, 1-2, S. 3-30.
- Rao, A.R., K.H. Hamed (2000) *Flood Frequency Analysis*. CRC Press LLC, ISBN 0-412-55280-9.
- Rea, W., L. Oxley, M. Reale, J. Brown (2009) Estimator for Long Range Dependence: An Empirical Study. *Electronic Journal of Statistics*, Vol. 0 (2009), ISSN: 1935-7524.
- Rey, D., K.F. Wender (2008) *Neuronale Netze: Eine Einführung in die Grundlagen, Anwendungen und Datenauswertung*. Verlag Huber, Bern, ISBN-10: 3456845138.
- Rinne, H., K. Specht (2002) *Zeitreihen – Statistische Modellierung Schätzung und Prognosen*. Verlag Franz Vahlen GmbH, ISBN 3-8006-2877-5.
- Robson, A. (2002) Evidence for trends in UK flooding. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 1327-1343.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblüeh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, A. Tompkins (2003) the atmospheric general circulation model ECHAM5, Part 1 – Model description, Report No. 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M).

- 
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, U. Schulzweida (1996) The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of the present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 218.
- Rohli, R.V., A. J. Vega (2011) Climatology. 2. Auflage, Jones & Bartlett Learning. ISBN-10 9780763791018.
- Rose, O. (1996) Estimation of the Hurst Parameter of Long-Range Dependent Time Series. University of Würzburg, Institute of Computer Science (Hrsg.), Research Report Series.
- Scheffer, F. (1984) Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Aufl., Ferdinand Enke Verlag. ISBN 3-432-84771-8.
- Schmitz, G.H., J. Cullmann (2008) PAI-OFF: A new proposal for online flood forecasting in flash flood prone catchments. Journal of Hydrology 360 (2008), S. 1-14.
- Schönwiese, C.-D. (2003) Klimatologie. Verlag Eugen Ulmer GmbH & Co..ISBN 3-8001-2787-3
- Schönwiese, C.-D., R. Janoschitz (2008) Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000, Berichte des Instituts für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt/Main.
- Schreider, S. YU., D.I. Smith und A.J.Jakeman (2000) Climate Change Impacts on Urban flooding. Climatic Change 47, S. 91-115.
- Schuol, J., K.C. Abbaspour (2006) Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. Advances in Geosciences. Vol. 9, S. 137-143.
- Senior, C.A. (1995) The Dependence of Climate Sensitivity on the Horizontal Resolution of a GCM. Journal of Climate, Vol.8 (1995), S. 2860-2880.
- Shamseldin, A.Y. (1997) Application of a neural network technique to rainfall-runoff modeling. Journal of Hydrology 199 (1997), S. 272-294.
- Singh, P., W.G. Strupczewski (2002) On the status of flood frequency analysis. Hydrological Processes 16, S. 3737-3740.
- Sivakumar, B., A.W. Jayawardena, T.M.K.G. Fernando (2002) River flow forecasting: use of phase-space reconstruction and artificial neural networks approaches. Journal of Hydrology 265 (2002) S. 225-245.
- Spencer-Brown, G. (1996) Wahrscheinlichkeit und Wissenschaft. Carl-Auer-Systeme, Verl. und Verl.-Buchg, Heidelberg. ISBN 3-927809-42-X
- Stein, M.L. (1999) Interpolation of spatial data: some theory for kriging. Springer-Verlag New York, Inc., ISBN 0-387-98629-4.

- Strupczewski, W.G., V.P. Singh, W. Feluch (2000) Non-stationary approach to at-site flood frequency modelling I., Maximum likelihood estimation. *Journal of Hydrologic* 248 (2000), S. 123-142.
- Svensson, C., Z.W. Kundzewicz, T. Maurer (2005) Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 50(5), Seiten 811-824.
- Tabios III, G.Q., J.D. Salas (1985) A Comparative Analyse of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation. American water resources association, water resource bulletin, Vol. 21, No. 3, S. 365-380.
- Taqqu, M.S., V. Teverovsky, W. Willinger (1995) Estimators for long-range dependence: an empirical study. *Fractals*, Vol. 3, S. 785-798.
- Thomas, M.F., M. B. Thorp (1995) Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, Volume 14, Issue 2, Pages 193-207.
- Torrence, Ch., G. P. Compo (1998) A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 1, S. 61-78.
- Torres-Benites, E., D.S. Fernandez-Reynoso, J.L. Oropeza-Mota, E. Mejia-Saenz (2004) Calibration of the hydrologic model SWAT in the watershed "El Tejocote", Atlacomulco, State of Mexico. *Terra*, Vol. 22(4), S. 437-444.
- UBA Umweltbundesamt (2008) Climate Change, Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. *Forschungsbericht* 204 41 138, UBA-FB 000969.
- University of Copenhagen (2009) Synthesis Report from Climate Change, Global Risks, Challenges & Decisions.
- Valens C. (1999-2004) A Really Friendly Guide to Wavelets. <http://pagesperso-orange.fr/polyvalens/clemens/clemens.html> (Stand 01.10.2009).
- van Griensven, A., T. Meixner, S. Grunwald, T. Bishop, M. Diluzio, R. Srinivasan (2006) A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, Volume 324 (2006), Issues 1-4, S. 10-23.
- Wald, A., J. Wolfowitz (1943) An exact test for randomness in the nonparametric case based on serial correlation. *Annals Math. Statistics* 14 (1943), S. 378-388.
- Whetton, P.H., A.M. Fowler, M.R. Haylock, A.B. Pittock (1993) Implications of climate change due to the enhanced greenhouse effect on floods and droughts in Australia. *Climatic Change*, Vol 25, 289-317.
- Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L.O. Mearns (2004) Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

- Wilby, R.L., T.M.L. Wigley (1997) Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, Vol. 21, No.4, S. 530-548.
- Williams, J.R. (1969) Flood routing for agricultural watersheds. *Water Resource Bulletin* 11(5), S. 965-974.
- Williams, J.R., A.D. Nicks, J.G. Arnold (1985) Simulator for water resources in rural basins. *Journal of Hydraulic Engineering* 111(6), S. 970-986.
- WMO World Meteorological Organisation (1979) *Proceedings of the World Climate Conference*. WMO Publ. No. 537, WMO, Genf.
- WMO World Meteorological Organization (1969) *Technical Note No. 100; Data Processing for climatological Purposes*. *Proceedings of the WMO Symposium*, Asheville, N.C., 1968. WMO No. 242., S. 13.
- Zell, A. (1997) *Simulation Neuronaler Netze*. Oldenbourg Verlag. ISBN-10 3486243500



---

# ANHANG

Inhalt	Seite
A1 Karten für das EZG Fulda	A2
A2 REMO Ausgabegrößen/Variablen	A6
A3 REMO Gebietsmittelwerte (EZG Fulda) der SWAT Input-Größen	A10
A4 Niederschlag-Regressionsgleichung	A15
A5 SWAT-Berechnungsergebnisse für das EZG Fulda	A18
A6 SWAT-Berechnungsergebnisse für die Hochwasserrückhaltebecken im Einzugsgebiet der Fulda	A24
A7 FFA-Ergebnisse am Pegel Bonaforth (Ergänzungen)	A28
A8 FFA-Ergebnisse am Pegel Grebenau (Ergänzungen)	A30
A9 FSMA Beispiel (R-Skript)	A34
A10 Betriebsnachweis für die Edertalsperre 2006/2007	A36

## A1 – Karten für das EZG Fulda

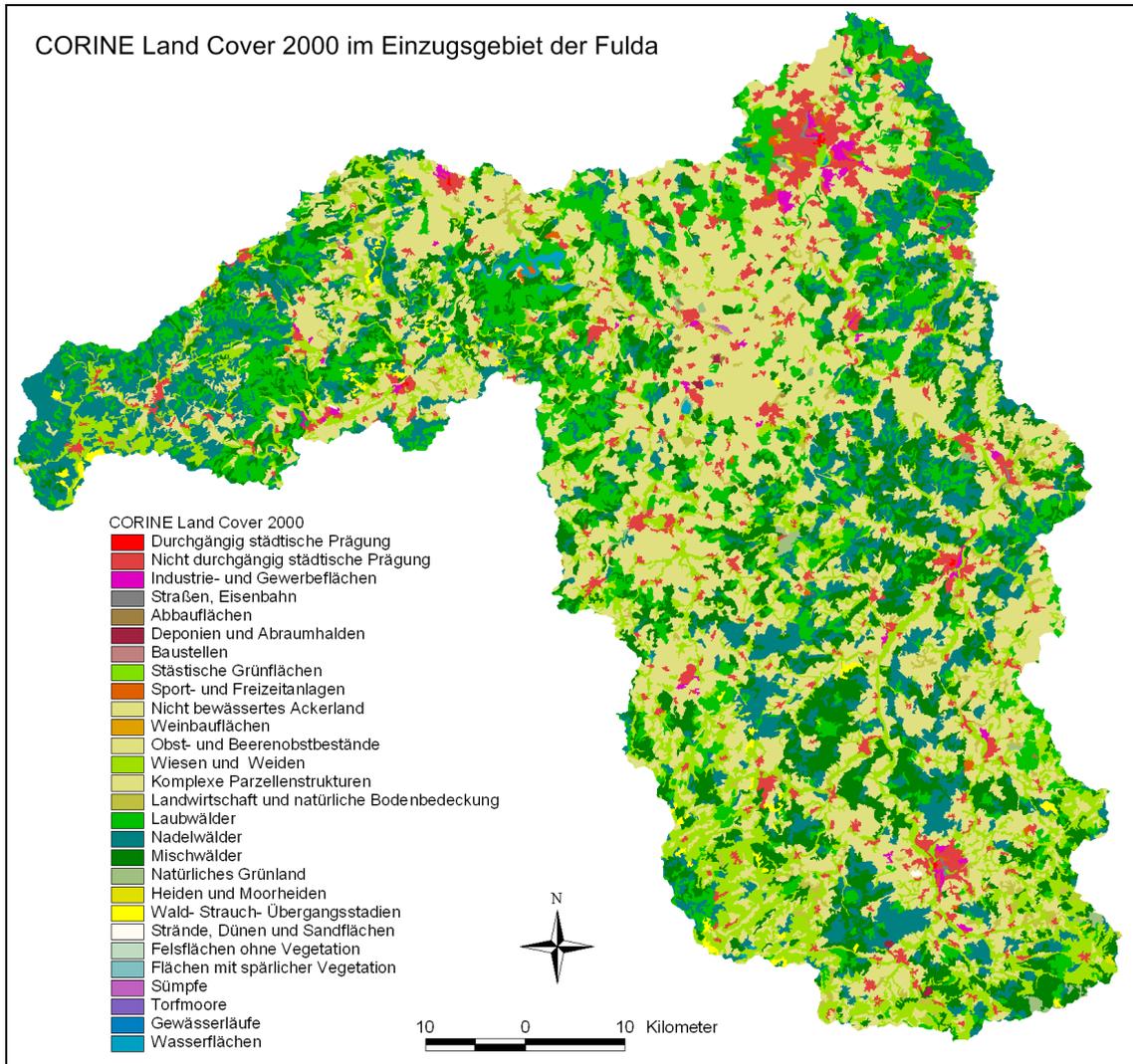
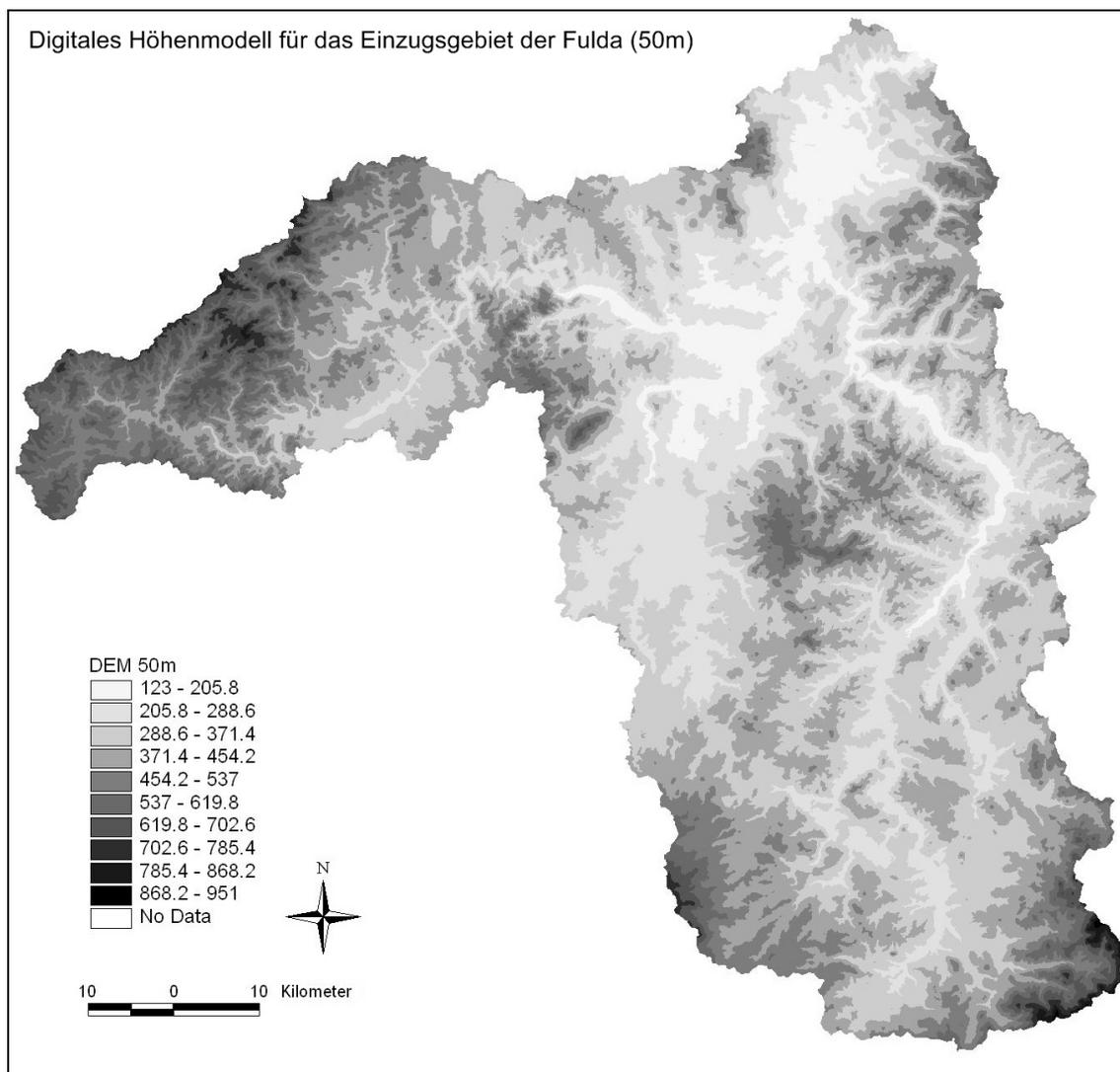
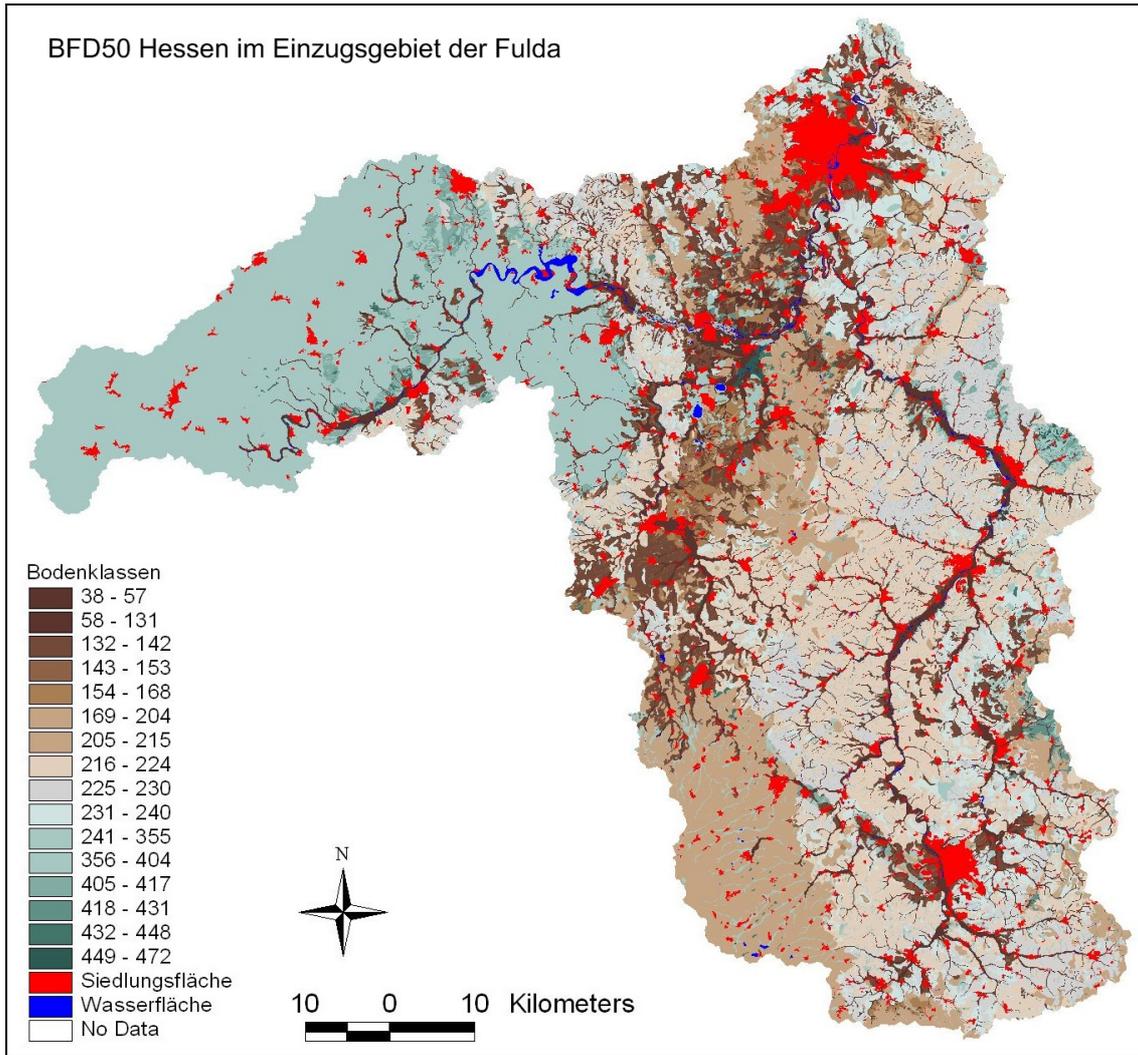


Abbildung-A1: CORINE Land Cover 2000 im Einzugsgebiet der Fulda



**Abbildung-A2:** Digitales Höhenmodell (SRTM-Daten) für das Einzugsgebiet der Fulda



**Abbildung-A3:** Bodenklassen (BFD50 Hessen) im Einzugsgebiet der Fulda

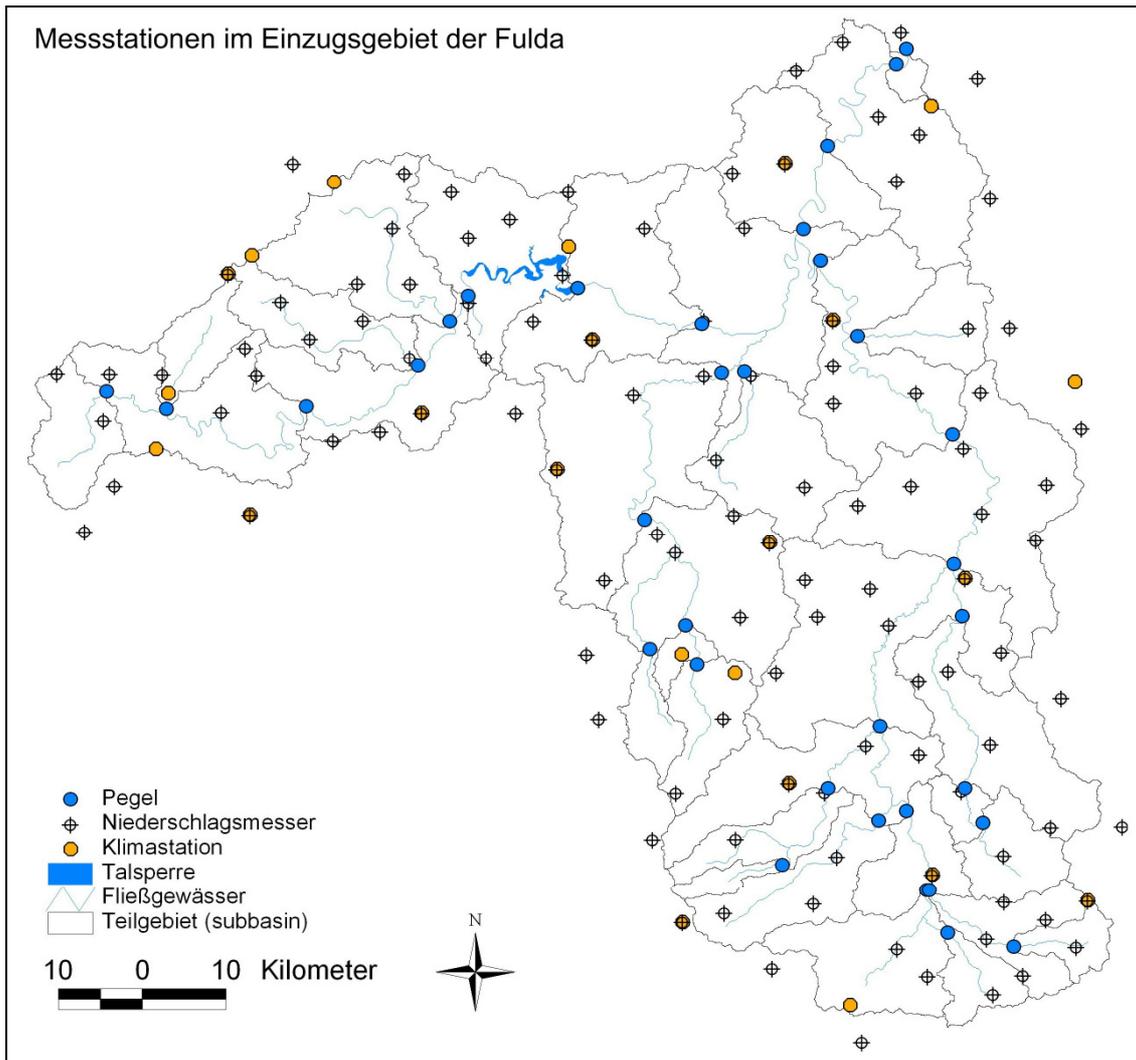


Abbildung-A4: Messstationen im Einzugsgebiet der Fulda

## A2 – REMO Ausgabegrößen/Variablen

### Output-Parameterliste für REMO-UBA Datastream 3

output intervall: 1hm = Mittelwert im Intervall 1h

1hc = Summe über das Intervall 1h

d = 1 day; f = konstanter Parameter

Die bei der SWAT-Modellierung verwendeten Größen sind orange markiert.

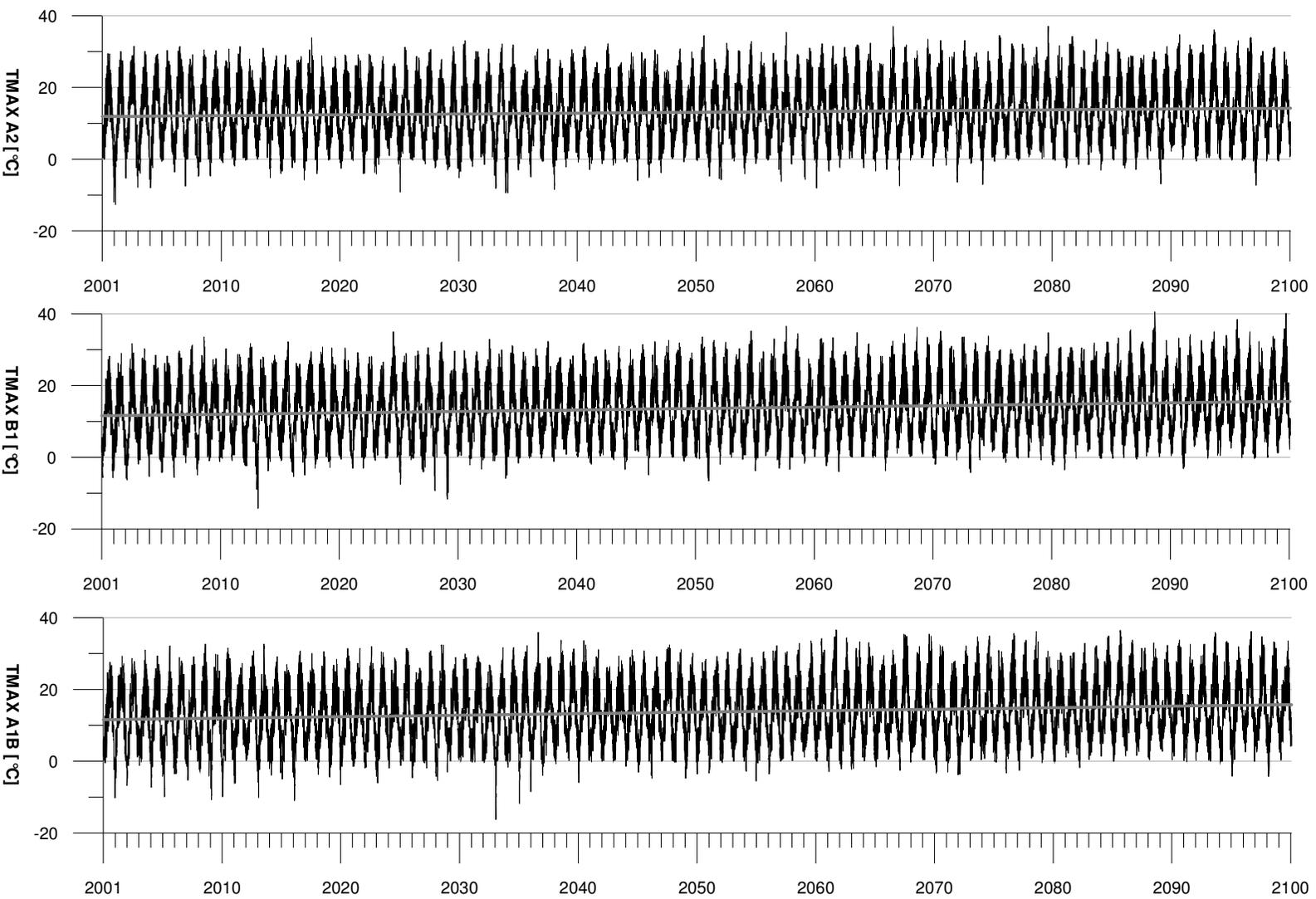
**Tabelle-A1:** REMO-Parameterliste

long name	parameter name in REMO	MKS Units	output interval	daily values	monthly values	yearly values
Near surface fields						
U-component of 10m wind	U10	m/s	1hm	X	X	
V-component of 10m wind	V10	m/s	1hm	X	X	
maximum of the expected gust velocity near the surface	VBM10M	m/s	1h	X	X	X
snowfall (mm ---> kg/m <sup>2</sup> )	APRS	kg/m <sup>2</sup>	1hc	X	X	X
surface runoff (calculated as a difference from code 160 and code 53, 160-53)	RUNOFF_S	kg/m <sup>2</sup>	1hc	X	X	
surface temperature	TS	K	1h	X	X	X
2m temperature	TEMP2	K	1hm	X	X	X
2m dew point temperature	DEW2	K	1hm	X	X	X
mean sea level pressure	PSRED	Pa	1h	X	X	
total cloud cover	ACLVCV	1	1h	X	X	
surface net shortwave radiation	SRADS	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X
surface net longwave radiation	TRADS	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X
surface solar radiation upward	SRADSU	W/m <sup>2</sup>	1h	X	X	
surface thermal radiation upward	TRADSU	W/m <sup>2</sup>	1h	X	X	
net shortwave radiation (at model top)	SRAD0	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X

outgoing longwave radiation (at model top)	TRAD0	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X
surface latent heat flux	BFLQDS	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X
surface sensible heat flux	BFLHS	W/m <sup>2</sup>	1hm	X	X	X
evaporation (mm --> kg/m <sup>2</sup> )	EVAP	kg/m <sup>2</sup>	1hc	X	X	X
surface albedo	ALBEDO	1	1h	X	X	X
surface albedo	ALBEDO_N	1	1h	X	X	X
snow depth	SN	m	1h	X	X	
snow depth change (mm --> kg/m <sup>2</sup> )	DSNAC	kg/m <sup>2</sup>	1hc	X	X	
2m maximum temperature	T2MAX	K	1h	X	X	
2m minimum temperature	T2MIN	K	1h	X	X	
surface maximum temperature	TSMAX	K	1h	X	X	
surface minimum temperature	TSMIN	K	1h	X	X	
subsurface runoff amount (drainage)	DRAIN	kg/m <sup>2</sup>	1hc	X	X	
Soil fields						
snow temperature	TSN	K	1h	X	X	X
soil temperature (1.layer)	TD3	K	1h	X	X	X
soil temperature (1.layer)	TD3_N	K	1h	X	X	X
soil temperature (2.layer)	TD4	K	1h	X	X	X
soil temperature (2.layer)	TD4_N	K	1h	X	X	X
soil Temperature(3.layer)	TD5	K	1h	X	X	X
soil Temperature(3.layer)	TD5_N	K	1h	X	X	X
soil temperature (4.layer)	TD	K	1h	X	X	X
soil temperature (4.layer)	TD_N	K	1h	X	X	X
soil Temperature (5.layer)	TDCL	K	1h	X	X	X
soil Temperature (5.layer)	TDCL_N	K	1h	X	X	X
skin reservoir content	WL	m	1h	X	X	X

soil water content	WS	m	1h	X	X	X
Fields on selected pressure levels DS3 200, 500, 850 hpa						
geopotential	FI	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	6h	X	X	
temperature	T	K	6h	X	X	
U-component of wind	U	m/s	6h	X	X	
V-component of wind	V	m/s	6h	X	X	
relative humidity	REL_HUM	%	6h	X	X	
specific humidity	QD	kg/kg	6h	X	X	
Constant or slowly varying fields DS3						
vegetation area fraction	VGRAT	1	d		X	
vegetatioin area fraction	VGRAT_N	1	d		X	
forest area fraction	FOREST	1	f			
forest area fraction	FOREST_N	1	f			
leaf area index	VLT	1	d		X	
leaf area index	VLT_N	1	d		X	
surface height	FIB	m	f			
surface height	FIB_N	m	f			
surface background albedo	ALB	Pa	d		X	
surface background albedo	ALB_N	Pa	d		X	
surface roughness length	AZ0	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	f			
surface roughness length	AZ0_N	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	f			
land-sea fraction	BLA	1	f			
land-sea fraction	BLA_N	1	f			
soil type (FAO)	FAO_N	1	f			
field capacity of soil	WSMX	1	f			
field capacity of soil	WSMX_N	1	f			
area of gridbox	BOX_AREA	m <sup>2</sup>	f			

latitude	PHI	deg	f			
longitude	RLA	deg	f			
Additional post processed values						
total precipitation	PRECIP_TOT	kg/m <sup>2</sup>	1h	<b>X</b>	X	X
wind speed	WIND_SPEED	m/s	1h	X	X	X
wind direction	WIND_DIR	Grad	1h			
relative humidity	REL_HUM	1	1h	<b>X</b>	X	X
number of days with snowfall	SNOW_DAYS	no.			X	X
number of days with total precipitation at least 1kg/m2	RR1MM	no.			X	X
number of days with tmin_2m below 0 °C	FD	no.			X	X
number of days with tmax_2m above 25 °C	SU	no.			X	X
number of days with tmin_2m above 20 °C	TR	no.			X	X
number of days with total precipitation at least 10 kg/m2	R10MM	no.			X	X
number of days with total precipitation at least 20 kg/m2	R20MM	no.			X	X
number of days with snowcover	SNOW_COV	no.			X	X
number of days with tmax_2m below 0 °C	ID	no.			X	X

**A3 – REMO Gebietsmittelwerte (EZG Fulda) der SWAT Input-Größen**

**Abbildung A-5:** Analyse der REMO-Daten – Gebietsmittelwert im EZG Fulda der Tagesmaximaltemperatur in den Szenarien A1B, A2 und B1 (Tagesmaximalwerte)

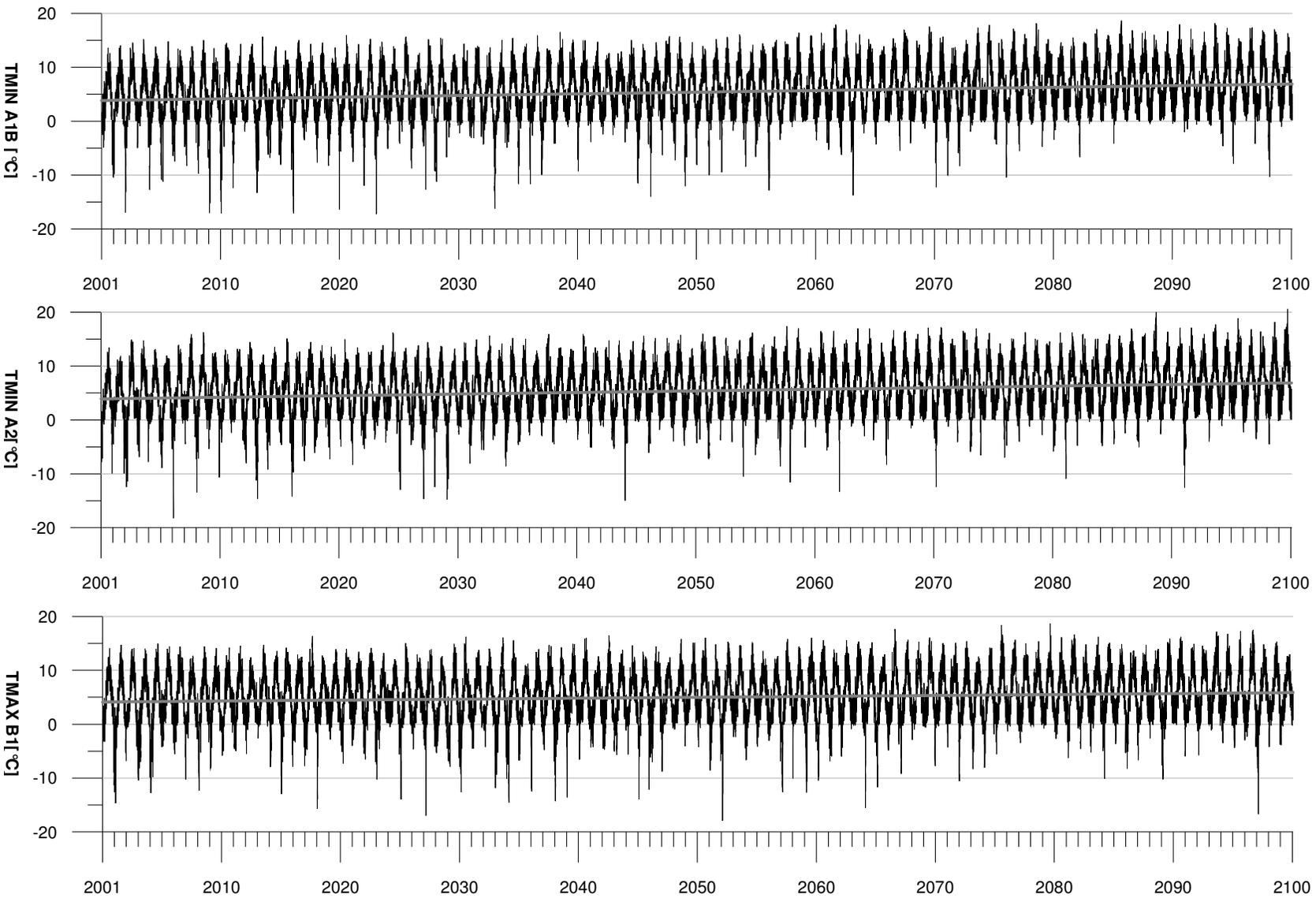
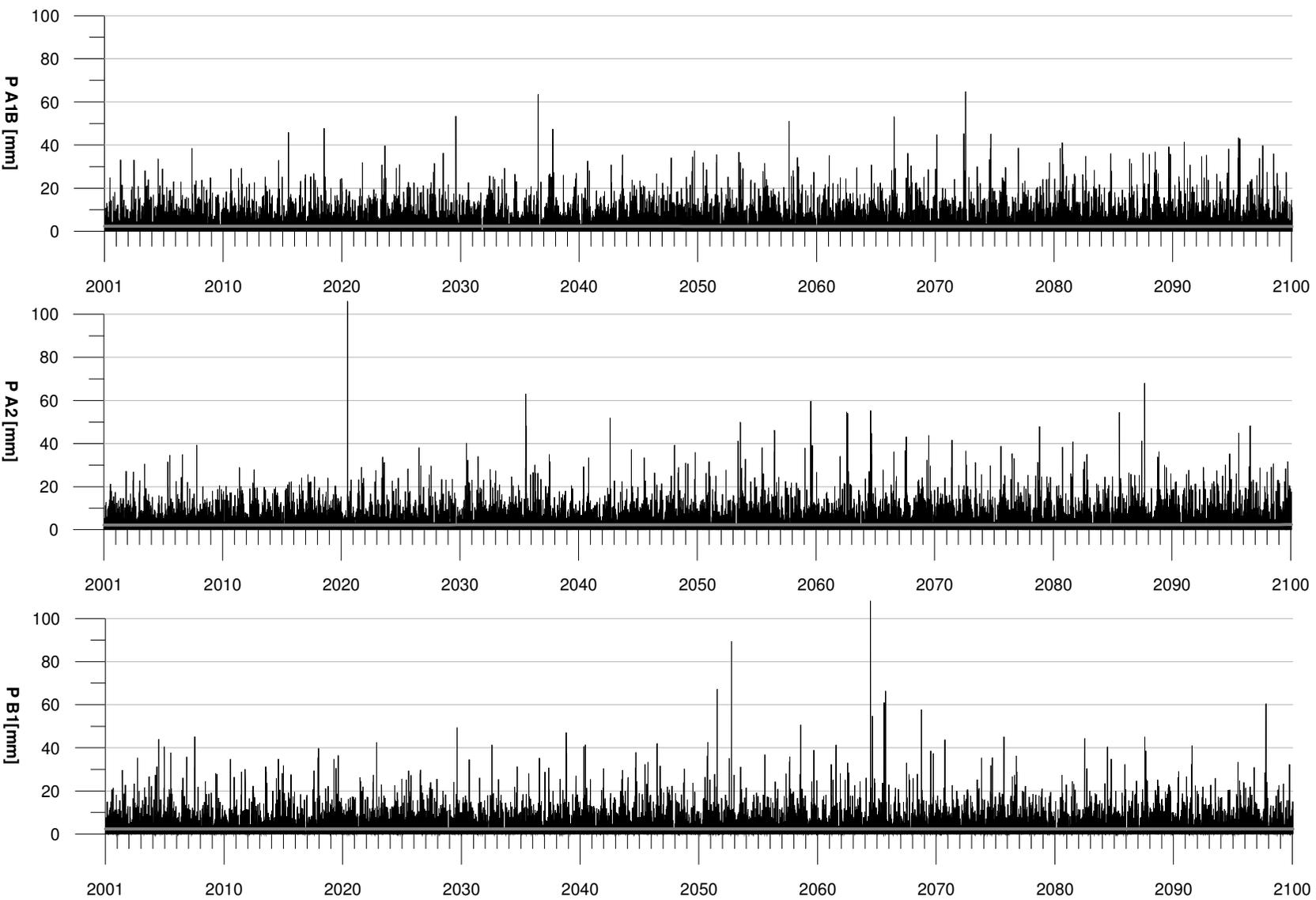


Abbildung A-6: Analyse der REMO-Daten – Gebietsmittelwert im EZG Fulda der Tagesminimaltemperatur in den Szenarien A1B, A2 und B1 (Tagesminimalwerte)



**Abbildung A-7:** Analyse der REMO-Daten – Gebietsmittelwert im EZG Fulda des Gebietsniederschlages in den Szenarien A1B, A2 und B1 (Tagessummen)

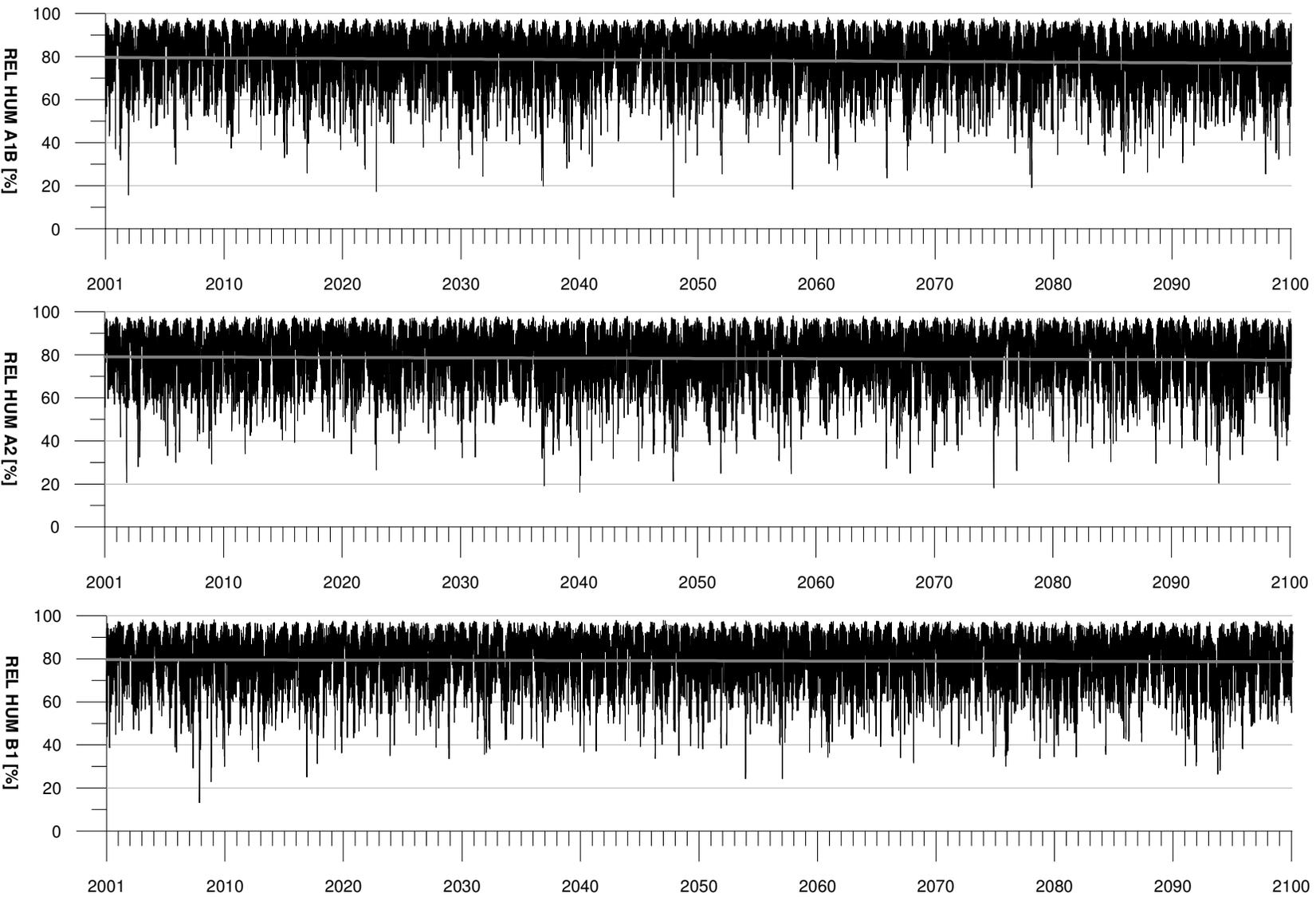
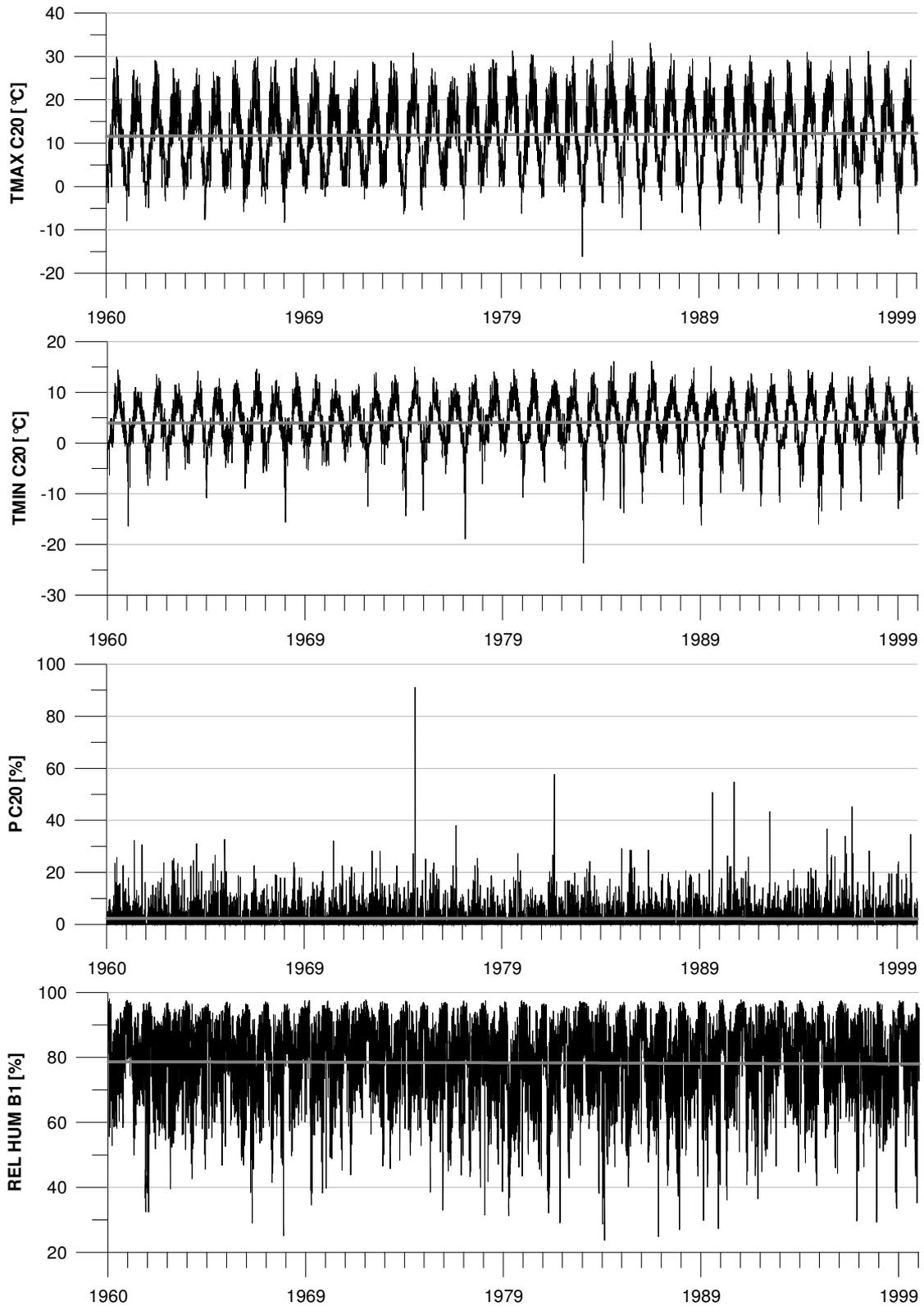


Abbildung A-8: Analyse der REMO-Daten – Gebietsmittelwert im EZG Fulda der relativen Luftfeuchte in den Szenarien A1B, A2 und B1 (Tageswertemittelwerte)



**Abbildung A-9:** Analyse der REMO-Daten – Gebietsmittelwert im EZG Fulda der Tagesmaximal und –minimaltemperatur, des Niederschlags und der relativen Luftfeuchte in der REMO-Rückrechnung C20 des Zeitraumes 1960-2000 (Tageswerte)

## A4 – Niederschlag-Regressionsgleichungen

Folgende Regressionsgleichungen wurden verwendet um aus den Remo-Gitterniederschlägen (Gebietsniederschlag innerhalb eines Gitter-Elementes) den Gebietsniederschlag in einem Teilgebiet zu berechnen. Diese wurden aus gemessenen Niederschlagsdaten ermittelt, aus denen zum einen der Gebietsniederschlag innerhalb der REMO-Gitterelemente und zum anderen der Niederschlag innerhalb der Teilgebiete berechnet wurde.

Die Nummern [Nr.] sind die Nummern der Gitterflächen (siehe Abbildung A-10).

$$P[\text{Teilgebiet 1}] = 0,034 + 0,227 \cdot P[63] + 0,713 \cdot P[64]$$

$$P[\text{Teilgebiet 2}] = 0,014 + 0,080 \cdot P[60] + 0,0237 \cdot P[61] + 0,0542 \cdot P[82] + 0,7806 \cdot P[83] + 0,0797 \cdot P[84] - 0,0086 \cdot P[105]$$

$$P[\text{Teilgebiet 3}] = 0,0001963 - 0,0046954 \cdot P[102] + 0,0496860 \cdot P[103] - 0,0054056 \cdot P[104] + 0,0084623 \cdot P[105] + 0,0229023 \cdot P[124] + 0,1457275 \cdot P[125] + 0,2002564 \cdot P[126] + 0,0829389 \cdot P[127] + 0,0744583 \cdot P[128] + 0,0209940 \cdot P[129] + 0,0545415 \cdot P[147] + 0,2191488 \cdot P[148] + 0,0137070 \cdot P[149] + 0,1505718 \cdot P[150] - 0,0309362 \cdot P[151]$$

$$P[\text{Teilgebiet 4}] = -0,004673 + 0,004756 \cdot P[129] - 0,012164 \cdot P[147] + 0,070417 \cdot P[148] - 0,040531 \cdot P[149] + 0,118363 \cdot P[150] + 0,102378 \cdot P[151] + 0,005147 \cdot P[169] + 0,069517 \cdot P[170] + 0,194035 \cdot P[171] + 0,220804 \cdot P[172] + 0,151511 \cdot P[173] + 0,034254 \cdot P[174] - 0,036589 \cdot P[194] + 0,204287 \cdot P[195] - 0,085665 \cdot P[196]$$

$$P[\text{Teilgebiet 5}] = 0,002966 + 0,033355 \cdot P[170] + 0,048141 \cdot P[171] - 0,011870 \cdot P[172] - 0,001903 \cdot P[191] + 0,314430 \cdot P[192] + 0,239766 \cdot P[193] + 0,037934 \cdot P[194] + 0,015853 \cdot P[213] + 0,177064 \cdot P[214] + 0,095533 \cdot P[215] - 0,003201 \cdot P[236] + 0,058593 \cdot P[237]$$

$$P[\text{Teilgebiet 6}] = -0,0006918 - 0,0194127 \cdot P[189] + 0,0899649 \cdot P[190] + 0,0468932 \cdot P[191] + 0,0665209 \cdot P[211] + 0,2736867 \cdot P[212] + 0,3320094 \cdot P[213] - 0,0001714 \cdot P[214] + 0,0898664 \cdot P[233] + 0,1381248 \cdot P[234] - 0,0545305 \cdot P[235] + 0,0384009 \cdot P[236]$$

$$P[\text{Teilgebiet 7}] = 0,04564 - 0,20306 \cdot P[39] + 0,96214 \cdot P[40] - 0,21859 \cdot P[41] - 0,06201 \cdot P[61] + 0,46166 \cdot P[62] + 0,10606 \cdot P[63]$$

$$P[\text{Teilgebiet 8}] = 0,015461 - 0,080297 \cdot P[57] + 0,547065 \cdot P[58] - 0,199005 \cdot P[59] + 0,086188 \cdot P[60] + 0,034223 \cdot P[79] - 0,001438 \cdot P[80] + 0,264186 \cdot P[81] + 0,466675 \cdot P[82] - 0,038481 \cdot P[83] - 0,076075 \cdot P[104]$$

$$P[\text{Teilgebiet 9}] = 0,01376 + 0,36291 \cdot P[79] + 0,64612 \cdot P[80] + 0,04096 \cdot P[81]$$

$$P[\text{Teilgebiet 10}] = -0,01827 + 0,02082 \cdot P[79] + 0,47580 \cdot P[80] + 0,28488 \cdot P[81] + 0,02499 \cdot P[82] + 0,12790 \cdot P[103] + 0,07948 \cdot P[104]$$

$$P[\text{Teilgebiet 11}] = 0,001418 + 0,407580 \cdot P[84] + 0,672303 \cdot P[85] - 0,037496 \cdot P[86] - 0,033877 \cdot P[106] - 0,008728 \cdot P[107]$$

$$P[\text{Teilgebiet 12}] = -0,003807 - 0,003323 \cdot P[85] + 0,030195 \cdot P[86] + 0,014269 \cdot P[105] + 0,124788 \cdot P[106] + 0,491978 \cdot P[107] + 0,029743 \cdot P[108] + 0,146470 \cdot P[127] + 0,330094 \cdot P[128] - 0,168061 \cdot P[129]$$

$$P[\text{Teilgebiet 13}] = -0,02512 - 0,04266 \cdot P[192] + 0,21496 \cdot P[193] + 0,04509 \cdot P[194] + 0,04470 \cdot P[214] + 0,17782 \cdot P[215] + 0,56906 \cdot P[216]$$

$$P[\text{Teilgebiet 14}] = -0,03612 - 0,16343 \cdot P[156] + 0,40355 \cdot P[157] + 0,23545 \cdot P[158] + 0,10292 \cdot P[178] + 0,55310 \cdot P[179] - 0,10145 \cdot P[180]$$

$$P[\text{Teilgebiet 15}] = 0,008463 - 0,080890 \cdot P[158] + 0,190159 \cdot P[159] - 0,025798 \cdot P[160] + 0,086588 \cdot P[161] + 0,178454 \cdot P[179] + 0,125930 \cdot P[180] + 0,293290 \cdot P[181] + 0,264506 \cdot P[182] + 0,002157 \cdot P[183] - 0,035882 \cdot P[204]$$

$$P[\text{Teilgebiet 16}] = -0,004552 + 0,061651 \cdot P[182] + 0,299423 \cdot P[183] + 0,132681 \cdot P[184] + 0,408642 \cdot P[185] + 0,023332 \cdot P[186] + 0,078219 \cdot P[207]$$

$$P[\text{Teilgebiet 17}] = -0,006518 - 0,051986 \cdot P[186] + 0,064485 \cdot P[207] + 0,281324 \cdot P[208] + 0,109610 \cdot P[209] + 0,145795 \cdot P[229] + 0,386564 \cdot P[230] + 0,065982 \cdot P[231]$$

$$P[\text{Teilgebiet 18}] = -0,0009914 - 0,0104483 \cdot P[186] + 0,1431999 \cdot P[187] - 0,0554007 \cdot P[188] + 0,0370360 \cdot P[208] + 0,1516763 \cdot P[209] + 0,3038026 \cdot P[210] + 0,1411251 \cdot P[211] - 0,0333333 \cdot P[231] + 0,2950423 \cdot P[232] + 0,0309217 \cdot P[233]$$

$$P[\text{Teilgebiet 19}] = -0,02319 + 0,13120 \cdot P[180] + 0,38371 \cdot P[181] - 0,25133 \cdot P[202] + 0,86439 \cdot P[203] - 0,11486 \cdot P[204]$$

$$P[\text{Teilgebiet 20}] = -0,05152 + 0,31993 \cdot P[101] + 0,21823 \cdot P[102] + 0,14975 \cdot P[123] + 0,32199 \cdot P[124]$$

$$P[\text{Teilgebiet 21}] = -0,001404 + 0,007647 \cdot P[143] + 0,113769 \cdot P[144] + 0,130510 \cdot P[165] + 0,204462 \cdot P[166] + 0,114230 \cdot P[167] + 0,050542 \cdot P[187] + 0,155761 \cdot P[188] + 0,197023 \cdot P[189] + 0,030099 \cdot P[190]$$

$$P[\text{Teilgebiet 22}] = -0,007839 - 0,048638 \cdot P[147] + 0,028713 \cdot P[167] + 0,249227 \cdot P[168] + 0,390045 \cdot P[169] + 0,115626 \cdot P[170] + 0,145397 \cdot P[190] + 0,126451 \cdot P[191]$$

$$P[\text{Teilgebiet 23}] = 0,0008 \cdot P[215] + 0,0005 \cdot P[216] - 0,0587 \cdot P[236] + 0,2958 \cdot P[237] + 0,1529 \cdot P[238] + 0,006778 \cdot P[257] + 0,3132 \cdot P[258] + 0,1953 \cdot P[259] + 0,02126 \cdot P[260] + 0,08827 \cdot P[280] - 0,01706 \cdot P[281]$$

$$P[\text{Teilgebiet 24}] = 0,001789 + 0,063444 \cdot P[122] - 0,111010 \cdot P[123] + 0,139679 \cdot P[124] + 0,009827 \cdot P[125] + 0,040792 \cdot P[144] + 0,423016 \cdot P[145] + 0,331934 \cdot P[146] + 0,046555 \cdot P[147] + 0,006206 \cdot P[167] + 0,051549 \cdot P[168]$$

$$P[\text{Teilgebiet 25}] = 0,004871 + 0,534708 \cdot P[259] + 0,483732 \cdot P[281]$$

$$P[\text{Teilgebiet 26}] = -0,003714 + 0,080364 \cdot P[234] + 0,380140 \cdot P[235] + 0,110013 \cdot P[236] + 0,050200 \cdot P[237] + 0,145034 \cdot P[256] + 0,185392 \cdot P[257] + 0,056401 \cdot P[258]$$

$$P[\text{Teilgebiet 27}] = -0,01443 + 0,09365 \cdot P[204] + 0,01016 \cdot P[205] + 0,29461 \cdot P[206] + 0,07655 \cdot P[207] - 0,02174 \cdot P[226] + 0,20777 \cdot P[227] + 0,34522 \cdot P[228] + 0,06719 \cdot P[229] - 0,07639 \cdot P[250]$$

$$P[\text{Teilgebiet 28}] = -0,01358 + 0,07224 \cdot P[183] + 0,13685 \cdot P[184] - 0,01110 \cdot P[185] + 0,17371 \cdot P[204] + 0,59842 \cdot P[205] - 0,09774 \cdot P[206] + 0,13121 \cdot P[207]$$

$$P[\text{Teilgebiet 29}] = -0,01486 + 0,04423 \cdot P[79] + 0,10291 \cdot P[80] + 0,20136 \cdot P[102] + 0,22864 \cdot P[103] + 0,22055 \cdot P[104] + 0,20332 \cdot P[105]$$

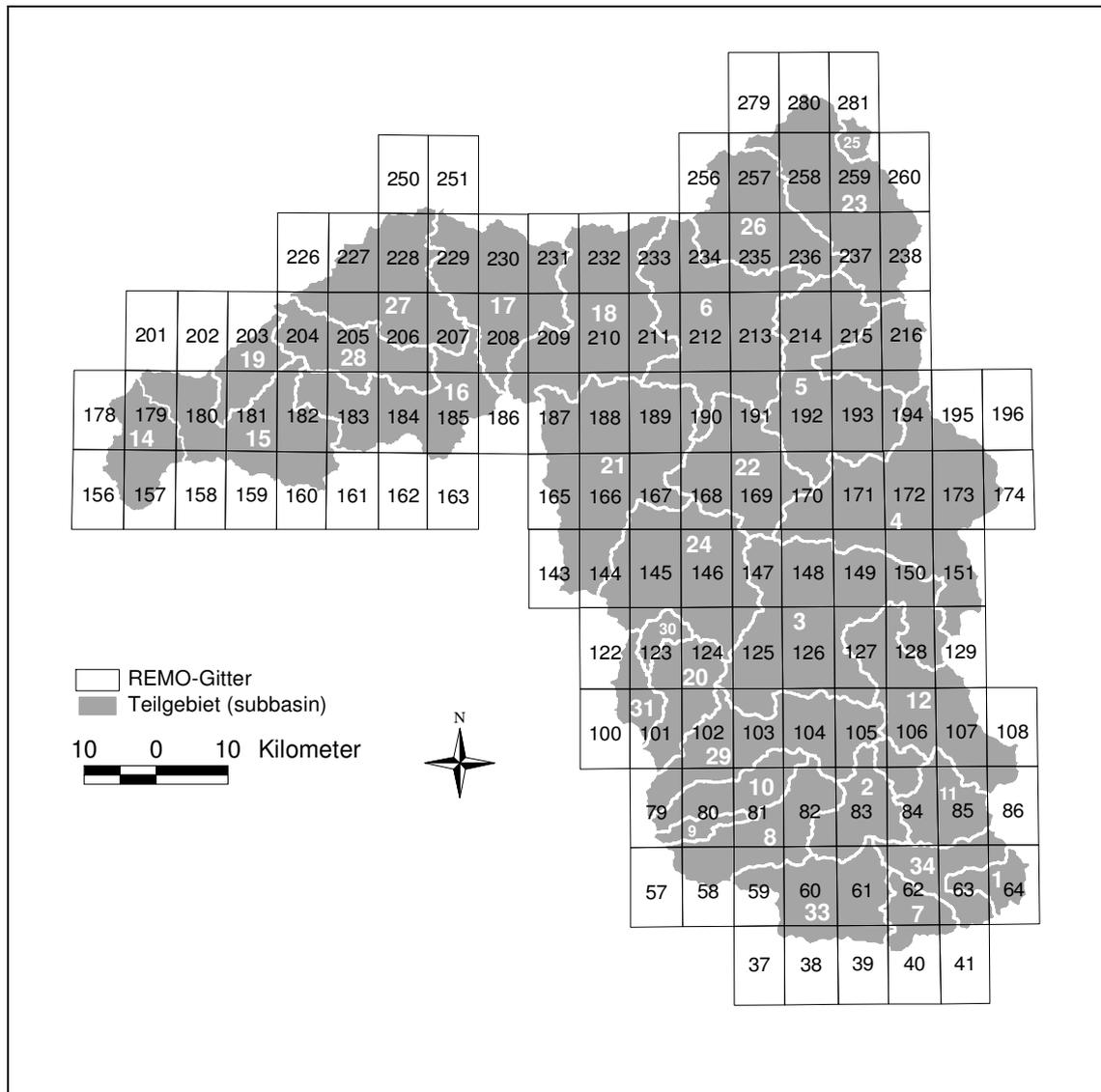
$$P[\text{Teilgebiet 30}] = 0,001887 + 0,929974 \cdot P[123] + 0,050383 \cdot P[124]$$

$$P[\text{Teilgebiet 31}] = 0,00622 + 0,08758 \cdot P[100] + 0,42428 \cdot P[101] + 0,08900 \cdot P[122] + 0,40099 \cdot P[123]$$

$$P[\text{Teilgebiet 32}] = 0,02851 + 0,12631 \cdot P[83] + 0,33870 \cdot P[84] - 0,13509 \cdot P[105] + 0,68702 \cdot P[106]$$

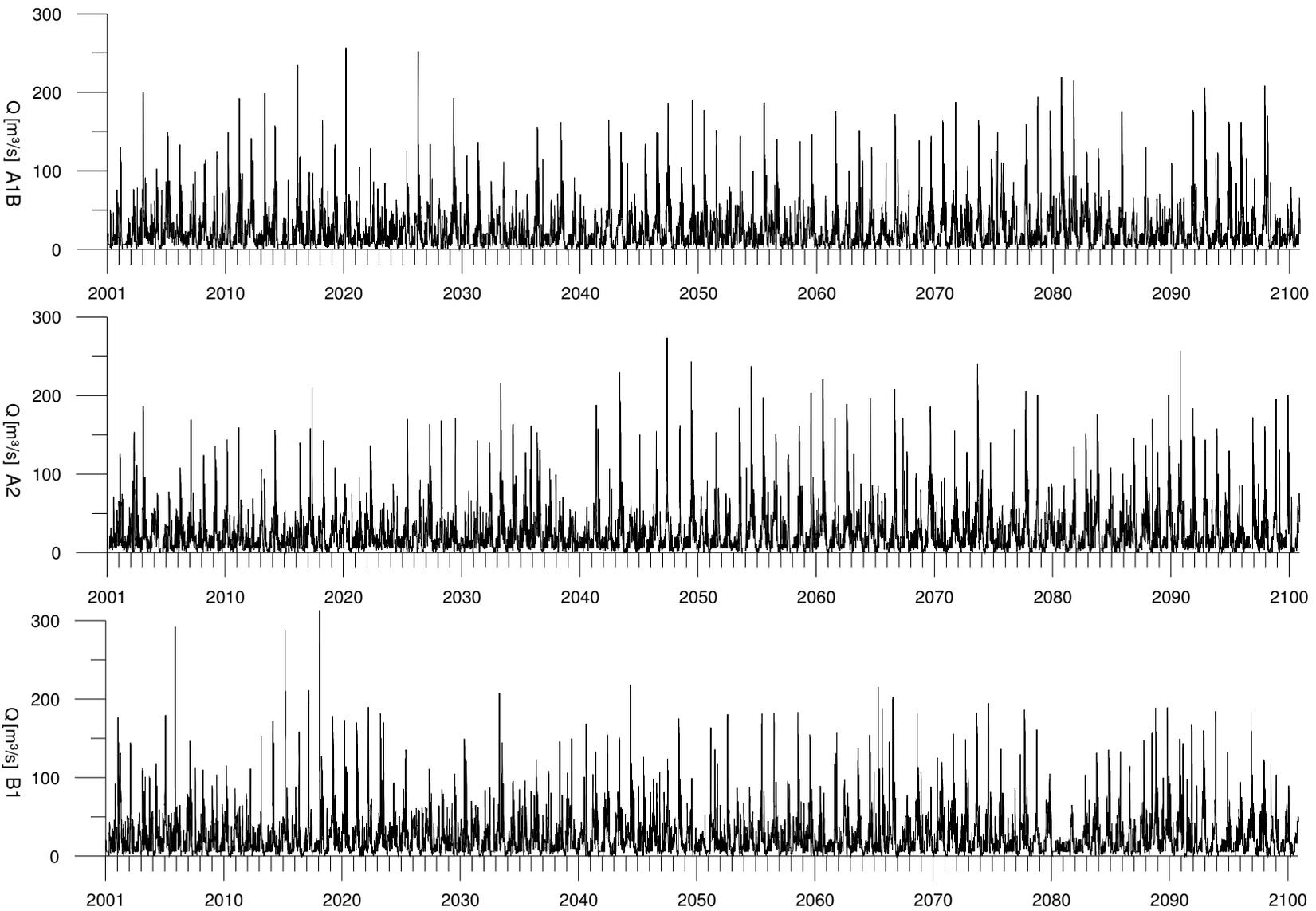
$$P[\text{Teilgebiet 33}] = -0,004259 - 0,017958 \cdot P[37] + 0,055993 \cdot P[38] + 0,125464 \cdot P[39] + 0,173956 \cdot P[59] + 0,236176 \cdot P[60] + 0,435655 \cdot P[61]$$

$$P[\text{Teilgebiet 34}] = -0,014044 + 0,272062 \cdot P[62] + 0,678790 \cdot P[63] + 0,009995 \cdot P[64]$$

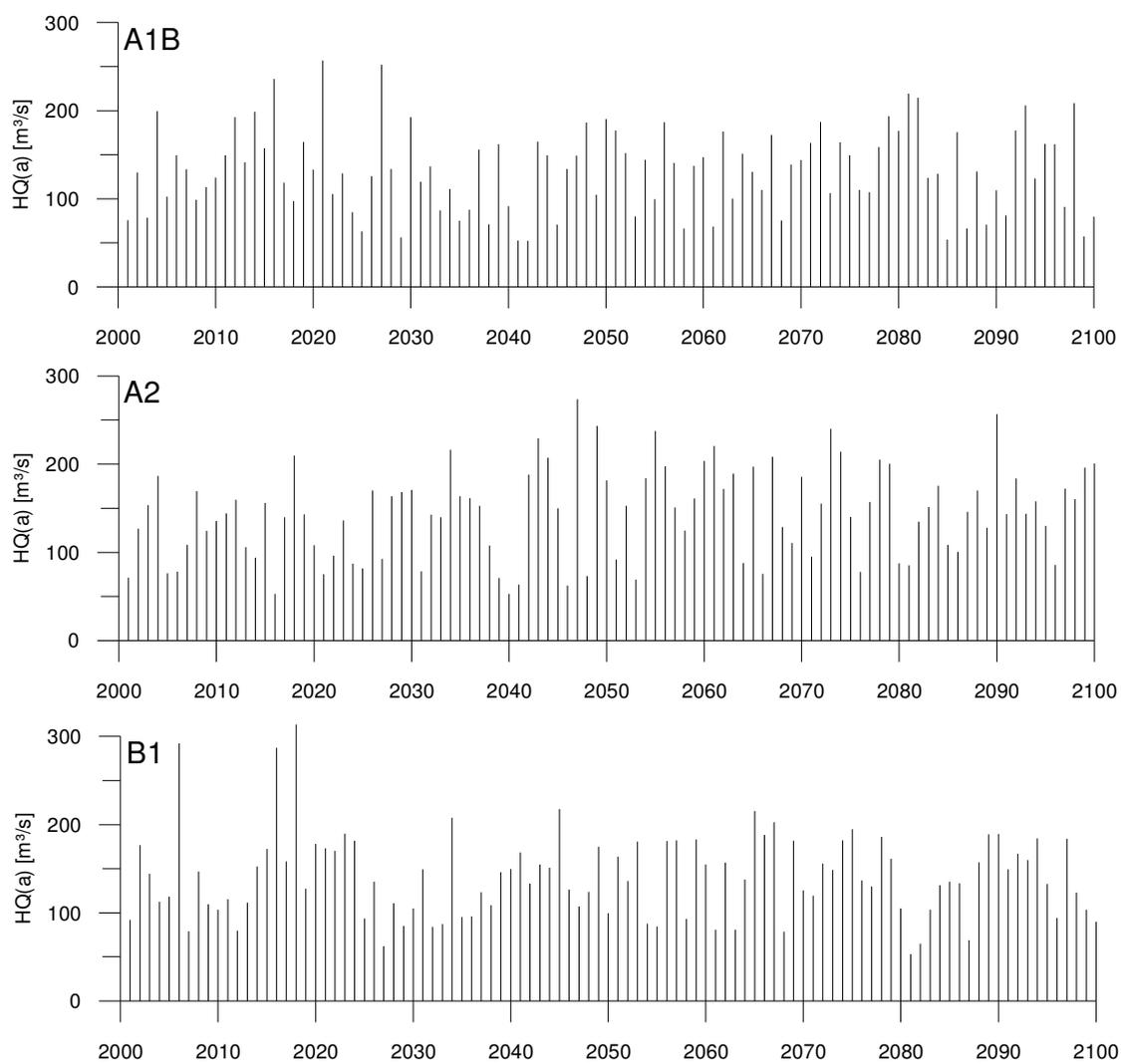


**Abbildung-A10:** REMO-Gitterzellen im Einzugsgebiet der Fulda

**A5 – SWAT-Berechnungsergebnisse für das EZG Fulda**

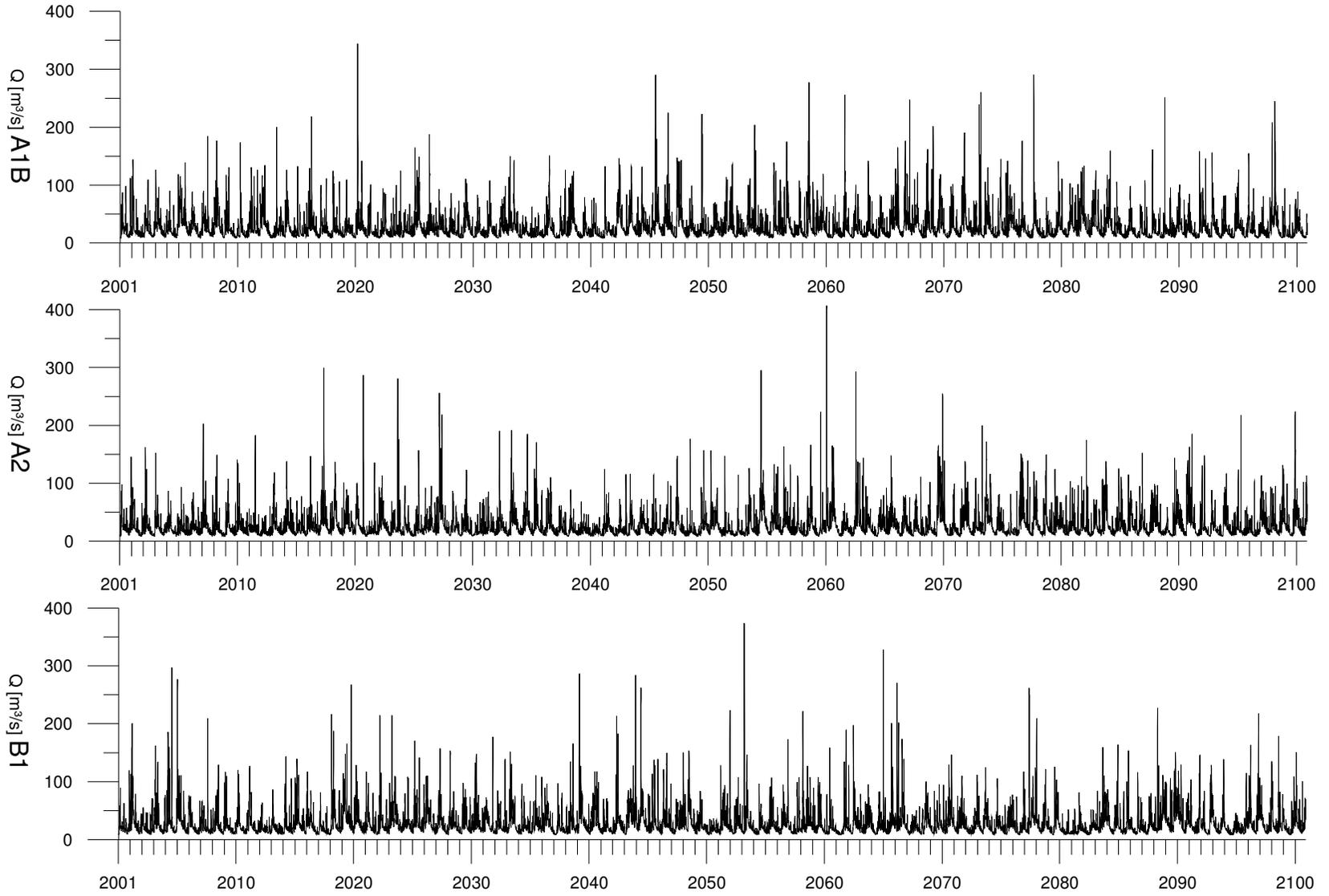


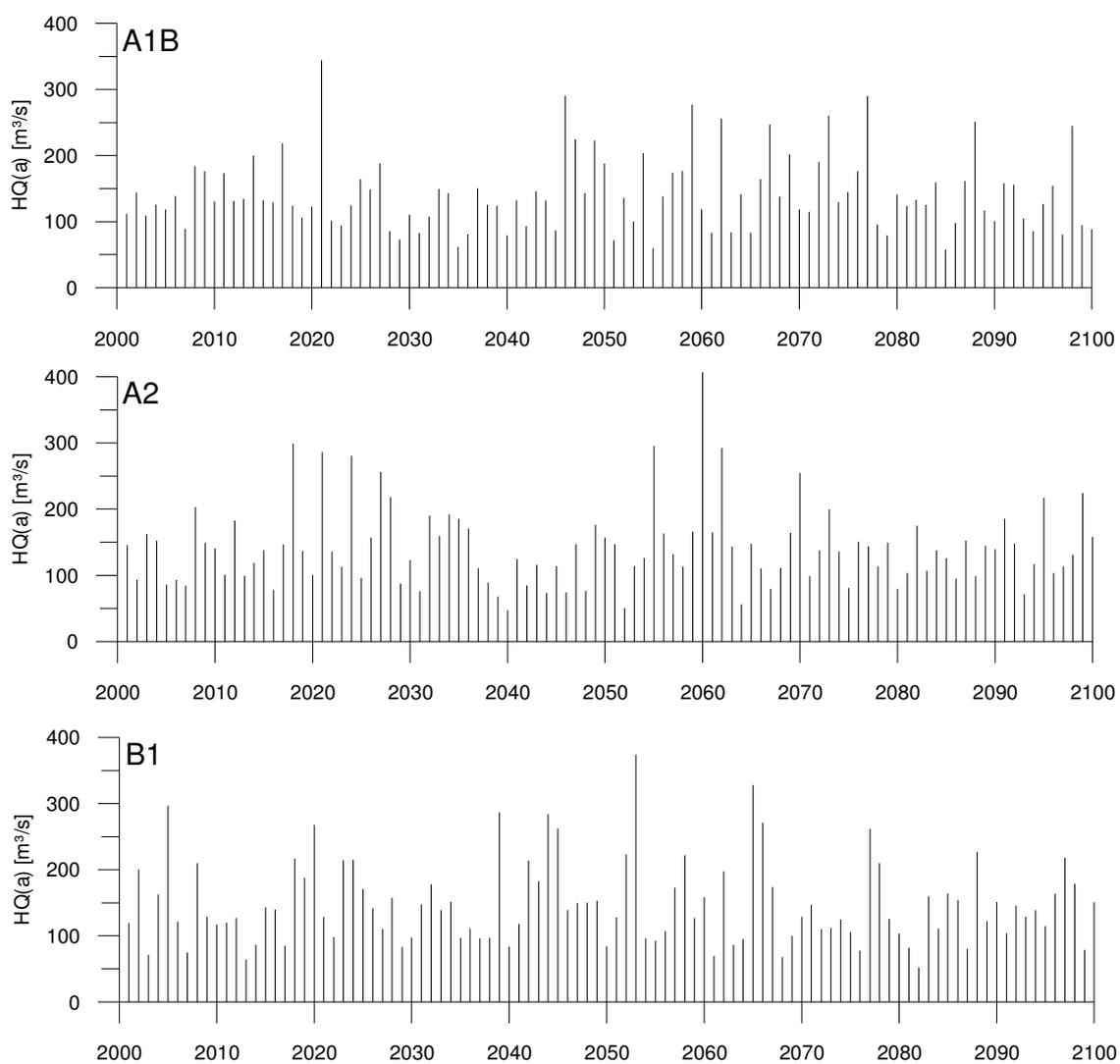
**Abbildung-A11:** Abflusszenarien (2001-2100) am Pegel Affoldern (Abfluss Edertalsperre)



**Abbildung-A12:** Hochwasserszenarien (2001-2100) am Pegel Affoldern

Abbildung-A13: Abflussszenarien (2001-2100) am Pegel Grebenau





**Abbildung-A14:** Hochwasserszenarien (2001-2100) am Pegel Grebenau

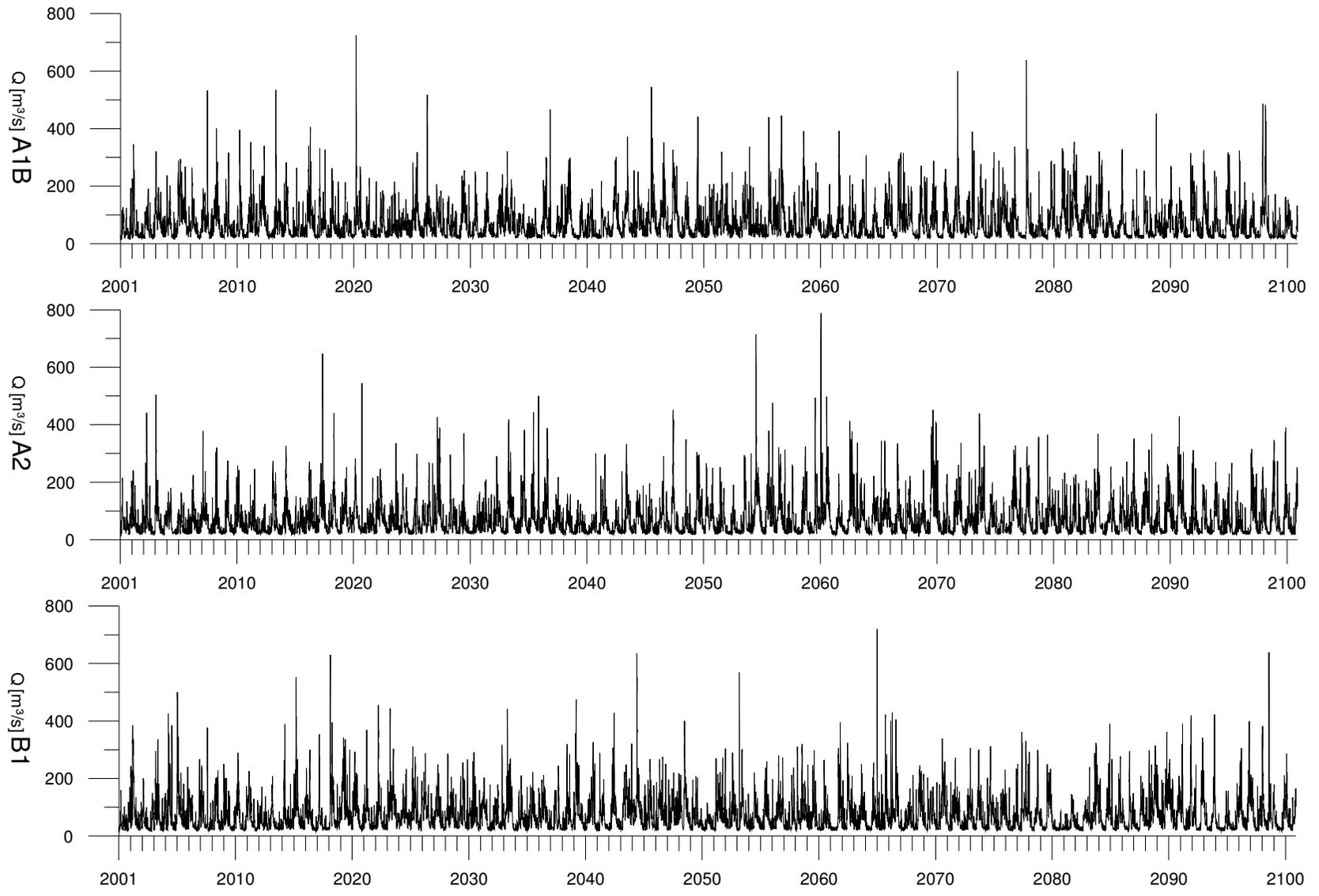
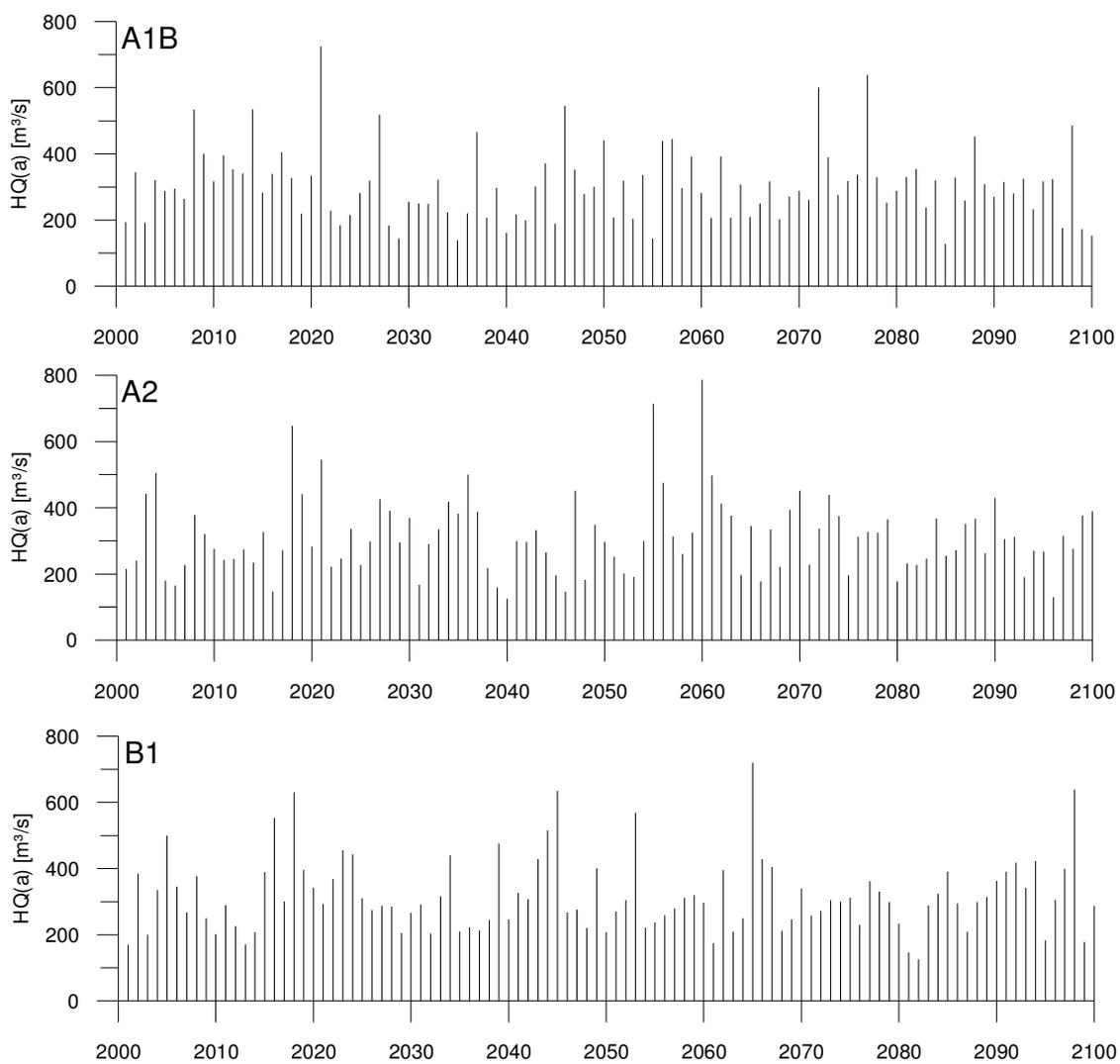


Abbildung-A15: Abflussszenarien (2001-2100) am Pegel Bonaforth (Fulda)



**Abbildung-A16:** Hochwasserszenarien (2001-2100) am Pegel Bonaforth (Fulda)

## A6 – SW/AT-Berechnungsergebnisse für die Hochwasserrückhaltebecken im Einzugsgebiet der Fulda

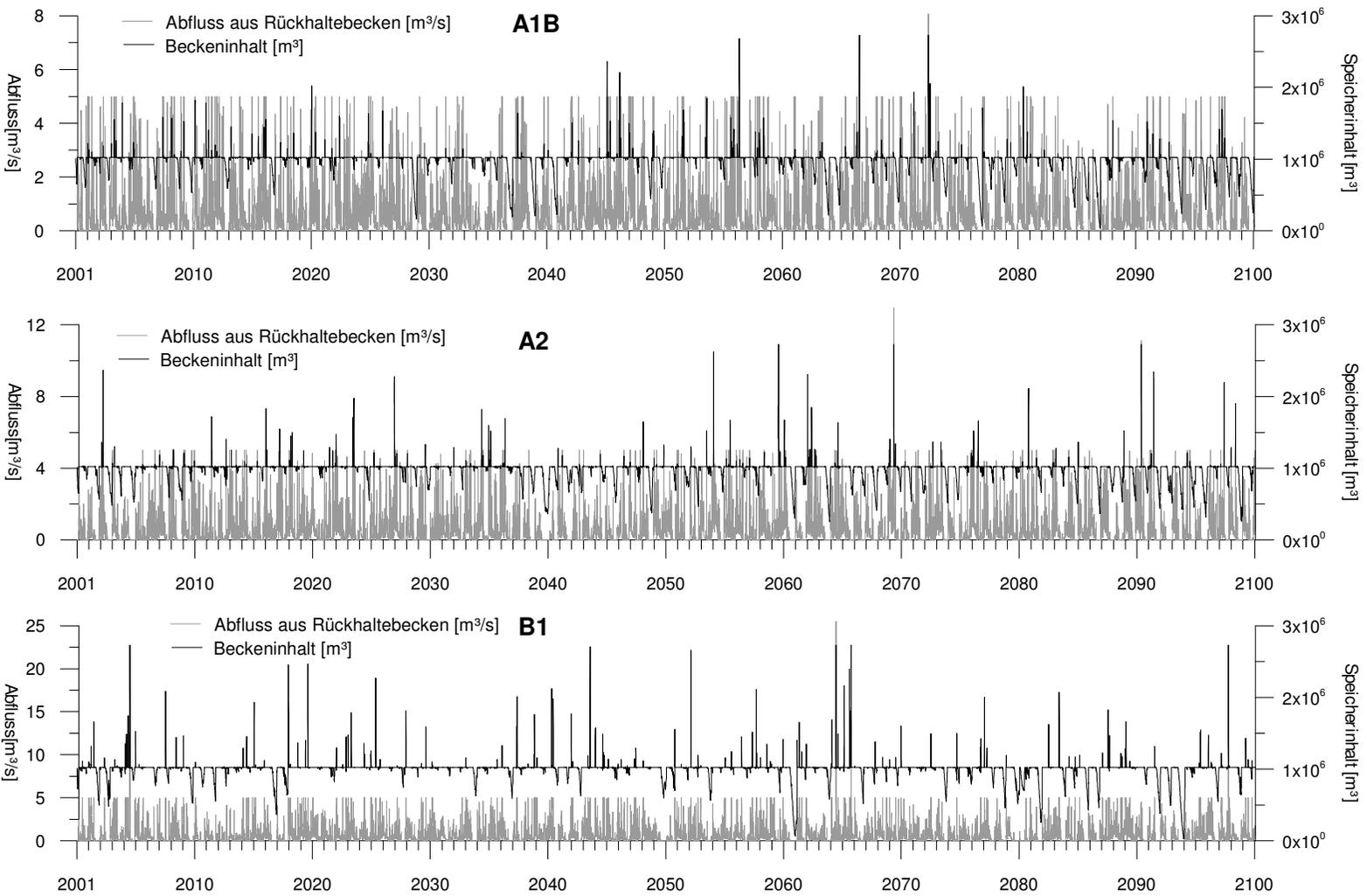
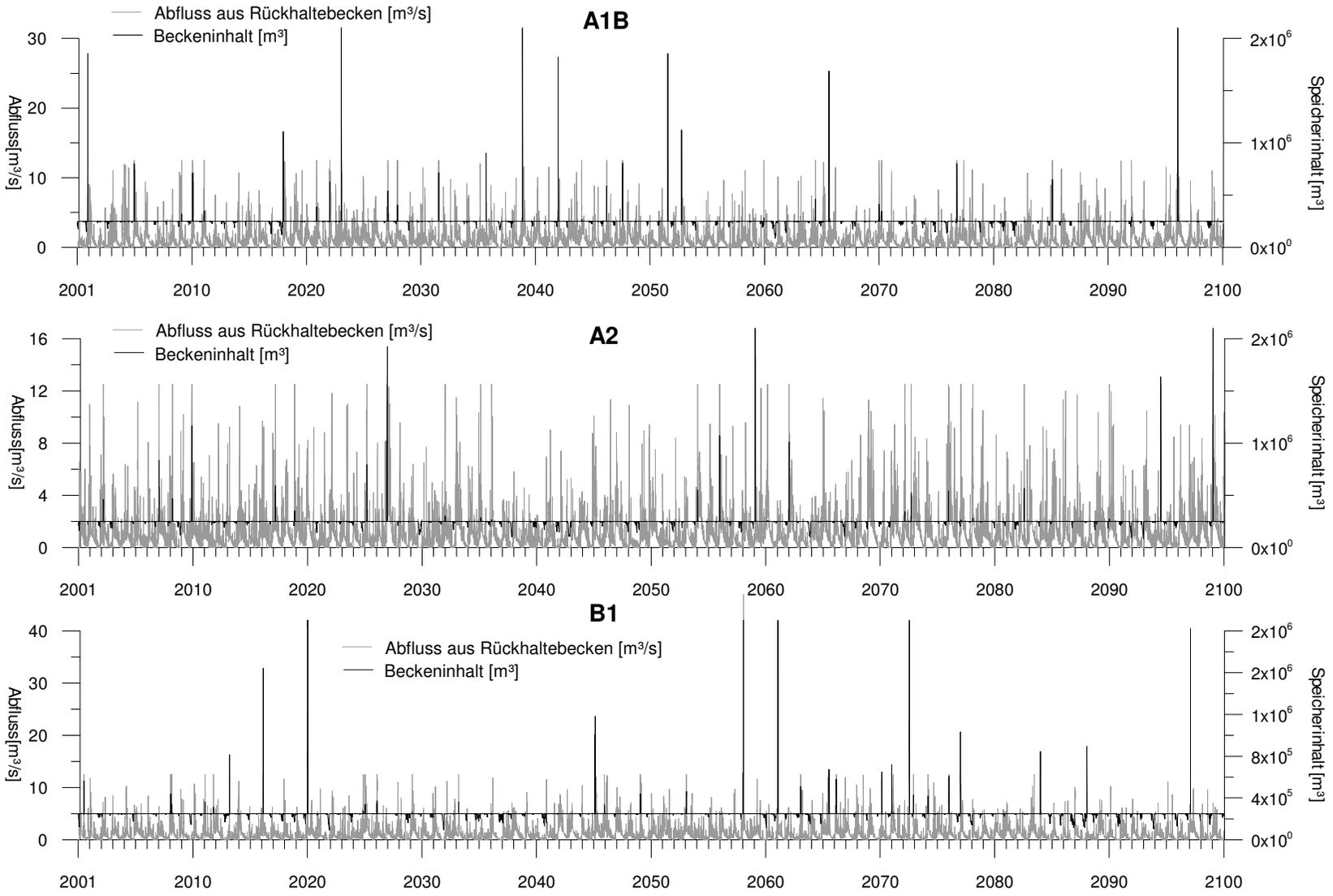


Abbildung-A17: Speichervolumen und Speicherabgabe der Antrifftalsperre in den Szenarien A1B, A2 und B1 (SW/AT-Berechnungen)

Abbildung-A18: Speichervolumen und Speicherabgabe der Haunetalstapere in den Szenarien A1B, A2 und B1 (SWAT-Berechnungen)



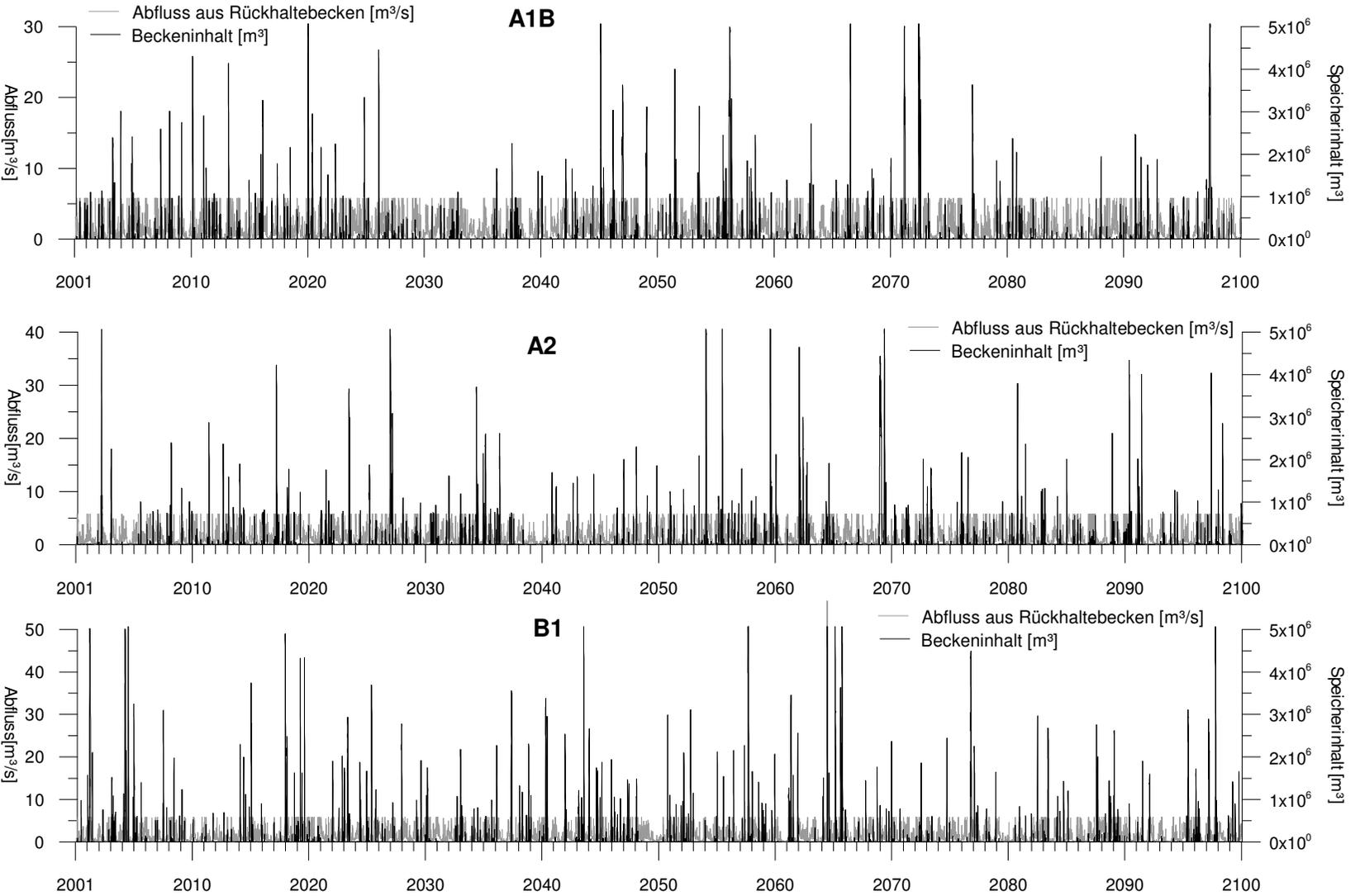


Abbildung-A18: Speichervolumen und Speicherabgabe des HRB Heidelberg in den Szenarien A1B, A2 und B1 (SWAT-Berechnungen)

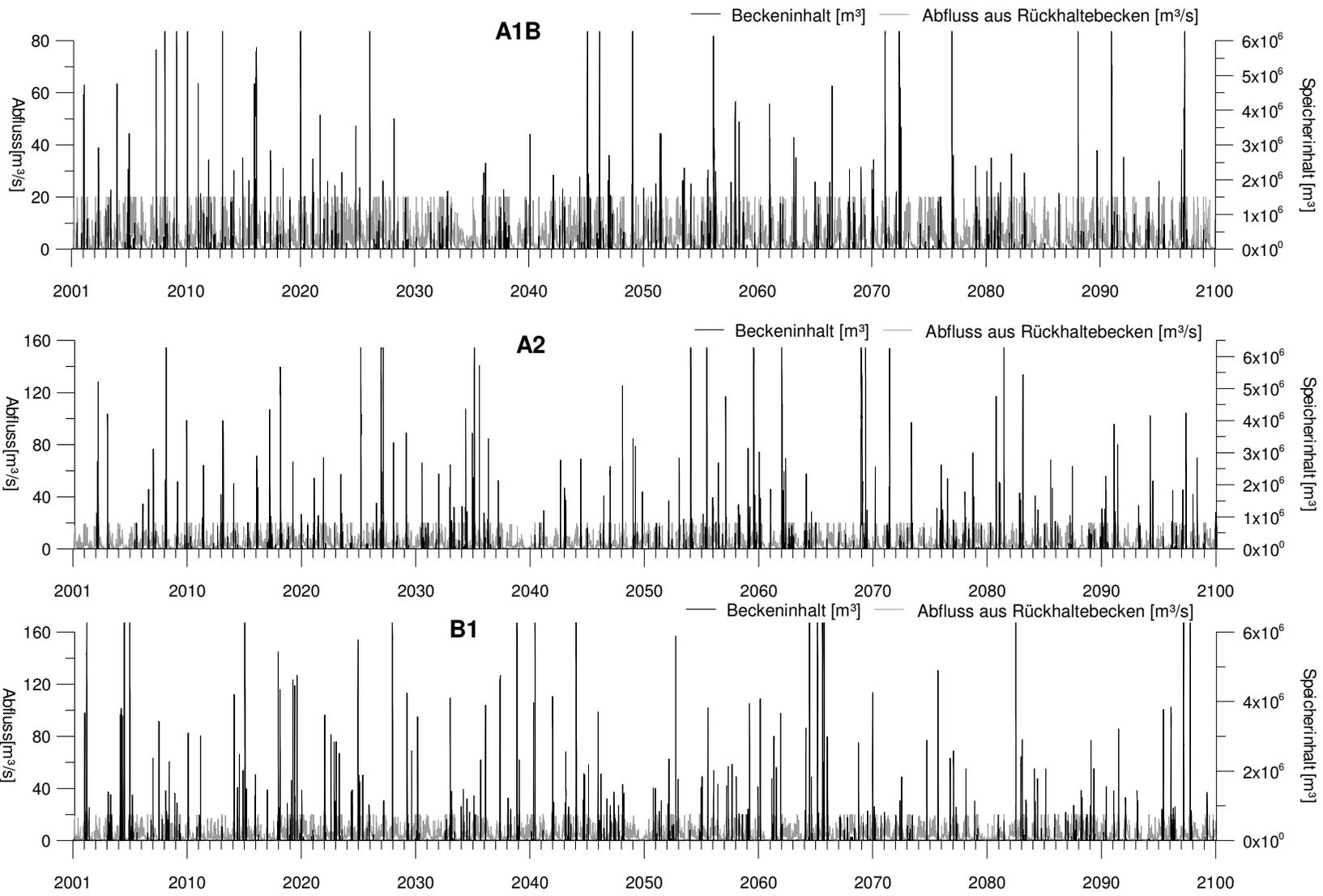


Abbildung-A18: Speichervolumen und Speicherabgabe des HRB Treysa-Ziegenhain in den Szenarien A1B, A2 und B1 (SWAT-Berechnungen)

## A7 – FFA-Ergebnisse am Pegel Bonaforth (Ergänzungen)

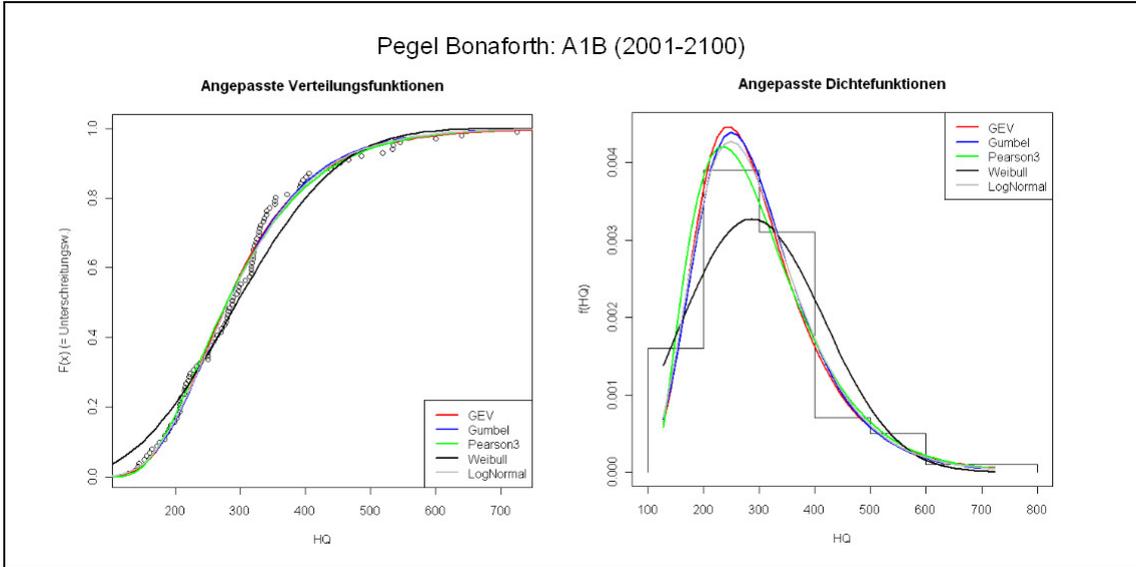


Abbildung-A19: Hochwasseranalyse am Pegel Bonaforth in Szenario A1B

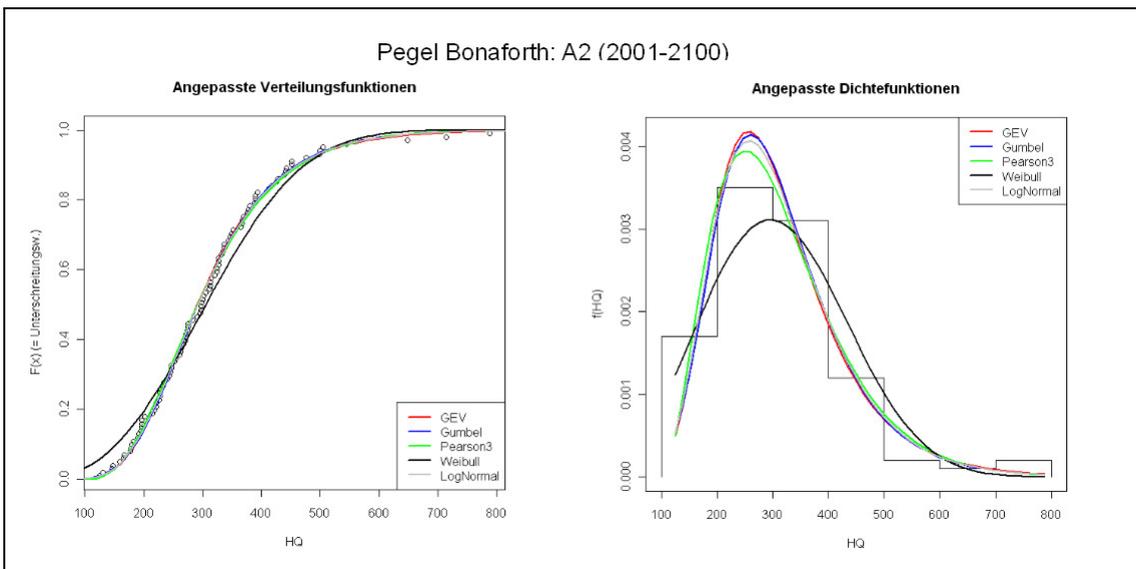


Abbildung-A19: Hochwasseranalyse am Pegel Bonaforth in Szenario A2

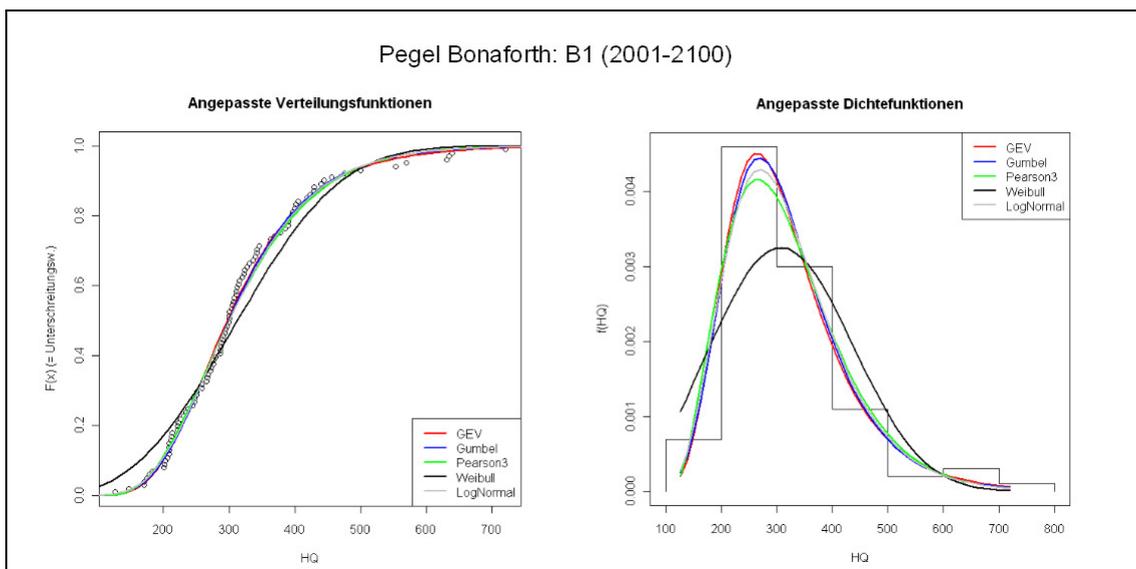


Abbildung-A19: Hochwasseranalyse am Pegel Bonaforth in Szenario B1

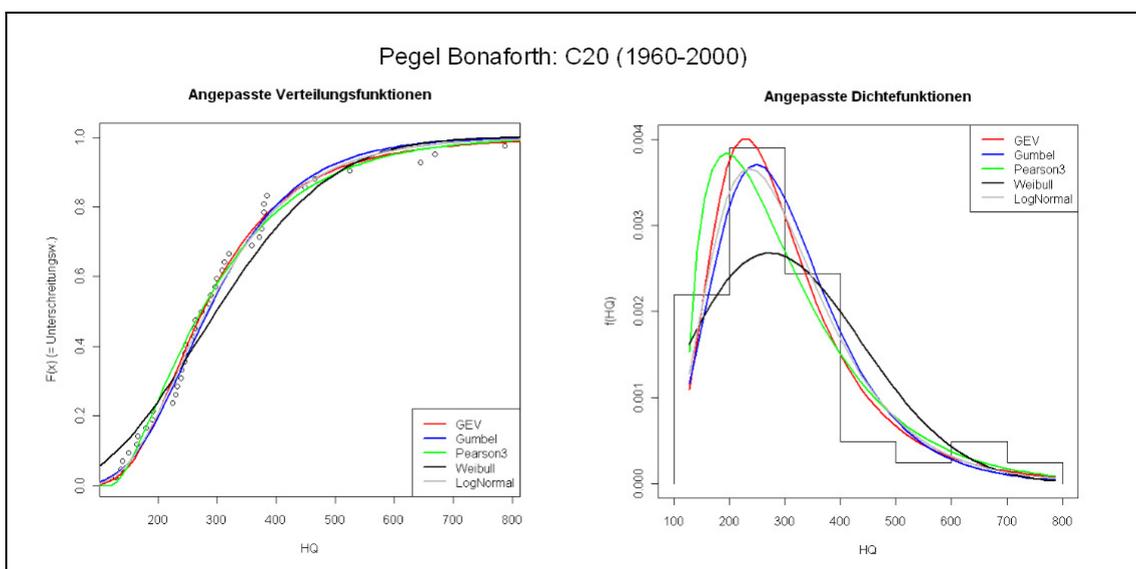
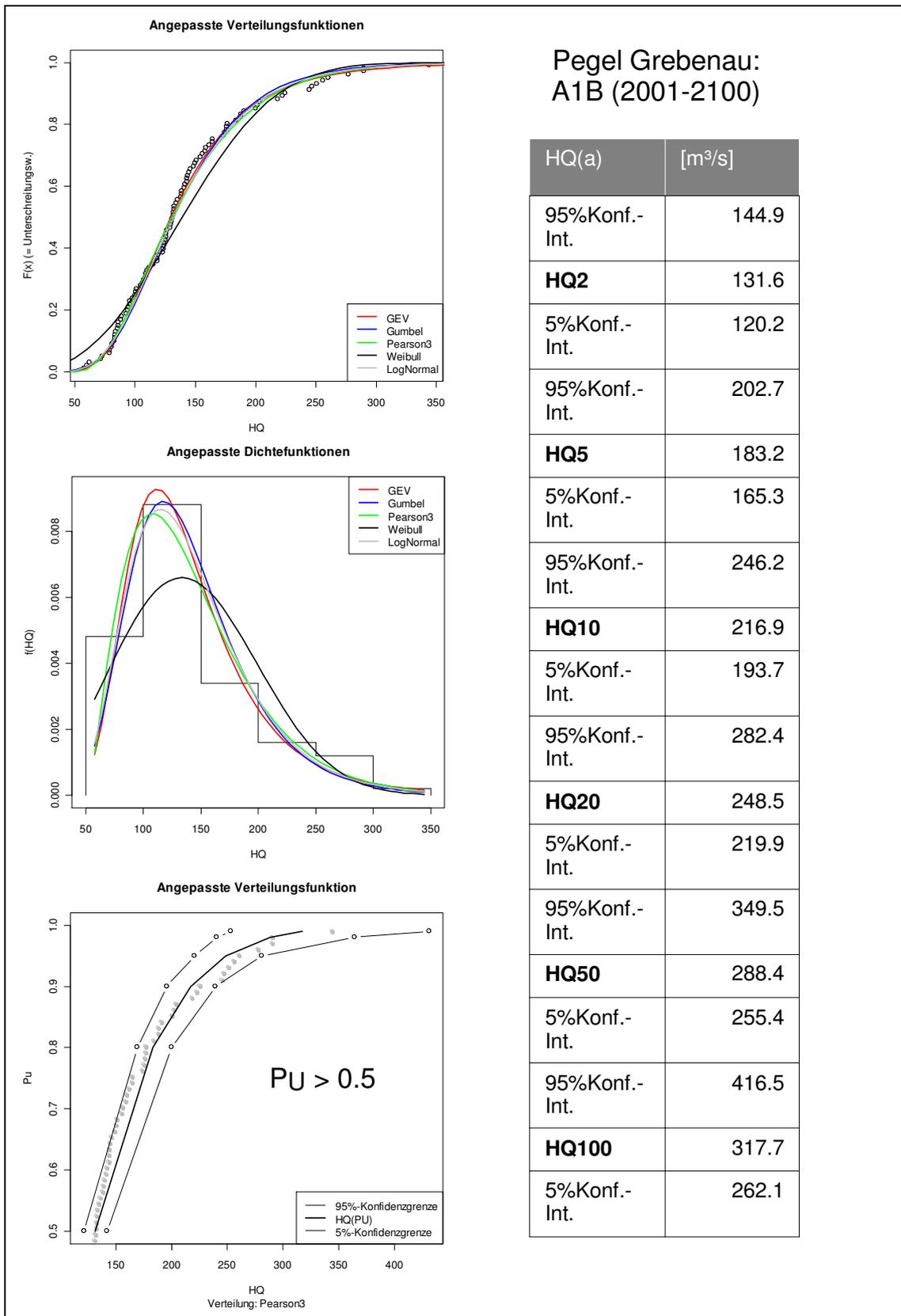


Abbildung-A20: Hochwasseranalyse am Pegel Bonaforth in Referenzzeitraum C20

### A8 – FFA-Ergebnisse Pegel Grebenau (Ergänzungen)



**Abbildung-A21:** FFA-Ergebnisse am Pegel Grebenau in Szenario A1B (2001-2100)

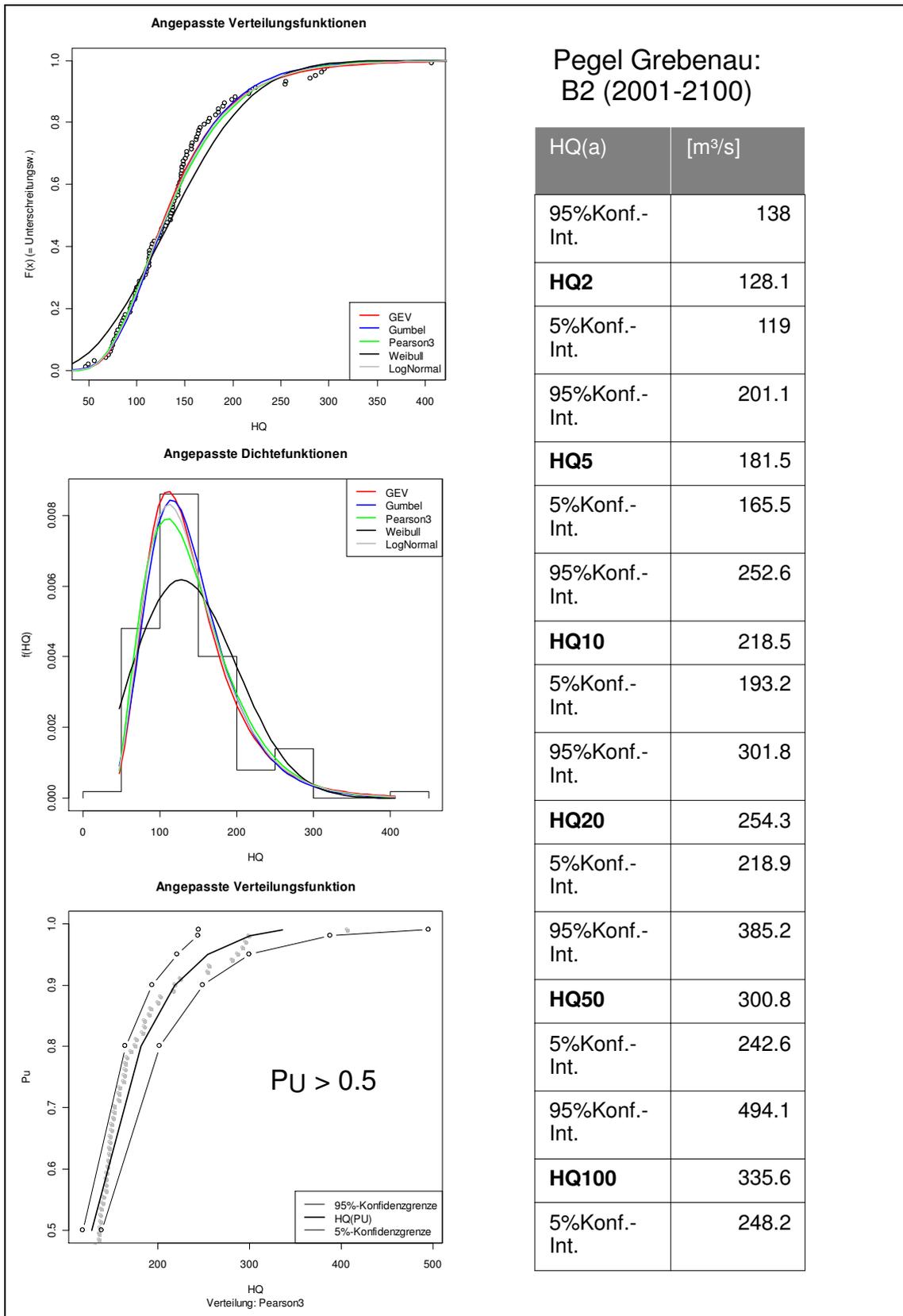
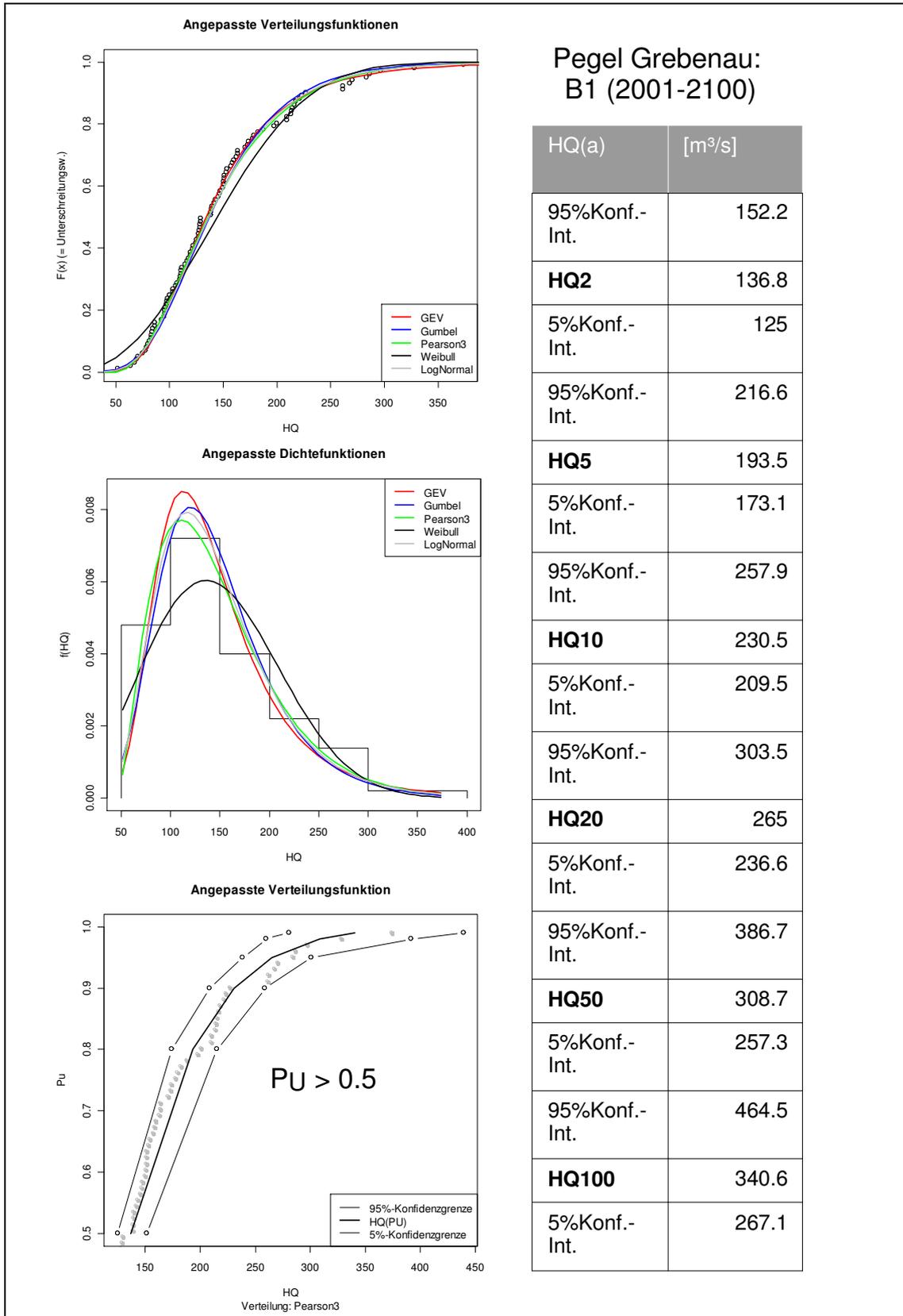


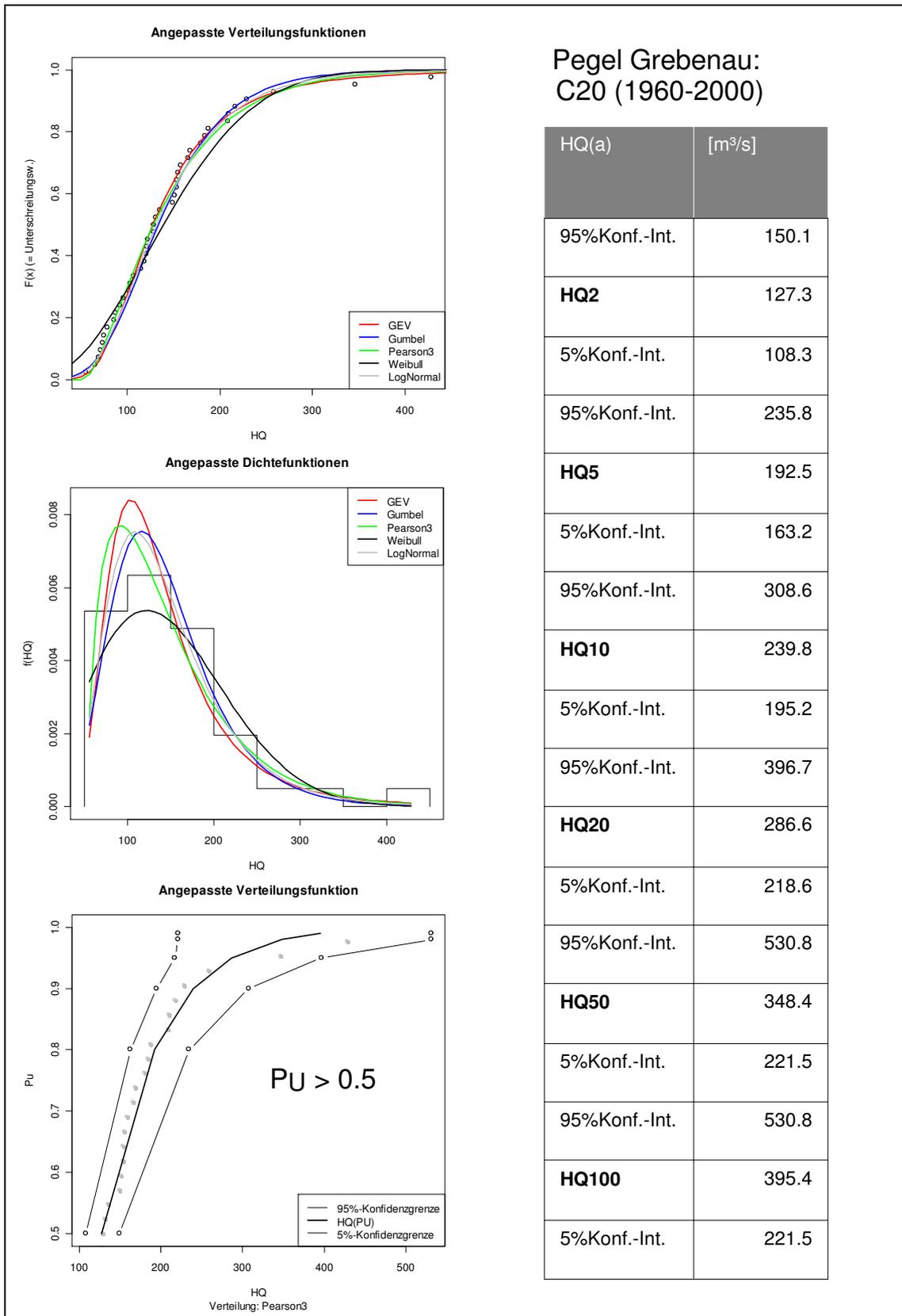
Abbildung-A22: FFA-Ergebnisse am Pegel Grebenau in Szenario A2 (2001-2100)



**Pegel Grebenau:  
B1 (2001-2100)**

HQ(a)	[m <sup>3</sup> /s]
95%Konf.- Int.	152.2
<b>HQ2</b>	136.8
5%Konf.- Int.	125
95%Konf.- Int.	216.6
<b>HQ5</b>	193.5
5%Konf.- Int.	173.1
95%Konf.- Int.	257.9
<b>HQ10</b>	230.5
5%Konf.- Int.	209.5
95%Konf.- Int.	303.5
<b>HQ20</b>	265
5%Konf.- Int.	236.6
95%Konf.- Int.	386.7
<b>HQ50</b>	308.7
5%Konf.- Int.	257.3
95%Konf.- Int.	464.5
<b>HQ100</b>	340.6
5%Konf.- Int.	267.1

**Abbildung-A23:** FFA-Ergebnisse am Pegel Grebenau in Szenario B1 (2001-2100)



**Abbildung-A24:** FFA-Ergebnisse am Pegel Grebenau in Referenzzeitraum C20 (1960-2000)

## A9 – FSMA Beispiel (R-Skript)

Das Beispiel ist für den Pegel Bonaforth (Fulda) in Szenario A1B

```
rm(list=ls())
#Input-Datei: Textdatei mit jährlicher Serie
#Name der Datei:
hq <- scan("HQA1B_REMO.txt")

library(MASS)
library(fUtilities)
empVert <- function(hq){
  NR <- seq(1,length(hq),1)
  n <- length(hq)
  anstHQ <- sort(hq,decreasing=FALSE)
  Pu <- vector()
  Pue <- vector()
  Pu <- NR/(n+1)
  Pue <- 1-Pu
  tabelle <- data.frame("HQ"=anstHQ,"Pu"=Pu)
  tabelle
}
dPearson3 <- function(x,alpha,beta,gam){
  y=(x-gam)/alpha)
  f=(1/(alpha*gamma(beta)))*(y^(beta-1))*exp(-y)
  f
}
pPearson3 <- function(x,alpha,beta,gam){
  if(x > gam){
    schritt <- (x-gam)/500
    x1=gam
    end = x
    sum = 0
    for (i in 1:500){
      sum = sum + (dPearson3((x1+schritt*i),alpha,beta,gam)*schritt)}
    }
  else sum=0
  sum
}
qPearson3 <- function(PU,alpha,beta,gam){
  W=sqrt(-2*log(1-PU))
  uzaehler = 2.515517+(0.802853*W)+(0.010328*W^2)
  unenner = 1+ (1.432788*W) + (0.189269*W^2) + (0.001308*W^3)
  u = W-(uzaehler/unenner)
  Cs = skewness(hq)
  KT = (2/Cs)* (((Cs/6)*(u-Cs/6)+1)^3)-1)
  HQ = (alpha*beta)+gam+(KT*sqrt(alpha^2*beta))
  HQ
}
rPearson3 <- function(n,alpha,beta,gam){
  unif <- runif(n)
  rp3 <- qPearson3(unif,alpha,beta,gam)
  rp3
}
```

```
}

zeitreihe <- vector()
maxima <- vector()
Traj = 1000
Sicherheit <-
c(0.50,0.55,0.60,0.65,0.70,0.75,0.80,0.85,0.90,0.95,0.98,0.99)
Zeitspannen <- seq(10,200,10)

Tabelle <- matrix(nrow=12,ncol=length(Zeitspannen))
for (i in 1:length(Zeitspannen)){

x <- matrix(ncol=Zeitspannen[i],nrow=Traj)
for (t in 1:Traj){
  alpha = 65.13
  beta = 2.94
  gamma = 108.55
  for (f in 1:Zeitspannen[i]){
    zeitreihe[f]<-round(rPearson3(1,alpha,beta,gamma),digits=1)
    gamma = gamma + 0.8
    alpha= alpha + 0.2
  }

  for (z in 1:Zeitspannen[i])x[t,z]<- zeitreihe[z]
  maxima[t]<- max(zeitreihe)
}

  eV <- empVert(maxima)

for (j in 1:length(Sicherheit)){
  lauf = 1
  while(eV[[2]][lauf]< Sicherheit[j])lauf = lauf + 1
  Tabelle[j,i] <- eV[[1]][lauf]
}
}

write("Zeitspannen:",file="output_ins.txt")
write(Zeitspannen,file="output_ins.txt",append=TRUE)
write("Sicherheiten:",file="output_ins.txt",append=TRUE)
write(Sicherheit,file="output_ins.txt",append=TRUE)
write(
te(t(Tabelle),file="output_ins.txt",ncolumns=length(Zeitspannen)
,sep="\t",append=TRUE)
```

A10 – Betriebsnachweis für die Edertalsperre 2006/2007

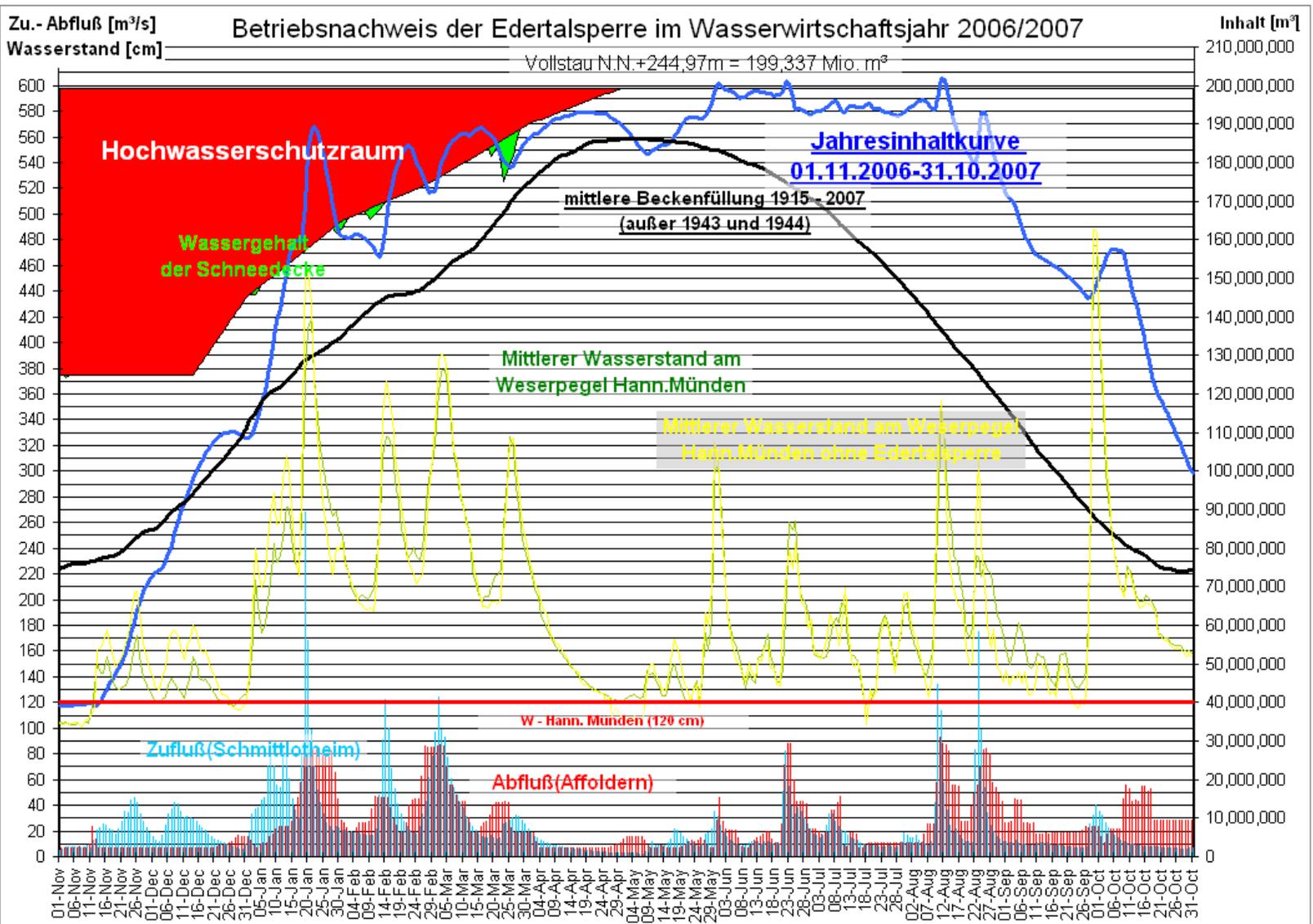


Abbildung-A25: Betriebsnachweis der Edertalsperre im Wasserwirtschaftsjahr 2006/2007. Quelle: Wasser- und Schifffahrtsamt Hann. Müнден.