

Siegfried Demuth

Untersuchung zum Niedrigwasser in West-Europa

Unterstützt durch / Supported by:

Förderverein Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität
Freiburg i. Br.

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 1

Siegfried Demuth

**Untersuchung zum Niedrigwasser in
West-Europa**

44 Abbildungen, 33 Tabellen

1993

Professur für Hydrologie an der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Professur für Hydrologie, Universität Freiburg i.Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Dr. habil. Siegfried Demuth
Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Professur für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 1993

Verlag und Vertrieb / Published and saled by:

Professur für Hydrologie
Universität Freiburg i. Br.
im Selbstverlag
Anschrift: Werderring 4, D-79098 Freiburg

ISSN 0945-1609

Vorwort

Das Vorwort zu der vorliegenden wissenschaftlichen Publikation zu schreiben, ist für mich in verschiedener Hinsicht eine besonders erfreuliche Aufgabe. Zum einen, weil es sich hier um die Ergebnisse der Habilitationsschrift eines erfolgreichen Mitarbeiters an meinem Lehrstuhl handelt. Zum anderen, weil diese Arbeit gleichzeitig den Auftakt bildet für die 1993 begründete Schriftenreihe des Lehrstuhles, die "Freiburger Schriften zur Hydrologie".

Privatdozent Dr. Siegfried Demuth legt mit diesem Band Resultate aus einer umfangreichen und intensiven Forschungstätigkeit zur Thematik des Niedrigwassers vor. Scheinbar weniger spektakulär als Hochwasser ist Niedrigwasser zu einem hydrologischen Phänomen geworden, das selbst in den humiden Gebieten zunehmend an Bedeutung gewinnt. Die Entwicklung hin zu einer Verschärfung der hydrologischen Extreme ist ein ernst zu nehmender Vorgang, der noch intensiver wissenschaftlicher Forschung bedarf. Die Beantwortung der Frage, wie diese hydrologischen Erscheinungen in Raum und Zeit variieren, ist besonders schwierig. Dazu leistet die vorliegende Studie einen hervorragenden Beitrag.

Die Untersuchungen standen im Rahmen der UNESCO-Programme "Internationale Hydrologische Dekade" (IHD) und "Internationale Hydrologische Programme" (IHP). Im Rahmen der III. Phase des IHP (1984 - 1989) wurde das FREND-Projekt (Flow Regimes from Experimental and Network Data) eingerichtet. Dieses wurde 1990 durch das Projekt "Flow Regimes from International Experimental and Network Data" (FRIEND) abgelöst. Mit diesem Band wird der deutsche Beitrag zu diesem internationalen Projekt dokumentiert.

Wir danken dem deutschen IHP für die finanzielle Unterstützung der Projektarbeiten und dem "Förderverein Hydrologie an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br." für die finanzielle Unterstützung der Schriftenreihe. Dem Autor danke ich für eine herausragende Arbeit, die der hydrologischen Forschung wertvolle Impulse gegeben hat.

Christian Leibundgut

Herausgeber

Inhalt

1	Einführung und Problemstellung	4
1.1	Projekt-Hintergrund	4
1.2	Forschungsschwerpunkte	8
2	Untersuchungsräume	10
2.1	Einführung	10
2.2	Untersuchungsraum West-Europa	10
2.3	Untersuchungsraum Baden-Württemberg	12
3	Hydrologische Daten	19
3.1	Einführung	19
3.2	Auswahl der Einzugsgebiete	19
3.2.1	Transfer der hydrologischen Daten	20
3.2.2	Einrichtung und Organisation einer hydrologischen Datenbank	21
3.2.2.1	Programm zur Stationsnumerierung	21
3.2.2.2	Die FREND-Datenbank	23
3.3	Datensammlung	27
3.3.1	Einführung	27
3.3.2	Repräsentativ- und Experimentiergebiete	27
3.3.2.1	Einführung	27
3.3.2.2	Übersicht über Repräsentativ- und Experimentiergebiete im Untersuchungsraum	28
3.3.2.3	Daten aus Repräsentativ- und Experimentiergebieten	33
3.3.3	Daten für regionale Untersuchungen	35
3.3.4	Qualitätskontrolle der Daten	39
3.4	Zusammenfassung	40
4	Thematische Daten	42
4.1	Einführung	42
4.2	Kartengrundlage für die Erhebung von Gebietsmerkmalen	44
4.3	Physiographische Merkmale	45
4.3.1	Morphometrische Kennwerte	45
4.3.2	Landnutzung	48
4.3.3	Geologie	50
4.4	Klimatische Merkmale	56

5	Methoden zur Bestimmung von Niedrigwasserabflüssen	57
5.1	Einführung	57
5.2	Bestimmung des grundwasserbürtigen Abflusses (Basisabfluß)	58
5.2.1	Verfahren zur Bestimmung des Basisabflusses	58
5.2.2	Abschätzung des Basisabflusses nach dem Demuth-Verfahren	60
5.2.2.1	Einführung	60
5.2.2.2	Automatisiertes Verfahren zur Bestimmung des Basisabflusses nach Demuth	61
5.2.2.3	Sensitivität des Demuth-Verfahrens	63
5.2.3	Räumliche Variabilität des Basisabflusses auf der Basis kleiner Forschungsgebiete im gesamten Untersuchungsraum	65
5.2.4	Räumliche Variabilität des Basisabflusses in Baden-Württemberg	68
5.2.5	Zusammenfassung	73
5.3	Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie	74
5.3.1	Einführung	74
5.3.2	Historischer Rückblick	75
5.3.3	Methode zur Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie	77
5.3.3.1	Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses (DEREC1)	81
5.3.3.2	Modifikation der Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses (DEREC2)	83
5.3.4	Anwendung und Sensitivität der Modelle zur Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses	85
5.3.4.1	Einführung	85
5.3.4.2	Einfluß des Auswahlkriteriums der Auslaufäste auf die Modellparameter	86
5.3.4.3	Einfluß des Anfangskriteriums auf die Modellparameter	87
5.3.4.4	Einfluß der Jahreszeit auf die Modellparameter	93
5.3.4.5	Einfluß der Periode auf die Modellparameter	98
5.3.4.6	Einfluß von Boden und Geologie auf die Modellparameter	102
5.3.5	Zusammenfassung	106
6	Die Regionalisierung des Niedrigwassers	108
6.1	Einführung	108
6.2	Methodische Grundlagen	108
6.2.1	Modellierung auf Einzugsgebietsebene	108
6.2.2	Empirische Verfahren	110
6.2.3	Statistische Verfahren	112
6.2.3.1	Einführung	112
6.2.3.2	Korrelationsanalyse	112
6.2.3.3	Regressionsanalyse	114
6.2.3.4	Auswahl der Prädiktorvariablen	117
6.3	Zusammenfassung	119

7	Regionalisierung von Niedrigwasserkennwerten mit multivariaten statistischen Verfahren	120
7.1	Einführung	120
7.2	Historischer Rückblick	120
7.2.1	Einführung	120
7.2.2	Regionale Verbreitung statistischer Niedrigwasser-Übertragungsmodelle	121
7.2.3	Untersuchung von statistischen Niedrigwasser-Übertragungsmodellen auf der Basis von Einzugsgebietsmerkmalen	122
7.2.4	Untersuchung statistischer Niedrigwasser-Übertragungsmodelle auf der Basis von Niedrigwasser-Zielgrößen	127
7.2.5	Zusammenfassung	134
7.3	Übertragung des Basisabflusses und der Rezessionskonstanten auf ungemessene Gebiete	135
7.3.1	Einführung	135
7.3.2	Globales Modell für den gesamten Untersuchungsraum auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete	136
7.3.2.1	Regionales Modell für den Teilraum Finnland	141
7.3.2.2	Einfluß des Base Flow Index (BFI), der Standardisierung und der Periode auf das Regressionsmodell	144
7.3.3	Untersuchungen in Baden-Württemberg	148
7.3.3.1	Beziehung zwischen Basisabfluß und Gebietsmerkmalen für Festgesteinsflächen im Südschwarzwald	149
7.3.3.2	Beziehung zwischen der Auslaufkonstanten der Trockenwetterauslaufkurve und der Hydrogeologie	157
7.3.4	Zusammenfassung	166
8	Ergebnisse und Ausblick	169
	Literatur	173
Annex 1	Beschreibung der hydrogeologischen Klassen	192
Annex 2	Definitionen der Gebietsmerkmale	194
Annex 3	Definition hydrologischer Zielgrößen	197
Annex 4	Zusammenfassung der regionalen Niedrigwasser-Schätzmodelle aus 30 Studien der letzten 20 Jahre	200

1 Einführung und Problemstellung

1.1 Projekt-Hintergrund

Methodische Untersuchungen zum Niedrigwasser sind dann besonders wichtig, wenn deren Ergebnisse als Planungsgrundlagen für die Nutzung des Wasserdargebots verwendet werden können. Der steigende Wasserbedarf in der Nahrungsmittelproduktion, für neue Energiesysteme, für Stromerzeugung und für andere Industrien erfordert eine effiziente, weitsichtige und ökologisch orientierte Bewirtschaftung der Ressource Wasser. Die Bereitstellung von Planungsgrundlagen über die nutzbare Quantität des natürlichen Wasserdargebots ist hierfür grundlegende Voraussetzung. Diese Planungsgrundlagen stützen sich wiederum auf verlässliche Informationen über die räumliche und zeitliche Verteilung der Wasserressourcen. Die vorliegende Studie bietet eine Ergänzung zu den bisher bekannten und angewandten Planungsparametern.

Hierzu ist eine qualitativ und quantitativ **verbesserte Datenerhebung** notwendig. Sie setzt darüberhinaus die Auswertung der Daten nach einheitlichen, d.h. vergleichbaren Methoden voraus. Darüberhinaus muß die Entwicklung von Methoden zur Interpolation bzw. Extrapolation lückenhafter oder fehlender Meßdaten gefordert werden.

Auch wenn diese Datenerhebungen weitgehend erfüllt werden, so bleibt doch die weitere Forderung nach Verfahren zur **Abflußabschätzung** in Einzugsgebieten **ohne Meßdaten** bestehen. Hierin ist der Ansatzpunkt zur Entwicklung **regionaler Übertragungsfunktionen** in der vorliegenden Studie zu sehen. Gemäß einer Definition von SCHWENTKER & STREIT (1983) wird unter 'regionaler Übertragung' die "Anwendung hydrologischer Modelle auf Gebiete, für die sie Mangels geeigneter Meßdaten nicht direkt kalibriert sind, sondern nur indirekt unter Berücksichtigung gebietsspezifischer Charakteristika angepaßt werden können", verstanden. Die vorliegende Untersuchung, die auf dieser Definition der regionalen Übertragung beruht, ergänzt somit die Ausführungen in dem DFG-Forschungsschwerpunkt "Regionalisierung in der Hydrologie" und entspricht dem Vorschlag der Definition für Regionalisierung (im Sinne eines Oberbegriffs) von BECKER (1992): "Regionalisierung ist die regionale Übertragung oder flächenhafte Verallgemeinerung (Generalisierung) einer Größe oder einer Funktion (eines Modells) beziehungsweise der Parameter dieser Funktion (dieses Modells)." Die in den Geodisziplinen entwickelten Methoden werden in Kapitel 6.2 zusammengefaßt.

Eine Möglichkeit zur Gewinnung raumbezogener Informationen besteht in der Anwendung regressionsanalytischer Methoden. Vor dem Hintergrund einer teilweise mangelnden Kenntnis der Steuerungsmechanismen bedienen sie sich des Zusammentreffens (Koinzidenz) der gesuchten Wasserhaushaltskomponenten mit meßbaren einzugsgebietsspezifischen Rauminformationen. Ansätze dieser Art wurden im Niedrigwasserbereich bisher nur vereinzelt vorgestellt (vgl. FARVOLDEN 1963 für Gebiete in den Vereinigten Staaten, WRIGHT 1970, ORSBORN 1976, SMYTH 1980, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980, RIGGS 1972, PEREIRA & KELLER 1982a, GUSTARD et al. 1989). Bislang fehlt jedoch für den gesamten Untersuchungsraum West-Europa eine entsprechende Betrachtung für die Grund- bzw. Niedrigwasserkomponente.

Die Basis für die vorliegende Untersuchung sind Repräsentativ- und Versuchsgebiete, deren Planung und Einrichtung auf eine bedeutende und wertvolle Initiative der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) und des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP), beides wissenschaftliche Programme der UNESCO, zurückzuführen ist. Daraus resultierten zahlreiche separate Untersuchungen. Bisher wurden jedoch nur wenige Versuche unternommen, Forschungsergebnisse aus den Einzugsgebieten zu verallgemeinern oder auf andere Gebiete zu übertragen und Daten aus diesen Gebieten nach einheitlichen Richtlinien vergleichend zu untersuchen. Doch gerade das Verständnis der hydrologischen Variabilität in Raum und Zeit ist für die Fortschritte in der hydrologischen Wissenschaft und Praxis von wesentlicher Bedeutung.

Das FREND-Projekt (Flow Regimes from Experimental and Network Data) wurde im Rahmen der III. Phase des IHP (1984-1989) eingerichtet, um diesem Forschungsmangel entgegenzuwirken. Im Rahmen des genannten IHP-Projektes wurden Daten aus hydrologischen Versuchsgebieten (kleine hydrologische Forschungsgebiete und Stationen aus den nationalen Meßnetzen) aus westeuropäischen Ländern gesammelt und nach verschiedenen Gesichtspunkten ausgewertet. Der Aufbau einer umfangreichen hydrologischen Datenbank aus mehr als 2 000 Stationen und eine abschließende Teil-Auswertung der Daten erfolgte am Institute of Hydrology in Wallingford, England. Diese umfangreiche Arbeit wurde von einer internationalen Arbeitsgruppe durchgeführt. Die Arbeitsgruppe setzte sich aus mehreren englischen, einem niederländischen, einem norwegischen und einem deutschen Wissenschaftler (Autor) zusammen. Die Forschungsarbeiten innerhalb der internationalen Arbeitsgruppe waren verteilt, aufeinander abgestimmt und erfolgten in enger Absprache mit den jeweiligen für das Projekt verantwortlichen nationalen Gremien. Auf Empfehlung des wissenschaftlichen Beirates für das Internationale Hydrologische Programm Deutschlands wurde im deutschen Beitrag der Schwerpunkt auf die Auswertung von Daten aus kleinen homogenen, hydrologischen Untersuchungsgebieten gelegt. Die Methoden zur Auswertung der hydrologischen Daten wurden den Richtlinien des Deutschen IHP/OHP-Nationalkomitees für kleine Einzugsgebiete entnommen (IHP/OHP 1985).

Ein erster Schritt, der die Bearbeitung von Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten erlaubt, bestand in der Einrichtung einer hydrologischen Datenbank und der Entwicklung standardisierter Auswerteverfahren. Damit wurden die Voraussetzungen für eine vergleichende Betrachtung hydrologischer Kenngrößen aus unterschiedlichen Forschungsgebieten geschaffen. Die Idee, hydrologische Daten nach standardisierten Verfahren auszuwerten, entstand in den 60er Jahren gegen Ende der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD). Damals betonte die UNESCO die Notwendigkeit der Entwicklung von standardisierten Verfahren für die Messung und Aufzeichnung hydrologischer Variablen und für die Verarbeitung, Auswertung und Präsentation von Daten speziell für die Verwendung in der Wasserwirtschaft (UNESCO 1974). Ziel dieser internationalen Anstrengung für ein einheitliches Management hydrologischer Daten ist primär der Austausch von Daten sowohl auf nationaler als auch auf internationaler Ebene. Diese Ergebnisse sind gleichzeitig zur Unterstützung der Entwicklungsländer bei der Einrichtung, Wartung und Auswertung von hydro-meteorologischer Daten vorgesehen. In den 70er Jahren wurde diese Forderung von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem damaligen Deutschen Verband für Wasserwirtschaft (DVWW) bekräftigt und eine nationale Initiative vorgeschlagen. Später, zu Beginn der 80er Jahre, ging eine Arbeitsgruppe des deutschen Nationalen Komitees für das Internationale Hydrologische Programm der UNESCO und des Operationellen Programms der WMO dieser Aufforderung nach und arbeitete eine Empfehlung für die Auswertung von hydro-meteorologischen Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten aus (IHP/OHP 1985). Die Internationale Kommission für Oberflächengewässer ICSW (International Commission for Surface Water) der IAHS (International Association of Hydrological Science) plant nun die Vorbereitung einer internationalen Empfehlung für die Auswertung von Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten nach einheitlichen Verfahren; dabei

handelt es sich um eine Minimalauswertung unter Berücksichtigung der Hauptideen des deutschen Vorschlags (LIEBSCHER 1986). In diesem Zusammenhang hat sich das FRENDD-Projekt die Aufgabe gestellt, einzelne Methoden insbesondere zur Beschreibung des Niedrigwassers aus den deutschen IHP/OHP-Empfehlungen herauszugreifen, weiterzuentwickeln und für den gesamten Untersuchungsraum eingehend zu testen und abschließend zu beurteilen.

Die vorgeschlagenen Methoden beziehen sich vor allem auf hydrologische und meteorologische Daten, d.h. auf die Größen Abfluß und Niederschlag. Hier ist ein weites Spektrum an verschiedenen Untersuchungsansätzen, angefangen von einfachen statistischen Hauptzahlen bis zur Untersuchung hydrologischer Zeitreihen zu erkennen. Ein erster Test an einem internationalen Datensatz wurde durch die Anwendung zweier ausgewählter Verfahren aus dem Niedrigwasserbereich durchgeführt und ist damit ein Beitrag zum Thema Standardisierung und Internationalisierung nationaler hydrologischer Auswerteverfahren in der Hydrologie.

Abbildung 1.1 illustriert die wichtigsten Aspekte der deutschen Auswerteempfehlungen, wenngleich diese keine multivariaten Techniken zur Übertragung in ungemessene Gebiete beinhalten. Die gewässerkundlichen Hauptzahlen (summary statistics) umfassen z.B. die Auswertung monatlicher, halbjährlicher und jährlicher Niederschlags- und Abflußparameter sowohl für einzelne Jahre als auch für Langzeitdatenreihen, die Bestimmung von Mittelwerten für Pentaden und Dekaden ebenso wie für die gesamte Zeitreihe. Weiterhin werden von IHP/OHP Arbeitsgruppe Parameter vorgeschlagen, die direkt aus der Abflußganglinie oder aus Abflußdauerkurven abgeleitet werden können. Dies ist beispielsweise das kleinste arithmetische Mittel von n aufeinanderfolgenden Tagen in Niedrigwasserperioden oder der niedrigste Tageswert, der an mindestens n aufeinanderfolgenden Tagen einer Niedrigwasserperiode erreicht oder unterschritten wird. Weitere Beispiele zeigt die Auswertung der Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß, die auf einer monatlichen, halbjährlichen oder jährlichen Basis für das einzelne Jahr oder auf einer jährlichen Basis für Langzeitreihen beruht.

In den Auswerteempfehlungen werden zwei Methoden zur Beschreibung des Niedrigwassers vorgestellt, die Aufschluß über das Speicherverhalten im Einzugsgebiet geben. Bei diesen beiden Methoden handelt es sich um die Untersuchung der Trockenwetterauslaufinie (ermittelt aus den abfallenden Ästen der Abflußganglinien, die während der Rezession nicht von Niederschlag beeinflusst sind) und um den grundwasserbürtigen Abfluß (Basisabfluß). Hierbei wird ein kombinierter graphisch-statistischer Ansatz gewählt.

Die Untersuchung des Hochwassers umfaßt die Ermittlung des Unit-Hydrographen und der Abflußfüllenlinie, die eine Beziehung zwischen einer ausgewählten Abflußhöhe und dem dazugehörigen Volumen anzeigt. Ergänzend zu den gewässerkundlichen Hauptzahlen, die eine Stichprobe einer Grundgesamtheit darstellen, werden zur Beschreibung der Grundgesamtheit und zur Charakterisierung der Hauptwerte weitere statistische Merkmale wie Standardabweichung, Variationskoeffizient, Vertrauensintervall und Schiefe der Verteilung angegeben. Einfache Regressionsmodelle werden ebenso vorgeschlagen wie die Untersuchung von Zeitreihen, welche speziell in Hinblick auf das Aufspüren anthropogener oder klimagener Veränderungen im Flußeinzugsgebiet bedeutsam sind. Bei der Extremwertanalyse werden für die Ermittlung von Hoch- und Niedrigwasserwahrscheinlichkeiten entsprechende Verteilungsfunktionen vorgeschlagen. Weitere Details zu den einzelnen Methoden finden sich in IHP/OHP 1985.

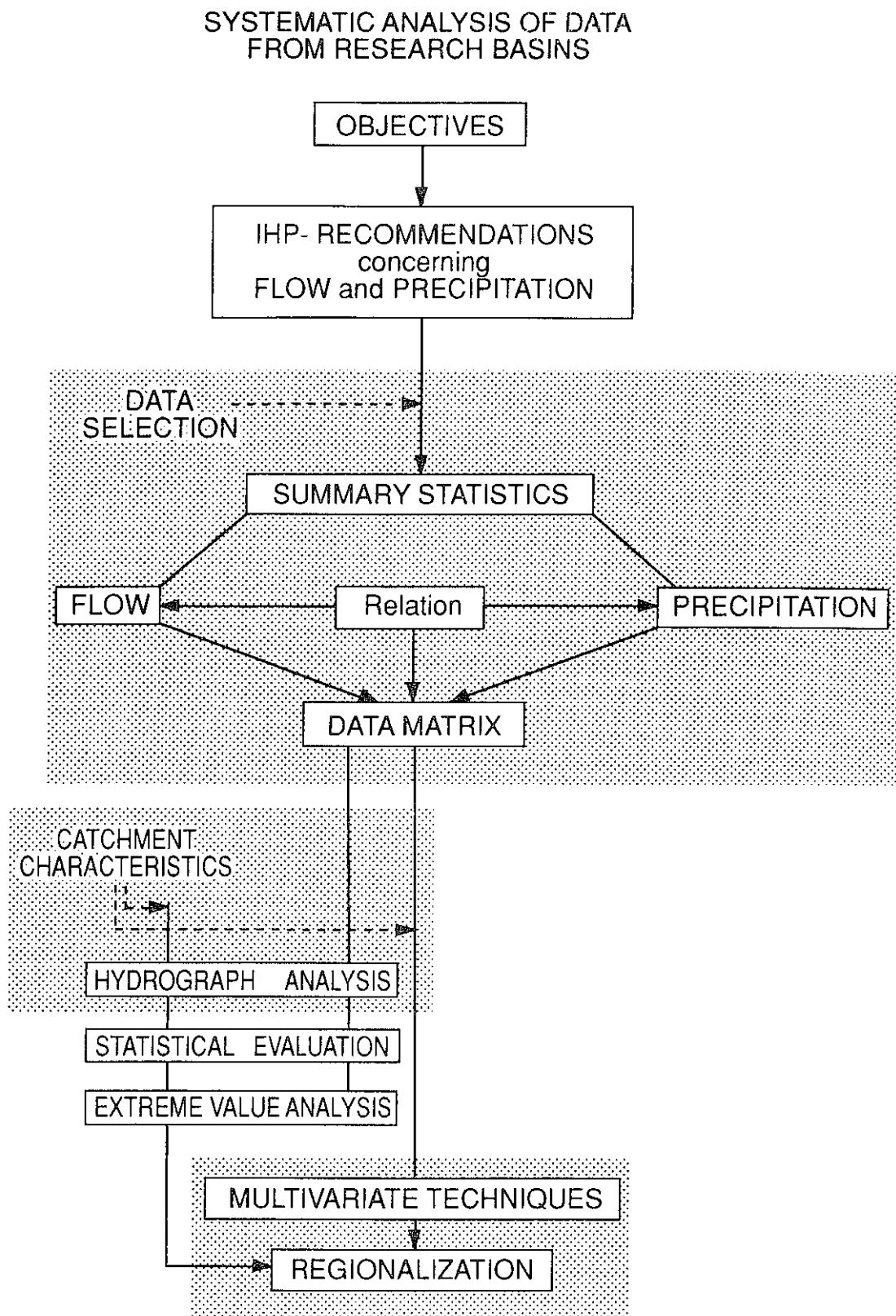


Abb. 1.1 Systematische Untersuchung von Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten nach den deutschen Empfehlungen (gerasterte Fläche entspricht dem Arbeitsgebiet der vorliegenden Untersuchung)

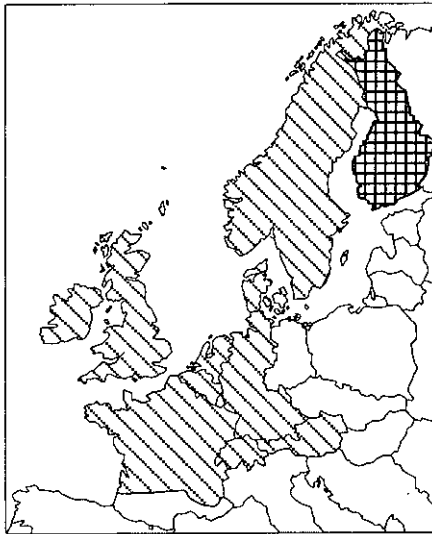
1.2 Forschungsschwerpunkte

Als deutscher Beitrag zum FRENDD-Projekt werden aus der großen Anzahl der in den deutschen Auswertempfehlungen vorgeschlagenen Methoden zur Analyse von hydrometeorologischen Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten in einem ersten Schritt zwei Verfahren zur Ermittlung des Niedrigwassers ausgewählt: die Berechnung des grundwasserbürtigen Abflusses (Basisabfluß) nach dem Kille-Verfahren und die Ermittlung der Trockenwetterauslauflinie mit Hilfe eines einfachen, linearen, exponentiellen Modells. Aufbauend auf den Erfahrungen, Erkenntnissen und mit Hilfe insbesondere auf der Einrichtung einer internationalen hydrologischen Datenbank während des FRENDD-Projektes, wurde ein multinationales Nachfolgeprojekt mit dem Akronym FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) initiiert, das als Beitrag zur IV. Phase des Internationalen Hydrologischen Programms der UNESCO gilt (1990-1995). Im Rahmen dieses Programms werden im Teilprojekt Niedrigwasser die Erkenntnisse aus der Anwendung der Verfahren zur Niedrigwasserabschätzung auf kleine Untersuchungsgebiete und die regressionsanalytischen Ansätzen zur Übertragung von Niedrigwasserkenngrößen aufgegriffen und in Teilgebieten des Untersuchungsraumes überprüft und angewandt. Die durch den Autor im Rahmen des FRENDD-Projekts eigenständig entwickelten Voraussetzungen und Methoden werden innerhalb der vorliegenden Untersuchung vorgestellt und getestet, so daß zusammen mit neuen Forschungsschwerpunkten folgende Teilbereiche durch die vorliegende Studie behandelt werden:

- (1) Untersuchung und Weiterentwicklung der Kille-Wundt-Methode zur Basisabflußabschätzung und die Anwendung dieser neuen Demuth-Methode auf verschiedene geographische Regionen im Untersuchungsraum.
- (2) Entwicklung und Anwendung eines rechnergestützten, automatisierten Verfahrens zur Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses (DEREC1 und DEREC2).
- (3) Untersuchung der Trockenwetterauslauflinie (DEREC1) und Klassifikation der Auslaufkoeffizienten auf der Basis chronologisch-geologischer Gruppen.
- (4) Untersuchung empirischer Beziehungen zwischen den in Punkt (1) und (2) entwickelten Niedrigwasserkennwerten und den physiographischen Gebietsmerkmalen auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete und Gebieten aus den amtlichen Meßnetzen.
- (5) Entwicklung einer Methode zur Parametrisierung der Geologie für den Einsatz in Regressionsmodellen.
- (6) Entwicklung regionaler Schätzverfahren zur Übertragung des Basisabflusses im Südschwarzwald und in Baden-Württemberg.
- (7) Durchführung einer umfassenden Literaturstudie zum Stand der Regionalisierung im Niedrigwasserbereich.

In Abbildung 1.2 werden die verschiedenen Forschungsschwerpunkte im Untersuchungsraum dargestellt. Die Schwerpunkte wurden mit der internationalen Arbeitsgruppe 'Low Flow' abgesprochen und aufeinander abgestimmt. Dabei konnte auf die vorliegenden hydrologischen Daten (amtliches Meßnetz) in der FRENDD-Datenbank zurückgegriffen werden, und wo nötig, wurden für einzelne Teilräume weitere Daten erhoben und neu in die Datenbank implementiert.

a)



Kleine Untersuchungsgebiete in Westeuropa



- Modell zur Trockenwetterauslauflinie

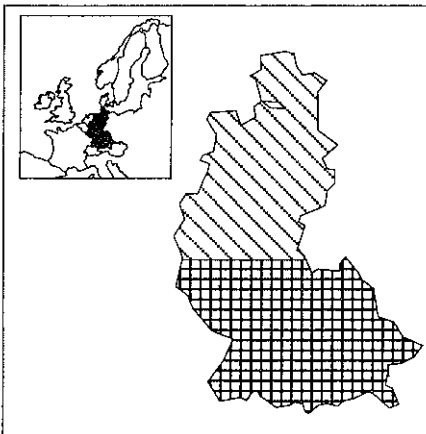
- Modell zum Basisabfluß

- Regressionsanalyse



- Regressionsanalyse (regional)

b)



Amtliches Meßnetz (Deutschland)

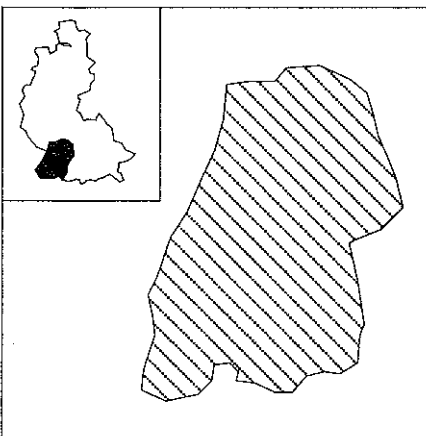


- Modell zur Trockenwetterauslauflinie und Beziehung zur Geologie



- Sensitivitätsanalyse des Modells zur Trockenwetterauslauflinie

c)



Amtliches Meßnetz (Baden-Württemberg)



- Basisabfluß

- Parametrisierung der Geologie

- Regionale statistische Übertragungsmodelle

Abb. 1.2 Forschungsschwerpunkte im Untersuchungsraum in den verschiedenen Maßstäben

2 Untersuchungsräume

2.1 Einführung

Bei der Auswahl des Untersuchungsraumes spielten vor allen Dingen wirtschaftliche Faktoren eine entscheidende Rolle. Auf Initiative des Institutes of Hydrology in Wallingford wurden die nationalen IHP-Sekretariate in West-Europa aufgefordert, sich an einem internationalen Projekt unter der Schirmherrschaft der UNESCO zu beteiligen. Diesem Aufruf folgten die Länder Niederlande, Norwegen, England und Deutschland mit der Entsendung jeweils eines Wissenschaftlers. Aus der Zusammensetzung der Projektgruppe war der Untersuchungsraum schon aufgrund der vertretenen Sprachen regional eingeschränkt. Weitere Faktoren, die zur endgültigen Festlegung des Untersuchungsraumes führten, waren abhängig von der potentiellen Verfügbarkeit hydrologischer Zeitreihen aus den nationalen Archiven der verschiedenen Länder auf einem gleichartigen Speichermedium und von der Forderung nach Einschränkung der Hauptklimazonen. So umfaßt der Untersuchungsraum geographisch gesehen die Regionen Nord- und Westeuropa. Der mediterrane Bereich Frankreichs gehört aufgrund der klimatischen Beschränkung nicht mehr zum Untersuchungsraum. (Zur Lage des Untersuchungsraumes vgl. Abbildung 2.1, die dazugehörigen Länder sind in Tabelle 2.1 zusammengefaßt). Damit ist der ausgewählte Untersuchungsraum ein Kompromiß zwischen der Zielsetzung, ein multinationales Projekt über einen relativ großen geographischen Raum einzurichten, und dem Anspruch, mit einer kleinen internationalen Arbeitsgruppe eine internationale hydrologische Datenbank einzurichten und erste vergleichende hydrologische Untersuchungen durchzuführen.

Tab. 2.1 Länder aus dem Untersuchungsraum

Österreich	Frankreich	Schweden
Belgien	Luxemburg	Schweiz
Dänemark	Niederlande	England
Finnland	Norwegen	
Bundesrepublik Deutschland	Irland	

2.2 Untersuchungsraum West-Europa

Im globalen Maßstab betrachtet, rechnet man den Untersuchungsraum zu den feuchten Regionen, wobei der Niederschlag in den meisten Gebieten die potentielle Evaporation übertrifft. Die potentielle Evaporation liegt zwischen 500 und 1 000 mm, deshalb wird der Untersuchungsraum gesamthaft als temperiert bezeichnet (FALKENMARK & CHAPMAN 1989). Eine Ausnahme bilden die nördlichen Regionen der skandinavischen Länder und die gebirgigen Teile des Untersuchungsraums.

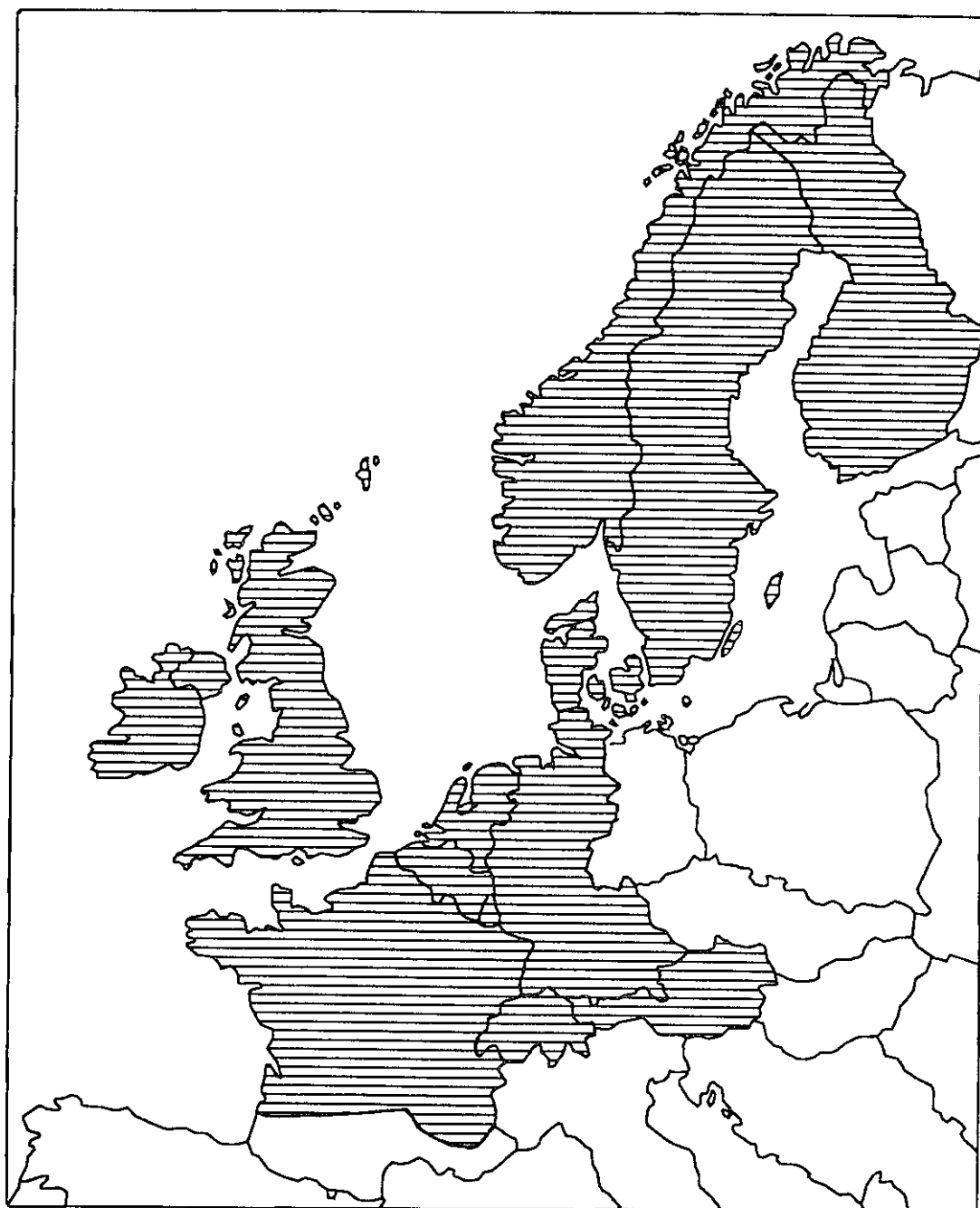


Abb. 2.1 Der Untersuchungsraum im FRENDE-Projekt

Die nord- und westeuropäischen Länder blicken auf eine lange Geschichte zurück, die durch landwirtschaftliche und industrielle Entwicklung geprägt ist. Dies führte im Verlauf der Zeit zu großen Veränderungen in der Landnutzung und in der wasserwirtschaftlichen Praxis. Die wichtigsten Änderungen ergeben sich durch die Abholzung der Wälder und der damit verbundenen Erweiterung der landwirtschaftlichen Nutzfläche für die meisten Gebiete Nordwest-Europas und die einsetzende Industrialisierung im 18. und 19. Jahrhundert. Das 20. Jahrhundert brachte weitere tiefe Einschnitte in Hinblick auf die Landnutzung, den Ausbau der Gewässer als Schifffahrtsstraßen, der Energiegewinnung durch Wasserkraft und der stetigen Erweiterung der industriellen und öffentlichen Wasserversorgung. Neben der Bevölkerungsentwicklung führte die Hebung des Lebensstandards zusätzlich zu einer schnell wachsenden Nachfrage nach der Ressource Wasser. Der Verlust von gutem Ackerland aufgrund zunehmender Ausdehnung der Städte und der damit verbundenen Zunahme der Versiegelung führt zu einer weiteren Verschärfung der hydrologischen Extreme. Die anbaufähige Fläche hat sich in den letzten Dekaden im Untersuchungsraum von ca. 95 Mio. ha (1951) auf ca. 90 Mio. ha (1975) reduziert, wobei in den Ländern Niederlande, Dänemark, Schweden und Norwegen die landwirtschaftliche Nutzfläche nahezu gleich geblieben ist (FAO 1958; FLEMING 1967; FAO 1991). Die der Stadtausdehnung anheim gefallene Landfläche hat sich doppelt so schnell vergrößert wie die Bevölkerung. Städte und Industrieanlagen stehen oft auf besten Böden oder auf fruchtbarem, gut bewässertem Schwemmland in leicht abfallenden Flußtalern, so daß die Nutzung dieser Räume als Trinkwasserspeicher eingeschränkt ist. In der heutigen Struktur und Zusammensetzung des Waldes spiegelt sich eine lange Geschichte von Nutzung und Bewirtschaftung wider. Mit der Intensivierung der Bewirtschaftung wurden die Wälder jünger und artenärmer - der kommerzielle Gesichtspunkt stand ganz im Vordergrund. Dabei wurde die eigentliche wichtige Rolle des Waldes als natürlicher Retentionsraum und Puffer für hydrologische Extreme wie Hoch- und Niedrigwässer vernachlässigt und in den Hintergrund gedrängt.

2.3 Untersuchungsraum Baden-Württemberg

Der Untersuchungsraum Baden-Württemberg liegt im Südwesten der Bundesrepublik Deutschland und nimmt eine Fläche von ca. 35 750 km² ein. Er bildet mit dem Rhein die Grenze nach Westen zu Frankreich und nach Süden zur Schweiz. Der Untersuchungsraum hat eine gemeinsame Grenze mit den Bundesländern Bayern (Osten), Rheinland-Pfalz (Nordwesten) und mit Hessen (Norden). Der Untersuchungsraum Baden-Württemberg stellt sich als überschaubarer, in seiner naturräumlichen Ausstattung vielgestaltiger Raum dar, der für die Erprobung der bislang in Deutschland nur kleinräumig angewandten Regionalisierungsverfahren als geeignet angesehen wird.

Die naturräumliche Vielfalt des Untersuchungsraumes erlaubt eine Gliederung in unterschiedliche naturräumliche Haupteinheiten (HUTTENLOCHER 1972). Die Unterteilung erfolgt in drei Großräume (BORCHERDT 1991):

- (1) Das Oberrheinische Tiefland mit den rechtsrheinisch flankierenden Gebirgszügen von Schwarzwald und Odenwald,
- (2) das südwestdeutsche Schichtstufenland mit der Schwäbischen Alb und
- (3) das Alpenvorland mit dem Bodenseeraum.

Diese großräumige Differenzierung des gesamten Untersuchungsraumes erfaßt die wichtigsten Unterschiede von Geologie, Relief, Niederschlag, Temperatur und zum Teil von Böden und Landnutzung. Kleinräumig kann es jedoch zu starken Abweichungen vom Charakter der jeweiligen Großlandschaft kommen, was sich beispielsweise an den tiefen Tälern im Schwarzwald beobachten läßt.

In den Arbeiten von HUTTENLOCHER 1972 und WINTER 1990 wird die vielfältige geologische Ausstattung des Untersuchungsraumes betont, die zu den verschiedenen naturräumlichen Großeinheiten führt. Dominierend sind die Sedimentgesteine des Schichtstufenlandes und die freigelegten kristallinen Grundgebirge. Tertiäre Sedimente finden sich ebenso wie ausgedehnte pleistozäne Ablagerungen, hauptsächlich südlich der Donau und im Oberrheingraben. Weniger ausgedehnt, aber von regionaler Bedeutung sind die Moränen- und Schuttablagerungen im eiszeitlich überformten Teil des Schwarzwaldes. Als geologische Besonderheiten können die jungtertiären Vulkangebiete gesehen werden, die während des tektonisch unruhigen Tertiär entstanden sind (Uracher Vulkangebiet, Hegauberge, Katzenbuckel im südlichen Odenwald, Kaiserstuhl in der oberrheinischen Tiefebene). Als Einschlagskrater kosmischer Körper werden die ebenfalls im Jungtertiär entstandenen geologischen Phänomene Nördlinger Ries und Steinheimer Becken eingeordnet (GEYER & GWINNER 1991).

Oberrheinische Tiefebene

Die Oberrheinische Tiefebene stellt ein Teilstück des ganz Europa durchquerenden Grabensystems dar, das vom Mittelmeer über die Nordsee bis zum Oslo Fjord reicht. Im frühen Tertiär (vor etwa 50 Millionen Jahren) begann das allmähliche Einbrechen des Oberrheingrabens. Infolge von Dehnungs- und Hebungsvorgängen in der Erdkruste entstand eine 300 km lange und bis zu 40 km breite Senke. Beim Absinken zerbrach der Untergrund des Oberrheingrabens in zahlreiche Schollen. Sie wurden später von bis zu 3 500 m mächtigen tertiären und pleistozänen Ablagerungen überdeckt. In den Randbereichen ragen die Schollen vereinzelt aus der Füllmasse des Grabens heraus und bilden die den Schwarzwald und Odenwald begleitenden Vorberge und Randhügel, zu denen das Markgräfler Hügelland, der Tuniberg und Teile des Ostrandes des Kaiserstuhls gehören (HUTTENLOCHER 1972).

Als Sammler der Alpenflüsse durchfloß der Rhein erst nach dem Tertiär das Oberrheinische Tiefland von Süden nach Norden. Mit seinen Schottern und Sanden glich er die Höhenunterschiede der tertiären Füllmasse aus (HUTTENLOCHER 1972). Nacheiszeitlich hat sich der Strom in seine Niederterrasse eingeschnitten und dabei ein mehr oder weniger deutlich ausgeprägtes Hochgestade herausmodelliert. Im östlich gelegenen Grabenrandbereich endet die unterschiedlich breite Niederterrasse an der deutlich aufsteigenden Vorbergzone. Günstige klimatische Bedingungen, gekoppelt mit fruchtbarer Lößüberdeckung, machen aus der Vorbergzone einen bevorzugten Raum für intensiven Wein- und Obstanbau (MOHR 1992). Auf den Niederterrassenflächen sind die nährstoffarmen Sandböden eine Voraussetzung für die Erhaltung der großen Hardtwälder.

Randgebirge: Schwarzwald und Odenwald

Parallel zum Einbruch des Oberrheingrabens erfolgte die Heraushebung der Randgebirge. Schwarzwald und Odenwald sind nach Osten gekippt und weisen im Westteil ihre größten Höhen auf. Durch Bruchstaffeln bedingt fallen beide Randgebirge steil nach Westen zum Oberrheintal ab. Während der westliche Teil des Schwarzwaldes aus Gneisen und Graniten, dem Grundgebirge, aufgebaut ist, werden seine Randhöhen und die oberrheinischen Randhügel von den Buntsandsteinschichten des Deckgebirges überlagert (HUTTENLOCHER 1972). Die

Buntsandsteinschichten erreichen in den nördlichen Teilen der Randgebirge eine Mächtigkeit von ca. 400 m, nach Süden und Osten hin verringert sich die Mächtigkeit auf ca. 50 m. Der östliche Teil der Randgebirge dacht sanft nach Osten ab und endet dort, wo die obersten Buntsandsteinschichten unter die Muschelkalkplatten der Gäue abtauchen (VILLINGER 1982a).

Auf der Westseite des Schwarzwaldes schneiden wasserreiche Bäche tiefe Kerbtäler in die Gebirgsflanken ein. Auf den Ostseiten der Gebirge sind die Flüsse wesentlich weniger eingeschnitten; es dominieren Muldentäler, und im klüftigen Buntsandstein ist die Taldichte viel geringer als im Grundgebirge (BORCHERDT 1991). Nur wenige breite Täler dringen vom Oberrheinischen Tiefland in den Schwarzwald vor. Die Kinzig durchfließt in einer tektonischen Mulde (MOHR 1992) den Schwarzwald in seiner ganzen Breite und teilt ihn in einen nördlichen und südlichen Teil. Ihr breites Sohlental ist ausgeräumt und relativ stark besiedelt.

Der Nordschwarzwald (auch Buntsandsteinschwarzwald genannt) weist eine durchschnittliche Höhe von 600 bis 800 m über NN auf; sein höchster Berg ist die Hornisgrinde mit einer Höhe von 1 164 m. Mit Ausnahme der Siedlungsgebiete ist der Nordschwarzwald fast völlig bewaldet. Der Südschwarzwald hingegen (auch Grundgebirgsschwarzwald genannt) hat eine mittlere Höhe von 1 000 m über NN und erreicht mit dem Feldberg seine maximale Höhe von 1 493 m. Während in den höheren Gebieten hauptsächlich Wiesen, Buschwerk und nur vereinzelt Wald auftritt, ist der mittlere und tiefere Teil fast völlig bewaldet. Während der Eiszeiten wurden große Teile des hohen Scharzwaldes, besonders des Südschwarzwaldes glazial überformt, wobei eines der Vereisungszentren das Feldbergmassiv mit seinen hohen Talschlüssen war (MOHR 1992). Es wurden mit Moränenbögen umwallte Becken geschaffen, die heute von großen Seen (z.B. Titisee und natürlicher Schluchsee) erfüllt sind. Im Nordschwarzwald sind Karnischen weit verbreitet, die heute mit kleinen dunklen Seen erfüllt sind (z.B. Mummelsee). Der Odenwald liegt östlich des Rheins und schließt sich nördlich an den Kraichgau an; er hat eine mittlere Höhe von 500 m über NN und ist fast völlig bewaldet, nur ein flächenhaft gesehen kleiner Teil des Gebirges gehört jedoch noch zu dem Untersuchungsraum Baden-Württemberg.

Südwestdeutsches Schichtstufenland

Die schildförmige Heraushebung der Randgebirge bewirkte neben der starken Abtragung der Deckschichten eine leichte Schrägstellung der östlich an Schwarzwald und Odenwald anschließenden und einstmals über das Grundgebirge hinweggreifende Sedimentdecke. Eine der wesentlichen Voraussetzungen für die Entstehung des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes war dessen Schrägstellung (BORCHERDT 1991). Das ganze Schichtstufenland besteht aus einer Folge von 'Landterrassen', die sanft nach Südosten einfallen und durch steile Hänge, die 'Stufen', voneinander abgesetzt sind. Nach Norden zu wird der Einfallswinkel der Schichten geringer, weshalb die Landterrassen weitflächiger als in der Südwestecke sind. Die Schichten des Muschelkalks, des Keupers und des Schwarzen (Lias), Braunen (Dogger) und Weißen (Malm) Juras schließen sich im Osten dem Buntsandstein an. Sie liegen in Wechsellagerung von härteren Kalk-/Sandsteinen und leichter ausräumbaren Ton- und Mergelpartien streifenförmig versetzt nebeneinander (VILLINGER 1982a). Die Juraschichten bilden die Schwäbische Alb, die Gesteine des Schwarzen Jura als wechselnd breite Streifen das Albvorland. Die Schwäbische Alb zeichnet sich durch Höhenlagen zwischen 700 und 1 000 m in ihrem südlichen Bereich aus und fällt im Nordosten unter die 700 m Höhenlinie ab. Der untere Teil des Albanstiegs wird von den Schichten des Braunen Jura gebildet, die im Wechsel sandigen Tone und Einschübe aus Kalksteinen zeigen. Den eigentlichen Albtrauf bilden die harten, wasserdurchlässigen Kalke des Weißen Jura. Die Schwäbische Alb besitzt ebenso wie die Muschelkalkgebiete ein weitverzweigtes Karstwassersystem.

Charakteristisch für die Buntsandsteingebiete ist die Ausbildung von wenig gegliederten Flächen, die durch die Wasserdurchlässigkeit der geklüfteten Gesteinsschichten bedingt ist. Bei der Verwitterung der Deckschichten entstehen saure, nährstoffarme Böden, auf denen in den meisten Gebieten Nadelwald stockt. Lediglich die geringmächtigen Röttone, die zum Oberen Buntsandstein zählen, erlauben landwirtschaftliche Nutzung (BORCHERDT 1991).

Die ausgedehnten flachen und waldarmen Gäuplatten besitzen ackergünstige Böden und haben die Muschelkalkflächen zum bevorzugten alten Siedlungsland gemacht. Im Gefolge der Verkarstung hat sich das Talnetz nur bescheiden entwickelt und beschränkt sich auf wenige Haupttalzüge, die in die Kalkplatten scharf eingesenkt sind. Mit einem mächtigen, sanft ansteigenden Sockel erheben sich die Keuperhöhen über die Gäuplatten. Wo der Stufenrand von den zahlreichen Tälern gequert wird, sind breite Talbuchten, die bevorzugten Standorte der Städte des Neckarlandes, in den Mergel ausgeräumt. Die Keuperhöhen werden durch ein dichtes, weitverzweigtes Talnetz entwässert. Im Inneren der Keuperhöhen beherrschen wellige Hochflächen und weite Wälder das Landschaftsbild. Mit einem scharfen, aber niedrigen Stufenrand über den Keuperhöhen setzen die Liasterrassen ein. Die Stufenflächen des Lias sind durch gute, schwere Lehm Böden ausgezeichnet, die altbesiedeltes Bauernland darstellen. Darüber erheben sich in einem schmalen Streifen, die aus Braunjuratonen aufgebauten, stark zertalten und mit Wald bestandenen Albvorberge (HUTTENLOCHER 1972).

Mit dem steilen Anstieg des Albtraufs, beginnt die zur Donau entwässernde Schwäbische Alb bis zu 400 m über dem zum Rhein entwässernden Neckarland. Die Alb ist der höchste Teil des Schichtstufenlandes und erreicht mit dem Lemberg eine Höhe von 1 015 m. Die Verkarstung charakterisiert die Landschaft durch große, weit verzweigte Trockentalsysteme, Dolinen, Höhlen, Bachschwinden, Hungerbrunnen, unterirdische Kluft- und Rinnensysteme (Donauversickerung zwischen Immendingen und Beuron) und Karstquellen (Aachtopf). Bedingt durch die Verkarstung wird das oberirdische Flußnetz auf der Schwäbischen Alb in den Hintergrund gedrängt (VILLINGER 1982a).

Hinter dem Stufenrand beginnt eine wellige Hochebene mit breiten Trockentalwannen, die sogenannte 'Schichtflächenalb'. Direkt am Stufenrand treten häufig Schichtquellen aus. Über dem Stufenrand erhebt sich die unruhige 'Kuppenalb'. Sie besteht aus völlig verkarsteten ungeschichteten Massenkalken. Zwischen diesen als Kuppen und Berge herauspräparierten Schwammriffen des Jurameeres findet sich ein dichtes Netz von Trockentälern, abflußlosen Wannen und zahlreichen Erdfällen. Die wenigen wasserführenden Donauzuflüsse haben steilwandige, felsreiche Talfurchen mit breiten ebenen Talsohlen aus ausgeschiedenen Kalktuffen. Im Süden schließt sich die 'Flächenalb', eine wenig gegliederte Ackerhochfläche mit engen Tälern, an (HUTTENLOCHER 1972).

Alpenvorland

Südlich der Schwäbischen Alb erstreckt sich das geologisch junge Voralpenland. Im Zusammenhang mit der Auffaltung der Alpen im Tertiär senkte sich deren Vorland zu einem Trog und wurde mit den Abtragungsprodukten der randlichen Hebungsgebiete (Alpen und Alb) verfüllt. Die wechselnd in Süßwasser und Meereswasser abgelagerten Molasseschichten (bis zu 3 000 m mächtig; HUTTENLOCHER 1972) wurden durch glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen des Pleistozäns überdeckt. Das Alpenvorland hat eine mittlere Höhe von 600 m über NN. Das heutige Relief wurde während der Eiszeiten geformt und ist gekennzeichnet durch einen reichen glazialen Formenschatz. Vor allem die Jungmoränenlandschaft der Würmeiszeit charakterisiert das heutige Voralpenland und den Bodenseeraum mit Endmoränenzügen verschiedener Stadien, Grundmoränen, Drumlins, Schmelzwasserrinnen, Toteislöcher, Schotterfelder und einem un-

ausgeglichenes Gewässernetz. Die Endmoränen der letzten Eiszeit markieren die Grenze zwischen den Ablagerungen der weiter nördlich vorgedrungenen Gletscher der Rißeiszeit (Altmoränenlandschaft) und den jüngeren Ablagerungen der Würmeiszeit (Jungmoränenlandschaft). Die Gewässer der Altmoränenlandschaft fließen in die Donau, während die Gewässer der Jungmoränenlandschaft in den Bodensee und somit zum Rhein entwässern. Das Bodenseebecken ist ein tektonisch vorgezeichnetes, fluvial und glazial ausgeräumtes, weites Zungenbecken. Der Bodensee ist mit einer Oberfläche von 538 km² der größte See in Deutschland und der zweitgrößte im Alpenvorland.

Landnutzung

Heute ist der Waldanteil im Untersuchungsraum auf ca. 36% der Gesamtfläche gesunken und liegt dennoch vergleichsweise höher als in vielen anderen Bundesländern (HUTTENLOCHER 1972). Mit der Reduzierung der Wälder ging eine völlig nutzungsorientierte Bewirtschaftung einher, die die Verbreitung schnellwüchsiger Nadelhölzer zur Folge hatte. Die größten Waldgebiete sind ihrer mageren Böden und ihres ausgeprägten Reliefs wegen vorwiegend in den Mittelgebirgen (Schwarzwald und Odenwald), sowie im Keuperbergland und in kleineren Teilen der Alb zu finden. In diesen Räumen prägt der Wald mit einem Flächenanteil von über 50% das Erscheinungsbild entscheidend und greift maßgeblich steuernd in die natürlichen Prozesse ein (vgl. WOHLRAB et al. 1992).

Die einzelnen Regionen im Untersuchungsraum zeigen große Unterschiede in ihren Flächennutzungen. So haben die Siedlungszentren um Stuttgart, Mannheim-Heidelberg und Karlsruhe einen hohen Siedlungsflächenanteil an den Regionen Mittlerer Neckar, Unterer Neckar und Mittlerer Oberrhein. Sie liegen weit über dem Landesmittel von 11.5%. Ebenfalls über diesem Landesmittel liegen die landwirtschaftlich geprägten Regionen Donau-Iller, Franken, Bodensee-Oberschwaben, Südlicher Oberrhein, Schwarzwald-Baar-Heuberg und Hochrhein-Bodensee und die mit großen Waldflächen bestandenen Regionen des Nordschwarzwaldes. Der Untersuchungsraum wird nach Angaben des STATISTISCHEN LANDESAMTES 1986 nach wie vor zum großen Teil landwirtschaftlich genutzt, wobei im ländlichen Raum (74% der Gesamtfläche), nur 41% der Wohnbevölkerung leben. Die verbleibenden 59% der Bevölkerung verteilen sich in den Verdichtungsräumen auf nur 26% der Fläche Baden-Württembergs. Hinsichtlich der landwirtschaftlichen Nutzung stellt BORCHERDT (1985) fest, daß die Ackerflächen weiterhin das größte Gebiet einnehmen, obschon sie wie die landwirtschaftliche Fläche in den letzten Jahren insgesamt abnehmen.

Klima

Der Südwesten Deutschlands ist sowohl durch ozeanisches als auch kontinentales Klima geprägt. Das ozeanische Klima bewirkt milde Winter mit hohen Niederschlägen und temperierten Sommern. Das kontinentale Klima hingegen bewirkt kalte Winter und heiße Sommer. Die verschiedenen klimatischen Einflüsse werden zusätzlich durch die starken Reliefunterschiede modifiziert. Das Oberrheingebiet zählt mit einer mittleren Temperatur von 10 °C (Heidelberg 10.7 °C, Neckartal 9 °C) zu den mildesten Regionen Deutschlands. Die mittlere Temperatur des Alpenvorlandes und der Gäulandschaft liegt mit Werten zwischen 6 und 7 °C deutlich darunter. Im Schwarzwald und in der Schwäbischen Alb liegt die mittlere jährliche Temperatur bei 6 °C, wobei die Werte mit zunehmender Höhe z.B. Feldberg 3.2 °C abnehmen (BORCHERDT 1991). Der wärmste Monat ist der Juli und der kälteste Monat der Januar. Es liegt auf der Hand, daß die höchsten Temperaturen im Juli in den Ebenen bzw. Tälern erreicht werden, z.B. 19 °C in der Rheinebene und im Neckartal. In den Bergregionen liegen die mittlere-

ren Temperaturen im Juli bei 14 °C. Im Winter hängt die mittlere Temperatur im Januar nicht nur von der Höhe ab. Die Werte für die Rheinebene und das Neckartal liegen bei 0 °C. Auf den Hochflächen fallen die Temperaturen auf -2 °C. In geschützten Tälern und im Osten des Untersuchungsraums werden die tiefsten Temperaturen mit -4 °C gemessen (HUTTENLOCHER 1972).

Die ozeanischen Luftmassen bewirken den größten Teil der jährlichen Niederschlagssummen, die in den verschiedenen Teilräumen Baden-Württembergs Werte zwischen 600 und 2 000 mm erreichen. Die Höhenabhängigkeit der Niederschläge ist durch Staueffekte an den Westseiten der Erhebungen begründet. Daher fallen an der Luv-Seite des Schwarzwaldes und im Alpenvorland die höchsten Niederschläge (1 000-2 000 mm/a, Feldberggipfel: 2 100 mm/a), während in den Lee-Lagen des Schwarzwaldes die Niederschlagshöhen zwischen 600 und 700 mm/a liegen. Der Regenschatten des Schwarzwaldes und die westlich des Rheins gelegene Haardt wird in der Regel nur von nordwestlichen Winden umgangen, deren feuchte Luftmassen, besonders im Sommer zu den Stauniederschlägen an der Schwäbischen Alb und den vorgelagerten Erhebungen (z.B. Welzheimer Wald) führen. Die geschützten Täler und die Rheinebene sind die Gebiete mit den geringsten Niederschlägen (Mannheim 600 mm). Die jährliche Verteilung der Niederschläge ist mit einem Maximum im Sommer (Juni, Juli, August) und einem Minimum im Spätwinter (Februar und März) relativ gleichmäßig. Die Hochflächen weisen ein sekundäres Maximum im Winter (Dezember und Januar) auf, das durch festen Niederschlag (Schnee) geprägt ist. Hydrologisch bedeutungsvoll ist die hohe Anzahl der Schneetage, die zwischen 30 Tagen in der Rheinebene und 120 bis 150 Tagen pro Jahr auf den Schwarzwaldhöhen (150 Tage/a auf dem Feldberg) liegt. Diese Werte liegen um das 4-5 fache über den für das Neckar- und Bodenseegebiet angegebenen Werten (HUTTENLOCHER 1972).

Hydrologie

Soweit sie sich aus ihrem geologischen Bau ergeben, sind die Grundzüge der Reliefgestaltung schon erwähnt worden. Die Weiterformung des Reliefs und die ständige Umformung von Einzelelementen der Landschaft hängt im wesentlichen von der Wirkung der Gewässer ab. Der Untersuchungsraum wird von den beiden bedeutenden Vorflutern Rhein und Donau entwässert. Zwischen beiden Flußsystemen verläuft die Europäische Wasserscheide. Die größten Niederschlagsmengen in Form von Steigungsniederschlägen erhalten die Höhengebiete des Schwarzwaldes, die Stufenränder des Neckarlandes und des Allgäus. Die hier entspringenden Bäche zählen zu den wasserreichsten und leisten somit die größte Erosionsarbeit.

Die Versickerung der Donau an zahlreichen Stellen auf ihrem Weg von Immendingen nach Sigmaringen ist eines von vielen Zeugnissen dafür, daß sich das Rheinsystem auf Kosten des Einzugsbereichs der Donau ständig weiter ausdehnt. Dies liegt an den unterschiedlichen Erosionsbasen der beiden Vorfluter. Die Donau fließt in der Baar und durch die Schwäbische Alb auf 700 bis 600 m ü. NN, der Rhein zwischen dem Bodensee und Mannheim auf 395 bis 90 m ü. NN. Infolge ihres stärkeren Gefälles schneiden sich die zahlreichen Nebenflüsse des Rheins kräftiger ein und zapfen so durch rückschreitende Erosion die Oberläufe der Donauzuflüsse an. Die räumliche Ausdehnung der Rückverlagerung der unterirdischen Wasserscheide im diesem Karstgebiet ist bislang nur schwer ermittelbar (VILLINGER 1982a).

Die Mehrzahl der Flüsse im Untersuchungsraum weisen mit einem Abflußmaximum im Februar oder März und niedrigsten Abflußwerten im August bzw. September ein pluvio-nivales Abflußregime auf (Betrachtungen auf der Basis der mittleren monatlichen Abflußwerte; KELLER (Hrsg.) 1979).

Das Einzugsgebiet des Rheins gliedert sich in drei Teilgebiete: Der Strom selbst und seine unmittelbaren Zuflüsse (11 000 km²), der Neckar und seine Nebenflüsse (13 600 km²) und der Main (1 800 km²). Zusammen bestehen fast drei Viertel des Untersuchungsraumes (ca. 26 400 km²) aus dem Einzugsgebiet des Rheins. Die mächtigen Schotterpakete, die der Rhein in der letzten Eiszeit durch die Schmelzwässer aus den Alpen mitgebracht hatte, sind ein ergiebiger Grundwasserspeicher. Im hohen und schneereichen Südschwarzwald haben die Flüsse ein nivo-pluviales Abflußregime, das durch ein verzögertes Abflußmaximum im Frühjahr und einem winterlichem Minimum charakterisiert ist.

Etwa ein Viertel des Untersuchungsraumes (ca. 9 400 km²) entwässern zur Donau. Die Donau entspringt an der Ostseite des Schwarzwaldes und nach Verlassen der weiten flachen Baar fließt sie weiter ostwärts durch die verkarsteten Malmkalke. Dort verliert sie einen Großteil ihres Wassers unterirdisch an das tieferliegende Rheineinzugsgebiet. Im Untersuchungsraum bleibt die Donau ein Gewässer mit relativ geringer Wasserführung; erst im Freistaat Bayern nimmt die Wasserführung wiederum durch die von den Alpen kommenden Flüsse verstärkt zu.

Anthropogene Einflüsse

Der Untersuchungsraum ist eine teilweise dicht besiedelte Region, in der sich neben großen Siedlungszentren (z.B. der Stuttgarter Raum) ausgedehnte land- und forstwirtschaftlich genutzte Gebiete befinden. Die Veränderungen im Abflußverhalten der Flüsse lassen sich im wesentlichen auf anthropogene Einflüsse zurückführen. Es handelt sich dabei in der Regel um Ab- und Zuleitungen zwischen Einzugsgebieten, Speicherung von Oberflächenwasser und um Entnahme von Grundwasser. Wegen des steigenden Wasserverbrauchs in vielen Städten und Gemeinden, sowie der zunehmend schlechteren Qualität der für Verschmutzung sehr anfälligen Karstgrundwässer, wurden schon zu Beginn dieses Jahrhunderts weitreichende technische Maßnahmen zur Sicherung und Aufstockung des örtlich begrenzten Trinkwasserdargebots getroffen. Das bis heute erstellte Fernwasserversorgungssystem fördert sauberes Trinkwasser unter anderem aus dem Donaured und dem Bodensee in die trinkwasserärmeren Gemeinden und Städte.

3 Hydrologische Daten

3.1 Einführung

Grundlagen für die wissenschaftliche Arbeit im Projekt war die Einrichtung einer umfangreichen hydrologischen Datenbank, die aus hydrologischen Zeitreihen und gebietsspezifischen Kenngrößen besteht. Für die individuellen Fragestellungen des FREND-Forschungsprogramms wurden Daten aus den einzelnen Ländern im Untersuchungsraum nach festgelegten Kriterien ausgewählt, zum Institut of Hydrology in Wallingford transferiert und dort in einer Datenbank archiviert. Zu Beginn des Projekts (Anfang 1986) waren die Daten der jährlichen Hochwasserabflüsse und tägliche Abflußdaten der einzelnen Länder und Einzugsgebiete am Institut of Hydrology aus dem Nationalen Archiv Großbritanniens und aus der European Flood Study verfügbar (BERAN et al. 1984). Diese Daten wurden in der ersten Phase des Projektes durch zusätzliche Daten aus den Ländern im Projektgebiet ergänzt. Später wurden für spezielle Teiluntersuchungen in ausgewählten Teilräumen, wie z.B. für die Bundesrepublik Deutschland Baden-Württemberg, weitere Daten erhoben und in die Datenbank eingebunden. Bei der Einrichtung und Weiterführung der FREND-Datenbank war der Autor in allen Phasen maßgeblich beteiligt. Das folgende Kapitel faßt die Auswahl, Überprüfung und Archivierung der hydrologischen Zeitreihen in der FREND-Datenbank zusammen.

3.2 Auswahl der Einzugsgebiete

Die Kriterien für die Auswahl der Einzugsgebiete in dieser Studie hingen von der speziellen Projektfragestellung ab, weshalb verschiedene Datensätze für jedes Teilprojekt erstellt wurden. Eine Ausnahme bildete die Studie zum Einfluß des Menschen auf den Wasserhaushalt. Generell wurden zuerst Stationen mit mindestens zehnjährigen Abflußreihen ausgewählt, obgleich zuletzt auch einige kürzere Zeitreihen ins Archiv aufgenommen und analysiert wurden. Die maximale Größe der Einzugsgebiete war auf 500 km² begrenzt, wenngleich auch hier einige größere Gebiete miteinbezogen worden sind, um Lücken in der regionalen Flächendeckung zu schließen. Die Fläche des größten dieser Einzugsgebiete war 820 km². Eines der Ziele der regionalen Analyse (Kapitel 4 und 5) war es, die Hoch- und Niedrigwasserstatistiken mit den jeweiligen Einzugsgebietscharakteristika in Verbindung zu bringen. Deshalb war es ein wichtiges Kriterium des Datenauswahlprogramms, die hydrologische Datenbank mit Abflußmessungen hoher Genauigkeit und annähernd natürlichen Abflußregimen zu füllen. Dies wurde erreicht, indem die hydrometrische Genauigkeit und das Ausmaß der menschlichen Beeinflussung auf sowohl Hoch- als auch Niedrigwasserabfluß mit den für die jeweilige Stationen verantwortlichen Organisationen festgelegt wurden (GUSTARD et al. 1989). Dies beinhaltet eine Abschätzung der Einflüsse von Brauchwasserentnahmen, Wasserkraftwerken, Reservoirs, Wasserzufluß in oder Abfluß aus dem Gebiet, effluente Abflüsse, Grundwasserentnahmen, Bergbauwasserabflüsse, Mühlen, Schleusen und Kanäle. Für kleine Forschungseinzugsgebiete wurden detaillierte Tages- und Monatswerte des Niederschlags und für die Modellstudien (Kapitel 7) eine höhere zeitliche Auflösung von Niederschlags- und Abflußdaten benötigt. Letztere erforderten weitere meteorologische Daten zur Abschätzung von Verdunstung und Grundwasserständen sowie detaillierte

Informationen über Böden und Einzugsgebietsentwässerung. Die Kriterien zur Datenauswahl für jedes Subprojekt sind in Tabelle 3.1 aufgelistet.

3.2.1 Transfer der hydrologischen Daten

Fast alle Tagesabfluß- und Niederschlagswerte der ausgewählten Stationen wurden von den verschiedenen Organisationen auf Datenträger (Magnetband oder Mikrocomputerdisketten) aufgespielt und für die Übermittlung nach Wallingford freigegeben. Für einige Stationen mit signifikanten Lücken in der Zeitreihe wurden die fehlenden Tageswerte manuell eingegeben, was mit einem sehr hohen Zeitaufwand verbunden war.

Die von den verschiedenen hydrometrischen Organisationen für die Untersuchungen zur Verfügung gestellten Daten erreichten die Projektgruppe in Wallingford in einer Vielzahl unterschiedlicher Computer-Formate und Zusammenstellungen.

Tab. 3.1 Kriterien für die Auswahl der Daten

Kriterium	Untersuchung	
	Niedrigwasser	kleine Forschungsgebiete
Kein Tideeinfluß oder Brackwassereffekt	X	X
Kontinuierliche Abflußmessungen für tägliche Abflüsse	X	X
Genaue Messung des Niedrigwassers durch Pegel oder stabile Abflußkurve im Niedrigwasserbereich	X	X
Im Niedrigwasser künstlicher Einfluß kleiner als 10 %	X	X
Täglicher Punktniederschlag und monatlicher Gebietsniederschlag		X
Geringer Gletschereinfluß	X	X
Eindeutig definierte Einzugsgebietsgrenzen, gleiche morphologische und geologische Grenzen, keine Seen		X
Verfügbarkeit bestehender Einzugsgebietsmerkmale oder thematische Daten für die Berechnung	X	
Detaillierte Gebietsinformationen, speziell über Morphologie, Pedologie, Geologie und Landnutzung		X

In einigen Fällen waren die Daten in Wasserhaushaltsjahren angegeben und abgespeichert, wobei es im Untersuchungsraum je nach geographischer Lage von Land zu Land unterschiedliche Definitionen dafür gibt. Gleichzeitig wurden fehlende Daten und Daten aus Schaltjahren unterschiedlich gespeichert. Große Schwierigkeiten bei der Bearbeitung der Datenträger bereiteten die unterschiedlichen Angaben zu den Einheiten der hydrologischen Zeitreihen. Die Ein-

heiten wurden in m^3/s , l/s , $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ oder mm/Tag angegeben, so daß vor der Speicherung dieser hydrologischen Daten eine Umrechnung in m^3/s vorgenommen wurde. Zur Speicherung der hydrologischen Daten in der Datenbank wurden eine Vielzahl von Programmen zur Umformatierung der Information in das eigens entwickelte FRENDDatenformat geschrieben. Eine einzige Ausnahme sind die hydrologischen Daten der kleinen Untersuchungsgebiete, die in den Originaleinheiten ausgewertet werden mußten, um den Verlust signifikanter Kommastellen durch die Umrechnung bei sehr kleinen Abflüssen zu vermeiden. Nach der Transformation der Rohdaten wurden alle täglichen Abflußdaten der Stationen aus dem nationalen Meßnetz und aus den kleinen Untersuchungsgebieten für den gesamten Untersuchungsraum gespeichert.

3.2.2 Einrichtung und Organisation einer hydrologischen Datenbank

3.2.2.1 Programm zur Stationsnumerierung

Die Einrichtung einer hydrologischen Datenbank setzt eine Hard- und Software voraus, die es erlaubt, die hydrologischen Zeitreihen in einem Computer mit dem Ziel abzulegen, jede Zeitreihe individuell oder im Pool bearbeiten zu können. Am Institute of Hydrology in Wallingford stand das Datenbanksystem Cache-Cache (eine Eigenentwicklung des Instituts) und ein IBM 4381 Mainframe Computer für die Einrichtung der hydrologischen Datenbank zur Verfügung. Ein erster Schritt vor der Archivierung der Zeitreihen in der Datenbank war die Kennzeichnung, d.h. Identifikation der einzelnen Zeitreihen. Dazu wurde auf ein Konzept zur Numerierung der einzelnen Abflußstationen, das im Rahmen der Europäischen Hochwasserstudie entwickelt wurde, zurückgegriffen (BERAN et al. 1984) und entsprechend den Bedürfnissen in der Arbeitsgruppe modifiziert. Dieses Konzept erlaubt eine eindeutige Identifikation der Zeitreihen nach festgelegten Kriterien. Drei wesentliche Bedingungen sollten in der neuen Datenbank zusätzlich erfüllt werden:

- (1) Die Nummern sollten Informationen zur generellen geographischen Lage der Station im Untersuchungsraum enthalten.
- (2) Die Nummern sollten zwar singular aber dennoch so flexibel aufgebaut sein, daß sie ein Hinzufügen von neuen zusätzlichen Stationen erlauben ohne die Logik der Numerierung zu verletzen.
- (3) Wo immer möglich sollte die vergebene Nummer kompatibel zu den bereits existierenden nationalen Nummern im Untersuchungsraum sein.

Unter Berücksichtigung der festgelegten Kriterien wurden damit die Abflußdaten, Niederschlagsdaten und die Gebietsmerkmale mit einer stationsspezifischen Indexnummer versehen.

Das System zur Numerierung der einzelnen Stationen basiert auf der Einteilung des Untersuchungsraumes in 23 hydrometrische Hauptregionen (vgl. Abbildung 3.1). In Westeuropa besteht eine Hauptregion in der Regel aus 10 bis 15 Unterregionen mit Flächen, die bis zu 10 000 km^2 erreichen können. Jede dieser Unterregionen oder jedes hydrometrische Teilgebiet besteht in der Regel aus einer Vielzahl von Einzugsgebieten, wobei nationale Landesgrenzen überschritten werden können.

Eine Stationsnummer (Referenznummer) besteht aus sieben Ziffern. Die beiden ersten Zahlen bezeichnen die hydrometrische Hauptregion. Die nächsten beiden Zahlen bezeichnen das hydrometrische Gebiet in der Region. Die letzten drei Ziffern enthalten die fortlaufende

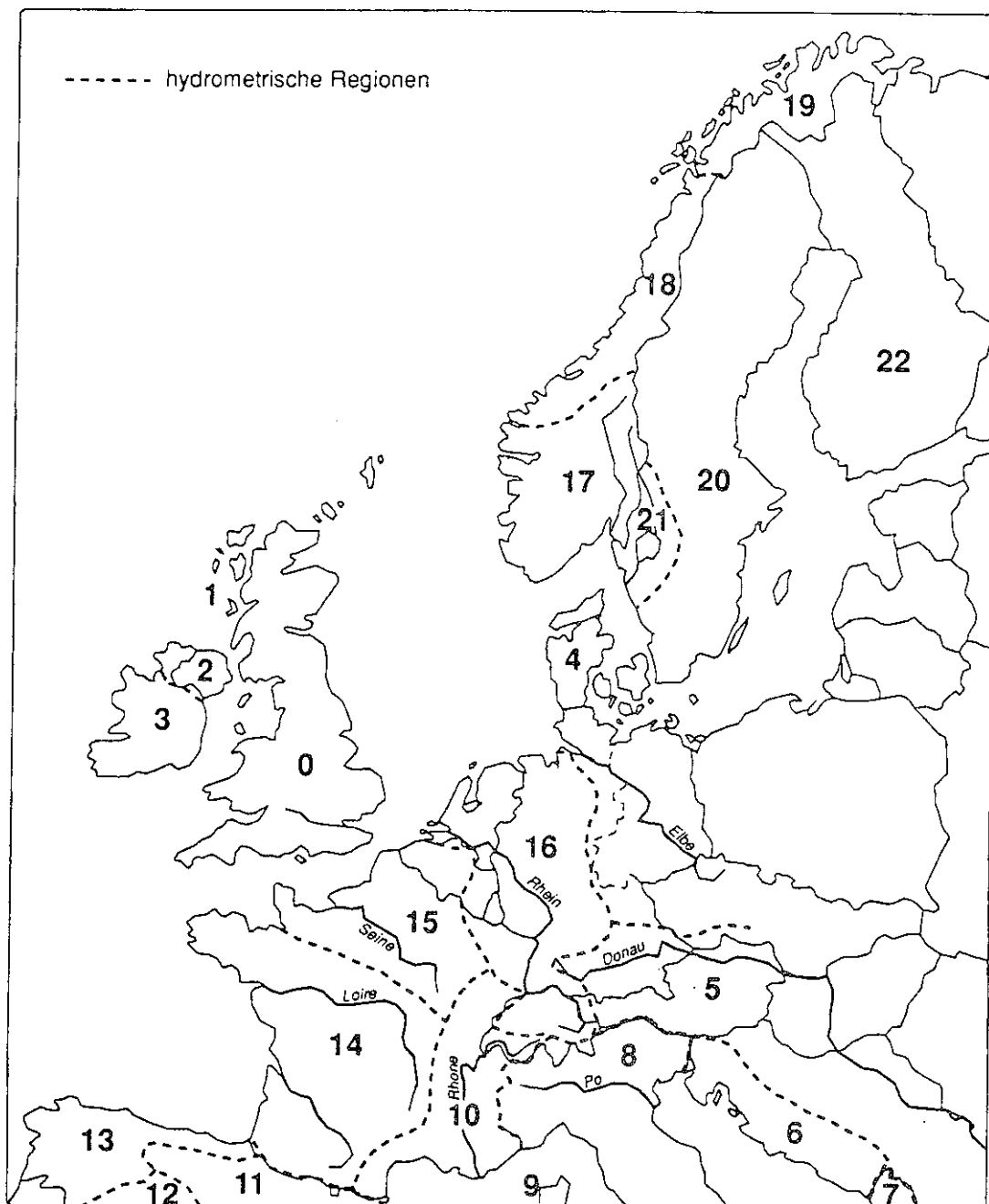


Abb. 3.1 Einteilung des Untersuchungsraumes in hydrometrische Hauptregionen

Nummer der Station innerhalb des hydrometrischen Gebietes. Auf diese Weise erlaubt das System bis zu 999 Stationen innerhalb eines hydrometrischen Gebietes zu identifizieren. Die Stationsnummer 1 401 006 bezeichnet somit die Station Nummer 6 im hydrometrischen Gebiet 1 der Hauptregion 14, was einem Gebiet in der Bretagne in Frankreich entspricht.

Im Falle der skandinavischen Länder Finnland, Norwegen und Schweden umfaßt jedes Land eine oder mehrere Hauptregionen. Die Unterteilung in hydrometrische Gebiete hält sich dabei an die im jeweiligen Land bereits existierende Numerierungen: Norwegen ist z.B. in seinem eigenen Numerierungssystem in ungefähr 250 hydrometrische Hauptregionen unterteilt, Schweden in 118 und Finnland in 70. Durch Addition der nationalen Referenznummern zu 1 700 für Norwegen, 2 000 für Schweden und 2 200 für Finnland sind die ersten vier Ziffern der Stationsnummer direkt definiert. Deutschland ist zusammen mit den linksrheinischen Regionen Frankreichs, mit Luxemburg, dem Südosten Belgiens und schließlich mit den Niederlanden in zwei große hydrometrische Regionen aufgeteilt, die aus dem rheinischen (Referenznummer 16) und dem danubischen System bestehen.

Die Vergabe der Referenznummern für die hydrometrischen Hauptregionen im kontinentalen Europa erfolgte vor der Vereinigung Deutschlands, so daß die Entscheidung über die Zuordnung der neuen Bundesländer zu einer bestehenden oder neu einzurichtenden hydrometrischen Hauptregion im Augenblick noch aussteht. Die Lage aller Stationen im Untersuchungsraum, die in die hydrologische Datenbank aufgenommen und archiviert wurden, zeigt eine eigens für die Studie entwickelte Karte der Pegelstationen, die mit den jeweiligen Referenznummern versehen sind (vgl. GUSTARD et al. 1989, Volume 2).

Da für kleine Untersuchungsgebiete in der Regel Daten einer oder mehrerer Niederschlagsstationen vorlagen, mußte ein System entwickelt werden, das eine Zuordnung der Niederschlagsstationen zu dem dazugehörigen Einzugsgebiet erlaubt. Bei dem Numerierungssystem mußte außerdem noch berücksichtigt werden, daß in einigen Fällen eine einzige Niederschlagsstation für mehrere Einzugsgebiete genutzt werden mußte. Die Niederschlagsstationen werden im Gegensatz zu den Abflußstationen (siebenziffrig) durch eine achtziffrige Referenznummer gekennzeichnet, die mit einer 9 beginnt und mit der Kennziffer des dazugehörigen hydrometrischen Gebietes und einer dreistelligen fortlaufenden Numerierung ergänzt wird. Die Einrichtung eines weiteren Referenzsystems erlaubt die Zuordnung einer Referenznummer des Niederschlags zu der entsprechenden Pegelstation.

3.2.2.2 Die FRENDDatenbank

Die FRENDDatenbank wurde im Rahmen der III. Phase des IHP (1984-1989) eingerichtet und im Verlauf der Arbeiten zu dieser Studie für einzelne Teiluntersuchungen, insbesondere für die Teilräume Deutschland und Baden-Württemberg, stark erweitert. Dabei war der Autor für die Auswahl und Beschaffung der Daten aus dem deutschsprachigen Raum (Schweiz, Österreich, Bundesrepublik Deutschland) verantwortlich. Die FRENDDaten wurden auf einem IBM 4381 Mainframe Computer am Institute of Hydrology in Wallingford gespeichert und können in drei Kategorien eingeteilt werden:

- (1) Abfluß- und Niederschlagszeitreihen für die einzelnen Stationen
- (2) Gerasterte Daten zur Topographie, Landnutzung und Klima

- (3) Numerische Indizes der Einzugsgebiets- und Klimacharakteristika, die aus den Rasterdaten bestehen oder manuell eingegeben wurden.

Diese Daten wurden in der Datenbank Cache-Cache gespeichert und das Referenzsystem als Schlüssel für die Archivierung ermöglicht den schnellen Zugriff. Gegenwärtig besteht die Datenbank aus über 2 100 hydrologischen Zeitreihen und gebietsspezifischen Merkmalen, die in der Datenbank in folgenden Dateien abgelegt wurden:

MASTER	Stationsverzeichnis (enthält die Namen der Flüsse und Pegel, Lage, Ländercode, Markierung und die Einzugsgebietsmerkmale)
GDFLOWS	Gemessene mittlere Tagesabflüsse in [m ³ /s]
ANNMAX	Hochwasserabfluß des Jahres in [m ³ /s]
GDRAIN	Tägliche Niederschläge in 1/10 [mm/Tag]
BOUNDER	Digitalisierte Einzugsgebietsgrenzen

Der Untersuchungsraum deckt die UTM-Zonen 29 bis 35 ab. Bei den Ländern, die nationale Referenzgitter benutzen, wurden diese in das UTM-System übertragen. Einige Einzugsgebiete fallen zwar zum größten Teil in eine Zone, haben aber die Pegelstation in der benachbarten Zone. In solchen Fällen wurde die Pegelstation derjenigen Zone zugeordnet, in der der größte Teil des Einzugsgebietes liegt. Die einzelnen Stationen wurden mit einem Merkmal versehen, aus dem zu erkennen ist, für welchen Untersuchungsschwerpunkt die Station benutzt wurde.

Zusammenfassen läßt sich die FRENDDatenbank in Primär- und Sekundärdaten. Letztere werden in verschiedenen anderen Datenbanken bereitgehalten. Sie sind jedoch nicht Bestandteil der FRENDDatenbank. Tabelle 3.2 gibt einen Überblick in der FRENDDatenbank gespeicherten Informationen (Primärdaten).

Für verschiedene Forschungsschwerpunkte wurden unterschiedliche Datentypen gesammelt. Für die Hochwasserstudie, die Niedrigwasserstudie und Arbeiten über kleine Einzugsgebiete stehen tägliche Abflußdaten bzw. jährliche Maxima zur Verfügung. Tägliche Niederschlagswerte konnten nur für eine geringe Anzahl von kleinen Einzugsgebieten (Untersuchungsgebiete) gesammelt werden. Thematische Informationen wie Landnutzung und Bodenkennwerte sind nur für die Stationen der Hoch- und Niedrigwasserstudie in der Datenbank gespeichert. Für die Untersuchungen anthropogener Einflüsse auf hydrologische Prozesse wurden detaillierte hydrometeorologische und pedologische Daten mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung gesammelt. Diese Daten zählen zu den Sekundärdaten und gehören daher nicht unmittelbar zu der FRENDDatenbank. Unter den gleichen Datentyp fallen digitale Boden- und Klimakennwerte, die ebenfalls in einer separaten Datenbank bereitgehalten werden (GUSTARD et al. 1989; DEMUTH 1990). In der vorliegenden Studie wird zwar auf Daten aus der FRENDDatenbank zurückgegriffen, wobei jedoch nur Teilbereiche dieser Datensätze verwendet werden.

Heute wird die Datenbank an vier europäischen Zentren bereitgehalten und für Forschungszwecke sowohl für nationale als auch für internationale Projekte weitergegeben; es sind dies das Institute of Hydrology in Wallingford, die Agriculture University of Wageningen, die Norwegian Water Resources and Energy Administration in Oslo und das Federal Institute of Hydrology in Koblenz. Diese vier Zentren zeichnen verantwortlich für die Bereitstellung,

Tab. 3.2 FREND Datenbank (Übersicht)

	Untersuchungsschwerpunkte		
	Hochwasser	Niedrigwasser	Kleine Einzugsgebiete
Pegel	Pegel Name Ort Land Aufzeichnungszeitraum		
Hydrologische Daten	Jährliche Maximal-Abflüsse	Täglicher Abfluß	
Hydrologische Kennwerte		Rezessions- häufigkeit Base Flow- Index Dauerlinie Niedrigwasser- parameter	Rezessionsparameter
Täglicher Niederschlag			Station Name Ort Land
Klimadaten	Mittlerer jährlicher Niederschlag Niederschlags-Intensität		
Gebiets-kennwerte	Landnutzung Böden		Morphometrie

Aktualisierung und Erweiterung der hydrometeorologischen Zeitreihen für die jeweils zugeordneten Ländergruppen (vgl. Abbildung 3.2). An der Professur für Hydrologie der Universität Freiburg steht diese hydrologische Datenbank für Forschungszwecke zur Verfügung.

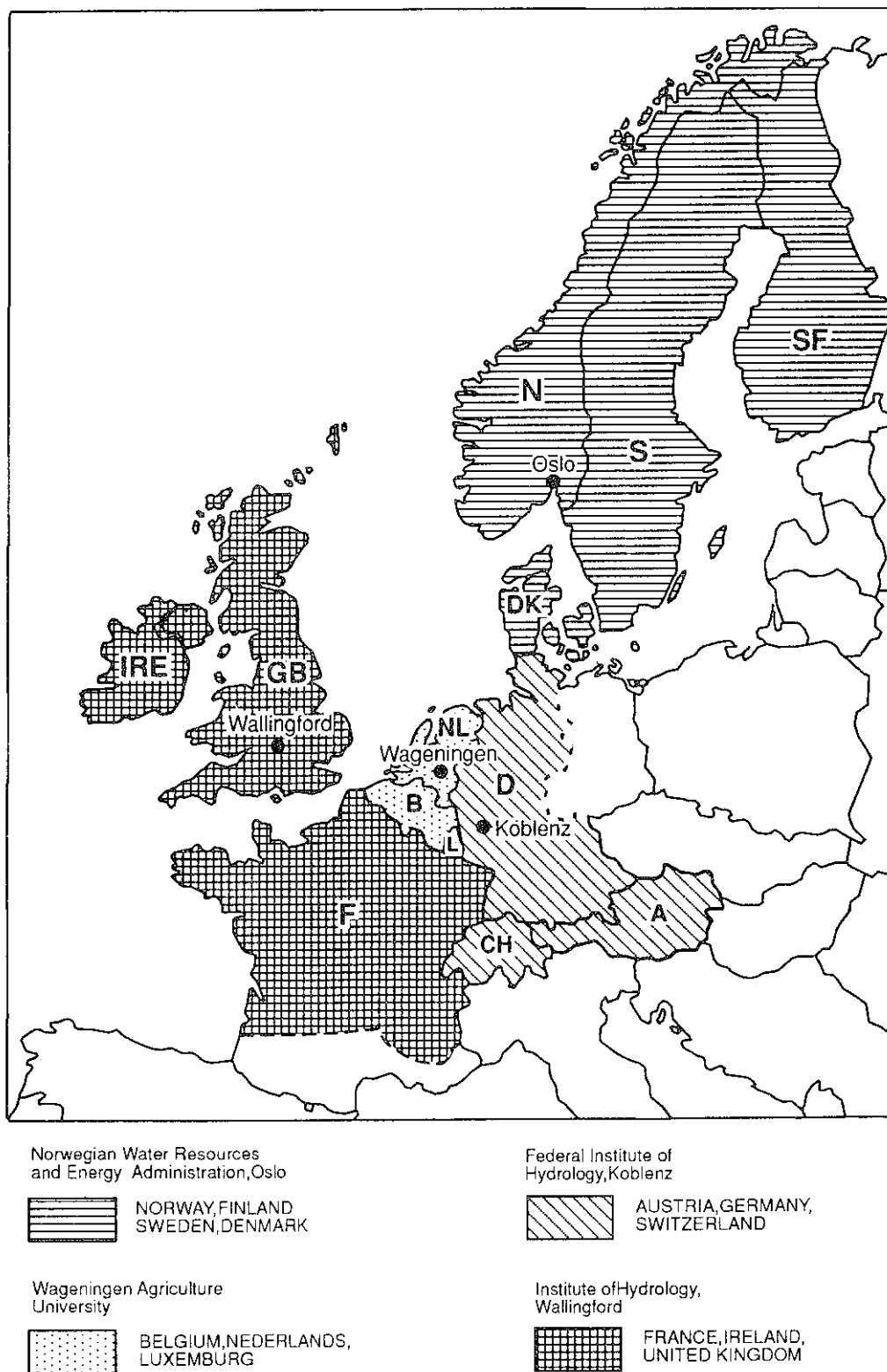


Abb. 3.2 FRENED-Datenbank Zentren im Untersuchungsraum

3.3 Datensammlung

3.3.1 Einführung

Um die umfangreiche hydrologische Datenbank für regionale Studien einzurichten, wurden neben hydro-meteorologischen Zeitreihen aus dem nationalen hydrometrischen Meßnetz auch Daten über Einzugsgebiete gesammelt, die eindeutig als kleine Untersuchungsgebiete ausgewiesen wurden. Das folgende Kapitel bietet eine detaillierte Übersicht zum Thema kleine Untersuchungsgebiete in den einzelnen Ländern des Untersuchungsraumes mit Angaben über einzelne regionale Forschungsschwerpunkte (wie z.B. Prozeßstudie, Wasserhaushalt, Niederschlags-Abfluß-Modellierung, Stoffhaushalt und Stofftransport etc.) und Angaben über die Stellung der kleinen Untersuchungsgebiete innerhalb des nationalen Meßnetzes.

Einige potentiell gute Zeitreihen speziell von kleinen Forschungsgebieten lagen nicht komplett aufbereitet vor und waren nicht auf Plausibilität geprüft, andere waren nicht auf Magnetband oder Disketten erhältlich. Die Daten aus diesen Untersuchungsgebieten wurden in der Untersuchung nicht berücksichtigt.

3.3.2 Repräsentativ- und Experimentiergebiete

3.3.2.1 Einführung

Die Planung und weltweite Einrichtung von Experimentier- und Repräsentativgebieten sowie die Datenerhebung und -sammlung geht auf eine bedeutende und wertvolle Initiative der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) und des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP) zurück. Die Instrumentierung der kleinen hydrologischen Forschungsgebiete richtete sich nach einer Vielzahl von unterschiedlichen Forschungsschwerpunkten, die durch hydrologische Prozeßstudien z.B. zum Bodenwasserhaushalt und der Abflußbildung gekennzeichnet waren. Weitere Arbeitsschwerpunkte lagen in der Abschätzung von Auswirkungen anthropogener Einflüsse auf den Wasserhaushalt, auf die Sedimentfracht, auf den Stoffhaushalt und den Stofftransport. Anthropogene Einflüsse bedeuten hier: Aufforstung, Abholzung, ackerbauliche Melioration, Drainage von Feldern und Urbanisierung.

Die ersten Untersuchungen in kleinen Einzugsgebieten begannen in den frühen Jahren dieses Jahrhunderts und haben sich heute zu einem weltweiten Netz von Forschungsgebieten weiterentwickelt (EDWARDS & RODDA 1970). Während der 50er Jahre und später im Verlaufe der verschiedenen IHP-Phasen wurde im Untersuchungsraum eine große Anzahl von kleinen Untersuchungsgebieten eingerichtet. Im Laufe der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) von 1965 bis 1974 wurde eine Unterscheidung in Repräsentativ-, Experimental- und die in englischsprachigen Ländern als sogenannte "Benchmark-Basins" bezeichneten Basisgebiete vorgeschlagen (TOEBES & OURYVAEV 1970). Diese drei unterschiedlichen Typen von Einzugsgebieten lassen sich wie folgt beschreiben (Zitat aus LINSLEY 1976):

"Ein Repräsentativgebiet ist ein gut instrumentiertes Einzugsgebiet, das als ein Index für das Verhalten anderer zum Zwecke der Abflußvorhersage dienen soll oder als ein Ort zum Testen hydrologischer Verfahren an einem 'repräsentativen' Datensatz. Das Experimentalgebiet ist ein intensiv instrumentiertes Einzugsgebiet, normalerweise klein, das für die in die Tiefe gehenden Studien einiger Teile des hydrologischen Kreislaufs benutzt wird. In einigen Fällen wird das Experimentalgebiet mit

der Absicht eingerichtet, seine hydrologischen Charakteristiken zu ändern, um die Auswirkungen auf den Abfluß zu bestimmen. Ein 'Benchmark-Basin' soll eine Bezugsbasis bilden für die Beurteilung von Langzeitveränderungen. Ein 'Benchmark-Basin' wird so ausgewählt, daß sichergestellt ist, daß es von menschlichen Einflüssen in der Vergangenheit frei war und in der Zukunft frei sein wird, so daß Langzeitveränderungen und Langzeittrends des Klimas auf hydrologische Prozesse untersucht werden können. Die auslösenden Faktoren können natürlich Ursachen haben oder bedingt sein durch Aktivitäten des Menschen außerhalb des Gebiets, wie z.B. die vom Menschen verursachte Klimaveränderung."

Im Jahre 1965 stellte die Amerikanische Geophysikalische Union eine Zusammenfassung der in den USA durchgeführten Studien in Repräsentativ- und Experimentalgebieten auf. Eines der interessantesten Ergebnisse dieser Zusammenstellung war, daß der Unterschied zwischen Repräsentativ- und Experimentalgebieten rein semantischer Natur war. Die Konzeption war eindeutig, denn in beiden Typen von Einzugsgebieten wurden Veränderungen mit dem einzigen Unterschied beobachtet, daß diese im einen Fall unabsichtlich und im anderen vorsätzlich verursacht wurden (RODDA 1976). Desweiteren haben die Resultate gezeigt, daß sich jedes Einzugsgebiet von allen anderen in vielen Eigenschaften unterscheidet, und es keinen direkten Weg gibt, die Erkenntnisse von einem Repräsentativgebiet auf ein anderes zu übertragen (RIGGS 1970).

Unabhängig von den Ergebnissen dieser amerikanischen Studie waren kleine Untersuchungsgebiete für zahlreiche Wissenschaftler aus den unterschiedlichsten Disziplinen für Jahre hinaus ein beliebtes und bewährtes Hilfsmittel sowohl zur Untersuchung hydrologischer Prozesse als auch zur Entwicklung von Einzugsgebietsmodellen, die den hydrologischen Kreislauf beschreiben sollten. Für die unterschiedlichen Fragestellungen sind diese Einzugsgebiete mit verschiedenartigen Meßinstrumenten und einer hohen Meßnetzdichte ausgerüstet worden, was einen erhöhten finanziellen Aufwand erforderte. Bis zum Beginn des Projektes gab es aber nur wenige Versuche, nationale Archive für Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten zu erstellen, nach einheitlichen Richtlinien auszuwerten und die Ergebnisse vergleichend zu betrachten. Im Laufe des Projektes hat sich eine Internationale Initiative mit dem Ziel gebildet, einen Katalog kleiner Untersuchungsgebiete für den europäischen Raum aufzustellen und in einer Datenbank festzuhalten. Diese Initiative ist unter dem Namen Euromediterranes Netz für Experimentier- und Repräsentativgebiete (ERB, Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins) bekannt.

3.3.2.2 Übersicht über Repräsentativ- und Experimentiergebiete im Untersuchungsraum

ARNELL gibt in seiner Bestandsaufnahme aus dem Jahre 1989 einen ersten weltweiten Überblick über die regionale Verbreitung von Untersuchungen, die das Thema anthropogene Auswirkungen auf hydrologische Prozesse behandeln (ARNELL 1989). Die Untersuchungen basieren auf Studien in kleinen Gebieten. Diese Bestandsaufnahme faßt die Ergebnisse der nationalen IHP-Komitees aus 17 Ländern zusammen, die sich bereit erklärt haben, an dieser Untersuchung teilzunehmen, und enthält zusätzliche Informationen zu der im nachfolgenden Kapitel aufgeführten regionalen Übersicht über kleine Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum.

Finnland

Kleine Einzugsgebiete werden in Finnland seit den frühen 30er Jahren intensiv für die Forschung genutzt. Später, in den 50er Jahren, und besonders zwischen 1957 und 1960 wurde der größte Teil des gegenwärtigen Meßnetzes eingerichtet. In den letzten Jahren sind noch weitere Gebiete hinzugekommen, so daß heute insgesamt 58 gut eingerichtete Gebiete für unterschiedliche Untersuchungen zur Verfügung stehen. Sieben dieser Einzugsgebiete können als Experimentalgebiete eingestuft werden, die übrigen werden als Repräsentativgebiete gekennzeichnet (SEUNA 1982). Die Einzugsgebiete des ursprünglichen Meßnetzes sind gleichmäßig über das ganze Land, mit Ausnahme Nord- und Westlapplands, verteilt (KUUSISTO 1986). In diesen Teilen des Landes gibt es keine Untersuchungsgebiete. Zum Abflußstudium für wasserbauliche Zwecke wurden Einzugsgebiete ohne Seen ausgewählt. Auswirkungen von agrarischer und forstlicher Entwässerung standen ebenso im Brennpunkt der Forschung wie Untersuchungen über Auswirkungen forstlicher Eingriffe auf den Wasserhaushalt und die Wasserqualität. Um letzteren Schwerpunkt vertieft zu untersuchen, wurde 1978 eine Kontrollgruppe von sechs weiteren Einzugsgebieten eingerichtet. Alle finnischen Untersuchungsgebiete sind ein fester Bestandteil des nationalen Meßnetzes und damit ist eine Sicherung der kontinuierlichen Datenerfassung und die Betreuung und Wartung der Meßeinrichtungen gewährleistet.

Schweden

In Schweden wurden im Zuge des IHD-Programms insgesamt sieben Repräsentativgebiete eingerichtet, wobei besonders Untersuchungen zum Wasserhaushalt im Vordergrund standen. In einem weiteren Forschungsprogramm wurde der Einfluß der Forstwirtschaft, der Agrarwirtschaft, der Urbanisierung und der Vergletscherung auf den Wasserhaushalt untersucht. Eine Auswahl dieser IHD-Untersuchungsgebiete wurde zusätzlich mit Stationen aus dem nationalen Meßnetz ergänzt und in einem Meßnetz sogenannter Feldversuchsgebiete (FFO) zusammengefaßt. Insgesamt 16 solcher Gebiete sind seit 1978 eingerichtet. Einige der Repräsentativgebiete wurden ursprünglich von Universitäten betreut, doch hat das Schwedische Institut für Meteorologie und Hydrologie (SMHI, Swedish Meteorological and Hydrological Institute) heute die Aufsicht und Verantwortung für die Datenerhebung und Wartung der Einzugsgebiete übernommen.

Norwegen

ERICHSEN & NORDSETH geben in einer 1987 publizierten Monographie einen umfassenden Überblick über kleine Untersuchungsgebiete in Norwegen. Diese Zusammenfassung enthält eine Beschreibung über Lage, Art der Instrumentierung, Ziele der Forschung und über gebietsspezifische Charakteristiken (ERICHSEN & NORDSETH 1987). In Verbindung mit dem Vorschlag der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) wurden drei Einzugsgebiete als Repräsentativgebiete ausgewiesen und entsprechend eingerichtet. Eines dieser Gebiete ist durch einen Hauptgrundwasserleiter gekennzeichnet mit einer Landnutzung, die aus Ackerland und Wald besteht. Zwei weitere Gebiete sind ein sehr steiles reliefbetontes Waldeinzugsgebiet und ein Gebirgeinzugsgebiet. Gegenstand der Forschungen in diesen Gebieten waren Untersuchungen zum Wasserhaushalt, zur Schneehydrologie und der räumlichen Verteilung des Niederschlags. In den 50er Jahren und noch intensiver ab dem Jahre 1962 wurden 15 weitere Gebiete mit primär glaziologischen Arbeitsthemen eingerichtet. Darunter befanden sich Untersuchungen zum Massenhaushalt, zur Erosion und zum Sedimenttransport. In den späten 60er und frühen 70er Jahren wurden Studien vorgeschlagen, die die Interaktion zwischen Aquifer und Abfluß in

kleinen natürlichen Einzugsgebieten untersuchten. Als Ergebnis wurde das ursprüngliche Meßnetz kleiner Untersuchungsgebiete mit dem nationalen Grundwassermeßnetz verbunden. Heute besteht das Meßnetz aus 55 kleinen Untersuchungsgebieten, die alle Bestandteil des nationalen Meßnetzes sind. In den letzten Jahren wurde als Beitrag zum Norwegischen Programm eine Reihe von zusätzlichen Einzugsgebieten zur Kontrolle der Gewässerverschmutzung eingerichtet, um den Einfluß des sauren Regens und der Urbanisierung festzustellen.

Dänemark

Dänemark hat in Verbindung mit den übrigen skandinavischen Ländern (Finnland, Island, Norwegen und Schweden) als Beitrag zum IHP zwei Repräsentativgebiete mit einem gemeinsamen Forschungsprogramm eingerichtet. Aufgabe dieses multinationalen Forschungsprogramms war die Entwicklung mathematischer Modelle zur Vorhersage von Auswirkungen anthropogener Eingriffe auf den Naturhaushalt (Wasser- und Stoffhaushalt) (FALKENMARK 1972) und die Ermittlung und Definition modellrelevanter Einzugsgebietsparameter. Dänemark zeichnete sich verantwortlich für die Studien auf Agrarland und die beiden Forschungsgebiete Stevns und Karup wurden für diesen Zweck instrumentiert. Weiterhin wurden zahlreiche chemische und physikalische Parameter in beiden Einzugsgebieten erfaßt. Die dänischen Untersuchungsgebiete werden primär von Forschungseinrichtungen betreut.

Frankreich

In Frankreich werden kleine Forschungsgebiete von zahlreichen verschiedenen Institutionen (Universitäten, amtliche Stellen und Forschungseinrichtungen) mit einer Reihe von unterschiedlichen Fragestellungen betrieben. Gegenstand der Forschungen sind Studien zur Entwässerung von Feldern, Maßnahmen zur Flurbereinigung, Untersuchungen zum Erosionsverhalten und Auswirkungen des Düngemitelesinsatzes auf den Stoffhaushalt und den Stofftransport. Außerdem werden allgemeine Gebietsmodelle zur Beschreibung der hydrologischen Verhältnisse in einem Einzugsgebiet entwickelt. Ein erster Überblick über die bestehenden Untersuchungsgebiete und deren Forschungsschwerpunkte wurde in den Jahren 1969 bis 1979 von verschiedenen Organisationen zusammengestellt und ergab 16 Forschungsgebiete in Frankreich (BUREAU d'ETUDES PERMANENT 1969, INSTITUT DE GEOGRAPHIE ET ORSTOM (DPP/SPE) 1979). Heute gibt es in Frankreich viel mehr kleine Untersuchungsgebiete. Darüberhinaus wurden Gebietsmanager mit dem Ziel verpflichtet, ein Inventar kleiner Forschungsgebiete zu erstellen, es zu unterhalten und für die Weiterführung der Untersuchungen in den Forschungsgebieten zu sorgen. Im Jahre 1987 hat der französische Wissenschaftsminister das Netz kleiner Untersuchungsgebiete zu einem 'Labor' erklärt und damit die Voraussetzungen für eine finanzielle Unterstützung bei neuen Investitionen geschaffen. Dieses nationale Netz ist an das Euro-Mediterranes Netz für Experimental- und Repräsentativgebiete (ERP) angeschlossen.

Irland

Ein wichtiges, durch den Menschen verursachtes Problem stellt in Irland die großflächige Drainage dar. Aufgrund der Flächenausdehnung dieser Maßnahmen, ist der klassische Einzugsgebietsansatz nicht angemessen, und die meisten hydrologischen Arbeiten auf diesem Gebiet haben sich daher auf die Anwendung von Daten aus dem nationalen Meßnetz konzentriert (BREE & CUNNANE 1979). Dennoch befaßten sich einige Studien mit den Auswirkungen der Drainage auf den Wasserhaushalt im kleineren Maßstab (Hektar- bzw. Plot-Größe). Eines dieser Beispiele ist die Untersuchung im Einzugsgebiet Ballinamore bei An Forus Talúntais. Dort wurden in den Jahren von 1965-1971 detaillierte hydrometrische Daten gesammelt (vgl. Kapitel

3.3.2.3, Tabelle 3.3). Obwohl in Irland kein spezielles Meßnetz kleiner Untersuchungsgebiete eingerichtet wurde, gibt es doch eine flächendeckende Anzahl von nationalen Abflußmeßstationen, in denen, wie in speziell ausgewiesenen Untersuchungsgebieten, Niederschlags-, Verdunstungs-, Bodenfeuchte-, Grundwasser- und Wasserqualitätsmeßprogramme durchgeführt werden (IRISH NATIONAL COMMITTEE FOR THE IHP 1982).

Großbritannien

Der Aufbau kleiner Untersuchungsgebiete in Großbritannien beruht in erster Linie auf der Initiative von einigen Arbeitsgruppen an Universitäten, Forschungsinstituten und regionalen Wasserwirtschaftsbehörden, wenngleich sie doch alle durch die internationale Initiative des IHP/IHD der UNESCO zu diesem Schritt angeregt wurden. Für die Universitätsabteilungen haben die kleinen Untersuchungsgebiete sowohl für die Forschung als auch für die Lehre eine große Bedeutung. In der Forschung liegen die Arbeitsschwerpunkte normalerweise auf Prozeßstudien (GREGORY & WALLING 1974). Weitere Untersuchungen beschäftigen sich mit Studien zum Wasserhaushalt und dem Einfluß von Entwässerung auf die Abflußkomponenten (WARD 1982), Studien zur Wasserqualität (WALLING 1971, WALLING & WEBB 1975, FORSTER 1978, CRYER 1979), Studien, die die Prozesse der Abflußbildung untersuchen (WEYMAN 1974, ATKINSON 1977, ANDERSON & BURT 1978) und mit Studien, die die Beziehung zwischen Böden, Vegetation (Heide) und den Reaktionszeiten von Hochwasserereignissen untersuchen (GURNELL & GREGORY 1987). Im Allgemeinen laufen die Programme zur Sammlung der Daten zwischen zwei und mehr als 15 Jahren. Da es keine nationalen Anforderungen für die Standardisierung von Datenprozessierung und Archivierung gibt, sind einige der Daten nicht leicht zugänglich. Jedoch werden Daten mit guter Qualität und Zeitreihen von länger als fünf Jahren grundsätzlich im englischen Archiv für Oberflächengewässer gespeichert (Surface Water Archive), das sich am Institute of Hydrology in Wallingford befindet. Ein Beispiel für ein Untersuchungsgebiet, das von einem Forschungsinstitut - in diesem Fall vom Institute of Hydrology - betrieben wird, ist das Untersuchungsgebiet Plynlimon in Wales. In diesem Versuchsgebiet wird seit den 60er Jahren der Einfluß von Landnutzungswechsel auf die einzelnen Komponenten des Wasserkreislaufs untersucht. Für Prozeßstudien steht das Untersuchungsgebiet Grendon Underwood zur Verfügung und das Gebiet Coalburn dient zu Studien über Entwässerung und Entwicklung von hydrologischen Einzugsgebiets-Modellen (ROBINSON 1986). In Kirkton in Schottland läuft in jüngster Zeit eine Studie zur Aufforstung (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1987). Weitere Untersuchungen beschäftigen sich mit Hochwasserereignissen und deren Abführung über Abwässerkanäle (YOUNG & PRUDHOE 1973). Spezielle Untersuchungen, die in einzelnen Parzellen durchgeführt werden, dienen besonders der agro-hydrologischen Forschung.

Schweiz

In der Schweiz sind massive anthropogene Eingriffe in den natürlichen Wasserkreislauf durch stetigen Ausbau der Gewässer zusammen mit der Regulation von Seen zur Wasserkraftnutzung und die Einrichtung von Speicherseen zu beobachten. Aus diesen Gründen gibt es hier nur wenige Flüsse mit natürlichem Abflußverhalten. Die wachsende Nachfrage nach genauen und verschiedenartigen hydrologischen Daten veranlaßte die Landeshydrologie in Bern, ein Meßnetz von kleinen Untersuchungsgebieten einzurichten. Dabei war ein Hauptanliegen die Sammlung und Archivierung von Abflußdaten, um natürliche und langfristige Variationen im Abfluß bestimmen zu können. Außerdem wurden Kurz- und Langzeitwasserbilanzen aufgestellt, Erosions- und Sedimentationsprozesse studiert und intensive Untersuchungen zu den Auswirkungen anthropogener Einflüsse auf den Wasserhaushalt einschließlich der Wasserqualität

durchgeführt. Gegenwärtig gibt es in der Schweiz ca. 50 kleine Untersuchungsgebiete, die teilweise Bestandteil des eidgenössischen hydrometrischen Meßnetzes sind. Einige davon sind schon in den 30er Jahren für Langzeitmessungen des Abflusses und für Untersuchungen zum Sedimentationshaushalt eingerichtet worden. Der systematische Ausbau der Forschungsgebiete in der Schweiz begann jedoch erst in den 60er Jahren, was durch die Initiative des Internationalen Hydrologischen Programms IHP und der Internationalen Hydrologischen Dekade IHD mitverursacht wurde (EMMENEGGER 1982, SPREAFICO & BIGLER 1980).

Österreich

In Österreich hat die Forschung in kleinen Einzugsgebieten nur wenig Tradition, was durch die geringe Anzahl kleiner Einzugsgebiete bestätigt wird. Eines der bekannten Untersuchungsgebiete, das vergletscherte Gebiet des Vernagtbachs, liegt in den Ötztaler Alpen und hat Untersuchungen zum Massenhaushalt des Vernagtferners zum Thema. Dieses Gebiet wird von der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München betreut. Im Jahre 1978 hat das Institut für Hydrodynamik, Hydraulik und Hydrology der Technischen Universität Graz ein hydrologisches Versuchsgebiet in der Pöllauer Bucht (zentrales Steirisches Becken, nahe Graz) eingerichtet. Gegenstand der Untersuchungen ist die Wasserbilanz, das Abflußverhalten und die Niederschlagsverteilung in einem subalpinen Einzugsgebiet (BERGMANN & ZEYRINGER 1986).

Deutschland

In der Bundesrepublik Deutschland wurden die ersten kleinen Versuchsgebiete schon zu Beginn der 50er Jahren zum Zwecke forsthydrologischer Untersuchungen eingerichtet (LIEBSCHER 1975). Heute ist die Anzahl der Versuchsgebiete auf ca. 73 angewachsen. Eine Monographie der Versuchsgebiete in Deutschland wurde von einer IHP/OHP-Arbeitsgruppe zusammengestellt und im Jahre 1983 herausgegeben. Diese Untersuchungsgebiete gehören jedoch in der Regel nicht zum amtlichen hydrometrischen Meßnetz, sondern werden von verschiedenen staatlichen Organisationen, Forschungsinstituten und Universitäten betrieben (IHP/OHP 1983). Die Forschungsthemen sind vielfältig. In etwa 40% der Untersuchungsgebiete geht es um Untersuchungen zum Wasserhaushalt bei unterschiedlicher Landnutzung (z.B. Einfluß des Waldes auf den Wasserhaushalt). Die Entwicklung von Niederschlags-Abfluß-Modellen wird in etwa 34% der Gebiete als besonderer Schwerpunkt angesehen, wobei in diesem Zusammenhang sowohl der Einfluß von Talsperren für die Trinkwasserversorgung als auch der Einfluß von Rückhaltebecken für den Hochwasserschutz und die Flußregulierung untersucht wurde. In den übrigen Untersuchungsgebieten sind weitere Komponenten des hydrologischen Kreislaufs, wie z.B. Niederschlag, Bodenfeuchte, Stoffhaushalt und Stofftransport, Gegenstand der Forschung (HERRMANN 1984).

Belgien

In Belgien gibt es nur wenige kleine Untersuchungsgebiete, die für Untersuchungen in dieser Studie verwendet werden konnten. Drei der Experimentalgebiete in Belgien werden als repräsentativ in Hinblick auf Wasserhaushalt, hydrogeologische Verhältnisse im Einzugsgebiet, Landnutzung und morphologische Eigenschaften eingestuft (BULTOT 1986). Diese drei Gebiete liegen an den Flüssen Semois (bei Membre), Dyle (bei Sint-Jois-Weerk) und Zwalm (bei Nederzwalm). Das Meßnetz der Gebiete erfaßt Abflußdaten, hydrometeorologische Kenngrößen, Grundwasserstände und Parameter zur Wasserqualität. Eine Reihe von Arbeiten

wurde in diesen Einzugsgebieten von TROCH de 1977, BULTOT & DUPRIEZ 1976 und BULTOT et al. 1976 durchgeführt.

Niederlande

In den Niederlanden wurden die Forschungsgebiete in den 50er Jahren eingerichtet; man befaßte sich vor allem mit der Abschätzung der Verdunstung (DELFT HYDRAULICS LABORATORY 1980). Als Beitrag zur Internationalen Hydrologischen Dekade IHD wurde Ende der 60er Jahre das Forschungsgebiet Hupselse Beek mit einem umfassenden Meßnetz eingerichtet (WARMERDAM et al. 1982). Die einzelnen Forschungsschwerpunkte wurden vielschichtig ausgewählt, was folgende unvollständige Themenaufzählung belegt. Untersuchungen zur Interaktion zwischen Niederschlag und Abfluß, Untersuchungen der Beziehung zwischen meteorologischen Variablen und aktueller Verdunstung, Studien zur Modellierung des ungesättigten unterirdischen Abflusses und zum Einfluß von Drainage auf das hydrologische Regime (WARMERDAM et al. 1982). Ein weiteres Untersuchungsgebiet, das Einzugsgebiet Sleen, wurde in den 70er Jahren eingerichtet. Hier wurden spezielle Studien zum Wasserhaushalt mit dem Arbeitsschwerpunkt 'Ermittlung der Grundwasserneubildung' erstellt.

3.3.2.3 Daten aus Repräsentativ- und Experimentiergebieten

Obwohl im Untersuchungsraum ursprünglich eine große Anzahl von kleinen Untersuchungsgebieten gefunden wurde, erfüllten viele nicht die Anforderungen, der festgelegten Auswahlkriterien, was zum Ausschluß dieser Gebiete aus der Studie führte. Eine Reihe von Einzugsgebieten mit guter Instrumentierung und Datenqualität konnte so nicht berücksichtigt werden, wobei die Gründe für den Ausschlag unterschiedlicher Natur waren. Beispielsweise gab es in einigen Gebieten bekannte Unterschiede in der ober- und unterirdischen Wasserscheide, in einigen Gebieten wurde lediglich urbane Hydrologie betrieben und einige Gebiete dienten speziell den Massenhaushaltsuntersuchungen von Gletschern oder hatten einen hohen prozentualen Anteil an Gletschern im Einzugsgebiet. Die Schwierigkeit bei der Festlegung der morphologischen und geologischen Wasserscheide zeigte sich insbesondere bei den Versuchsgebieten in Dänemark, so daß diese Gebiete für die methodischen und regionalen Untersuchungen zum Niedrigwasser nicht verwendet werden konnten. Eine weitere Einschränkung war durch die zahlreichen sehr kurzen Zeitreihen gegeben.

Die meisten kleinen Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum werden von Universitätsinstituten betrieben, so daß die Einrichtung, Instrumentierung und Datenaufnahme in der Regel für spezielle, zeitlich begrenzte Forschungsprojekte erfolgt und daher auf eine Laufzeit von drei bis höchstens sechs Jahren beschränkt ist. Aus dieser Tatsache resultiert in den meisten Ländern des Untersuchungsraumes ein sehr stark ausgedünntes Meßnetz von kleinen Untersuchungsgebieten.

Deutlich zeigt sich auch bei der Bestandsaufnahme kleiner Untersuchungsgebiete für diese Studie das teilweise mangelnde Interesse der einzelnen Institutionen an einer sorgfältigen Kontrolle, Dokumentation und Archivierung der aufgezeichneten Daten auf Datenträger. In einigen Gebieten war es mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden, selbst solch elementare Daten wie z.B. tägliche Abflüsse zu erhalten. In einigen Gebieten mit langen Abflußreihen waren dagegen die Niederschlagsreihen zu kurz oder lagen nicht in einer Form vor, die eine Weiterverarbeitung erlaubte. Letztere Einschränkung führte nur bei den regionalen Studien zu einem unvollständigen Datensatz.

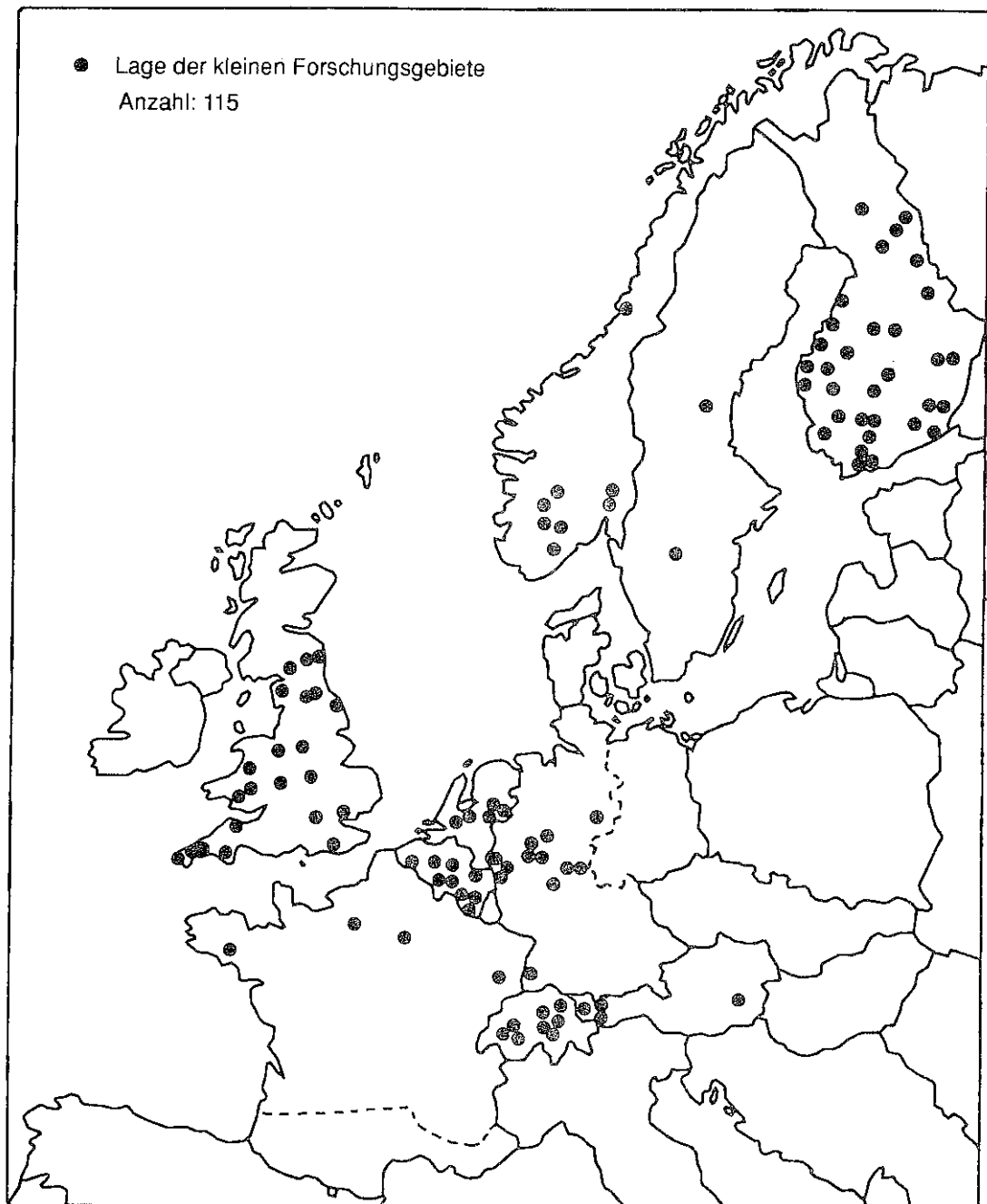


Abb. 3.3 Lage der kleinen Forschungsgebiete im Untersuchungsraum

Die Lage der kleinen Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum zeigt Abbildung 3.3, wobei zu beachten ist, daß in einigen Fällen ein Markierungspunkt mehr als ein Einzugsgebiet repräsentiert. In Großbritannien, in der Schweiz und in Finnland sind die Forschungsgebiete geogra-

phisch gut verteilt, wobei die Schweizer Gebiete vor allen Dingen im schweizerischen Mittel-
land liegen. In einigen Ländern häufen sich die Gebiete in bestimmten Regionen, was insbeson-
dere für die Niederlande, Deutschland (Rheinisches Schiefergebirge) und Belgien zutrifft. In
Österreich, Frankreich, Norwegen und Schweden hingegen sind die Gebiete weitläufig verteilt.

Eine vollständige Liste der kleinen Einzugsgebiete, die in dieser Studie berücksichtigt wurden,
findet sich in GUSTARD et al. 1989. Die Anzahl der Einzugsgebiete sind für jedes Land
zusammen mit den hydro-meteorologischen Daten in Tabelle 3.3 aufgelistet.

Tab. 3.3 Zusammenfassung der Daten aus kleinen Versuchsgebieten

Land	Tägliche Abflußdaten			Tägliche Niederschlagsdaten		
	Stationen	Anzahl der Stations- jahre	Jahre pro Station	Stationen	Anzahl der Stations- jahre	Jahre pro Station
Großbritannien	22	443	20.1	22	414	18.8
Frankreich	7	118	16.8	6	71	11.8
Deutschland	13	217	16.7	8	88	11.0
Belgien	9	125	13.9	9	143	15.6
Niederlande	5	56	11.2	5	68	13.6
Schweiz	8	224	28.0	7	105	15.0
Österreich	4	86	21.5	4	47	11.8
Norwegen	8	148	18.5	7	161	23.0
Schweden	3	51	17.0	2	39	19.5
Finnland	36	881	24.5	3	52	17.3
Summe	115	2349		73	1188	
Mittel			20.4			16.3

Aus dem Untersuchungsraum stehen für die Studien insgesamt 115 Einzugsgebiete mit täglichen
Abflußreihen zur Verfügung. Für 73 dieser Einzugsgebiete konnten zusätzlich tägliche Nieder-
schlagsdaten einer oder mehrerer Stationen berücksichtigt werden, die entweder im Untersu-
chungsgebiet oder in der Nähe davon lagen. Die meisten der Gebiete weisen Zeitreihen von
weniger als 30 Jahren und Gebietsflächen kleiner als 100 km² auf, wobei weniger als 50% der
kleinen Untersuchungsgebiete eine Fläche von 10 km² haben. Abbildungen 3.4 und 3.5 zeigen
die Verteilung der Einzugsgebietsgröße und die Länge der Zeitreihen.

3.3.3 Daten für regionale Untersuchungen

Aus der FREND-Datenbank stehen für regionale Niedrigwasserstudien ca. 1350 mittlere tägli-
che Abflußwerte des amtlichen hydrometrischen Meßstellennetzes für den gesamten Unter-
suchungsraum zur Verfügung. Die relativ geringe Anzahl der Stationen und ihre geographische
Verteilung spiegeln einerseits die geringe Verfügbarkeit der Daten aus regionalen bzw. natio-
nalen Archiven wider und geben andererseits einen Hinweis auf das Ausmaß der künstlichen

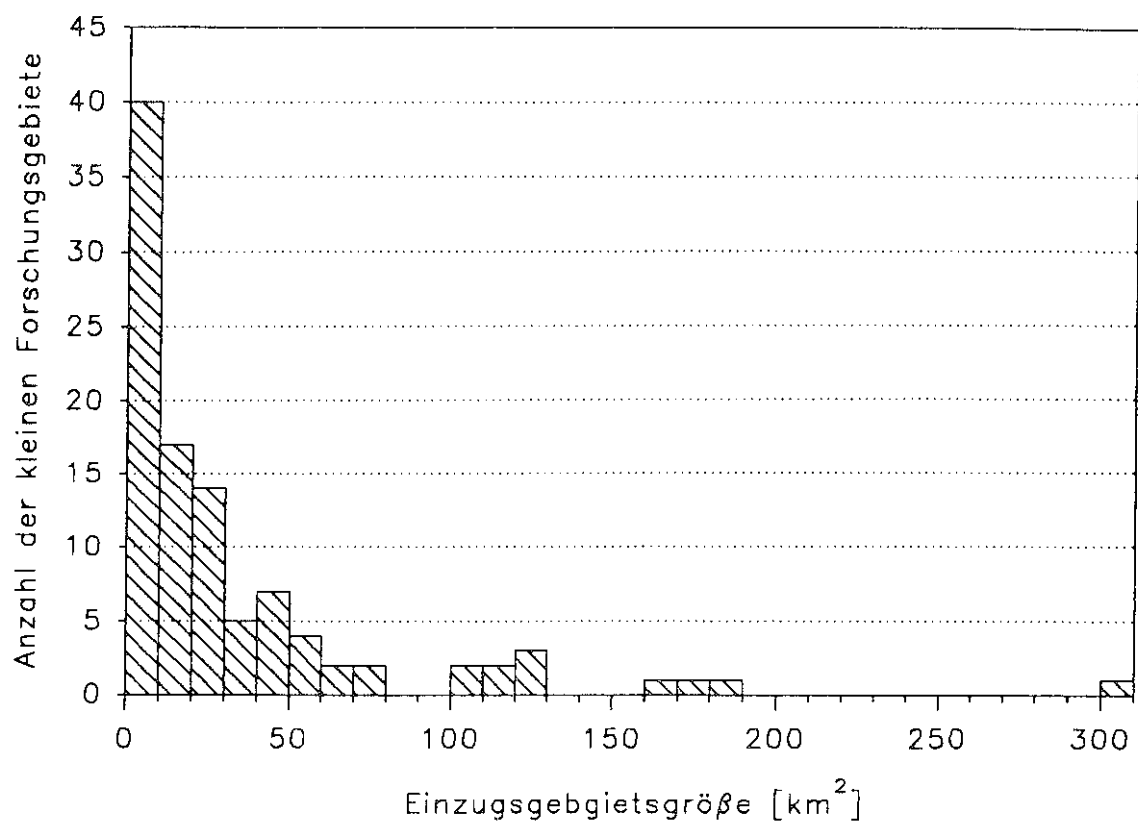


Abb. 3.4 Verteilung der Gebietsgrößen für die kleinen Untersuchungsgebiete

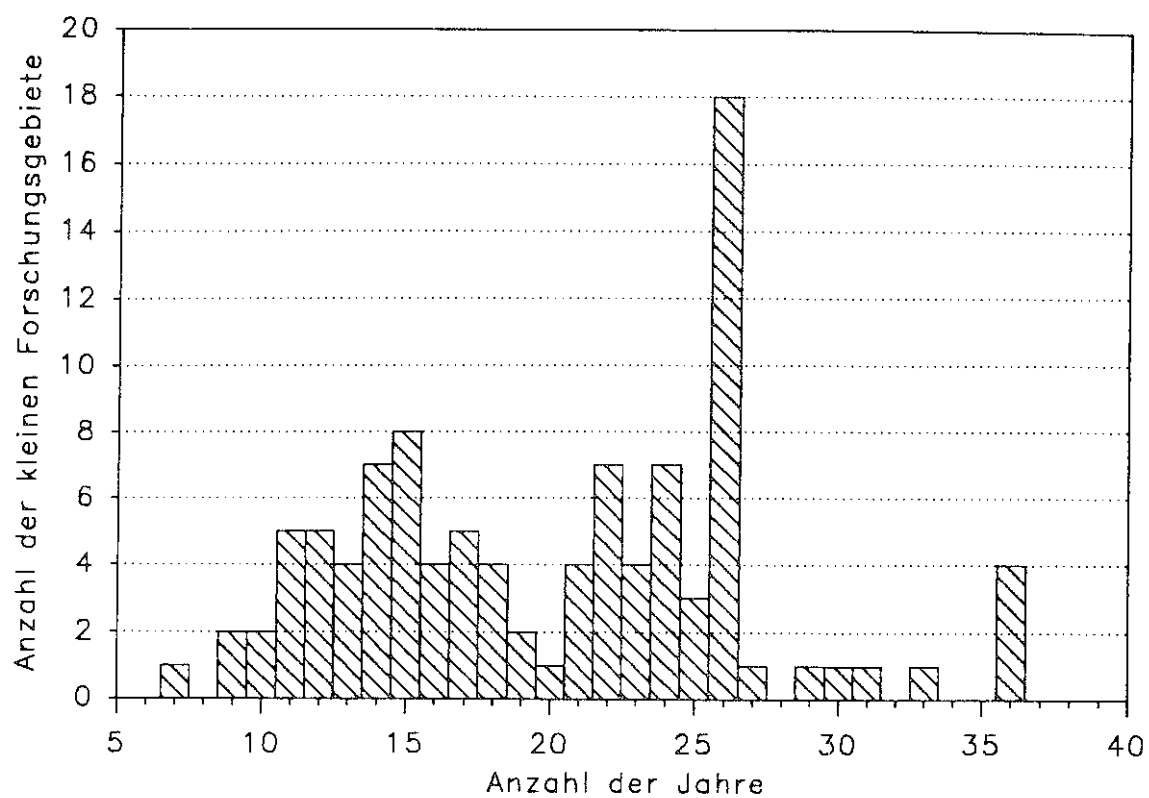


Abb. 3.5 Verteilung der Zeitreihen aus den kleinen Untersuchungsgebieten

Beeinflussung in verschiedenen Regionen Europas und auf die Entwicklung nationaler hydro-metrischer Meßnetze. Zum Vergleich der vorliegenden hydrologischen Stationen soll das Beispiel Deutschland dienen. Deutschland alleine verfügt über ca. 1 200 registrierende und 600 nicht-registrierende Abflußmeßstationen. Hinzu kommen weitere 1 300 Stationen, an denen nur der Wasserstand gemessen wird, wobei 500 davon registrierende Stationen sind (KELLER (Hrsg.) 1979). Die Stationen, die für Niedrigwasserstudien zur Verfügung stehen, zeigen eine gute räumliche Verteilung mit einer hohen Stationsdichte in Großbritannien und einer geringeren in Norddeutschland und in den skandinavischen Ländern. Die geringe Stationsdichte in der norddeutschen Tiefebene hängt mit dem Einfluß des Tidehubs und mit der mangelnden Verfügbarkeit geeigneter Abflußreihen auf Datenträgern zusammen. Für diesen Teil Deutschlands lagen die Abflußdaten zum Zeitpunkt der Datenerhebung erst ab 1984 auf Datenträgern vor, so daß diese Gebiete nicht in der Untersuchung berücksichtigt werden konnten. Die täglichen Abflußdaten und Hauptzahlen, zusammen mit Einzugsgebietsmerkmalen für die einzelnen Länder aus dem gesamten Untersuchungsraum, sind in Band II des FREN-D-Berichtes zusammengefaßt und können dort eingesehen werden (GUSTARD et al. 1989). Aufbau und Organisation der jeweiligen gewässerkundlichen Dienststellen in den einzelnen Ländern sind zusammen mit den wichtigsten nationalen Kontaktstellen in GUSTARD et al. 1989 beschrieben.

Regionale Untersuchungen zum Niedrigwasser wurden in dieser Studie exemplarisch für die Teilräume Deutschlands, Baden-Württemberg und den Südschwarzwald durchgeführt, so daß hier nur auf Daten aus diesen Teilräumen näher eingegangen werden muß. Aus der FREN-D-Datenbank standen für die Untersuchungen in den Teilräumen zu Beginn insgesamt 155 Stationen aus ganz Deutschland zur Verfügung. Für spezielle Untersuchungen, wie z.B. der Parametrisierung der Geologie für regionale Modelle in Baden-Württemberg, wurden die bestehenden Abflußreihen um 52 weitere Stationen erweitert, so daß heute in Deutschland auf insgesamt 207 Stationen zurückgegriffen werden kann. Es sei jedoch angemerkt, daß von Baden-Württemberg noch weitere (ca. 80) Stationen in die Datenbank aufgenommen wurden. Diese Stationen konnten aber für die speziellen Niedrigwasseruntersuchungen und die regionalen Studien nicht verwendet werden, da teilweise erhebliche Meßlücken vorlagen, Meß-Reihen zu kurz waren (kleiner als fünf Jahre) und sie keine gemeinsame Periode aufwiesen (wie für die regionalen Studien festgelegt).

Abbildung 3.6 zeigt die Verteilung der Länge der Abflußreihen. Aus dieser Darstellung wird deutlich, daß weit über 90% der Einzugsgebiete Zeitreihen aufweisen, die länger als 21 Jahre laufen. Auch wenn in einigen Stationen auf Reihenlängen von über 70 Jahren zurückgegriffen werden konnte, so lag die Mehrzahl der Reihenlänge doch zwischen 20 und 40 Jahren. Einige lange Reihen in Deutschland konnten nicht in die FREN-D-Datenbank aufgenommen werden, weil sie sehr stark künstlich beeinflusst sind oder weil ihre Einzugsgebietsgröße den in der Studie festgelegten Grenzwert von 500 km² übersteigt. Bei der Betrachtung der Länge der Zeitreihen aus dem amtlichen hydrometrischen Meßnetz zeigt sich deutlich der Vorteil einer kontinuierlichen, zeitlich unbegrenzten Wartung und Datenaufbereitung der einzelnen Stationen. Die kleinen Untersuchungsgebiete weisen typisch kurze Zeitreihen auf. Die Verteilung der Stationsgrößen aus dem amtlichen Meßnetz zeigt Abbildung 3.7. Es ist interessant, daß fast nur ein Viertel der in den Niedrigwasserstudien benutzten Gebiete kleiner als 50 km² sind; etwa die Hälfte der Gebiete liegen unter 130 km². Bei den kleinen Untersuchungsgebieten sind 75% kleiner als 30 km² und bilden damit eine gute Ergänzung zum Datensatz aus dem amtlichen Meßnetz. In den beiden Abbildungen 3.6 und 3.7 sind deutlich die sich ergänzenden Datensätze in Hinblick auf regionale Untersuchungen sowohl bei der Länge der Zeitreihen als auch bei den Einzugsgebietsgrößen zu erkennen.

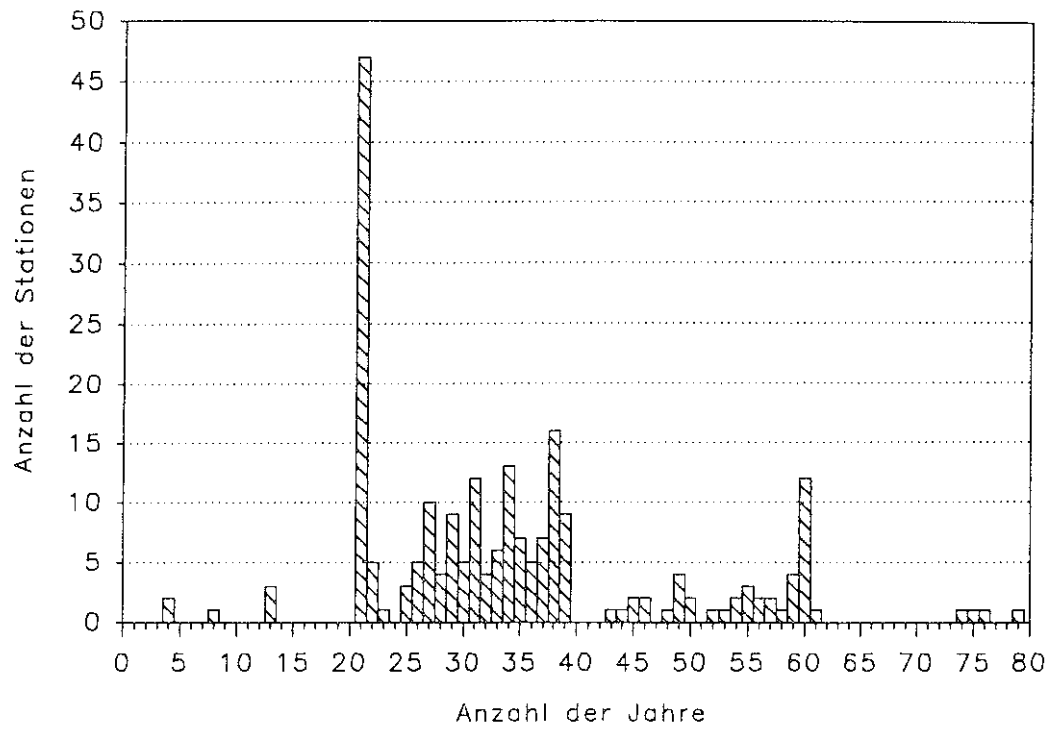


Abb. 3.6 Verteilung der Länge der Abflußreihen für die Stationen aus dem amtlichen Meßnetz

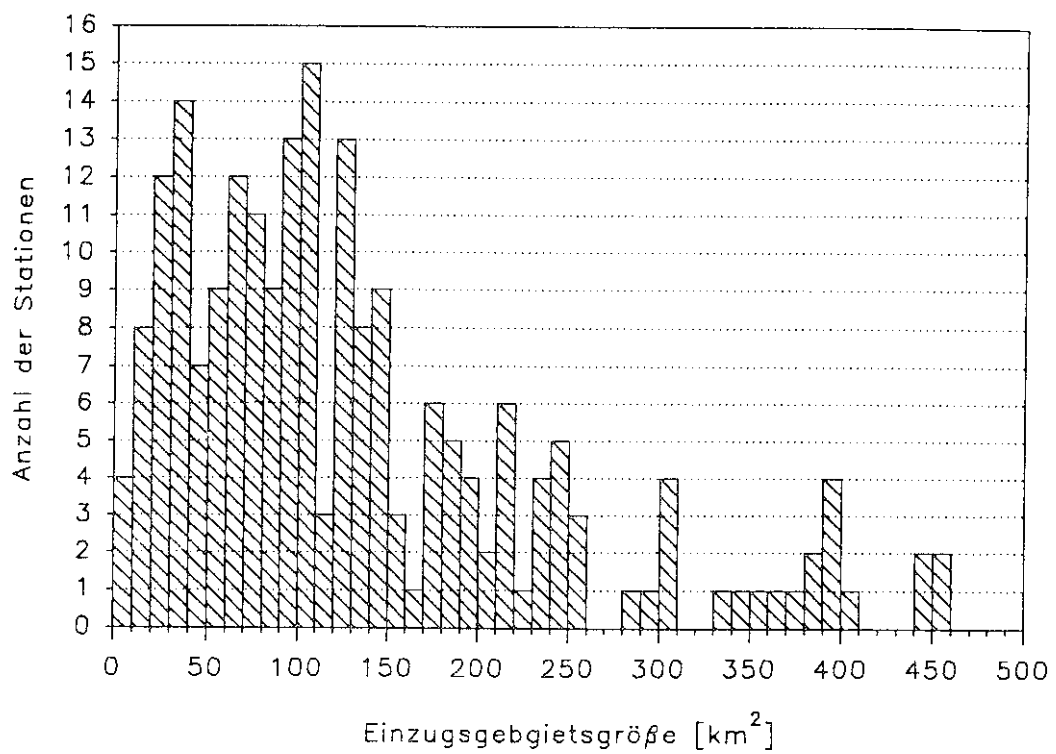


Abb. 3.7 Verteilung der Einzugsgebietsgrößen für die Stationen aus dem amtlichen Meßnetz

3.3.4 Qualitätskontrolle der Daten

Während der anfänglichen Auswahl der Einzugsgebiete für die verschiedenen Untersuchungen wurden zahlreiche Institutionen, die hydrologische und meteorologische Daten für das Projekt zur Verfügung gestellt hatten, von einzelnen Mitgliedern der Projektgruppe aufgesucht, um u.a. die Qualität der Daten festzustellen. Der Autor war für die Organisation der Datenbeschaffung aus dem deutschsprachigen Raum (Deutschland, Schweiz und Österreich) zuständig. Umfassende Qualitätskontrollen erforderten detaillierte Ortskenntnisse, und so war die Beratung und der Informationsaustausch mit den beteiligten hydrometrischen Institutionen ein wichtiger Bestandteil des Programms zur Validierung der Daten. Unabhängig davon gibt es natürlich Fehler, die z.B. während des Datentransfers entstehen können. So wurde von der Projektgruppe ein einfaches Minimal-Programm zur Kontrolle der Daten auf Konsistenz entwickelt. Diese Kontrolle bestand in einer Überprüfung numerischer Inkonsistenzen der Daten und in der Identifizierung der für den Datentyp spezifischen Fehler. Stationen, die für unterschiedliche Untersuchungsprogramme ausgewählt waren, wurden in der Datenbank mit einer Markierung zur Identifikation versehen, aus der das jeweilige Teilprojekt abgelesen werden konnte. Die Markierung 'L' steht für Niedrigwasser und 'R' für kleine Forschungsgebiete (vgl. Kapitel 3.2.2.1). Die Untersuchung einiger Stationen ergab abnormale Abflußstatistiken. Diese Einzugsgebiete wurden daraufhin aufmerksam überprüft. Wenn sich Hinweise auf Fehler oder signifikante anthropogene Einflüsse erkennen ließen, wurde die Markierung in der Datenbank wieder entfernt und die Station für weitere Analysen nicht mehr in Betracht gezogen. Fehlerhafte Daten wurden wo immer möglich in Zusammenarbeit mit den verantwortlichen Institutionen in den verschiedenen Ländern, die die Daten geliefert hatten, korrigiert. Daten wurden nur dann aus der Datenbank entfernt, wenn es klare Beweise für Fehler in der Abflußkurve gab oder wenn eine unzureichende Abflußkurve vorlag.

Da die Daten von verschiedenen Institutionen kamen und in unterschiedlichen Systemen und Datenformaten abgespeichert wurden, mußten zuerst die Einheiten überprüft werden. Weiterhin mußte die Art und Weise, wie fehlende Daten z.B. bei Schaltjahren auf den Originaldatenträger abgespeichert wurden, geprüft werden. Schließlich war es wichtig, Wasserhaushaltsjahre, die in den verschiedenen Ländern unterschiedlich definiert sind, richtig in Kalenderjahre zu übertragen.

Tageswerte des Abflusses wurden auf Graphikterminals geplottet und die Abflußganglinie per Augenschein auf offensichtliche Fehler hin untersucht. Stationen, deren Abfluß durch Eis beeinflusst wurden, wurden im Archiv mit einer entsprechenden Markierung versehen. Abflußspenden wurden ebenfalls berechnet und mit regionalen Erwartungswerten verglichen, um die Einheiten der übertragenen Daten überprüfen zu können. Diese Kontrollen deckten neben einigen extremen Spitzen und Niedrigwasserwerten in den Ganglinien unplausible Nullwerte und scheinbar konstante Abflüsse über einen längeren Zeitraum auf. Das erste Jahr einer Reihe wies gelegentlich einige offensichtliche Fehler auf. Fehlerhafte oder lückenhafte Daten für 10 Stationen wurden durch Einfügen neuer Werte korrigiert, wenn diese Daten aus der Falllinie der Abflußganglinie geschätzt werden konnten. Die Konsistenz der Daten war generell gut, obgleich es regionale Unterschiede gab. Korrekturen waren in ungefähr 330 Stationsjahren aus einer Summe von insgesamt 27 717 Stationsjahren notwendig; dies entspricht etwa 1% der Daten. Diese Vorgehensweise bezieht sich auf die gesamte hydrologische Datenbank. Qualitätskontrollen wurden auch für die neu hinzugewonnenen Stationen der Teiluntersuchungen durchgeführt, wobei generell qualitativ hochwertige Daten von den amtlichen Stellen in Deutschland (LFU, Landesanstalt für Umweltschutz in Karlsruhe) geliefert wurden.

3.4 Zusammenfassung

Die vorangegangenen Kapitel geben einen Überblick über die Auswahl der Einzugsgebiete und die Organisation der Daten in einer eigens dafür eingerichteten hydrologischen Datenbank und geben zudem Auskunft über die Art der gespeicherten Daten. Aus den Erfahrungen, die während der Einrichtung der Datenbank über Organisation und Struktur der nationalen hydro-metrischen Einrichtungen gesammelt wurden, und den Kenntnissen zum Status der kleinen Untersuchungsgebiete in den jeweiligen Ländern des Untersuchungsraumes zeigt sich deutlich, daß nationale Listen der Untersuchungsgebiete, d.h. der Experimental- und Repräsentativgebiete, nicht vergleichbar sind. In einigen Ländern sind die kleinen Untersuchungsgebiete Bestandteil des nationalen amtlichen Meßnetzes und damit fällt eine klare Abgrenzung der kleinen Untersuchungsgebiete zum amtlichen Meßnetz schwer (z.B. Schweiz, Großbritannien, Finnland).

Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, die Auswahl der kleinen Untersuchungsgebiete nach neu festzulegenden Kriterien vorzunehmen. Es erfolgte deshalb in dieser Studie eine Klassifikation der kleinen Untersuchungsgebiete in Kategorien von A bis I (siehe Tabelle 3.4). Die Auswahl wurde aufgrund der Qualität der Gebiete und nicht nach der terminologischen Bezeichnung getroffen. Außerdem war eine Trennung zwischen kleinen Untersuchungsgebieten und Stationen aus dem nationalen Meßnetz nach ihrer Größe nicht möglich, wenn auch die meisten Untersuchungsgebiete kleiner als 40 km² sind. Das Ergebnis der Klassifikation der Einzugsgebiete ist in Tabelle 3.4 zusammengestellt.

Tab. 3.4 Klassifikation der kleinen Untersuchungsgebiete und der Stationen aus den nationalen Meßnetzen aufgrund der Meßnetzdichte Datenqualität und Meßlistenwerte

Typ	Dichte der Niederschlagsmeßgeräte	Qualität der Abflußreihe	Zusätzliche Meßlistenwerte	Kategorie
Kleine Untersuchungsgebiete	hoch	hoch	ja	A
	hoch	hoch	keine	B
	hoch	niedrig	keine	C
	0	hoch	keine	D
	0	niedrig	keine	E
Nationales Meßnetz	hoch	hoch	keine	F
	0	hoch	keine	G
	hoch	niedrig	keine	H
	0	niedrig	keine	I

In dieser Untersuchung wurden vor allem Einzugsgebiete der Kategorie A und B benutzt, obgleich die Niederschlagsdaten von einem Drittel dieser Gebiete dem Projekt nicht zur Verfügung gestellt werden konnten. In einigen Fällen wurden reguläre Gebiete aus dem nationalen

Meßnetz der Kategorie F hinzugenommen, um so bestehende Lücken in den untersuchten hydrologischen Regimen zu füllen. Die Repräsentativ- und Experimentalgebiete wurden in dieser Studie im folgenden kurz mit "kleine Untersuchungsgebiete" bzw. "kleine Forschungsgebiete" bezeichnet.

4 Thematische Daten

4.1 Einführung

Die ersten sorgfältigen quantitativen Untersuchungen über Flußsysteme in Einzugsgebieten wurden von HORTON durchgeführt und in einer Arbeit im Jahre 1945 vorgestellt. Die Theorie und die praktische Anwendung der Gesetze von Horton wurde in vielen Originalarbeiten aufgegriffen und weiterentwickelt. Beeinflußt durch die Studien von Horton, leisteten andere Autoren wie z.B. MILLER 1953, SCHUMM 1956 und SCHUMM 1963, STRAHLER 1957, MORISAWA 1958 und MAXWELL 1960 auf dem Gebiet der quantitativen Geomorphologie Pionierarbeit, indem sie das Einzugsgebiet beschreibende Variablen definierten. Alle diese Arbeiten stellten übereinstimmend fest, daß diejenigen Einzugsgebietsvariablen, die einen signifikanten Zusammenhang zum Abfluß zeigen, in unterschiedlicher Ausprägung durch das Klima, die mittlere Höhe des Einzugsgebietes, die Größe des Einzugsgebietes, das Gefälle des Vorfluters, die Vegetation, die Geologie und die Böden bestimmt sind. Es liegt auf der Hand, daß einige dieser Variablen hoch interkorreliert sind; um so mehr erstaunt es, daß keiner der o.g. Autoren das Problem der Interkorrelation in seinen Arbeiten untersucht hat. Einen umfassenden Überblick über die Verwendung von Gebietsparametern zur Abflußabschätzung speziell für den Hoch- und Mittelwasserbereich findet sich in SEYHAN 1976 und ASCHWANDEN 1985.

Der Schwerpunkt bei der regionalen Übertragung von hydrologischen Merkmalen, wie in der vorliegenden Studie von Niedrigwasserkennwerten, liegt in der regressionsanalytischen Rückführung dieser Zielvariablen auf raumvariante Prädiktorvariablen. Letztere übernehmen eine Indikatorfunktion für die naturräumliche Ausstattung, die wiederum Niedrigwasserprozesse steuern. Es gibt eine Vielzahl verschiedener Einzugsgebietscharakteristika (z.B. morphometrische Eigenschaften, Boden, Geologie, Landnutzung, Klima etc.) und für jede dieser Eigenschaften gibt es wiederum eine Vielzahl verschiedener Kennziffern; diese Kennziffern basieren wiederum auf unterschiedlichen Berechnungsgrundlagen. So gibt es unterschiedliche Möglichkeiten, den Niederschlag als Index zu beschreiben, z.B. als Gebietsniederschlag, als Jahresniederschlag, als saisonaler Niederschlag oder als statistische Kennzahlen von Extremniederschlägen.

Um einen allgemeinen Überblick über Herleitung, Definition, Bestand und Verwendung von Gebietsmerkmalen im Untersuchungsraum zu erhalten, wurde vom Autor eine Literaturstudie mit dem Ziel durchgeführt, vergleichbare Gebietsparameter für die regionalen Studien zu erhalten. Die Literaturstudie bezieht sich auf die Länder Norwegen, Großbritannien und die Bundesrepublik Deutschland und schließt Quellen aus diesen Ländern ein (DEMUTH 1986). Die Studie hat gezeigt, daß es bei der Berechnung morphometrischer Kenngrößen erhebliche Abweichungen zu den übrigen Ländern gibt, was insbesondere auf Großbritannien zutrifft. Dies hängt mit den Arbeiten und Erfahrungen auf dem Gebiet der englischen Hochwasserstudien zusammen, die eine Berechnung der morphometrischen Kenngrößen, aufgrund der großen Datenmenge, mit rechnergestützten bzw. digitalen Methoden notwendig machte. Außerdem hat sich gezeigt, daß es insgesamt drei unterschiedliche Verfahren zur Berechnung des prozentualen Anteils an Seen im Einzugsgebiet gibt. Darauf wird in Kapitel 4.3.2 näher eingegangen. Unterstützt wurde diese Arbeit durch die Ergebnisse einer Arbeitsgruppe des deutschen Nationalen Komitees für das Internationale Hydrologische Programm (IHP), das eine Empfehlung über eine

Reihe von zu berechnenden Einzugsgebietsmerkmalen für kleine Untersuchungsgebiete aussprach (IHP/OHP 1985).

Die Auswahl der Einzugsgebietscharakteristika aus einer nahezu unübersehbar großen Anzahl möglicher Einflußgrößen basierte auf nachfolgenden Grundsätzen (vgl. dazu auch die Empfehlungen von STREIT 1979):

- (1) Die Prädiktorvariablen sollen repräsentativ für: klimatische Steuergrößen, morphometrische Gebietseigenschaften, hydrologische und pedologische Gegebenheiten sowie Oberflächenbedeckung.
- (2) Es sollen nur solche Variablen miteinbezogen werden, die nach dem hydrologischen Erkenntnisstand, d.h. aus Erfahrungen anderer Studien, als "vermutlich relevant bezüglich der korrelativen Koppelung" (STREIT 1979) mit der Zielgröße (Niedrigwasser) gelten können.
- (3) Da die räumliche Anordnung der Geophänomene innerhalb eines Einzugsgebietes in dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden kann, werden nur solche Variablen einbezogen, die als räumliche Mittelwerte interpretierbar sind.
- (4) Um dem Anspruch auf eine praxisorientierte Anwendbarkeit zu genügen, ist auf eine möglichst einfache und zeitsparende Bestimmung der Prädiktorvariablen zu achten.
- (5) Verfügbarkeit von Gebietsmerkmalen aus der Literatur für die einzelnen Länder im Untersuchungsraum.

Bei der Auswahl und Berechnung der Gebietsmerkmale ergeben sich drei große Problemkreise:

- (1) Wie können schon zuvor berechnete Gebietsmerkmale (z.B. aus anderen Studien) in Untersuchungen einbezogen werden?
- (2) Welche der vielen unterschiedlichen Definitionen für die neu zu berechnenden Gebietsmerkmale sollen herangezogen werden?
- (3) Wie können unterschiedlich Gebietsmerkmale kombiniert werden?

Im Falle der kleinen Forschungsgebiete wurden die aus der Literatur erhaltenen Definitionen der Gebietsmerkmale geprüft und wenn nötig neu berechnet, um der Forderung nach Einheitlichkeit und damit Vergleichbarkeit nachzukommen. Für regionale Studien in Baden-Württemberg und im Südschwarzwald wurde sowohl auf klassische (d.h. direkt aus der topographischen Karte) als auch auf digitale kartographische Methoden zurückgegriffen.

Bei der traditionellen Methode zur Ableitung von Gebietsmerkmalen werden die Einzugsgebietsgrenzen über eine topographische Karte gelegt und durch Planimetrieren oder einfaches Auszählen von Rastern die mittlere Einzugsgebietsgröße ermittelt. Mit diesem Überlagerungsverfahren können auch weitere Gebietsmerkmale (morphometrische und Landnutzungsparameter) festgehalten werden. Wegen der mehr als 1 000 Einzugsgebietsgrenzen im Untersuchungsraum mit insgesamt acht thematischen Merkmalen auf Karten verschiedener Maßstäbe und Projektionen, wurde der Überlagerungsprozess so weit wie möglich automatisiert.

Im Rahmen der Europäischen Hochwasserstudie wurde ein System entwickelt, digitalisierte Einzugsgebietsgrenzen zusammen mit digitalisierten thematischen Daten zu überlagern und abzuspeichern (BERAN et al. 1984). Dieses computergesteuerte System benutzt ein 2.5 km-Gitternetz, das auf der UTM-Projektion basiert und über fünf UTM-Zonen reicht, wodurch der Untersuchungsraum abgedeckt wird. An jedem Knotenpunkt des Gitternetzes wird der Wert jedes der acht (vgl. Kapitel 4.3.1, Tabelle 4.1) thematischen Merkmale aufgezeichnet. Die Reduktion der Daten aus topographischen Karten auf eine gitterorientierte Form wurde durch eine Vielzahl digitaler Datenaufnahmeverfahren unter Verwendung von automatisiertem Rastern erreicht.

Die Einzugsgebietsgrenzen liegen in digitaler Form vor und die daraus ermittelten Einzugsgebietsflächen sind in gerasteter Form abgelegt. In GUSTARD et al. 1989 sind die Methoden zur Digitalisierung, die Prozeduren zur Rasterung und die Methoden zur automatischen Ermittlung von Gebietsmerkmalen beschrieben. Die Einrichtung dieses Systems und die Entwicklung eines flächenhaften Datenerfassungssystems unter Verwendung der Videotechnik ist parallel zu den Arbeiten im FRENDO-Projekt entwickelt worden und wurde dort erstmalig eingesetzt. Das System erlaubt auch einen schnellen und flexiblen Zugriff auf eine wertvolle Datenbank, die aus thematischen Gebietsmerkmalen besteht, und ermöglicht die Berechnung einer Vielzahl von gebietsspezifischen Indizes, die auf eine klassische Art nicht praktikabel wäre. Für die Untersuchungen in Baden-Württemberg wurden die neu hinzugekommenen Einzugsgebiete am Institute of Hydrology in Wallingford digitalisiert; teilweise konnte bereits auf die digitalisierten Gebietsmerkmale zurückgegriffen werden.

4.2 Kartengrundlage für die Erhebung von Gebietsmerkmalen

Die Erhebung von Gebietsmerkmalen erfolgt in der Regel aus Karten verschiedener Maßstäbe und ist abhängig von den zu ermittelnden Charakteristiken und von der Verfügbarkeit der entsprechenden Karten. Dabei sind Karten mit Maßstäben von 1:500 000 oder 1:1 000 000 generell für die Darstellung von Niederschlagsmerkmalen geeignet, während morphometrische Kenngrößen (z.B. das Gefälle eines Vorfluters) aus Karten, mit Maßstab nicht kleiner als 1:50 000 extrahiert werden sollten. Einzugsgebietsgrenzen und prozentuale Angaben über verschiedene Formen der Landnutzung können hingegen aus Karten mit einem Maßstab von 1:250 000 entnommen werden. Ein Maßstab von 1:1 000 000 ist geeignet für die Darstellung einer generellen hydrologischen Bodenkarte. Diese Erfahrungswerte gelten für regionale Untersuchungen, die in England in den Hochwasser- und Niedrigwasserstudien gemacht wurden (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL (NERC) 1975, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980).

Im Falle der Untersuchungen in kleinen Versuchsgebieten lagen erstaunlicherweise nur in den wenigsten Fällen Karten mit einem größeren Maßstab als 1:50 000 vor, so daß bei der Erhebung der Gebietsmerkmale auf topographische Karten 1:50 000 zurückgegriffen werden mußte. Bei den Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen der Geologie und den Parametern der Trockenwetterauslauflinie wurde auf die geologische Karte aus dem Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland, im Maßstab 1:2 000 000 zurückgegriffen (KELLER (Hrsg.) 1979), wobei die Einteilung der Geologie nach chronologisch-geologischen und nicht nach hydrogeologischen Gesichtspunkten erfolgte. Für die Entwicklung eines hydrogeologischen Indexes auf der Basis der Auslaufkonstanten einer Trockenwetterauslauflinie für den Teiluntersuchungsraum Baden-Württemberg mußte auf eine Hydrogeologische Karte im Maßstab 1:500

000 und eine Geologische Karte im Maßstab 1:600 000 Bezug genommen werden. Die physiographischen Merkmale wurden für den Untersuchungsraum Baden-Württemberg fast ausschließlich aus topographischen Karten im Maßstab 1:50 000 ermittelt.

Alle Länder aus dem Untersuchungsraum haben topographische Karten im Maßstab 1:50 000 publiziert. Diese Kartenblätter wurden für das Projekt am Institute of Hydrology in Wallingford gesammelt. Daraus resultiert eine nahezu vollständige geographische Abdeckung des gesamten Untersuchungsraumes mit insgesamt 2 000 Kartenblättern. Eine vollständige räumliche Abdeckung des Untersuchungsraumes mit Karten im Maßstab 1:250 000, 1:500 000 und 1:1 000 000 wurde ebenfalls erreicht, so daß die unterschiedlichen Gebietsmerkmale im Laufe der Arbeiten ermittelt werden konnten.

Es sei noch angemerkt, daß jedes Land mit seinem eigenen Kartierungsstandard arbeitet. Somit verändern sich Kartenprojektion, Gitternetzbezug, Isohypsenabstand und die Dichte des Gewässernetzes über nationale Grenzen hinweg. Schon die Unterschiede in der Darstellung der Dichte des Gewässernetzes aufgrund unterschiedlicher Prioritäten bei der Generalisierung erschwerten die Beurteilung der ermittelten Gebietsmerkmale. Die Auswirkungen des Einflusses der Generalisierung des Gewässernetzes auf die regionalen Übertragungsmodelle wurde in dieser Studie nicht näher untersucht. Angaben zum Problem unterschiedlicher Generalisierungsgrade bei der Ermittlung von morphometrischen Gebietsmerkmalen finden sich in NEWSON 1975.

4.3 Physiographische Merkmale

Physiographische Gebietsmerkmale umfassen morphometrische, geologische und pedologische Kennwerte sowie Variable zur Kennzeichnung der Oberflächenbedeckung. Sie repräsentieren die naturräumliche Ausstattung eines Einzugsgebietes und prägen die Niederschlags-Abfluß-Transformation. Bei der Zusammenstellung eines physiographischen Datensatzes für regionale Untersuchungen zeigte sich, wie wenig Wert bislang auf eine 'Inventarisierung' der Geologie, der Bodenbeschaffenheit, der Vegetation und der Landnutzung, gerade in Hinblick auf die Beschreibung des Niedrigwassers, gelegt wurde. Flächendeckende Kartengrundlagen im mittleren und großen Maßstab fehlen bislang, so daß im Rahmen dieser Arbeit nur für Teilräume Übertragungsfunktionen erstellt werden konnten. In Kapitel 7.2 wird ein erster umfassender Überblick über die Verwendung von Gebietsmerkmalen bei der Abschätzung von Niedrigwasserparametern gegeben.

4.3.1 Morphometrische Kennwerte

Erfahrungen aus der englischen Hochwasser- und Niedrigwasserstudie (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975; INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) und Studien von ORSBORN 1974, SINGH & STALL 1974, SEYHAN 1976 und WILCOCK & HANNA 1987 zeigen die bedeutende Rolle morphometrischer Kenngrößen in der Hydrologie. Dabei wird insbesondere die Bedeutung der Prädiktorvariablen in Übertragungsmodellen für ungemessene Gebiete hervorgehoben. Die am häufigsten eingesetzten Parameter sind die Größe des Einzugsgebietes, die Einzugsgebietsform und Parameter, die das Gewässernetz charakterisieren, wie z.B. die Länge des Vorfluters, das Gefälle des Vorfluters und die Gewässernetzdichte. Ein umfassender Überblick über die Verwendung morphometrischer Kenngrößen in der Hydrologie findet sich bei NEWSON 1975, SEYHAN 1976 und ASCHWANDEN 1985. Eine

Übersicht über die Kennzeichnung und Quantifizierung der Einzugsgebietsmorphologie enthalten die Arbeiten von HORTON 1932, GREGORY & WALLING 1973, DYCK 1976, SCHMIDT 1984 und SCHMIDT 1988. Die Wahl des Verfahrens zur Ermittlung der morphometrischen Kenngrößen hing von der Größe und Anzahl der bei der einzelnen Teiluntersuchung berücksichtigten Gebiete ab. In Tabelle 4.1 sind alle morphometrischen Kenngrößen, die für diese Studie verwendet wurden, zusammengefaßt.

Tab. 4.1 Zusammenfassung der für die regionalen Studien und die kleinen Untersuchungsgebiete ermittelten morphometrischen Kenngrößen

Akronym	Berechnungsmethode
AREA	Einzugsgebietsgröße in km ² - ermittelt durch Planimetrieren, 'Raster zählen' oder Digitalisieren einer Karte mit entsprechendem Maßstab
HTSTN	Höhe des Pegels - ermittelt aus der Karte, der Literatur oder dem Jahrbuch
HMEAN, HMAX	Median und maximale Höhe des Einzugsgebietes - ermittelt aus der hypsographischen Kurve
MSL	Länge des Vorfluters - ermittelt entweder manuell oder durch Digitalisieren
SL1085	Das Gefälle des Vorfluters - gemessen zwischen zwei Punkten bei 10% und 85% der Länge des Vorfluters beginnend am Pegel
STMFRQ	Die Anzahl der Verzweigungen im Gewässernetz dividiert durch die Einzugsgebietsgröße
FOLIS	Die Anzahl der Gewässer, die einen Kreis mit 30 cm Durchmesser auf einer topographischen Karte im Maßstab 1:50 000 schneiden
HFORM	Horton Formfaktor: Einzugsgebietsgröße dividiert durch die Wurzel aus der Länge der Einzugsgebietsachse
(nur für kleine Forschungsgebiete)	
DD	Gewässernetzdichte in km des Vorfluters pro km ² der Einzugsgebietsgröße
SL	Gefälle des Vorfluters - gemessen zwischen dem Schnittpunkt des Vorfluters mit der Wasserscheide und dem Pegel
RB	Strahler's Bifurkationsverhältnis - ermittelt aus der Gewässerordnung

Im Falle der regionalen Untersuchungen wurde teilweise auf die in der FRENZ-Studie berechneten Gebietsmerkmale zurückgegriffen. Dort war es jedoch mit über 1 000 Stationen nicht möglich, alle morphometrischen Kenngrößen manuell zu extrahieren, und deshalb wurden sie unter Verwendung digitaler Kartentechniken berechnet (vgl. GUSTARD et al. 1989, GROSS 1988).

Neben der Länge des Hauptvorfluters und der Länge des gesamten Gewässernetzes spielt bei der Abschätzung von Niedrigwasser die Dichte des Gewässernetzes eine entscheidende Rolle.

Sie gilt als Indikator für die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Einzugsgebiet und wird als indirektes Maß für die Infiltrationskapazität und Transmissivität des Untergrunds angesehen; letzteres gilt insbesondere bei gleicher Niederschlagssumme und -verteilung (WUNDT 1958, MANGELSDORF & SCHEURMANN 1980, ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988a). ASCHWANDEN 1985 betont die Bedeutung der Konsistenz der Bearbeitungsgrundlage bei der Bestimmung der Flußdichte. Die Verwendung topographischer Karten gleichen Maßstabs im internationalen Rahmen gewährleistet nicht notwendigerweise die Einheitlichkeit der Aufnahme der Gewässernetzlänge, da vom Autor Unterschiede in der Generalisierung des Gewässernetzes im internationalen Vergleich festgestellt werden konnten (vgl. Kapitel 4.2). Um den Index für die Flußdichte (FOLIS) zu ermitteln, wurde ein einfaches Zählsystem entwickelt, da nationale Unterschiede in der Kartierung die Verwendung komplizierterer Messungen nicht zuließen. Für die Studien in kleinen Untersuchungsgebieten wurde eine weit verbreitete Definition der Flußdichte verwendet, um so ein uniformes Maß für den Untersuchungsraum zu erhalten. Dabei wird die Flußdichte aus dem Verhältnis der Gewässernetzlänge zur Einzugsgebietsfläche berechnet. Eine weitere und einfach zu bestimmende Maßzahl für die Flußdichte ist die Häufigkeit des Vorfluters (STMFRQ), die im englischsprachigen Raum als 'stream frequency' bekannt ist. Beide Parameter (FOLIS) und (STMFRQ) beruhen auf Digitalisierungsprozeduren. Untersuchungen, die im Rahmen der englischen Hochwasserstudie durchgeführt wurden, zeigten eine sehr hohe Korrelation zwischen dem Parameter (STMFRQ) und dem klassisch ermittelten Parameter Gewässernetzdichte (DD). Abbildung 4.1 zeigt die Verfügbarkeit der beiden Maßzahlen (FOLIS) und (STMFRQ) für die Flußdichte im Untersuchungsraum.

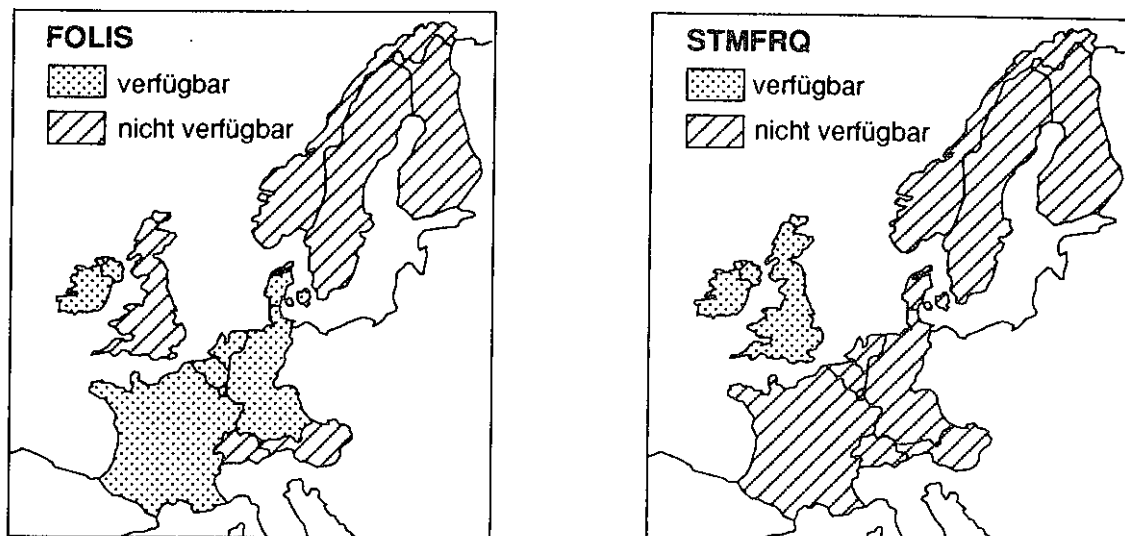


Abb. 4.1 Verfügbarkeit der Indizes für die Gewässernetzdichte im Untersuchungsraum berechnet für das amtliche Meßnetz (a) FOLIS, (b) STMFRQ

Ein Maß zur Beschreibung der Größe des Flußgebietes ist die auf die Ebene projizierte, durch die topographische Wasserscheide begrenzte, Fläche. Die Kenntnis des unterirdischen Einzugsgebietes (Flußgebietsspeicher) ist eindeutig von größerer Relevanz, jedoch sind

Grundwasserscheiden selten bestimmbar. Der Basisabfluß steigt mit der Einzugsgebietsfläche, was sich bei den ausgewerteten Untersuchungen in einer positiven korrelativen Abhängigkeit ausdrückt (vgl. Kapitel 7.3.3).

Die Bestimmung der Maßzahl für das Gefälle des Vorfluters reagiert weniger empfindlich auf unterschiedliche Konventionen bei der Kartenerstellung und so wurde der Index SL1085 ausgewählt, der sich auch schon bei anderen Untersuchungen als geeignet erwiesen hat (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975, NEWSON 1978, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980, WILCOCK & HANNA 1987). In den kleinen Untersuchungsgebieten hingegen wird mit einer Maßzahl (SL) gearbeitet, die auf der gesamten Lauflänge des Vorfluters beruht. Die Länge des Hauptvorfluters (MSL) und das Gefälle (SL1085) sind für das gesamte Projektgebiet verfügbar.

4.3.2 Landnutzung

Interzeptions-, Infiltrations- und Verdunstungseigenschaften in einem Gebiet sind von der Art der Oberflächenbedeckung abhängig und beeinflusst somit auch das Abflußgeschehen im Einzugsgebiet. Im Hinblick auf langfristige Auswirkungen wird die Oberflächenbedeckung über die Erfassung von Flächen die Speichereigenschaften ausdrücken, die u.a. Seen, Moore, Waldbestand und Versiegelung berücksichtigt (STREIT 1979). Andere Autoren empfehlen weitergehende Unterteilungen in unterschiedliche Nutzungsgruppen, wie z.B. in Grün- und Ackerland oder Aufgliederungen in verschiedene Baumarten (DVWK 1982). Für größere Flächen und Untersuchungsräume bedeuten solche Erhebungen einen verhältnismäßig hohen materiellen und logistischen Aufwand, der ohne moderne Hilfsmittel wie z.B. einem Geographischen Informationssystem (GIS) nicht mehr zu bewältigen ist. Topographische Karten eignen sich für detailliertere Unterteilungen nicht. Somit war eine Beschränkung in dieser Studie auf die wichtigsten und mit einfachen Mitteln erfaßbaren Landnutzungsparameter notwendig.

Der Waldanteil unterscheidet sich hinsichtlich seiner Wirkung auf den Basisabfluß von den übrigen Landnutzungsformen. Nach WOHLRAB et al. 1992 entspricht die Sickerung aus dem Wurzelraum in Waldbeständen nur etwa der Hälfte der Sickerung bei landwirtschaftlicher Nutzung. Zusammenhängende Seen- und Moorflächen sind im Untersuchungsraum vor allem in Finnland zu finden, so daß für diesen Raum spezielle Indizes eingeführt wurden. Für den Untersuchungsraum wurden drei Eigenschaften der Oberflächenbedeckung festgehalten:

- (1) Anteil des Einzugsgebietes unter urbaner Entwicklung (URBAN),
- (2) Waldanteil (FOREST) und
- (3) Anteil ackerbaulicher Nutzung.

Der Parameter dieser dritten Eigenschaft wurde speziell für eine Detailstudie auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete in Finnland zusammen mit einer Reihe weiterer Bedeckungsparameter erhoben, auf die an gegebener Stelle noch expliziter eingegangen wird (vgl. Kapitel 7.3.2). In Großbritannien wurde für kleine Untersuchungsgebiete, in denen der Einfluß von Drainage auf den Wasserhaushalt untersucht wird, die Landnutzung durch Feldkartierung erhoben. Da sich diese Daten nur auf einzelne Jahre beziehen, wurden sie im Auftrag des britischen Ministeriums für Landwirtschaft, Fischerei und Ernährung ergänzt und zusammengestellt. Diese Daten bieten aggregierte Informationen für jedes einzelne Gebiet (mittlere Größe über 9 km²) und obgleich sie räumlich grob sind, liefern sie doch einen Anhaltspunkt über den Wechsel in der Landnut-

zung. Zusätzlich liegt am Institute of Hydrology eine Datenbank vor, die aus Gebieten mit Feldentwässerung entstanden ist und die die Berechnung des prozentualen Anteils an der entwässerten Fläche im Einzugsgebiet erlaubt (ROBINSON & ARMSTRONG 1988). Für die regionalen Studien in Baden-Württemberg wurde der prozentuale Waldanteil (FOREST) für neu hinzugewonnene Gebiete erneut ermittelt; im übrigen konnte auf bestehende Daten aus der FRENDDatenbank zurückgegriffen werden.

Der prozentuale Anteil eines Einzugsgebietes an Sumpfflächen (BOG), wurde mit Ausnahme Dänemarks für die skandinavischen Länder ermittelt. Der Einfluß von Seen als Retentionsraum und die hierdurch gesicherten Niedrigwasserabflüsse werden durch drei verschiedene Kennziffern (LAKE, FALAKE, WPLAKE) beschrieben. Die Ermittlung der See-Indizes beruht auf der unterschiedlichen Gewichtung der Seeflächen (vgl. Tabelle 4.2).

Tab. 4.2 Methoden zur Berechnung des prozentualen Seeanteils (Seeindizes)

Akronym	Berechnungsmethode
FALAKE	<p>Verhältnis zwischen der Fläche der Seen und der Fläche des Einzugsgebiets:</p> $\sum_{i=1}^m a_i/A$ <p>mit m Anzahl der Seen im Einzugsgebiet a_i Seeoberfläche des i-ten Sees A Fläche des Einzugsgebietes</p>
LAKE	<p>Summe der Gebiete eines Einzugsgebiets, die in den See entwässern, dividiert durch die Fläche des Einzugsgebiets:</p> $\sum_{j=1}^k A_j/A$ <p>mit k Anzahl der verschiedenen Nebenflüsse, die durch einen See fließen A_j Gebietsfläche oberhalb des Sees</p>
WPLAKE	<p>Gewichtete prozentuale Seefläche einschließlich der in den See entwässernden Gebietsfläche:</p> $\sum_{i=1}^m a_i \cdot A_j/A$ <p>mit A_j Fläche des in den See entwässernden Gebietes</p>

Abbildung 4.2 verdeutlicht zusammen mit einem Berechnungsbeispiel den großen Unterschied im Ergebnis durch die verschiedenen Berechnungsverfahren des See-Index. Die Einzugsgebietsfläche in diesem Beispiel beträgt 200 km^2 . Im Gebiet liegen zwei Seen mit einer Oberfläche von 10 und 15 km^2 . Die in die Seen entwässernden Flächen betragen 25 und 40 km^2 . Damit ergibt sich für den einfach gewichteten See-Index (FALAKE) ein Flächenanteil von 13% an der Gesamtfläche des Einzugsgebiets, für den See-Index LAKE 33% und für den gewichteten See-Index WPLAKE ein Betrag von 2%. Dieses Beispiel unterstreicht eindrucksvoll die Notwendigkeit einer einheitlichen Berechnungsgrundlage für die Ermittlung von Gebietsmerkmalen, auch wenn für andere Parameter die Unterschiede infolge unterschiedlicher Berechnungsverfahren nicht so deutlich ausfallen.

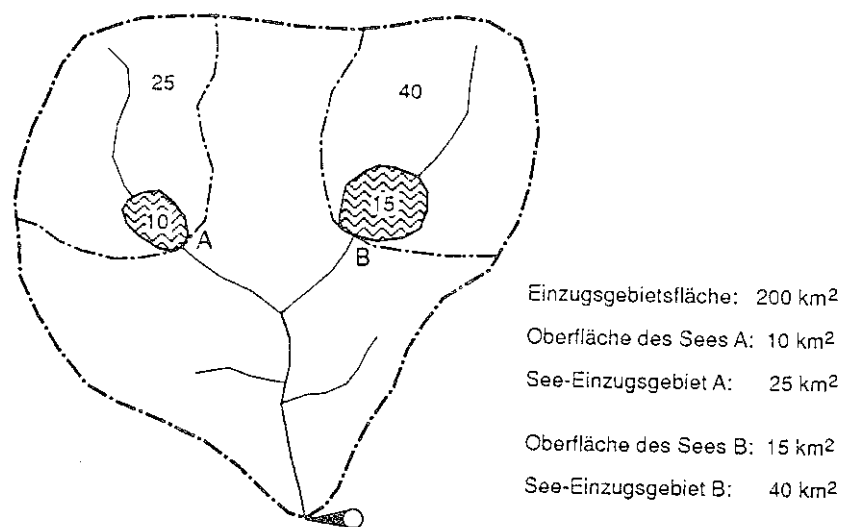


Abb. 4.2 Beispiel für unterschiedliche Berechnungsmethoden des See-Index

Erste Erfahrungen mit den Kenngrößen LAKE und FALAKE wurden in England im Rahmen der Hochwasser- und der Niedrigwasserstudie (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) gesammelt. Dort wurden sie speziell für den Einsatz in regionale Schätzgleichungen abgeleitet. Untersuchungen in Norwegen, wo es in der Regel mehr als einen See pro Einzugsgebiet gibt, haben hingegen gezeigt, daß der Parameter (WPLAKE) sowohl für mittlere Jahreshochwässer als auch für Niedrigwasserabflüsse besser geeignet ist als der in England angewandte Parameter (FALAKE) (MOLTZAU & NORDSETH 1989). In insgesamt 519 Einzugsgebieten aus den Ländern Großbritannien, Norwegen, Schweden, Finnland, der Schweiz und Österreich ist in der Regel ein See pro Einzugsgebiet anzutreffen. Regionale Studien auf der Basis hydrologischer Daten aus dem amtlichen Meßnetz in Deutschland bzw. Baden-Württemberg berücksichtigten keine Seen in den Einzugsgebieten. In der regionalen Studie in Finnland wurden hingegen der See-Index (FALAKE) mit gutem Erfolg angewendet. Abbildung 4.3 zeigt die Verfügbarkeit von Landnutzungsparametern im Untersuchungsraum.

4.3.3 Geologie

Variablen zur Beschreibung der geologischen Eigenschaften des Einzugsgebietes sind schwer festzulegen und schwierig zu quantifizieren. Diese Tatsache stellt bis heute für Fragen der

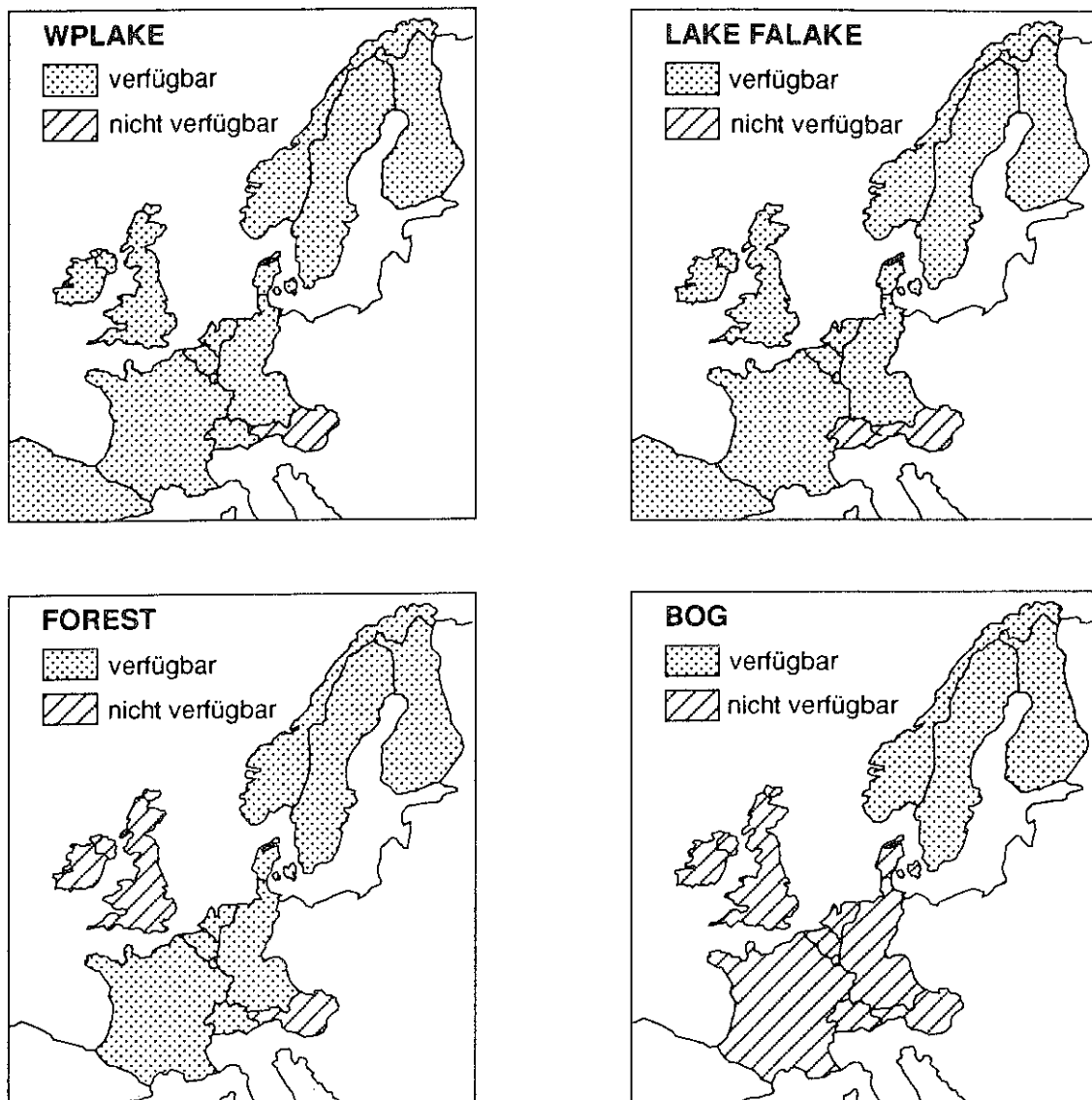


Abb. 4.3 Verfügbarkeit der Landnutzungsparameter (WPLAKE, LAKE, FALAKE, FOREST, BOG) im Untersuchungsraum für kleine Untersuchungsgebiete und Stationen aus den amtlichen Meßnetzen (Erklärung der Landnutzungsparameter vgl. Tabelle 4.2)

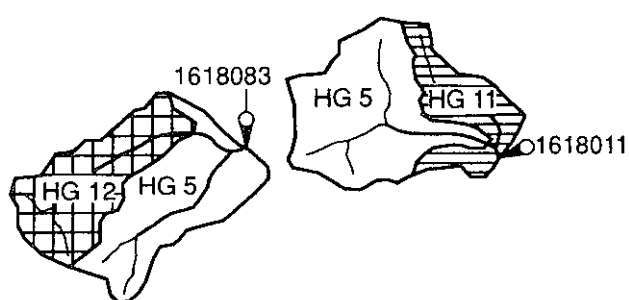
Regionalisierung ein nahezu ungelöstes Problem dar. Dabei besteht die Schwierigkeit nicht nur im Mangel an großmaßstäblichen, flächendeckenden, geologischen bzw. hydrogeologischen Karten, sondern insbesondere darin, einen Index zu entwickeln, der die Auswirkungen der Geologie und der darüberliegenden Deckschichten auf den Abfluß beschreibt. Frühere Studien im angelsächsischen Sprachraum haben gezeigt, daß es eine enge Beziehung zwischen dem Base Flow Index (BFI), dem Boden und der Geologie gibt. Dabei wird der Base Flow Index über die Abflußganglinie ermittelt. Erste Studien zu diesem Themenkreis wurden dazu in England Mitte der 70er Jahre im 'Flood Study Report' veröffentlicht (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975). In regionalen Studien wurde erstmals flächendeckend für

Gesamt-England in den 'Low Flow Studies' Anfang der 80er Jahre der Base Flow Index (BFI) für den Niedrigwasserbereich eingesetzt (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). BULLOCK et al. 1990 griffen die methodischen Ansätze zur Ermittlung des Base Flow Index auf und nutzten die gewonnenen Erfahrungen mit dem Base Flow Index (ein Parameter, der die Deckschichten bzw. die Geologie im Einzugsgebiet beschreibt), zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen in den afrikanischen Staaten Malawi, Tansania und Zimbabwe. Das Institute of Hydrology in Wallingford hat in einer Studie in Schottland ("Low Flow Estimation in Scotland") aus dem Jahre 1987 diese Idee weiterentwickelt und erstmalig mit Hilfe von digitalen Bodenkennwerten und zusätzlichen digitalen Gebietsmerkmalen die Niedrigwasserkennwerte für einzelne Flußabschnitte über multiple Regressionsansätze abgeschätzt (GUSTARD et al. 1987). Die Ergebnisse dieser Arbeit liegen als Karte und Softwarepaket vor.

Eine genaue Betrachtung der Daten im Untersuchungsraum ergab, daß es signifikante Verbindungen zwischen der Geologie und einer Vielzahl von Niedrigwasserkennwerten gibt (vgl. Kapitel 5.2.3). So zeigen z.B. Einzugsgebiete mit hohen Auslaufkonstanten einen hohen Anteil am Basisabfluß und relativ hohe Trockenwetterabflüsse. Diese Charakteristik der Einzugsgebiete wurde auf ähnlichen Gesteinstypen in verschiedenen Ländern des Untersuchungsraumes gefunden. Auch gibt es ähnliche Reaktionen von Einzugsgebieten im Bereich durchlässiger Kalkaquifere sowohl in Gebieten im Pariser Becken als auch im Londoner Becken. Diese generellen Beziehungen zwischen Niedrigwasserabfluß und Geologie wurden in einigen Einzugsgebieten im Untersuchungsraum gefunden, wenn nicht andere Faktoren die hydrologische Reaktion überdeckten (wie z.B. Gletscher, Seen, Frühjahrsschneesmelze). Leider konnte auf eine digitale Datenbank für Festgestein- und quartäre Driftgeologie (drift) des Untersuchungsraums nicht zurückgegriffen werden und so war es nicht möglich, numerische Kennziffern der Einzugsgebietsgeologie für den gesamten Untersuchungsraum herzuleiten.

Für den Untersuchungsraum Baden-Württemberg wird auf der Basis von 58 Einzugsgebieten ein methodischer Ansatz vorgestellt, der die Klassifikation und Parametrisierung der Geologie für den Einsatz in statistische Übertragungsmodellen zum Ziel hat (vgl. Kapitel 7.4.4). Die Entwicklung des geologischen Indexes erfolgte in verschiedenen Arbeitsschritten. Im ersten Schritt wurden für den Teilraum Baden-Württemberg die hydrogeologischen Daten (Grundwasserkapazität und Aquifertiefe, vgl. Tabelle 4.4) aus einer hydrogeologischen Karte im Maßstab 1:500 000 ermittelt, die eine große Anzahl von unterschiedlichen hydrogeologischen Klassen zeigt. Für die vorliegenden Gebiete waren 14 verschiedene Klassen festzustellen. Die Erläuterung zu den einzelnen Klassen in Verbindung mit der Legende der hydrogeologischen Karte finden sich in Annex 1. Der prozentuale Anteil der einzelnen hydrogeologischen Klassen an der Gesamtfläche für jedes Einzugsgebiet wurde manuell ermittelt. Dabei wurden zuerst die Einzugsgebietsgrenzen im Maßstab 1:500 000 digitalisiert und über die hydrogeologische Karte gelegt, um die Grenzen der einzelnen geologischen Klassen zu ermitteln. Die Flächenanteile wurden durch Planimetrieren ermittelt. Ein Beispiel für die Bestimmung des hydrogeologischen Flächenanteils einer Klasse an der Einzugsgebietsfläche ist in Abbildung 4.4 dargestellt.

Im nächsten Schritt wird zusätzlich zu der hydrogeologischen Karte noch eine geologische Karte des Untersuchungsraums im Maßstab 1:600 000 hinzugezogen. Aus dieser Karte werden dann die unterschiedlichen geologischen Formationen mit den 14 aus der hydrogeologischen Karte extrahierten Klassen verglichen und kombiniert. Zu diesem Zwecke wurde, wie schon zuvor bei der Ermittlung der unterschiedlichen hydrogeologischen Klassen, wie folgt vorgegangen: Auf die Karte mit den digitalisierten Einzugsgebietsgrenzen im Maßstab 1:600 000 wird die geologische Karte gelegt und für jedes Einzugsgebiet werden dann die geologischen Formationen hochgezeichnet.



Fläche der Hydrogeolog. Klassen

Einzugsgebiet 1618088 :

HG 5 - 56%

HG 12 - 44%

Einzugsgebiet 1618011 :

HG 5 - 75%

HG 11 - 25%

Abb. 4.4 Beispiel für die Bestimmung hydrogeologischer Flächenanteile in einem Einzugsgebiet

Aus den beiden Karten mit den hydrogeologischen und den geologischen Informationen wurde dann durch gebietsweisen Vergleich eine Beziehung zwischen den beiden unterschiedlichen Informationen hergestellt. Das Ergebnis dieser Synoptik ist in Tabelle 4.3 zusammengefaßt. Die über diese Verbindung neu entwickelten hydrogeologischen Klassen werden mit dem Kürzel HG1 bis HG14 bezeichnet, wobei HG für hydrogeologische Klasse steht. Die jurassischen Kalksteine und der Muschelkalk sind stark verkarstungsfähig; deshalb bestehen die hydrogeologischen Klassen HG5, HG8 und HG14 hauptsächlich aus verkarstetem Kalk.

Tab. 4.3 Beziehung zwischen Hydrogeologie und Geologie aufgrund der Verschneidung der beiden Karten (siehe Tabelle 4.4)

Geologie		Hydrogeologie
Quartär		HG1, HG2, HG3, HG6, HG9
Tertiär		HG9, HG10
Jura:	weißer	HG8, HG14
	brauner	HG4, HG7, HG11
	schwarzer	HG4, HG7, HG11
Trias:	Keuper	HG4, HG7, HG11
	Muschelkalk	HG5, HG8, HG14
	Sandstein	HG12
	Grundgebirge (kristallin)	HG13

Das in Tabelle 4.3 vorgestellte Verknüpfungsschema zwischen den hydrogeologischen und den geologischen Informationen bildet die Grundlage für das neue Klassifikationsschema der Hydrogeologie (vgl. Tabelle 4.4). Das Schema folgt einem einfachen Muster. Die hydrogeologischen Klassen werden entsprechend ihrer geologischen Formation in horizontaler Richtung aufgetragen, die hydrogeologischen Eigenschaften jeder einzelnen Klasse sind in vertikaler Richtung aufgelistet. Durch diese Einteilung wird eine Verbindung beider Informationsebenen hergestellt. Das bedeutet, daß neben den geologischen Eigenschaften, noch zusätzlich physikalische Eigenschaften wie z.B. täglich verfügbare Wassermenge, Grundwasserkapazität und Lage des Aquifers zur Bestimmung einer hydrogeologischen Klasse herangezogen werden.

Tab. 4.4 Hydrogeologische Klassifikation

Tägl. gewinnbare Wassermenge	Grundwasser- oder Aquifertiefe	Geologische Formation des Grundwasserleiters								
		Quartär	Tertiär	Lias	Jura Dogger	Malm	Keuper	Trias Muschelkalk	Buntsandstein	krist. Grundgebirge
> 10 000 m ³ sehr ergiebig	gering	HG1 (0.06)								
	groß									
< 10 000 m ³ ergiebig	gering	HG2 (1.03)								
	groß									
< 1 000 m ³ gering	gering	HG3 (4.42)								
	groß				HG4 (1.48)		HG5 (5.81)			
< 500 m ³ knapp	gering	HG6 (1.68)					HG7 (9.48)		HG8 (1.68)	
	groß			HG8 (1.68)			HG7 (9.48)		HG8 (1.68)	
< 100 m ³ sehr knapp	gering	HG9 (7.20)					HG11 (11.17)			HG13 (25.12)
	groß	HG10 (0.75)					HG11 (11.17)		HG12 (14.53)	
0 - 20 m ³ sehr knapp oder keine	gering									
	groß			HG14 (15.59)				HG14 (15.59)		

Die unterschiedlichen hydrogeologischen Klassen (HG1 bis HG14) sind weder in den einzelnen Einzugsgebieten noch über den gesamten Untersuchungsraum Baden-Württemberg gleichmäßig verteilt. In Tabelle 4.4 geben die in Klammer stehenden Ziffern den prozentualen Flächenanteil einer hydrogeologischen Klasse (HG1 bis HG14) in allen Einzugsgebieten an; die Gesamtfläche aller Einzugsgebiete beträgt 8 568.40 km². Somit ergibt der Wert 1.03 % bei der hydrogeologischen Klasse HG2 eine Fläche von 85.59 km² und die hydrogeologische Klasse HG13 bedeckt mit einem Prozentsatz von 25.12 % eine Fläche von 2 152.62 km².

In Tabelle 4.5 sind die einzelnen hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 zusammen mit der Anzahl der Einzugsgebiete in der jeweiligen Klasse, der Schwankungsbreite des hydrogeologischen Indexes und dessen Mittelwerte zusammengefaßt. Die hydrogeologische Klasse HG13 kommt in 24 der insgesamt 58 Einzugsgebieten vor und ist damit am häufigsten im gesamten

Untersuchungsraum vertreten. Außerdem liegt der prozentuale Anteil dieser Klasse im Mittel bei mehr als 87%, mit einem Minimum bei 32% und einem Maximum bei 100%. Damit ist die hydrogeologische Klasse HG13 nicht nur diejenige Klasse, die am häufigsten auftritt, sondern auch diejenige, die im Mittel den größten flächenmäßigen Anteil in den Einzugsgebieten hat. Die hydrogeologische Klasse HG1 hingegen kommt nur in einem einzigen Einzugsgebiet vor und dort auch nur mit einem prozentualen Anteil von 2%. Betrachtet man die Obergrenzen der prozentualen Schwankungen, so zeigt sich, daß die hydrogeologischen Klassen HG1, HG2, HG3, HG6 und HG8 im Untersuchungsraum in den Einzugsgebieten nicht dominieren. Ihr Auftreten liegt bei maximal 37%.

Tab. 4.5 Häufigkeit und Auftreten der hydrogeologischen Klassen

HG-Klasse	Anzahl der Einzugsgebiete, in denen HG-Klassen vertreten sind	Bereich des prozentualen Anteils am jeweiligen Einzugsgebiet	Mittlerer prozentualer Anteil am jeweiligen Einzugsgebiet
HG1	1		2.0
HG2	4	1 - 6	6.5
HG3	21	1 - 37	8.4
HG4	3	3 - 100	59.8
HG5	7	12 - 75	44.6
HG6	7	3 - 32	10.3
HG7	12	2 - 91	46.8
HG8	6	2 - 23	12.8
HG9	3	66 - 93	75.6
HG10	3	1 - 90	31.0
HG11	20	1 - 91	34.7
HG12	14	11 - 100	45.3
HG13	24	32 - 100	87.4
HG14	13	8 - 88	49.7

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß ein Schema zur Klassifikation der Hydrogeologie vorgestellt wird, das sowohl die geologischen als auch die physikalischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes berücksichtigt. Mit Hilfe einer hydrogeologischen Karte und unter Verwendung physikalischer Einzugsgebietseigenschaften läßt sich das neue Klassifikationschema auf jedes beliebige Gebiet in Baden-Württemberg anwenden. Da es sich bei der vorgestellten Methode zur Klassifikation der Hydrogeologie um ein dynamisches Schema handelt, läßt sich das Verfahren auch auf andere Untersuchungsräume übertragen und erweitern. Voraussetzung hierfür ist natürlich, daß die geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften des zu untersuchenden Raumes bekannt sind. Auf der Basis der hydrogeologischen Klassen (HG1 bis HG14) wird in Kapitel 7 mit Hilfe der Auslaufkonstanten und der multiplen Regressionsanalyse für den Einsatz in Übertragungsmodellen ein geologischer Index GEO entwickelt.

4.4 Klimatische Merkmale

Zusätzlich zu den physiographischen Gebietsmerkmalen wurden für die Vorhersagegleichungen auch klimatische Kennziffern benötigt. Wegen der unzureichenden Datengrundlage im Untersuchungsraum und der schweren Abschätzbarkeit werden die klimatischen Parameter Temperatur und Verdunstung hier nicht berücksichtigt. Somit bleibt der Niederschlag als dominierender Faktor, der das Abflußgeschehen steuert, die einzige meteorologische Größe - die in der Untersuchung verwendet wurde. Für die Europäische Hochwasserstudie wurde, basierend auf lokalen Karten verschiedener meteorologischer und hydrologischer Einrichtungen, eine Karte des mittleren Jahresniederschlags (AAR, annual average rainfall) in einem Maßstab von 1:1 000 000 erstellt (BERAN et al 1984). Diese Karte wurde hochgezeichnet, digitalisiert und gerastert, um ein 25 km² Niederschlagsraster für den Untersuchungsraum zu erhalten. Auf die skandinavischen Länder wurde diese Arbeit nicht ausgedehnt. Das norwegische meteorologische Institut hat eine Karte des mittleren Jahresniederschlags für die Standardperiode 1931-1960 in einem Maßstab von 1:2 000 000 herausgegeben (AUNE 1981). Diese Karte basiert auf Punktmessungen von 750 Niederschlagsmessern aus dem nationalen Meßnetz. Die meisten der Stationen liegen in niedriger Höhe. Schätzungen des Gebietsniederschlags wurden durch die Addition von langjährigen mittleren Abflußdaten zur Gebietsverdunstung, die aus einer regionalen Verdunstungskarte der skandinavischen Länder entnommen wurden, verbessert (FORSMAN 1976).

Das Schwedische meteorologische und hydrologische Institut hat eine Studie der Wasserbilanz Schwedens auf der Basis von Abfluß, Niederschlag und Verdunstung veröffentlicht (ERIKSON 1980), die eine Abschätzung des Gebietsniederschlags ermöglicht. Die nationale finnische Wasserbehörde hat in ihrem hydrologischen Jahrbuch von 1981 eine Karte des Jahresniederschlags für Finnland veröffentlicht, welche aufgrund der geringen Niederschlagsgradienten eine Berechnung von Einzugsgebietsniederschlägen erlaubt. Für die Schweizer Einzugsgebiete wurde der Niederschlag aus der Uttinger-Niederschlagskarte im Maßstab 1:500 000 aus dem Jahre 1949 berechnet. Mit diesen in der FRENDDatenbank vorliegenden Niederschlagsinformationen konnte jedoch nicht direkt in den regionalen Modellen gearbeitet werden. Die Niederschlagskarten wurden aber bei der regionalen Untersuchung als Hilfsmittel zur Interpretation der Variation der Basisabflußwerte verwendet.

Für die Berechnung des Gebietsniederschlags werden verschiedene Verfahren vorgeschlagen (MENDEL 1977 und MENDEL 1979, GIESECKE et al. 1983, SCHÄDLER 1985). Für die Untersuchungen in kleinen Versuchsgebieten wurde auf publizierte Werte zurückgegriffen. Für den Teiluntersuchungsraum Baden-Württemberg wurde in den regionalen Studien mit Gebietsniederschlägen gearbeitet, die vom Deutschen Wetterdienst nach dem Sammelgebietsverfahren berechnet wurden. Dieses Verfahren wurde vom Deutschen Wetterdienst für das routinemäßige Berechnen von monatlichen Gebietsniederschlägen entwickelt. Dabei werden die Einzugsgebiete in etwa 100 km² große Teilflächen, sogenannte Basisgebiete, zerlegt. Die Basisgebiete (Sammelgebiete) haben nahezu die gleiche Größe wie die für die Untersuchung ausgewählten Einzugsgebiete. In die Berechnung des Gebietsniederschlags gehen dann neben dem Abstand zum Flächenschwerpunkt der Basisgebiete, die gewichteten Stationswerte des Berechnungszeitraumes (1951-1980) als Prozentwerte vom jeweiligen Mittelwert ein. Die absoluten monatlichen Gebietsniederschläge erhält man dann durch Multiplikation der Relativwerte mit den mittleren monatlichen Gebietsniederschlägen der Basisgebiete. Letztere errechnen sich über die Rastermethode. Mit diesem Berechnungsschema gelingt es, die Form des Teileinzugsgebietes, das Niederschlagsmeßnetz und die Höhenlage der einzelnen Niederschlagsmeßstationen zu berücksichtigen (DEISENHOFER et al. 1982).

5 Methoden zur Bestimmung von Niedrigwasserabflüssen

5.1 Einführung

Die Kenntnisse über das Verhalten eines Einzugsgebietes bei Niedrigwasser werden für eine Reihe von hydrologischen und wasserwirtschaftlichen Fragestellungen benötigt. Diese Fragen können sich auf Wasserentnahme für die kommunale Wasserversorgung, Entnahmen durch die Landwirtschaft zur Bewässerung, Entnahme zu industriellen Zwecken und auf die Einleitung von Abwässern beziehen. Besonders deutlich wird dieses Informationsbedürfnis dann, wenn durch Parlamentarier in den letzten Jahren immer häufiger diskutiert, die Bestimmung von Restwassermengen zum Schutz des Gewässerbiotops im Vordergrund steht (ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988, LEIBUNDGUT & SCHRÖDER 1989).

Die Erforschung des Niedrigwassers wurde lange Zeit zugunsten der Untersuchungen von Hochwasserabflüssen vernachlässigt. Dies mag vor allem in den gefährvollen, oftmals lebensbedrohenden und spontanen Auswirkungen extremer Hochwässer begründet sein. Dabei stehen die Folgen einer Niedrigwasserperiode den durch Hochwässer verursachten Schäden in nichts nach, wenn die Bedürfnisse der Landwirtschaft und die Bewirtschaftung von Speichern für die Trinkwasserversorgung ernst genommen werden. Extreme Niedrigwasserperioden sind in den 70er Jahren und noch verstärkt Ende der 80er Jahre aufgetreten (HAMLIN & WRIGHT 1978, MARSH & LEES 1985, ARNELL 1989, DEMUTH 1992).

In den letzten Jahren hat die Erforschung des Niedrigwassers durch die gesteigerte Nutzung von Oberflächenwasser und Grundwasser zunehmend an Bedeutung gewonnen. Seit Beginn der 80er Jahre werden zunehmend Anstrengungen unternommen, Niedrigwasserkennwerte nach einheitlichen statistischen und deterministischen Verfahren zu bestimmen (DVWK 1983, DVWK 1988). Damit soll eine Grundlage auf nationaler Ebene für vergleichende Betrachtungen des Niedrigwassers geschaffen werden. Eine umfassende Definition des Begriffs Niedrigwasser besteht jedoch gegenwärtig noch nicht, vielmehr stellt er einen Sammelbegriff unterschiedlicher Kenngrößen dar (MANIAK 1988). Gründe hierfür sind in dem fehlenden Wissen über die Prozesse und Steuergrößen des Niedrigwassers zu suchen.

Das Niedrigwasser folgt komplexen eigenen Entstehungsmechanismen, das nicht jenen des Mittel- und Hochwassers entspricht (NAEF et al. 1986, LEIBUNDGUT & SCHRÖDER 1989). Daher können kausal-methodische Analogieschlüsse zu Untersuchungen aus dem Hoch- und Mittelwasserbereich nur eingeschränkt durchgeführt werden. Weitere Faktoren, die den Niedrigwasserabfluß beeinflussen, sind in anthropogenen Eingriffen im Sinne von unkontrollierten Zu- und Ableitungen sowie in den natürlichen Einflüssen durch Verkräutung und Vereisung im Gerinne zu suchen. Durch diese Einflüsse wird die meßtechnische Erfassung des Niedrigwasserabflusses erschwert bzw. verfälscht. Hydrometrische Messungen im Niedrigwasserbereich sind sehr empfindlich gegenüber derartigen Störungen (SCHMIDT et al. 1983, SCHILDHORN 1982, ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988, MORGENSCHWEIS 1990). Im allgemeinen ist der relative Meßfehler bei der Niedrigwassererfassung höher als im Mittelwasserbereich (SIGRIST 1989).

5.2 Bestimmung des grundwasserbürtigen Abflusses (Basisabfluß)

5.2.1 Verfahren zur Bestimmung des Basisabflusses

Die Grundwasserneubildung kann großflächig nicht direkt gemessen werden, sie läßt sich jedoch unter Berücksichtigung zahlreicher örtlicher Faktoren mit Hilfe von gewässerkundlichen Meßdaten ermitteln. Für die wasserwirtschaftliche Planung bildet der Betrag der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung die Grundlage für die Beanspruchbarkeit des Grundwasservorkommens und die Bestimmung des nutzbaren Grundwasserdargebots. Der untere Grenzwert für das nutzbare Grundwasserdargebot ist der unbeeinflusste Niedrigwasserabfluß der langjährigen Beobachtungsreihe. Die in den gewässerkundlichen Jahrbüchern angegebenen Niedrigwasserabflüsse entsprechen häufig nicht dem unbeeinflussten Niedrigwasserabfluß. Der nur einmal innerhalb einer Jahresreihe aufgetretene niedrigste Abfluß kann nämlich durch zufällige Ereignisse oder menschliche Eingriffe erheblich beeinflusst worden sein.

Die zur Ermittlung der Grundwasserneubildung benutzten Verfahren beruhen in der Regel auf speziellen Auswertungen der beobachteten Niedrigwasserabflüsse. Die monatlichen Niedrigwasserabflüsse, die gewöhnlich in Zeiten ohne bzw. mit geringem Niederschlag auftreten, werden meist völlig aus dem Grundwasser gespeist. Andere Verfahren ermitteln die Grundwasserneubildung über Lysimeter, aus Grundwasserständen und Aquiferdaten, aus dem Bodenwasserhaushalt, der Wasserhaushaltsgleichung oder aus den Chloridkonzentrationen des Grundwassers und des Niederschlags (ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977).

Lysimeter

Die direkte Erfassung der Grundwasserneubildungsrate mit dem Lysimeter ist je nach Art der Lysimeteranlage ein zum Teil sehr aufwendiges Verfahren, mit dem sich direkte Messungen der Sickerwassermenge durchführen lassen. Die so erhaltenen punktuellen Werte können nur unter Berücksichtigung der Inhomogenität des Untergrunds, des Klimas und anderer beeinflussender Faktoren näherungsweise auf größere Flächen übertragen werden.

Bodenwasserhaushalt

Bei der Ermittlung der Neubildungsrate des Grundwassers aus dem Bodenwasserhaushalt lassen sich die Komponenten des Grundwasserhaushalts (Evapotranspiration und Grundwasserneubildung) aus der Kenntnis des Wassergehalts und der Wasserspannung in der ungesättigten Bodenzone ermitteln. Diese mit erheblichem Meß- und Zeitaufwand verbundenen Verfahren sind in erster Linie für das Studium kurzfristiger Veränderungen des Bodenwassergehaltes und der Bewegungsrichtung des Bodenwassers konzipiert (beispielsweise bei Untersuchungen des Stofftransports) und eignen sich daher wenig zur Gewinnung langfristiger Mittelwerte mit nur geringer zeitlicher Auflösung (z.B. Jahresmittelwerte). Gleiches gilt für die Untersuchung des Sickervorganges mit Hilfe von Tritium-Markierungen. Für die Umsetzung der Meßwerte auf die Fläche muß eine adäquate Meßstellendichte vorhanden sein.

Grundwasserstände und Aquiferdaten

Die Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate aus Grundwasserständen und Aquiferdaten wird über Grundwassermodelle vorgenommen. Dabei erfassen diese Modelle den gesamten Grundwasserhaushalt; die flächenhafte Grundwasserneubildung wird als Teilkomponente berechnet. Zur Berechnung sind unter anderem Kennwerte des Aquifers, Grundwasserstände und Angaben über künstliche Grundwasserentnahmen bzw. -anreicherungen notwendig. Die dieser Kategorie zuzuordnenden Berechnungen der Grundwasserneubildung aus der Entnahme von Wasserwerken oder aus dem unterirdischen Abstrom setzen ebenfalls neben Angaben über Niederschlags- und Verdunstungshöhen eine relativ genaue Kenntnis des unterirdischen Einzugsgebietes, der Transmissivitäten und der Grundwasserstände voraus.

Wasserhaushalt

In ihrer einfachen Form und unter der Voraussetzung, daß im Niederschlagsgebiet kein unterirdischer Zu- oder Abstrom von Grundwasser erfolgt, hat die Wasserhaushaltsgleichung Gültigkeit für lange Jahresreihen und stellt so eine weitere Methode zur Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate dar. Vorratsänderungen im Bodenfeuchte- und Grundwasserbereich gleichen sich langfristig aus und sind somit vernachlässigbar. Ist der Oberflächenabfluß bekannt, so errechnet sich die Grundwasserneubildungsrate aus den Differenzen von Niederschlagshöhe, Verdunstung und Abflußhöhe. Diese indirekte Ermittlungsmethode führt häufig durch relativ große Fehler in den Einzelgrößen (z.B. Verdunstung) und durch ungünstige Fehlerfortpflanzungen zu wenig aussagekräftigen Werten.

Markierungsstoff Chlorid

Als die einzigen quantitativ bedeutsamen Lösungsinhalte des Niederschlages haben Chloride die Eigenschaft eines natürlichen Markierstoffes. Die Verdunstung führt zu einer Erhöhung der Chloridkonzentration des verbleibenden, dem Grundwasser zufließenden Teil des Niederschlages. Diese Konzentrationserhöhung ist ein Maß für die Höhe der Verdunstung. Bei Berücksichtigung des Oberflächenabflusses läßt sich daher die Grundwasserneubildung aus der Niederschlagshöhe und dem Verhältnis der Chlorid-Konzentrationen von Niederschlag und Grundwasser (Jahresdurchschnittswerte) berechnen; dabei wird vorausgesetzt, daß zusätzliche Chloride aus landwirtschaftlicher Düngung, Streusalze oder natürliche Salzvorkommen im Untergrund auszuschließen sind.

Zerlegung der Abflußganglinie

Die Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate eines Einzugsgebietes aus dem Abfluß im Vorfluter beruht auf dem einfachen Konzept, die Abflußganglinie in verschiedene Komponenten aufzuteilen. Dabei wird die Ganglinie in eine schnelle Komponente, die dem Direktabfluß entspricht, und in eine langsame Komponente, dem grundwasserbürtigen Anteil, zerlegt. Unter der Annahme, daß in Trockenwetterzeiten der gesamte Abfluß ausschließlich aus dem Grundwasser stammt, kann so aus langjährigen Meßreihen die Grundwasserneubildung als ein über das Niederschlagsgebiet integrierter Wert ermittelt werden. Man muß bei diesen 'ganglinienorientierten' Verfahren zwischen Methoden unterscheiden, bei denen sich die Basisabflußseparation auf ein einzelnes Hochwasserereignis bezieht, und jenen, die eine Separation für die gesamte Ganglinie über einen längeren Zeitraum vornehmen (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980, NATERMANN 1951, KILLE 1970). Beide Verfahren haben jedoch die gleiche gemeinsame Schwierigkeit, den Anfangs- und Endpunkt des Direktabflusses und damit

die Basisabflußkurve festzulegen (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975, DRACOS 1980, DYCK & PESCHKE 1983, WILSON 1983). LINSLEY et al. 1975 schlugen vor, den Endpunkt aus einer empirischen Beziehung zwischen Einzugsgebietsfläche und der Dauer des Direktabflusses zu ermitteln. Diese Methode kann aber nur auf einzelne Hochwasserereignisse angewandt werden und geht davon aus, daß der Anstieg des Basisabflusses unter dem Scheitelwert linear ist.

Ein in Deutschland entwickeltes Verfahren zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate stellt das von Natermann entwickelte A_u -Linien-Verfahren dar. Auf der Grundlage mehrjähriger Reihen (Tagesmittelwerte) und der Auswertung von Klimadaten (Niederschlag, Temperatur) wird die A_u -Ganglinie, die Ganglinie des grundwasserbürtigen Abflußanteils, konstruiert. Dabei sind in Trocken- und Frostperioden die A_u -Linie und die Abfluß-Ganglinie identisch; nur bei Direktabflußwellen wird die A_u -Linie durch ein aufwendiges Verfahren konstruiert. Die Fläche unter der A_u -Linie wird planimetriert und das so erhaltene Gesamtvolumen stellt, auf einen Zeitraum bezogen, den mittleren grundwasserbürtigen Abfluß dar. Das Verfahren erfordert einen beträchtlichen Arbeitsaufwand, der für die Ermittlung langfristiger Mittelwerte wenig praktikabel erscheint.

Es gibt heute kein allgemein anerkanntes Verfahren, das eine physikalisch fundierte Abtrennung des Direktabflusses vom Basisabfluß erlaubt. Dennoch gibt es objektive Verfahrensweisen, die reproduzierbare Basisabflusswerte für eine auf Tageswerten basierende Abflußganglinie erzeugen (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). In England wurde ein rechnergesteuertes Verfahren entwickelt, das automatisch eine Glättung und Separation der Abflußganglinie vornimmt und einen Index für den Basisabfluß (Base Flow Index) aus dem Verhältnis zwischen dem Abfluß unter der separierten Ganglinie und dem Abfluß unter der gesamten Abflußganglinie berechnet. Ein alternatives Verfahren wird in dieser Studie vorgestellt.

An der Technischen Universität Dresden wurde das rechnergestützte Verfahren **DIFGA** (Differenzenganglinienanalyse) entwickelt, das eine Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten zuläßt (SCHWARZE et al. 1989, SCHWARZE et al. 1991). Bei diesem Verfahren wird eine fließweg-, herkunftsraum- und verweilzeitbezogene hydrologische Betrachtungsweise angestrebt. Zur Vermeidung von Fehlern bei der Separation ist die Komponentenanalyse direkt mit einer Bilanzierung des Wasserhaushaltes gekoppelt. Da in dieser Studie die großräumige Regionalisierung in Vordergrund steht, wurde auf eine Anwendung dieses Verfahrens verzichtet. Außerdem liegen die dafür notwendigen tägliche Niederschlagsdaten nur für eine geringe Anzahl von Einzugsgebieten in der FRENED-Datenbank vor.

5.2.2 Abschätzung des Basisabflusses nach dem Demuth-Verfahren

5.2.2.1 Einführung

Eine Methode zur Abschätzung des Basisabflusses aus der Abflußganglinie, geht auf Wundt zurück und wurde später von Kille weiterentwickelt (WUNDT 1958, KILLE 1970). Diese Methode basiert auf der Auswertung von Niedrigwasserabflüssen. Die von Kille entwickelte Methode zur Bestimmung des Basisabflusses wurde auf 14 Einzugsgebiete in Nordhessen angewandt und anderen gewässerkundlichen Werten gegenübergestellt (HESSISCHER MINISTER FÜR LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN 1968). DYNOWSKA 1985 wandte das Verfahren erstmalig im Oberen Vistula Gebiet (50 000 km²) im Südosten Polens mit dem Ziel an, eine Karte des Basisabflusses für diesen Raum zu erstellen. In dieser Studie wurden zwei verschiedene Verfahren zur Abschätzung des Basisabflusses miteinander verglichen. Dabei zeigte sich

bei 35 untersuchten Einzugsgebieten, daß Killes Methode gegenüber einer konventionellen Methode zur Abtrennung des Basisabflusses einen um sechs Prozent geringeren Basisabfluß brachte. DYNOWSKA führt diese Tatsache auf den Umstand zurück, daß bei der Kille-Methode verfahrensbedingt der Interflow ausgeschlossen wird.

Das von Kille durchgeführte graphische Verfahren zur Separation des Basisabflusses vom Direktabfluß ist subjektiv. Es wurde nach kritischer Prüfung durch einen neuen automatisierten statistischen Ansatz ersetzt (Demuth-Verfahren), um so ein verbessertes objektives Schätzverfahren für die Ermittlung des Basisabflusses bereitzustellen. Das folgende Kapitel beschreibt das neu entwickelte Verfahren nach Demuth.

5.2.2.2 Automatisiertes Verfahren zur Bestimmung des Basisabflusses nach Demuth

Die Bestimmung des grundwasserbürtigen Abflusses nach der von Kille vorgeschlagenen Methode beruht auf der Annahme, daß die mittlere langjährige Grundwasserneubildung mit dem mittleren langjährigen Grundwasserabfluß gleichzusetzen sei. Dabei werden die monatlichen Niedrigwasserabflüsse (MoNQ) einer langjährigen Beobachtungsreihe der Größe nach geordnet und in aufsteigender Folge aufgelistet (vgl. Abbildung 5.1). Eine mindestens 10-jährige Abflußreihe wird hierfür vorausgesetzt. Die der Größe nach aufgetragenen Beobachtungswerte ähneln in der Form einer Abflußdauerlinie, die von den spezifischen Eigenschaften des Einzugsgebietes abhängt. Die der Größe nach geordneten Abflußwerte lassen sich im unteren Bereich durch eine fast geradlinige und stetig ansteigende Ausgleichskurve darstellen. Ab einem bestimmten Abflußwert, dem sogenannten 'kritischen Punkt' (P_k) (vgl. Abbildung 5.1), zeigt die Kurve eine deutliche, positive Steigungsänderung, die dahingehend interpretiert wird, daß die folgenden Abflußwerte keine 'reinen' grundwasserbürtigen Abflüsse mehr sein können. VILLINGER 1981 hat gezeigt, daß gerade in Mittelgebirgsregionen und insbesondere im Winterhalbjahr die monatlichen Niedrigwasserabflüsse (MoNQ) vielfach noch Anteile von Oberflächenabfluß bzw. Zwischenabfluß (Interflow) enthalten können.

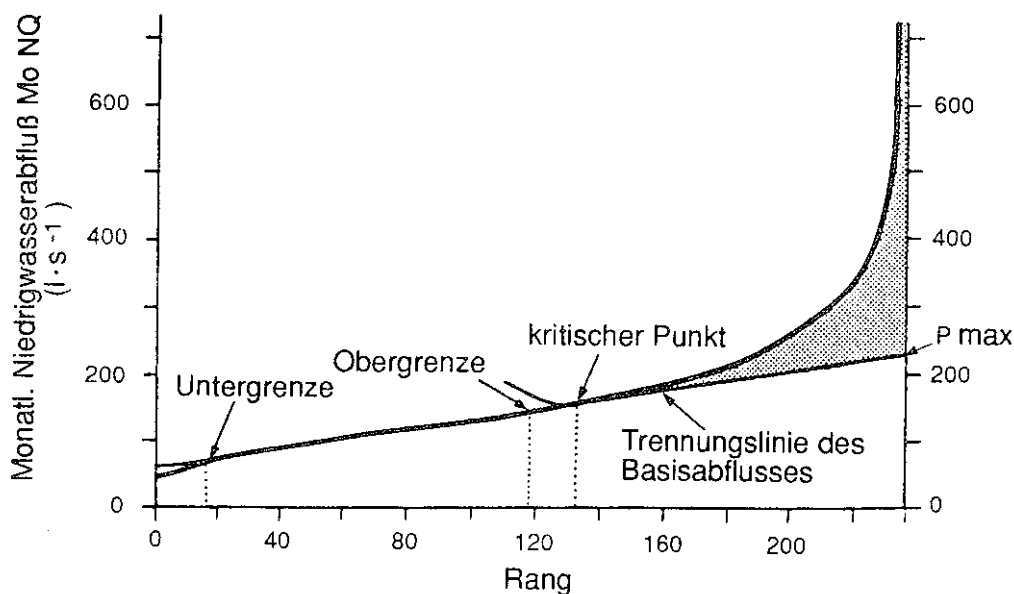


Abb. 5.1 Ermittlung der Grundwasserneubildung nach dem Demuth-Verfahren (schematisch)

Dieser Einfluß zusätzlicher Komponenten neben dem reinen Basisabfluß macht sich normalerweise in einer starken Streuung der geordneten Abflußwerte in vertikaler Richtung bemerkbar. Um diesen Abflußanteil zu eliminieren, hat Kille ein graphisches Verfahren entwickelt, das eine Separation des Basisabflusses ermöglicht.

Dazu wird bis zum kritischen Wert eine Ausgleichsgerade an die Werte angepaßt, die als Trennungslinie zwischen dem 'reinen' Basisabfluß und den übrigen Abflußanteilen (Oberflächen- und Zwischenabfluß) gilt. Die Anpassung der Ausgleichsgerade an die Werte erfolgt graphisch. In einem weiteren Schritt werden alle Werte, die über dieser Linie liegen, auf diese Linie reduziert. Die Grundwasserneubildungsrate kann dann über die Mittelung der reduzierten Werte berechnet werden.

Um die graphische Anpassung und der daraus resultierenden subjektiven Auswahl eines kritischen Punktes zu objektivieren, wurde das Kille-Verfahren modifiziert. Einen Weg zur objektiven Abtrennung des Grundwasserabflusses und der Bestimmung des kritischen Wertes bietet das Regressionsverfahren. Dabei werden die unteren 5% der Werte als anthropogen beeinflusst angesehen und somit nicht berücksichtigt (vgl. Abbildung 5.1: 'Untergrenze'). Die Ermittlung des Basisabflusses erfolgt in mehreren Schritten:

- (1) Ausschluß der unteren 5% der Werte und schrittweise Regression bis zum 50%-Wert der Niedrigwasserabflüsse (vgl. Abbildung 5.1: 'Obergrenze'), beginnend mit drei Abflußwerten und anschließender Hinzunahme des jeweils nächst höheren Monatsminimum.
- (2) Ab der Obergrenze (50%) werden sukzessiv weitere Monatsminima bei gleichzeitiger Maximierung des Korrelationskoeffizienten hinzugefügt. Der maximale Korrelationskoeffizient entspricht dem kritischen Wert und die Regressionsgerade wird berechnet. Sie entspricht der Trennungslinie.
- (3) Die Trennungslinie wird extrapoliert, die Beobachtungswerte werden reduziert und der mittlere Basisabfluß berechnet.

Das durch die Automatisierung objektiviert Verfahren zur Ermittlung des Basisabflusses bietet damit die Möglichkeit, vergleichende Untersuchungen auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete und mit Stationen des nationalen Meßnetzes (Teilraum Baden-Württemberg) durchzuführen.

Die große Spannweite zwischen niedrigstem und höchstem monatlichem Niedrigwasserabfluß (MoNQ) wurde an einem Gebiet im Südschwarzwald näher untersucht. Dabei wurde die Annahme erhärtet, daß ein oberflächlicher Abflußanteil die Höhe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse beeinflusst. Bei dieser Untersuchung wurden die Werte oberhalb des 'kritischen Punktes' P_k den Monaten ihrer Messung zugeordnet. Die daraus resultierende Häufigkeitsverteilung zeigte ein Maximum der zu reduzierenden Werte im April mit 18.3%; ca. 58% der Werte wurden in den Monaten März bis Juni gemessen. Das Abflußverhalten der Untersuchungsgebiete ist in diesem Zeitraum von wassergesättigten Bodenverhältnissen und mehreren Phasen der Schneeschmelze geprägt. Es muß also mit einem beträchtlichen Anteil an oberflächlichem bzw. an oberflächennahem Abfluß, auch bei monatlichen Niedrigwasserständen, gerechnet werden. Betrachtet man von diesen Abflüssen nur diejenigen, die über dem größten Wert der in die Berechnung der Grundwasserneubildung eingehenden Werte liegen (maximaler Wert der Regressionsgeraden (P_{max}), vgl. Abbildung 5.1), so ergibt sich folgendes Bild: Mehr als 70% dieser Abflußhöhen stammen aus den Monaten März bis Juni, davon fallen ca. 80% allein auf die Monate April und Mai, also auf die Monate der Schneeschmelze. Bislang fehlen jedoch

detaillierte Grundwasser-Untersuchungen, die belegen, daß durch das in diesem neuen Verfahren festgelegte Abtrennkriterium der tatsächliche Basisabfluß bestimmt wird. Diese Untersuchungen müssen an repräsentativen Gebieten noch durchgeführt werden.

5.2.2.3 Sensitivität des Demuth-Verfahrens

Im vorangegangenen Kapitel wurde ein automatisiertes Verfahren zur Ermittlung des Basisabflusses beschrieben, wobei die Abtrennung des Basisabflusses durch eine Gerade erfolgt, die im Bereich zwischen der Untergrenze und dem kritischen Wert liegt. Diese Vorkehensweise setzt jedoch voraus, daß eine lineare Abtrennung im unteren Bereich der 'Dauerlinie' überhaupt erfolgen kann. In diesem Abschnitt wird nun am Beispiel von 111 kleinen Untersuchungsgebieten aus dem Untersuchungsraum geprüft, inwieweit die Annahme einer linearen Abtrennung und die Verschiebung der Untergrenze (festgelegt bei 5%) sowie die Verschiebung der Obergrenze (festgelegt bei 50%) einen Einfluß auf das Ergebnis bei der Basisabflußbestimmung haben.

In einem ersten Schritt wurden zuerst die Formen der Größe nach geordneten monatlichen Niedrigstwasserabflüsse ('Dauerkurven') betrachtet, um so die Möglichkeit einer linearen Abtrennung abschätzen zu können. Eine sorgfältige Prüfung aller 'Dauerkurven' ergab zwar eine Vielzahl von unterschiedlichen Kurvenformen, sie ließen sich aber klar in zwei verschiedene Kategorien bzw. Haupttypen unterscheiden. So konnte zwischen einem S-förmigen Kurventyp (Typ I) und einem parabolischen Kurventyp (Typ II) unterschieden werden (vgl. Abbildung 5.2).

Aufgrund der vorliegenden 'Dauerkurven' lassen sich etwa 8% der kleinen Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum dem Kurventyp II zuordnen. Bei diesem Kurventyp versagt das Demuth-Verfahren. Es wird zwar ein maximaler Korrelationskoeffizient bei der Optimierung erreicht, der kritische Wert liegt aber in der Regel im oberen Drittel der 'Dauerkurve', so daß eine lineare Abtrennung des Basisabflusses im unteren Bereich der Kurve nicht mehr möglich ist. 'Dauerkurven', die sich dem Typ I zuordnen lassen, treten speziell in Einzugsgebieten mit deutlich ausgeprägten Reliefunterschieden auf, wie z.B. in Norwegen, der Schweiz, Belgien, Österreich, Großbritannien und Deutschland, während 'Dauerkurven' des Typ II besonders in reliefarmen Tieflandgebieten charakteristisch für die Niederlande, Schweden und Finnland festzustellen sind. Für beide Kurventypen (Typ I und II) wurde auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt, um den Einfluß verschiedener Faktoren, wie die Wahl der Unter- und Obergrenze auf den abgeschätzten Basisabfluß, zu untersuchen. Dabei wurde die Untergrenze schrittweise um 5% erhöht und die Obergrenze um 10%. Die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigt Abbildung 5.2.

Kurventyp I

In Abbildung 5.2 werden die berechneten Basisabflüsse (BF) zu Vergleichszwecken als Verhältnis zum mittleren Abfluß angegeben. Untersuchungen zur Wahl der Untergrenze der Kurven vom Typ I (vgl. Abbildung 5.2, a1) zeigen eine Stabilisierung der Abschätzung des Basisabflusses, wenn man die ersten 10% der Werte für die Berechnung der Trennungslinien unberücksichtigt läßt. Eine Erhöhung der Untergrenze hat keinen Einfluß mehr auf das Ergebnis der Berechnung. Der Unterschied im Ergebnis bei freier Wahl von 5% oder 10% als Untergrenze liegt bei 4% und kann damit als unbedeutend eingestuft werden. Im Falle der Obergrenze (Abbildung 5.2, a2) stabilisieren sich die Ergebnisse unter Anwendung des 60%-Wertes als Startpunkt für die Optimierung des Korrelationskoeffizienten. Die Sensitivitätsuntersuchung hat

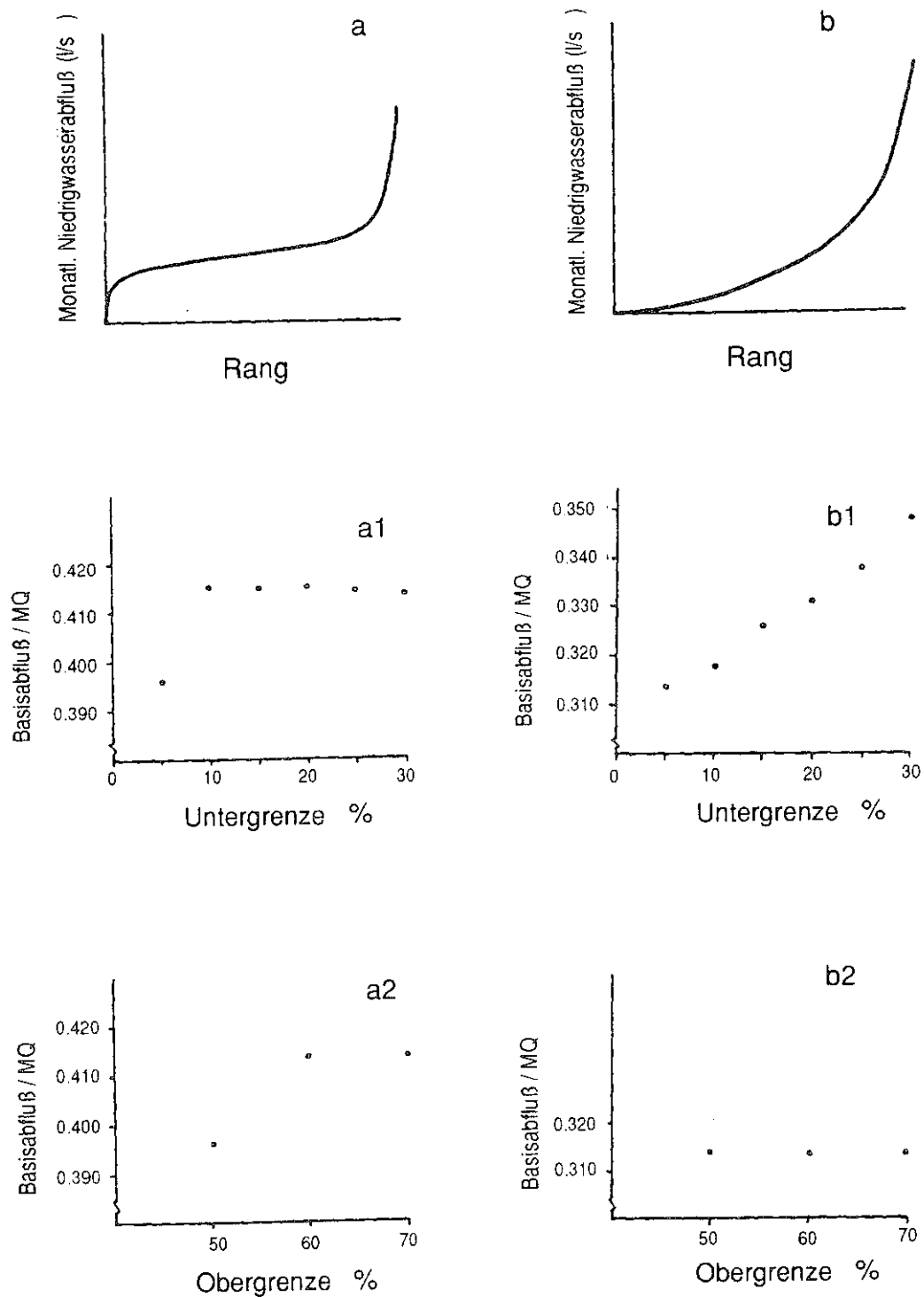


Abb. 5.2 Einfluß der Form der 'Dauerkurve des Basisabflusses' auf die Schätzung des Basisabflusses für verschiedene Randbedingungen. a) S-förmiger Kurventyp (Typ I); b) parabolischer Kurventyp (Typ II); a1) und b1) Berechnung des Basisabflusses für unterschiedliche Untergrenzen und; a2) und b2) für unterschiedliche Obergrenzen

gezeigt, daß der Einfluß der Wahl der Unter- und Obergrenze für Kurven des Typ I nur ausgesprochen gering ist und daher die 5%- und 50%-Werte ohne Gefahr für die Anwendung der Methode angenommen werden können.

Kurventyp II

Ein völlig anderes Bild ergibt sich jedoch bei der Anwendung der Methode auf Einzugsgebiete, die Kurven vom Typ II erzeugen. Wählt man den gleichen regressionsanalytischen Ansatz für die Abtrennung des Basisabflusses, so stabilisieren sich die Ergebnisse bei einer schrittweisen Erhöhung der Untergrenze um 5% nicht (vgl. Abbildung 5.2, b1) und die Veränderung der Obergrenze hat keinen signifikanten Einfluß mehr auf das Ergebnis der Berechnung der Grundwasserneubildung (vgl. Abbildung 5.2, b2). Unabhängig von der Wahl der Unter- und Obergrenze ist der Ansatz über eine lineare Beziehung zur Basisabflußabtrennung für den parabolischen Kurventyp (Typ II) nicht geeignet.

Aus Abbildung 5.3, a1, b1 wird deutlich wie eng die Beziehung zwischen den Kurven des Typ I bzw. Typ II und der Abflußdauerlinie ist. Die Form der Abflußdauerlinie, die die Basisabflußkurve des Typ I repräsentiert, zeigt ein ausdauerndes Basisabflußregime mit einem großen Speichervermögen und einem $Q(95)$ von etwa 20% des mittleren Jahresabflusses. Typ II-Abflußdauerlinien hingegen haben in 20-25% der Zeit keinen Abfluß, was im Mittel für etwa 70 Tage im Jahre gilt. Dies ist typisch für ein Einzugsgebiet mit niedrigem Speichervermögen. Die enge Beziehung, die sich zwischen den Kurven vom Typ I und der Abflußdauerlinie ergeben, ist methodisch bedingt. In beiden Fällen werden die entsprechenden hydrologischen Parameter der Größe nach geordnet. Dieses Beispiel zeigt, daß es für eine Zuordnung eines Einzugsgebietes zu einem der beiden Hauptkurventypen nützlich ist, insbesondere die Abflußdauerlinie vor dem Versuch einer vollständigen Analyse zusammen mit einer visuellen Inspektion der geordneten niedrigsten monatlichen Niedrigwasserabflüsse zu betrachten.

5.2.3 Räumliche Variabilität des Basisabflusses auf der Basis kleiner Forschungsgebiete im gesamten Untersuchungsraum

Entsprechend den Überlegungen aus dem vorangegangenen Kapitel, standen aufgrund der Klassifikation der kleinen Untersuchungsgebiete, für die Untersuchung der räumlichen Variabilität des Basisabflusses im Untersuchungsraum noch 102 Gebiete zur Verfügung. Die höchsten spezifischen Basisabflußwerte wurden in Österreich und Großbritannien gefunden, während die niedrigsten Werte für Finnland und Schweden berechnet wurden.

Abbildung 5.4 zeigt die Variation des Basisabflusses innerhalb der Länder im Untersuchungsraum, die hauptsächlich von geologischen und klimatologischen Faktoren bestimmt wird. Die Interpretation der Basisabflußwerte gestaltet sich jedoch aufgrund der geringen Anzahl von Einzugsgebieten in jedem Land schwierig. Die Variabilität des Basisabflusses innerhalb der Länder ist beachtlich. So sind z.B. die Basisabflüsse der Gebirgseinzugsgebiete in der Schweiz und Österreich sowie die Basisabflüsse der Tieflandeinzugsgebiete der Niederlande (mit tiefgründigen Böden) größer als die Basisabflüsse in den Gebieten Norwegens.

Für diese Studie standen für einige Untersuchungsgebiete Informationen über die geologischen und pedologischen Verhältnisse zur Verfügung. Die Informationen wurden in der Regel der wissenschaftlichen Literatur entnommen. Nur in einigen Fällen war es möglich, diese Information zusätzlich aus großmaßstäblichen Karten zu extrahieren. Für Großbritannien, Deutschland,

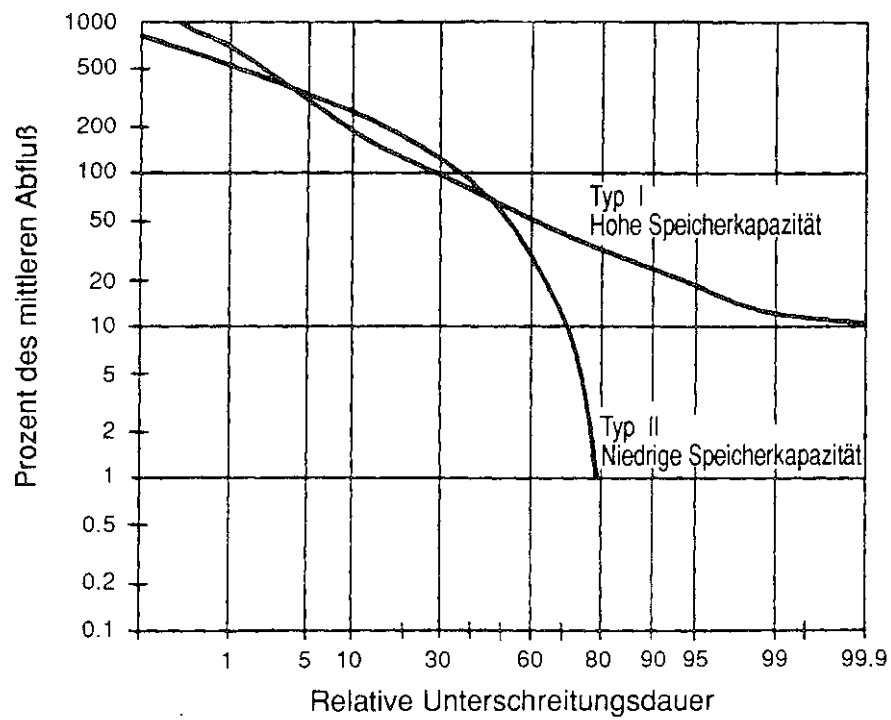


Abb. 5.3 Beispiel einer Abflußdauerlinie für den Kurventyp I und II der 'Basisabflußdauerlinie'

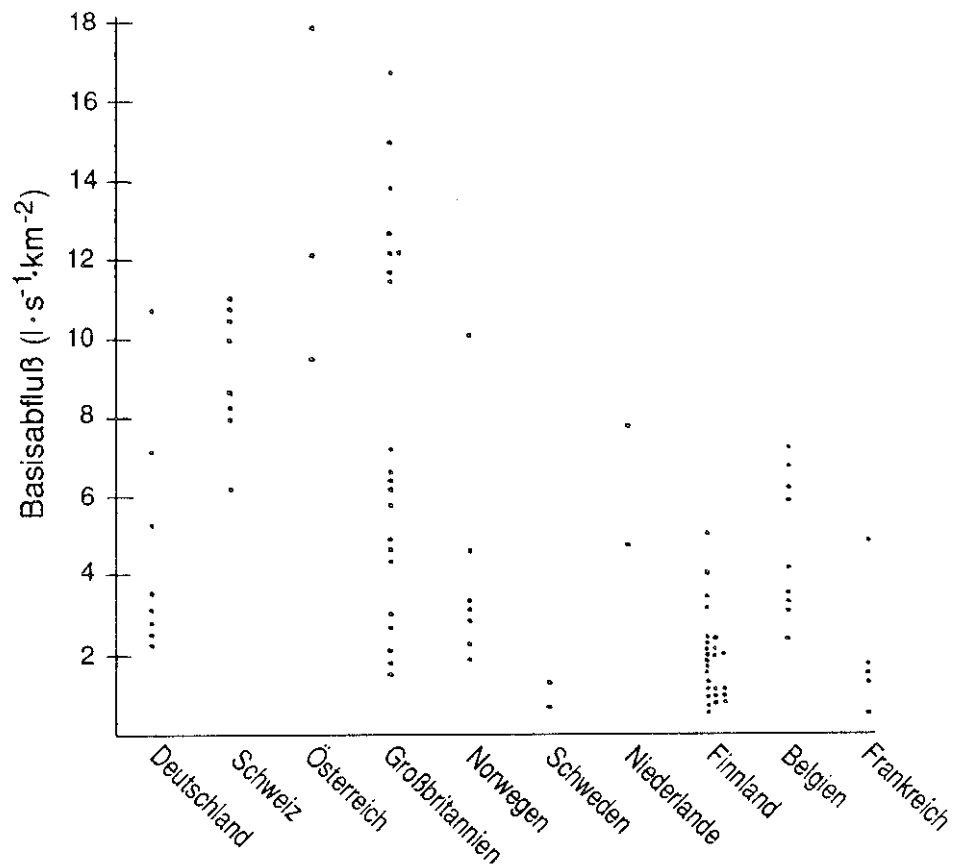


Abb. 5.4 Werte des Basisabflusses für kleine Forschungsgebiete

Norwegen, Schweden und Frankreich lagen die pedologischen und geologischen Merkmale jedoch für fast alle kleinen Untersuchungsgebiete vor, so daß es möglich war, den Basisabfluß der Gebiete entsprechend den geologischen und pedologischen Eigenschaften einzuteilen.

Tabelle 5.1 faßt die Schwankungsbreite des Basisabflusses für einige ausgewählte Untersuchungsgebiete aus dem Untersuchungsraum mit unterschiedlichen geologischen und pedologischen Eigenschaften zusammen. Generell variiert die Höhe des Basisabflusses deutlich - nicht nur innerhalb des gesamten Untersuchungsraumes - sondern auch innerhalb der einzelnen Länder. In Großbritannien liegt der Basisabfluß in Gebieten mit ähnlicher Geologie generell höher als in den vergleichbaren Gebieten Kontinentaleuropas und Skandinaviens. Die Ursache für diese Unterschiede im Basisabfluss sind u.a. in der Variation des Bodentyps zu suchen.

Tab. 5.1 Schwankungsbreite des Basisabflusses für verschiedene geologische und pedologische Bedingungen im Untersuchungsraum, berechnet nach dem Demuth-Verfahren

Land	Geologie	Basisabfluß [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	
		Minimum (Bodentyp, Bodenart)	Maximum
England	Sandstein	1.8 (Braunerde)	12.2 (Torf)
	Granit	12.6 (sumpfige alluviale Ebene)	16.7 (Torf)
	Schiefer	7.4 (Braunerde)	16.6 (Torf)
Deutschland	Sandstein	0.2 (Braunerde)	3.2 (Braunerde)
	Schiefer	0.04 (Pseudogley)	0.16 (Pseudogley)
		2.3 (Lehm)	5.3 (Lehm)
Norwegen	Granit, Gneis	1.9 (Ackerland)	3.3 (Ackerland)
		-	10.7 (Sand, Kies)
Finnland	Granit, Gneis	0.08 (-)	5.1 (Moräne)
Schweden	Granit, Gneis	0.7 (Ackerland)	1.3 (Ackerland)
Frankreich	Granit	-	4.8 (Sand, Ton)
	Sediment	0.5 (Pseudogley)	1.6 (Pseudogley)

In den skandinavischen Ländern mit ihren vielfach geringmächtigen Ackerböden wurden geringere Basisabflüsse ermittelt, als in den sumpfigen, alluvialen und moorigen Einzugsgebieten Großbritanniens. Der Basisabfluß aus den moorigen Gebieten Skandinaviens ergibt ebenfalls höhere Werte; sie sind jedoch nicht so hoch wie in den Gebieten Großbritanniens. Diejenigen Einzugsgebiete, in denen Schiefer dominiert (Großbritannien und Deutschland), zeigen signifi-

kante Unterschiede im Basisabfluß in Abhängigkeit vom Bodentyp, wobei Großbritannien wieder die höchsten Werte des spezifischen Basisabflusses aufweist. Diese Ergebnisse deuten daraufhin, daß neben der Geologie und den Deckschichten auch das Klima eine wichtige Rolle bei der Erklärung der Variation des Basisabflusses im Untersuchungsraum spielt.

Abbildung 5.5 zeigt die Variation des Basisabflusses im Untersuchungsraum, wobei nur Länder mit mindestens vier kleinen Untersuchungsgebieten berücksichtigt wurden, für die Informationen zur Geologie und Pedologie vorlagen. Bei dieser Darstellung wurde der Basisabfluß in fünf Klassen aufgeteilt.

Betrachtet man die geographische Lage der Einzugsgebiete, so zeigt sich deutlich der Einfluß des Klimas mit hohen Basisabflußwerten in Gebieten mit hohem Jahresniederschlag. Dies trifft insbesondere auf Einzugsgebiete in Großbritannien zu, in denen die höchsten Niederschläge an der Westküste und im Nordosten des Landes fallen und die höchsten Werte des Basisabflusses in Südwestengland und Wales erreicht werden. In Belgien wurden für Einzugsgebiete im Tiefland niedrigere Basisabflußwerte berechnet und sie nehmen mit der Entfernung vom Meer zu. In Deutschland wurden niedrigere Basisabflußwerte im Harz mit einem mittleren Jahresniederschlag von 1 200 mm, im Nordeifelgebiet und am Kaiserstuhl im Südwesten des Landes gefunden. In der Schweiz übersteigen die meisten Basisabflußspenden $7 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$; das Einzugsgebiet mit dem höchsten Basisabfluß in Frankreich liegt in den Vogesen und in Norwegen liegt es im äußersten Nordwesten des Landes mit hohen mittleren Jahresniederschlägen.

In Finnland ist der klimatische Einfluß auf den Basisabfluß nicht direkt mit der Niederschlagsverteilung in Verbindung zu bringen. Hohe Basisabflußwerte werden im Nordosten und Südosten des Landes erreicht, in denen der mittlere Jahresniederschlag gering ist; er liegt zwischen 500 und 550 mm. Offensichtlich spielen in Finnland neben den geologischen, pedologischen und klimatischen Faktoren noch andere Faktoren eine den Basisabfluß bestimmende Rolle, wie z.B. die Landnutzung (Waldanteil, Verbreitung von Sumpf und Moor im Einzugsgebiet) und die Länge der Drainagegraben. Die Beziehung zwischen Basisabfluß und Gebietsmerkmalen wird in Kapitel 7.4.2 mit Hilfe multipler Regressionsverfahren genauer untersucht.

5.2.4 Räumliche Variabilität des Basisabflusses in Baden-Württemberg

Auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete (insgesamt 102 Gebiete) im Untersuchungsraum West-Europa wurde die Methode zur Ermittlung des Basisabflusses nach Kille aufgegriffen und weiterentwickelt. Die Modifikationen der Kille-Methode betreffen im wesentlichen die Methode der Separation des Basisabflusses, die auf einem neuen statistischen und damit objektiven, operationell einsetzbaren Verfahren beruht. Ferner wurde der Anwendungsbereich der modifizierten Methode untersucht. Die Untersuchungen an kleinen Einzugsgebieten haben gezeigt, daß sich das modifizierte Verfahren insbesondere für solche Gebiete eignet, die den Kurventyp I repräsentieren. Außerdem ist die Methode in der Regel unabhängig von den physiographischen Eigenschaften des Einzugsgebietes und damit uneingeschränkt einsetzbar (vgl. Kapitel 5.2.2.2 und 5.2.2.3). Für die Berechnungen der Basisabflußwerte standen ursprünglich aus ganz Baden-Württemberg 120 Stationen zur Verfügung. Aufgrund der in Kapitel 4 festgelegten Auswahlkriterien und der Klassifikation in Gebiete unterschiedlicher Kurventypen (I und II) konnte für insgesamt 57 Einzugsgebiete der Basisabfluß berechnet werden (vgl. Kapitel 5.2.2.2).

Tabelle 5.2 faßt die Schwankungsbreite des Basisabflusses für die ausgewählten Gebiete im Untersuchungsraum mit unterschiedlichen geologischen und pedologischen Eigenschaften zusammen.

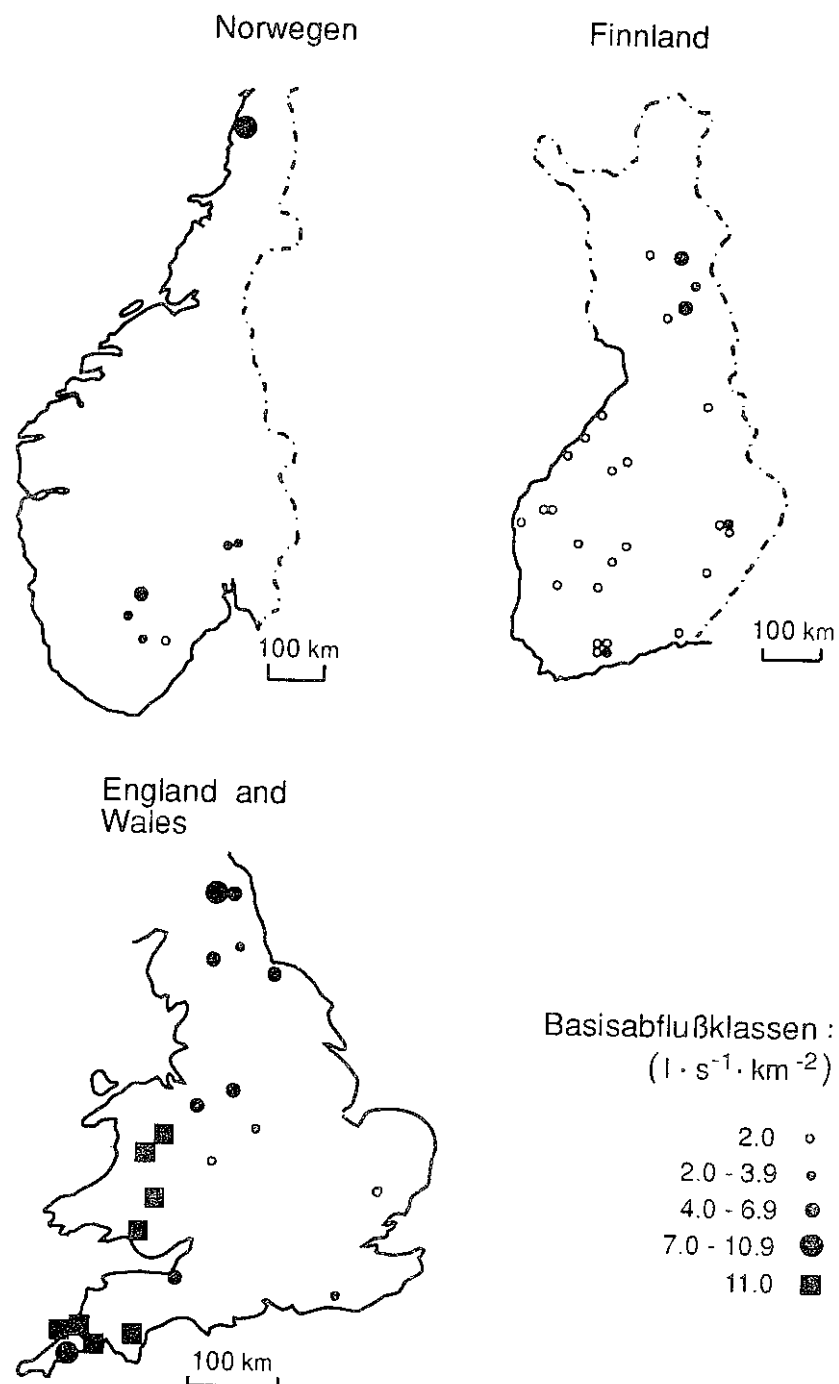


Abb. 5.5 Räumliche Verteilung des Basisabflusses für kleine Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum

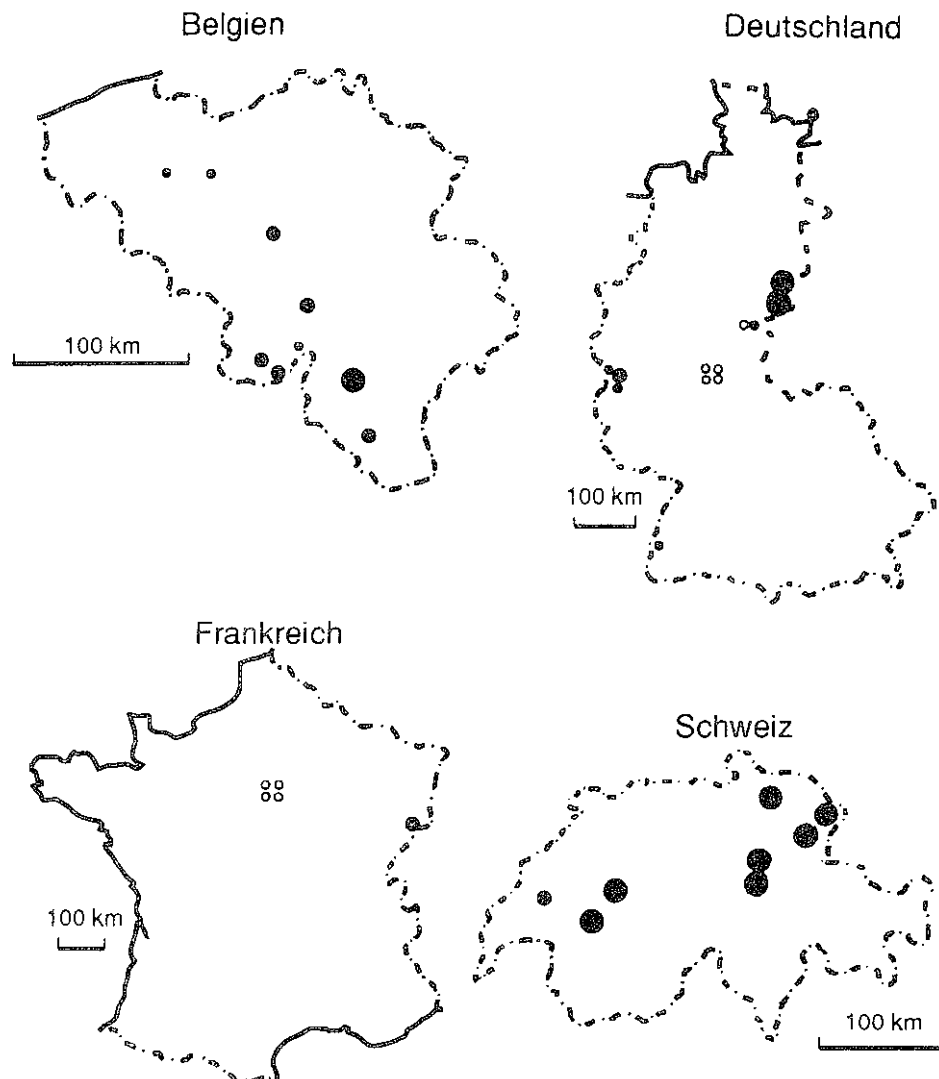


Abb. 5.5 Räumliche Verteilung des Basisabflusses für kleine Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum (Fortsetzung)

Generell variiert der Basisabfluß beträchtlich im Untersuchungsraum und innerhalb der einzelnen geologischen Formationen (selbst bei gleichem Bodentyp), wobei die Stärke der Schwankung von der Geologie und dem jeweiligen Bodentyp abhängig ist. Die höchsten spezifischen Basisabflußwerte wurden im Südschwarzwald im Kristallin mit Deckschichten aus Braunerden gefunden, während die niedrigsten Werte für Gebiete in der Schwäbischen Alp, im Malm (weißer Jura) mit einer Deckschicht aus Rendzinen, berechnet wurden. Vergleicht man die räumliche Verteilung des Basisabflusses mit der räumlichen Verteilung des Niederschlags, so zeigen sich beträchtliche Ähnlichkeiten, die den Schluß nahelegen, daß neben der Geologie und der Pedologie der Faktor Klima eine wichtige Rolle in Bezug auf die Höhe des Basisabflusses spielt.

Tab. 5.2 Schwankungsbreite des Basisabflusses bei verschiedenen geologischen und pedologischen Bedingungen für ausgewählte Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg

Geologie	Hydrogeologische Klasse	Minimum	Basisabfluß [l.s ⁻¹ .km ⁻²] (Bodentyp)	Maximum
Kalk, Sandstein	(HG7)	3.44 (Pseudogley)		5.62 (Braunerde)
Sandstein	(HG9)	3.57 (Parabraunerde)		7.75 (Parabraunerde)
	(HG11)	3.51 (Parabraunerde)		3.70 (Rendzina)
	(HG12)	8.58 (Braunerde)		13.57 (Braunerde u. Podsol)
Granit, Gneis (Kristallin)	(HG13)	2.73 (Braunerde)		17.33 (Braunerde)
verkarsteter Kalk	(HG14)	1.64 (Rendzina)		14.41 (Terra Fusca)

Ausgangsdatensatz sind die 74 Stationen, berücksichtigt wurden nur die Gebiete, die durch eine dominante (>65%) hydrogeologische Klasse und einen dominanten (>60%) Bodentyp charakterisiert werden.

Abbildung 5.6 zeigt die Variation des Basisabflusses im Untersuchungsraum Baden-Württemberg. Betrachtet man nun zusätzlich noch die geographische Lage der Einzugsgebiete im Untersuchungsraum, so zeigt sich auch hier, wie schon zuvor bei der Untersuchung auf der Basis kleiner Versuchsgebiete für den gesamten Untersuchungsraum, daß der Einfluß des Klimas deutlich auf die hohen Basisabflußwerte in Gebieten mit hohem Jahresniederschlag wirkt (vgl. Kapitel 5.2.3). Diese Tatsache trifft insbesondere auf Einzugsgebiete am Westrand des Süd- und des Nordschwarzwaldes zu. Die höchsten Werte des Basisabflusses wurden im Südschwarzwald mit 17 l.s⁻¹.km⁻² ermittelt, im Nordschwarzwald hingegen lag der maximale Wert des Basisabflusses bei 14 l.s⁻¹.km⁻². Die für den Nordschwarzwald berechneten niedrigeren Basisabflußwerte sind auf die geringeren mittleren Höhen dieses Gebirges und auf die damit verbundenen geringeren mittleren Jahresniederschläge zurückzuführen (vgl. Kapitel 2.2).

Auffällig ist, daß die Höhe der Niederschläge nicht nur mit der Höhenlage der Einzugsgebiete (orographische Niederschläge) sondern auch mit der Exposition der Einzugsgebiete verknüpft ist. Bei der Betrachtung der Einzugsgebiete auf der Leeseite des Süd- und Nordschwarzwaldes zeigt sich deutlich der Einfluß der Exposition auf den Basisabfluß. In diesen Gebieten nehmen die Basisabflüsse generell wieder ab und erreichen Werte zwischen 4 und 8 l.s⁻¹.km⁻². Damit

wird die Bedeutung des Niederschlages, die sich schon bei der Untersuchung in kleinen Einzugsgebieten abgezeichnet hat, bei der regionalen Untersuchung noch einmal unterstrichen.

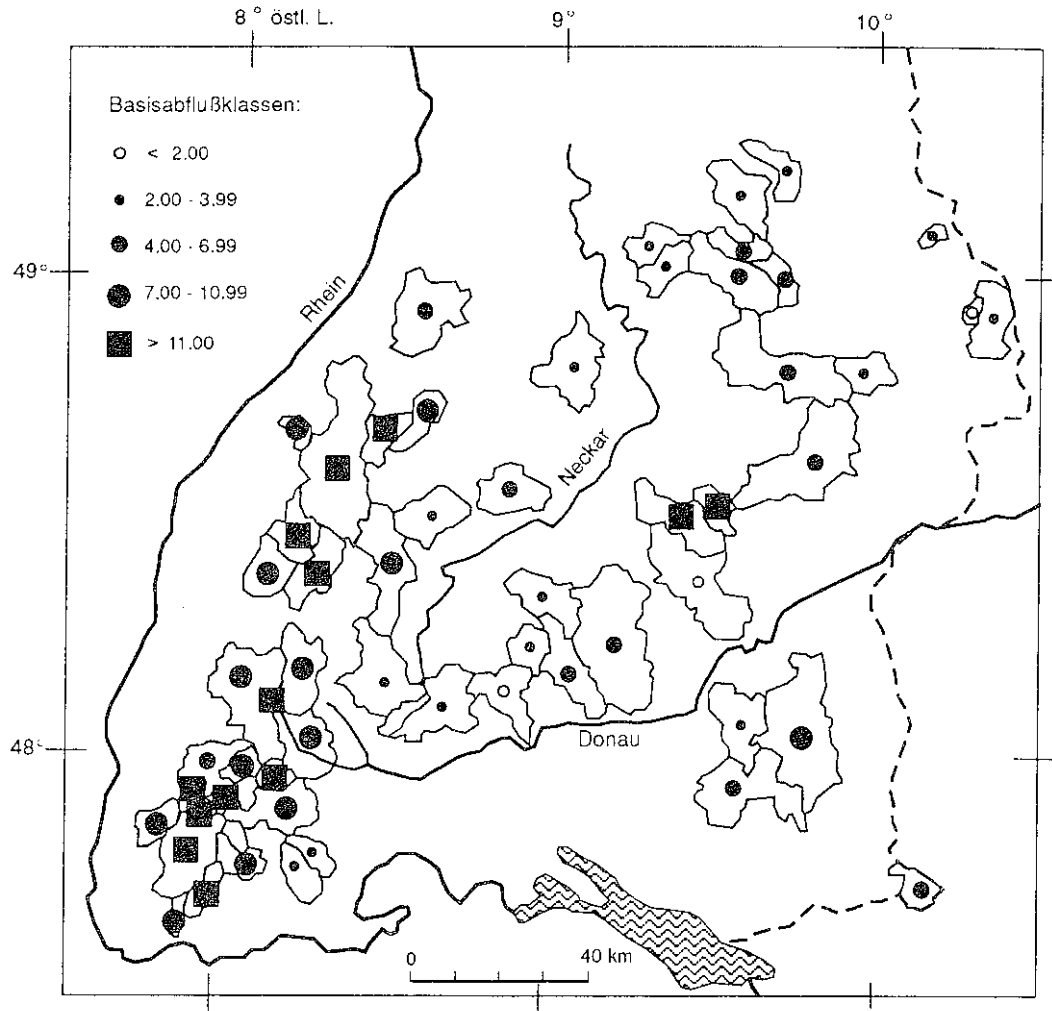


Abb. 5.6 Räumliche Verteilung des Basisabflusses im Untersuchungsraum Baden-Württemberg (Angaben in $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$)

Auf die große Variation des Basisabflusses wurde schon hingewiesen. Sie bezieht sich aber besonders auf die Gebiete des Südschwarzwaldes, des Nordschwarzwaldes und der Schwäbischen Alb, wo die Werte zwischen 4 und $17 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ liegen. Geringere Variationen zeigen sich jedoch im Voralpenland mit Werten zwischen 4 und $8 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ und im Keuper mit Werten zwischen 4 und $6 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Bedeutungslose Variationen sind hingegen im Muschelkalk zu verzeichnen, wo der Basisabfluß zwischen 3.1 und $3.6 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ schwankt.

Der prägende Einfluß des Klimas auf die Höhe des Basisabflusses läßt sich in den Gebieten der Schwäbischen Alb und des Muschelkalks nicht mehr nachweisen. In diesen Regionen spielen primär die geologischen bzw. hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet eine ausschlag-

gebende Rolle und damit wird die Übereinstimmung zwischen morphologischer und geologischer Wasserscheide wichtig. Nach VILLINGER 1982a kann die Lage der Karstwasserscheide im Malm bis zu 6 km im Vergleich zur topographischen Wasserscheide verschoben sein. In der Schwäbischen Alb entspringen zahlreiche Flüsse in Quellen, deren genaues Einzugsgebiet teilweise unbekannt ist. Daher ergeben sich bei der Betrachtung von flächennormierten Werten geringe Unsicherheiten.

So muß zum Beispiel bei den beiden benachbarten Zuflüssen der Donau bei Schmiecha (Pegel: Unterschmeien-Ort) und Lauchert (Pegel: Hitzkopfen) von unterschiedlichen hydrogeologischen Verhältnissen in den Einzugsgebieten ausgegangen werden (BERTLEFF 1986). Das Wasser der Schmiecha versickert zum großen Teil im Gerinne und tritt dann direkt in die Donau ein. Es liegt somit ein starker Grundwasserabstrom aus dem Einzugsgebiet vor, der deshalb am Pegel Unterschmeien-Ort nicht erfaßt werden kann. Dagegen ist die Lauchert als ein Vorfluter aufzufassen, der aus dem Karstgrundwasser über zahlreiche Quellen sein Wasser bezieht, wobei die Quellen in sein abgedichtetes Gerinne übertreten und damit oberflächlich der Donau zugeführt werden können. Aus diesem Grund liegt der Basisabfluß der Lauchert, trotz gleicher geologischer Bedingungen und nahezu identischer jährlicher Niederschlagshöhen (844 bzw. 843 mm) mit einem Wert von $6.38 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ höher als der der Schmiecha ($4.26 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). Für die Muschelkalkgebiete läßt sich die gleiche Problematik am Beispiel der Ammer (Pegel: Pfaffingen) zeigen (VILLINGER 1982b).

Die hohen Niederschläge im Schwarzwald, die ungefähr das Doppelte der übrigen Gebiete erreichen, bilden die Grundlage für hohe Grundwasserneubildungsraten. Diese Vorstellung widerspricht jedoch den Erkenntnissen des DVWK, der für den kristallinen Bereich Südwestdeutschlands von geringen Werten der Grundwasserneubildung ausgeht (vgl. DVWK 1982). Dem DVWK zufolge werden die Abflußvorgänge in diesen Bereichen geringmächtiger Kluftaquifere stark von den Zwischenabflußkomponenten geprägt. Einen Zwischenabflußanteil am Gesamtabfluß von 60-80% stellen WOHLRAB et al. 1992 im Rheinischen Schiefergebirge fest, wobei sie unter dem 'Basisabfluß' den 'grundwasserbürtigen Abfluß zuzüglich einer langsamen Zwischenabflußkomponente' verstehen, die jedoch nur mit tracerhydrologischen Methoden trennbar ist. Daß die hier verwendete Berechnungsmethode die von Oberflächen- und Zwischenabfluß beeinflussten niedrigsten mittleren Tageswerte der einzelnen Monate (MoNQ) erfolgreich reduziert, konnte für den Südschwarzwald gezeigt werden. Ob die berechneten Werte jedoch tatsächlich frei von Einflüssen des Zwischenabflusses sind, bleibt vor dem Hintergrund des angesprochenen Widerspruchs für die Gebiete im Schwarzwald noch ungeklärt.

5.2.5 Zusammenfassung

Die Methode zur Bestimmung des Basisabflusses aus einer Abflußganglinie (Zeiteinheit) geht auf Wundt zurück (vorgestellt Ende der 50er Jahre) und wurde zu Beginn der 70er Jahre von Kille weiterentwickelt. Sie basiert auf einer graphischen Abtrennung des Basisabflusses.

An dieser Stelle wurde dieses Verfahren in dieser Arbeit durch ein neues automatisiertes, statistisches Verfahren nach Demuth ersetzt. Aus dem rechnerischen Konstruktionsprinzip resultierten unterschiedliche Gebietsreaktionen, die im wesentlichen zwei voneinander verschiedene Typen von 'Dauerlinien' zur Folge haben und damit die Grenzen der Anwendung dieser Bestimmungsmethoden deutlich aufzeigen. Einzugsgebiete, die in die Kategorie II fallen, sind in den reliefarmen Gebieten der Niederlande, Schwedens und Finnlands zu finden. Gebiete mit ausgeprägten Reliefunterschieden, wie z.B. in Norwegen, England, Belgien, Deutschland und der Schweiz, ergaben 'Dauerlinien' der Kategorie I. Die Untersuchungen in Baden-

Württemberg haben gezeigt, daß das Demuth-Verfahren gerade in reliefbetonten Gebieten gute Ergebnisse liefert, und sie bestätigen somit die Erfahrungen aus Untersuchungen mit kleinen Versuchsgebieten.

Für die Einordnung eines Einzugsgebietes in eine der beiden Kategorien Typ I oder II stellt sich die Bestimmung der Dauerlinie als zusätzlich wichtiges Hilfsmittel heraus. Die Form der Abflußdauerlinie der Kategorie I weist auf ein Abflußregime mit hohen Speichereigenschaften und einem $Q(95)$ von 20% vom mittleren jährlichen Abfluß hin. Einzugsgebiete der Kategorie II haben während 20-25% der Zeit keinen Abfluß. Aus der Form der Abflußdauerlinie ergibt sich ein Einzugsgebiet mit geringer Speicherkapazität und einem $Q(95)$ von Null. Die Demuth-Methode läßt sich daher ausschließlich auf Einzugsgebiete der Kategorie I anwenden.

Die Variabilität des Basisabflusses wird vorwiegend durch die Geologie, den Boden und klimatische Faktoren bestimmt. Der Basisabfluß der schweizerischen und österreichischen Einzugsgebiete liegt in der Regel höher als der Basisabfluß der norwegischen Einzugsgebiete. Selbst die niederländischen Einzugsgebiete weisen einen höheren Basisabfluß als die norwegischen Einzugsgebiete auf. Dies läßt sich auf geringere Bodenmächtigkeit der norwegischen Untersuchungsgebiete zurückführen. Für Finnland wurden nur geringe Basisabflüsse ermittelt, die zudem nur geringe Variabilität für das gesamte Land zeigten.

Neben dem Einfluß der Geologie und der Bodenart wird die Variabilität des Basisabflusses auch durch die geographische Lage des Einzugsgebietes geprägt. Dies zeigt deutlich den Einfluß, den das Klima auf die Höhe des Basisabflusses hat. Mit Ausnahme der finnischen Einzugsgebiete konnte festgestellt werden, daß in Gebieten mit hohen Niederschlägen hohe Basisabflüsse erzielt wurden, wobei der Niederschlag in Finnland eben eine untergeordnete Rolle bei der Beurteilung der Höhe des Basisabflusses spielt. Es wird angenommen, daß hier die bestimmenden Faktoren für den Basisabfluß sowohl die Bodenart als auch die Art der Landnutzung (Waldanteil, Mooranteil) und die Dichte der Entwässerungskanäle sind.

Der Einfluß des Klimas hat sich bei der Untersuchung der kleinen Einzugsgebiete für den gesamten Untersuchungsraum West-Europa als entscheidender Faktor für die Höhe des Basisabflusses herauskristallisiert und wurde durch die regionale Untersuchung in Baden-Württemberg im wesentlichen bestätigt. Bei dieser detaillierten Untersuchung kommt jedoch noch ein weiterer Aspekt hinzu. Der Basisabfluß hängt nicht nur von der Eingangsgröße Niederschlag und dem Relief ab, sondern wird außerdem auch durch die Exposition des Einzugsgebietes beeinflusst. Dieser Expositions-Effekt wird deutlich, wenn man die Höhe des Basisabflusses auf den Leeseiten des Süd- bzw. des Nordschwarzwaldes betrachtet. Dort nehmen nämlich die Basisabflüsse wieder deutlich ab.

5.3 Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie

5.3.1 Einführung

Mit der Häufung extremer Trockenwetterperioden in den letzten Jahren ist ein verstärktes Interesse an der Beschreibung und Bewertung von Speichereigenschaften einzelner Einzugsgebiete entstanden. Die Aussagen über Speichereigenschaften eines Aquifers können über die Parameter der Trockenwetterauslauflinie, die aus der Abflußganglinie ermittelt wird, abgeleitet werden. Für den operationellen Einsatz werden erste methodische Untersuchungen zur mathe-

matischen Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie im Niedrigwasser in dieser Studie vorgestellt. Dabei wird auf die vom Autor im Rahmen des FREND-Projektes entwickelten rechnergestützten Verfahren zurückgegriffen (DEMUTH 1989, TALLAKSEN 1991). In dieser Studie wurde nur die Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses betrachtet. Deshalb wurde aus der Vielzahl der verwendeten Modelle entsprechend den Empfehlungen des Nationalen IHP/OHP Deutschlands ein einfaches exponentielles Modell ausgewählt (IHP/OHP 1983). Dabei wurde das ursprüngliche Modell modifiziert, indem eine 'Verschiebungs-Prozedur' entwickelt wurde, die es erlaubt, die mittlere Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses abzuschätzen. Diese Entwicklung einer 'Matching Strip' - Methode ermöglicht es, die mittlere Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses automatisch mit Hilfe einer statistischen Prozedur herzuleiten. Die beiden Modelle wurden auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete einem ersten Test auf Anwendbarkeit unterzogen. Weiterhin wurden die Parameter der Modelle auf Sensitivität gegenüber den Randbedingungen wie Anfangsbedingung (Startwert), Länge der Falllinien und Auswahl der Jahreszeit untersucht. An Hand von ausgewählten Flußgebieten aus der Bundesrepublik Deutschland werden die räumliche und zeitliche Variabilität der Speichereigenschaften beschrieben und erste Untersuchungen zur Klassifikation der Auslaufkoeffizienten auf der Basis chronologisch-geologischer Gruppen durchgeführt.

5.3.2 Historischer Rückblick

Erste Untersuchungen zur Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie basierten auf mathematisch-statistischen und graphischen Verfahren. So wurden im letzten Jahrhundert von Boussinesq die Voraussetzungen für die mathematische Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie geschaffen (BOUSSINESQ 1904, HALL 1968). Boussinesq stellte eine nichtlineare Differentialgleichung für die Fließbewegung in einem Aquifer auf. Dabei besitzt die Gleichung Gültigkeit für ideale Bedingungen wie z.B. keine Verluste durch Evapotranspiration und keinen Zu- bzw. Abstrom aus dem Grundwasserkörper. Boussinesq linearisierte die Gleichung, indem er von einem System ausging, das als Dupuit-Boussinesq Aquifer bezeichnet wird. In diesem System wird nach Dupuit davon ausgegangen, daß die vertikalen Fließbewegungen und der Einfluß der Kapillarität über dem Wasserspiegel vernachlässigt werden können. Mögliche Lösungen der Dupuit-Boussinesq Differential-Gleichung sind eine hyperbolische oder eine einfache exponentielle Funktion. Letztere wurde zuerst von MAILLET 1905 und später von BARNES 1939 erfolgreich angewandt. Dabei diskutiert MAILLET in diesem Zusammenhang verschiedene Einflußfaktoren wie Stabilität des Abflusses, Einzugsgebietsgröße, Gerinnegeometrie und den Vorniederschlag. Die Interpretation der Trockenwetterauslaufkurve mit Hilfe eines graphischen Verfahrens wurde zuerst von BARNES 1939 eingeführt und wurde später von zahlreichen Autoren angewandt, um zwischen einzelnen Komponenten der Auslaufkurve unterscheiden können (KUNKEL 1962, HEWLETT & HIBBERT 1963, INESON & DOWNING 1964, KLASSEN & PILGRIM 1975, SINGH & STALL 1971). Die Auslaufkurve wurde traditionell in die drei linearen Komponenten 'Direktabfluß', 'Interflow' und 'Basisabfluß' unterteilt. Dabei werden die einzelnen Komponenten als parallel geschaltete Speicher betrachtet und durch Summation dreier einfacher Exponentialgleichungen beschrieben. Diese überlagerten Exponentialfunktionen beschreiben die Reaktion aller im Einzugsgebiet beteiligten Speicher. PETRAS 1986 entwickelte diese Idee weiter und stellte in seiner Studie einen neuen mathematischen Ansatz vor, bei dem die Trockenwetterauslauflinie aus mehreren exponentiellen Gleichungen zusammengesetzt wird. Das einfache exponentielle Modell mit einem einzigen Term wurde später von verschiedenen Autoren angewandt.

Korrelationsmethode

Ein weitverbreitetes rechnerisches Verfahren zur Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie ist die Korrelationsmethode (LANGBEIN 1938). Diese Methode ist insbesondere in der angelsächsischen hydrologischen Literatur verbreitet. Basierend auf einem einfachen exponentiellen Modell werden dabei die Abflußwerte Q_0 gegen Q_t abgetragen. Der Abszissenwert Q_0 und der Ordinatenwert Q_t sind durch den Zeitschritt t voneinander getrennt. FEDERER 1973 gibt den Zeitschritt t mit einem Tag an. Die Bestimmung der Speicherkonstante erfolgt danach über eine Gerade, die durch den Ursprung und den höchsten Q_t -Wert festgelegt wird. Das INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980 wählte ein Zeitintervall von zwei Tagen und NATHAN & McMAHON 1990 betont, daß es sehr wichtig sei, die Zeitschritte so lang wie möglich zu wählen, um das subjektive Element, bei der Konstruktion der Geraden auszuschalten. Erste Anwendungen dieser Methode gehen wiederum auf MAILLET zurück. KNISEL 1963 hat in einer Studie das Auslaufverhalten des Basisabflusses mit Hilfe der Korrelationsmethode beschrieben, um Beziehungen zwischen der Speicherkonstanten und der Geologie aufzustellen. In den Low Flow Studies wurde eine rechnergestützte Version vorgestellt, die eine operationelle Anwendung auf eine große Anzahl von Einzugsgebieten erlaubt (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980).

Tabulating Method

Ein weiteres einfaches rechnerisches Verfahren zur Ermittlung der Parameter der Trockenwetterauslauflinie stellt die 'Tabulating Method' dar (JOHNSON & DILS 1956). Bei dieser Methode wird die Auslauflinie durch Mittelung berechnet. In einem ersten Schritt wird eine Trockenwetterauslauflinie mit mindestens 10 Tagen Dauer ausgesucht. Entlang dieser Auslauflinie werden dann in einer Tabelle die Anfangsabflüsse der übrigen Auslauflinien nach rechts oder links verschoben bis sie übereinstimmen. Zuletzt wird spaltenweise gemittelt. Diese Methode wird heute selten angewandt.

Matching Strip Method

Bei der 'Matching Strip' - Methode, einem graphischen Verfahren, werden die einzelnen Auslauflinien graphisch überlagert (TOEBES & STRANG 1964). Dabei bleibt es dem Bearbeiter überlassen, eine ausgleichende Haupt- bzw. mittlere Trockenwetterauslauflinie durch das Ästegewirr zu legen. Kurven, die stark von den übrigen abweichen, werden ausgeschieden (DRACOS 1980). Mit Hilfe unterschiedlicher Ausreißer-Eliminationsverfahren wurde versucht, diesen subjektiven Ansatz zu objektivieren. PEREIRA & KELLER 1982b tragen die Koeffizienten α gegen den Anfangswert Q_0 ab und verwerfen alle 'unpassenden' Kombinationen. NATHAN & McMAHON 1990 entwickelten eine halbautomatische Methode, die die Trockenwetterperioden automatisch aus der Ganglinie heraussucht und der Größe nach in semilogarithmischem Maßstab aufträgt. Der Bearbeiter verschiebt dann die einzelnen Auslaufäste interaktiv, bis sie sich in der gewünschten Form überlagern. Durch die Automatisierung wird diese Methode weniger zeitintensiv, bleibt jedoch subjektiv. Die Korrelationsmethode hat jedoch gegenüber der 'Matching Strip' - Methode entscheidende Vorteile: Sie ist objektiv, die Ergebnisse sind reproduzierbar und ihre Handhabung ist einfach.

Beziehung zu Gebietsmerkmalen

Verschiedene Autoren beschreiben den Zusammenhang zwischen Gebietsparametern und gebietsspezifischem Auslaufverhalten. So fanden JOSOPAIT & LILLICH 1975 einen Zusam-

menhang zwischen den Geofaktoren Bodenart bzw. oberflächennaher Deckschicht, Bewuchs sowie Niederschlag und der Trockenwetterauslauflinie. KNISEL 1963, NARBE 1968, WEYER & KARRENBURG 1970, WEYER 1972, EINSELE 1978 und TOUSSAINT 1981 stellten eine Beziehung zur Geologie her, wobei die Arbeit von WEYER & KARRENBURG für das Rheinische Schiefergebirge und Teile des Münsterlands gilt. TOUSSAINT beschränkte sich auf Flußgebiete in Hessen und wählte speziell das Trockenjahr 1976 für seine Untersuchungen. WEISMAN 1977 untersucht den Einfluß der Evapotranspiration auf die Trockenwetterauslauflinie. Dabei verglich er die Rezessionskonstante mit täglichen Verdunstungswerten, die er aus der Class-A-Pan Verdunstungswanne ermittelte. PEREIRA & KELLER 1982a untersuchten mit Hilfe der multiplen Regressionsanalyse den Einfluß von Gebietsparametern auf die Trockenwetterauslauflinie. Eine zusammenfassende Übersicht über die Anwendung verschiedener Gleichungen zur Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie wird in TOEBES & STRANG 1964 gegeben.

5.3.3 Methode zur Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie

Unter der Trockenwetterauslauflinie oder dem fallenden Ast einer Abflußganglinie versteht man diejenige Ganglinie, die durch Mittelung der abfallenden Teilstücke von Hochwasserganglinien, die nicht durch Nachregen beeinflusst sind, entsteht (DIN 4049). Im unteren Bereich geht sie in die Trockenwetterganglinie über. Diejenigen Parameter, die eine Trockenwetterauslauflinie charakterisieren, erhält man durch Anpassung eines geeigneten Modells. Der Vorteil bei der Wahl einer mathematischen Funktion als Anpassungsinstrument besteht darin, daß die Form der Trockenwetterauslauflinie durch die Werte der Konstanten beschrieben werden kann. Die Auswahl des mathematischen Modells ist somit zweckgebunden und zielorientiert (TOEBES & STRANG 1964). Stehen Vorhersagen im Vordergrund der Untersuchungen, so ist eine genaue Anpassung der Kurve besonders im unteren Teil erforderlich, während für die Speicherberechnung Modelle gefragt sind, die den gesamten Bereich der Auslauflinie mit einer hohen Genauigkeit anpassen. Untersucht man jedoch Gebiete im Vergleich, so sind die hyperbolische oder die einfache Exponentialfunktion anderen Funktionen vorzuziehen, da beide Modelle nur einen zu bestimmenden Parameter besitzen. In dieser Studie steht die vergleichende Untersuchung von Einzugsgebieten aus dem Untersuchungsraum im Vordergrund, so daß aus diesem Grund ein einfaches Exponentialmodell ausgewählt wurde. In diesem Modell wird angenommen, daß die Speicher-Abflußbeziehung linear ist. Die Modellvorstellung geht von dem Speicherzufluß, dem Speicherinhalt und dem Speicherabfluß aus (vgl. Abbildung 5.7).

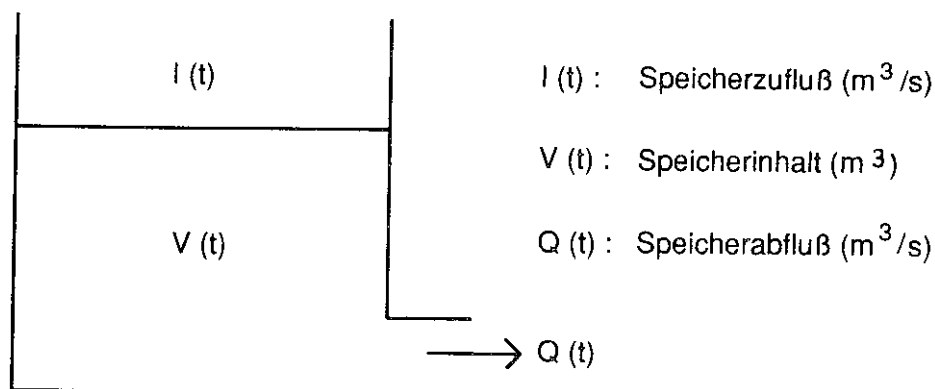


Abb. 5.7 Modell eines linearen Speichers

Erhält ein Flußeinzugsgebiet, bedingt durch niederschlags- und schmelzwasserfreie Perioden, keinen Zufluß mehr, d.h. wird der Speicher im Einzugsgebiet nicht weiter aufgefüllt, so findet dennoch eine langsame Entleerung des Inhalts statt. Diese Entleerung des Speichers ist nach der Theorie lediglich vom Füllungsgrad des Speichers abhängig, also direkt proportional zum Speicherinhalt. Führt man einen Proportionalitätsfaktors ein, so ergibt sich aus der Kontinuitätsgleichung folgender Zusammenhang:

$$Q(t) \cdot k = V(t) \quad (5.1)$$

Die Differenz zwischen Speicherzufluß $I(t)$ und Speicherabfluß $Q(t)$ bewirkt eine Änderung des Speicherinhalts. Mathematisch formuliert erhält man:

$$I(t) - Q(t) = dV(t)/dt \quad (5.2)$$

Durch Umformung und Substitution der beiden Gleichungen (5.1) und (5.2) ergibt sich:

$$k \cdot dQ(t)/dt + Q(t) = I(t) \quad (5.3)$$

Zum Zeitpunkt $t_0 = 0$, nachdem kein Zufluß mehr stattfindet ($I(t) > t_0 = 0$), wird aus Gleichung 5.3 eine Differentialgleichung der Form:

$$k \cdot dQ(t > t_0)/dt + Q(t_0) = 0 \quad (5.4)$$

Für diese Differentialgleichung veröffentlichte BOUSSINESQ 1904 eine einfache Exponentialfunktion als Lösung. Die Gleichung hat die Form:

$$Q_t = Q_0 \exp(-(t-t_0)/k) \quad (5.5)$$

mit	Q_0	=	Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie zum Zeitpunkt t_0
	Q_t	=	Abfluß einer Trockenwetterauslauflinie nach der Zeit t ($t > 0$ Tage)
	k	=	Speicherkonstante

wobei die Speicherkonstante k durch den Leerlaufkoeffizienten $\alpha = 1/k$ ersetzt wurde. Setzt man den Zeitpunkt $t_0 = 0$, vereinfacht sich die Gleichung zu

$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (5.6)$$

Bevor die Parameter der Trockenwetterauslauflinie berechnet werden können, müssen die einzelnen Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie extrahiert werden. Dies geschieht nach folgenden Auswahlkriterien:

- (1) Auswahl der einzelnen Segmente aus Zeitperioden, in denen der Abfluß den mittleren Abfluß (MQ) nicht überschreitet.

- (2) Der Anfang des ausgewählten Segments liegt mindestens zwei Tage nach dem Peak des vorangegangenen Anstiegs.
- (3) Erste Auswahl eines einzelnen Segments erfolgt, wenn die ersten drei mittleren Tagesabflüsse abnehmen. Die nachfolgenden Abflüsse werden dann sukzessive mit einbezogen.
- (4) Die Trockenwetterauslauflinie besitzt eine Minstdauer von sieben ununterbrochenen Tagen mit mindestens drei abnehmenden Abflußwerten, wobei kleine Peaks geglättet werden.

Die Länge der Trockenwetterauslauflinien kann unterschiedliche Werte annehmen. Die minimale Länge einer Trockenwetterauslauflinie wird übereinstimmend zwischen vier und zehn Tagen angegeben (FARVOLDEN 1963, JAMES & TOMPSON 1970, WEISMAN 1977, JONES & MCGILCHRIST 1978, TALLAKSEN 1987, BAKO & OWOADE 1988). Trockenwetterperioden länger als 10 Tage wurden von ANDO et al. 1986 und VOGEL & KROLL 1988 untersucht. In dieser Studie wird mit Trockenwetterperioden ab sieben Tagen gearbeitet, wobei eine Beschränkung auf maximale Längen der Auslaufäste nicht vorgenommen wurde.

Inwieweit ein einzelner Term aus Gleichung (5.6) für die Modellierung der Trockenwetterauslauflinie verantwortlich ist, hängt in erster Linie von der Kurvenform des fallenden Astes ab und dieser wiederum von den geologischen und pedologischen Eigenschaften des Einzugsgebietes. Als Entscheidungshilfe für die mögliche Konstruktion eines zweiten Terms in Gleichung (5.6) wurde eine Stichprobe von insgesamt 700 einzelnen Ästen aus verschiedenen Trockenwetterauslauflinien unterschiedlicher Einzugsgebiete einer visuellen Inspektion unterworfen. Bezogen auf das gesamte Datenkollektiv der kleinen Untersuchungsgebiete entspricht das etwa 10% der Gesamtzahl der extrahierten Äste. Nur in wenigen Ausnahmen zeigten sich Falllinien mit einer signifikanten Veränderung der Steigung während der Abnahme, so daß eine Beteiligung eines weiteren Speichers während des Auslaufvorgangs aus der Ganglinie nicht abgeleitet werden konnte. Damit zeigt sich auch, daß der Startwert niedrig genug angesetzt wurde, um die Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses zu beschreiben. Die maximale Anzahl der in einer Trockenwetterauslauflinie gefundenen Abflußwerte lag bei 32, so daß in einigen wenigen Fällen für die Konstruktion eines zweiten Terms im besten Fall maximal vier Werte zur Verfügung gestanden hätten. Auch aus diesem Grunde wurde auf die Konstruktion eines zweiten Terms verzichtet und ein einfaches Exponentialmodell für die Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie als angemessen erachtet. Folglich charakterisiert jeweils nur ein Wert für den Auslaufkoeffizienten α und den Anfangsabfluß Q_0 das Ausflußverhalten.

Gleichung (5.6) kann durch Logarithmieren in eine Geradengleichung mit folgender Form transformiert werden:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha t \quad (5.7)$$

Dabei entspricht der Ausflußkoeffizient α der Steigung der Geraden, und repräsentiert das Speicherverhalten eines Einzugsgebietes. Die Werte von α liegen in der Praxis meistens im Bereich zwischen 0.02 d^{-1} und 0.10 d^{-1} und werden direkt mit den hydraulischen Eigenschaften eines Grundwasserleiters in Verbindung gebracht. Hohe α -Werte und damit schnelles Auslaufen des Speichers weisen auf hohe Boden- und Gesteinsdurchlässigkeiten hin. Langsam drainierende Klüfte und Poren führen hingegen zu niedrigen α -Werten. Der zweite Parameter der Trockenwetterauslauflinie, der Anfangsabfluß Q_0 repräsentiert einen Achsenabschnitt der Geraden zum Zeitpunkt $t = 0$. In Abbildung 5.8 ist die Ableitung des Auslaufkoeffizienten α

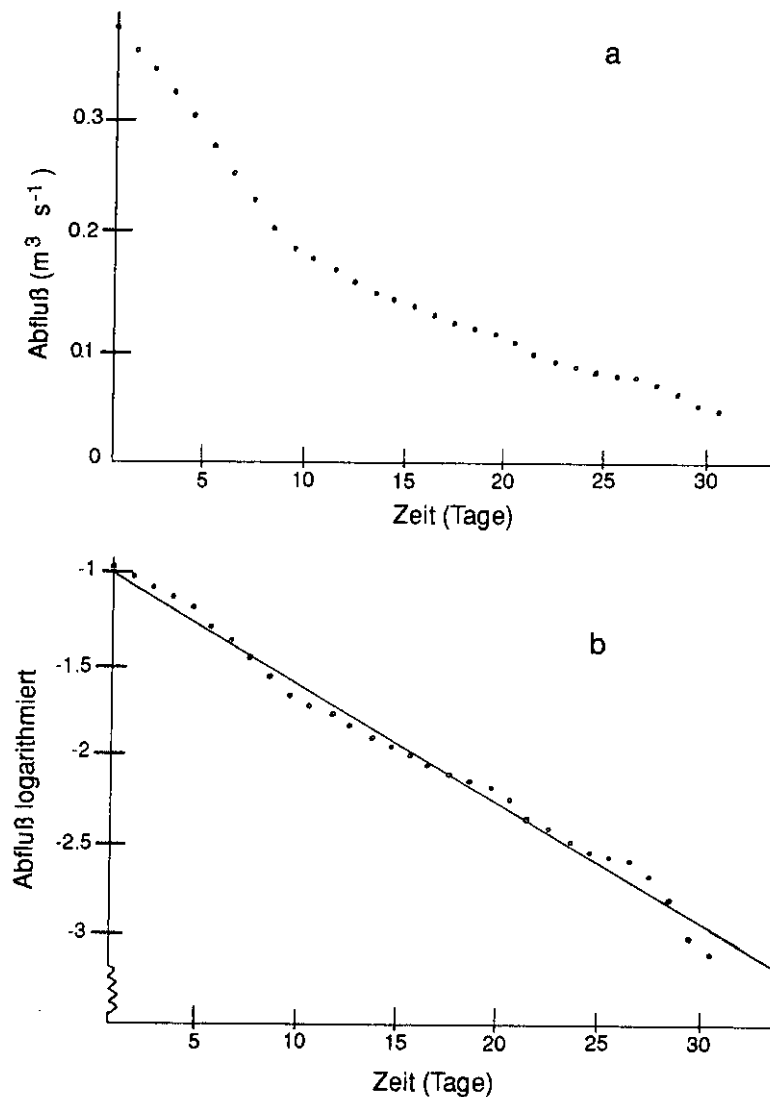


Abb. 5.8 Beispiel einer einzelnen Auslauflinie bestehend aus 31 Tagesabflüssen aus einem finnischen Einzugsgebiet. a) linearer Maßstab b) logarithmischer Maßstab

zusammen mit dem Anfangsabfluß Q_0 für ein Einzugsgebiet in Finnland dargestellt (ein einzelner Ast der Trockenwetterauslauflinie während des Sommers) und zeigt (a) den Rückgang des Basisabflusses im linearen Maßstab und (b) die logarithmisch transformierten Abflußwerte. Die Parameter für den einzelnen Ast der Trockenwetterauslauflinie in diesem Beispiel sind : $Q_0 = 0.3995 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_t = 0.0515 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $t = 31$ Tage, $\alpha = 0.0661$ und einem Korrelationskoeffizient $r = -0.995$.

In der Regel wird die Auslaufkonstante $e^{-\alpha}$ durch die Größe K ersetzt, wobei K das Verhältnis des Abflusses zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tagen beschreibt. Theoretisch kann K Werte zwischen 0 und 1.0 annehmen; in der Praxis liegen sie jedoch zwischen 0.6 und 1.0 mit einer sehr deutlichen Bündelung bei Annäherung an den Wert 1. Eine Alternative zur Auslaufkonstanten K bietet die Halbwertszeit $t_{0.5}$. Unter der Halbwertszeit versteht man die Zeit, in der der Abfluß auf die Hälfte seines Anfangswertes zurückgeht (MARTIN 1973). Die Halbwertszeit wird durch Substitution von $t_{0.5}$ in Gleichung 5.2 berechnet. Damit erhält man:

$$Q_{t0.5} = Q_0 e^{-\alpha t0.5} \quad (5.8)$$

mit $Q_{t0.5} = \text{Abflu\ss zum Zeitpunkt } t = 0.5$

Nach Definition der Halbwertszeit $t_{0.5}$ ergibt sich für den Abflu\ss Q_0 :

$$2Q_{t0.5} = Q_0 \quad (5.9)$$

Substituiert in Gleichung (5.8) ergibt:

$$Q_{t0.5} = 2Q_{t0.5} e^{-\alpha t0.5} \quad (5.10)$$

Durch mehrfache Umformung erhält man schließlich für die Halbwertszeit:

$$t_{0.5} = \ln 2 / \alpha \quad (5.11)$$

Mit der Beschreibung der Auslaufkonstanten K durch die Halbwertszeit erhält diese Grö\ss e eine physikalische Bedeutung, wodurch die Ergebnisse leichter zu interpretieren sind. Die Halbwertszeit kann theoretisch Werte zwischen Null und Unendlich annehmen, womit eine Bündelung des K -Wertes bei der Annäherung an den Wert 1 entfällt. Die physikalische Bedeutung der Auslaufkonstanten K ist bislang schwer interpretierbar und wird daher in ihrer ganzen Aussage nicht verstanden (MARTIN 1973). Im oben erwähnten Beispiel errechnet sich die Auslaufkonstante $K = 0.936$ und die Halbwertszeit beträgt 10.5 Tage.

5.3.3.1 Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses (DEREC1)

Jede einzelne Hochwasserganglinie ist ein kurzzeitiges Ereignis und die dazugehörige Trockenwetterauslauflinie variiert von einer Hochwasserganglinie zur nächsten aufgrund der Variationen im Speicher und den Variationen in den bodenphysikalischen Parametern, der Stärke des Vorniederschlags und schließlich aufgrund der Jahreszeit (RIGGS 1964). Mehrere unterschiedliche Abflu\ss ganglinien, die verschiedene Abflu\ss höhen repräsentieren und damit indirekt unterschiedliche Füllungsgrade des Speichers wiedergeben, können zu einer mittleren Trockenwetterauslauflinie kombiniert werden. Dazu wurde vom Autor ein Computerprogramm in der Sprache FORTRAN entwickelt, das einen operationellen Einsatz auf Daten aus dem Untersuchungsraum ermöglicht (DEMUTH 1988). Das rechnergestützte Verfahren wird im folgenden mit DEREC1 bezeichnet.

Die neu entwickelte automatisierte Methode bietet die Möglichkeit, aus einer beliebig langen hydrologischen Zeitreihe mit täglichen Abflüssen eine ausgewählte Periode herauszugreifen. Danach wird für diese Periode der mittlere Abflu\ss wert berechnet, der zugleich auch der höchstmögliche Anfangswert Q_0 einer Trockenwetterauslauflinie ist. Mit Festlegung der Jahreszeit werden dann für die ausgewählte Periode alle Trockenwetterauslauflinien aus der Abflu\ss ganglinie herausgegriffen. Die Trockenwetterauslauflinien werden der Länge nach geordnet und in Gruppen gleicher Länge zusammengefa\ss t, so da\ss die Möglichkeit besteht, unterschiedlich lange Trockenwetterphasen miteinander vergleichen zu können. Jetzt werden die Abflu\ss werte jedes einzelnen Auslaufastes durch logarithmische Transformation in eine Geradengleichung

umgewandelt. Über die Methode der kleinsten Fehlerquadrate werden die Parameter der Geraden, der Anfangsabfluß Q_{0k} und die Auslaufkoeffizienten α_k , abgeschätzt. Diese Abschätzung wird solange wiederholt, bis alle Parameter Q_{0k} und α_k aller Auslaufäste ($k = 1, \dots, N$) berechnet sind. Abschließend wird die mittlere Trockenwetterauslaufkurve über arithmetische Mittelung aller Anfangsabflußwerte Q_{0k} und aller Auslaufkoeffizienten α_k der einzelnen Trockenwetterauslauflinien ermittelt.

Die mittlere Trockenwetterauslaufkurve berechnet sich aus:

$$Q_t = Q_0^* \exp(-\alpha^* t) \quad (5.12)$$

wobei der Anfangsabfluß Q_0^* und der Auslaufkoeffizient α^* beide über das arithmetische Mittel berechnet werden:

$$Q_0^* = 1/N \sum Q_{0k} \quad (5.13)$$

und

$$\alpha^* = 1/N \sum \alpha_k \quad (5.14)$$

Das Verfahren zur Berechnung einer mittleren Auslaufkurve des Basisabflusses wird in Abbildung 5.9 an einem Beispiel mit drei einzelnen Auslaufästen veranschaulicht.

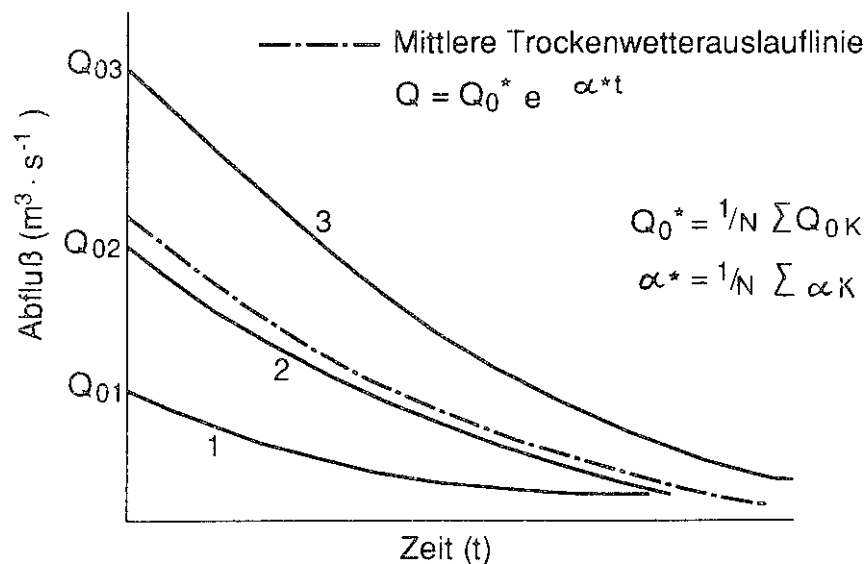


Abb. 5.9 Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslaufkurve, die auf einer einfachen arithmetischen Mittelung des Anfangswertes und des Auslaufkoeffizienten am Beispiel von drei Auslaufästen basiert (schematisch)

5.3.3.2 Modifikation der Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslauf- linie des Basisabflusses (DEREC2)

Die Berechnung der mittleren Trockenwetterauslauflinie unter Anwendung der Gleichung (5.12) hat den Nachteil, daß diese die Variabilität des Auslaufkoeffizienten α nicht berücksichtigt, was für vergleichende Untersuchungen hätte von Nutzen sein können. Daher wurde die Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslauflinie modifiziert, wobei das einfache lineare Exponentialmodell zugrunde gelegt wird (vgl. Kapitel 5.3.3.1 Gleichung 5.12). Das modifizierte Verfahren wird im laufenden Text mit DEREC2 bezeichnet. Die Auswahlkriterien für die einzelnen Trockenwetterauslauflinien wurden aus dem Modell DEREC1 übernommen. Die Modifikation der Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslauflinie zeigt die Abbildung 5.10 a, b und c, wobei die mittlere Trockenwetterauslaufkurve unter Verwendung dreier Auslaufkurven konstruiert wurde. In diesem Ansatz werden die Auslaufäste nicht als einzelne Segmente angesehen, und ihre Parameter Q_0 und α werden nicht einzeln berechnet. Stattdessen werden die Auslaufäste in ihre Abflußwerte zerlegt und in einer Matrix zusammengefaßt, in der jeder x_i -Wert mit einem y_{ik} -Wert assoziiert ist. Zur Veranschaulichung sind die einzelnen Auslaufkurven durch eine unterbrochene Linie dargestellt (vgl. Abbildung 5.10).

Einzelne Werte für den Anfangsabfluß Q_0 und den Auslaufkoeffizienten α werden dann unter Verwendung der Methode der kleinsten Fehlerquadrate und der vorherigen logarithmischen Transformation der Abflußwerte aus den einzelnen Segmenten über die Normalgleichungen berechnet. Die den Berechnungen zugrundegelegten Normalgleichungen lauten:

$$\sum \sum y_{ik} = \alpha \sum n_i x_i + n b \quad (5.15)$$

$$\sum \sum x_i y_{ik} = b \sum n_i x_i + \alpha \sum n_i x_i^2 \quad (5.16)$$

Aus den Normalgleichungen (5.15) und (5.16) erhält man durch Umformung den Anfangsabfluß Q_0 und den Auslaufkoeffizienten a . Die daraus resultierende, geschätzte, mittlere Trockenwetterauslaufkurve hat die mathematische Form:

$$Q_t^* = Q_0 \exp(-\alpha^* t) \quad (5.17)$$

Sie enthält alle Rezessionsäste (vgl. Abbildung 5.10). Im nächsten Schritt wird die mittlere Trockenwetterauslaufkurve in y-Richtung verschoben (vgl. Abbildung 5.10 b). Dazu muß zuerst der maximale Anfangsabfluß $Q_{0\max}$ gefunden werden. Danach wird $Q_{0\max}$ in Gleichung 5.17 substituiert, so daß die neue Gleichung

$$Q_t' = Q_{0\max} \exp(-\alpha' t) \quad (5.18)$$

lautet, wobei zu beachten ist, daß die Auslaufkoeffizienten α^* und α' in den Gleichungen 5.17 und 5.18 identisch sind (da nur eine Verschiebung der Kurve A^* stattgefunden hat und die neue mittlere Trockenwetterauslaufkurve A' ist).

Jetzt wird im nächsten Schritt jeder einzelne Ast der Auslauflinie mit seinem Anfangsabfluß Q_0 in t-Richtung zu der entsprechenden Position auf der mittleren Trockenwetterauslauflinie A' verschoben (vgl. Abbildung 5.10 b). Bevor eine Auslauflinie auf ihre neue Position auf der

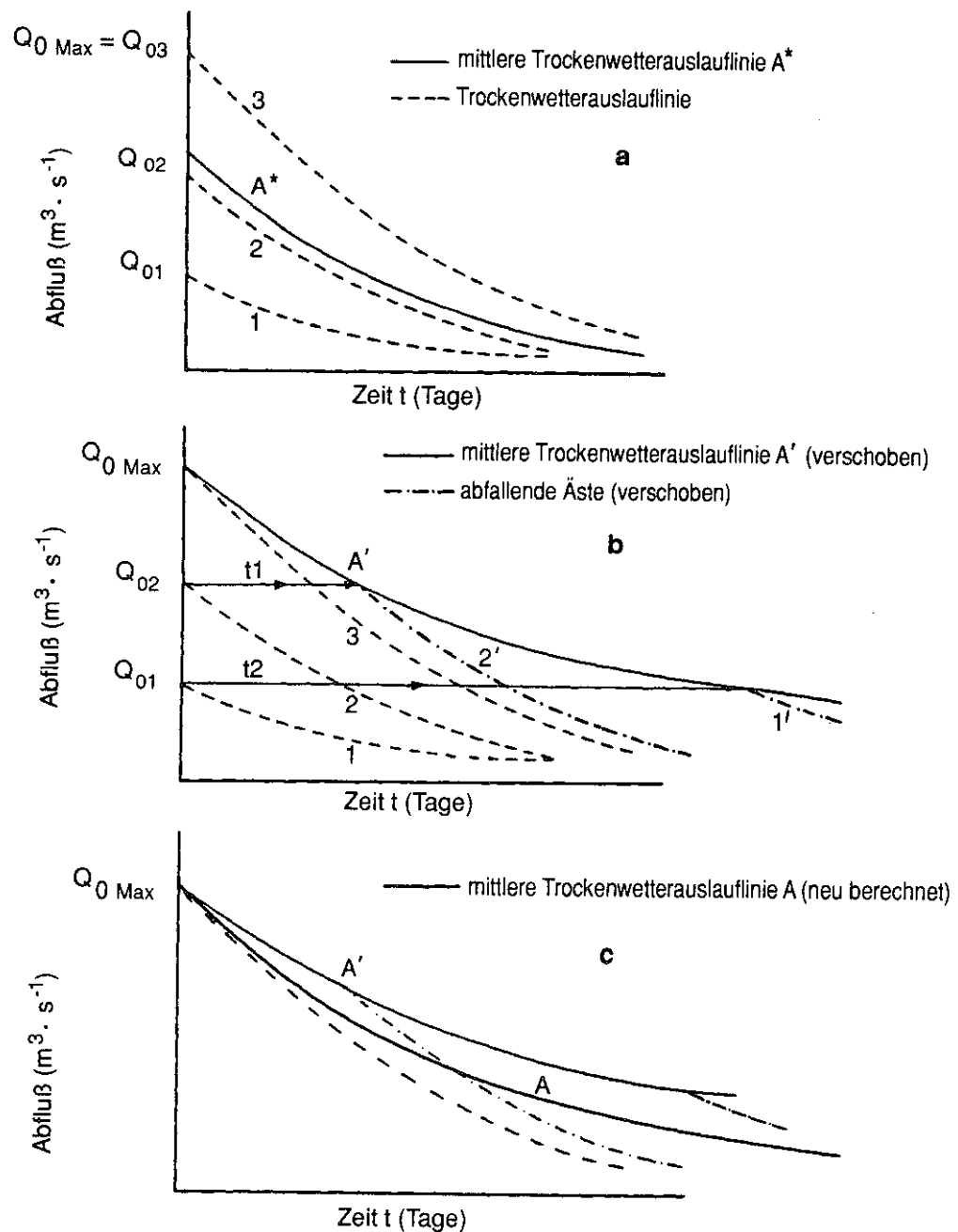


Abb. 5.10 Darstellung des modifizierten Konstruktionsprinzips einer mittleren Trockenwetterauslauflinie am Beispiel von drei Auslaufästen:

- Mit einem Regressionsmodell geschätzte mittlere Trockenwetterauslaufkurve A^*
- Konstruktion einer neuen mittleren Trockenwetterauslaufkurve A' durch Substitution und Verschieben der Auslaufäste auf die mittlere Trockenwetterauslaufkurve A' in t-Richtung
- Erneute Abschätzung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve A mit Hilfe eines Regressionsmodells unter Verwendung der neu positionierten Auslaufäste

Auslaufkurve A' verschoben werden kann, muß die Entfernung t zwischen der Ursprungsposition und ihrer neuen Position auf der Zielkurve (A') berechnet werden. Dazu muß der Wert von t , d.h. genauer der i -te Ast der Auslaufkurve mit dem Anfangsabfluß Q_{0i} , berechnet werden, indem Q_{0i} in Gleichung 5.18 substituiert wird. Das Ergebnis dieser Substitution zeigt Gleichung 5.19.

$$Q' = Q_{0i} \exp(-\alpha' t) \quad (5.19)$$

Gleichung 5.19 wird logarithmisch transformiert und nach t aufgelöst. Die Gleichung zur Verschiebung der Trockenwetterauslaufäste in t -Richtung auf die Zielkurve A' wird durch

$$t = (1/\alpha') \ln (Q' / Q_{0i}) \quad (5.20)$$

beschrieben, wobei i die Nummer des i -ten Auslaufastes ist. Dann wird für jede einzelne Trockenwetterauslaufkurve die Entfernung zu ihrem Zielpunkt auf der Zielkurve A' entsprechend Gleichung 5.20 berechnet, und alle Trockenwetterauslaufäste mit ihren Anfangsabflüssen Q_0 auf ihre neue Position auf der Zielkurve A' verschoben. In Abbildung 5.10 b wird die Verschiebung für zwei Auslaufäste mit Q_{01} und Q_{02} (Anfangsabflußwerte) und mit t_1 und t_2 (Länge der Verschiebung) demonstriert. Zuletzt wird die mittlere Trockenwetterauslaufkurve A neu berechnet, indem sie mit Hilfe der Methode der kleinsten Fehlerquadrate an die neu hinzugekommenen Auslaufäste angepaßt wird (Abbildung 5.10 c). Zusätzlich kann das Vertrauensintervall der Auslaufkonstante α berechnet werden.

In Abbildung 5.11 werden die beiden Methoden zur Berechnung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve DEREK1 und DEREK2 vergleichend betrachtet. Die mittlere Trockenwetterauslaufkurve wurde für die Sommerperiode von einem Einzugsgebiet an der Südküste Finnlands berechnet. Aus der Periode von 1958 bis 1983 konnten insgesamt 72 Auslaufäste aus der Ganglinie extrahiert werden. Der Auslaufkoeffizient α wurde als Halbwertszeit ausgedrückt. Die Halbwertszeit, ermittelt nach der Methode DEREK2, übersteigt um den Faktor zwei die Halbwertszeit, berechnet nach der Methode DEREK1 (8.5 Tage). Die Methode DEREK1, die eine einfache arithmetische Mittelbildung der Parameter der mittleren Trockenwetterauslaufkurve benutzt, verleiht den steileren Auslaufästen ein größeres Gewicht und damit wird die mittlere Trockenwetterauslaufkurve insgesamt steiler. In der Praxis sind normalerweise nur eine geringe Anzahl von Auslaufästen mit ausreichender Dauer verfügbar (mehr als 15 Tage), so daß die Berechnung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve normalerweise auf den kürzeren und damit steileren Auslaufästen basiert. Die Einführung der zweifachen Verschiebungsprozedur im zweiten Ansatz (DEREK2) führt zu kleineren Auslaufkoeffizienten und zeigt damit an, daß die Gewichtung der steileren Auslaufäste ausgeglichen wurde.

5.3.4 Anwendung und Sensitivität der Modelle zur Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses

5.3.4.1 Einführung

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die theoretischen Grundlagen zur Bestimmung von Trockenwetterauslaufkurven aufgeführt und ein kurzer historischer Überblick über bestehende graphische und mathematische Verfahren gegeben. Danach wurden zwei neuentwickelte Konstruktionsverfahren vorgestellt. In den folgenden Abschnitten werden nun diese Verfahren auf unterschiedliche Datensätze im Untersuchungsraum angewandt und die Parameter der

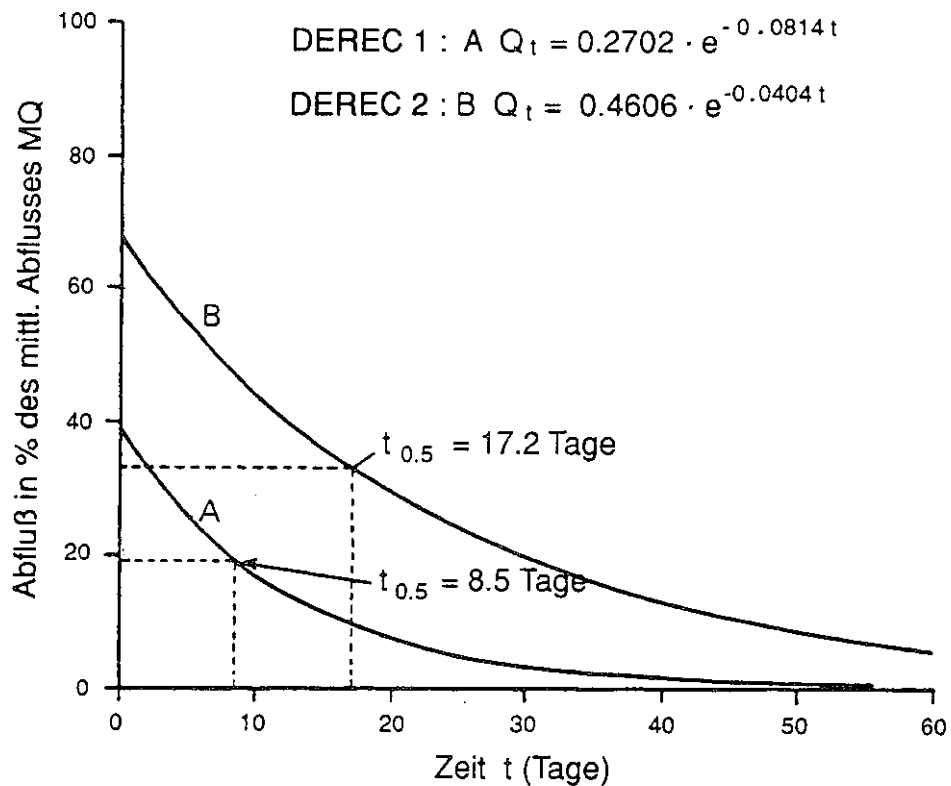


Abb. 5.11 Vergleich der mittleren Trockenwetterauslaufkurven, die einerseits, über die arithmetische Mittelung DEREC1 (Kurve A) und andererseits über die modifizierte Konstruktionsmethode DEREC2 (Kurve B) für ein Einzugsgebiet in Finnland (221001) berechnet wird (Erläuterung im Fließtext)

Modelle auf ihre Empfindlichkeit gegenüber unterschiedlichen Randbedingungen überprüft. Dabei sorgt die Anwendung der Modelle auf kleine Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum für einen ersten grenzüberschreitenden Test der Verfahren. Detaillierte Untersuchungen zum Einfluß des Startwertes, der Länge der Auslaufäste sowie der geologischen und pedologischen Gebietseigenschaften auf die Parameter der Modelle stehen genauso im Vordergrund des Interesses wie Untersuchungen zum Einfluß der Jahreszeit und zur Länge von Abflußreihen ausgewählter Gebiete.

5.3.4.2 Einfluß des Auswahlkriteriums der Auslaufäste auf die Modellparameter

Der Anfangsabfluß Q_0 und der Auslaufkoeffizient α der Trockenwetterauslaufkurve hängen von den Auswahlkriterien für die einzelnen Auslaufäste einer Abflußganglinie ab. Die Größe von Q_0 ist besonders bei der Methode DEREC2 etwas willkürlich da hier der Wert sehr stark durch den maximalen Startwert der speziellen Stichprobe der Auslaufäste bestimmt wird. Wie schon in

Kapitel 5.3.3.1 erläutert, wurde der mittlere langjährige Abfluß MQ als Startwert für die Suche nach geeigneten Segmenten der Auslauflinie in Anlehnung an die Arbeiten von TALLAKSEN 1991 gewählt. Dadurch entspricht der maximal erreichbare Anfangsabfluß Q_0 dem Wert des mittleren langjährigen Abflusses MQ. In dieser Studie werden zwei verschiedene Auswahlkriterien am Beispiel der kleinen Untersuchungsgebiete verglichen. Die Auswirkungen auf die Parameter der mittleren Trockenwetterauslauflinie (Anfangsabfluß und Halbwertszeit), die nach der Methode DEREC1 und DEREC2 berechnet werden, werden in Abbildung 5.12 a und b einander gegenübergestellt und verglichen.

Abbildung 5.12 a zeigt eine schematische Darstellung einer Abflußganglinie mit drei einfachen Abflußspitzen, wobei zwei unter dem mittleren langjährigen Abfluß MQ liegen. Das ursprünglich eingesetzte Auswahlkriterium erlaubte die Einbeziehung des zweiten Spitzenabflusses, der durch ein kleines Niederschlagsereignis verursacht worden sein kann. Die daraus resultierende mittlere Trockenwetterauslaufkurve ist die steile Kurve (durchgezogene Linie) in Abbildung 5.12 b. Um diesen störenden Einfluß zu beseitigen, wurde ein restriktiveres Kriterium eingeführt, das diejenigen Abflußspitzen ausschließt, die kleiner sind als der Grenzwert MQ. Hierdurch nimmt die Zahl der für die Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslauflinie ausgewählten Auslaufäste ab, und die steileren Segmente der Auslaufäste werden bei der Berechnung ausgeschlossen. Dadurch wird die resultierende mittlere Trockenwetterauslaufkurve flacher (Abbildung 5.12 b). Gleiche Auswahlkriterien wurden ebenfalls auf die Methode DEREC2 angewandt. Die daraus resultierenden mittleren Trockenwetterauslauflinien zeigen nur kleinere Unterschiede im Auslaufkoeffizienten α .

5.3.4.3 Einfluß des Anfangskriteriums auf die Modellparameter

Zahlreiche Autoren beschäftigen sich mit der Frage, nach der Festlegung des Startwertes, d.h. bei welchem Abfluß beginnt die Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses. Der Anfangsabfluß Q_0 einer Trockenwetterauslauflinie ist von der Größe und der Ausdehnung des betrachteten Aquifers abhängig. Hat man es mit einem einfachen linearen Aquifer zu tun, so sind die Parameter der Trockenwetterauslauflinie unabhängig vom Abfluß und der Wahl der einzelnen Segmente der Auslauflinie (TALLAKSEN 1991). In der Praxis sind diese Bedingungen jedoch selten gegeben und die Wahl des Startwertes unter einem bestimmten Grenzwert kann nicht willkürlich erfolgen. Es ist allerdings sehr schwierig, einen konsistenten Weg für die Auswahl der einzelnen Segmente aus einer Abflußganglinie zu finden. Der Startwert kann unterschiedliche Werte annehmen. Als variabler Startwert kann jener Abflußwert definiert werden, der nach einer bestimmten Zeit (in der Regel zwischen zwei und fünf Tagen) nach einem Niederschlagsereignis eintritt (RORABAUGH 1964, ISHIHARA & TAGAKI 1965, CHIDLEY 1969, TRAINER & WATKINS 1974, BRUTSAERT & NIEBER 1977, IHP/OHP 1985, ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988b). Bei VOGEL & KROLL 1988 beginnt eine Trockenwetterperiode dann, wenn ein gleitendes Mittel der Abflüsse (dreitägig) abfällt; steigt das gleitende Mittel wieder, dann ist die Trockenwetterperiode zu Ende. REED & WARNE (1985) legen den Startwert einer Auslauflinie mit Q_{90} fest. Im deutschsprachigen Raum wird auch der MoMNQ im Sinne von Wundt als höchstmöglicher Anfangsabfluß herangezogen. Die Trockenwetterauslauflinien, die innerhalb des Abflußbereichs des MoMNQ_r liegen, werden gemittelt und als gebietsspezifische Trockenwetterauslauflinie betrachtet (WEYER & KARRENBURG 1970, TOUSSAINT 1981).

Die Festlegung des Startwertes hängt u.a. von der Fragestellung der Untersuchung ab. Wird eine Trockenwetterauslauflinie für den gesamten Bereich der Ganglinie (abfallender Teil) gesucht, legt man den Startwert durch den Spitzenabfluß der jeweiligen Ganglinie fest.

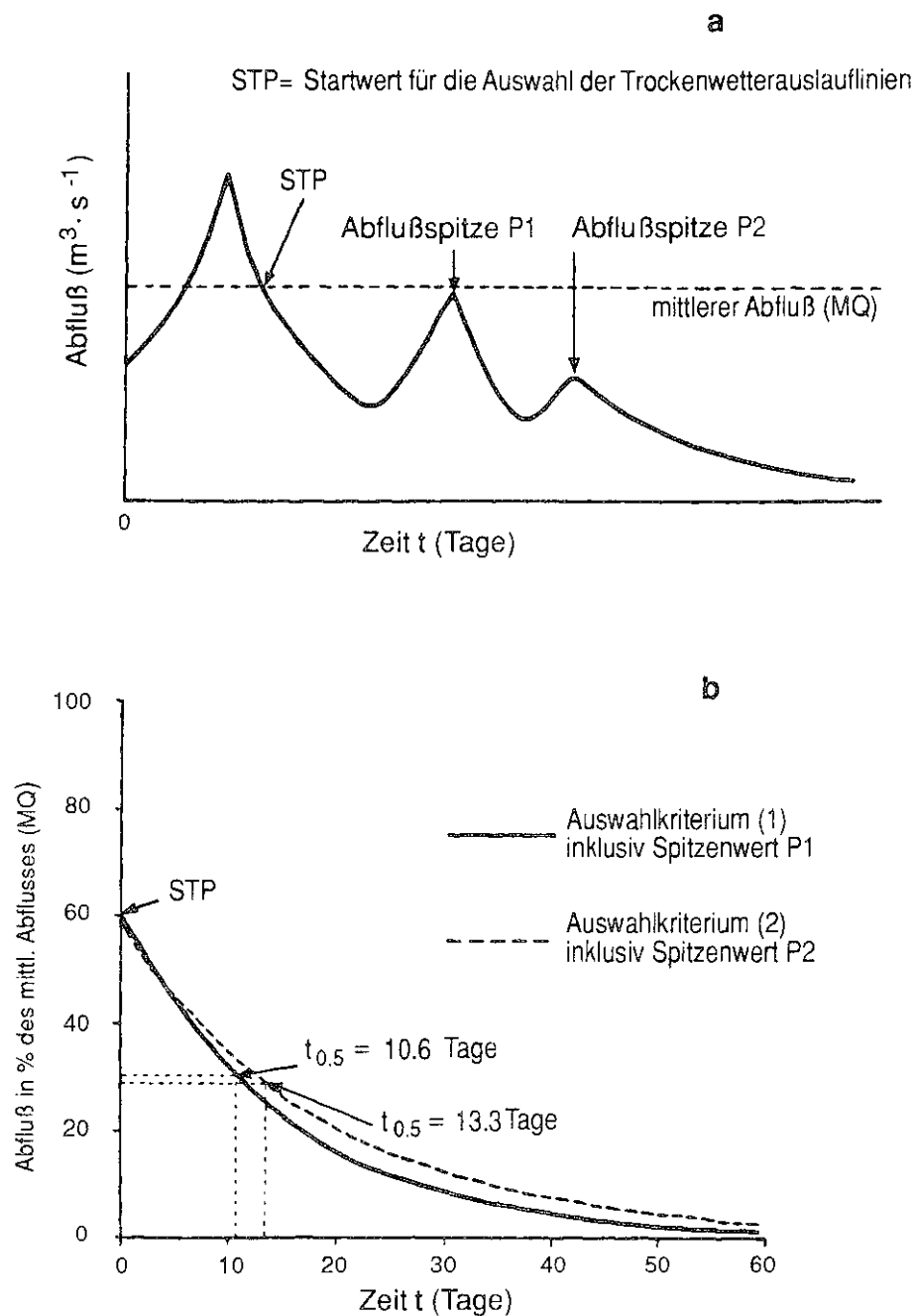


Abb. 5.12 Einfluß des Auswahlkriteriums auf die Form und die Halbwertszeit $t_{0,5}$ der mittleren Trockenwetterauslauflinie:

- a) Die Abflußganglinie zeigt drei Auslaufäste mit dem Startwert (STP=MQ) für die Auswahl der Segmente der Auslauflinie und mit zwei einzelnen sekundären Abflußspitzenwerten (P1 und P2)
- b) Die ermittelte mittlere Trockenwetterauslaufkurve wurde einbezogen (Auswahlkriterium 1) und der ermittelte Abflußspitzenwert P1 wurde ausgeschlossen (Auswahlkriterium 2)

Untersucht man jedoch nur Teilkomponenten der Abflußganglinie (z.B. grundwasserbürdiger Abfluß), so wird die Festlegung des Startwertes schwierig. Da in dieser Studie die Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses ermittelt werden soll, wurde nach einem Verfahren gesucht, das es ermöglicht, die langsame Komponente der Abflußganglinie bzw. deren Anfangswert zu bestimmen. Aus der Literatur sind zahlreiche empirische Verfahren zur Basisabflußabtrennung bekannt (RIGGS 1964, LUFT 1980, DRACOS 1980, DYCK & PESCKE 1983, IHP/OHP 1985). Eine weitverbreitete Methode, Oberflächen- und Zwischenabfluß einer Auslauflinie vom Basisabfluß abzutrennen, geht mit Hilfe des 'Knickpunkt'-Verfahrens. Dabei werden die logarithmisch transformierten Abflüsse einer Hochwasserganglinie nach Knickpunkten, die verschiedene Speicher voneinander trennen, abgesucht. Der unterste Knickpunkt trennt den Zwischenabfluß vom Basisabfluß. Dieses Verfahren setzt jedoch kleine Einzugsgebiete mit homogenen Grundwasserleitern voraus, so daß solcher Ansatz in dieser Studie nicht anwendbar war, da die Abflußkurven der Gebiete teilweise zahlreiche Knickpunkte aufwiesen, die den verschiedenen Abflußkomponenten nicht zuzuordnen waren.

Die bisher bekannten Verfahren haben den Nachteil, daß sie nicht operationell einsetzbar sind. So wurde in dieser Studie der mittlere langjährige Abfluß als höchstmöglicher Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses gewählt (vgl. Kapitel 5.3.4.2). RIGGS 1964 beschreibt, daß einige Tage nach einem Hochwasserscheitel nur noch Basisabfluß vorhanden ist, wobei die Anzahl der Tage von der Einzugsgebietsgröße abhängt. Dabei wurde untersucht, ob dieser Wert niedrig genug angesetzt wurde, um den Einfluß einer schnellen Komponente im Abfluß auszuschließen. Falls die Trockenwetterauslauflinien mit hohen Startwerten größere Steigungen zeigen, als solche mit niedrigen Anfangsabflüssen, muß davon ausgegangen werden, daß eine schnelle Komponente beteiligt ist. Um diesen Sachverhalt zu erhellen, wurde untersucht, ob regelhafte Unterschiede der Leerlaufkoeffizienten von Trockenwetterauslauflinien mit hohen und niedrigen Startwerten bestehen.

Als Datengrundlage für die nachfolgenden Untersuchungen dienten insgesamt 33 Gebiete aus dem nationalen Meßnetz Deutschlands, die Bestandteil der Datenbank sind. Die Untersuchungsgebiete liegen vorwiegend im Schwarzwald, in den Bayerischen Alpen und in der Fränkischen Alb.

In einem ersten Schritt wurde der höchstmögliche Anfangsabfluß MQ der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses auf $\frac{2}{3}$ seines ursprünglichen Wertes reduziert und die Auswirkungen der beiden Startwerte auf die daraus resultierenden Auslaufkoeffizienten bzw. Halbwertszeiten vergleichend untersucht. Um eine Überlagerung des Einflusses der Jahreszeit auf die Auslaufkonstante zu verhindern, wurde die Auswertung für verschiedene Jahreszeiten vorgenommen. Dabei wurde die Sommerperiode von Mai bis September angesetzt, die Winterperiode von Oktober bis April. Die beiden am höchsten gelegenen Gebiete im Untersuchungsraum erfüllen bei einem Startwert von $\frac{2}{3}$ MQ die in Kapitel 5.3.3 vorgegebenen Auswahlkriterien nicht (Dauer der Trockenwetterperiode mindestens sieben Tage), so daß für die Sommerperiode keine Halbwertszeiten vorgelegt werden können. Die Ergebnisse der Auswertung sind in Abbildung 5.13 dargestellt.

Weiterhin zeigt Abbildung 5.13, daß eine Verminderung des Anfangsabflusses auf $\frac{2}{3}$ des ursprünglichen Startwertes MQ in 26 der Einzugsgebiete zu einer Verlängerung der Halbwertszeiten in der Sommerperiode führt, bei 5 Einzugsgebieten jedoch zu einer Verkürzung. In der Winterperiode liegen die Halbwertszeiten in 28 der Gebiete höher und in 5 Gebieten niedriger (vgl. Abbildung 5.14). Da sich jedoch der Auslaufkoeffizient α zur Halbwertszeit $t_{0,5}$ nicht linear verhält und sich eine Änderung in der Halbwertszeit für Werte

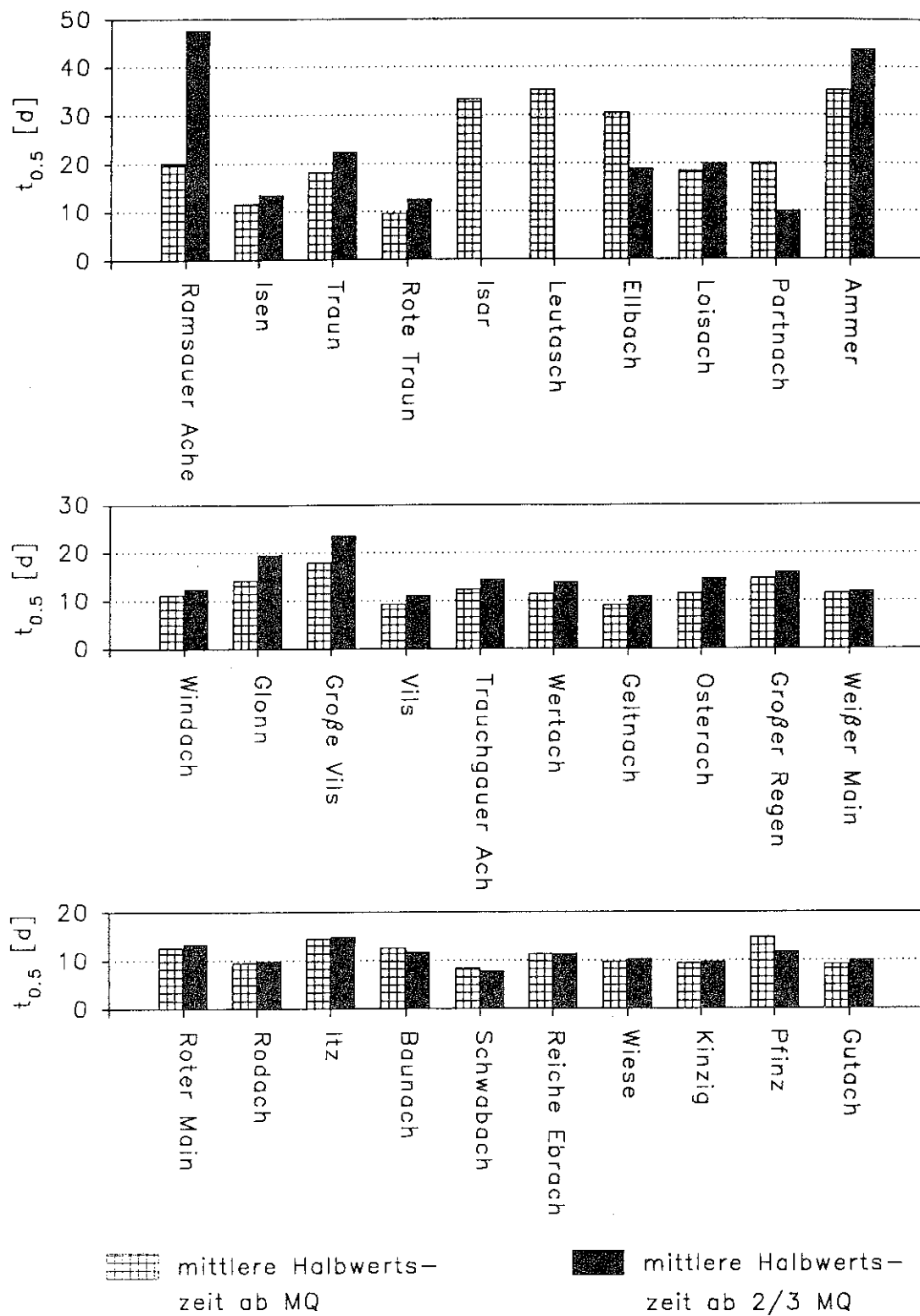


Abb. 5.13: Einfluß des Auswahlkriteriums auf die Halbwertszeit für verschiedene Jahreszeiten (Sommer)

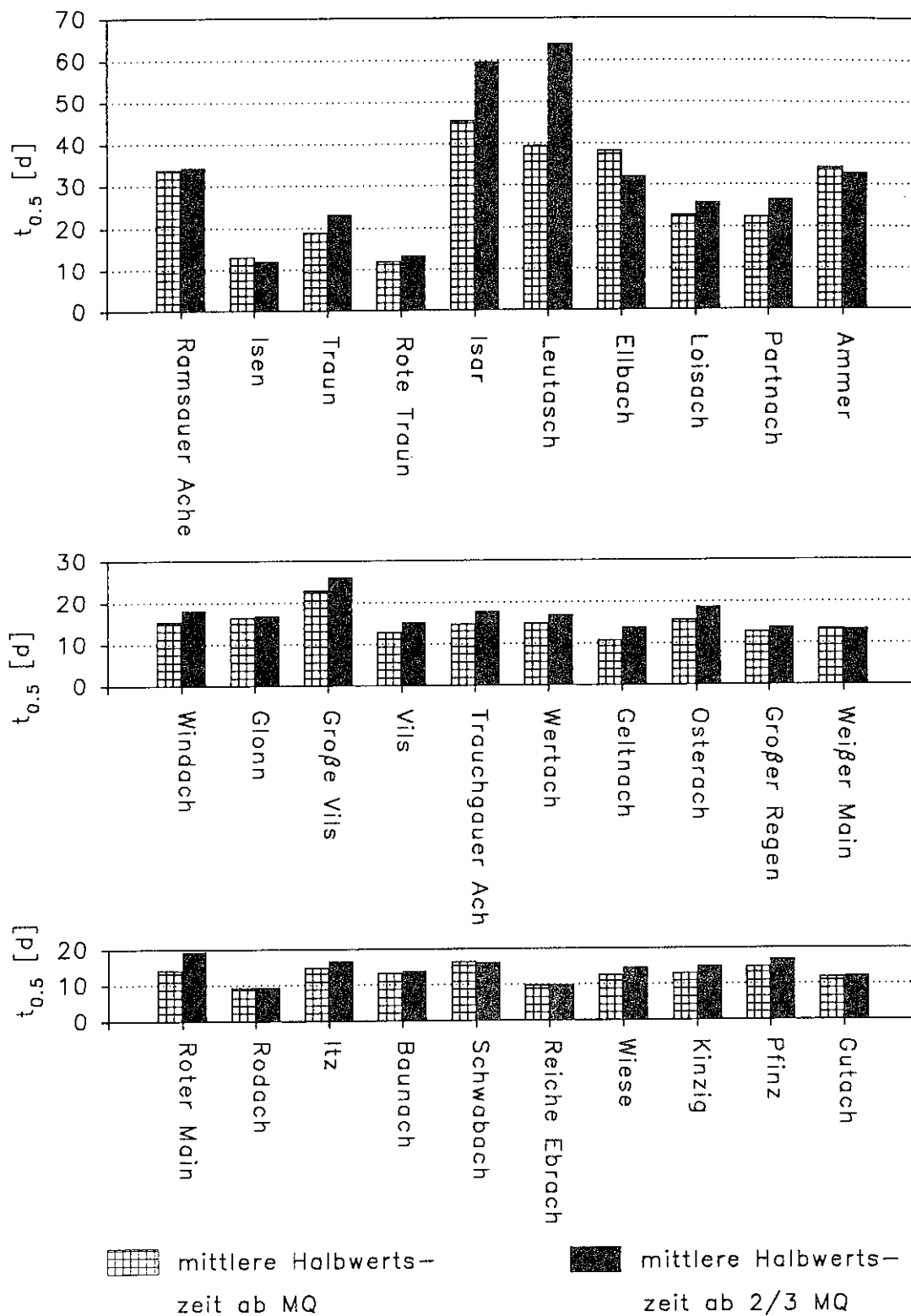


Abb. 5.14: Einfluß des Auswahlkriteriums auf die Halbwertszeit für verschiedene Jahreszeiten (Winter)

größer als 10 Tage im Auslaufkoeffizienten α nur als Änderung in der zweiten Stelle hinter dem Komma bemerkbar macht, (bei Halbwertszeiten größer als 25 Tagen sogar nur noch in der dritten Kommastelle), wird hier von einer deutlichen Änderung der Halbwertszeit erst dann gesprochen, wenn eine Abweichung von 5 Tagen vorherrscht. Von einem gleichbleibenden Auslaufkoeffizienten α wird dann gesprochen, wenn die Differenz kleiner als ein Tag ist. Unter diesen Einschränkungen reagieren ungefähr ein Drittel der Gebiete nicht auf eine Verminderung des Anfangswertes, was sowohl für die Sommer- als auch die Winterperiode gilt. Deutliche Änderungen in der Halbwertszeit von mehr als fünf Tagen zeigen in der Sommerperiode nur sieben und in der Winterperiode sogar nur fünf Einzugsgebiete. Hierbei sind sowohl positive als auch negative Abweichungen zu finden. Als Ergebnis dieser Untersuchung läßt sich festhalten, daß der Einsatz unterschiedlicher Anfangswerte (Startwerte) keinen Hinweis auf die Beteiligung einer schnellen Komponente bei der Ermittlung einer mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses gibt und somit der mittlere langjährige Abfluß MQ als Startwert praktikabel erscheint.

Eine weitere Möglichkeit, die Startwertproblematik zu untersuchen, bietet die Betrachtung der Beziehung zwischen dem Anfangsabfluß Q_0 und dem Auslaufkoeffizienten α . Für 33 Einzugsgebiete aus Deutschland wurden alle Anfangsabflüsse Q_0 und die dazugehörigen Auslaufkoeffizienten berechnet und einander graphisch gegenübergestellt, wobei die Betrachtung getrennt nach Jahreszeit durchgeführt wurde. Die Einzugsgebietsgrößen variieren zwischen 2.17 km² und 697 km². Die Auslaufkoeffizienten wurden hier nicht in Halbwertszeiten ausgedrückt, da der nicht lineare Zusammenhang der beiden Größen α und $t_{0.5}$ das Ergebnis verzerrt.

Am Beispiel des Weißen Main (Pegel Bad Berneck) mit einer Einzugsgebietsgröße von 55.1 km² sollen die Ergebnisse zur Startwertproblematik exemplarisch aufgezeigt werden. Für dieses Gebiet wurden die sommerlichen Trockenwetterauslauflinien für die Periode 1940-1979 berechnet. Der oberste Startwert bzw. mittlere langjährige Abfluß für diese Periode beträgt 1.07 m³/s. In dieser Periode wurden insgesamt 90 Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie extrahiert. Die Werte der Leerlaufkoeffizienten liegen zwischen 0.0100 d⁻¹ und 0.2954 d⁻¹, was den Halbwertszeiten zwischen 69.4 und 2.3 Tagen entspricht. Das arithmetische Mittel der Leerlaufkoeffizienten ergibt einen α -Wert von 0.063 d⁻¹ bzw. eine Halbwertszeit von 11.5 Tagen. In Abbildung 5.15 sind die Auslaufkoeffizienten α gegen die Startwerte Q_0 der Trockenwetterauslauflinie aufgetragen.

Auffallend ist die große Variabilität der auftretenden Auslaufkoeffizienten für unterschiedliche Startwerte. Hohe α -Werte lassen auf große Boden- bzw. Gesteinsdurchlässigkeit schließen, niedrige α -Werte dagegen weisen auf langsam drainierende Klüfte und Poren hin. Hohe α -Werte wären somit vom Direktabfluß beeinflusst. Gemäß der Theorie sind bei hohen Anfangsabflüssen Q_0 der schnell fließende Oberflächenabfluß und der Zwischenabfluß (Interflow) beteiligt. Damit verstreicht eine kürzere Zeit bis zum halben Füllungsgrad des Speichers. Ab einem bestimmten Abflußschwellenwert läuft der Speicher des Direktabflusses leer und nur noch der Grundwasserspeicher liefert Wasser. Nun kommen aber, wie aus Abbildung 5.15 ersichtlich, hohe α -Werte bei unterschiedlichen Anfangsabflüssen vor. Damit kann bei den meisten untersuchten Einzugsgebieten keine Zuordnung zu verschiedenen Speichern durchgeführt und eine Abhängigkeit der beiden Größen voneinander ausgeschlossen werden. Die große Variation der Leerlaufkoeffizienten und der fehlende Zusammenhang läßt keine Aussage über die Beteiligung einer schnellen Komponenten bei der Trockenwetterauslauflinie zu. Es kann aber davon ausgegangen werden, daß ein weiteres Herabsetzen des Startwertes unter den mittleren jährlichen Abfluß keine wesentliche Veränderung in der Variation der Leerlaufkoeffizienten auslösen würde.

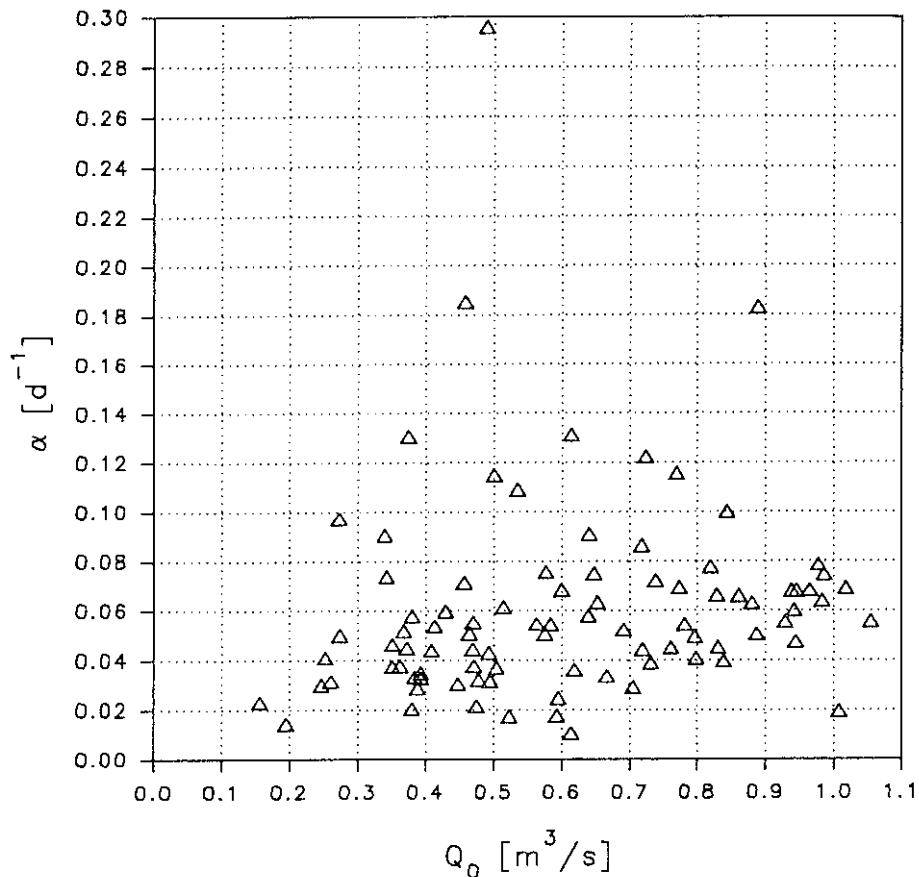


Abb. 5.15 Beziehung zwischen Leerlaufkoeffizienten α und Startwert der Trockenwetterauslauflinie am Beispiel des Weißen Main bei Bad Berneck

5.3.4.4 Einfluß der Jahreszeit auf die Modellparameter

Während Trockenwetterperioden und in der Wachstumsperiode der Pflanzen wirken sich die Verluste durch Evapotranspiration merklich auf den Niedrigwasserabfluß aus. Dies zeigt sich besonders in Einzugsgebieten mit geringen Grundwasserflurabständen und üppiger Vegetation. Die Verluste durch Evapotranspiration schließen die Transpiration der Pflanzen und die Evaporation des Bodens und der Wasseroberfläche des Vorfluters ein. Untersuchungen in Gebieten mit überwiegend Wald als Landnutzung haben gezeigt, daß dort der Einfluß der Evapotranspiration auf die Trockenwetterauslauflinie am größten ist, da die Vegetation im Uferbereich mit einem stark ausgeprägten Wurzelsystem und geringen Grundwasserflurabständen während den Trockenwetterperioden einen hohen Wasserverbrauch aufweist (FEDERER 1973, BRANDESTEN 1988).

Daraus folgt die Notwendigkeit, die mittlere Trockenwetterauslaufkurve eines Einzugsgebietes für eine Jahreszeit, normalerweise Sommer- oder Winterperiode, zu bestimmen. In der Regel sollte die mittlere Trockenwetterauslaufkurve für die Winterperiode den vom Grundwasser gespeisten Abfluß besser repräsentieren, da die Verluste über die Atmosphäre während dieser Jahreszeit gering sind. Allerdings bewirken die Häufigkeit effektiver Niederschläge während der Winterperiode und die Schwankungen der Temperaturen über und unter dem Gefrierpunkt eine

Variation im Abfluß, die es fast unmöglich macht, eine ausreichende Anzahl geeigneter Segmente für die Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses aus der Ganglinie zu extrahieren. Deshalb ist es für viele Flüsse nicht möglich, eine mittlere Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses für die Winterperiode zu konstruieren, so daß die meisten Rezessionskurven für die Sommerperiode gewonnen werden (RIGGS 1964). Diese Tatsache trifft jedoch nicht für die untersuchten Gebiete in Deutschland zu (DEMUTH & SCHREIBER 1993).

WEISMAN 1977 untersucht den Zusammenhang zwischen der Auslaufkonstanten und der mittleren täglichen Class-A-Pan Evaporation während einer Trockenwetterphase. Es gibt zahlreiche Arbeiten, die den Einfluß der Jahreszeit auf die Trockenwetterauslaufkurve untersucht haben (CROFT 1948, KNISEL 1963, SINGH & STALL 1971, FERDERER 1973, GRIPP 1977, ANDO et al. 1986 und BRANDESTEN 1988). LANGBEIN 1942 schätzte die Verluste durch Evapotranspiration aus der Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses ab. Theoretische Untersuchungen zur Klärung der Interaktion zwischen grundwasserbürtigem Abfluß und Verlusten durch Evapotranspiration wurden von SINGH 1968 und DANIEL 1976 durchgeführt, wobei SINGH den Einfluß der Evapotranspiration auf die Ganglinie untersuchte. DANIEL erhielt die Raten der Evapotranspiration aus dem Grundwasser über ein theoretisches Modell.

Ein Beispiel für den Einfluß der Jahreszeit auf den Auslaufkoeffizienten, ausgedrückt als Halbwertszeit (berechnet nach Gleichung 5.12), wird in Abbildung 5.16 gezeigt. Das Jahr wurde in vier Hauptperioden unterteilt und die mittleren Trockenwetterauslaufkurven mit ihren Auslaufkoeffizienten und Halbwertszeiten wurden für ausgewählte kleine Untersuchungsgebiete aus Deutschland, Frankreich und Großbritannien berechnet. Die Klassifikation der Jahreszeiten und ihre Dauer für verschiedene geographische Regionen zeigt die Tabelle 5.3.

Tab. 5.3 Klassifikation der Jahreszeit für verschiedene geographische Regionen.

Jahreszeit	Deutschland, Frankreich, Großbritannien	Norwegen u. Finnland
	Monat	Monat
Winter	Januar - Februar	Januar - April
Frühling	März - Mai	Mai - Juni
Sommer	Mai - August	Juli - August
Herbst	September - November	September - November

Abbildung 5.16 a zeigt eine deutliche jahreszeitliche Schwankung der Halbwertszeiten für die Einzugsgebiete aus Deutschland, Frankreich und Großbritannien, mit einem scharfen Abfall während der Sommerperiode (steilerer Auslauf). Dies spiegelt deutlich die Evapotranspiration während dieser Periode wieder. Für das Einzugsgebiet in Großbritannien tritt die geringste Halbwertszeit im Herbst mit geringerer Variation über das Jahr aufgrund der geringeren Variabilität des Klimas auf. Für ein Einzugsgebiet in Frankreich und Deutschland wird ein sekundäres Minimum im Winter erreicht. Der gegensätzliche Effekt zeigt sich in den norwegischen

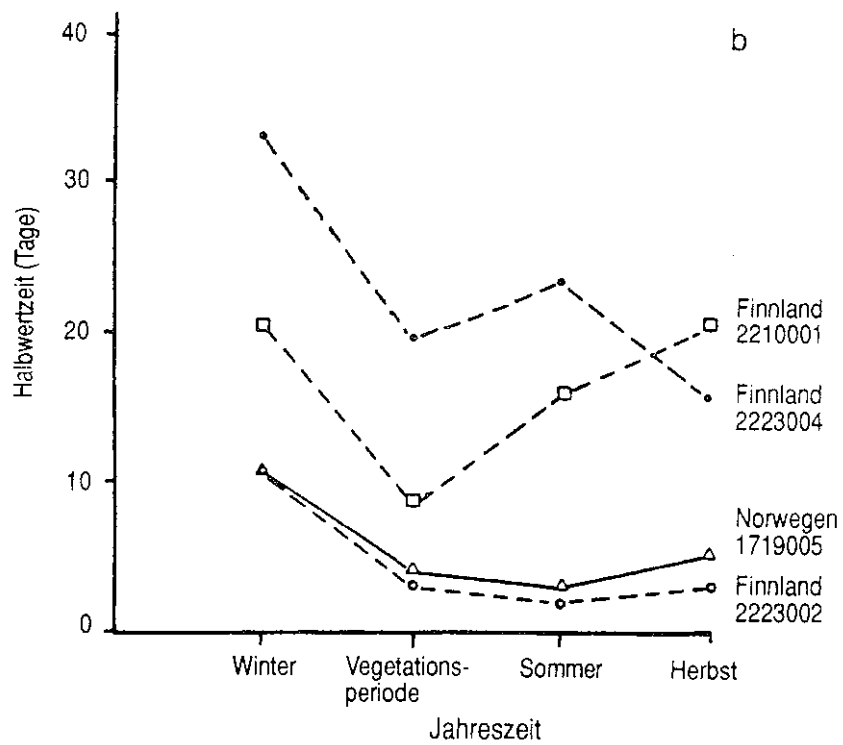
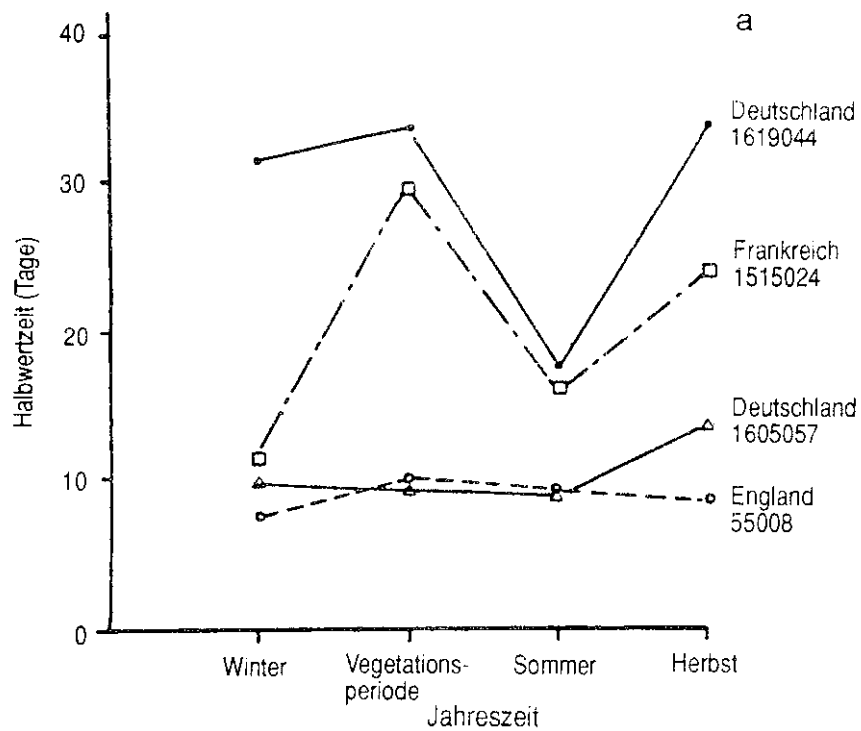


Abb. 5.16 Einfluß der Jahreszeit auf die Halbwertszeit für ausgewählte Einzugsgebiete aus a) Deutschland, Frankreich und Großbritannien und b) Norwegen und Finnland

und finnischen Einzugsgebieten, in denen die höchsten Werte der Halbwertszeit im Winter erreicht werden, wenn gefrorene Böden und Wasserspeicherung in Form von Schnee dominieren. Eine Verschiebung des Minimums in der Halbwertszeit vom Sommer zur Frühlings-Wachstumsperiode kann für zwei Küsteneinzugsgebiete in Finnland beobachtet werden, während die Evapotranspirationsverluste in den übrigen norwegischen und finnischen Einzugsgebieten in der Sommerperiode auftreten (vgl. Abbildung 5.16 b).

Wie schon an ausgewählten Beispielen aus dem Datensatz der kleinen Untersuchungsgebiete gezeigt wurde, spielt die Wahl der Jahreszeit bei der Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslauflinie eine wichtige Rolle. Dabei ergeben sich unter Berücksichtigung der Sommer- und Winterperiode im Auslaufverhalten deutliche Unterschiede. Um diesen Sachverhalt näher zu untersuchen, wurden aus dem Teiluntersuchungsraum Deutschland 30 Einzugsgebiete ausgewählt und die mittleren Leerlaufkoeffizienten getrennt für Sommer- und Winterperiode ermittelt. Dabei wurde für die Sommerperiode (Hauptvegetationszeit) der Zeitraum von Mai bis September festgelegt. Das Ergebnis dieser Berechnung ist in Abbildung 5.17 zusammengefaßt.

Im allgemeinen sind in den Sommermonaten bis auf wenige Ausnahmen für alle Gebiete höhere Leerlaufkoeffizienten und damit kürzere Halbwertszeiten zu beobachten. Dies hängt mit den unterschiedlichen klimatischen Bedingungen in beiden Jahreszeiten zusammen. In den Wintermonaten hingegen kann die Evapotranspiration vernachlässigt werden, so daß der Abfluß nicht vermindert wird. In den Wintermonaten werden außerdem die Trockenwetterauslauflinien, höher gelegener Einzugsgebiete, durch die Schneeschmelze modifiziert. Dies geschieht durch den Niederschlag in Form von Schnee und nachfolgenden langsamen Tauvorgang, womit eine kontinuierliche Nachlieferung von Wasser in den Untergrund erfolgt. Dieser Vorgang bewirkt, daß ein Speicher im Winter flachere Trockenwetterauslauflinien liefert und das Auslaufen längere Zeit in Anspruch nimmt. Somit kann für die Berechnung der Trockenwetterauslauflinie für diese Jahreszeit nicht gewährleistet werden, daß ausschließlich Basisabfluß erfaßt wird.

In den Sommermonaten hingegen werden die Trockenwetterauslauflinien durch Evapotranspirationsverluste beeinflusst, so daß mit einer steileren Kurve zu rechnen ist. Daß trotz der sommerlichen hohen Evapotranspiration Gebiete zu finden sind, deren winterliche Halbwertszeiten kleiner sind, d.h. die sommerlichen Trockenwetterauslauflinien steiler abfallen, kann mit der Abgrenzung der Sommer- und Winterperiode zusammenhängen. Wenn die Schneeschmelze im langjährigen Mittel des Witterungsverlaufes in die Sommerperiode fällt, beginnt die Wachstumsperiode später und der Einfluß der Evapotranspiration bleibt geringer. So könnte eine flachere Trockenwetterauslauflinie in der Sommerperiode durch eine Überbetonung einer kleinen Anzahl von Ganglinien zustande kommen, welche durch Evapotranspiration beeinflusst sind. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die Tatsache, daß ein Speicher im Sommer langsamer ausläuft als im Winter, ist im großen Meßfehler des Niedrigwasserabflusses zu suchen. Eine Vielzahl von Pegeln besitzen kein ausgebautes Niedrigwasserprofil, das eine genaue Wasserstandsmessung im Niedrigwasserbereich zulassen würde. Augenfällig ist, daß alle Gebiete, deren Speicher im Sommer langsamer auslaufen, mittlere Abflüsse besitzen, die kleiner als $5 \text{ m}^3/\text{s}$ sind, wobei die Einzugsgebietsgrößen zwischen 100 und 270 km^2 liegen. Vergleicht man die Unterschiede der Halbwertszeiten, die für die jeweilige Jahreszeit direkt berechnet wurden, so sind beträchtliche Schwankungen festzustellen. Die Ramsauer Ache am Pegel Ilsank weist im Winter eine um ca. 14 Tage längere Halbwertszeit auf als im Sommer. Am Pegel Mittenwald Karwendelsteg an der Isar liegt der Unterschied bei ca. 12 Tagen. Beide Gebiete liegen in den Bayerischen Alpen. Bei dem ebenfalls in den Bayerischen Alpen gelegenen Pegel des Ellbach bei Bad Tölz und dem mittelfränkischen Schwabach-Pegel bei Erlangen reduziert sich der Unterschied auf ca. 8 Tage

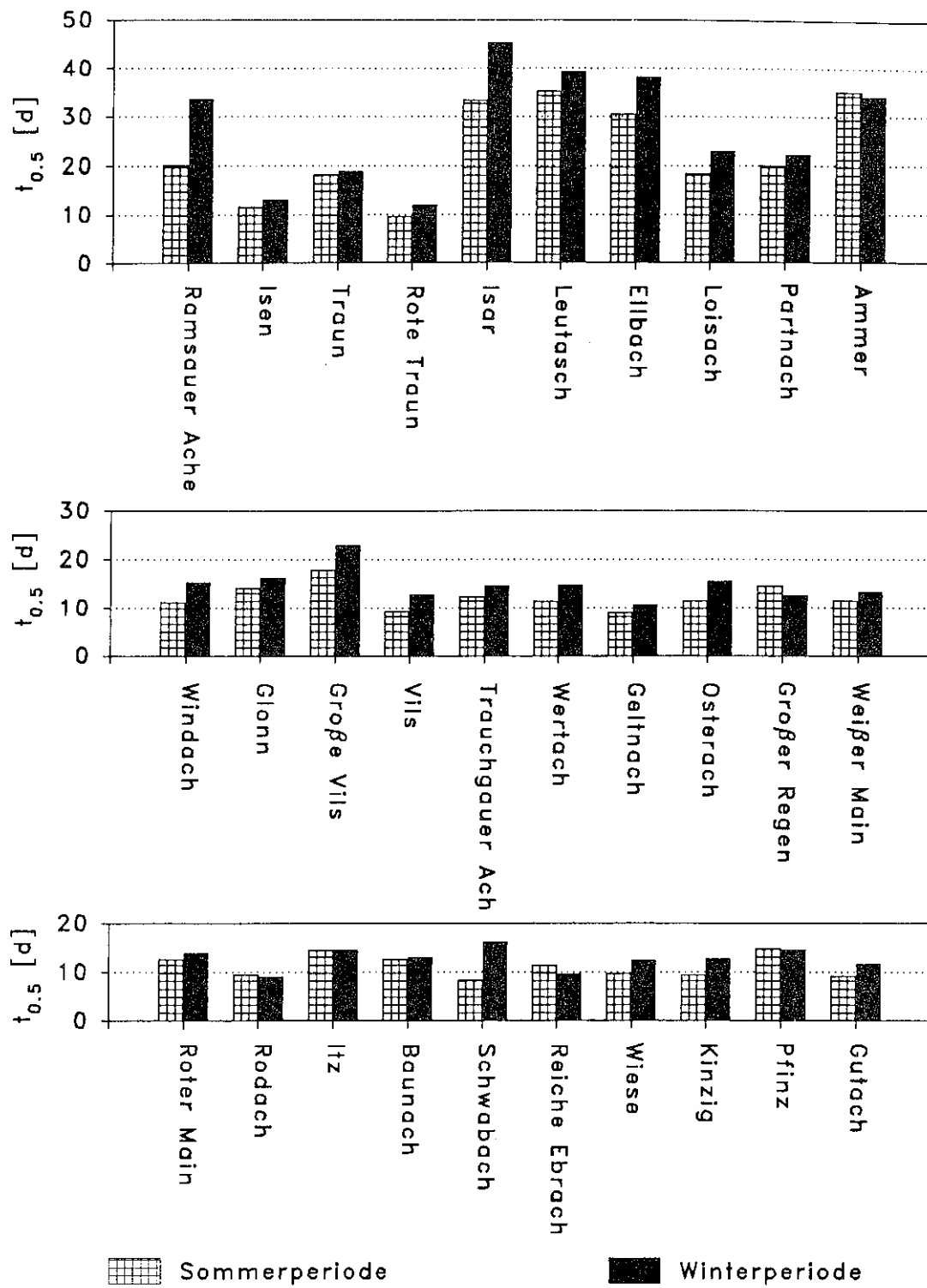


Abb. 5.17 Mittlere Leerlaufkoeffizienten für die Sommer- und Winterperiode (1940-1979)

für jedes Einzugsgebiet. Im Mittel unterscheiden sich die Halbwertszeiten der Sommer- und Winterperioden um ca. 5 Tage für die untersuchten Gebiete. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen die Notwendigkeit einer getrennten jahreszeitlichen Betrachtung der Trockenwetterauslauflinien.

5.3.4.5 Einfluß der Periode auf die Modellparameter

In diesem Kapitel wird untersucht, welchen Einfluß die ausgewählte Periode auf die Berechnung der Parameter bzw. die Halbwertszeit der mittleren Trockenwetterauslauflinie hat. Zur Untersuchung des Einflusses der Periode auf den Auslaufkoeffizienten bzw. auf die Halbwertszeit wurde die Zeitreihe des Abflusses von 1940-1979 in 10 Jahresabschnitte unterteilt. Um die einzelnen Perioden mit dem Trockenwetterverhalten des gesamten Zeitraumes vergleichen zu können, wurde anstatt des jeweiligen mittleren 10-Jahres-Abflusses als höchstmöglicher Anfangsabfluß (Startwert) der mittlere Abfluß der Periode 1940-1979 angesetzt. Untersuchungen der einzelnen mittleren Abflüsse für die gewählten Perioden zeigen meist nur unwesentlich größere oder kleinere Werte als der mittlere Abfluß der Gesamtperiode von 1940-1979. Nur die Meßstelle Ilz hat in der Periode von 1940-1949 einen deutlich höheren mittleren Abfluß. Bei dieser Meßstelle konnte außerdem der mittlere Abfluß für die Periode 1950-1959 nicht berechnet werden, da für diese Periode keine Abflußwerte vorliegen. Die Station wurde aus den weiteren Untersuchungen ausgeschlossen.

In Abbildung 5.18 und 5.19 sind die Abweichungen der mittleren Halbwertszeiten der einzelnen Dekaden (1940-49, 1950-59, 1960-69, 1970-79) von den mittleren Halbwertszeiten, der Gesamtperiode 1940-79, aufgezeigt. Die Untersuchung wurde auf der Basis von 30 Stationen aus verschiedenen physisch geographischen Regionen im Süden Deutschlands durchgeführt; dazu gehören der Südschwarzwald, das Allgäuer und Bayerische Alpenvorland, der Bayerische Wald und das Fichtelgebirge/Frankenwald. Betrachtet man die Beträge der Abweichungen, so stellt man fest, daß die Abweichungen der einzelnen Perioden gering sind. Bei einigen Stationen sind die Differenzen in den Halbwertszeiten für einzelne Dekaden (Sommerperiode) kleiner als zwei Tage, so daß sie in der Abbildung nicht mehr in Erscheinung treten. Dies trifft z.B. für die Gutach, Periode 1960-1969, zu.

Für die Sommerperiode finden sich in 22 Gebieten Abweichungen in den Halbwertszeiten zum langjährigen Mittel (Periode: 1940-1979) von kleiner als vier Tagen, was etwa für 75 % der Gebiete gilt. Abweichungen von vier bis sechs Tagen in den Halbwertszeiten weisen vier Gebiete (12.5 %) auf und Abweichungen von mehr als sechs Tagen treten in weiteren vier Gebieten (12.5%) auf. Deutliche Unterschiede in den mittleren Halbwertszeiten lassen sich im Sommer bei den Stationen Ramsauer Ache, Isar, Ellbach, Ammer, Große Vils, Baunach, Reiche Ebrach und Pfingz ausmachen.

In der Winterperiode hingegen treten extreme Abweichungen zum langjährigen Mittel von bis zu 38 Tagen auf; dies trifft für die Stationen Leutasch, Ellbach und Große Vils zu. Sieht man von den extremen Abweichungen ab und betrachtet analog zu den Verhältnissen im Sommer die Beträge der Abweichungen die kleiner sind als vier Tage, so trifft das in 20 Gebieten zu (67 % der Gebiete), Abweichungen von vier bis sechs Tagen in drei Gebieten (10% der Gebiete) und Abweichungen von mehr als sechs Tage in sieben Gebieten (23% der Gebiete). Dieser Vergleich zeigt, daß sowohl in der Sommer- als auch in der Winterperiode ca. 70% der Einzugsgebiete nur geringfügige Abweichungen der Halbwertszeiten, (weniger als vier Tage), zum langjährigen Mittel von 1940-1979 aufweisen.

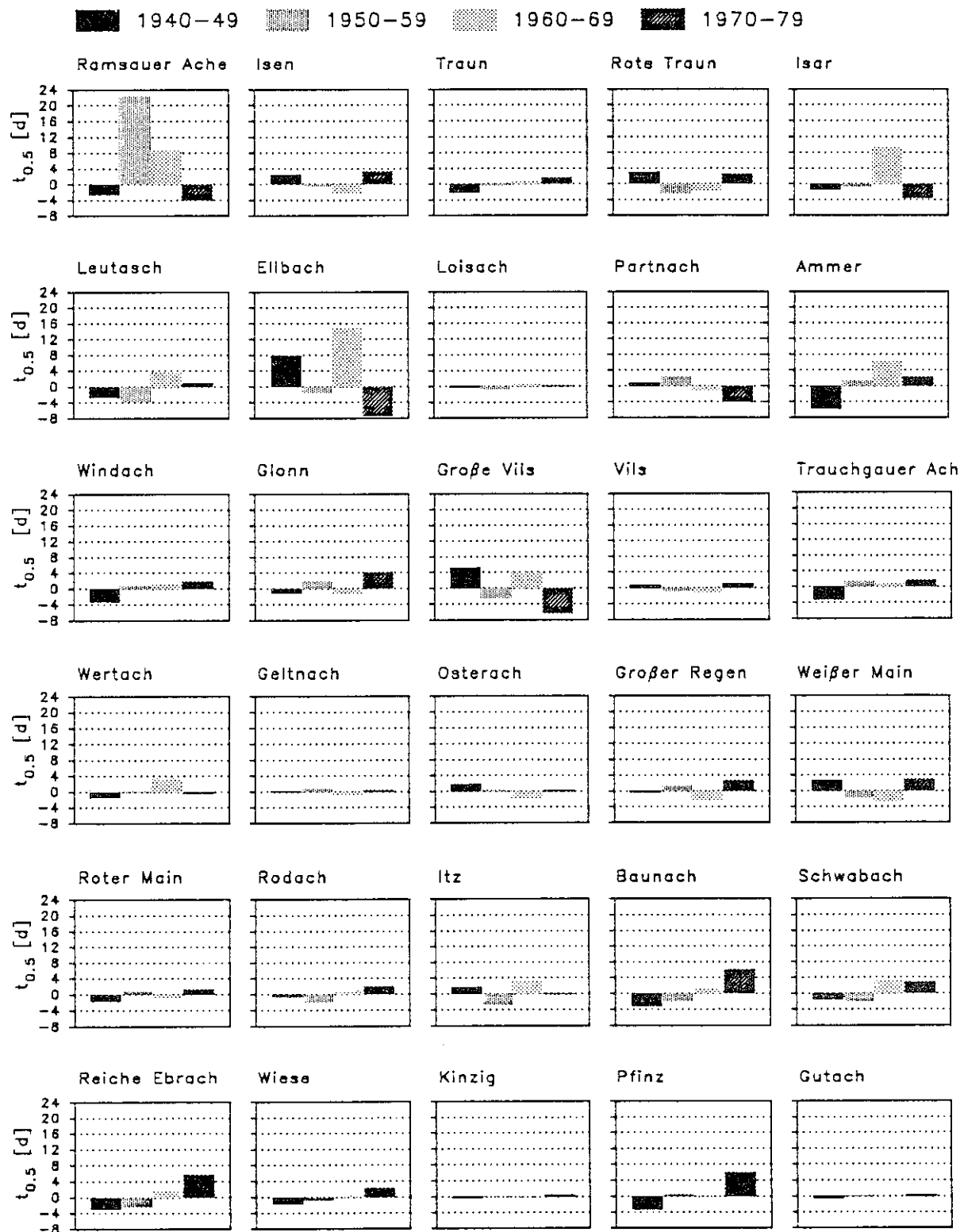


Abb. 5.18 Vergleich der Abweichungen mittlerer Halbwertszeiten einzelner Dekaden zur mittleren Halbwertszeit der Gesamtperiode (Sommerperiode)

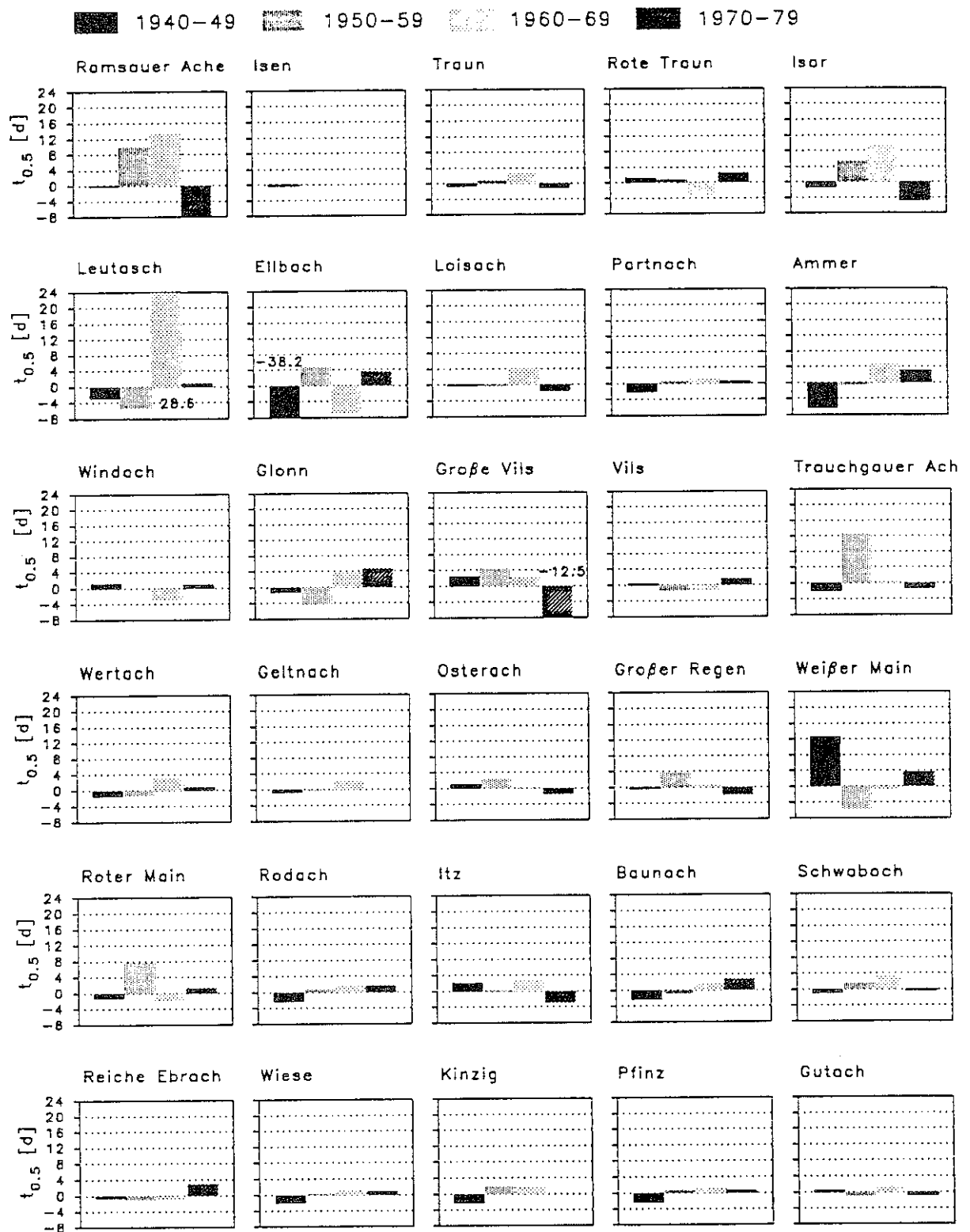


Abb. 5.19 Vergleich der Abweichungen mittlerer Halbwertszeiten einzelner Dekaden zur mittleren Halbwertszeit der Gesamtperiode (Winterperiode)

Betrachtet man die Anzahl der Halbwertszeiten, die größer bzw. kleiner sind als die mittlere Halbwertszeit der Periode 1940-1979, so ergibt sich ein Bild, das in Tabelle 5.4 zusammengefaßt ist.

Tab. 5.4 Anzahl der Einzugsgebiete, deren mittlere Dekaden-Halbwertszeiten größer bzw. kleiner als das 40-jährige Mittel der Halbwertszeit sind.

	1940-49	1950-59	1960-69	1970-79
Sommerperiode				
kleiner als $t_{0.5}$	19	17	12	7
größer als $t_{0.5}$	10	13	17	23
Winterperiode				
kleiner als $t_{0.5}$	20	12	9	11
größer als $t_{0.5}$	8	17	21	15

Die mittleren Halbwertszeiten für die Dekade 1970-1979 sind für die Sommerperiode bei 23 Gebieten größer als das Gesamtmittel der 40-jährigen Periode. Größere Halbwertszeiten treten dann auf, wenn die Entwässerung des Gebietes durch langsam drainierende enge Hohlräume im Untergrund erfolgt und gleichzeitig andere Faktoren wie z.B. die Evapotranspiration eine untergeordnete Rolle spielen. Aus der Gegenüberstellung der Abweichungen der Halbwertszeiten, die größer oder kleiner als die Halbwertszeiten der Gesamtperiode sind, kann für die Dekade 1970-1979 geschlossen werden, daß es sich hier im Mittel um eine relativ trockene Dekade handelt und damit in der Regel häufig die wirkliche Trockenwetterauslauflinie des Grundwasserkörpers erfaßt wurde, wobei dieser im allgemeinen langsamer drainiert als die ungesättigte Bodenzone. In den Dekaden 1950-1959 und 1960-1969 unterschreitet in etwa gleichvielen Einzugsgebieten die mittlere Halbwertszeit die der Gesamtperiode 1940-1979. Diese Dekaden unterscheiden sich also nicht einheitlich von der Gesamtperiode. Die Dekade 1940-1949 zeigt im Gegensatz zu der Dekade 1970-1979 für die Sommerperiode kleinere mittlere Halbwertszeiten als das langjährige Mittel. In etwa 2/3 der Einzugsgebiete liegen die mittleren Halbwertszeiten unter der Halbwertszeit der Gesamtperiode, in etwa 1/3 der Gebiete darüber.

Bei der Gegenüberstellung der Abweichungen der Halbwertszeiten größer oder kleiner als die Halbwertszeiten der Gesamtperiode ergibt sich für die Winterperiode ein ähnliches Bild. In etwa 2/3 der Einzugsgebiete liegen die mittleren Halbwertszeiten unter der Halbwertszeit der Gesamtperiode und in etwa 1/3 der Gebiete darüber. Am häufigsten treten jedoch flachere Trockenwetterauslaufkurven in den Winterperioden nicht erst in der Dekade 1970-1979, sondern bereits in der Dekade 1960-1969 auf. Betrachtet man zusätzlich noch Informationen über die Anzahl der für die Ermittlung der mittleren Halbwertszeit verwendeten Auslaufäste, so zeigt sich, daß gerade für extreme Abweichungen nur eine geringe Anzahl von Auslaufästen vorlag.

Die Untersuchung der Auswirkung unterschiedlicher Dekaden auf den Parameter Halbwertszeit der Trockenwetterauslaufkurve hat gezeigt, daß sich die mittleren Auslaufkurven nicht regelhaft in den einzelnen Dekaden unterscheiden. Vielmehr lassen sich für die Sommerperiode in nahezu 75 % der Gebiete Abweichungen feststellen, die kleiner als vier Tage betragen, so daß generell davon ausgegangen werden kann, daß sich die Methode zur Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve für die Sommerperiode relativ robust gegenüber der ausgewählten Dekade zeigt und damit konstante Werte liefert.

5.3.4.6 Einfluß von Boden und Geologie auf die Modellparameter

Die Speichereigenschaften eines Einzugsgebietes hängen im wesentlichen vom geologischen Untergrund und den darüberliegenden Deckschichten ab. Im allgemeinen liefern Einzugsgebiete mit hoher Speicherkapazität flache Trockenwetterauslaufkurven mit kleinen Auslaufkoeffizienten und langen Halbwertszeiten. Einzugsgebiete mit geringer Speicherkapazität erzeugen dagegen steile Trockenwetterauslaufkurven mit hohen Auslaufkoeffizienten und kürzeren Halbwertszeiten.

Untersuchungen, die einen Zusammenhang zwischen der Geologie und den Parametern der Trockenwetterauslaufkurve aufzeigen, wurden von WEYER 1972, EINSELE 1978 und TOUSSAINT 1981 durchgeführt. Weyer berechnete Leerlaufkoeffizienten für verschiedene Quellen im Rheinischen Schiefergebirge. Die Berechnungen stützen sich auf Quellschüttungsmessungen für die Zeit von August bis September des Jahres 1959, wobei das lineare Exponentialmodell zugrunde gelegt wurde. Die ermittelten Leerlaufkoeffizienten schwankten zwischen 0.00334 und 0.02055 d⁻¹. Das entspricht einer Halbwertszeit zwischen 27 und 207 Tagen. Toussaint wertete das Trockenjahr 1976 für 114 hessische Flußgebiete aus. Er ordnete die Flußgebiete hydrogeologischen Großeinheiten zu. Für Tonsteine ermittelte er Halbwertszeiten kleiner als 7 Tage, für das Kristallin liegen die Werte zwischen 5 und 7 Tagen und für Ergußgesteine zwischen 6 und 9 Tagen. Für Sandsteine errechnete er Halbwertszeiten von ca. 10 Tagen und für Karbonatgestein von ca. 15 Tagen. Einsele faßt in seiner Studie die Arbeiten mehrerer Autoren zusammen, die ihre Untersuchungen nicht nur für Jahreszeiten in Einzeljahren durchführten, sondern zwei und mehrjährige Trockenjahre berücksichtigten. Die von Einsele vorgelegten Halbwertszeiten unterliegen sehr großen Schwankungen. Für Sande und Kiese liegen die Werte zwischen 35 und 150 Tagen, für Sandsteine zwischen 9 und 120 Tagen und für verkarstete Kalksteine und die Dolomit-Serie ebenfalls zwischen 9 und 120 Tagen. Der Einfluß unterschiedlicher Bodentypen und der Geologie eines Einzugsgebietes auf die Halbwertszeit der Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses soll in Abbildung 5.20 veranschaulicht werden.

Im ersten Beispiel werden die nach der Methode DEREK2 berechneten mittleren Trockenwetterauslaufkurven für zwei Einzugsgebiete in Finnland (Kurve A) und den Niederlanden (Kurve B) verglichen. Beide Gebiete liegen in reliefsschwachen Küstenregionen auf geologisch undurchlässigem Untergrund. 75% des finnischen Einzugsgebietes ist mit Moränen, 12% mit 'graded soils' (diese Böden sind dadurch gekennzeichnet, daß alle Korngrößenklassen in ungefähr gleichen Teilen vorliegen) und 13% mit Torfböden bedeckt. Die spezifischen Eigenarten von Torfböden und die Tatsache, daß die Bodenmächtigkeit höher als 2 m beträgt, führt zu einer ungewöhnlich hohen Halbwertszeit von 25 Tagen. Im Gegensatz dazu bestehen die Böden in dem alluvialen Einzugsgebiet der Niederlande vor allem aus Sand und Kies. Der anstehende marine Ton befindet sich im Osten in Tiefen von 1 m und fällt bis auf 10 m im Westen ab. Daher ist die Schicht des Sandaquifers nicht sehr mächtig, was zu einer geringen Speicherkapazität führt (WARMERDAM et al. 1982).

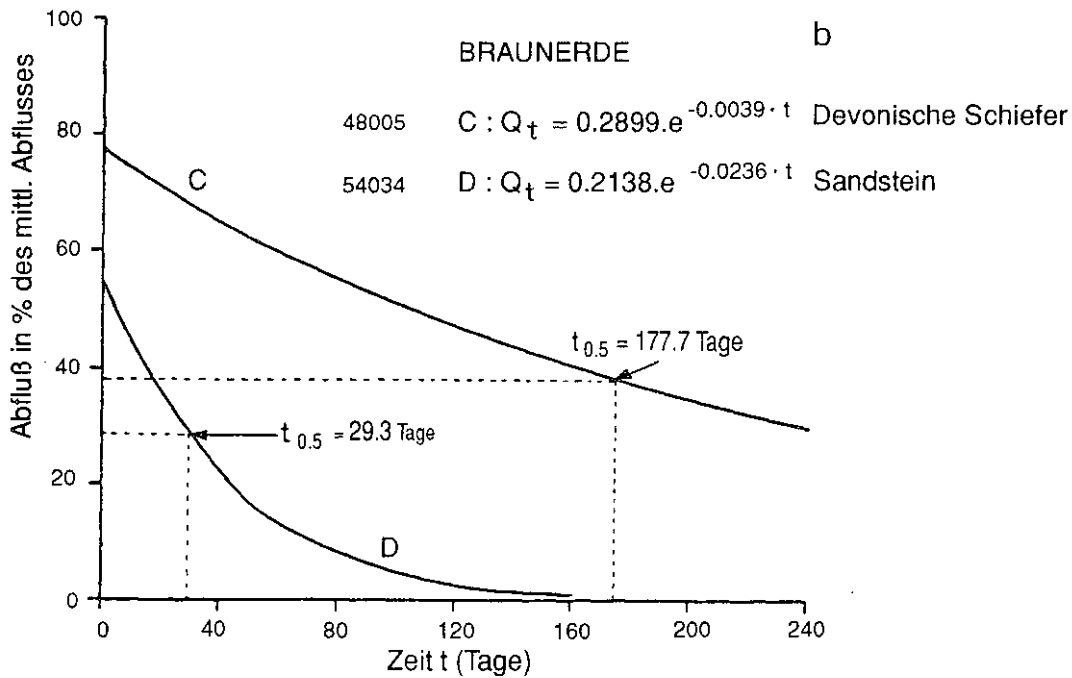
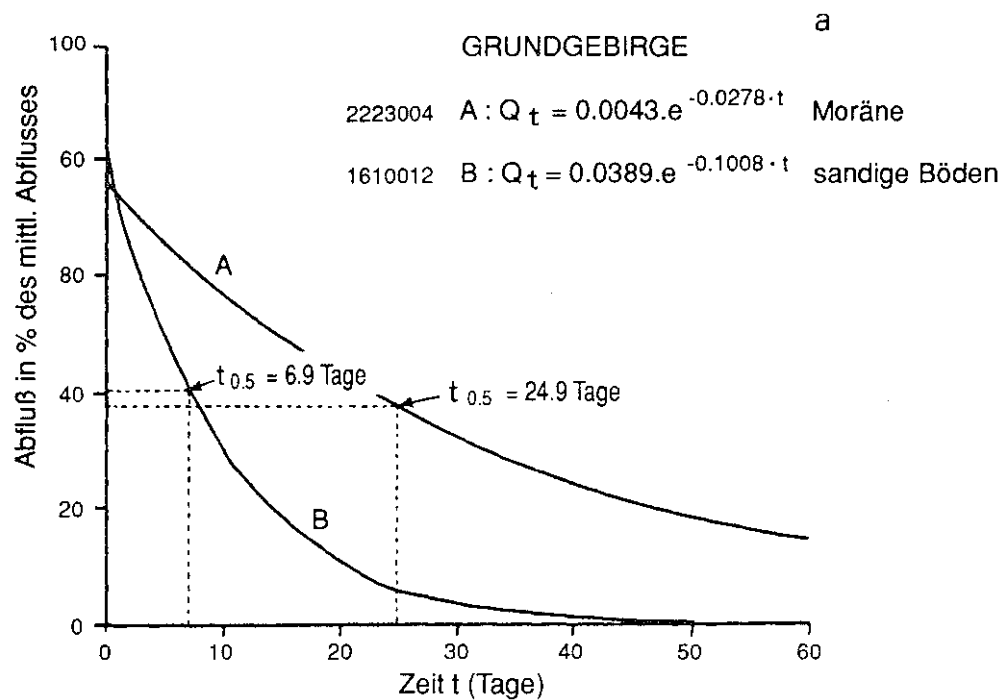


Abb. 5.20 Mittlere Trockenwetterauslaufkurven für Gebiete mit unterschiedlichen pedologischen- und geologischen Eigenschaften

- a) undurchlässiges Grundgebirge (kristallin)
- b) Braunerde

Deshalb erreicht die Halbwertszeit des niederländischen Einzugsgebiets nur einen Wert von 7 Tagen.

Das zweite Beispiel, Abbildung 5.20, zeigt den Einfluß unterschiedlicher Geologie für zwei Gebiete in Großbritannien (Kurve C und D). Im Gebiet in Südwest-England (C) herrschen Braunerden vor, die devonischen Sandsteinen und Schiefern aufliegen. Die mittlere Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses hat ein sehr flaches Gefälle mit der längsten im gesamten Projekt gefundenen Halbwertszeit von 178 Tagen. Das zweite Einzugsgebiet (D) liegt in den Midlands und weist ebenfalls Braunerde anstehend auf Sandstein auf. Die dazugehörige mittlere Trockenwetterauslaufkurve (D) ist viel steiler und erreicht damit auch eine kürzere Halbwertszeit von 29 Tagen.

Eine detailliertere Untersuchung über den Zusammenhang zwischen der Geologie und dem Leerlaufkoeffizienten wird in der hier vorliegenden Studie auf der Basis von 98 Flußgebieten vorwiegend aus Süddeutschland durchgeführt. Die Berechnung der Auslaufkoeffizienten erfolgt nach der Methode DERECl für eine 20-jährige Periode. Um den Einfluß der Geologie auf die Auslaufkoeffizienten zu ermitteln wurde eine Zuordnung bzw. eine chronologisch-geologische Klassifikation der Auslaufkoeffizienten aufgestellt. Das Ergebnis dieser Berechnung für die Sommerperiode liegt in Tabelle 5.5 vor.

Tab. 5.5 Mittlere Halbwertszeiten für chronologisch-geologische Gruppen (98 Flußgebiete).

Geologie	Halbwertszeiten [Tage]		Mittel
	von	bis	
Plutonite	9	18	13
Metamorphite	8	19	11
Devon	8	20	11
Karbon	9	18	12
Buntsandstein	7	26	14
Muschelkalk	31	35	33
Keuper	5	35	14
Jura	8	30	13
Kreide	8	31	13
Tertiär	6	21	10
Quartär	8	24	13

Mittlere Halbwertszeiten bis 35 Tage ($\alpha < 0.0198 \text{ d}^{-1}$) existieren für Keuper (Ammer) und Muschelkalk (Leutasch) beides Gebiete in den Bayerischen Alpen. Mittlere Halbwertszeiten kleiner 10 Tage ($\alpha = 0.1386 \text{ d}^{-1}$) wurden im kristallinen Schwarzwald, im Tertiär des Alpenvorlandes, in der Trias der nördlichen Kalkalpen und auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb errechnet. Im Devon des Rheinischen Schiefergebirges und des Fichtelgebirges sind ebenfalls mittlere Halbwertszeiten kleiner 10 Tage vorhanden. Eine Gemeinsamkeit dieser Gebiete ist, daß hier die meisten Kluftaquifere vorkommen. Große Leitfähigkeitskoeffizienten (10^{-5} bis 10^{-7} m/s) dieser Speicher sorgen für rasches Auslaufen.

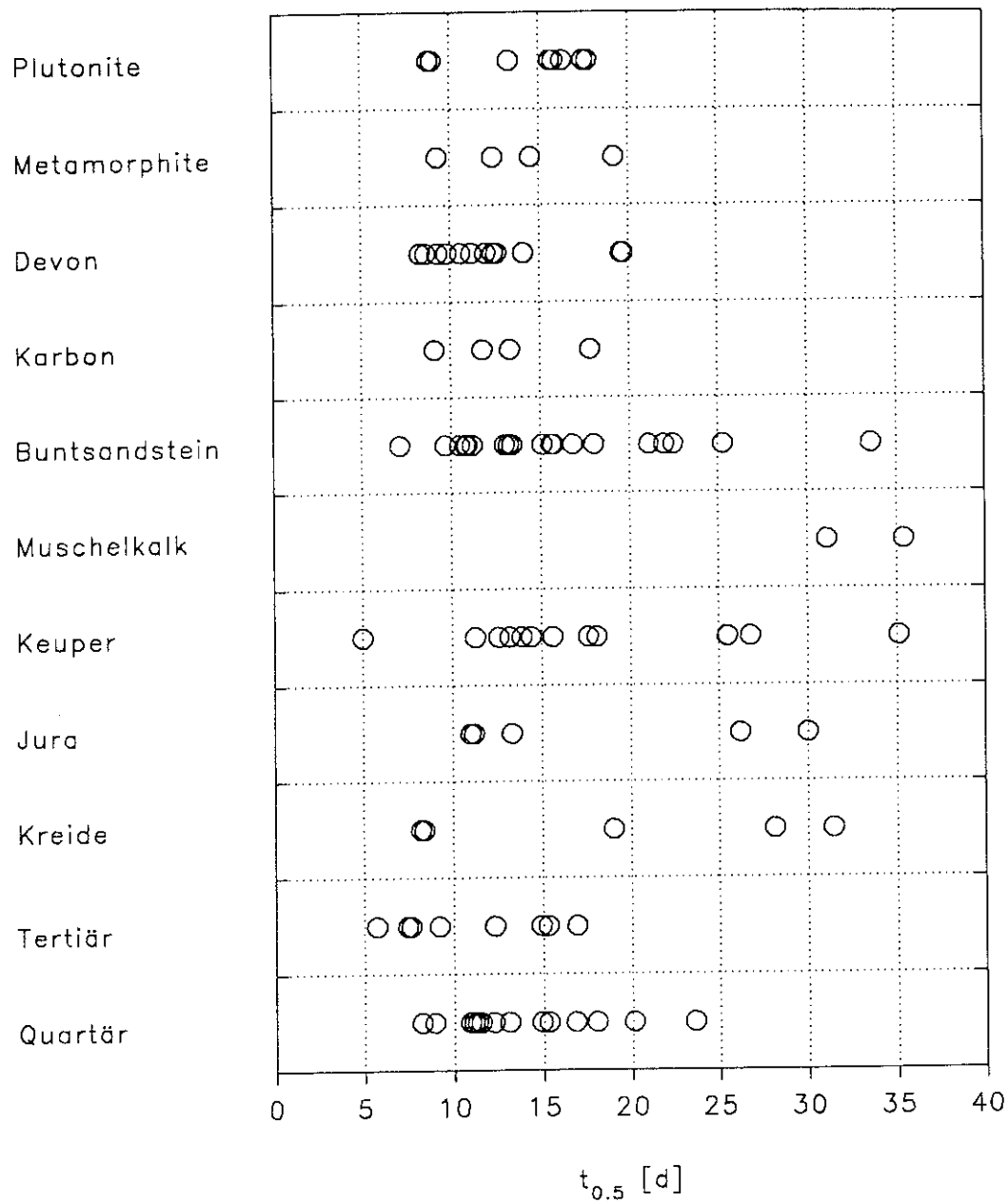


Abb. 5.21 Zusammenhang zwischen mittleren Halbwertszeiten und chrono-geologischen Gruppen

Wie aus Abbildung 5.21 zu entnehmen ist, wird der Bereich mit Halbwertszeiten zwischen 10 und 20 Tagen am häufigsten abgedeckt, wobei der Muschelkalk als einzige chrono-geologische Gruppe mit Werten über 30 Tagen aus diesem Schema herausfällt. Dies kann jedoch mit einer geringen Stichprobenanzahl (2 Flußgebiete) erklärt werden. Der Muschelkalk fällt auch dann als einziger aus dem Schema heraus, wenn die Mittelwerte der mittleren Halb-

wertszeiten jeder Gruppe verglichen werden. (Mittelung erfolgte über die Leerlaufkoeffizienten und nicht über die Halbwertszeiten). Jede chronologisch-geologische Gruppe liegt mit den Mittelwerten zwischen 10 und 15 Tagen ($\alpha = 0.0462$ bis 0.0693 d^{-1}).

Betrachtet man die Spannweiten, so ist eine Differenzierung der chronologisch-geologischen Gruppen möglich. Plutonite, Metamorphite, Devon, Karbon und Tertiär zeigen Spannweiten der mittleren Halbwertszeiten von ungefähr 10 Tagen. Quartär, Jura und Buntsandstein nehmen mit Spannweiten zwischen 15 und 22 Tagen eine Mittelstellung ein. Die Spannweite von Kreide mit 23 Tagen und Keuper mit 30 Tagen liegen darüber.

Ein Vergleich mit den von Weyer vorgelegten mittleren Halbwertszeiten mit den in dieser Studie ermittelten Werten ist nicht möglich, da Weyers Werte auf Einzelmessungen beruhen. Obwohl es sich bei Toussaint auch nur um eine kurzfristige Untersuchung handelt, sind die Voraussetzungen für einen Vergleich gegeben. So verwendet er ähnliche Startwerte für die Auswahl der Trockenwetterauslauflinien und berechnet die Parameter mit einem Exponentialmodell. Die mittleren Leerlaufkoeffizienten des Trockenjahres 1976 weichen nur geringfügig von den langjährigen mittleren Leerlaufkoeffizienten ab (vgl. Tabelle 5.5). Bei der Differenzierung nach der Geologie erhält Toussaint ein anderes Bild; einen deutlichen Unterschied der Leerlaufkoeffizienten unterschiedlicher Gesteine kann er jedoch ebenfalls nicht finden. Die von Einsele veröffentlichten Halbwertszeiten sind alle größer. Die sehr großen Spannweiten können trotz eines höheren Stichprobenumfangs nicht nachgewiesen werden. Vielmehr zeigen die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung, daß sich Schwankungen im Speicherglied bei langjähriger Betrachtung auf geringe Spannweiten einpendeln.

5.3.5 Zusammenfassung

Die Berechnung der mittleren Trockenwetterauslauflinie basiert auf einem in der angewandten Hydrologie weitverbreiteten exponentiellen Modell. Die Parameter der Trockenwetterauslaufkurve wurden für jedes Einzugsgebiet durch Anpassung eines einfachen linearen Regressionsmodells auf die Logarithmisch transformierten Abflüsse berechnet, wobei getrennte Berechnungen für unterschiedliche Jahreszeiten vorgenommen wurden. Durch einfache Mittelung der Auslaufkoeffizienten α und der Anfangsabflüsse Q_0 eines jeden Auslaufastes konnte eine mittlere Trockenwetterauslauflinie für jedes einzelne Gebiet erstellt werden. Die Anzahl der analysierten Auslaufäste variierte stark (zwischen 4 und 163 Segmenten). Dieses Verfahren wurde mit DEREK1 bezeichnet. Bei dessen Anwendung auf kleine Einzugsgebiete konnte jedoch festgestellt werden, daß die kurzen steileren Auslaufäste durch die arithmetische Mittelung aufgrund ihres häufigeren Auftretens eine stärkere Gewichtung erfahren. Aus diesem Grunde wurde das Verfahren zur Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve weiterentwickelt. Das modifizierte Verfahren (DEREK2) beruht auf der gleichen Modellvorstellung, führt aber zusätzlich noch eine zweifache Verschiebungsprozedur ein. Damit wird gewährleistet, daß die kürzeren Auslaufäste weniger gewichtet werden, wodurch insgesamt betrachtet flachere Trockenwetterauslaufkurven erzeugt werden. Außerdem ist das Verfahren DEREK2 auch weniger anfällig gegenüber Unterschieden in der Anzahl und Größe der Auslaufäste. Eine detaillierte Untersuchung der Methode DEREK1 mit einem Datensatz aus Deutschland (vgl. Kapitel 5.3.4) konnte jedoch diesen Gewichtungseffekt durch die Auslaufäste nicht bestätigen, so daß das einfachere Konstruktionsprinzip (arithmetische Mittelung der Parameter der einzelnen Trockenwetterauslauflinie) für den operationellen Einsatz weiterhin als gut einsetzbar gilt.

Bei der Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Startwerte auf die mittlere Trockenwetterauslaufkurve ergibt sich kein Hinweis auf die Beteiligung einer schnellen

Komponente; somit konnte die Auswahl des mittleren langjährigen Abflusses MQ als Startwert für befriedigend angesehen werden. Die Untersuchung der Auswirkung unterschiedlicher Dekaden auf die Halbwertszeit der Trockenwetterauslaufkurve hat gezeigt, daß sich die mittleren Auslaufkurven nicht regelhaft in den einzelnen Dekaden unterscheiden. Vielmehr lassen sich für die Sommerperiode in nahezu 75% der Gebiete Abweichungen feststellen, die kleiner als vier Tage betragen, so daß generell davon ausgegangen werden kann, daß sich die Methode zur Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve für die Sommerperiode relativ robust gegenüber der ausgewählten Dekade zeigt und damit konstante Werte liefert.

Neben der Anzahl und Länge der untersuchten Auslaufäste werden die Parameter der Trockenwetterauslaufkurve auch durch die geologische und pedologische Ausstattung sowie insbesondere durch die betrachtete Jahreszeit bestimmt. Der Einfluß der Geologie und der Böden auf den Rückgang des Abflusses zeigt sich in steileren Auslaufkurven für alluviale Einzugsgebiete mit geringer Speicherkapazität (insbesondere in den Niederlanden) und flachen Auslaufkurven für Mooreinzugsgebiete in Finnland. Die von mehreren Autoren ermittelten großen Schwankungen im Speicherglied konnte in dieser Untersuchung nicht bestätigt werden; vielmehr zeigen die Untersuchungen, daß sich die Schwankungen im Speicherglied bei langjähriger Betrachtung auf geringere Spannweiten einpendeln.

Die für die verschiedenen Jahreszeiten berechneten Trockenwetterauslaufkurven waren auf dem europäischen Festland aufgrund der Evapotranspirationsverluste sowohl aus dem Aquifer als auch aus dem Flußlauf im Sommer sehr viel steiler, während in den maritim beeinflussten Gebieten Großbritanniens, in denen die jahreszeitliche Variation des Klimas geringer ist, geringere Schwankungen der Auslaufkurven über das Jahr auftraten. Die Betrachtung der berechneten mittleren Trockenwetterauslaufkurven für verschiedene Jahreszeiten zeigte in den skandinavischen Ländern, daß die Auslaufkurven im Winter sehr viel flacher verlaufen, was auf die Versiegelung der Böden durch Gefrieren und in der Speicherung von Wasser in Form von Schnee begründet ist. Im Frühling, während der Wachstumsphase der Pflanzen, werden die Trockenwetterauslaufkurven aufgrund der Transpirationsverluste und der Entnahme von Wasser durch Pflanzen viel steiler.

6.1 Einführung

Extreme Niedrigwasserperioden sind häufig in den letzten Dekaden in vielen Ländern West-Europas aufgetreten (vgl. Kapitel 5.3.1). Da Niedrigwasserkennwerte für eine Reihe von wasserwirtschaftlichen Fragestellungen benötigt werden, kommt der Erfassung des Niedrigwassers und dessen regionaler bzw. räumlicher Verteilung eine besondere Bedeutung zu (vgl. Kapitel 5.2.2 und 5.3.3). Fehlen Niedrigwasserkennwerte oder liegen nur kurze, unvollständige Meßreihen vor, so können über geeignete Übertragungsmodelle die gewünschten Abflußstatistiken ermittelt werden. Für die Übertragung von Abflußkennwerten auf ungemessene Gebiete hat man in der Hydrologie den Begriff der Regionalisierung geprägt.

Die Übertragungsmodelle lassen sich im wesentlichen in zwei Gruppen aufteilen. Zu der ersten Gruppe gehören die komplexen mathematischen Modelle. Diese haben zum Ziel, das Wechselspiel zwischen Einzugsgebietsgrößen und hydrologischen Prozessen über mathematische Gleichungen zu beschreiben, wobei zahlreiche unterschiedliche theoretische Konzepte zugrunde liegen können. Zu der zweiten Gruppe gehören die statistischen Methoden und hier besonders die Methoden der multivariaten statistischen Verfahren. Die Regionalisierung mit Hilfe der multiplen Regressionstechnik hat gerade in Hinblick auf die starke Ausrichtung der hydrologischen Forschung auf Anforderungen aus der Ingenieurhydrologie weite Verbreitung in der angewandten Hydrologie gefunden. Vorteil dieses Ansatzes ist die Direktheit, Objektivität und die einfache Handhabung.

Es liegen zahlreiche Studien zur Regionalisierung im Hoch- und Mittelwasserbereich vor. SEYHAN 1976 und ASCHWANDEN 1985 geben darüber einen guten zusammenfassenden Überblick. Untersuchungen zur Regionalisierung des Niedrigwassers liegen allerdings bislang nur vereinzelt vor. Eine Übersicht über den Stand der Regionalisierung im Niedrigwasserbereich mit Hilfe regressionsanalytischer Verfahren wird in Kapitel 7 gegeben. Dazu wurden über 30 internationale Studien der letzten 20 Jahren aus aller Welt ausgewertet.

6.2 Methodische Grundlagen**6.2.1 Modellierung auf Einzugsgebietsebene**

Untersuchungen über die einzelnen Komponenten des hydrologischen Kreislaufes und deren Beziehung untereinander, insbesondere die Niederschlags-Abfluß-Prozesse, sind seit Beginn dieses Jahrhunderts Gegenstand intensiver Forschung in den naturwissenschaftlichen Disziplinen. Um die Reaktion eines Gebietes auf Niederschlag zu beschreiben wurde das Einzugsgebiet entweder als lineares oder nicht lineares System betrachtet. Die Transformation des Niederschlags in den Abfluß erfolgt dabei über unterschiedliche methodische Ansätze. Auf einige von ihnen wird im folgenden eingegangen.

Physikalische Modelle

Physikalische Modelle werden im Labor unter kontrollierten Randbedingungen entwickelt, wobei z.B. ein simulierter Niederschlag auf ein im Maßstab verkleinertes Gebiet untersucht wird. Der Einsatz physikalischer Modelle ist in hydraulischen Untersuchungen weit verbreitet und wird wenig auf hydrologische Fragestellungen angewendet. Die Problematik der physikalischen Modelle liegt in der Auswahl der Einzugsgebietsmerkmale und des Maßstabs. HOLLAND (zitiert in SEYHAN 1976) faßt seine Erfahrungen mit physikalischen Modellen wie folgt zusammen:

"It has not been possible to transfer the results of the studies of the physical models to natural watersheds. Not only the modelling characteristics are uncertain, but also the conditions of the natural watersheds are so varied that it would be difficult to demonstrate the validity of a model if dynamic similarity of response processes are achieved. The distribution of natural rainfall and initial watershed conditions are rarely as uniform as in the model and are usually not well known."

Mathematische Modelle

Die mathematischen Modelle gliedern sich in Modelle zur Beschreibung der Prozesse der Abflußbildung, zur Ermittlung der Abflußkonzentration und in die sogenannten 'Routing'-Modelle (Modelle zur Beschreibung der Wellenverformung). Die Modelle, die die Einzugsgebietsreaktionen beschreiben, untersuchen die zeitliche Verteilung des Abflusses als Funktion eines Niederschlagsereignisses und der physiographischen Merkmale eines Einzugsgebietes. Das 'Routing'-Modell berechnet über die Lösung einer Differentialgleichung den Fluß durch das Gerinne und den Speicher. Die mathematischen Modelle lassen sich wiederum in hydrologische 'Forecasting', 'Conceptual'- und 'Physically distributed' Modelle untergliedern.

Hydrologische 'Forecasting'-Modelle wurden speziell für die Abfluß-Vorhersage entwickelt. Ein Vertreter dieser Modelle ist das 'Stanford Watershed Model' eines der aussagekräftigsten operationellen hydrologischen Vorhersage Modelle (CRAWFORD & LINSLEY 1966). Das Modell arbeitet unter Berücksichtigung aller im Einzugsgebiet ablaufenden hydrologischen Prozesse. Es simuliert alle Phasen des hydrologischen Kreislaufes und produziert als Ergebnis kontinuierliche Abflüsse. Allerdings wird dieses Modell speziell für die Vorhersage von Hochwasser und nicht im Niedrigwasserbereich eingesetzt.

Ein einfaches hydrologisches 'Conceptual-Model' basiert auf einem mathematischen Konzept und nicht auf den wirklichen physikalischen Gegebenheiten, die im Einzugsgebiet vorzufinden sind. Nahezu alle 'Conceptual-Models' wurden entwickelt, um die Transformation des effektiven Niederschlags über den Speicher und das Gewässernetz zum Abfluß zu beschreiben (SEYHAN 1976). Als Ergebnis eines 'Conceptual-Model' erhält man einen Unit-Hydrograph.

Als Beispiel für ein 'Physically based distributed catchment Model' ist das SHE-Modell (Système Hydrologique Européen) zu nennen. Das SHE-Modell wurde erstmalig im europäischen Maßstab im FREN-D-Projekt eingesetzt (LUMADJENG 1989). Das primäre Ziel dieser Untersuchung war die Abschätzung der Auswirkungen unterschiedlicher Grundwasserstände auf das Bodenwasserregime (ungesättigte Bodenzone). In diesem Modell werden die Prozesse der einzelnen Komponenten des hydrologischen Systems (ungesättigte Zone, gesättigte Zone, etc.) durch partielle Differentialgleichungen beschrieben, die auf numerischem Wege nach dem finiten Differenzen-Verfahren gelöst werden (LUMADJENG 1989). Die Anwendung mathemati-

scher Modelle in der Hydrologie ist weit verbreitet (DICKINSON et al. 1967, GILDING & WESSELING 1983, LAAT de & AWATER 1978, BEVEN et al. 1987, FREEZE & HARLAN 1969, BEVEN & O'CONNELL 1982, ABBOTT et al. 1986a, 1986b). Bisher ist es aber mit physikalischen und mathematischen Modellen nicht gelungen, eine Übertragung der Ergebnisse auf ungemessene Gebiete zu erzielen. Daher wird bisher von der Anwendung dieser Ansätze bei Fragen der Regionalisierung insbesondere im Niedrigwasserbereich Abstand genommen.

6.2.2 Empirische Verfahren

Bei den empirischen Verfahren zur Regionalisierung von Abflußkenngrößen handelt es sich im wesentlichen um einfache mathematische Gleichungen, mit deren Hilfe der Abfluß in einem ungemessenen Gebiet abgeschätzt werden kann. Diese Verfahren basieren fast ausschließlich auf Erfahrungen und setzen neben detaillierten Gebietskenntnissen (Morphologie, Topographie) zusätzliche Kenntnisse über die hydrologischen Verhältnisse in den zu untersuchenden Gebieten voraus (HAYES 1990). Die aus den empirischen Verfahren entwickelten Formeln beschreiben weder einen exakten physikalischen Zusammenhang der betrachteten Größen, so wie es bei den deterministischen bzw. mathematischen Modellen der Fall ist, noch berücksichtigen sie einen Fehlerterm, wie in statistischen Verfahren üblich. Jedoch versuchen die empirischen Verfahren die deterministischen Einflüsse auf den Abfluß zu erfassen, um daraus in graphischer oder analytischer Form die gewünschten Kenngrößen zu bestimmen. Historisch betrachtet haben sich die empirischen Verfahren vor den statistischen Verfahren entwickelt. Ihr Ursprung hängt mit den ersten Versuchen zusammen, den Wasserkreislauf zu bilanzieren. Aufgrund der Tatsache, daß bei diesen Verfahren Jahres- bzw. Monatsmittelwerte des Niederschlags und der Verdunstung benötigt werden, sind sie fast ausschließlich für die Regionalisierung im Mittelwasserbereich anwendbar. Die Auswahl und Anwendung eines empirischen Verfahrens hängt nicht nur von der Fragestellung, sondern auch weitgehend von den Erfahrungen des jeweiligen Sachbearbeiters ab. Oft wird ein empirisches Verfahren aus Mangel an Alternativen dann ausgewählt, wenn für das Untersuchungsgebiet keine statistischen Übertragungsfunktionen zur Verfügung stehen oder aus ökonomischen oder zeitlichen Gründen ein anderes Verfahren wie z.B. die Korrelationsanalyse nicht durchführbar ist. Einen umfassenden Überblick über die historische Entwicklung empirischer Regionalisierungsverfahren in der Hydrologie gibt ASCHWANDEN 1985.

Abflußspendenübertragung

Ein häufig angewandtes empirisches Verfahren ist die Übertragung von Abflußspenden. Dabei wird davon ausgegangen, daß benachbarte Einzugsgebiete in Bezug auf die Abflußspende ein ähnliches Verhalten aufweisen. Durch das Prinzip der direkten Proportionalität ist der Abfluß am Ort des abzuschätzenden Gerinnequerschnitts nur noch von der dazugehörigen Fläche des Einzugsgebietes abhängig. Die empirische Formel lautet:

$$Q^* = \text{AREA}^* \cdot Q / \text{AREA} \quad (6.1)$$

mit	Q^*	=	geschätzter Abfluß,
	Q	=	gemessener Abfluß,
	AREA^*	=	Größe des abzuschätzenden Einzugsgebietes
	AREA	=	Größe des gemessenen Einzugsgebietes

Das Verfahren zur Übertragung von Abflußspenden liefert hauptsächlich im Mittelwasserbereich zuverlässige Werte, wobei das Verfahren auch für Extremwerte eingesetzt werden kann. Dort weichen die Abschätzungen jedoch mitunter sehr stark von den tatsächlichen Abflußwerten ab. Die Schätzungen werden genauer, wenn der Ort des Gerinnequerschnitts in Fließrichtung des gleichen Wasserlaufes liegt (DYCK 1976). Bezieht man den jeweiligen Gebietsniederschlag in die empirische Formel mit ein, so kann die Regionalisierung mit Hilfe des Abflußspendenverfahrens verbessert werden, wobei der Einfluß des Gebietsniederschlags steigt, je mehr sich die Einzugsgebiete in Bezug auf ihr Relief unterscheiden. Die empirische Beziehung ergibt sich wie folgt:

$$Q^* = AAR^* \cdot AREA^* \cdot Q / AREA \quad (6.2)$$

mit	Q^*	=	geschätzter Abfluß
	Q	=	gemessener Abfluß
	AAR^*	=	Gebietsniederschlag im abzuschätzenden Gebiet
	AAR	=	Gebietsniederschlag im gemessenen Gebiet
	$AREA^*$	=	Größe des abzuschätzenden Einzugsgebietes
	$AREA$	=	Größe des gemessenen Einzugsgebietes

Mit der Methode der kleinsten Quadrate wurde in einer Niedrigwasserstudie von HAYES 1990 für den Bundesstaat Virginia (USA) eine empirische Gleichung entwickelt, die den Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsfläche und Niedrigwasserkennwerten herstellt, wobei die Niedrigwasserkennwerte aus theoretischen Verteilungen an gemessenem und ungemessenem Flußabschnitt ermittelt werden. Die Gleichung hat die Form:

$$7QT_j = 7QT_i [A_j/A_i]^{1.2} \quad (6.3)$$

mit	$7QT$	=	durchschnittlicher 7-tägiger Niedrigwasserabfluß mit einer Jährlichkeit T
	A	=	Fläche des Einzugsgebietes
	i	=	Ort der Direktmessung
	j	=	Ort ohne Direktmessung

Die empirische Formel besitzt Gültigkeit für den Bereich $0.65 < [A_j/A_i] < 10.36$. Mit Hilfe dieser Gleichung besteht die Möglichkeit o.g. Niedrigwasserkennwerte sowohl flußaufwärts als auch flußabwärts zu transferieren. Um den Schätzfehler so gering wie möglich zu halten wird empfohlen, die Formel nur innerhalb der vorgegebenen Grenzen, d.h. im Gültigkeitsbereich, der über das Verhältnis der Flächen der Einzugsgebiete definiert ist, anzuwenden. Außerdem setzt diese empirische Beziehung ähnliche geologische und topographische Eigenschaften in den betrachteten Teileinzugsgebieten voraus. Weichen die zu untersuchenden Flußteilgebiete stark in ihren geologischen oder topographischen Eigenschaften voneinander ab, so wird die Einrichtung einer zusätzlichen kurzfristigen Meßstation empfohlen. In diesen Fällen ist dann allerdings eine Vergleichbarkeit der Niedrigwasserregime nicht mehr gewährleistet.

Als Ergebnis einer solchen Interpolation kann ein Niedrigwasserprofil erstellt werden. Um Informationen über Niedrigwasserregime an Zuflüssen des Tennessee River in Georgia (USA)

zu erhalten, wurde in einer Studie von CARTER et al. 1988 für jede einzelne Meßstelle der 7Q10-Wert (durchschnittlicher siebentägiger Niedrigwasserabfluß mit einer Jährlichkeit von 10) berechnet und gegen den jeweiligen Flußkilometer aufgetragen. Zwischen den einzelnen 7Q10-Werten wurde dann unter Berücksichtigung der Einzugsgebietsfläche interpoliert, so daß ein kontinuierliches Niedrigwasserprofil entstand. Diesem Profil können für jeden Punkt am Flußlauf die jeweilige Abflußmenge, die Fläche des Einzugsgebietes und eine Angabe bezüglich der Zuverlässigkeit der vorhandenen Daten entnommen werden.

Ein Beispiel für die Übertragung der Abflußspenden im Niedrigwasserbereich wird von FUCHS & RUBACH 1983 für ein Einzugsgebiet der Leine in Niedersachsen und von BROWNE 1980 für ein Gebiet im Südwesten Englands vorgestellt. Dabei werden die Abflußspenden in einem Niedrigwasserabflußspendenlängsschnitt graphisch dargestellt. Daraus können dann für alle Querschnitte des Flußgebietes die zugehörigen Niedrigwasserabflußspenden entnommen werden. Dabei stellen die beiden Autoren über den Umweg der multiplen Regressionsanalyse fest, daß die Niedrigwasserabflußspende 7Q2 (durchschnittlicher siebentägiger Abfluß mit einer Jährlichkeit von 2) direkt proportional zur Einzugsgebietsfläche ist (FUCHS & RUBACH 1983).

6.2.3 Statistische Verfahren

6.2.3.1 Einführung

Für die Untersuchung der Struktur und der Eigenschaften von Flußgebieten weist DYCK 1987 auf die Bedeutung der Zusammenhangsanalyse hin. Gleichzeitig betont er jedoch die Schwierigkeit der Interpretation der Korrelationskoeffizienten als Maßzahlen des genetischen Zusammenhangs. Die zum Teil ungenaue Kenntnis über die Art der Ursache-Wirkung- oder Prozeß-Antwort-Beziehungen gebietet eine sorgfältige Deutung der gefundenen Korrelationen und regressiven Zusammenhänge. In den nächsten Kapiteln werden zwei in der Niedrigwasserregionalisierung häufig angewandten Methoden vorgestellt.

6.2.3.2 Korrelationsanalyse

Die Korrelationsanalyse steht neben der Regressionsanalyse für die Regionalisierung von Niedrigwasserkennwerten zur Verfügung. Bei der Anwendung der Korrelationsanalyse wird davon ausgegangen, daß eine Abschätzung der gesuchten Niedrigwasserkenngröße über Hilfsgrößen wie z.B. Gebietsmerkmale nicht möglich ist. Die Korrelationsanalyse stellt Verbindungen zwischen langjährig und kurzzeitig beobachteten Meßstellen her. Aus diesen Verknüpfungen werden anschließend die Werte für ungemessene Gewässerstrecken interpoliert. Dieses Verfahren setzt voraus, daß über die bestehenden Pegel hinaus, die das sogenannte Bezugsraster bilden, noch weitere zusätzliche Pegel für eine begrenzte Zeit eingerichtet werden. Die Anzahl dieser zeitlich begrenzten Zusatzpegel kann die der ständig langfristig eingerichteten Pegel um ein Vielfaches übertreffen. Die Einrichtung und Lage der zusätzlichen Pegel ergibt sich aus den örtlichen Gegebenheiten und der räumlichen Verteilung der schon bestehenden Bezugsraster. Nach DYCK 1976 müssen für die Anwendung der Korrelationsanalyse folgende Gesichtspunkte beachtet werden:

- (1) "Fehlende Niedrigwasserdaten im Teil-Untersuchungsgebiet für eine Analyse des Gesamtgebietes.

- (2) Gewährleistung von Abflußmessungen bei Niedrigwasser mit hoher Meßgenauigkeit.
- (3) Kenntnis über mögliche hydrogeologische Unterschiede im Gesamtgebiet, da Korrelationen möglichst innerhalb hydrogeologisch homogener Formation vorgenommen werden sollten.
- (4) Lage der ständig beobachteten Pegel und Beurteilung über Eignung als Bezugspegel."

An den temporär eingerichteten Pegeln sollte während niederschlagsfreier Perioden, in denen der Abfluß nur noch aus dem Basisabfluß besteht, gleichzeitig gemessen werden. Für die Bestimmung von Niedrigwasserkenngrößen wird als Betriebsdauer für die temporären Pegel drei bis fünf Jahre angegeben (DYCK 1976). Weitere Angaben bezüglich der Auswahl der temporären Meßstellen und der Dauer ihres Betriebes finden sich in STALL 1962, GODDARD 1963, SPEER et al. 1964 und RIGGS 1985. Setzt man im Jahr zwei bis drei Messungen in den Niedrigwasserperioden an, dann stehen für die Korrelationsanalyse ca. 8 bis 10 Werte zur Verfügung. Nach Abschluß der gesamten Meßkampagne wird auf der Basis der erhobenen Daten eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Aus dieser Analyse erhält man gebietsbezogene bzw. -abhängige Niedrigwasserkenngrößen. Die Stärke des statistischen Zusammenhangs der beiden Datenkollektive wird durch den Korrelationskoeffizienten angegeben. Die Auswertung der Korrelationsanalyse kann auch graphisch erfolgen. Dabei werden die aus den Messungen gewonnenen Wertepaare doppelt-logarithmisch aufgetragen. Nähere Angaben zur Korrelationsanalyse und die dazu notwendigen Vorarbeiten sind in DYCK 1976 beschrieben.

GLOS & LAUTERBACH 1972 geben in einer Untersuchung zur Abschätzung von Niedrigwasserabflüssen mit Hilfe des Korrelationsverfahrens am Beispiel von drei Testgebieten in der ehemaligen Deutschen Demokratischen Republik Größen des Schätzfehlers an. Dabei lag der durchschnittliche Fehler bei der Abschätzung von 7- und 15-tägigen mittleren Niedrigwässern mit einem Wiederkehrintervall von 2 bis 20 Jahren im Gebiet der Zschopau zwischen 15 und 35%. Auf einzelne Meßstellen bezogen, wurden sogar Abweichungen bis zu 70% festgestellt. Im allgemeinen nimmt der durchschnittliche Fehler bei der Abschätzung der Niedrigwässer mit Zunahme des Wiederkehrintervalls zu. RIGGS 1961 und RIGGS 1972 stellt außerdem fest, daß der Fehler bei der Abschätzung kürzerer Zeitabschnitte (NM7Q: das niedrigste arithmetische Mittel von sieben aufeinanderfolgenden Tagen in Niedrigwasserabschnitten) größer ist als bei längeren Zeitabschnitten (NM30Q).

Der Erfolg einer Korrelationsanalyse hängt u.a. davon ab, ob während der Meßphase auch tatsächlich extreme Niedrigwasserperioden gemessen wurden. Trifft dies nicht zu, so sind die aus dem vorhandenen Datenmaterial berechneten Niedrigwasserkennwerte mit großem Wiederkehrintervall zu hoch. Der relativ hohe finanzielle und personelle Aufwand, der für die Einrichtung zusätzlicher Pegel erforderlich ist, wirkt sich nachteilig auf den Einsatz der Korrelationsanalyse aus sowie auf die nur mittelfristige Verfügbarkeit der Schätzungen.

Bei partiellen Datensätzen, z.B. Stichproben aus einem größeren Datenkollektiv, bzw. Datensätzen von weniger als 10 Jahren Meßdauer können die Niedrigwasserabflüsse über Korrelationen mit längeren Meßreihen ermittelt werden. Ein Beispiel dazu gibt RIGGS 1985 für ein Flußgebiet in den USA. Dabei wurde jeder Abflußwert aus einem partiellen Datensatz von Lost Creek gegen den am gleichen Tag gemessenen Abflußwert aus dem fortlaufenden Datensatz von Penn Creek aufgetragen (vgl. Abbildung 6.1). Der Punkteschar wurde graphisch eine Gerade angepaßt, über die z.B. das 10-jährliche Niedrigwasser der kontinuierlichen Meßstation in das 10-jährliche Niedrigwasser der Stichprobenstelle transferiert wird.

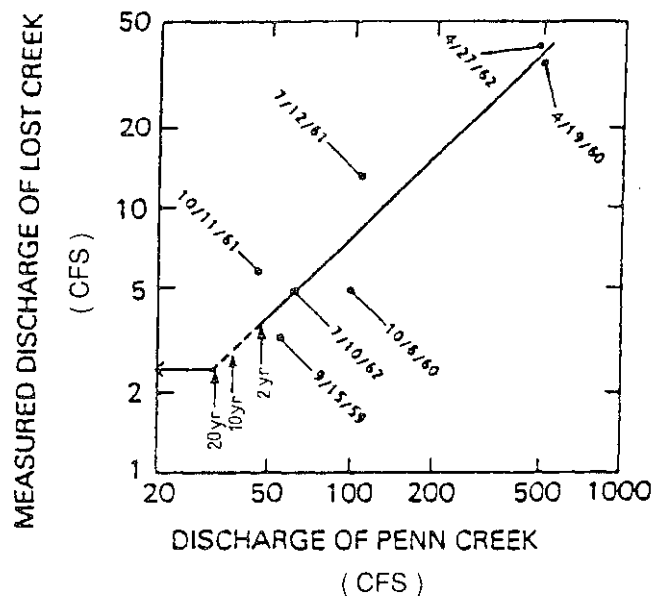


Abb. 6.1 Übertragung von Niedrigwasserkennwerten (aus: RIGGS 1985)

Die Lage der Geraden kann auch durch mathematische Anpassung bestimmt werden (FRIEL et al. 1989, HAYES 1990, STEDINGER & THOMAS 1985). Die mit diesem Verfahren gewonnenen Abflußmengen sind umso genauer, je ähnlicher die Abflußregime der beiden Flüsse sind. Je größer die Streuung zwischen den Punkten, desto unzuverlässiger sind die Werte. Auch wenn extrapoliert werden muß, d.h. wenn 7Q2 (durchschnittlicher siebentägiger Niedrigwasserabfluß mit einer Jährlichkeit von 2) bzw. 7Q10 weit außerhalb des über die Geraden definierten Bereiches liegt, bleiben die Ergebnisse fragwürdig.

6.2.3.3 Regressionsanalyse

Um Beziehungen zwischen Abflußvariablen und Gebietsmerkmalen zu erhalten, wurden bisher in der Hydrologie unterschiedliche Verfahren vorgeschlagen (LAUT et al. 1982). Eine einfache Methode, die es erlaubt den Abfluß in ungemessenen Gebieten abzuschätzen, ist die Regressionsanalyse. Diese Methode zählt zu den am häufigsten angewandten statistischen Verfahren der Hydrologie und Wasserwirtschaft. Sie findet z.B. Anwendung im Hochwasserwarndienst zur kurzfristigen Wasserstands- bzw. Abflußvorhersage sowie bei der mittelfristigen Abflußvorhersage im Bereich der Wasserkraftnutzung (MANIAK 1988). Seit Anfang der 60er Jahre wird die Regressionsanalyse auch im Bereich der Regionalisierung von Niedrigwasser eingesetzt (vgl. Kapitel 7.2, BENSON 1962 und BENSON 1964, BENSON & MATALAS 1967, THOMAS & BENSON 1970, RIGGS 1970 und WRIGHT 1970). Die Abschätzung von Abflußkenngrößen mit der Regressionstechnik geschieht mit Hilfsgrößen bzw. Einzugsgebietsmerkmalen, die sich aus geeigneten Karten ermitteln lassen (vgl. Kapitel 4). Dadurch werden im Gegensatz zur Korrelationsanalyse relativ schnelle Ergebnisse erzielt. Bei dem Ansatz der

Regressionsanalyse wird die abhängige Variable oder die Zielgröße in der Regel ein Abflußparameter sein. Entsprechend der Zielsetzung der Untersuchung ist dies entweder der mittlere jährliche Abfluß, das x-jährliche Hochwasser oder wie in dieser Studie ein Niedrigwasserparameter. Die unabhängigen Variablen setzen sich aus unterschiedlichen Gebietsmerkmalen, wie morphometrischen, klimatischen, geologischen und pedologischen Merkmalen, und aus der Oberflächenbedeckung zusammen.

Die Beziehung zwischen Niedrigwasserparametern und Gebietscharakteristiken wird über eine mathematische Gleichung beschrieben. Die allgemeine Form der Regressionsgleichung lautet:

$$Y_i = b_0 + \sum b_j X_{ij} + e_i \quad (6.4)$$

mit $i = 1, \dots, N$

und $j = 1, \dots, P$

wobei Y_i der Prädiktor, gewöhnlich ein Abflußparameter in m^3/s oder $l.s^{-1}.km^{-2}$ ist und b_0 und b_j diejenigen Konstanten, bzw. Koeffizienten, die über die betrachteten Datenbeispiele (Stichprobe aus dem Untersuchungsraum) ermittelt werden. Mit X_{ij} bezeichnet man die j-te Einzugsgebietscharakteristik des i-ten Einzugsgebietes. N ist die Anzahl der Einzugsgebiete und p ist die Anzahl der Einzugsgebietscharakteristiken; e_i ist schließlich das Fehlerglied. In einem aktuellen Experiment kann die Gleichung entweder eine logarithmische oder exponentielle Form aufweisen.

Die Parameter des multiplen Regressionsmodells werden gewöhnlich über die Methode der kleinsten Quadrate abgeschätzt. Dabei wird u.a. vorausgesetzt:

- (1) Keine Spezifikationsfehler
- (2) keine Meßfehler
- (3) Homoskedastizität.

Letztere ist eine wichtige Annahme und bedeutet, daß die Varianz des Schätzfehlers der Zielgröße konstant ist, d.h. daß die Varianz der Y_i für alle i gleich bleibt. Wird die Annahme der Homoskedastizität verletzt, so haben die geschätzten Parameter keine minimale Varianz und die allgemeinen Prozeduren, bezogen auf den t-Test und den F-Test, sowie die Vertrauensintervalle sind nicht mehr gültig. Daher müssen bei der Evaluation eines Regressionsmodells der Schätzfehler bzw. die Residuen genauer untersucht werden.

Die Annahme, frei von Spezifikationsfehlern zu sein, setzt voraus, daß das gewählte theoretische Modell, das durch die Regressionsgleichung dargestellt ist, richtig ist. Die zweite Voraussetzung, nämlich die Annahme keiner Meßfehler, ist selbstverständlich. Wenn die Messungen schon ungenau sind, dann ist es sehr wahrscheinlich, daß die Schätzwerte ebenfalls ungenau werden. Die Verlässlichkeit der Schätzung von Abflußparametern hängt u. a. von den Meßbedingungen an der Meßstation und auch von der Länge der betrachteten Zeitreihe ab. Nach TASKER 1980 wird letztere Bedingung in der Regel in der regionalen Regressionsanalyse verletzt und damit ist die Verlässlichkeit der geschätzten Abflußparameter nicht mehr gegeben. Weiterhin wird die Interpretation multipler Regressionsgleichungen vereinfacht, wenn die Prädiktoren unabhängig sind, d.h. der einfache Korrelationskoeffizient zwischen den Prädiktoren Null ist. Das Problem der Interkorrelation wird in vielen Studien immer wieder thematisiert

(z.B. SEYHAN 1976, TALLAKSEN 1989, DEMUTH 1989, MOLTZAU 1990). Die sich in Interkorrelationen außerdem manifestierenden mannigfaltigen Wechselwirkungen zwischen den Elementen der Einzugsgebietsausstattung sowie der hintergründigen Faktoren, die sie beeinflussen, bilden ein vielschichtiges, komplexes Wirkungsgefüge. Die besondere Problematik für die Praxis liegt darin, daß die Unabhängigkeit der Prädiktoren für die Regressionsanalyse gewährleistet sein sollte, um die Regressionskoeffizienten möglichst präzise abschätzen zu können (WEISBERG 1985). Ein Beispiel für die Interkorrelation zwischen Gebietsparametern zeigt Abbildung 6.2.

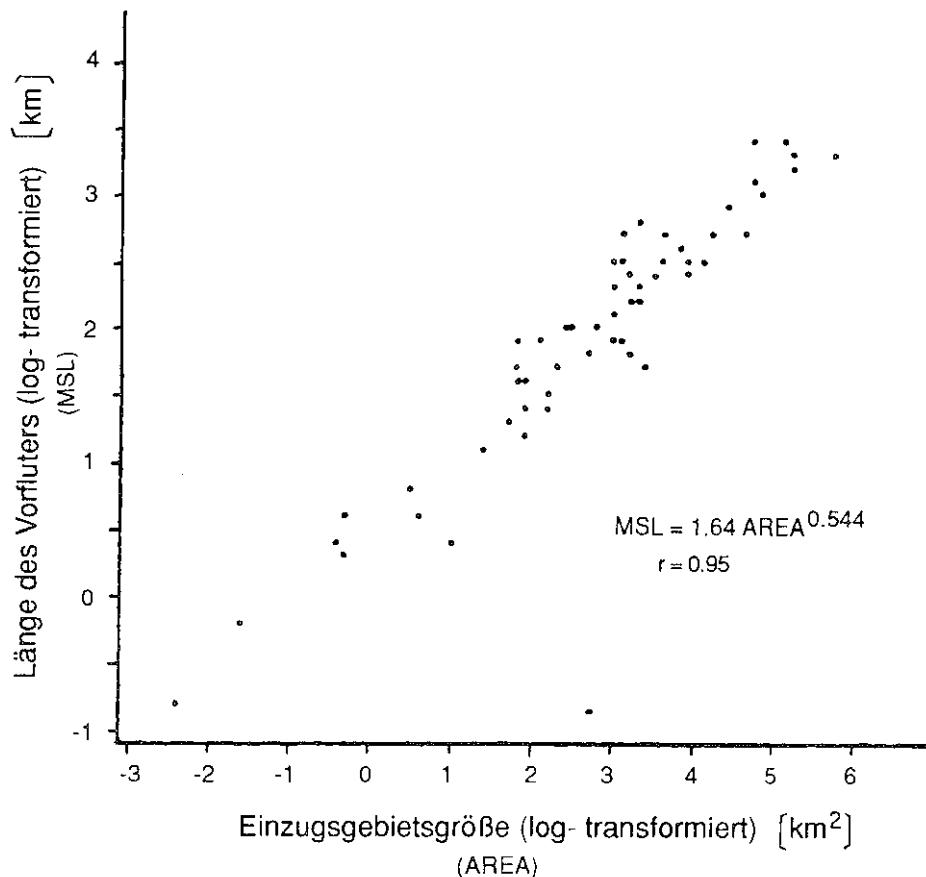


Abb. 6.2 Beziehung zwischen der Länge des Vorfluters und der Einzugsgebietsgröße (Stichprobe: 58 kleine Versuchsgebiete aus West-Europa, logarithmische Skala)

Der Korrelationskoeffizient zwischen dem Logarithmus der Länge des Vorfluters (MSL) und der Gebietsgröße (AREA) beträgt 0.95 und das Regressionsmodell hat die Form $MSL = 1.64 AREA^{0.544}$. Ein Ergebnis solcher Interkorrelationen ist, daß die Variablen nicht unabhängig sind und daher nicht beide in einer Regressionsgleichung verwendet werden können. Regressionsgleichungen, die interkorrelierte Variablen enthalten, ergeben unzulässige Parameterschätzungen. Eine abweichende Anschauung dazu vertritt BROWNLEE 1965, dem zufolge die Unabhängigkeit der Prädiktoren für die Regressionsanalyse nicht notwendig ist. LEWIS-

BECK 1986 hingegen schlägt einen Wert vor, unter dem interkorrelierte Prädiktoren in den Regressionsmodellen nicht mehr zulässig sein sollten; dieser Grenzwert des Bestimmtheitsmaßes liegt bei 80%.

6.2.3.4 Auswahl der Prädiktorvariablen

Viele Autoren haben bislang eine intuitive Auswahl des Prädiktorenvariablensatzes getroffen, um in erster Linie das Problem der Kolinearität zu umgehen und das beste Regressionsmodell zu finden. Subjektive Verfahrensweisen dieser Art stießen jedoch vielfach auf scharfe Kritik. Entsprechend der Forderung nach objektivem Vorgehen werden in der wissenschaftlichen Literatur zahlreiche unterschiedliche Verfahren vorgeschlagen, um aus der Gesamtheit der Einzugsgebietsparameter jeweils einen Regressorvariablensatz zu extrahieren, der die Grundvoraussetzungen für eine Regressionsanalyse erfüllt (DRAPER & SMITH 1981, Kapitel 6.2.3.3). Es handelt sich bei diesen Methoden um die schrittweise Regression und um die Faktorenanalyse bzw. Hauptkomponentenanalyse. Beide Begriffe werden im weiteren synonym verwendet, da es sich bei der Hauptkomponentenanalyse um eine spezielle Form der Faktorenanalyse handelt (MOLTZAU 1990).

Kolinearität ist nicht der einzige Grund für die Auswahl eines Variablensatzes aus der Gesamtheit der Variablen. Immerhin kann die Berücksichtigung möglichst vieler Variablen zu einer weitgehenden Erklärung der Varianz der Zielgröße führen. Besteht das Ziel der Regressionsanalyse darin, ein möglichst 'gutes' Vorhersagemodell zu erhalten, so ist nichts dagegen einzuwenden, die meisten relevanten Ausgangsvariablen beizubehalten (HOLDER 1985). Ist jedoch der finanzielle und zeitliche Aufwand für die Quantifizierung aller Variablen unverträglich hoch, verliert dieser Ansatz wegen mangelnder Durchführbarkeit seine praktische Bedeutung. Wenn Möglichkeiten bestehen, einen kleineren Prädiktorensatz zu finden, der annähernd denselben Informationsgehalt wie der volle Variablensatz bietet, so können Ergebnisse nicht nur vereinfacht werden, sondern auch zum Verständnis der Einflußfaktoren auf die Zielgröße beitragen. Es gilt also aus 2^k (k = Anzahl der potentiellen Prädiktoren) möglichen Regressionsgleichungen die 'beste' auszuwählen. Bei 13 Einzugsgebieten, die für eine regionale Studie im Südschwarzwald untersucht wurden, wären insgesamt 8 192 Modelle zu überprüfen. Da dieses Vorgehen aufgrund des hohen Rechenaufwandes nicht sehr effizient ist, wurden rechnerische Algorithmen zur systematischen Ermittlung des gesuchten 'besten' Modells entwickelt.

Schrittweise Regression

Die schrittweisen Prozeduren basieren auf einer Untersuchung verschiedener Prädiktorenvariablensätze. Dabei wird zunächst eine bestimmte Gruppe von Variablen in Beziehung zur Zielgröße Y gesetzt und mit den Modellen verglichen, die entweder durch Hinzufügen oder Weglassen einer Variablen entstehen. Es gibt drei unterschiedliche Algorithmen für die schrittweise Regression, die als 'Forward Selection', 'Backward Elimination' und 'Stepwise Technique' bezeichnet werden.

FORWARD SELECTION: Diese Prozedur beginnt zunächst mit der Aufstellung eines einfachen Modells mit einem einzigen Prädiktor, der die höchste Korrelation mit Y aufweist. In einem zweiten Schritt wird zusätzlich in das Modell diejenige Variable aufgenommen, die folgende Kriterien erfüllt:

- (1) Sie weist die höchste partielle Korrelation mit Y auf.

- (2) Ihre Hinzunahme erhöht das Bestimmtheitsmaß mehr als eine der übrigen Variablen.
- (3) Anhand eines Signifikanztests erweist sich die hinzugefügte Variable den übrigen hinsichtlich einer Modellverbesserung als überlegen.

Ausgehend von einem Variablensatz der Größe 1 wird also entsprechend den o.g. Kriterien jeweils eine weitere Variable hinzugefügt, bis ein Abbruchkriterium erreicht ist. Dabei kann es sich um eine vorgegebene Höchstzahl aufzunehmender Variablen handeln oder um ein zuvor festgelegtes, nicht zu unterschreitendes Signifikanzniveau. Auch ein negativer 'tolerance check', der den kollinearisierten Effekt einer neuen Variablen berechnet, kann zum Abbruch der Prozedur führen (WEISBERG 1985).

BACKWARD ELIMINATION: Diese Methode unterscheidet sich von Forward Selection Prozedur darin, daß zunächst ein Modell mit sämtlichen Variablen aufgestellt wird und dann Schritt für Schritt eine Variable entfernt wird. Das betrifft jeweils die Variable, die den bei der Forward Selection beschriebenen Aufnahmekriterien am wenigsten gerecht wird. Die Prozedur endet mit Erreichen einer vorgegebenen Prädiktorenanzahl, bzw. beim Überschreiten eines definierten Signifikanzniveaus.

STEPWISE TECHNIC: Diese Prozedur unterscheidet sich von der Forward Selection Technik darin, daß Variablen, die bereits in das Modell aufgenommen wurden, nicht unbedingt beibehalten werden. Nach jedem Hinzufügen einer neuen Variablen werden die partiellen Korrelationskoeffizienten aller bereits aufgenommenen Variablen neu berechnet, und diejenigen Variablen, deren Korrelationskoeffizienten sich als nicht signifikant erweisen, aus dem Modell ausgeschlossen. Die Stepwise Technik hat den Vorteil, daß sie nicht, wie bei der Forward Selection, an einem einmal erstellten Modell festhält, sondern immer wieder sämtliche Variablen überprüft. Nach HOLDER 1985 ist sie weniger anfällig für Rundungsfehler als die Backward Elimination Prozedur und daher auch dieser ebenfalls überlegen.

Obwohl die multiple Regressionsanalyse ein wichtiges Hilfsmittel besonders für die Abschätzung von Abflußkenngrößen darstellt, bestehen Einschränkungen. Das Verfahren kann dazu benutzt werden, Beziehungen zwischen Variablen zu quantifizieren, aber es ersetzt dennoch nicht Beobachtungen und Experimente. Die Gleichungen basieren auf Korrelationen und nicht auf Prozeßverständnis, d.h. die Modelle sind nicht allgemeingültig und können daher nicht außerhalb des Gültigkeitsbereichs der zugrundeliegenden Daten extrapoliert werden.

Faktorenanalyse

Während in den regressionsanalytischen Ansätzen in erster Linie die Höhe der erklärten Gesamtvarianz die Auswahl eines Modells bestimmte, steht beim faktorenanalytischen Ansatz die Beziehung der Einzugsgebietsparameter zueinander im Vordergrund. Vorrangiges Ziel ist die Isolierung weitgehend voneinander unabhängiger Größen. Die Faktorenanalyse wird etwa seit Mitte der 60er Jahre in der Hydrologie angewendet (WALLIS 1968, BLAKE et al. 1970, SEYHAN & HOPE 1983), doch ist ihre Anwendung aufgrund der oftmals schwierig zu interpretierenden Ergebnisse teilweise umstritten (MATALAS & REIHER 1967, DYCK 1976).

Der Grundgedanke bei der Faktorenanalyse besteht darin, daß beobachtete Variablenausprägungen ein Ausdruck zugrundeliegender Dimensionen, d.h. 'hinter diesen Variablen stehender' Faktoren, sind. Die Aufgabe der Faktorenanalyse besteht nun in der "Ableitung hypothetischer

Größen oder Faktoren aus einer Menge beobachteter Variablen" (ÜBERLA 1968). Dabei werden diejenigen Variablen, die unter sich stark korreliert sind, zu Gruppen zusammengefaßt und voneinander unabhängigen Faktoren zugeordnet. Jede Variable steht dabei in einer mehr oder weniger engen Beziehung zu dem ihr zugeordneten Faktor. Die Stärke des Zusammenhangs kann im Sinne eines Korrelationskoeffizienten als 'Faktorladung' quantifiziert werden. Auf diese Art ist es möglich, die Variablen entsprechend ihrer Gruppierung zu linear unabhängigen Faktoren anhand der Faktorladungen zu bewerten. In Anlehnung an die Ladungshöhe und aufgrund von theoretischen Überlegungen kann nun pro Faktor ein 'repräsentativer' Einzugsgebietsparameter bestimmt werden, der stellvertretend für den Faktor (bzw. für die dem Faktor zugeordneten Variablen) in ein Regressionsmodell eingeht. Eine Modellverbesserung muß aber durch diese Verknüpfung nicht notwendigerweise gegeben sein. SEYHAN 1982 bemerkt dazu:

"The use of principal component analysis with the multiple regression analysis has no advantages over a direct use of the step-wise regression analysis. The step-wise regression analysis gives the same or better runoff equations in a shorter time. Moreover no prejudgement of significant variables is necessary."

Praktische Anwendung fand die Faktorenanalyse im Bereich der Niedrig- und Grundwasser-Regionalisierung in den Arbeiten von DREHER et al. 1985, NATHAN & McMAHON 1990 und MOLTZAU 1990. Eine detaillierte Beschreibung der Faktorenanalyse finden sich in den Arbeiten von ÜBERLA 1968, BAHRENBURG & GIESE 1975 und HAAN 1982.

6.3 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde in einem Überblick auf die methodischen Grundlagen eingegangen, die potentiell für die Übertragung von Abflußparameter auf ungemessene Gebiete in Frage kommen. Die Aufschlüsselung der unterschiedlichen Ansätze in jene, die entweder die hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet ausschließlich auf deterministische Weise beschreiben, oder jene, die im Gegensatz dazu einfache empirische oder korrelative Zusammenhänge zwischen Gebietsmerkmalen und Zielgrößen herstellen, zeigt deutlich, daß mit dem bestehenden mathematisch-deterministischen Instrumentarium gegenwärtig in der Hydrologie eine Übertragung auf ungemessene Gebiete nicht möglich ist. Das Versagen der mathematisch-physikalischen Verfahren liegt u.a. darin, daß z.B. das Niederschlags-Abflußverhalten eines Einzugsgebietes neben der zeitlichen und räumlichen Abhängigkeit außerdem noch eine Skalenabhängigkeit aufweist. Darüberhinaus wird die Verlässlichkeit der Übertragung durch die Entfernung zwischen dem Gebiet, auf das die Übertragung erfolgen soll, beeinflußt. Die Anwendung mathematischer Verfahren ist nicht nur sehr anspruchsvoll in der Datenverarbeitung und -aufbereitung, sie setzt außerdem noch sehr detaillierte Voruntersuchungen im Einzugsgebiet voraus (vgl. z.B. SHE-Modell, LUMADJENG 1989). Trotz der allgemeinen Einschränkungen, die mit der Anwendung regressionsanalytischer Ansätze verbunden sind, überwiegen die Vorteile, die in der Objektivität, Einfachheit und Direktheit liegen (vgl. Kapitel 6.2.3.3). Daher wird in dieser Studie auf dieses in der angewandten Hydrologie etablierte Übertragungsverfahren zurückgegriffen.

7 Regionalisierung von Niedrigwasserkennwerten mit multivariaten statistischen Verfahren

7.1 Einführung

Die Höhe der Grundwasserneubildung ist als Grundlage wasserwirtschaftlicher Planung von zentralem Interesse, jedoch zeigt sich ihre direkte Bestimmung gerade in komplexen Grundwassersystemen äußerst problematisch. Statistische Regionalisierungsverfahren können als Hilfsmittel zur Abschätzung der Grundwasserneubildung in ungemessenen Gebieten herangezogen werden. Die Gebietsmerkmale, die solchen Verfahren zugrunde liegen, haben in diesem Zusammenhang eine Schlüsselfunktion. In dieser Studie wird die Übertragung des Basisabflusses und die Extraktion der relevanten Gebietsmerkmale in drei Teilräumen vorgenommen. Auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete werden für den gesamten Untersuchungsraum signifikante Gebietsmerkmale gesucht und daraufhin überprüft, inwieweit die Auswahl der Periode einen Einfluß auf die Ergebnisse der Übertragungsmodelle hat. Weiterhin wird der Einfluß untersucht, den unterschiedliche Standardisierungsverfahren des Basisabflusses auf die Ergebnisse der Regionalisierung haben. Am Beispiel einer regionalen Studie in Finnland wird die Regionalisierung der Rezessionskonstanten und der Einfluß der Landnutzung auf den Basisabfluß erforscht. Zur Überprüfung der Ergebnisse wird diese Teilstudie im Südschwarzwald wiederholt.

7.2 Historischer Rückblick

7.2.1 Einführung

Die gegenwärtig in der Hydrologie angewandten Verfahren zur Regionalisierung des Niedrigwassers basieren auf sehr unterschiedlichen Ansätzen (vgl. Kapitel 6.2.3). Das Spektrum reicht von einfachen empirischen Verfahren bis hin zu komplexen statistischen Verfahren. Standardisierte operationelle statistische Regionalisierungsverfahren sind bis heute weder auf nationaler noch auf internationaler Ebene im Einsatz. Auch gibt es noch keine Übersicht über verwendete Gebietsparameter und Zielgrößen für die Regionalisierung im Niedrigwasserbereich. Aus diesem Grunde wurde im Rahmen dieser Untersuchung eine detaillierte Literaturstudie über die Anwendung und den Einsatz statistischer Verfahren zur Übertragung von Niedrigwasserkenngrößen durchgeführt. Dabei wurden die Arbeiten, die in den letzten drei Dekaden auf dem Gebiet der Niedrigwasserregionalisierung durchgeführt wurden, nach unterschiedlichen Gesichtspunkten vergleichend ausgewertet. Bei dieser vergleichenden Auswertung der statistischen Modelle steht besonders die Frage nach der Auswahl hydrologischer Zielgrößen und der in den Modellen angewandten Gebietsmerkmale im Vordergrund. Aus dieser Betrachtung werden Kriterien bzw. Vorschläge herausgearbeitet, die den Einsatz von Regionalisierungsmodellen erleichtern sollen. Insgesamt konnten weltweit ca. 30 Studien zu diesem Thema in die Bewertung mit einbezogen werden. Dabei wurden über 120 statistische Schätzmodelle gesichtet und ausgewertet. Diese Modelle beruhen ausschließlich auf multiplen Regressionsanalysen.

7.2.2 Regionale Verbreitung statistischer Niedrigwasser-Übertragungsmodelle

Die weltweit untersuchten statistischen Modelle zur Übertragung von Niedrigwasserkennwerten auf ungemessene Gebiete beschränken sich auf einen regional sehr engen Raum. Diese Studien zur Regionalisierung des Niedrigwassers sind vorwiegend auf den nordamerikanischen, den europäischen und in eingeschränktem Umfang auch auf einige Länder Afrikas begrenzt (Malawi, Tansania, Zimbabwe). Für den gesamten osteuropäischen, asiatischen, mittel- und lateinamerikanischen Raum sowie den australischen Kontinent waren in der vorliegenden Literatur keine Studien zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen mit Hilfe statistischer Übertragungsverfahren zu finden. Abbildung 7.1 gibt einen Überblick über die globale Verbreitung von Untersuchungen zur Regionalisierung des Niedrigwassers mit Angaben über die Anzahl der in den einzelnen Ländern bzw. Regionen vorliegenden Studien.

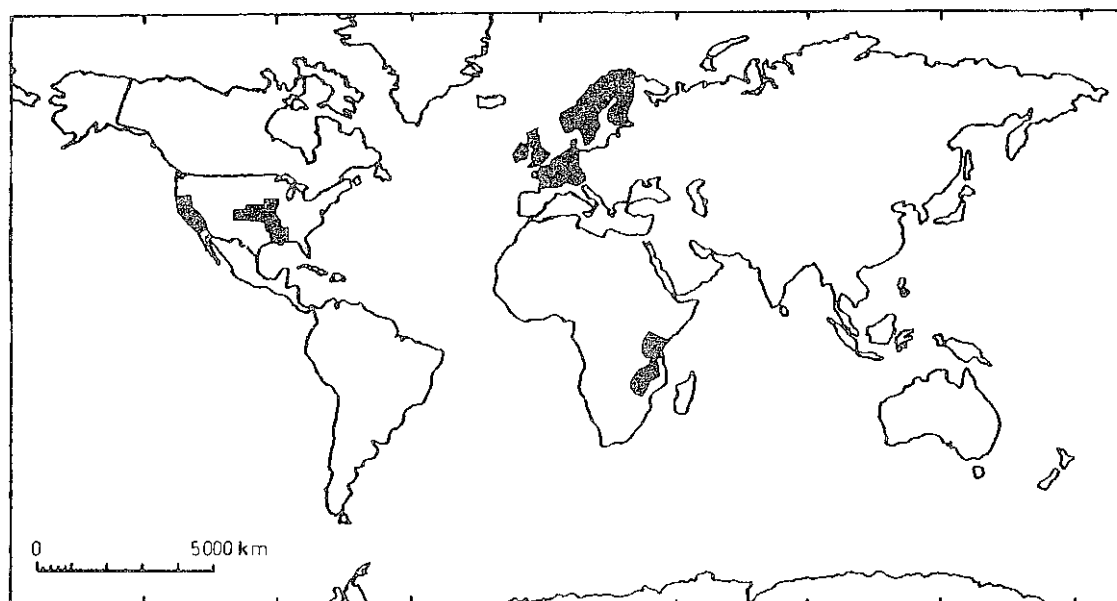


Abb. 7.1 Globale Verbreitung von Studien zur Regionalisierung von Niedrigwasserkennwerten

Länder:

USA	45	Schweiz	6	Kanada	1
Norwegen	21	Finnland	5	Malawi	1
Großbritannien	11	Frankreich	2	Tansania	1
BRD	11	Irland	1	Zimbabwe	1

Räume:

West-Europa	5	Großbritannien/Irland	2
Belgien/Niederlande/Dänemark	2	Schweiz/Österreich	2
Norwegen/Finnland/Schweden	2	Malawi/Tansania/Zimbabwe	1

Die Mehrheit (insgesamt 45) der 120 untersuchten Modelle wurden in den Vereinigten Staaten erstellt. Historisch gesehen und gemessen an der Anzahl der vorliegenden Studien, können die USA damit auf eine lange Tradition und auf große Erfahrungen im Umgang mit statistischen Regionalisierungsverfahren im Niedrigwasserbereich zurückblicken. Eine erste umfangreiche Studie zur Regionalisierung verschiedener Abflußparameter aus dem Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserbereich für klimatisch und morphologisch unterschiedliche Regionen in den USA wurde von THOMAS & BENSON 1970 schon Ende der 60er Jahre durchgeführt. In Europa hingegen wurden die ersten statistischen Übertragungsmodelle im Niedrigwasserbereich in Großbritannien, für Einzugsgebiete in Schottland entwickelt. In diesen Untersuchungen wurde aber im Vergleich zu den amerikanischen Studien mit einem geringeren Datenumfang gearbeitet (WRIGHT 1970).

Die bislang umfangreichsten Studien zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen wurden jedoch im Rahmen des FREND-Projektes (1985-1988) für den Untersuchungsraum West-Europa durchgeführt (GUSTARD et al. 1989 und vgl. Kapitel 1). Dabei wurden sowohl globale statistische Modelle für den gesamten Untersuchungsraum entwickelt als auch spezifisch regionale statistische Modelle für einzelne Länder bzw. Ländergruppen und Regionen erstellt (GUSTARD & GROSS 1989 und DEMUTH 1989). Bei der Entwicklung der statistischen Übertragungsmodelle konnte teilweise bis auf 1 500 Einzugsgebiete zurückgegriffen werden. Das FREND-Projekt wirkte sich auf die weiteren Forschungsaktivitäten im Bereich der Niedrigwasser-Regionalisierung positiv aus und hat schließlich auch zur dieser zusammenfassenden Dokumentation geführt. Dabei wurde der Schwerpunkt auf die Regionalisierung des Basisabflusses und auf Parameter der Trockenwetterauslaufkurve für Einzugsgebiete in Baden-Württemberg und im Südschwarzwald gelegt (vgl. Kapitel 7.3.3.1 und 7.3.3.3).

7.2.3 Untersuchung von statistischen Niedrigwasser-Übertragungsmodellen auf der Basis von Einzugsgebietsmerkmalen

Bei der Untersuchung sämtlicher 120 Niedrigwasser-Regionalisierungsmodelle konnte, ungeachtet der zu schätzenden Zielgröße (Niedrigwasser-Kenngröße) festgestellt werden, daß die physiographischen Gebietsmerkmale im statistischen Sinne die wichtigsten Einflußgrößen sind. Die klimatischen und hydrologischen Gebietscharakteristika bilden jeweils einen weit geringeren Anteil an der Gesamtzahl der eingesetzten Prädiktoren und werden wesentlich seltener als Steuergrößen zur Schätzung des Niedrigwassers herangezogen. In den 120 untersuchten Übertragungsmodellen wurden zusammen 374 Prädiktoren eingesetzt, wodurch 46 unterschiedliche Gebietsmerkmale ermittelt werden konnten. Darunter befinden sich auch selten eingesetzte Prädiktoren, die nur in ein oder zwei Modellen zu finden sind, wie z.B. der von THOMAS & BENSON 1970 für den Süden der USA verwendete hydrologische Gebietsparameter (FLOOD40; Hochwasserabfluß mit einer Jährlichkeit von 40) oder der von FUCHS & RUBACH 1983 für Einzugsgebiete in Niedersachsen eingesetzte hydraulische Parameter WMS (Breite des Vorfluters am Pegel in m).

Auffallend ist, daß bei den zahlreich vorliegenden statistischen Übertragungsmodellen neben Gebietsmerkmalen erster Ordnung (d.h. physiographische und klimatische Kennwerte) auch Gebietsmerkmale zweiter Ordnung (Kennwerte aus der Abflußganglinie) für die Regionalisierung des Niedrigwassers verwendet werden (THOMAS & BENSON 1970; WRIGHT 1970; ARMBRUSTER 1976; INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980; BINGHAM 1982; GUSTARD 1983; ARIHOOD & GLATFELTER 1986; PILON & CONDIE 1986; WETZEL & BETTENDORFF 1986; GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987; WILCOCK & HANNA 1987; ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988; DEMUTH 1989; GUSTARD &

GROSS 1989; TALLAKSEN 1989; ARNELL, BROWN & REYNARD 1990; BULLOCK et al. 1990). Die Gebietsmerkmale aus den einzelnen Studien lassen sich entsprechend der in Kapitel 4 vorgenommenen Klassifikation in verschiedene Gruppen einteilen. Danach unterscheidet man zwischen physiographischen und klimatischen Merkmalen und hydrologischen Merkmalen. Die physiographischen Merkmale werden wiederum in morphometrische Kenngrößen, in Kenngrößen zur Beschreibung der Oberflächenbedeckung (wie z.B. die Landnutzung) und in Kenngrößen zur Beschreibung der Geologie und der Pedologie unterteilt. Die in den 30 untersuchten Studien verwendeten Gebietsmerkmale sind in Tabelle 7.1 zusammengefaßt (vgl. auch Annex 4). Die Definitionen der einzelnen Gebietsmerkmale sind in Annex 2 zusammengestellt.

Tab. 7.1 Übersicht über Gebietsmerkmale aus den 120 Niedrigwasser-Schätzmodellen

<u>Morphometrische Merkmale</u>	
Morphologie	AREA, AXIS, HFORM, HMAX, HMEAN, PERI, RELIEF, WIDTH
Gewässernetz	DD, FOLIS, MSL, RB, SL1085, STMFRQ, WMS
<u>Oberflächenbedeckung</u>	
Landnutzung	COVER, FALAKE, FOREST, MOUNT, PAST, URBAN, VGS, WPLAKE
<u>Geologische und Pedologische Merkmale</u>	
Geologie	GEO, HG1-HG14
Pedologie	SOIL
<u>Klimatische Merkmale</u>	
Niederschlag	GAAR, NORAIN, PRA, PRADD, RAIN24/2, RAINS, RAINW, SEASON, SNOW
Temperatur	AATEMP, LAT, TEMP, WSEA
<u>Hydrologische Merkmale</u>	
Extremwertanalyse	FLOOD40
Ganglinienanalyse	KST, GEOD, BFI
Auswertung mehrjähriger Reihen	ADF, qMIN, RATIO

Innerhalb der physiographischen Gebietsmerkmale nehmen die morphometrischen Kenngrößen die bedeutendste Rolle ein, wobei allein die Einzugsgebietsfläche (AREA) in ca. 65% aller Schätzmodelle als signifikante Steuergröße aufgenommen und damit am häufigsten eingesetzt wird. Ergänzend sei hier festgehalten, daß die herausragende Rolle der Einzugsgebietsfläche als

wichtigste morphometrische Kenngröße ebenfalls in Studien zur Hochwasser-Regionalisierung (RIGGS 1973) und in Untersuchungen zur Regionalisierung im Mittelwasserbereich (ASCHWANDEN 1985) hervorgehoben wird. Weitere morphometrische Kenngrößen, die sich in den untersuchten Modellen als relevant erwiesen haben, sind die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (HMEAN), das Gefälle des Vorfluters (SL1085) und die Gewässernetzdichte (DD). Sie werden im Mittel nur in 10-15 % der Modelle als Prädiktoren aufgenommen und erlangen somit bei Weitem nicht den Stellenwert der Einzugsgebietsfläche.

Von den Gebietsmerkmalen der Oberflächenbedeckung, Landnutzung und Vegetation erweisen sich die beiden Merkmale (FALAKE) und (WPLAKE), die den nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden ermittelten Seeanteil eines Einzugsgebietes repräsentieren sowie das Gebietsmerkmal (MOUNT) (Anteil des Einzugsgebietes oberhalb der Baumgrenze) als die am häufigsten angewandten Steuergrößen in dieser Gruppe. Die relativ große Bedeutung dieser Kenngrößen, deren Relevanz in Hinblick auf die Abfluß-Regionalisierung von SEYHAN (zitiert in SCHMIDT 1984) noch als sekundär bezeichnet wird, erklärt sich dadurch, daß ein großer Teil der Modelle für diejenigen Regionen/Länder entwickelt wurde (Schottland, Norwegen, Schweden, Finnland), die einen relativ hohen Anteil an Seen bzw. einen großen Flächenanteil oberhalb der Baumgrenze besitzen (Norwegen); dies kommt in den Modellen von KUUSISTO 1986, GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987, KROKLI 1989, TALLAKSEN 1989 und MOLTZAU 1990 zum Ausdruck.

Auf die Schwierigkeiten bei der Parametrisierung der Geologie und Pedologie wurde schon in Kapitel 4.3.3 hingewiesen. Zur Beschreibung und Charakterisierung der Geologie und der Pedologie stehen bisher in statistischen Niedrigwasser-Regionalisierungsmodelle nur eine eingeschränkte Anzahl von Parametern zur Verfügung (vgl. Tabelle 7.1, HG1-HG14, GEO und SOIL). Die Kenngrößen der Geologie und der Pedologie bilden innerhalb der physiographischen Gebietsmerkmale die kleinste Fraktion. Trotz dieses relativ geringen Anteils im Vergleich zur Gesamtzahl der eingesetzten Steuergrößen wird der Prädiktor Boden-Index (SOIL) in ca. 20 % der Modelle eingesetzt. Das Gebietsmerkmal SOIL wurde im Rahmen des FLOOD STUDY REPORTs am Institute of Hydrology in Wallingford für die Abschätzung von Hochwasserkennwerten entwickelt und flächendeckend auf ganz Großbritannien angewendet (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975). Dieser Boden-Index (SOIL-Index) basiert auf der WRAP-Klassifikation (Winter Rainfall Acceptance Potential). Bei dieser Klassifikation beruht die Einteilung der Böden in eine der fünf Bodenindex-Klassen, in der neben der Bodenmächtigkeit und der Hangneigung auch die maximale Infiltrationskapazität in die Klassifikation mit eingeht (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL 1975). Später wurde der Boden-Index (SOIL) in Großbritannien für die Regionalisierung im Niedrigwasserbereich übernommen (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). Danach wurde er auch von anderen Autoren in anderen Untersuchungsräumen mehr oder weniger erfolgreich eingesetzt, so z.B. von ARMBRUSTER 1976 für verschiedene Regionen in den USA (Pennsylvania und Maryland), von WILCOCK & HANNA 1987 für Einzugsgebiete in Nordirland und schließlich von GUSTARD & GROSS 1989 für den FRENCH-Untersuchungsraum West-Europa. Die Ergebnisse der Modellrechnungen mit dem Boden-Index (SOIL) waren nur für die ca. 300 Untersuchungsgebiete in Deutschland unbefriedigend (mündliche Mitteilung von Dr. Gustard, Institute of Hydrology in Wallingford, Großbritannien).

Der hydrogeologische Index (GEO) wurde nur in sieben Modellen eingesetzt (WRIGHT 1970, WRIGHT 1974, PEREIRA & KELLER 1982a, DEMUTH & HAGEMANN 1993) und spielt in Bezug auf die durchschnittliche Häufigkeit bei der Betrachtung sämtlicher Modelle eine untergeordnete Rolle. WRIGHT 1970 hat einen geologischen Index (GEO) für Schottland und später im Jahre 1974 für Südost-England entwickelt. Die Bestimmung eines Parameters, der als inte-

grale Größe zusätzlich die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrunds in Hinblick auf Transmissivität, Permeabilität und Wasserwegsamkeit beschreibt, stellt jedoch aufgrund der oftmals großen Inhomogenität und Komplexität des Untergrunds eines der größten Probleme im Bereich der Niedrigwasser-Regionalisierung dar. Auf die Entwicklung eines hydrogeologischen Indexes (GEO) für die Beziehung zwischen der Rezessionskonstanten und den hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 wird in Kapitel 7.3.3.2 näher eingegangen, wobei dieser Index nur Gültigkeit für den Teilraum Baden-Württemberg besitzt (DEMUTH & HAGEMANN 1993).

Der statistische Einfluß der klimatischen Gebietsmerkmale steht innerhalb der untersuchten Niedrigwasser-Modelle weit hinter dem der physiographischen Gebietsmerkmale zurück. Die einzige klimatische Kenngröße, der eine relativ bedeutende Rolle in den Schätzmodellen zukommt, ist der Gebietsniederschlag GAAR. Diese Größe geht in fast der Hälfte der Modelle als signifikante Steuergröße ein. Weitere Kenngrößen, die das Niederschlagsverhalten beschreiben, sind von den jeweiligen Autoren sehr individuell geprägt und werden nur vereinzelt in den Schätzmodellen angewandt (beispielsweise die maximale Anzahl niederschlagsfreier Tage im Monat September mit einer Jährlichkeit von 10 (NORAIN) für die Regionalisierung des mittleren siebentägigen Niedrigwassers mit der Jährlichkeit 10 (7Q10) für Einzugsgebiete in West-Virginia/USA in den Modellen von CHANG & BOYER 1977 oder der Niederschlagsintensität eines 24-stündigen Dauerregens mit der Jährlichkeit 2 (RAIN24/2) zur Abschätzung des mittleren siebentägigen Niedrigwassers mit einer Jährlichkeit von 2 bzw. 20 in den Modellen von THOMAS & BENSON 1970 für Einzugsgebiete in Kalifornien). ARNELL, BROWN & REYNARD 1990 verwenden das Verhältnis von winterlichem zu sommerlichem Niederschlag (SEASON) für die Regionalisierung der Kenngröße Q95(10) aus der Abflußdauerlinie für Einzugsgebiete in England und Schottland.

Klimatische Gebietsmerkmale zur Charakterisierung der Temperatur (AATEMP, LAT, TEMP und WSEA) werden für die Niedrigwasser-Regionalisierung wesentlich seltener eingesetzt als Niederschlagsparameter. Insgesamt werden nur in 10 Modellen thermische Gebietsmerkmale berücksichtigt (CHANG & BOYER 1977, KUUSISTO 1986, GUSTARD & GROSS 1989 und MOLTZAU 1990). Bei den Modellen dieser Autoren fällt auf, daß sie in der Regel in Ländern und Regionen entwickelt wurden, die sich durch eine relativ lange Periode der Bodengefrorenis auszeichnen, wobei dieser Einfluß auf das Niedrigwasserverhalten außer Zweifel steht (KUUSISTO 1986).

Das Gebietsmerkmal WSEA (kürzeste Entfernung vom Pegel des Einzugsgebietes zum Meer) wurde erstmals von MOLTZAU 1990 in einer Studie zur Regionalisierung von Kennwerten der Niedrigwasserwahrscheinlichkeit und der Abflußganglinie für den Untersuchungsraum Norwegen eingesetzt. Das Gebietsmerkmal WSEA wurde im Rahmen des FRENED-Projektes für die Regionalisierung von Hochwasserkennwerten entwickelt. Dort wurde der Parameter als eine Größe angesehen, die eine Aussage über die Kontinentalität eines Einzugsgebietes erlaubt und damit indirekt eine Aussage über die mittlere Temperatur zuläßt (ROALD 1989).

Die hydrologischen Gebietsmerkmale ADF, BFI, FLOOD40, GEOD, KST, qMIN und RATIO bilden die kleinste Fraktion der innerhalb der untersuchten Modelle eingesetzten Prädiktoren und spielen im statistischen Sinne eine weniger bedeutende Rolle als die physiographischen und die klimatischen Gebietsmerkmale (Definition der Variablen siehe Annex 2). Das in den untersuchten Studien zur Regionalisierung des Niedrigwassers am häufigsten angewandte hydrologische Merkmal ist der Base Flow Index (BFI). Er wird in insgesamt zwölf Niedrigwasser-Modellen zur Regionalisierung von Abflußganglinien, Abflußdauerlinien und des Basisabflusses als signifikante Steuergröße in den Satz von Prädiktoren aufgenommen (INSTITUTE OF

HYDROLOGY 1980; GUSTARD 1983, PILON & CONDIE 1986, GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987; WILCOCK & HANNA 1987; DEMUTH 1989; ARNELL, BROWN & REYNARD 1990 und BULLOCK 1990). Ein weiterer hydrologischer Gebietsparameter, der relativ häufig (in neun Modellen) als Prädiktorvariable eingesetzt wird, ist das Abflußverhältnis (RATIO), das eine Aussage über das Speicherverhalten eines Einzugsgebietes zuläßt. Die Verwendung des Merkmals (RATIO) für die Regionalisierung des Niedrigwassers ist bisher auf den nordamerikanischen Raum beschränkt. Das Gebietsmerkmal (RATIO) ist in den Arbeiten von ARIHOOD & GLATFELTER 1986 und WETZEL & BETTENDORFF 1986 zur Abschätzung von Kennwerten der Extremwertanalyse zu finden. Die verbleibenden hydrologischen Gebietsmerkmale werden nur vereinzelt in den untersuchten Regionalisierungsmodellen eingesetzt ((FLOOD40), THOMAS & BENSON 1970; (GEOD), BINGHAM 1982; (ADF), WILCOCK & HANNA 1987; (qMIN), ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988; (KST), TALLAKSEN 1989).

Um nicht mit einer unübersichtlichen Anzahl von 46 unterschiedlichen Prädiktoren arbeiten zu müssen, wurde ein Kriterium erarbeitet, das sich auf die Untersuchung der wichtigsten Prädiktoren beschränkt, ohne dabei einen Informationsverlust hinnehmen zu müssen. Somit wurden alle Prädiktoren von denjenigen Untersuchungen ausgeschlossen, deren Anteil weniger als 10% der 120 Schätzmodellen ausmacht. Durch diese restriktive Maßnahme bei der Auswahl der Prädiktoren konnte die Anzahl auf insgesamt 10 verschiedene Gebietsmerkmale reduziert werden, ohne dabei das Kriterium des Informationsgehaltes verletzt zu haben.

Betrachtet man nun die Anteile der insgesamt 10 verschiedenen Prädiktoren, die in den 120 unterschiedlichen Niedrigwasserschätzmodellen eingesetzt wurden, hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zu den verschiedenen Gruppen von Gebietsmerkmalen, so ergibt sich folgendes Bild:

- (1) Ca. 73 % der Gebietsmerkmale entfallen auf physiographische Merkmale, wobei die morphometrischen Kenngrößen mit 46% den höchsten Anteil ausmachen, gefolgt von den Kenngrößen der Oberflächenbedeckung, Landnutzung und Vegetation mit einem Anteil von 17%. Die Kenngrößen der Geologie und Pedologie machen mit 10% nur einen relativ geringen Anteil aus.
- (2) 22 % sind klimatische Gebietsmerkmale
- (3) 5 % hydrologische Gebietsmerkmale

Aufgrund der Unterteilung der Gebietsmerkmale (Häufigkeiten größer als 10%) scheint es gerechtfertigt zu sein, die zehn häufigsten Gebietsmerkmale als die wichtigsten Prädiktoren in Niedrigwasserschätzmodellen anzusehen. Dies gilt jedoch nur bei der Betrachtung aller Modelle, ungeachtet der zu schätzenden Zielgröße. In Tabelle 7.2 sind die zehn wichtigsten Gebietsparameter entsprechend ihrer Häufigkeit zusammengefaßt. Es zeigt sich deutlich, daß die Fläche des Einzugsgebiets (AREA) mit einer Häufigkeit von 66% und die mittlere Niederschlagshöhe (AAR) mit 49% die beiden wichtigsten Einzugsgebietsparameter sind, die bisher in Niedrigwasserschätzmodellen eingesetzt wurden. Der Boden-Index (SOIL) folgt mit großem Abstand (22%) auf dem dritten Rang. Die übrigen Gebietsparameter (beginnend bei der mittleren Einzugsgebietshöhe (HMEAN) bis zur Gewässernetzdichte (DD)) treten nur noch mit einer Häufigkeit zwischen 10% und 15% auf. Sie spielen daher nur eine untergeordnete Rolle bei der Schätzung des Niedrigwassers. Aufgrund der Untersuchungen zum Einsatz von Gebietsmerkmalen in Niedrigwasserübertragungsmodellen kann sich der Hydrologe in der Praxis im allgemeinen auf die Auswahl dieser zehn häufigsten Gebietsparameter beschränken. Für die Schätzung spezieller Niedrigwasserkenngrößen reicht die Beschränkung auf die zehn häufigsten Gebietsmerkmale jedoch nicht mehr aus.

Tab. 7.2 Die zehn häufigsten Gebietsmerkmale aus insgesamt 120 Niedrigwasserschätzmodellen

Gebietsmerkmal	Akronym	Häufigkeit
1. Einzugsgebietsfläche [km ²]	AREA	66%
2. mittlere Niederschlagshöhe [mm]	AAR	49%
3. Boden-Index	SOIL	22%
4. mittlere Einzugsgebietshöhe [m]	HMEAN	15%
5. Anteil Seen [%]	FALAKE	13%
6. Anteil Fläche über der Baumgrenze [%]	MOUNT	13%
7. Gefälle des Vorfluters [km.km ⁻²]	SL1085	12%
8. Anteil Seen [%]	WPLAKE	11%
9. Base Flow Index	BFI	10%
10. Gewässernetzdichte [km.km ⁻²]	DD	10%

In diesem Kapitel wurden neben einer ersten allgemeinen Übersicht über die Verwendung von Gebietsmerkmalen in Niedrigwasserschätzmodellen zusätzliche Angaben über die Häufigkeit der einzelnen Merkmale in den Übertragungsmodellen gemacht. Bei dieser Betrachtungsweise wurden jedoch regionale und zielgrößenabhängige Besonderheiten in Hinblick auf die eingesetzten Gebietsmerkmale in den einzelnen Regionalisierungsmodellen nicht berücksichtigt.

7.2.4 Untersuchung statistischer Niedrigwasser-Übertragungsmodelle auf der Basis von Niedrigwasser-Zielgrößen

Die Auswahl der Gebietsmerkmale zur Schätzung von Niedrigwasserkenngößen hängt, wie aus Untersuchungen zur Übertragung von Hoch- und Mittelwasserkenngößen schon bekannt ist, auch von der zu schätzenden Niedrigwasserkenngöße ab (ASCHWANDEN 1985). Die Gültigkeit dieser Aussage wurde anhand der 120 vorliegenden Schätzmodelle untersucht. Um nun festzustellen, ob in der Zusammensetzung der Prädiktoren charakteristische Unterschiede bestehen, wurden zunächst die 120 untersuchten Modelle entsprechend der zu schätzenden Zielgrößen in fünf Gruppen aufgeteilt. Dabei wurde eine Unterscheidung vorgenommen in:

- Gruppe I Modelle zur Regionalisierung von Kenngößen der Extremwertstatistik
- Gruppe II Modelle zur Regionalisierung von Kenngößen aus der Abflußganglinie
- Gruppe III Modelle zur Regionalisierung von Kenngößen aus der Abflußdauerlinie
- Gruppe IV Modelle zur Regionalisierung des Basisabflusses
- Gruppe V Modelle zur Regionalisierung von Kennwerten der Trockenwetterauslauflinie

Diese Aufteilung in die verschiedenen Modellgruppen zusammen mit Angaben zu den geschätzten Zielgrößen und den jeweiligen Autoren zeigt Tabelle 7.3. Die Reihenfolge der Autoren ist chronologisch, wobei diese Ordnung dann durchbrochen wird, wenn die Autoren

Tab. 7.3 Ergebnisse der Auswertung der 120 statistischen Modelle nach Modellgruppen, Zielgrößen und mit Angabe der Autoren

Modellgruppe	Zielgrößen	Autoren
Extremwertanalyse (44.0%)	7q2, 7q20 LAM(Mo)2, LAM(Mo)4 7q10, 7q20, 7q50 7q10 7q2, 7q10 7q2 MAM(7)2, MAM(7)10 MAM(7)2, MAM(7)5, MAM(7)10, MAM(7)20 MAM(7)s2.33, MAM(30)s2.33, MAM(7)s10, MAM(30)s10, MAMSP(7)s2.33 MAMSP(30)s2.33, MAMSP(7)s10, MAMSP(30)s10	THOMAS & BENSON (1970) BROWN (1971) ARMBRUSTER (1976) CHANG & BOYER (1977) BINGHAM (1982) FUCHS & RUBACH (1983) ARIHOOD & GLATFELTER (1986) WETZEL & BETTENDORFF (1986) MOLTZAU (1990)
Abflußganglinie (22.5%)	MAM(1), LAM(Mo) LAM(Mo) MAM(10) MAM(D) STD(7)w, STD(7) MAMSP(7), MAMSP(30), STD(7), STD(30) STD(7), STD(30), STD(7)10, STD(30)10	WRIGHT (1970 1974) BROWN (1971) INSTITUTE OF HYDROLOGY (1980); GUSTARD (1983), PILON & CONDIE (1986); GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFF (1987); GUSTARD & GROSS (1989) SMYTH (1980) KROKLI (1989) TALLAKSEN (1989) MOLTZAU (1990)
Dauerlinie (22.5%)	Q95(10) QR, QMINW, QMINS Q90, Q50 Q95 Q95(1) Q50 QMIN	INSTITUTE OF HYDROLOGY (1980); ARNELL, BROWN & REYNARD (1990) KUUSISTO (1986) WETZEL & BETTENDORFF (1986) GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFF (1987) ASCHWANDEN & SCHÄDLER (1988) WILCOCK & HANNA (1987); GUSTARD & GROSS (1989) BULLOCK et al. (1990) SIMONSEN (1992)
Basisabfluß (6.0%)	MQK, MQI, MKG, MQG MQK	DEMUTH (1989) LINDER (1990), GÖRIG (1992)
Trockenwetterauslauflinie (6.0%)	ALPHA _{ss} , ALPHA _{aut} , ALPHA _{grow} K K _s , K _w	PEREIRA & KELLER (1982a) DEMUTH (1989) DEMUTH & HAGEMANN (1993)

Modelle zur Schätzung verschiedener Niedrigwasserkenngößen entwickelten. Die Werte in Klammern geben den prozentualen Anteil der jeweiligen Modellgruppe an den insgesamt 120 ausgewerteten Modellen an. Die Definition der einzelnen Zielgrößen finden sich in Annex 3.

Augenfällig ist der hohe Anteil (44%) von statistischen Schätzmodellen in der Modell-Gruppe I. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß in der wasserwirtschaftlichen Praxis ein großer Bedarf an Schätzwerten aus dem Bereich der Niedrigwasserwahrscheinlichkeit besteht. Weiterhin fällt auf, daß gerade in den 80er Jahren, die durch extreme Niedrigwasserperioden geprägt waren, die meisten Studien zur Schätzung von Wahrscheinlichkeitswerten durchgeführt wurden (vgl. Tabelle 7.3). Die ersten Modelle zur Schätzung von Niedrigwasser-Wahrscheinlichkeitskennwerten wurden schon Ende der 60er Jahre von THOMAS & BENSON 1970 für verschiedene Regionen der USA aufgestellt. Eine umfangreiche Studie, gemessen an den zahlreichen verschiedenen geschätzten Kenngrößen der Niedrigwasserwahrscheinlichkeit, wurde von MOLTZAU in jüngster Zeit für den Untersuchungsraum Norwegen durchgeführt (vgl. MOLTZAU 1990).

Die Modelle zur Regionalisierung von Kenngrößen der Abflußganglinie sowie der Abflußdauerlinie (Modell-Gruppe II und III) bilden mit jeweils 22.5% bzw. 21.5% etwa gleich große Gruppen. Bezüglich dieser beiden Modell-Gruppen ist festzustellen, daß die ersten Studien zur Regionalisierung von Kenngrößen der Abflußganglinie schon zu Beginn der 70er Jahre für Untersuchungsgebiete in Schottland und Südwest-England veröffentlicht wurden (WRIGHT 1970 und 1974), wogegen Berichte über Übertragungsmodelle von Kenngrößen der Abflußdauerlinie erstmals zu Beginn der 80er Jahre in den Low Flow Studies in Großbritannien sowie in Irland erschienen sind (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980).

Die Modelle zur Regionalisierung des Basisabflusses (Modell-Gruppe IV) und Parameter der Trockenwetterauslaufkurve (Modell-Gruppe V) sind mit einem Anteil von jeweils 6% am geringsten in den 120 Schätzmodellen vertreten. Die ersten Studien zur Regionalisierung von Parametern der Trockenwetterauslaufkurve wurden Anfang der 80er Jahre von PEREIRA & KELLER 1982a auf der Basis von 11 Einzugsgebieten aus dem prealpinen Schweizer Raum durchgeführt. In Hinblick auf die Regionalisierung hat die Gruppe der Basisabfluß-Modelle erst in jüngster Zeit an wissenschaftlichem Interesse gewonnen. Erste Übertragungsmodelle wurden vom Autor auf Grundlage der FRENZ-Datenbank (kleine Untersuchungsgebiete) sowohl als globales Modell für den Untersuchungsraum West-Europa als auch in Form eines regionalen Modells für den Teiluntersuchungsraum Finnland entwickelt (vgl. auch Kapitel 7.3.2, DEMUTH 1989). Weitere regionale Untersuchungen folgten für die Teilräume Deutschland und Baden-Württemberg (LINDER 1990, GÖRIG 1992).

Um eine Bewertung der Prädiktoren in Hinblick auf deren Wichtigkeit in Niedrigwasserschätzmodellen vornehmen zu können, wurde eine Untersuchung der prozentualen Anteile der einzelnen Prädiktoren-Gruppen an den verschiedenen Modellgruppen I-V durchgeführt. Geht der hydrologische Abflußparameter BFI (Base Flow Index) als geologische Kenngröße in die Schätzmodelle wie z.B. in den Low Flow Studies (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) ein, so verändern sich die Anteile der Prädiktoren je nach Zugehörigkeit zu den verschiedenen Modell-Gruppen (jeweils unterstrichener Wert in der nachfolgenden Übersicht: Modell-Gruppe II, 8% bzw. 12% Geologie).

Modell-Gruppe I

Die Prädiktoren der Modelle zur Schätzung der Kenngrößen der Extremwertanalyse bestehen zu 60% aus physiographischen Gebietsmerkmalen (47% Morphometrie, 14% Oberflächenbedek-

kung und 8% Geologie bzw. Pedologie), zu 23% aus klimatischen Gebietsmerkmalen und zu 8% aus hydrologischen Gebietsmerkmalen.

Modell-Gruppe II

Die Prädiktoren der Modelle zur Schätzung der Kenngrößen der Abflußganglinie bestehen zu 69% bzw. 73% aus physiographischen Gebietsmerkmalen (39% bzw. 39% Morphometrie, 22% bzw. 22% Oberflächenbedeckung, 8% bzw. 12% Geologie bzw. Pedologie), zu 20% bzw. 20% aus klimatischen Gebietsmerkmalen und zu 11% bzw. 7% aus hydrologischen Merkmalen.

Modell-Gruppe III

Die Prädiktoren der Modelle zur Schätzung der Kenngrößen der Abflußdauerlinie bestehen zu 60% bzw. 70% aus physiographischen Gebietsmerkmalen (36% bzw. 36% Morphometrie, 15% bzw. 15% Oberflächenbedeckung und 9% bzw. 19% Geologie bzw. Pedologie), zu 24% bzw. 24% aus klimatischen Gebietsmerkmalen und zu 16% bzw. 6% aus hydrologischen Merkmalen.

Modell-Gruppe IV

Die Prädiktoren der Modelle zur Schätzung des Basisabflusses bestehen zu 65% bzw. 69% aus physiographischen Gebietsmerkmalen (52% bzw. 52% Morphometrie, 13% bzw. 13% Oberflächenbedeckung und 0% bzw. 4% Geologie bzw. Pedologie), zu 31% bzw. 31% aus klimatischen Gebietsmerkmalen und zu 4% bzw. 0% aus hydrologischen Gebietsmerkmalen.

Modell-Gruppe V

Die Prädiktoren der Modelle zur Schätzung der Parameter der Rezessionskonstanten bestehen zu 95% aus physiographischen Gebietsmerkmalen (41% Morphometrie, 17% Oberflächenbedeckung, 27% Geologie und Pedologie) und zu 5% aus klimatischen Gebietsmerkmalen. In Modell-Gruppe V werden keine hydrologischen Gebietsmerkmale für die Schätzung verwendet.

Die physiographischen Gebietsmerkmale dominieren in den Schätzmodelle der Modell-Gruppen I bis III mit Anteilen zwischen 60% (Modell-Gruppe III) und 69% (Modell-Gruppe I und II). Die klimatischen Gebietsmerkmale schwanken zwischen 20% (Modell-Gruppe II) und 24% (Modell-Gruppe III). Die Verwendung des Gebietsniederschlags als Prädiktor ist innerhalb der drei Modell-Gruppen für die Modelle zur Regionalisierung von Wahrscheinlichkeitskenngrößen am stärksten vertreten; er geht dort in mehr als 50% der Regressionsgleichungen ein. In der Modell-Gruppe III ist der Gebietsniederschlag am wenigsten vertreten. Das liegt daran, daß in dieser Gruppe zahlreiche andere klimatische Gebietsmerkmale eingesetzt werden, wie z.B. in der Arbeit von KUUSISTO 1986 für die Abschätzung des spezifischen Mindestabflusses im Sommer der Schneeindex (SNOW) und die durchschnittliche Jahrestemperatur (AATEMP) für Einzugsgebiete in Finnland. ARNELL, BROWN & REYNARD 1990 verwenden den Saisonalitätsparameter SEASON zur Regionalisierung der Abflußdauerlinie-Kenngröße Q95(10).

Die hydrologischen Gebietsmerkmale schwanken zwischen 8% (Modell-Gruppe I) und 16% (Modell-Gruppe III). In den ersten drei Modell-Gruppen werden die meisten hydrologischen Gebietsmerkmale in Modell-Gruppe III eingesetzt, wobei sich der Base Flow Index (BFI) als der dritthäufigste Prädiktor nach der Einzugsgebietsfläche (AREA) und dem Gebietsniederschlag (GAAR) deutlich von anderen eingesetzten Abflußparametern wie dem mittleren jährlichen Abfluß oder der Mindestabflußspende abhebt. Der Base Flow Index (BFI)

wird in der Modell-Gruppe III erstmals im Rahmen der Low Flow Studies verwendet (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) und in späteren Arbeiten von GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987, WILCOCK & HANNA 1987, ARNELL, BROWN & REYNARD 1990 und BULLOCK et al. 1990 zur Regionalisierung von Niedrigwasserabflüssen in Großbritannien und in den afrikanischen Staaten Malawi, Tansania und Zimbabwe eingesetzt. Als Besonderheit bei den Schätzmodellen für die beiden letztgenannten Länder ist zu bemerken, daß die hierfür entwickelten Regressionsgleichungen ausschließlich durch den Base Flow Index (BFI) als einzigem Prädiktor aufgebaut sind. Außerdem wurde mit der Einführung der hydrologischen Zielgröße Q_{50} berücksichtigt, daß in dieser Region die Flüsse teilweise trocken fallen (BULLOCK et al. 1990).

Betrachtet man den Base Flow Index (BFI) als geologischen und nicht als hydrologischen Index, dann verringert sich die Schwankungsbreite der physiographischen Gebietsmerkmale (70-73%). Bei den klimatischen Gebietsmerkmalen hat diese Betrachtungsweise keinen Einfluß auf die Schwankungsbreite. Der Anteil der hydrologischen Gebietsmerkmale schwankt zwischen 8% (Modell-Gruppe I) und 16% (Modell-Gruppe III). Die Interpretation des Base Flow Index (BFI) als geologischer Index verringert in diesem Fall ebenfalls die Schwankungsbreite, denn sie liegt dann nur noch zwischen 6% (Modell-Gruppe III) und 7% (Modell-Gruppe II). In den Modell-Gruppen I-III geht die Einzugsgebietsfläche (AREA) als häufigster physiographischer Einzelprädiktor in die Übertragungsmodelle ein; die Werte liegen zwischen 59% (Modell-Gruppe II) und 77% (Modell-Gruppe I) (vgl. Tabelle 7.4, wobei sich die Prozentangaben auf die Anzahl der Modelle in der jeweiligen Modell-Gruppe beziehen). Die übrigen physiographischen Prädiktoren treten nicht mehr in allen drei Modell-Gruppen (I bis III) auf. Jedoch wurde in den drei Modell-Gruppen neben der Einzugsgebietsfläche (AREA), der Bodenindex (SOIL) und der jährliche Gebietsniederschlag (GAAR) in die Schätzmodelle eingesetzt, wobei letzterer in den Modell-Gruppen I mit 53% und II mit 48% am häufigsten vorkommt. Die pedologische Kenngröße (SOIL) wird in der Gruppe I am häufigsten als Steuergröße eingesetzt. Dies ist hauptsächlich auf die Regionalisierungs-Studien von ARMBRUSTER 1976 zurückzuführen, der den Bodenindex in allen zwölf Modellen zur Schätzung von unterschiedlicher Wahrscheinlichkeitskennwerten für Einzugsgebiete an der Ostküste der USA verwendet.

Die Gebietsmerkmale zur Charakterisierung der Oberflächenbedeckung, der Landnutzung und der Vegetation sind in den ersten drei Modellgruppen sehr heterogen zusammengesetzt. Welche der Steuergrößen in den Prädiktorenvariablensatz aufgenommen werden, hängt von der jeweiligen naturräumlichen Ausstattung der Regionen ab, für welche die Modelle entwickelt wurden. So zeigte sich, daß in waldreichen Regionen das Gebietsmerkmal (FOREST) als Steuergröße in die Schätzmodelle eingeht. (Vergleiche hierzu die Studien von THOMAS & BENSON 1970 für Einzugsgebiete in Kalifornien und in den Appalachen/USA oder GUSTARD & GROSS 1989 für Einzugsgebiete in Frankreich sowie SIMONSEN 1992 für ausgewählte Gebiete im Schwarzwald/Baden-Württemberg). Eine relativ große Bedeutung innerhalb der drei Modell-Gruppen haben die Kenngrößen der Oberflächenbedeckung FALAKE und WPLAKE. Die häufige Verwendung dieser Gebietsmerkmale in den untersuchten Schätzmodellen unterstreicht den zumeist niedrigwasserhaltenden bzw. niedrigwassererhöhenden Charakter des Retentionsparameters (ARMBRUSTER 1976). Auch ASCHWANDEN 1985 kommt anhand einer Untersuchung von 17 Studien zur Regionalisierung vor allem für den Mittelwasser-Bereich zu dem Ergebnis, daß der Anteil der Retentionsflächen (Seen und Sümpfe) zu den am häufigsten eingesetzten Prädiktoren aus der Gruppe der Oberflächenbedeckung gehört.

Tab. 7.4 Häufigkeit der Gebietsmerkmale in den fünf verschiedenen Modellgruppen

Prädiktoren	Akronym	Prozentuale Anteile innerhalb der Modellgruppen				
		Extremwertanalyse	Abflußganglinie	Dauerlinie	Basisabfluß	Rezessionsanalyse
		I	II	III	V	V
<hr/>						
Morphometrische Merkmale						
1. Einzugsgebietsfläche [km ²]	AREA	77	59	62	43	43
2. Gefälle des Vorfluters (10-85%)	SL1085	23	-	-	-	-
3. Länge des Vorfluters [km]	MSL	-	-	-	14	-
4. Mittlere Gebietshöhe [m]	HMEAN	21	-	19	29	-
5. Maximale Gebietshöhe [m]	HMAX	-	19	-	-	-
6. Länge des Einzugsgebietes [km]	AXIS	15	-	-	-	-
7. Reliefverhältnis	RELIEF	-	15	-	-	-
8. Breite des Einzugsgebietes [km]	WIDTH	-	15	-	-	-
9. Gewässernetzdichte [km.km ⁻²]	DD	-	-	-	86	57
10. Bifurkationsverhältnis	RB	-	-	-	-	14
Oberflächenbedeckung						
11. Waldanteil [%]	FOREST	-	-	-	43	29
12. See-Index [%]	WPLAKE	-	30	-	-	-
13. See-Index [%]	FALAKE	15	-	19	-	14
14. Anteil des Einzugsgebietes oberhalb der Baumgrenze [%]	MOUNT	19	22	-	-	-
15. Anteil urbanisierter Fläche im Einzugsgebiet [%]	URBAN	-	11	12	-	-
16. Volumen des Baumbestandes [m ³ .ha ⁻¹]	VGS	-	-	-	-	14
17. Anteil des Weidelands [%]	PAST	-	-	-	-	14
Geologische und pedologische Merkmale						
18. Bodenindex	SOIL	28	19	23	-	-
19. Geologischer Index	GEO	-	-	-	-	71
Klimatische Merkmale						
20. Jährlicher Gebietsniederschlag [mm]	GAAR	53	48	38	100	14
21. Kürzeste Entfernung zur westlichen Küste [km]	WSEA	-	11	-	-	-
Hydrologische Merkmale						
22. Base Flow Index	BFI	-	15	27	14	-
23. Abflußverhältnis (Q20/Q90)	RATIO	17	-	-	-	-
24. Rezessionskonstante	KST	-	15	-	-	-

ARMBRUSTER 1976, KUUSISTO 1986, WETZEL & BETTANDORFF 1986, GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987, KROKLI 1989, TALLAKSEN 1989 und MOLTZAU 1990 setzen in den o.g. Modell-Gruppen den Seeanteil in die Schätzmodelle ein.

Die Modelle zur Übertragung des Basisabflusses (Modell-Gruppe IV) und der Parameter der Trockenwetterauslaufkurve (Modell-Gruppe V) unterscheiden sich deutlich in der Zusammensetzung der Prädiktoren von den Modell-Gruppen I bis III.

Bei der Modell-Gruppe IV liegt der Anteil der klimatischen Prädiktoren mit 31 % am höchsten, wobei der durchschnittliche jährliche Gebietsniederschlag (GAAR) in jedes der Schätzmodelle dieser Gruppe als Prädiktor eingeht (vgl. Tabelle 7.4, GAAR = 100%). Im Gegensatz zu den Modell-Gruppen I bis III ist der dominierende physiographische Prädiktor in den Modell-Gruppen IV und V nicht die Einzugsgebietsfläche (AREA) sondern die Gewässernetzdichte (DD). Im Gegensatz zu den Modell-Gruppen I bis III ist der Bodenindex (SOIL) in den Modell-Gruppen IV und V als Prädiktor nicht vorhanden. Die hydrologischen Prädiktoren sind in der Modell-Gruppe IV lediglich mit dem Base Flow Index (BFI) (4%, d.h. nur in einem Modell) vertreten (vgl. Annex 4, Gleichung 70, DEMUTH 1989).

Wird der Base Flow Index (BFI) jedoch als geologischer Prädiktor in den Schätzmodellen verwendet, dann setzen sich die Modelle der Gruppe IV und V fast ausschließlich aus physiographischen und klimatischen Gebietsmerkmalen zusammen. Augenfällig ist der hohe Anteil der physiographischen Prädiktoren mit 95% in der Modell-Gruppe V. Diese physiographischen Prädiktoren bestehen aus der Einzugsgebietsfläche (AREA), dem Bifurkationsverhältnis (RB), dem Waldanteil (FOREST), dem See-Index (FALAKE), dem Volumen des Baumstandes (VGS), dem Weidelandanteil (PAST), der Gewässernetzdichte (DD) und dem geologischen Index (GEO). Die letzten beiden genannten Gebietsmerkmale dominieren jedoch in den Schätzmodellen. Die geologische Kenngröße (GEO) erreicht in der Modell-Gruppe V absolut und relativ gesehen die größte Häufigkeit und wird in fünf von insgesamt sieben Modellen der Gruppe als signifikante Steuergröße eingesetzt. Sie wird in den regionalen Übertragungsfunktionen von PEREIRA & KELLER 1982a zur Abschätzung des je nach Vegetationsperiode unterschiedlichen Leerlaufkoeffizienten ALPHA für prealpine Einzugsgebiete der Schweiz sowie in den Modellen von DEMUTH & HAGEMANN 1993 zur Regionalisierung der jahreszeitlich unterschiedlichen Rezessionskonstanten K für Einzugsgebiete in Baden-Württemberg eingesetzt. Außerhalb der beiden Modell-Gruppen IV und V wird der Index (GEO), lediglich in zwei Modellen von WRIGHT 1970 und WRIGHT 1974 zur Abschätzung von Kenngrößen der Abflußganglinie für Einzugsgebiete in Schottland bzw. Südost-England angewendet.

Der relativ große Einfluß der Gewässernetzdichte (DD) auf den Basisabfluß wurde mit Hilfe der Faktorenanalyse in der Studie von ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988a für Einzugsgebiete in den Appalachen/USA und für 11 ausgewählte Einzugsgebiete auf Festgesteinsflächen im Südschwarzwald untersucht (vgl. Kapitel 7.3.3). Die Gewässernetzdichte (DD) zählt aufgrund ihrer Definition zu den morphometrischen Gebietsmerkmalen; sie kann jedoch auch als Indikator für die Durchlässigkeit des Bodens und des Untergrundes angesehen werden und kann daher als zusätzliches geologisches Gebietsmerkmal betrachtet werden (ASCHWANDEN 1985).

Die klimatische Kenngröße Gebietsniederschlag GAAR, die in der Gruppe der Basisabfluß-Modelle (Gruppe IV) in sämtliche Regressionsgleichungen eingeht und auch innerhalb der ersten drei Modell-Gruppen (I bis III) den zweithäufigsten Prädiktor darstellt, wird in der Gruppe V nur in einem einzigen Modell als Prädiktor eingesetzt (vgl. Annex 4, Gleichung 70, DEMUTH 1989). Diese geringe statistische Bedeutung des Gebietsniederschlags in Schätzmodellen der Gruppe V wird durch die Arbeit von DEMUTH & SCHREIBER 1993 über das Trockenwetterverhalten von Einzugsgebieten in Deutschland bestätigt. In dieser Arbeit können die Autoren keinen Zusammenhang zwischen dem Speicherfüllungsgrad und dem Leerlaufkoeffizienten finden.

Aus den Untersuchungen wird deutlich, daß die physiographischen Gebietsmerkmale die am häufigsten angewandten Steuergrößen sind und im statistischen Sinne den größten Einfluß auf das Niedrigwasserverhalten ausüben. Ganz im Gegensatz dazu stellen sich die Verhältnisse im Bereich der Regionalisierung von Kenngrößen des Mittelwassers dar. In einer Studie von ASCHWANDEN 1985 über die Regionalisierung des mittleren Jahresabflusses in schweizerischen Einzugsgebieten, wurden relevante Steuergrößen für drei unterschiedliche regionale Übertragungsfunktionen mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse ermittelt. Dabei zeigte sich, daß der Einfluß klimatischer Gebietsmerkmale am größten ist. Die mittlere Jahrestemperatur (AATEMP) erklärt allein über 50% der Gesamtvarianz der Modelle. Als zweitwichtigste Steuergröße wird der Sommerniederschlag genannt, der noch stärker mit dem mittleren Jahresabfluß korreliert, als der jährliche Gebietsniederschlag, die Einzugsgebietsfläche (AREA), das Verhältnis Sommer-/Winterniederschlag, das Reliefverhältnis (RELIEF) und die mittlere Vergletscherung.

Die Verhältnisse im Bereich der Hochwasser-Regionalisierung heben sich ebenfalls - wenn auch weniger ausgeprägt - von denen der Niedrigwasser-Regionalisierung ab. In einer Untersuchung von RIGGS 1973 werden zehn Regressionsmodelle zur Regionalisierung von Werten der Hochwasserwahrscheinlichkeit für Einzugsgebiete in mehreren Bundesstaaten der USA miteinander verglichen. Als bedeutendste Steuergröße wird die Einzugsgebietsfläche (AREA) mit einer Häufigkeit von 100% aufgeführt. Weitere Steuergrößen sind das Gefälle des Vorfluters (SL1085), der Seeanteil (FALAKE) mit jeweils 50% und der Gebietsniederschlag (AAR) mit einer Häufigkeit von 40%. Gemessen an der Häufigkeit einzelner relevanter Steuergrößen, scheinen die physiographischen Gebietsmerkmale im Bereich der Regionalisierung von Hochwasser-Kenngrößen einen noch größeren Einfluß zu haben als in der Niedrigwasser-Regionalisierung. Bei einer generellen Betrachtung hinsichtlich der relevanten Steuergrößen kommt daher der Niedrigwasser-Regionalisierung eine Mittelstellung zwischen der Mittelwasser- und der Hochwasser-Regionalisierung zu, wobei bei der Regionalisierung von Mittelwasser-Kenngrößen die klimatischen Gebietsmerkmale einen größeren Einfluß haben und bei der Hochwasser-Regionalisierung die physiographischen Merkmale dominieren.

7.2.5 Zusammenfassung

Faßt man die Ergebnisse der insgesamt 30 untersuchten Studien zusammen, so kann festgestellt werden, daß die Modelle zur Regionalisierung von Parametern der Extremwertstatistik (Modell-Gruppe I), der Abflußganglinie (Modell-Gruppe II) und der Abflußdauerlinie (Modell-Gruppe III) einen relativ ähnlichen Aufbau in Hinblick auf die drei Prädiktorengruppen (physiographische, klimatische und hydrologische Gebietsmerkmale) aufweisen. Charakteristische Unterschiede zwischen diesen drei Modell-Gruppen werden jedoch erst bei der Betrachtung einzelner relevanter Steuergrößen deutlich und lassen sich in der Regel durch die naturräumlich unterschiedliche Ausstattung der Regionen erklären.

Der in den drei Modell-Gruppen am häufigsten verwendete Prädiktor ist die Einzugsgebietsfläche (AREA). Als zweithäufigstes Gebietsmerkmal wird die klimatische Steuergröße Gebietsniederschlag (GAAR) eingesetzt. Die weiteren Steuergrößen, wie WPLAKE, SOIL, BFI, SL1085, HMEAN und MOUNT, sind stark von den regionalen Verhältnissen und der 'Schule' des jeweiligen Autors abhängig. Die genannte Reihenfolge der Prädiktoren legt keine Hierarchie hinsichtlich der Häufigkeit fest, da jene nicht in jeder der drei Modell-Gruppen eingesetzt werden. Weiterhin fällt auf, daß es sich bei diesen Steuergrößen, mit Ausnahme des hydrologischen Gebietsmerkmals Base Flow Index (BFI), ausschließlich um physiographische Gebietsmerkmale handelt. Innerhalb der ersten drei Modell-Gruppen, spielen -

analog der Untersuchung aller Modelle -, diese physiographischen Gebietsmerkmale vor den klimatischen und den hydrologischen Steuergrößen in Bezug auf die Regionalisierung des Niedrigwassers die statistisch wichtigste Rolle.

Die Modelle zur Regionalisierung des Basisabflusses und der Kenngrößen der Trockenwetterauslaufkurve zeigen im Vergleich zu den o.g. Modell-Gruppen (Gruppe I-III) einen deutlich abweichenden Aufbau in der Zusammensetzung der Prädiktoren. Teilweise werden andere Gebietsmerkmale eingesetzt, wie z.B. das Bifurkationsverhältnis (RB) nach Strahler oder die Länge des Vorfluters (MSL). Augenfällig sind jedoch die völlig veränderten Häufigkeiten und damit die völlig veränderte Gewichtung der einzelnen Prädiktoren, wie beispielsweise bei der Häufigkeit der klimatischen Kenngröße Gebietsniederschlag (GAAR), die in der Gruppe der Basisabfluß-Modelle (Modell-Gruppe IV) in alle Gleichungen eingeht. Das geologische Gebietsmerkmal (GEO) nimmt in der Modell-Gruppe V (Modelle zur Regionalisierung von Parametern der Trockenwetterauslaufkurve) die statistisch häufigste Position ein gefolgt von der Gewässernetzdichte (DD). Die Unterschiede der beiden Modell-Gruppen IV und V zu den übrigen Modell-Gruppen sind weniger durch regionale Unterschiede der einzelnen Gültigkeitsräume zu erklären als vielmehr durch die unterschiedlichen Niedrigwasserkenngrößen (Zielgrößen), die mit diesen Modellen abgeschätzt werden sollen. Durch die Modelle zur Regionalisierung von Parametern der Trockenwetterauslaufkurve (Modell-Gruppe V) wird versucht, die Parameter des Speicherverhaltens (ALPHA und K) abzuschätzen, welche generell von den hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters abhängig sind und auf die klimatischen Eingangsgrößen wie z.B. den Gebietsniederschlag (GAAR) nur geringen Einfluß haben. Vor diesem Hintergrund wird verständlich, weshalb die geologische Kenngröße (GEO) eine Schlüsselposition in dieser Modell-Gruppe einnimmt und die klimatische Eingangsgröße (GAAR) nur eine untergeordnete Rolle spielt. In den Modellen zur Regionalisierung des Basisabflusses (Modell-Gruppe IV) wird deutlich, daß diese in erster Linie von der klimatischen Eingangsgröße Gebietsniederschlag (GAAR) sowie von der Gewässernetzdichte (DD) bestimmt werden. Bei der Gewässernetzdichte handelt es sich zwar um ein morphometrisches Gebietsmerkmal, jedoch werden hierdurch indirekt Hinweise auf die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes gegeben.

7.3 Übertragung des Basisabflusses und der Rezessionskonstanten auf ungemessene Gebiete

7.3.1 Einführung

Der grundwasserbürtige Abfluß (Basisabfluß) wird in der Regel von klimatischen Faktoren (Niederschlag und Evapotranspiration) und nicht-klimatischen Faktoren (Geologie und Relief des Einzugsgebiets) beeinflusst (DYNOWSKA 1985). In geographischen Regionen mit stark ausgeprägtem Relief - gebirgige Regionen mit geringmächtigen Deckschichten und geringen Speicherkapazitäten der Aquifere - dominieren die klimatischen Faktoren. In Regionen mit sehr geringen Reliefunterschieden und geringen Variationen in den Aquiferparametern treten die nicht-klimatischen Faktoren in den Vordergrund. Die Flußdichte wird ebenfalls als ein wichtiger Parameter betrachtet, der die Durchlässigkeit der Deckschichten mitbestimmt und somit das Bindeglied zur Geologie darstellt. CARLSTON 1963 korrelierte die Flußdichte mit dem Basisabfluß pro Einheitsfläche, TRAINER 1969, ORSBORN 1970 und ORSBORN 1974 fanden ebenfalls eine gute Korrelation zwischen Flußdichte und Basisabfluß. Eine Untersuchung aus der Volksrepublik China aus dem Jahre 1988 hat gezeigt, daß die Variation im jährlichen

jährlichen Basisabfluß allein durch den Niederschlag im laufenden und in den vier vorangegangenen Jahren erklärt werden kann (SHUI-TING & CHENG-ZHU 1988).

7.3.2 Globales Modell für den gesamten Untersuchungsraum auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete

Die beiden Niedrigwasserparameter Basisabfluß und Rezessionskonstante und die Gebietsmerkmale, die für den Untersuchungsraum West-Europa benutzt werden, stammen aus einem Teildatensatz der kleinen Untersuchungsgebiete. Insgesamt konnte auf 54 kleine Untersuchungsgebiete zurückgegriffen werden. Die Länge der Abflußzeitreihen in den Untersuchungsgebieten unterliegt großen Schwankungen. Sie variieren zwischen sechs und 30 Jahren (vgl. Kapitel 3.3.2.3). Aufgrund der beträchtlichen Schwankungen der Zeitreihen wurde der Basisabfluß und die Rezessionskonstante für die gesamte Periode und für eine ausgewählte Standardperiode von 1970-1980 berechnet, um so den Einfluß der Periode auf das Regressionsmodell untersuchen zu können. Weiterhin wurde der Basisabfluß mit zwei unterschiedlichen Verfahren standardisiert. Der Basisabfluß wird einerseits als prozentualer Anteil des mittleren Abflusses (MQ) und andererseits als spezifischer Abfluß ($\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$) angegeben. Damit konnte der Einfluß der Standardisierung auf das Regressionsmodell ebenfalls untersucht werden.

In die Untersuchung der Beziehung zwischen Basisabfluß und Gebietsmerkmalen gehen als unabhängige Variablen die Einzugsgebietsfläche (AREA), der Formfaktor (HFORM), die mittlere Höhe (HMEAN), die Flußdicke (DD), die Länge des Vorfluters (MSL), das Gefälle des Vorfluters (SL), das Bifurkationsverhältnis (RB) und der mittlere Jahresniederschlag (AAR) des Einzugsgebietes ein. Der mittlere Jahresniederschlag für die kleinen Untersuchungsgebiete wurde aus täglichen Niederschlagswerten berechnet. Eine detaillierte Erklärung der Gebietsmerkmale mit ihren Definitionen und Herleitungen findet sich in den Kapiteln 4.3.1, 4.3.2, 4.3.3 und 4.4. Eine Übersicht über die Größenordnung und Streuung der einzugsgebietspezifischen Merkmale für die betrachteten kleinen Untersuchungsgebiete ergibt sich aus den statistischen Kennwerten in Tabelle 7.5.

Tab. 7.5 Statistische Kennwerte der Gebietsmerkmale für 54 kleine Untersuchungsgebiete

Gebietsmerkmale	Akronym	Minimum	Mittel	Maximum
1. Gebietsgröße [km^2]	AREA	0.09	40.04	300.67
2. Formfaktor []	HFORM	0.15	0.46	1.06
3. Gewässernetzdichte [km.km^{-2}]	DD	0.36	1.62	4.88
4. Länge des Vorfluters [km]	MSL	0.44	10.09	29.80
5. Gefälle des Vorfluters [km.km^{-1}]	SL	0.17	3.85	21.76
6. Bifurkationsverhältnis []	RB	2.00	3.63	7.00
7. Mittlere Gebietshöhe [m]	HMEAN	15	388	1468
8. Mittlerer jährlicher Niederschlag [mm]	AAR	495	999	2488

Die Größe der kleinen Untersuchungsgebiete variiert beträchtlich. Einige Gebiete wie die Versuchsgebiete Krofdorf (Mitteldeutschland) erreichen nur Plotgrößen (0.09 km^2). Die größten Einzugsgebiete mit Flächen von über 100 km^2 und mehr liegen in den Tieflandregionen Belgiens. An diesem Beispiel zeigen sich noch einmal deutlich die unterschiedlichen Konzeptionen, die in den verschiedenen Ländern bei der Einrichtung von kleinen Untersuchungsgebieten vorlagen. Für die Gewässernetzdichte werden Werte zwischen 0.36 und 4.88 km.km^{-2} erreicht. Der letztere sehr hohe Wert, wird in einem finnischen Gebiet erreicht, in dem ein weit verzweigtes Netz von Entwässerungsgräben angelegt wurde. Diese wurden bei der Ermittlung der Gewässernetzdichte mit aufgenommen.

Für Deutschland gibt WUNDT 1953 einen Wert für die Gewässernetzdichte von 0.03 km.km^{-2} für die Albhochfläche (Weißer Jura) an. Im Murgtal (kristallines Grundgebirge) wird ein Wert von 5.00 km.km^{-2} erzielt. Die mittlere Einzugsgebietshöhe liegt bei etwa 400 m . Das liegt daran, daß die Mehrzahl der kleinen Untersuchungsgebiete - etwa ein Drittel der insgesamt 54 Einzugsgebiete - aus Finnland stammen und diese weisen mittlere Höhen von ca. 300 m oder weniger auf.

Bei der Entwicklung der Regressionsgleichung wurde mit der Step-Wise Methode gearbeitet. Da die Berechnung der Produkt-Moment-Koeffizienten nach Pearson nur auf der Grundlage eines normalverteilten Datensatzes sinnvoll erfolgen kann, wurden die Werte logarithmiert, um die Normalverteilung zu gewährleisten. Von der Möglichkeit anderer Datentransformationen wurde hier abgesehen und für die weitere Analyse der logarithmisch transformierte Datensatz verwendet. Dabei wird auf verschiedene Studien Bezug genommen, die sich mit der Verknüpfung von Abflußdaten (Niedrigwasser) und Einzugsgebietsparametern befassen und in denen sich die logarithmische Transformation wegen ihres normalisierenden Effektes als geeignet erwiesen hat (vgl. Kapitel 6). Im Zuge vorläufiger Regressionsanalysen sowohl mit den untransformierten als auch mit den logarithmisch-transformierten Daten konnten auch in der vorliegenden Untersuchung mit dem transformierten Datensatz bessere Ergebnisse erzielt werden. Auf die Ergebnisse der Untersuchungen mit den untransformierten Daten wird hier nicht näher eingegangen. Den folgenden statistischen Analysen liegen deshalb die logarithmisch-transformierten Daten zugrunde.

Um einen ersten Überblick über die statistischen Zusammenhänge zwischen dem spezifischen Basisabfluß, der im folgenden mit MQK ($\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$) bezeichnet wird, und den o.g. Einzugsgebietsparametern zu geben, wurde zuerst eine Matrix der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach Pearson erstellt. Dabei wurde der spezifische Basisabfluß für die Standardperiode 1970-1980 berechnet. Die Ergebnisse der Berechnung sind in Tabelle 7.6 zusammengefaßt.

Die Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten weisen für drei der acht Einzugsgebietsparameter einen signifikanten Zusammenhang zum Basisabfluß auf. Dazu gehören die mittlere Einzugsgebietshöhe (LHMEAN), das Gefälle des Vorfluters (LSL) und die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (LAAR). Erwartungsgemäß besteht ein enger Zusammenhang zwischen der Fläche (LAREA), der wichtigsten den Gebietsmaßstab kennzeichnenden Variablen, und einigen der übrigen Variablen, die zur Beschreibung der Größe des Einzugsgebietes in den Ausgangsdatensatz mit einbezogen wurden. So besteht zwischen der Fläche des Einzugsgebietes (LAREA) und der mittleren Länge des Vorfluters (LMSL) eine hohe Korrelation (vgl. dazu Kapitel 6) und zur Gewässernetzdichte (LDD), die rechnerisch von der Fläche abhängig ist, besteht ein negativer Zusammenhang. Auffällig ist der relativ geringe Zusammenhang zwischen der Höhe des mittleren Jahresniederschlags (LAAR) und der mittleren Einzugsgebietshöhe (LHMEAN). Dies ist jedoch auf den in der Stichprobe hohen Anteil reliefarmer Gebiete in Finnland zurückzuführen.

Obwohl die Stichprobe der kleinen Untersuchungsgebiete, die in der Regressionsanalyse benutzt wurde, im Verhältnis zur Fläche des Untersuchungsraums West-Europa klein ist, zeigen die Ergebnisse aus Tabelle 7.6 doch einige interessante Aspekte. So ist der Basisabfluß nicht sehr eng mit der Gewässernetzdichte (LDD), als Stellvertreter für die Geologie korreliert, wie es einige Autoren für andere Regionen gezeigt haben (FARVOLDEN 1963 für den Norden Nevadas und KNISEL 1963 für den südlichen Bereich der USA (vgl. Kapitel 6)).

Tab. 7.6 Korrelationsmatrix für den spezifischen Basisabfluß (MQK) und dessen Gebietsparameter für 54 kleine Untersuchungsgebiete (Daten sind logarithmisch transformiert, 'L')

LAREA	1.000								
LHFORM	0.140	1.000							
LHMEAN	0.188	0.266	1.000						
LDD	-0.431	0.010	0.189	1.000					
LMSL	0.934	-0.080	0.102	-0.355	1.000				
LSL	-0.164	0.253	0.741	0.415	-0.224	1.000			
LRB	0.233	-0.166	-0.071	-0.110	0.240	-0.104	1.000		
LAAR	0.178	0.332	0.686	0.216	0.093	0.691	-0.090	1.000	
LMQK	0.186	0.323	0.732	0.052	0.132	0.688	-0.174	0.865	1.000

LAREA	LHFORM	LHMEAN	LDD	LMSL	LSL	LRB	LAAR	LMQK
-------	--------	--------	-----	------	-----	-----	------	------

Das Fehlen jeglicher Korrelation zwischen dem Basisabfluß und der Gewässernetzdichte kann nicht mit der geringen Variabilität der Größe (LDD) begründet werden, sondern es zeigt sich hier die Schwierigkeit bei der Indizierung der Auswirkungen von Böden und Geologie auf den Abfluß.

In den Low Flow Studies Großbritanniens wurde der Base Flow Index (BFI) aus der Abflußganglinie entwickelt (Kapitel 5) und als ein möglicher Parameter zur Indizierung der Böden und der Geologie vorgeschlagen (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). Da dieser Parameter wie der Basisabfluß aus der Ganglinie über unterschiedliche Methoden entwickelt wurde, hatte man erwartet, daß eine strenge Beziehung zwischen diesen beiden Größen besteht. Für die 54 kleinen Untersuchungsgebiete wurde der Base Flow Index berechnet und die Beziehung beider Variablen über eine Regressionsanalyse ermittelt. Die Korrelation zwischen dem Basisabfluß und dem Base Flow Index ist gering, denn der Korrelationskoeffizient zwischen den Einzugsgebieten liegt trotz der großen Variation des Base Flow Index bei 0.0833; der Base Flow Index schwankt zwischen 0.21 und 0.79. Der nicht nachweisbare Zusammenhang zwischen den beiden Niedrigwassergrößen ist eine Folge der unterschiedlichen Standardisierungsverfahren, wobei der Basisabfluß in spezifischen Einheiten ausgedrückt wird und der Base Flow Index eine dimensionslose Größe ist (vgl. Kapitel 5). In Folge können z.B. beide Einzugsgebiete einen hohen BFI aufweisen und dennoch eine weite Spanne in den Basisabflußwerten in Abhängigkeit vom mittleren Jahresniederschlag zeigen. Das führt zu einer schwachen Beziehung zwischen den beiden Abflußparametern.

Der Basisabfluß (LMQK) zeigt einen engen Zusammenhang zu den morphometrischen Kenngrößen wie der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (HMEAN) und dem Gefälle des Vorfluters (LSL), wenn es auch aufgrund der Interkorrelation der beiden Kenngrößen ($r = 0.7409$) schwierig ist, ihre jeweiligen direkten Einflüsse auf den Basisabfluß zu beurteilen. Der schwache Zusammenhang zwischen dem Basisabfluß (LMQK) und der Einzugsgebietsgröße (LAREA) liegt daran, daß der Basisabfluß als spezifischer Abfluß angegeben wird. Der korrelative Zusammenhang zwischen dem Basisabfluß und der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.8469$ ist hoch signifikant. Dieser Zusammenhang bestätigt jetzt die früheren Ergebnisse aus Kapitel 5.2.3 über die räumliche Verteilung des Basisabflusses im Untersuchungsraum und die Rückführung der hohen Basisabflußwerte insbesondere in reliefbetonten Gebieten auf den Niederschlag. Außerdem trifft die Erklärung von WUNDT, nach der größere Abflußspenden auf höhere Niederschläge zurückzuführen sind, offensichtlich auch auf den Basisabfluß zu (WUNDT 1958).

Die Step-Wise multiple Regression zur Abschätzung des Basisabflusses (MQK) mit den sieben in Tabelle 7.1 zusammengefaßten unabhängigen morphometrischen und klimatischen Variablen führte zu folgender Gleichung mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 81\%$:

$$\text{MQK} = 4.25 \cdot 10^{-5} \text{HMEAN}^{0.2593} \text{DD}^{-0.308} \text{AAR}^{1.477} \quad (7.1)$$

Alle unabhängigen Variablen in der Regressionsgleichung sind auf dem 95% Niveau signifikant. Eine wichtige Bedingung für eine aussagekräftige Regressionsanalyse ist die Residualkomponente (Differenz zwischen den geschätzten und den beobachteten Basisabflußwerten) (vgl. WEISBERG 1985, HOLDER 1985 und LEWIS-BECK 1986). Neben der Forderung nach Normalverteilung der Residuen mit einem Mittelwert von Null und homogener Varianz über alle X-Werte, müssen die Residuen stochastisch unabhängig sein, d.h. es dürfen keine räumlichen und zeitlichen Autokorrelationen vorliegen. Wenn diese Voraussetzung nicht erfüllt ist, dann kann die Güte der Regressionsgleichung überschätzt werden (ASCHWANDEN 1985).

Die Untersuchung der Residuen gibt keinen Hinweis auf eine Verletzung der o.g. Voraussetzungen, so daß das entwickelte Modell als angemessen angesehen werden kann. Zur Überprüfung der Interkorrelationen der Prädiktoren im Regressionsmodell schlägt LEWIS-BECK 1986 die Überprüfung aller Linearkombinationen der Prädiktorvariablen vor. Das Bestimmtheitsmaß R^2 gilt dabei als Maß für die Stärke der Multikollinearität. Für die Prädiktorvariablen ergeben sich daraus folgende Gleichungen:

$$\begin{aligned} \text{HMEAN} &= f(\text{DD}, \text{AAR}) \\ \text{DD} &= f(\text{HMEAN}, \text{AAR}) \\ \text{AAR} &= f(\text{HMEAN}, \text{DD}) \end{aligned} \quad (7.2)$$

Multikollinearität zwischen den Prädiktoren ist nicht gegeben, da das Bestimmtheitsmaß R^2 für alle drei Gleichungen (7.2) mit einem Wert von kleiner als 50% noch weit unter dem von LEWIS-BECK 1986 angegebenen Grenzwert von 80% liegt. Damit können die statistischen Voraussetzungen als erfüllt betrachtet werden.

Die am meisten dominierende, unabhängige Variable ist die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (AAR) mit dem höchsten Exponenten in der Drei-Variablen-Gleichung 7.1. Obgleich die Gewässernetzdichte (DD) auf dem 95%-Signifikanzniveau noch signifikant ist, trägt sie zu einer Verbesserung für die Erklärung der Variabilität des Basisabflusses (MQK) nur geringfügig bei.

In einem weiteren Experiment wurde ein Versuch unternommen, die Güte des Regressionsmodells (Gleichung 7.1) durch die Aufnahme des Base Flow Indexes (BFI) als zusätzlichen hydrologischen Prädiktor neben den physiographischen und klimatischen Einzugsgebietskenngrößen zu verbessern. Die aus dieser Regressionsanalyse resultierende Gleichung mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 87\%$ hat die Form:

$$MQK = 7.55 \cdot 10^{-5} \text{ HMEAN}^{0.2870} \text{ BFI}^{1.245} \text{ AAR}^{1.502} \quad (7.3)$$

Dies bedeutet eine leichte Verbesserung gegenüber dem Modell aus Gleichung 7.1. Dabei wird die Gewässernetzdichte (DD) durch den Base Flow Index (BFI) ersetzt. Der Base Flow Index erklärt einen höheren Anteil an der Varianz des Basisabflusses (MQK) als die Gewässernetzdichte, obwohl der Zusammenhang zwischen den beiden Größen ($r = 0.0831$) nicht besser ist als der Zusammenhang zwischen der Gewässernetzdichte (DD) und dem Basisabfluß (MQK), der einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0.0509$ aufweist.

In Gleichung 7.3 erkennt man unter den Prädiktoren eine Kombination von Merkmalen unterschiedlicher Ordnungen. So werden Parameter erster Ordnung wie beispielsweise die mittlere Einzugsgebietshöhe (HMEAN), die direkt aus topographischen Karten ermittelt wird oder die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (AAR) einem Parameter gegenübergestellt, der direkt aus der Ganglinie gewonnen wird und damit als Parameter zweiter Ordnung gilt. In Gleichung 7.1 wurden für die Regressionsanalyse jedoch nur Prädiktoren erster Ordnung zugelassen. Eine Mischung beider Prädiktorenordnungen setzt aber gerade für die Übertragung von Abflußkenngrößen in ungemessene Gebiete voraus, daß für diese Gebiete die entsprechenden hydrologischen Prädiktorvariablen vorhanden sein müssen. Dies kann wiederum nur über Schätzungen erreicht werden, was mit einem erheblichen zusätzlichen Arbeitsaufwand verbunden ist und zu einer weiteren Fehlerquelle im Regressionsmodell führen kann. Obwohl die Ermittlungen des Base Flow Index (BFI) und des Basisabflusses (MQK) auf verschiedenen Berechnungskonzeptionen beruhen, beschreiben doch beide Größen denselben Vorgang. Auch aus diesem Grund dürfen beide Parameter nicht in der gleichen Regressionsgleichung benutzt werden. Die Parameter (Konstanten und Exponenten) der einzelnen Variablen in den beiden Regressionsgleichungen 7.1 und 7.3 haben sich nur geringfügig verändert, wenn man vom Wechsel des Vorzeichens und des absoluten Wertes der Exponenten der beiden 'geologischen' Variablen Base Flow Index (BFI) und Gewässernetzdichte (DD) absieht.

Eine weitere Möglichkeit die Güte und Leistungsfähigkeit einer Schätzgleichung zu bewerten, besteht neben dem Bestimmtheitsmaß in der Betrachtung des Verhältnisses aus Werten der geschätzten und beobachteten Basisabflüsse. Für die 54 kleinen Untersuchungsgebiete im Untersuchungsraum wurde der Quotient aus geschätztem und beobachtetem Basisabfluß (MQK_e/MQK_o) unter Benutzung des Regressionsmodells (Gleichung 7.1) berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnung sind in Tabelle 7.7 zusammengefaßt.

Die Ergebnisse der Untersuchung zur Leistungsfähigkeit des multiplen Regressionsmodells nach Gleichung 7.1 zeigen einige interessante Aspekte. In 16 der Einzugsgebiete schätzt das Regressionsmodell den Basisabfluß (MQK) nur mit einem Fehler von $\pm 10\%$ zum beobachteten Wert, was als ein befriedigendes Ergebnis gewertet werden kann. In 30 Einzugsgebieten liegt die Abweichung zum beobachteten Wert des Basisabflusses jedoch über 20%. Betrachtet man die Werte der Abweichungen einzelner Untersuchungsgebiete im Vergleich, so zeigen sich beachtliche regionale Unterschiede bei der Schätzung des Basisabflusses nach Gleichung 7.1.

Die regionalen Unterschiede sind in Abbildung 7.2 dargestellt, wobei nur Einzugsgebiete in die Karte aufgenommen wurden, die entweder extreme Über- oder Unterschätzungen aufzeigen. Die

räumliche Verteilung der Residuen zeigt eindeutig, daß insbesondere der Basisabfluß in den finnischen Gebieten durch das Drei-Variablen-Regressionsmodell (Gleichung 7.1) stark unterschätzt wird; dies trifft auf 76% der Einzugsgebiete aus der Stichprobe zu. Gute Schätzungen des Basisabflusses werden für Einzugsgebiete im Schweizer Mittelland und in den hügeligen Gebieten Belgiens (Ardennen) erhalten. Reliefschwache Regionen in Frankreich und Belgien neigen hingegen zu einer starken Überschätzung des Basisabflusses, während die Tieflandgebiete in Finnland eine allgemeine Tendenz zur starken Unterschätzung des Basisabflusses zeigen.

Tab. 7.7 Bewertung des Regressionsmodells auf der Grundlage von 54 kleinen Untersuchungsgebieten

MQK_e/MQK_o	Anzahl der Gebiete	%	%
< 80%	21	38.9	46.3
80 - 90%	4	7.4	
90 - 95%	2	3.7	
95 - 105%	11	20.4	29.6
105 - 110%	3	5.5	
110 - 120%	4	7.4	
> 120%	9	16.7	24.1

Anmerkung: < 100 geschätzter Basisabfluß zu niedrig
 > 100 geschätzter Basisabfluß zu hoch

In Großbritannien wird der Basisabfluß generell unterschätzt und nur in einigen reliefbetonten Gebieten wie z.B. im Untersuchungsgebiet Plynlimon (Wales) liegen gute Schätzungen des Basisabflusses vor ($\pm 5\%$).

Betrachtet man das globale Regressionsmodell (Gleichung 7.1) in Hinblick auf seine Zusammensetzung, so stellt man fest, daß die Varianz des Basisabflusses in erster Linie durch morphometrische und klimatische Variablen erklärt wird. Die Untersuchung der Residuen und deren geographische Verteilung hat jedoch gezeigt, daß ein globales Regressionsmodell für den gesamten Untersuchungsraum in einem ersten Schritt Hinweise über relevante Gebietsmerkmale geben kann, jedoch für eine Schätzung des Basisabflusses mit den gegebenen Gebietsmerkmalen nur eingeschränkte Aussagekraft hat. Die geographische Verteilung der Residuen unterstreicht deutlich die Notwendigkeit der Entwicklung regionaler Regressionsmodelle unter Einbeziehung regionaltypischer Gebietsmerkmale.

7.3.2.1 Regionales Modell für den Teilraum Finnland

Auf diesem Hintergrund wurde eine regionale Untersuchung für 17 kleine Untersuchungsgebiete in Finnland durchgeführt. Dazu wurden weitere für diesen Raum typische Gebietsmerkmale in das Regressionsmodell aufgenommen. Zu diesem Zweck wurden zusätzliche Merkmale, beson-

ders Landnutzungsparameter, erhoben (vgl. Kapitel 4). Die Merkmale setzten sich jeweils aus dem prozentualen Anteil an Seen (FALAKE), an Sümpfen (BOG) und Ackerland (AGRI) der Gesamtfläche des Einzugsgebietes zusammen, wobei für das Merkmal (AGRI) keine Trennung zwischen Grünland und Ackerland vorgenommen wurde. Außerdem wurde noch ein Index, der die Biomasse des Einzugsgebietes repräsentiert, in die Untersuchung aufgenommen. Er wird angegeben als Gesamtvolumen des Baum- und Strauchbestandes (VGS, volume of growing stock).

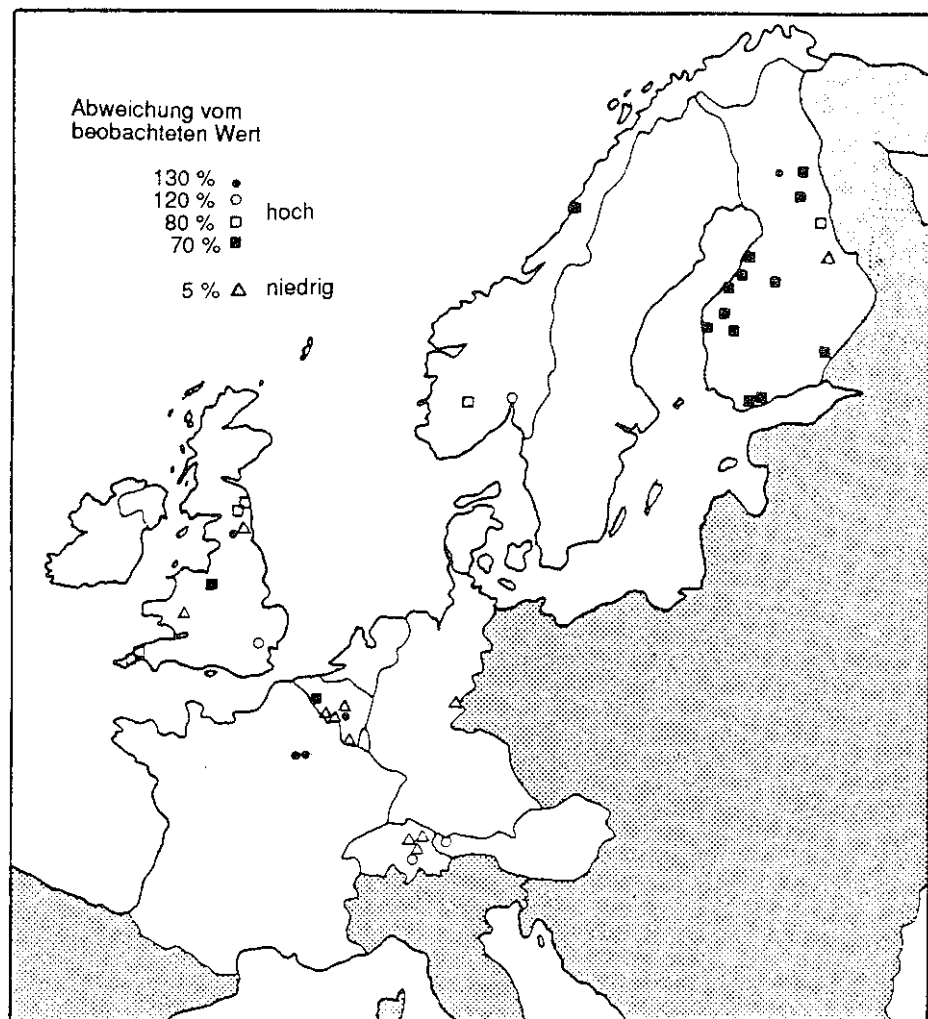


Abb. 7.2 Anwendung des multiplen Regressionsmodells (Gleichung 7.1). Verteilung der Einzugsgebiete mit hohen (130-70%) und niedrigen (5%) Abweichungen vom beobachteten Wert

Das Gesamtvolumen des Baum- und Strauchbestandes ist eine zusammengesetzte Variable, die einen engen Zusammenhang zum mittleren Gefälle (SL) des Vorfluters, dem Vorkommen grober Böden und dem Jahresniederschlag (AAR) zeigt. In Gebieten mit hohen Werten des 'Gesamtholzvolumens' herrscht ein geringer prozentualer Anteil von Ackerland und Mooren vor (MUSTONEN 1971). Die statistischen Kennwerte der ermittelten Gebietsmerkmale der 17 finnischen Einzugsgebiete sind in Tabelle 7.8 zusammengestellt.

Tab. 7.8 Statistische Kennwerte für die Gebietsmerkmale der 17 Einzugsgebiete in Finnland

Gebietsmerkmale	Akronym	Minimum	Mittel	Maximum
1. Einzugsgebietsgröße [km ²]	AREA	0.69	14.14	45.50
2. Formfaktor	HFORM	0.17	0.36	0.57
3. Mittlere Gebietshöhe [m]	HMEAN	15	140	301
4. Gewässernetzdichte [km.km ⁻²]	DD	0.61	1.73	4.88
5. Länge des Vorfluters [km]	MSL	1.50	7.08	16.50
6. Gefälle des Vorfluters [%]	SL	0.17	0.94	3.45
7. Bifurkationsverhältnis	RB	2.00	3.52	7.00
8. Seeanteil [%]	FALAKE	0.00	0.14	0.92
9. Waldanteil [%]	FOREST	26.00	61.68	92.00
10. Sumpfanteil [%]	BOG	6.00	26.11	58.00
11. Landwirtschaftliche Fläche [%]	AGRI	0.00	12.84	58.00
12. Biomassenindex [m ³ .ha ⁻¹]	VGS	14.00	49.20	116.00
13. Niederschlagshöhe [mm]	AAR	495	545	600

Die relativ hohen Werte für die Gewässernetzdichte ergeben sich aus den künstlichen Entwässerungsgräben, die in den meisten der mit Wald bestandenen Einzugsgebieten angelegt wurde. Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe zeigt nur geringe Variationen im Untersuchungsraum. Die aus der Step-Wise multiplen Regressionsanalyse resultierende Gleichung hat die Form:

$$MQK = 6.18 \cdot 10^{-16} DD^{-0.542} AAR^{4.75} (1 + FOREST)^{1.386} \quad (7.4)$$

Das Bestimmtheitsmaß beträgt $R^2 = 94\%$ und die Prädiktoren sind alle signifikant auf dem 95% Signifikanzniveau. In Gleichung 7.4 werden 16% der Varianz des Basisabflusses durch die Gewässernetzdichte (DD) erklärt, 59% durch die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (AAR) und 18% durch den Waldanteil an der Fläche des Einzugsgebietes (FOREST). Dabei wird gerade die Bedeutung des Landnutzungsparameters FOREST in seiner Funktion als infiltrationswirksame Fläche sichtbar. Der den Niederschlag vermindern Effekt der Interzeptionsverdunstung und der Transpiration bewirkt eine Verringerung des Basisabflusses. Die positive Korrelation läßt jedoch vermuten, daß Evapotranspirationsverluste der Waldflächen, als infiltrationsfördernden Eigenschaften, eher eine untergeordnete Bedeutung haben.

Diese Anwendung bestätigt die Bedeutung des Niederschlags und unterstreicht die Notwendigkeit des Gebrauchs von Landnutzungsparametern in Vorhersagegleichungen zumindest zur Abschätzung des Basisabflusses in Regionen, in denen Landnutzung und künstliche Entwässerung dominant sind. Der sehr hohe Exponent des Prädiktors Niederschlag (AAR) macht die Abschätzung des Basisabflusses empfindlich gegenüber kleinen Änderungen im Niederschlag. Das regionale Beispiel für Finnland bestätigt die Richtigkeit der Forderung nach regionalen Modellen.

Regressionsmodell für die Rezessionskonstante

Die Rezessionskonstante macht Aussagen über die Speichereigenschaften eines Einzugsgebietes und wird im wesentlichen von den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet geprägt. Für die ausgewählten Untersuchungsgebiete (54 Gebiete) wurde der Zusammenhang zwischen der Rezessionskonstanten und den in Tabelle 7.1 vorgestellten Gebietsmerkmalen hergestellt. Alle Parameter wurden logarithmisch-transformiert. Die Step-Wise multiple Regressionsanalyse führte zu folgender Gleichung mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 35\%$:

$$K = 0.767 DD^{-0.0502} AAR^{0.0308} \quad (7.5)$$

Obwohl die Prädiktorvariablen auf dem 95% Signifikanzniveau signifikant sind, wurde die Rezessionskonstante (K) nur unbefriedigend durch die morphometrische und die klimatische Kenngröße geschätzt. Dabei trägt allein die Gewässernetzdichte mit 24% zu der Gesamtstreuung bei. Um zu klären, inwieweit die Schätzung der Rezessionskonstanten (K) durch einen regionalen Ansatz und damit durch die Verkleinerung des Untersuchungsraumes verbessert werden kann, wurde die Regressionsanalyse für die insgesamt 17 finnischen Einzugsgebiete wiederholt. In die Step-Wise Regressionsrechnung wurden insbesondere die Landnutzungsparameter Seeanteil (FALAKE), der Waldanteil (FOREST), der Sumpfantel (BOG), der Anteil an landwirtschaftlicher Nutzfläche (AGRI) und der Biomassenindex (VGS) mit in die Berechnung aufgenommen. Das Ergebnis dieser Berechnung mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 88\%$ hat die Form :

$$K = 0.852 AREA^{-0.42} DD^{0.12} RB^{0.04} (1 + FALAKE)^{0.10} VGS^{0.04} \quad (7.6)$$

Alle Prädiktoren sind auf dem 95% Signifikanzniveau signifikant. Wie schon in Gleichung 7.5 ist die Gewässernetzdichte die dominante Variable im Regressionsmodell. Der Anteil an der erklärten Varianz beträgt 64% und damit scheint die Rolle der Gewässernetzdichte als Stellvertretervariable für die Geologie bestätigt zu sein. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß eine große Anzahl von Einzugsgebieten in Finnland dräniert wird. Diese intensive Dränage geht in die Berechnung der Gewässernetzdichte ein, sodaß die Gewässernetzdichte nicht wie angenommen werden könnte die Geologie repräsentiert, sondern hier primär die Entwässerung der Deckschichten widerspiegelt. Dieses Beispiel zeigt sehr deutlich, mit welcher Sorgfalt bei der Interpretation der Ergebnisse der Regressionsanalyse vorgegangen werden muß. Die Landnutzungsparameter erklären weitere 23% der Varianz der Rezessionskonstanten, wobei auf den Seeanteil (FALAKE) 15% und auf den Biomasse-Index (VGS) weitere 8% fallen. Der Bifurkationsindex (RB) und die Einzugsgebietsfläche (AREA) sind zwar signifikant, tragen aber mit einem Wert kleiner als 1% nur geringfügig zur Erklärung der Variation der Rezessionskonstanten bei. Die beiden letztgenannten Prädiktoren würden im Falle einer operationellen Anwendung des Regressionsmodells aus Gründen der Zeitersparnis vernachlässigt werden.

7.3.2.2 Einfluß des Base Flow Index (BFI), der Standardisierung und der Periode auf das Regressionsmodell

Bei der Entwicklung eines Regressionsmodells geht es im Vorfeld der Untersuchung nicht nur um die Frage nach der Verfügbarkeit geeigneter Abflußdaten oder der Wahl geeigneter Prädiktoren, sondern auch um die Entscheidung für eine geeignete Periode und damit im strengen Sinne um eine Festlegung auf den Gültigkeitsbereich des Regressionsmodells. Weiterhin muß

noch eine Entscheidung über die Ausprägung der Zielgröße, d.h. über die Art der Standardisierung, gefällt werden. In diesem Abschnitt werden die letzten beiden Fragen anhand der kleinen Einzugsgebiete im Untersuchungsraum exemplarisch untersucht und bewertet. Der in der angelsächsischen Literatur vielfach in Regressionsmodellen verwendete Base Flow Index (BFI) wird ebenfalls in die Untersuchungen einbezogen.

Der Basisabfluß wird entweder in spezifischen Einheiten ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) angegeben oder als Anteil am mittleren langjährigen Abfluß und damit als dimensionslose Größe ausgedrückt. Die Angabe des Basisabflusses in spezifischen Einheiten hat den Vorteil des direkten Vergleichs von Einzugsgebieten mit unterschiedlicher Fläche, wobei die unterschiedlichen klimatischen Einflüsse durch verschieden lange Zeitreihen des Abflusses nicht berücksichtigt sind. Um den klimatischen Einfluß weiter zu reduzieren, wurde in dieser Untersuchung auf eine Standardperiode von 1970-80 für die Berechnung des Basisabflusses zurückgegriffen. Drückt man den Basisabfluß als Anteil zum mittleren langjährigen Abfluß aus, so werden sowohl die klimatischen Variationen innerhalb der betrachteten Periode als auch die Größe des Einzugsgebietes ausgeglichen (GUSTARD et al. 1989).

Zur Untersuchung der Auswirkungen der verschiedenen angesprochenen Aspekte wurde der Teildatensatz der 54 kleinen Untersuchungsgebiete in vier unterschiedliche Gruppen aufgeteilt. In jeder dieser vier Gruppen wurden die gleichen Prädiktoren (morphometrische und klimatische Gebietsmerkmale) verwendet. Der Basisabfluß wurde in den vier Gruppen entsprechend der Unterschiede in der Standardisierung und der verwendeten Periode unterschiedlich bezeichnet (vgl. Tabelle 7.9). Dabei basieren die beiden Gruppen (1) und (2) auf der gleichen Periode (1970-1980) und unterscheiden sich nur durch die Standardisierung. Die Gruppen (3) und (4) basieren beide auf unterschiedlich langen Perioden und unterscheiden sich ebenfalls

Tab. 7.9 Ergebnis der Regressionsanalyse für unterschiedliche Perioden und Standardisierung

Gruppe	Periode	Basisabfluß Standardisierung	Gleichung	R ² [%]
1	Standard- periode 1970-1980	Gebietsgröße	(a) $\text{MQK} = 7.56 \cdot 10^{-5} \text{ HMEAN}^{0.29} \text{ BFI}^{1.25} \text{ AAR}^{1.50}$	87
		Gebietsgröße	(b) $\text{MQK} = 4.23 \cdot 10^{-5} \text{ HMEAN}^{0.26} \text{ DD}^{-0.31} \text{ AAR}^{1.48}$	81
		Mittlerer Abfluß	(c) $\text{MQ1} = 0.0534 \text{ HMEAN}^{0.14} \text{ DD}^{-0.20} \text{ BFI}^{1.04} \text{ AAR}^{0.28}$	69
2		Mittlerer Abfluß	(d) $\text{MQ1} = 0.252 \text{ DD}^{-0.55} \text{ SL}^{0.17}$	29
3	Gesamt- periode	Gebietsgröße	(e) $\text{MKG} = 5.71 \cdot 10^{-5} \text{ HMEAN}^{0.24} \text{ DD}^{-0.40} \text{ AAR}^{1.45}$	81
Mittlerer Abfluß		(f) $\text{MQG} = 0.0119 \text{ DD}^{-0.32} \text{ BFI}^{0.90} \text{ AAR}^{0.55}$	55	
4		Mittlerer Abfluß	(g) $\text{MQG} = 0.0110 \text{ DD}^{-0.56} \text{ AAR}^{0.47}$	40

durch die Standardisierung. Allen vier Gruppen gemeinsam ist die Untersuchung der Auswirkungen des Base Flow Index (BFI) auf Prädiktoren und die Güte des Regressionsmodells.

Die Step-Wise multiple Regressionsanalyse wurde mit und ohne Beteiligung des Base Flow Index (BFI) als zusätzlichem Prädiktor durchgeführt. Die Zielgrößen und die Prädiktorvariablen wurden logarithmisch-transformiert. Die aus der Regressionsanalyse resultierenden unterschiedlichen Gleichungen sind in Tabelle 7.9 aufgeführt, wobei alle Prädiktoren auf dem 95% Niveau signifikant sind. Hierbei sind jeweils pro Gruppe zwei Gleichungen entstanden.

Die Prädiktoren, die am häufigsten in allen Gleichungen der vier Gruppen auftreten, sind morphometrische Gebietsmerkmale wie die mittlere Höhe des Einzugsgebietes (HMEAN) und die Gewässernetzdichte (DD) sowie die klimatische Variable mittlerer jährlicher Niederschlag (AAR). Der Base Flow Index (BFI) erscheint in der Regel dort, wo er in die Regressionsanalyse einbezogen wurde. Tabelle 7.10 gibt einen Überblick über die prozentualen Anteile der einzelnen Variablen an der Gesamtvarianz in den verschiedenen Gleichungen. Die zweite Gleichung in jeder der vier Gruppen entsteht durch Ausschluß des Base Flow Index (BFI) bei der Regressionsanalyse (vgl. Gleichungen (b), (d), (g)). In Gruppe (3) führte die Regressionsanalyse mit dem Base Flow Index (BFI) im ursprünglichen Modell zum gleichen Ergebnis, so daß hier nur eine Gleichung erscheint. Der Base Flow Index (BFI) erwies sich als nicht signifikant auf dem 95% Signifikanzniveau und wurde deshalb verworfen. Die Verbesserungen der Abschätzung des Basisabflusses, die in Gruppe (1) bei der Regressionsanalyse mit dem Base Flow Index (BFI) erzielt wurden (vgl. Tabelle 7.9 Gleichungen (a) und (b)), wurden bereits in einem der vorangegangenen Abschnitten beschrieben.

Tab. 7.10 Prozentanteile am Bestimmtheitsmaß R^2 für die signifikanten Prädiktoren in den Gleichungen (a)-(g) für die verschiedenen Gruppen aus Tabelle 7.9

Prädiktoren	Akronym	Gruppe (1)		Gruppe (2)		Gruppe (3)	Gruppe (4)	
		(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)
1. Mittlere Einzugsgebietshöhe	HMEAN	54	54	8	-	52	-	-
2. Gewässernetzdichte	DD	-	1	19	14	2	21	22
3. Base Flow Index	BFI	7	-	38	-	-	10	-
4. Gefälle des Vorfluters	SL	-	-	-	15	-	-	-
5. Niederschlagshöhe	AAR	26	26	4	-	27	24	18

In Gruppe (2), in der der Basisabfluß (MQ1) als Anteil am mittleren jährlichen Abfluß ausgedrückt wurde, führte der Base Flow Index (BFI) zu einer Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes R^2 um 40% auf 69%. Die Verbesserung der Abschätzung des Basisabflusses liegt zum einen darin begründet, daß beide hydrologische Variablen sowohl der Basisabfluß (MQ1) als auch der Base Flow Index (BFI) in der gleichen Einheit ausgedrückt sind. Zum anderen werden beide Variablen direkt aus der Abflußganglinie gewonnen (Variablen zweiter Ordnung), obwohl der Base Flow Index (BFI) von seiner Konzeption her als Gebietskennziffer betrachtet wird, der die geologisch-pedologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet widerspiegelt (INSTITUTE OF

HYDROLOGY 1980). Außerdem besteht ein recht guter Zusammenhang zwischen dem Basisabfluß (MQ1) und dem Base Flow Index (BFI), denn der Korrelationskoeffizient r liegt bei 0.653.

Im Modell ohne den Base Flow Index (BFI), Gleichungen (d) und (g), hat sich die Vorhersage des Basisabflusses unter Benutzung der Abflußdaten für die Gesamtperiode im Vergleich zur Vorhersage auf der Basis der Standardperiode 1970-1980 um 11 % verbessert.

Ein Vergleich zwischen den beiden unterschiedlichen Arten der Standardisierung (Fläche und langjähriger mittlerer Abfluß) zeigt für das Modell ohne den Base Flow Index (BFI) (Gleichungen (b) und (d)), daß der Basisabfluß, der in spezifischen Einheiten ausgedrückt wird, eine höher erklärte Varianz ($R^2 = 81\%$) und damit bessere Schätzungen liefert als der anteilig ausgedrückte Basisabfluß ($R^2 = 29\%$). Dies liegt vermutlich daran, daß im letzteren Fall standardisierungsbedingt der klimatische Einfluß bereits berücksichtigt wurde. Der klimatische Prädiktor in Modell (d) wurde während der Regressionsanalyse als nicht signifikant verworfen. Folglich erklärt das nur aus morphometrischen Prädiktoren (Gewässernetzdichte (DD) und Gefälle des Vorfluters (SL)) bestehende Modell die Variation im Basisabfluß nicht zufriedenstellend.

Augenfällig ist der nahezu fehlende Einfluß der Periode auf das Ergebnis der Regressionsanalyse, wenn man den Basisabfluß in spezifischen Einheiten ausdrückt. Der Wert des Bestimmtheitsmaßes R^2 liegt in beiden Fällen bei 81 % (Gleichungen (b) und (e) Gruppe (1) und (3)). Die signifikanten Prädiktorvariablen sind gleich, obwohl sich die Gewichtung der einzelnen Prädiktoren leicht verschoben hat. Der Basisabfluß variiert in Gruppe (1) Gleichung (b) zwischen 0.24 und 16.30 $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ und die mittlere jährliche Jahresniederschlagshöhe liegt zwischen 495 und 2 428 mm. In Gruppe (3), Gleichung (e) liegt die Variation im Basisabfluß zwischen 0.04 und 16.7 $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ und in der mittleren Niederschlagshöhe bei 495 und 2 362 mm. Die Variationen im Basisabfluß unterscheiden sich nur geringfügig. Die Erweiterung der Periode von der Standardperiode auf die Gesamtperiode führt in der Gruppe 2 und 3, Gleichungen (c) und (f), zu einer Verringerung des Bestimmtheitsmaßes R^2 von 69 % auf 55 %.

Faßt man die Ergebnisse der Untersuchungen zum Einfluß der Standardisierung, der Wahl unterschiedlicher Perioden und der Auswirkungen des Base Flow Index (BFI) auf die Regressionsanalyse zusammen, dann ist festzustellen:

- (1) Unterschiede in der Standardisierung des Basisabflusses beeinflussen die Signifikanz der Prädiktoren und damit die Form des Regressionsmodells. Außerdem führen diese Unterschiede zu unterschiedlichen Modellen mit unterschiedlichen Bestimmtheitsmaßen.
- (2) Die Länge der Zeitreihe des Basisabflusses hat weder auf die Prädiktoren im Regressionsmodell noch auf die Güte der Schätzung einen entscheidenden Einfluß. Ein Grund für das überraschende Ergebnis ist in der Tatsache zu suchen, daß beide Variablen, der Basisabfluß (in beiden Gleichungen ausgedrückt in spezifischen Einheiten) und der mittlere jährliche Niederschlag sowohl für die Standardperiode 1970-1980 als auch für die gesamte Periode eine ähnliche Variation aufweisen.
- (3) Die Einführung des Base Flow Index (BFI) in die Regressionsanalyse führt insbesondere in der Gleichung in Gruppe (2) zu einer Verbesserung der Schätzung. Es muß jedoch daran erinnert werden, daß der Base Flow Index eine Variable ist, die eng mit dem Abfluß in Beziehung steht.

Das Beispiel der Regressionsanalyse auf der Basis regionaler Daten aus Finnland, wo neben rein morphometrischen und klimatischen Gebietsmerkmalen zusätzlich noch Landnutzungsparameter in das Regressionsmodell einbezogen wurden, hat gezeigt, daß das Konzept 'globaler' Modelle dann versagt, wenn nicht die für die Region prägenden Merkmale berücksichtigt werden. Eine Berücksichtigung regionaler Merkmale kann nur durch die Entwicklung regionaler Modelle erfolgen (vgl. Kapitel 7.2, GUSTARD et al. 1989).

7.3.3 Untersuchungen in Baden-Württemberg

7.3.3.1 Beziehung zwischen Basisabfluß und Gebietsmerkmalen für Festgesteinsflächen im Südschwarzwald

Die bisherigen Untersuchungen zur Übertragung des Basisabflusses auf ungemessene Gebiete wurden auf der Grundlage von 58 kleinen Untersuchungsgebieten für den gesamten Untersuchungsraum durchgeführt. Über die Regressionsmodelle wurden die signifikanten physiographischen und klimatischen Gebietsmerkmale, die zur Erklärung des Basisabflusses beitragen, ermittelt. Die Untersuchungen in Finnland haben jedoch gezeigt, daß die Berücksichtigung regional-typischer Gebietsmerkmale eine wichtige Voraussetzung bei der Entwicklung regionaler Regressionsmodelle ist. Um die Allgemeingültigkeit dieser Aussage zu überprüfen, wurde am Beispiel ausgewählter Einzugsgebiete aus dem Südschwarzwald mit seinem ausgeprägten Relief ein regionales Übertragungsmodell für den Festgesteinsbereich entwickelt. Aufgrund der morphologischen Unterschiede dieser Gebiete im Gegensatz zu den finnischen Gebieten wurden weitere morphometrische Gebietsmerkmale in die Untersuchung aufgenommen.

Dazu zählen die Länge (LE) und Breite (BE) des Einzugsgebietes, der Reliefindex (HE), das relative Relief (RR), die mittlere Geländeneigung (NEIG), die Gewässernetzlänge (LG) und der Gebietsniederschlag (GAAR). Das Relief wirkt sich maßgeblich auf das Infiltrationsverhalten im Einzugsgebiet aus und damit auch, unter Berücksichtigung der Speichereigenschaften, auf die Größenordnung der Grundwasserneubildung und dadurch auch auf den Basisabfluß. Der Reliefindex (HE) und das relative Relief (RR) werden in der vorliegenden Untersuchung als Parameter des Reliefs herangezogen. Die mittlere Geländeneigung (NEIG) kennzeichnet die Gefälleverhältnisse im Einzugsgebiet. Im Gegensatz zu den Untersuchungen mit den kleinen Untersuchungsgebieten konnte für die Einzugsgebiete im Südschwarzwald aufgrund vorhandener Niederschlagsstationen der Gebietsniederschlag nach der Thiessen-Polygon-Methode berechnet werden. Fehlende Monatssummen wurden dabei nach der Normal-Ratio-Methode generiert (SCHULZ 1976). Obwohl das Verfahren den Nachteil hat, daß es die orographischen Verhältnisse unberücksichtigt läßt (GIESECKE et al. 1983), führen die anderen 'klassischen' Methoden oft zu ähnlichen Ergebnissen (MENDEL 1977 und MENDEL 1979). TEICHMANN 1984 konnte diese Aussage am Beispiel eines Einzugsgebietes im Bayerischen Wald bestätigen. Die statistischen Kennwerte der Gebietsmerkmale sind in Tabelle 7.11 zusammengefaßt.

Die Ermittlung des Basisabflusses erfolgte ebenfalls nach dem Demuth-Verfahren. Um eine gute Vergleichbarkeit der Werte zu erzielen, wurde aus dem vorhandenen Datensatz der längste gemeinsame Zeitabschnitt ermittelt. Auf diese Weise wurde die 22-jährige Meßreihe von 1955-1976 als Untersuchungsperiode festgelegt und der Basisabfluß berechnet. Trotz des dichten Meßnetzes in dieser Region konnten aufgrund der vorgegebenen Rahmenbedingungen (vgl. Kapitel 3.2) hinsichtlich Größenordnung, Verfügbarkeit der Daten und anthropogener Beeinflussung nur zehn Gebiete in die Untersuchung einbezogen werden.

Tab. 7.11 Statistische Kennwerte der naturräumlichen Variablen der 10 Untersuchungsgebiete im Südschwarzwald

Gebietsmerkmale	Akronym	Minimum	Mittel	Maximum
1. Einzugsgebietsfläche [km ²]	AREA	7.45	43.53	103.0
2. Länge des Einzugsgebietes [km]	LE	3.60	9.31	14.28
3. Breite des Einzugsgebietes [km]	BE	2.07	4.29	7.21
4. Reliefindex [m]	HE	285.5	707.6	1080.1
5. Relatives Relief	RR	48.23	82.71	152.46
6. Mittlere Einzugsgebietshöhe [m]	HMEAN	500.00	922.5	1105
7. Mittlere Geländeneigung	NEIG	13.1	24.7	37.1
8. Gewässernetzlänge [km]	LG	17.55	78.42	171.10
9. Länge des Vorfluters [km]	MSL	4.85	11.16	16.55
10. Gewässernetzdichte [km.km ⁻²]	DD	1.26	1.94	2.36
11. Gefälle des Vorfluters [m.km ⁻¹]	SL	30.14	59.88	124.45
12. Waldanteil [%]	FOREST	48.14	68.59	86.16
13. Gebietsniederschlag	GAAR	1317	1572	1753

Beziehung zwischen dem Basisabfluß und den Gebietsmerkmalen

Um einen ersten Überblick über die statistischen Zusammenhänge zwischen dem Basisabfluß und den Gebietsmerkmalen zu erhalten, wurden die Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach Pearson erstellt. Sie weisen für sechs der dreizehn Gebietsmerkmale einen signifikanten Zusammenhang zum Basisabfluß auf. Dazu gehören: Fläche des Einzugsgebietes (AREA), Breite des Einzugsgebietes (BE), Länge des gesamten Gewässernetzes (LG), prozentualer Waldanteil (FOREST) und der Gebietsniederschlag (GAAR). Negative Korrelationen bestehen mit der Länge des gesamten Gewässernetzes (LG) ($r = -0.72$), der Breite (BE) ($r = -0.70$) und der Fläche (AREA) ($r = -0.62$) des Einzugsgebietes (vgl. Abbildung 7.3). Der Zusammenhang des flächennormierten Basisabflusses mit den die Gebietsgröße kennzeichnenden Variablen überrascht nicht, findet er doch seine Analogie in der Verringerung der Hochwasserabflußspende mit zunehmender Einzugsgebietsgröße (DYCK 1987). Kleine Einzugsgebiete liegen naturgemäß höher über NN und die Ursache für deren größere Abflußspenden ist nach WUNDT 1958 in den höheren Niederschlagsmengen zu sehen. Der korrelative Zusammenhang zwischen dem Basisabfluß und dem Gebietsniederschlag ist mit $r = 0.74$ hochsignifikant. Dies bedeutet, daß die Erklärung von WUNDT auch hier auf den Basisabfluß anwendbar ist. Wie auch schon das Beispiel in Finnland gezeigt hat, besteht im Südschwarzwald ein enger Zusammenhang zwischen dem Basisabfluß und dem Waldanteil (FOREST) ($r = 0.74$); damit wird auch hier die Bedeutung des Waldanteils in seiner Funktion als infiltrationswirksame Fläche unterstrichen. Überraschend ist der schwache Zusammenhang zur Gewässernetzdichte ($r = 0.06$). Dieser scheinbar sehr begrenzte Einfluß kann eine Folge der Homogenität des Untergrunds sein. Die Variation der Gewässernetzdichte schwankt nur gering zwischen 1.26 und 2.36.

Beziehung zwischen den Gebietsmerkmalen

Erwartungsgemäß bestehen enge Zusammenhänge zwischen der Gebietsfläche (AREA) und den

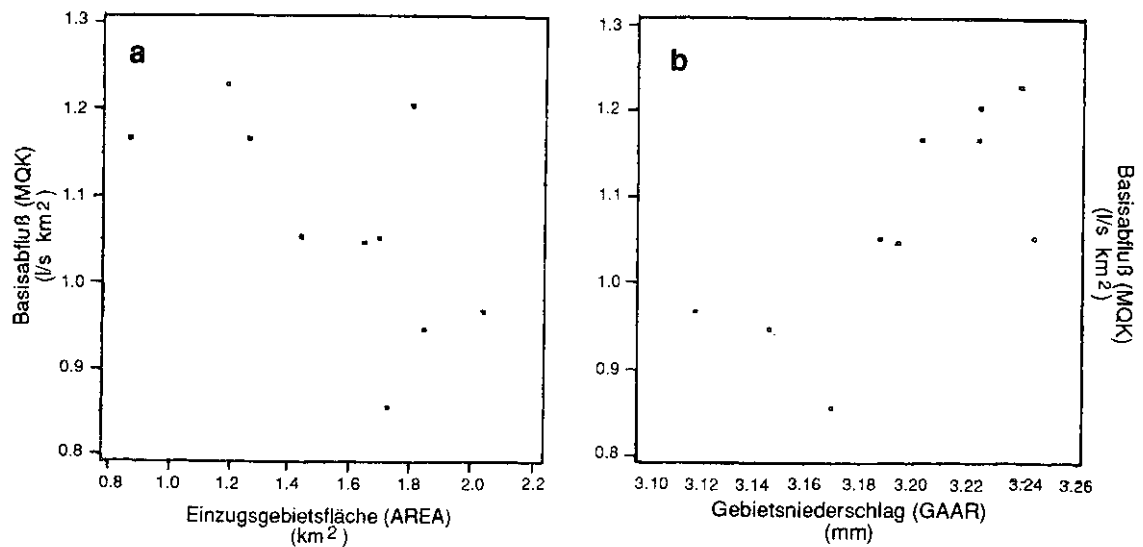


Abb. 7.3 Beziehung zwischen Basisabfluß und a) Einzugsgebietsfläche und b) Gebietsniederschlag (log-transformierte Skala)

übrigen Variablen, die zur Beschreibung der Größe des Einzugsgebietes in den Ausgangsdatensatz herangezogen wurden. So bestehen sowohl zwischen der Fläche (AREA), der Länge (LE) ($r = 0.92$) und der Breite (BE) des Einzugsgebietes ($r = 0.93$), als auch zwischen der Fläche (AREA) und der Länge des Gewässernetzes (LG) ($r = 0.98$) bzw. der Länge des Vorfluters (MSL) ($r = 0.93$) signifikante positive Korrelationen. Die Gewässernetzdichte weist einen signifikanten negativen Zusammenhang zur Länge des Gewässernetzes (LG) auf. Da kleine Einzugsgebiete topographisch höher liegen, was sich hier in einer signifikanten negativen Korrelation ($r = -0.74$) zwischen der Gebietsfläche (AREA) und der mittleren Gebietshöhe (HMEAN) zeigt, erhalten sie größere Niederschlagsmengen. Diese Beziehung äußert sich in der signifikanten negativen Korrelation ($r = -0.65$) zwischen Gebietsfläche (AREA) und dem Gebietsniederschlag (GAAR), bzw. in der signifikanten positiven Korrelation ($r = 0.91$) zwischen der mittleren Einzugsgebietshöhe (HMEAN) und dem Gebietsniederschlag (GAAR) (vgl. Abbildung 7.4). Desweiteren ist die Durchlässigkeit der in diesen Bereichen häufig schroffen Felslagen mit geringmächtigen Initialböden erheblich schlechter, so daß die als Gewässernetzdichte (DD) ausgedrückte flächenbezogene Ausprägung der Gewässernetzlänge (LG) mit zunehmender Fläche kleiner wird.

Signifikante Korrelationskoeffizienten zeigen Zusammenhänge innerhalb der die Gefällsverhältnisse beschreibenden Variablen Reliefindex (HE), relatives Relief (RR), Gefälle des Vorfluters (SL) und mittlere Geländeneigung (NEIG) an; in Bezug auf die übrigen Variablen haben das Gefälle des Vorfluters (SL) mit $r = 0.60$ und das relative Relief (RR) mit $r = 0.65$ zur Gewässernetzdichte (DD) eine signifikante positive Korrelation. Wie die Gewässernetzdichte (DD) kann das Gefälle des Vorfluters (SL) und das relative Relief (RR) als Indikator für den Untergrund betrachtet werden. Für nicht verkarstungsfähige Festgesteinsflächen haben diese Variablen bei zunehmender morphologischer Härte des Untergrundes eine größere Ausprägung.

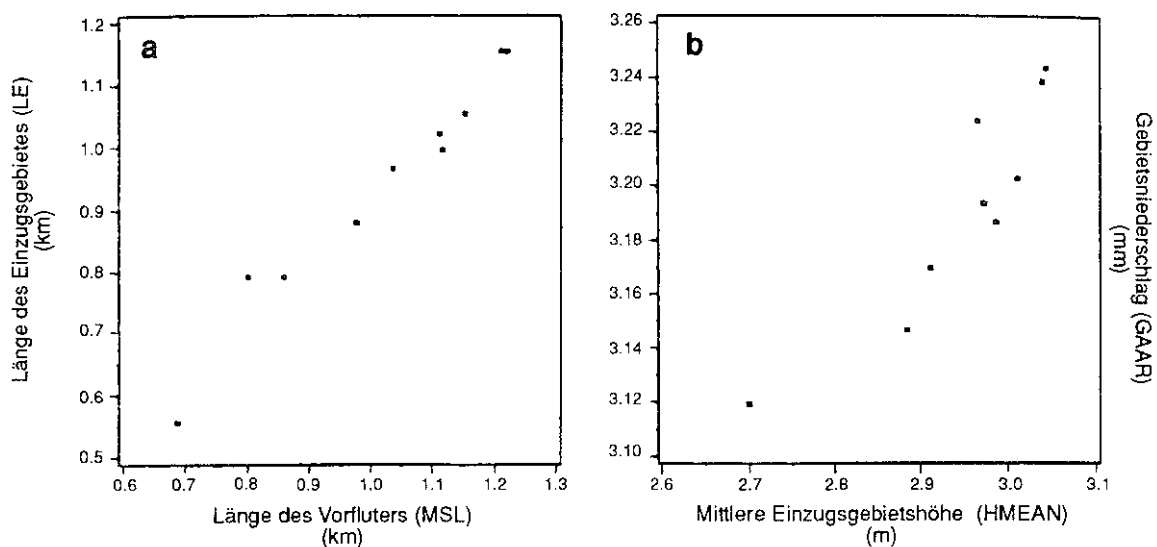


Abb. 7.4 Beziehungen zwischen Gebietsmerkmalen: a) Länge des Einzugsgebietes (LE) und der Länge des Vorfluters (MSL), b) Gebietsniederschlag (GAAR) und mittlere Höhe (HMEAN)

Der Waldanteil (FOREST) steht mit den Klimavariablen (GAAR) ($r = 0.39$) und mit der mittleren Einzugsgebietshöhe (HMEAN) ($r = 0.22$) in positiver Beziehung. Kleinere und höher liegende Einzugsgebiete haben eine größere Waldbedeckung. Dies läßt sich auf die klimatisch, wie auch pedologisch und hinsichtlich der landwirtschaftlichen Bearbeitung ungünstigen Eigenschaften höher liegender Standorte im Schwarzwald zurückführen.

Anwendung der Step-Wise Regression auf die Schwarzwalddaten

Bei der Entwicklung eines Regressionsmodells wurde nach der Step-Wise Methode verfahren. Da der Korrelationskoeffizient nach Pearson zwischen dem Basisabfluß und dem Waldanteil (FOREST) mit einem Wert von $r = 0.74$ am höchsten ist, geht der Waldanteil als erste Variable in das Regressionsmodell ein. In den folgenden Schritten werden nach den in Kapitel 6 genannten Vorschriften die Parameter aufgenommen, verworfen oder ausgetauscht. Das Ergebnis jedes einzelnen Schrittes bei der Modellentwicklung ist in Tabelle 7.12 mit den jeweiligen Prädiktoren und dem jeweiligen Gütekriterium R^2 zusammen mit dessen schrittweiser Erhöhung aufgelistet.

Alle ausgewählten Modelle beinhalten die Variable (FOREST), die mit einem Bestimmtheitsmaß von 55% über die Hälfte der Gesamtvarianz erklärt. Die Aufnahme des Gebietsniederschlags (GAAR) trägt zur Erklärung von weiteren 24% der Varianz bei. Die Hinzunahme der Gewässernetzdichte (DD) bewirkt eine 4%ige, die von der Länge des Vorfluters (MSL) eine 13%ige Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes. Bei der Modellentwicklung zeigt sich, daß nach dem vierten Schritt durch die Veränderung des Variablensatzes keine nennenswerte Modellverbesserung mehr eintritt. So führt das Zufügen der Länge des Einzugsgebietes (LE) lediglich zu einer Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes von einem Prozent. Ein Austausch der klimarelevanten

Parameter Gebietsniederschlag (GAAR) und mittlere Einzugsgebietshöhe (HMEAN) in Schritt 6 und 7 verbessert R^2 wiederum um ein Prozent, die Aufnahme der mittleren Geländeneigung (NEIG) im letzten Schritt um ein weiteres Prozent. Die Festlegung eines geeigneten Modells fällt in Anbetracht der erhaltenen Werte relativ leicht. So kann davon ausgegangen werden, daß das Vier-Variablen-Modell mit den Prädiktoren Waldanteil (FOREST), Gebietsniederschlag (GAAR), Gewässernetzdichte (DD) und Länge des Vorfluters (MSL) und einem Bestimmtheitsmaß von 96% zur Erklärung der Variabilität des Basisabflusses im vorliegenden Fall geeignet ist (vgl. Gleichung 7.7). Die relativ geringe Verbesserung von R^2 in Schritt 5 bzw. 6 (1% bzw. 2%) gibt Grund zur Annahme, daß die Berücksichtigung weiterer Variablen nur in vernachlässigbarem Maße zur Erklärung der Varianz beiträgt.

Tab. 7.12 Modellbildung mit der schrittweisen Regression (Step-Wise Regression)

Schritt	Prädiktoren im Modell	Bestimmtheitsmass	Zunahme des Bestimmtheitsmaßes
		R^2	R^2
1	FOREST	0.55	
2	FOREST, GAAR	0.79	0.24
3	FOREST, GAAR, DD	0.83	0.04
4	FOREST, GAAR, DD, MSL	0.96	0.13
5	FOREST, GAAR, DD, MSL, LE	0.97	0.01
6	FOREST, GAAR, DD, MSL, LE, HMEAN	0.99	0.02
7	FOREST, DD, MSL, LE, HMEAN	0.98	-0.01
8	FOREST, DD, MSL, LE, HMEAN, NEIG	0.99	0.01

Das Ergebnis der Regressionsanalyse mit den logarithmisch-transformierten Variablen läßt sich in folgender Gleichung zusammenfassen:

$$MQK = 2.88 \cdot 10^{-4} GAAR^{1.14} FOREST^{0.88} DD^{-0.83} MSL^{-0.39} \quad (7.7)$$

Die Überprüfung der Residuen ergaben keine pathologischen Muster, die gegen die Annahme homogener Fehlervarianz spräche. Zur Überprüfung der Interkorrelationen der Prädiktoren im Regressionsmodell wurde die Regression der Linearkombinationen aller Prädiktorvariablen nach LEWIS-BECK 1986 durchgeführt, wobei das Bestimmtheitsmaß R^2 als Maß für die Multikollinearität gilt. Es ergeben sich folgende Gleichungen:

FOREST	= f (GAAR, DD, MSL)	$R^2 = 0.20$
GAAR	= f (DD, MSL, FOREST)	$R^2 = 0.31$
DD	= f (MSL, FOREST, GAAR)	$R^2 = 0.52$
MSL	= f (FOREST, GAAR, DD)	$R^2 = 0.61$

Die Betrachtung der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten zeigt, daß der stärkste Zusammenhang zwischen der Länge des Vorfluters (MSL) und der Gewässernetzdichte (DD) besteht

($r = -0.71$). Kolinearitätsbedingte Auswirkungen auf die Schätzungen der Parameter und auf das Bestimmtheitsmaß sind demnach zwar nicht auszuschließen, jedoch liegen die Interkorrelationen unter dem von LEWIS-BECK 1986 angegebenen Grenzwert von 80 %, damit sind die statistischen Voraussetzungen erfüllt.

Faktorenanalytischer Ansatz

Während im vorangegangenen Absatz in erster Linie die Höhe der erklärten Gesamtvarianz die Auswahl eines Modells bestimmte, steht hier die Beziehung der Gebietsmerkmale zueinander im Vordergrund. Vorrangiges Ziel ist die Isolation weitgehend voneinander unabhängiger Größen. In Hinblick auf eine sachgemäße Anwendung der Faktorenanalyse sollten die folgenden Voraussetzungen beachtet werden (ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988a):

- (1) Die Relevanz der Variablen hinsichtlich des untersuchten Prozesses muß gegeben sein.
- (2) Die Interpretation der Parameterkombinationen und der Faktoren selbst muß mit äußerster Vorsicht vorgenommen werden. Schlußfolgerungen sollten nur in Übereinstimmung mit auf unabhängigen Wege gewonnenen Informationen gezogen werden und im Zusammenhang mit dem untersuchten Prozeß bedeutsam sein.

In Kapitel 4 wurden die Parameter unter dem Aspekt ihrer Relevanz für den Basisabfluß zusammengestellt, womit die erste Bedingung erfüllt ist. Die Zweite soll bei der Interpretation der Ergebnisse der Faktorenanalyse folgen. Die logarithmisch-transformierten Gebietsmerkmale der zehn Einzugsgebiete wurden einer Faktorenanalyse unterzogen. Einer Empfehlung von SCHUCHARD-FISCHER et al. 1985 folgend, wurde zur Faktorenextraktion die Hauptachsenanalyse angewandt. Weiterhin zeigte sich, daß die anschließende Rotation nach dem Varimax-Kriterium zu besser interpretierbaren Ergebnissen führt. Tabelle 7.13 beinhaltet das für die vier extrahierten Faktoren errechnete rotierte Faktorenmuster (Matrix der Faktorenladungen). Die Faktorenladungen dienen im folgenden als Interpretationshilfe, um die abstrakten Faktoren inhaltlich zu benennen.

Der erste Faktor trägt hohe Ladungen bei den Variablen Länge des Einzugsgebietes (LE), Länge des Vorfluters (MSL), Fläche des Einzugsgebietes (AREA), Gewässernetzlänge (LG) und Gewässernetzdichte (DD). Alle diese Parameter beschreiben die Größenordnung des Einzugsgebietes bzw. des Gewässernetzes, weswegen dieser Faktor als Maßstabs-Faktor charakterisiert werden kann. Die Breite des Einzugsgebietes (BE) und das relative Relief (RR) haben mäßige Ladungen auf diesem Faktor. Als errechneter Parameter beinhaltet das relative Relief (RR) die Länge des Einzugsgebietes (LE) und ist daher ein implizites, wenn auch schwaches Maß für die Einzugsgebietsgröße. Der zweite Faktor wird vom Gebietsniederschlag (GAAR) und der mittleren Höhe des Einzugsgebietes (HMEAN) hoch geladen. Dies führt zur Annahme, daß er den klimatischen Aspekt der Einzugsgebietsausstattung repräsentiert und damit als Klima-Faktor bezeichnet werden kann. Der dritte Faktor wird in erster Linie von der mittleren Geländeneigung (NEIG), dem Reliefindex (HE), dem Gefälle des Vorfluters (SL) und dem relativen Relief (RR) bestimmt, die allesamt Maße für die Gefälle- bzw. Reliefverhältnisse sind; sie werden als Relief-Faktor bezeichnet. Die Ladung des Waldanteils (FOREST) im vierten Faktor ist erheblich größer als die der übrigen Parameter in dieser Gruppe und ist offensichtlich diejenige Variable, die den Faktor 4 definiert. Er soll deshalb als Oberflächenbedeckungs-Faktor interpretiert werden.

Tab. 7.13 Rotiertes Faktorenmuster und Erklärungsanteil der Varianzen (Eigenwerte)

Gebietsmerkmale		FAKTOR 1 'Maßstab'	FAKTOR 2 'Klima'	FAKTOR 3 'Relief'	FAKTOR 4 'Oberfläche'
Länge des Einzugsgebietes	LE	0.92992	-0.30718	0.08455	-0.08629
Länge des Vorfluters	MSL	0.90046	-0.34330	-0.03129	-0.15026
Einzugsgebietsfläche	AREA	0.79323	-0.53937	0.01352	-0.26733
Gewässernetzlänge	LG	0.69094	-0.62141	0.10969	-0.30688
Gewässernetzdichte	DD	-0.83665	0.04251	0.32575	0.02491
Jährlicher Gebietsniederschlag	GAAR	-0.12135	0.95914	0.14337	0.17250
Mittlere Einzugsgebietshöhe	HMEAN	-0.35005	0.90777	0.05606	-0.04796
Breite des Einzugsgebietes	BE	0.54221	-0.68670	-0.05794	-0.40485
Mittlere Geländeneigung	NEIG	0.03837	0.02361	0.92989	0.03560
Reliefindex	HE	0.44570	-0.13153	0.86337	0.04029
Gefälle des Vorfluters	SL	-0.38499	0.20994	0.85978	0.22859
Relatives Relief	RR	-0.51466	0.18611	0.79729	0.13152
Waldanteil	FOREST	-0.17603	-0.17845	0.22708	0.92897
Eigenwerte		4.558	3.235	3.190	1.328
Anteil an der Gesamtvarianz in [%]		35.1	24.9	24.5	10.2
Anteil an der Gesamtvarianz kumulativ in [%]		35.1	60.0	84.5	94.7

Durch die vier Faktoren können 94.7% der Gesamtvarianz aller in die Analyse einbezogenen Variablen erklärt werden. In Tabelle 7.13 sind die jeweiligen Erklärungsanteile der vier rotierenden Faktoren an der Gesamtvarianz aufgeführt. Danach können 35.1% der Varianz des Parametersatzes auf den hypothetischen Maßstab-Faktor zurückgeführt werden. Dies unterstreicht die entscheidende Bedeutung der Größe der Flußgebiete bei der Betrachtung ihrer Eigenschaften. Im vorliegenden Beispiel werden jeweils 25% der Gesamtvarianz durch den Klima- und den Relief-Faktor erklärt; 10% der Varianz können auf den Oberflächenbedeckungs-Faktor zurückgeführt werden. Nun soll für jeden Faktor ein faktordefinierender Parameter bestimmt werden, der stellvertretend in das Modell zur Abschätzung des Basisabflusses eingeht.

Die Auswahl eines Parameters der fünf hochladenden Variablen Länge des Einzugsgebietes (LE), Länge des Vorfluters (MSL), Fläche des Einzugsgebietes (AREA), Gewässernetzlänge (LG) und der Gewässernetzdichte (DD) beruht auf folgenden Überlegungen:

Die Größenverhältnisse des Einzugsgebietes stehen, wie bereits erwähnt, im positiven Zusammenhang zur Höhe des Basisabflusses. Durch die Normierung des Basisabflusses auf die Fläche wurde der Einfluß des Maßstabes jedoch abgeschwächt, so daß die Auswahl einer hochladenden Größenvariablen (LE, MSL, AREA) wenig sinnvoll erscheint. Dagegen stehen die Flußläufe in einem direkten Zusammenhang zum Basisabfluß, werden sie doch im allgemeinen durch das Grundwasser gespeist. Die Länge des gesamten Gewässernetzes scheint demnach ein

Ausdruck des Basisabflusses zu sein. Sie soll deshalb in ihrer standardisierten Form als Gewässernetzdichte den ersten Faktor repräsentieren.

Die hohe Ladung des Gebietsniederschlags (GAAR) im Klima-Faktor spricht in seiner Bedeutung als originärer Input-Parameter für die Infiltration und damit für den Basisabfluß. Die gute Durchlässigkeit des Untergrunds im Untersuchungsraum bietet die physikalische Grundlage für diese Interpretation der Abhängigkeit der Grundwasserneubildung vom Gebietsniederschlag, die sich auch in einem starken statistischen Zusammenhang widerspiegelt (vgl. Abbildung 7.3). Die niedrige Ladung der mittleren Höhe (HMEAN) auf diesem Faktor deutet darauf hin, daß die mittlere Höhe für die klimatischen Verhältnisse im Einzugsgebiet einen kleineren Erklärungswert hat. Dies könnte sowohl in der geringeren Variabilität der Temperatur und Verdunstung der Einzugsgebiete begründet sein, als auch an der Eigenschaft des Parameters selbst liegen, dessen mäßiger integraler Charakter einen geringeren Differenzierungsgrad zur Folge haben muß. Aus diesem Grund soll der Gebietsniederschlag (GAAR) den Faktor 2 vertreten.

Bei Berechnungsversuchen im hessischen Mittelgebirge stellte LEHNHARDT 1985 fest, daß die Infiltrationskapazität des Bodens generell mit zunehmender Hangneigung abnimmt. Die Überlegung, daß das Grundwasser von infiltrierenden Niederschlägen gespeist wird und die Infiltration einen flächenhaft wirkenden Prozess darstellt, führt zu dem Schluß, daß die mittlere Hangneigung als einzige flächenbezogene Charakteristik des Reliefs innerhalb der hochladenden Variablen des Relief-Faktors die größte Aussagekraft hat. Diese Annahme wird durch die hohe Ladung der Variablen unterstützt. Damit vertritt die mittlere Geländeneigung (NEIG) den dritten Faktor. Die Bedeutung des Waldanteils (FOREST) als einzige die Oberflächenbedeckung charakterisierende Variable äußert sich in ihrer 'konkurrenzlosen' Stellung in Bezug auf die Auswahl als vierten Faktor.

Aus der Faktorenanalyse ergaben sich die Gebietsmerkmale, mit denen eine Regressionsanalyse durchgeführt wurde. Das Ergebnis der Regressionsanalyse wird in Gleichung 7.8 zusammengefaßt.

$$MQK = 1.08 \cdot 10^{-6} GAAR^{1.7} FOREST^{0.98} DD^{-0.29} NEIG^{-0.07} \quad (7.8)$$

Das Bestimmtheitsmaß R^2 liegt bei 84%, wobei der Gebietsniederschlag (GAAR) 55% zur Erklärung der Varianz des Basisabflusses beiträgt, der Waldanteil (FOREST) 24%, die Gewässernetzdichte 4% und die mittlere Geländeneigung (NEIG) 1%. Der relativ geringe Erklärungswert der mittleren Geländeneigung deckt sich mit den Erkenntnissen, die SCHWARZ 1985 bei Berechnungsversuchen im Südschwarzwald gefunden hat: Er stellte fest, daß selbst bei starken Hangneigungen von über 30° und hohem Bodenwassergehalt ein simulierter Starkregen mit einer Intensität von 70 mm.h⁻¹ (dies entspricht einem 100-jährlichen Niederschlagsereignis) an keinem der untersuchten Standorten Oberflächenabfluß auslöste. Die Prüfung der Residuen und der Interkorrelationen der Prädiktoren ergab keinen Hinweis auf Verletzung der Voraussetzungen der Regressionsanalyse.

FOREST	= f (GAAR, DD, NEIG)	$R^2 = 0.21$
GAAR	= f (DD, NEIG, FOREST)	$R^2 = 0.17$
DD	= f (NEIG, FOREST, GAAR)	$R^2 = 0.12$
NEIG	= f (FOREST, GAAR, DD)	$R^2 = 0.10$

Die Werte der Interkorrelationen liegen alle weit unter dem von LEWIS-BECK 1986 angegebenen Grenzwert von 80 %.

Zur Bewertung der beiden Modelle werden die nach dem Demuth-Verfahren ermittelten Werte den durch die Regressionsmodelle geschätzten Werten vergleichend gegenübergestellt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.14 zusammengefaßt (Notation: Gleichung 7.7 entspricht Modell I und Gleichung 7.8 Modell II).

Aus den prozentualen Angaben wird deutlich, daß beide Modelle grundsätzlich eine leichte Tendenz zu Über- bzw. Unterschätzung des Basisabflusses zeigen. Modell I liefert gute Ergebnisse, denn die geschätzten Werte des Basisabflusses liegen alle innerhalb einer 10%igen Schätzgenauigkeit. Modell II hingegen ergibt ein anderes Bild. Hier liegen Abweichungen der Schätzwerte bis 21 % (Menzenschwander Alb) vor. Hinzu kommt noch der Umstand, daß vier der zehn Werte außerhalb der 10% Grenze liegen, so daß Modell II eine geringere Vorhersagequalität hat. In Modell II wird die Tendenz zur Über- bzw. Unterschätzung des Basisabflusses verstärkt.

Tab. 7.14 Prozentualer Schätzfehler der beiden Regressionsmodelle und die spezifische Grundwasserneubildung (MQK/MQ)

Gewässer	MQK [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	SCHÄTZFEHLER [%]		MQK:MQ
		Modell I	Modell II	
Elz	14.7	4	-8	35.6
Erlenbach	9.3	3	3	37.0
Ibach	11.1	-3	11	31.2
Josbach	11.3	-3	-14	40.4
Menzenschwander Alb	11.3	3	21	26.5
Neumagen	8.8	-8	-2	35.1
St. Wilhelmer Talbach	16.9	-9	-17	40.2
Wagensteigbach	7.2	8	7	31.7
Wehra	16.0	0	1	38.1
Zastlerbach	14.7	6	4	43.8

Zur weiteren Interpretation der Ergebnisse wird die 'spezifische Grundwasserneubildung' herangezogen. Sie wird aus dem Quotienten des Basisabflusses (Grundwasserneubildung) und dem mittleren Abfluß für die Periode (MQ) berechnet. Die 'spezifische Grundwasserneubildung' sagt aus, welcher Anteil des mittleren Abflusses über eine Untergrundpassage verzögert in den Vorfluter gelangt, und spiegelt das unterschiedliche Wasseraufnahmevermögen der einzelnen Gebiete wieder (KÖPF & ROTHASCHER 1980). Eine hohe spezifische Grundwasserneubildungsrate über 50% läßt nach ROTHASCHER 1987 auf einen sehr aufnahmefähigen Untergrund schließen, während Werte um 30% auf eine relativ geringe Durchlässigkeit hinweisen. Das Einzugsgebiet der Menzenschwander Alb, dessen Grundwasserneubildungsrate am stärksten überschätzt wird, zeigt gleichzeitig die niedrigste spezifische Grundwasserneubildungsrate (26.5%) unter den zehn Gebieten, d.h. sie liegt auf schlecht durchlässigem Untergrund. Die

Menzenschwander Alb entwässert fast ausschließlich das Bärhaldegranitgebiet, dessen Böden infolge ihrer geringen Mächtigkeiten eine schlechte Wasseraufnahmekapazität haben. Nur in unmittelbarer Umgebung der Talsohle liegen pleistozäne Ablagerungen vor, die in diesem Gebiet den maßgeblichen Grundwasserleiter darstellen. Im Vergleich dazu weisen die Einzugsgebiete St. Wilhelmer Talbach und Josbach, deren Grundwasserneubildungsrate zu 17% bzw. 14% unterschätzt werden, relativ hohe spezifische Grundwasserneubildungsraten auf (St. Wilhelmer Talbach: 40.2%, Josbach 40.4%).

Unterschiede bezüglich der Durchlässigkeit des Untergrundes finden keinen ausreichenden Ausdruck im Prädiktorenvariablensatz des zweiten Modells. Dennoch wird das Gebiet mit der größten Durchlässigkeit (Zastlerbach) von keinem der beiden Modelle unterschätzt. Dieses, dem Wilhelmer Talbach unmittelbar benachbarte Gebiet, zeigt jedoch keine auffälligen Unterschiede bezüglich des geologischen Untergrundes. Untersuchungen von AL-BAHRANI 1977 zum Wasserhaushalt von Schwarzwaldflüssen anhand verschiedener Verdunstungsformeln zeigen jeweils im Vergleich zum St. Wilhelmer Talbach eine höhere Verdunstung für das Gebiet des Zastlerbaches. Hier könnte die Einbindung eines thermischen Index zu einer weiteren Verbesserung des Regressionsmodells beitragen.

7.3.3.2 Beziehung zwischen der Auslaufkonstanten der Trockenwetterauslaufkurve und der Hydrogeologie

Zahlreiche Autoren haben auf die Bedeutung der Geologie zur Schätzung von Niedrigwasserparametern hingewiesen und diesen Einfluß näher untersucht, z.B. FARVOLDEN 1963 für den Norden Nevadas, KNISEL 1963 für den südlichen Teil der USA, NARBE 1968 für Ost-Deutschland, WEYER & KARRENBURG 1970 für West-Deutschland, WRIGHT 1970 für Schottland, GRANT 1971 für Nord-Irland, WRIGHT 1974 für Südost-England, KLAASEN & PILGRIM 1975 für Neusüd-Wales, MUSIAKE et al. 1975 für Japan, EINSELE 1978 für Deutschland, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980 für Großbritannien, TOUSSAINT 1981 für Gebiete in Hessen, PEREIRA & KELLER 1982a für den Alpenraum, REED & WARNE 1985 für den Wye in Wales, GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987 für Schottland, WILCOCK & HANNA 1987 für Nord-Irland und DEMUTH & SCHREIBER 1993 für die Bundesrepublik Deutschland. Ein Großteil dieser Studien untersuchte den Einfluß der Geologie auf das Niedrigwasser, indem die Einzugsgebiete aufgrund ihrer Geologie aufgeteilt wurden. In einem nächsten Schritt wurde dann das Niedrigwasserverhalten für unterschiedliche geologische Bedingungen entweder über einfache Korrelationen oder graphisch miteinander verglichen. Einen Versuch, die Geologie als Einzugsgebietsmerkmal in die Regressionsanalyse mit aufzunehmen, wurde jedoch von den genannten Autoren nicht durchgeführt. Nur wenige Autoren haben bisher einen geologischen Index entwickelt und mit unterschiedlichem Erfolg in Regressionsmodellen eingesetzt (WRIGHT 1970, WRIGHT 1974, PEREIRA & KELLER 1982a).

Für den Untersuchungsraum Baden-Württemberg wird in der vorliegenden Studie ein Weg aufgezeigt, der als Ziel die Parametrisierung der Geologie hat. Dabei führt der Weg zur Parametrisierung der Geologie bzw. zu einem geologischen Index über die Rezessionskonstante, die für 58 ausgewählte Gebiete aus dem Untersuchungsraum Baden-Württemberg nach den in Kapitel 3.2 festgelegten Kriterien ermittelt wurde. Die Berechnung der Rezessionskonstanten beruht auf dem in Kapitel 5.3.3.2 beschriebenen modifizierten Verfahren zur Konstruktion der mittleren Trockenwetterauslaufkurve DEREK2. Die Berechnung basiert auf Abflußmeßreihen der Periode 1967-1979 und wurde für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt durchgeführt. Die Ermittlung der hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 wurde in Kapitel 4.3.3 vorgestellt.

Die Beziehung zwischen den hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 und den Auslaufkonstanten für die beiden 'Jahreszeiten' Sommer und Winter sind in Tabelle 7.15 zusammengestellt, wobei nur diejenigen hydrogeologischen Klassen in der Tabelle aufgeführt sind, deren Anteil im Einzugsgebiet größer als 65% ist.

Vergleicht man die Mittelwerte der Auslaufkonstanten der einzelnen hydrogeologischen Klassen für die verschiedenen Jahreszeiten, so stellt man fest, daß sie im allgemeinen nur geringfügig voneinander abweichen. Die hydrogeologischen Klassen HG4, HG7 und HG11 sind durch niedrige Rezessionskonstanten bzw. Halbwertszeiten gekennzeichnet. Die Halbwertszeiten liegen bei 4, 9 und 7 Tagen. Daher sind die Speichereigenschaften für die braunen bzw. schwarzen jurassischen Kalksteine und den Keuper gering. Für die hydrogeologische Klasse HG10 ist die Rezessionskonstante bzw. die Halbwertszeit (6 Tage) ebenfalls sehr gering, wobei dieser Wert nur von einem Einzugsgebiet stammt und daher als nicht repräsentativ angesehen werden kann. Im Gegensatz dazu weisen die hydrogeologischen Klassen HG5, HG9, HG12, HG13 und HG14 relativ hohe Rezessionskonstanten bzw. Halbwertszeiten auf; die Werte liegen dort bei 18, 15, 17, 13 und 16 Tagen. Die Halbwertszeiten deuten auf hohe Speichereigenschaften für quartäre und tertiäre Ablagerungen sowohl für die verkarsteten jurassischen Kalksteine und den Muschelkalk als auch für den Buntsandstein und das Grundgebirge hin.

Tab. 7.15 Zusammenhang zwischen der Auslaufkonstanten und den dominanten hydrogeologischen Klassen (Anteil im Einzugsgebiet größer als 65%)

HG-Klasse	Rezessionskonstante			
	Sommer		Winter	
	Mittel	Bereich	Mittel	Bereich
HG4 (2)	0.7898	0.6779 - 0.9017	0.8527	0.8078 - 0.8975
HG5 (2)	0.9621	0.9619 - 0.9622	0.9723	0.9639 - 0.9807
HG7 (4)	0.9067	0.8604 - 0.9564	0.9204	0.9057 - 0.9473
HG9 (3)	0.9482	0.9252 - 0.9717	0.9449	0.9329 - 0.9588
HG10 (1)	0.8976		0.9228	
HG11 (3/4)	0.8980	0.8862 - 0.9105	0.8975	0.8868 - 0.9122
HG12 (3/2)	0.9558	0.9342 - 0.9694	0.9574	0.9269 - 0.9870
HG13 (21)	0.9421	0.9030 - 0.9689	0.9430	0.8557 - 0.9596
HG14 (7)	0.9546	0.9304 - 0.9679	0.9621	0.9422 - 0.9899

Die Ziffern in Klammern geben die Anzahl der Einzugsgebiete an. Bei den hydrogeologischen Klassen HG11 und HG12 sind die Anzahl der Einzugsgebiete für die Sommer- und Winterperiode verschieden.

Ein erster Schritt zur Entwicklung eines geologischen Indexes führte über den Weg der Regressionsanalyse. Dabei wurde mit Hilfe der hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14, die als unabhängige Variablen bzw. Prädiktoren in das Modell eingehen, die Rezessionskonstante als hydrologische Zielgröße geschätzt, wobei getrennte Berechnungen für die beiden Jahreszeiten Sommer und Winter durchgeführt wurden. Bei der Entwicklung der Regressionsgleichungen wurde sowohl mit der Step-Wise Methode (vgl. Kapitel 7.3.2 und 7.3.3) als auch mit der Step-

Wise MAXR-Methode gearbeitet, wobei letztere erlaubt, alle hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 in das Schätzmodell einzubeziehen. Da die Berechnung der Produkt-Moment-Koeffizienten nach Pearson nur auf der Grundlage eines normalverteilten Datensatzes sinnvoll erfolgen kann, wurden die Daten logarithmisch-transformiert (vgl. Kapitel 6).

Um einen ersten Überblick über den statistischen Zusammenhang zwischen den beiden Rezessionskonstanten K_s für den Sommer und K_w für den Winter und den hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14 zu erhalten, wurde zuerst eine Matrix der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach Pearson erstellt. Die Ergebnisse dieser Berechnung sind in Tabelle 7.16 zusammengefaßt.

Tab. 7.16 Korrelationsmatrix für die Sommer und Winterrezessionskonstanten K_s bzw. K_w für 56 Einzugsgebiete in Baden-Württemberg (Daten sind log-transformiert)

LK _s	1.00																
LK _w	0.77	1.00															
LHG1	-0.09	0.08	1.00														
LHG2	0.07	0.06	0.40	1.00													
LHG3	0.16	0.22	-0.04	0.10	1.00												
LHG4	-0.73	-0.59	-0.03	-0.04	-0.10	1.00											
LHG5	0.16	0.27	-0.05	-0.07	-0.18	-0.07	1.00										
LHG6	0.03	0.10	-0.04	0.21	-0.04	-0.05	-0.09	1.00									
LHG7	-0.13	-0.20	-0.07	-0.09	-0.06	-0.08	-0.14	-0.12	1.00								
LHG8	-0.05	-0.05	-0.04	-0.06	-0.01	0.35	0.04	-0.07	-0.11	1.00							
LHG9	0.07	0.04	-0.03	0.49	0.01	-0.05	-0.08	0.66	-0.10	-0.07	1.00						
LHG10	-0.10	-0.07	-0.02	-0.03	0.17	-0.03	-0.05	-0.03	-0.06	-0.04	-0.03	1.00					
LHG11	-0.12	-0.21	-0.07	-0.11	-0.17	-0.10	0.03	-0.09	0.28	0.04	-0.13	-0.07	1.00				
LHG12	0.18	0.11	-0.07	-0.10	0.04	-0.09	0.33	-0.13	-0.21	0.02	-0.11	-0.07	-0.18	1.00			
LHG13	0.16	0.13	0.16	-0.02	-0.13	-0.16	-0.28	-0.17	-0.34	-0.24	-0.19	-0.11	-0.44	-0.20	1.00		
LHG14	0.12	0.21	-0.06	-0.09	0.32	-0.09	-0.16	0.10	-0.07	0.11	-0.11	-0.04	-0.01	-0.21	0.33	1.00	

LK _s	LK _w	LHG1	LHG2	LHG3	LHG4	LHG5	LHG6	LHG7	LHG8	LHG9	LHG10	LHG11	LHG12	LHG13	LHG14
-----------------	-----------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-------	-------	-------	-------	-------

Die Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten weisen für die hydrogeologische Klasse HG4 einen negativen signifikanten Zusammenhang zu der Sommer-Rezessionskonstanten K_s ($r = 0.727$) und einen schwächeren negativen Zusammenhang zu der Winter-Rezessionskonstante K_w ($r = -0.585$) auf. Die Interkorrelation zwischen den unabhängigen Variablen ist zwischen den hydrogeologischen Klassen HG9 und HG6 mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.664$ am höchsten. Nach einer Empfehlung von LEWIS-BECK 1986, der einen Grenzwert für interkorrelierte Prädiktoren von 80% angibt, besteht jedoch keine Interkorrelation zwischen den hier vorliegenden hydrogeologischen Klassen HG1 bis HG14, da alle Korrelationen kleiner als der vorgegebene Grenzwert sind. Daher konnten alle hydrogeologische Klassen bei der Entwicklung des Regressionsmodells beteiligt werden.

Die Step-Wise multiple Regression zur Abschätzung der Rezessionskonstanten mittels 14 hydrogeologischer Klassen wurde für die beiden Jahreszeiten Sommer K_s und Winter K_w

durchgeführt, wobei sowohl mit der gewichteten Methode der kleinsten Quadrate als auch ohne Gewichtung gearbeitet wurde. Als Gewichtung diente die Anzahl der einzelnen Ausläufäste der Trockenwetterauslaufkurve, da die Anzahl der Segmente je nach Jahreszeit für die einzelnen Einzugsgebiete stark variierte. Die Anzahl der Ausläufäste schwankt für die Berechnung der Sommer-Rezessionskonstanten zwischen 1 und 42 Segmenten und für die Berechnung der Winter-Rezessionskonstanten zwischen 1 und 25 Segmenten.

Die aus der Regressionsanalyse resultierenden Gleichungen haben die Form:

(1) ohne Gewichtung

$$K_s = f(HG4, HG6, HG11) \quad (7.9)$$

$$K_w = f(HG4, HG5, HG11, HG14) \quad (7.10)$$

und

(2) mit Gewichtung (Anzahl der Segmente der Trockenwetterauslaufkurve)

$$K_s = f(HG1, HG4, HG8, HG10) \quad (7.11)$$

$$K_w = f(HG4) \quad (7.12)$$

Das Ergebnis dieser Berechnungen zeigt, daß die Gewichtung für die Abschätzung der Sommer-Rezessionskonstanten K_s nur einen geringen Einfluß auf das Bestimmtheitsmaß R^2 hat. Die Bestimmtheitsmaße R^2 lagen im Sommer bei 62% und im Falle der Gewichtung bei 59%, wobei die Gewichtung eine Veränderung der Prädiktoren bewirkt (vgl. Gleichungen 7.9 und 7.11). Im Falle der Abschätzung der Rezessionskonstanten im Winter K_w bewirkt die Gewichtung eine Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes von 51% auf 55%, wobei letzteres Modell nur noch aus der hydrogeologischen Klasse HG4 besteht. Die Betrachtung der partiellen Bestimmtheitsmaße zeigt, daß in allen Modellen die hydrogeologische Klasse HG4 mit Werten zwischen 34 und 55% dominant ist (vgl. Gleichungen 7.9-7.12).

Die Step-Wise Methode bezieht nur Prädiktoren ein, die auf einem vorgegebenen Niveau signifikant sind. Das Signifikanzniveau wurde hier mit 95% festgelegt. Dies hat jedoch zur Folge, daß das resultierende Modell aus nicht mehr als fünf hydrogeologischen Prädiktoren besteht, während zu Anfang 14 Prädiktoren vorhanden waren. So lassen die mit der Step-Wise Methode entwickelten Regressionsmodelle keine Aussagen über Einzugsgebiete zu, in denen hydrogeologische Klassen vorkommen, die nicht in den Regressionsmodellen enthalten sind, wie z.B. für Einzugsgebiete, die die hydrogeologische Klasse HG6 enthalten. Ziel bei der Entwicklung eines geologischen Indexes ist es jedoch, ein Regressionsmodell zu entwickeln, das ohne diese Einschränkung auskommt und damit auf jedes beliebige Einzugsgebiet in Baden-Württemberg angewendet werden kann.

Eine statistische Methode, die alle 14 hydrogeologischen Klassen in die Regressionsanalyse einbindet, ist die MAXR-Technik. Bei dieser Methode wird das beste 14-Variablen-Modell gesucht, wobei gleichzeitig das Bestimmtheitsmaß maximiert wird (DRAPER & SMITH 1981). Die MAXR-Methode wurde auf die ausgewählten Einzugsgebiete in Baden-Württemberg angewandt, wobei die Berechnungen wieder getrennt für die Sommer- bzw. Winter-Rezessionskonstante erfolgten. Außerdem gingen zusätzlich als Gewichtung die Anzahl der Ausläufäste der

Trockenwetterauslaufkurve in die Berechnung ein. Die aus der Regressionsanalyse resultierenden Gleichungen haben die Form:

$$K_s = 0.84 (HG1+1)^{-2.67} (HG2+1)^{0.28} (HG3+1)^{0.16} (HG4+1)^{-0.19} (HG5+1)^{0.18} \\ (HG6+1)^{0.05} (HG7+1)^{0.12} (HG8+1)^{0.39} (HG9+1)^{0.18} (HG10+1)^{0.08} (HG11+1)^{0.10} \\ (HG12+1)^{0.15} (HG13+1)^{0.17} (HG14+1)^{0.16} \quad (7.13)$$

$$K_w = 0.87 (HG1+1)^{0.72} (HG2+1)^{0.05} (HG3+1)^{0.12} (HG4+1)^{-0.09} (HG5+1)^{0.15} \\ (HG6+1)^{0.08} (HG7+1)^{0.08} (HG8+1)^{0.16} (HG9+1)^{0.11} (HG10+1)^{0.07} (HG11+1)^{0.08} \\ (HG12+1)^{0.09} (HG13+1)^{0.11} (HG14+1)^{0.12} \quad (7.14)$$

Bei der Entwicklung der Regressionsmodelle für die o.g. unterschiedlichen Fälle hat sich gezeigt, daß eine Gewichtung mit der Anzahl der Auslaufäste zur Abschätzung der Rezessionskonstanten für den Winter die Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes bewirkt, das dann bei 66% liegt (vgl. Gleichung 7.14). Für die Schätzung der Sommer-Rezession brachte die Gewichtung keine Verbesserung des Modells. Das Bestimmtheitsmaß R^2 für den ungewichteten Fall liegt hier bei 70% (vgl. Gleichung 7.13). Die Untersuchungen mit der MAXR-Methode haben gezeigt, daß unter Berücksichtigung aller hydrogeologischer Klassen HG1-HG14 eine Verbesserung der Schätzungen der beiden Rezessionskonstanten K_s und K_w erzielt werden kann.

Eine Schwierigkeit, die immer wieder bei der Anwendung der Regressionsanalyse auftritt, ist die Verlässlichkeit der entwickelten Modelle. Dies wird insbesondere bei der Anwendung der MAXR-Methode deutlich, da hier kein Signifikanzniveau festgelegt wird, das die Aufnahme der Prädiktoren steuert. Ein hohes Bestimmtheitsmaß läßt nicht notwendigerweise eine Aussage über ein stabiles Modell zu. Um die Zuverlässigkeit und die Stabilität der beiden Modelle (Gleichung 7.13 und 7.14) zu untersuchen, wurden u.a. die Residuen überprüft und ein 'Data Splitting' Test durchgeführt. Der 'Data Splitting' Test ist ein bewährtes Verfahren zur Verifikation von Regressionsmodellen und wurde von zahlreichen Autoren empfohlen (TASKER 1982, HOLDER 1985 und ARIHOOD & GLATFELTER 1986).

Die Überprüfung eines Modells anhand von Stationen (Einzugsgebieten), die bei der Entwicklung des Regressionsmodells nicht beteiligt waren, ist ein nützliches Verfahren zur Beurteilung der Güte eines Modells. Eine Stichprobe von Einzugsgebieten kann zwar eine gute Beziehung zwischen der Zielgröße (K_s bzw. K_w) und den Prädiktoren zeigen, eine andere Stichprobe kann jedoch unter Umständen genau das Gegenteil zeigen. Für die Entwicklung der Regressionsmodelle (Gleichung 7.13 und 7.14) wurden alle brauchbaren Stationen ausgewählt und verwendet. Das bedeutet, daß keine zusätzlichen Stationen für eine Überprüfung der Modelle zur Verfügung standen. Hier setzt der Data Splitting Test an, der das Einbringen neuer Stationen zur Überprüfung der Regressionsmodelle simuliert.

Untersuchung der Residuen

Eine weitere Möglichkeit, die Güte einer Schätzgleichung zu bewerten, besteht neben der Betrachtung des Bestimmtheitsmaßes in der Untersuchung der Residuen, d.h. hier die Betrachtung der Verhältnisse zwischen den geschätzten und den beobachteten Rezessionskonstanten (K_e/K_o). Für 56 Stationen in Baden-Württemberg wurde dieser Quotient unter Verwendung der beiden Regressionsmodelle (Gleichung 7.13 und 7.14) berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tabelle 7.17 zusammengefaßt.

Tab. 7.17 Bewertung der Regressionsmodelle auf der Grundlage von 56 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg, berechnet für die Sommer und Winter-Rezessionskonstante

K_e/K_o	Anzahl der Stationen		Prozentualer Anteil		Prozentualer Anteil	
	Sommer/Winter		Sommer/Winter		Sommer/Winter	
< 70 %	8	8	14.3	14.3	33.9	33.9
70 - 90 %	11	11	19.6	19.6		
90 - 110 %	11	17	19.6	30.4	19.6	30.4
110 - 130 %	11	9	19.6	16.1	46.5	35.7
> 130 %	15	11	26.9	19.6		

Anmerkung: < 100 % geschätzter $\log(K)$ zu niedrig
> 100 % geschätzter $\log(K)$ zu hoch

In 11 von 56 untersuchten Einzugsgebieten schätzt das Regressionsmodell (Gleichung 7.13) die Sommer-Rezessionskonstante K_s mit einem Fehler von $\pm 10\%$, für die Winter-Rezessionskonstante hingegen sind es 17 Stationen, die ebenfalls mit einem Fehler von $\pm 10\%$ geschätzt werden. Die Anzahl der Stationen, die überschätzt wurden, ist für die Winter-Rezessionskonstante geringer als für die Rezessionskonstante im Sommer. Insgesamt 19 Einzugsgebiete wurden mit einer Abweichung von mehr als 10% unterschätzt, was sowohl für die Rezessionskonstante im Sommer als auch für die im Winter gilt. Ebenfalls für die Rezessionskonstanten beider Jahreszeiten tritt eine Unterschätzung von mehr als 30% in 8 Einzugsgebieten auf. Überschätzungen von mehr als 30% treten für die Sommer-Rezessionskonstante bei 15 Einzugsgebieten auf und für die Winter-Rezessionskonstante bei 11 Einzugsgebieten. Betrachtet man die Werte der Abweichungen einzelner Untersuchungsgebiete im Vergleich und getrennt nach den beiden Jahreszeiten, so zeigen sich für die Schätzung der Winter-Rezessionskonstanten K_w auf der Basis der Gleichung 7.6 keine Anzeichen für ein Cluster positiver oder negativer Residuen in einer bestimmten Region Baden-Württembergs.

Betrachtet man jedoch die Verteilung der Residuen aus der Schätzung der Sommer-Rezessionskonstanten K_s (Gleichung 7.13 und Abbildung 7.5), so zeigt sich im Alpenvorland bei insgesamt vier Einzugsgebieten eine ähnliche Verteilung der Residuen. Die Schätzungen in diesen Gebieten sind sehr gut, die Werte liegen alle zwischen $\pm 10\%$. Die Einzugsgebiete im Alpenvorland bestehen aus Moränen und glazialen Ablagerungen (Tertiäre Molasse). Die meisten Einzugsgebiete im Westen des Süd-Schwarzwaldes weisen überschätzte Rezessionskonstanten auf ($\pm 30\%$). Diese Gebiete liegen fast ausschließlich auf dem Grundgebirge. Die Ergebnisse der räumlichen Betrachtung der Residuen geben keinen Hinweis auf die Notwendigkeit der Entwicklung regionaler Schätzmodelle für die Rezessionskonstanten auf der Basis hydrogeologischer Klassen im Untersuchungsraum Baden-Württemberg.

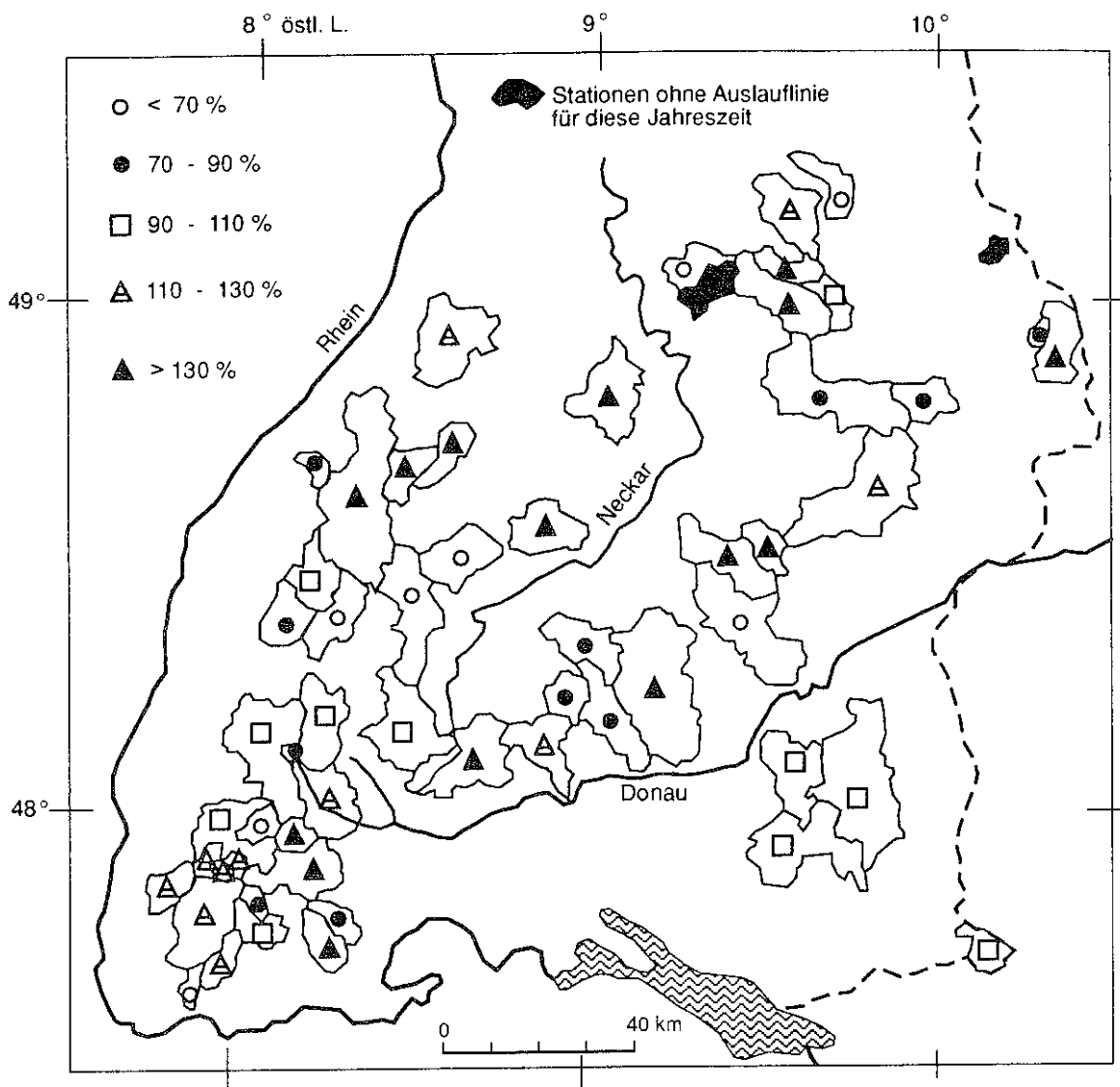


Abb. 7.5 Räumliche Verteilung der Residuen auf der Basis des Schätzmodells für die Sommer-Rezessionskonstante K_s (56 Einzugsgebiete)

Data Splitting Test

Die aus der Regressionsanalyse gewonnenen Gleichungen (Gleichung 7.13 und 7.14), die auf 56 Einzugsgebiete im Untersuchungsraum basieren, schätzen die Rezessionskonstante mit einem vertretbaren Fehler. Die Schätzung sollte jedoch auch für unabhängige Stationen akzeptable Werte liefern, insbesondere für diejenigen, die nicht an der Modellentwicklung beteiligt waren. Um Zufallseffekte und Stichprobenfehler weitgehend auszuschließen, wurde der Datensatz geteilt und der Data Splitting Test durchgeführt. Dieser Test besteht darin, daß der Datensatz (56 Einzugsgebiete) in zwei Gruppen zu je 28 Stationen aufgeteilt wird, wobei die eine Gruppe zur Entwicklung der beiden Regressionsmodelle dient, d.h. für die Sommer- und Winter-Rezessionskonstante K_s bzw. K_w . Die Anteile der einzelnen hydrogeologischen Klassen der Stationen in der zweiten Gruppe werden zusammen mit den Gleichungen aus der ersten Gruppe

benutzt, um zu testen, wie gut die Rezessionskonstanten der zweiten Gruppe geschätzt werden können. Aus dem Data Splitting Test resultieren insgesamt 4 Gruppen mit je 28 Stationen, je einem Datensatz für die Schätzung (Gruppe I) und die Vorhersage (Gruppe II), für die Sommer- bzw. Winter-Rezessionskonstante und hierfür den gewichteten und den ungewichteten Fall.

Bei Entwicklung der Regressionsgleichungen (Gruppe I) wurde die Step-Wise MAXR-Methode zur Schätzung der Rezessionskonstanten K_s bzw. K_w angewandt. Das Modell zur Schätzung der Winter-Rezessionskonstanten konnte auch hier durch Einführung einer Gewichtung mit der Anzahl der Ausläufäste verbessert werden. Die Ergebnisse der Schätzgleichungen haben die Form

$$K = f(HG2, \dots, HG14) \quad (7.15)$$

wobei die hydrogeologische Klasse HG1 in keinem der 28 Einzugsgebiete in Gruppe I erschien, so daß HG1 an der Entwicklung des Regressionsmodells nicht beteiligt war. Die Bestimmtheitsmaße der Schätzgleichungen (Gleichung 7.15) lagen zwischen 95% für die Schätzung der Sommer-Rezessionskonstanten und 85% für die Schätzung der Winter-Rezessionskonstanten. Die Schätzgleichungen wurden nun verwendet, um die Rezessionskonstanten der Vorhersagegruppe (Gruppe II) zu ermitteln. Dazu wurden die hydrogeologischen Klassen in die Schätzgleichungen eingesetzt. Eine Betrachtung der Residuen der Vorhersagegleichungen deuten auf eine befriedigende Vorhersage der Rezessionskonstanten mit Hilfe der hydrogeologischen Klassen hin.

Der enge Zusammenhang zwischen den Rezessionskonstanten für die beiden Jahreszeiten Sommer K_s bzw. Winter K_w und den hydrogeologischen Klassen spiegelt die bedeutende Rolle der Rezessionskonstanten als Speichergröße wider. Aufbauend auf dieser engen Beziehung der beiden Größen (K und HG-Klassen) erhält man den hydrogeologischen Index (GEO), indem man die Rezessionskonstante K durch den Index (GEO) ersetzt. Dabei werden die Gleichungen (Gleichung 7.13 und 7.14) selbst als Modelle betrachtet, die den zusammengesetzten geologischen Index (GEO) beschreiben. Danach wird der geologische Index (GEO) für jedes Einzugsgebiet in Baden-Württemberg nach den unten aufgelisteten Gleichungen berechnet:

$$\begin{aligned} GEO_s = & 0.84 (HG1+1)^{-2.67} (HG2+1)^{0.28} (HG3+1)^{0.16} (HG4+1)^{-0.19} (HG5+1)^{0.18} \\ & (HG6+1)^{0.05} (HG7+1)^{0.12} (HG8+1)^{0.39} (HG9+1)^{0.18} (HG10+1)^{0.08} (HG11+1)^{0.10} \\ & (HG12+1)^{0.15} (HG13+1)^{0.17} (HG14+1)^{0.16} \end{aligned} \quad (7.16)$$

und

$$\begin{aligned} GEO_w = & 0.87 (HG1+1)^{0.72} (HG2+1)^{0.05} (HG3+1)^{0.12} (HG4+1)^{-0.09} (HG5+1)^{0.15} \\ & (HG6+1)^{0.08} (HG7+1)^{0.08} (HG8+1)^{0.16} (HG9+1)^{0.11} (HG10+1)^{0.07} (HG11+1)^{0.08} \\ & (HG12+1)^{0.09} (HG13+1)^{0.11} (HG14+1)^{0.12} \end{aligned} \quad (7.17)$$

Ein Einzugsgebiet, das ausschließlich aus der hydrogeologischen Klasse HG13 besteht, hat somit einen hydrogeologischen Index von 0.945 im Sommer und von 0.939 im Winter. Die durchgeführten statistischen Tests bestätigen die Gültigkeit der erstellten Regressionsbeziehungen und die Genauigkeit und Adäquanz der entwickelten Modelle für den hydrogeologischen Index.

Beziehung zwischen dem Basisabfluß, Gebietsmerkmalen und dem neu entwickelten hydro-geologischen Index GEO

In obigen Abschnitt wurde über die Rezessionskonstante ein geologischer Index (GEO) für den Einsatz in statistischen Übertragungsmodellen entwickelt. Im folgenden Kapitel wird nun für den Untersuchungsraum Baden-Württemberg geprüft, inwieweit dieser Index einen Einfluß auf die Schätzung des Basisabflusses hat. Die Untersuchung wurde auf der Basis von 57 ausgewählten Einzugsgebieten durchgeführt, für die der geologische Index (GEO) berechnet werden konnte. Im Gegensatz zu den übrigen regionalen Studien wurde auf die manuelle Ermittlung weiterer Gebietsmerkmale verzichtet und auf die am Institute of Hydrology auf digitaler Basis berechneten Gebietsmerkmale zurückgegriffen. Dazu zählen z.B. die Gewässernetzdichte (FOLIS) und die zweitägige Niederschlagshöhe mit einer Jährlichkeit von 10 (M10-2D). Die für die regressionsanalytische Untersuchungen verwendeten Gebietsmerkmale sind in Tabelle 7.18 zusammengefaßt.

Tab. 7.18 Statistische Kennwerte der naturräumlichen Variablen in Baden-Württemberg (56 Einzugsgebiete)

Gebietsmerkmale		Akronym	Minimum	Mittel	Maximum
1.	Einzugsgebietsgröße [km ²]	AREA	7.50	149.04	469.00
2.	Gewässernetzdichte ¹⁾	FOLIS	16.14	32.84	49.29
3.	Länge der Vorfluter [km]	MSL	5.00	21.43	59.40
4.	Höhe des Pegels [m]	HTSTN	122.00	435.19	878.00
5.	Anteil urbanisierter Fläche im Einzugsgebiet [%]	URBAN	0.00	3.77	16.40
6.	Waldanteile [%]	FOREST	9.20	48.18	93.00
7.	Zweitägige Niederschlagshöhe mit einer Jährlichkeit von 10 [mm]	M10-2D	67.50	101.92	170.80
8.	Niederschlagshöhe [mm]	AAR	692	1126	1867
9.	Geologischer Index Sommer	GEO _S	0.736	0.934	0.996
10.	Geologischer Index Winter	GEO _W	0.820	0.942	0.969

¹⁾ Anzahl der Gewässer, die einen Kreis mit 30 cm Durchmesser auf einer topographischen Karte im Maßstab 1:50 000 schneiden

Die Größe der untersuchten Gebiete variiert sehr stark, wobei auch hier festzustellen bleibt, daß die obere Grenze der Einzugsgebietsgröße durch das Auswahlkriterium zustande kommt (vgl. Kapitel 3.2). Im Mittel beträgt die Größe der Einzugsgebiete ca. 150 km² und liegt damit deutlich über den Mittelwerten, die für die kleinen Untersuchungsgebiete ermittelt wurden (ca. 40 km²). Die regionalen Datensätze für Finnland und den Südschwarzwald weisen Gebietsgrößen von ca. 14 km² bzw. ca. 44 km² auf. Damit bieten die Untersuchungen in Baden-Württemberg eine weitere Möglichkeit, den Gültigkeitsbereich der statistischen Übertragungsmodelle zu erweitern. Im Unterschied zu den übrigen regionalen Studien (vgl. Kapitel 7.3.2, Kapitel

7.3.2.1 und Kapitel 7.3.3.1) variiert auch der Waldanteil sehr stark, wobei die mittlere Waldbedeckung hier bei 50% liegt.

Wie schon bei den vorangegangenen Untersuchungen in West-Europa, Finnland und im Süd-Schwarzwald wurde bei der Entwicklung der Regressionsgleichung mit der Step-Wise Methode gearbeitet und der Datensatz wurde logarithmisch-transformiert. Das Ergebnis der Berechnung ist in der folgenden Formel mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 86\%$ zusammengefaßt:

$$MQK = 1.34 \cdot 10^{-3} \text{ AREA}^{0.94} \text{ AAR}^{1.32} \text{ GEO}_s^{7.74} \quad (7.18)$$

Die Prädiktoren sind signifikant auf dem 95% Signifikanzniveau.

In diesem Kapitel wurde ein Weg aufgezeigt, die Hydrogeologie am Beispiel von 56 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg zu parametrisieren. In den Kapiteln 5.3.4.6 und 7.3.2.1 wurde gezeigt, daß die Rezessionskonstante u.a. von der Landnutzung und der Geologie abhängt. Ausgehend von diesen Erkenntnissen wurde eine Beziehung zwischen den Rezessionskonstanten, berechnet für unterschiedliche Jahreszeiten, und den hydrogeologischen Eigenschaften der Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg hergestellt und ein für diesen Untersuchungsraum gültiger hydrogeologischer Index (GEO) entwickelt. Dieser numerische Index (GEO) beschreibt die Hydrogeologie im Einzugsgebiet und wurde erfolgreich als zusätzliches Gebietsmerkmal in einer regressionsanalytischen Untersuchung zur Abschätzung des Basisabflusses in Baden-Württemberg eingesetzt (vgl. Abbildung 7.6).

7.3.4 Zusammenfassung

Basierend auf multiplen Regressionsmodellen wurden in diesem Kapitel Beziehungen zwischen Niedrigwasserparametern und Gebietsmerkmalen für verschiedenen Teilräume in West-Europa aufgestellt. Neben der Abschätzung des Basisabflusses und der Rezessionskonstanten standen hier Untersuchungen zum Einfluß der Standardisierung des Basisabflusses und der Länge der Zeitreihe auf das Regressionsmodell im Vordergrund. Für den Teilraum Baden-Württemberg wurde ein geologischer Index entwickelt und erfolgreich angewendet.

Auf der Basis kleiner Einzugsgebiete, konnte im globalen Modell 81% der Varianz des spezifischen Basisabflusses durch die mittlere Einzugsgebietshöhe, die Flußdicke und den mittleren Jahresniederschlag erklärt werden. Die Einbindung des Base Fow Indexes (BFI) in die Regressionsgleichung als Kenngröße für die Geologie im Einzugsgebiet, verbesserte die Abschätzung des Modells um 6%, während die Rezessionskonstante durch morphometrische und klimatische Gebietsmerkmale nur unvollständig beschrieben wurde; das Bestimmtheitsmaß lag hier bei 35%. Betrachtungen der Residuen zeigten, daß das globale Modell den Basisabfluß mit erheblicher regionaler Variation unterschätzt. Die räumliche Verteilung der Einzugsgebiete mit geringen und starken Abweichungen von den beobachteten Basisabflüssen zeigt, daß besonders die finnischen Einzugsgebiete unterschätzt wurden. Im allgemeinen findet man die guten Schätzungen in Kontinentaleuropa, während in den Küstengebieten der Basisabfluß unterschätzt wurde.

Daher wurde für 17 finnische Gebiete die multiple Regressionsanalyse wiederholt, wobei unterschiedliche Landnutzungsparameter wie z.B. der Waldanteil, der Anteil an Sumpfflächen, Anteil an Ackerland und ein Bio-Index (volume of growing stock) eingesetzt wurden. Als Ergebnis dieser Untersuchung konnten 94% der Variation des spezifischen Basisabflusses und

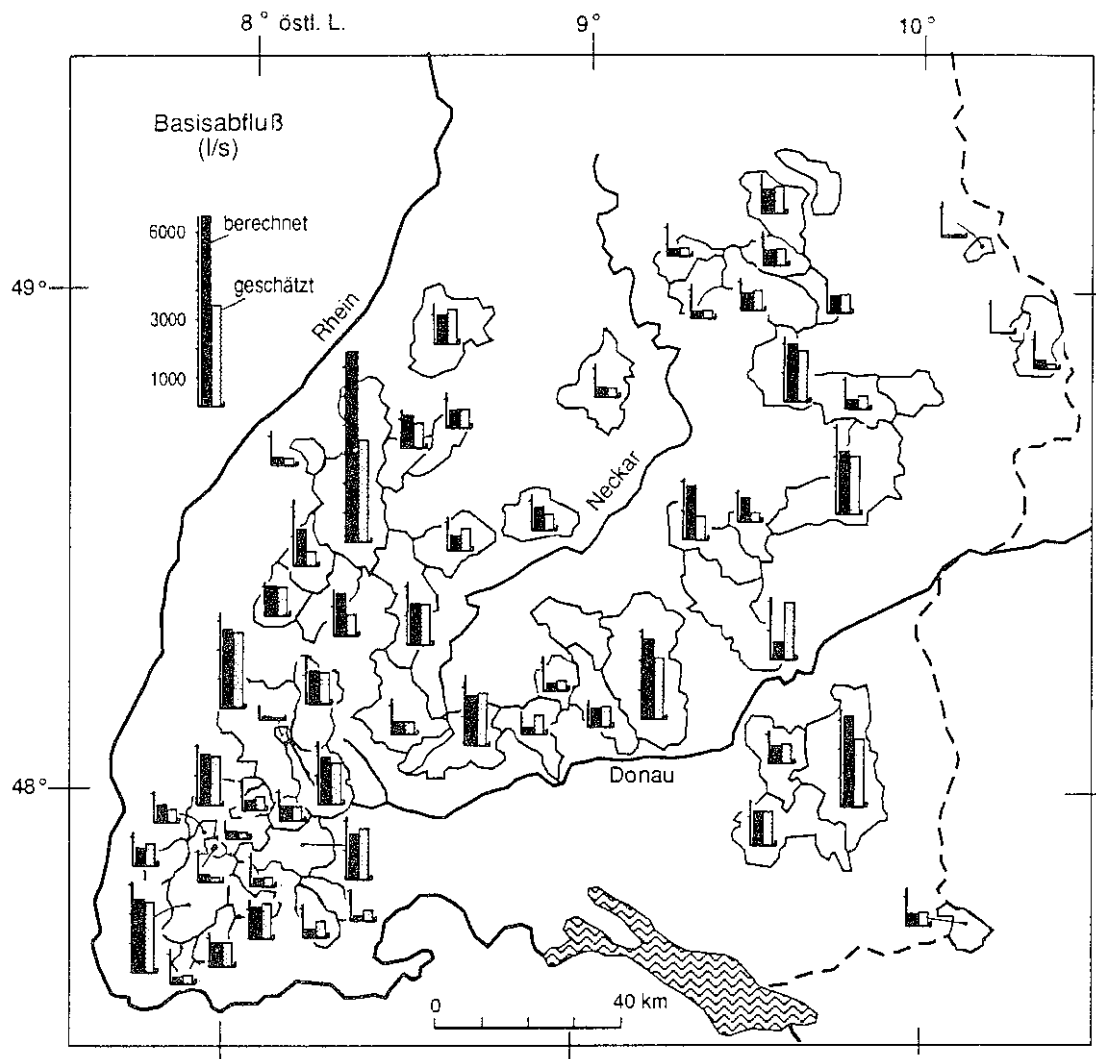


Abb. 7.6: Gegenüberstellung berechneter und geschätzter Basisabflüsse in Baden-Württemberg (schwarze Säule = Berechnung nach dem Demuth-Verfahren, gerasterte Säule = Schätzung über ein Regressionsmodell (Gleichung 7.18))

88% der Variation der Rezessionskonstante durch diese Parameter erklärt werden.

Um die Bedeutung einzelner Gebietsmerkmale auf die Schätzung des Basisabflusses auf Festgesteinsflächen einschätzen zu können, wurde die multiple Regressionsanalyse und die Faktorenanalyse für einen Teiluntersuchungsraum im Süd-Schwarzwald angewendet. Die Ergebnisse beider Analysen zeigen, daß der Gebietsniederschlag (GAAR) und der prozentuale Waldanteil (FOREST) einen statistisch signifikanten Zusammenhang zur Grundwasserneubildungsrate aufweisen und zusammen 79% der Varianz der Grundwasserneubildungsrate erklären. Unter Anwendung der Step-Wise-Prozedur konnte im Modell I der Varianzanteil durch die Aufnahme der morphometrischen Gebietsmerkmale Länge des Vorfluters (MSL) und Gewässernetzdichte (DD) um weitere 13% bzw. 4% auf 96% verbessert werden. Für die Untersuchungsgebiete beträgt der maximale Fehler bei der Abschätzung 9%, was gemessen an der natürlichen Schwankungsbreite des Basisabflusses sehr gering ist ($7.7 - 16.0 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). Die Interpretation der mit der Faktorenanalyse extrahierten Faktoren führte zur Aufnahme der Gewässernetzdichte (DD) und der mittleren Hangneigung (NEIG) in das Regressionsmodell (Modell II). Dabei konnte das Bestimmtheitsmaß durch Einbeziehung der Hangneigung lediglich um 1% erhöht

werden, was auf die hohe Infiltrationskapazität des Untersuchungsgebietes zurückzuführen ist. Ein Vergleich der aus den Regressionsgleichungen gewonnenen Werten mit den nach Kille ermittelten Daten macht deutlich, daß mit den ausgewählten Gebietsmerkmalen eine gute Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate im Untersuchungsgebiet möglich ist. Diese beiden Beispiele zeigen die Bedeutung regionaltypischer Gebietseigenschaften in Regressionsmodellen.

Die Standardisierung des Basisabflusses hat sowohl einen Einfluß auf die Schätzung als auch auf die Prädiktoren des Regressionsmodells. Dies konnte am Beispiel der kleinen Untersuchungsgebiete gezeigt werden. Die Varianz des spezifischen Basisabflusses beträgt 81 %, während nur ein Drittel der Varianz des Basisabflusses als Anteil am mittleren Jahresabfluß erklärt werden konnte. Dies liegt vermutlich daran, daß im letzteren Fall der klimatische Effekt bereits in der abhängigen Variable berücksichtigt worden ist und dadurch als beitragende unabhängige Variable verloren ging. Die Länge der Beobachtungsreihe hatte nur geringen Einfluß auf die Vorhersagekraft und auf die Parameter in der Regressionsgleichung, was eine Folge davon ist, daß beide Variablen - Basisabfluß und mittlerer Jahresniederschlag - für die gegebene und die Standardperiode ähnliche Variationen haben.

In zahlreichen Niedrigwasserstudien wurde immer wieder auf die Notwendigkeit hingewiesen, die geologischen Eigenschaften im Einzugsgebiet bei der Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen zu berücksichtigen. Für den Untersuchungsraum Baden-Württemberg wird erstmals ein indirektes Verfahren vorgestellt, das die Parametrisierung der Geologie zum Ziele hat. Dabei wird ein hydrogeologischer Index (GEO) mit Hilfe der Regressionsanalyse entwickelt, die indirekt über die Rezessionskonstante entsteht. Die Rezessionskonstante wird dabei direkt mit den hydrogeologischen Klassen verknüpft. In einem Anwendungsbeispiel wird der neue hydrogeologische Index (GEO) erfolgreich zur Abschätzung des Basisabflusses eingesetzt.

Die vorliegende Studie hatte zum Ziel, durch methodische Untersuchungen zum Niedrigwasser und durch Entwicklung regionaler Übertragungsfunktionen in West-Europa, Planungsgrundlagen für die Nutzung des Wasserdargebots zu liefern. Hierzu diente die FREND-Datenbank als Datengrundlage und wurde während dieser Untersuchung um neue hydrologische Zeitreihen erweitert.

- (1) Die Untersuchung und Weiterentwicklung der Methode zur Basisabflußabschätzung (Kille-Wundt) führte zur Einführung und Anwendung einer neuen Methode (Demuth-Methode) der Basisabflußabschätzung. Die Anwendung auf verschiedene geographische Regionen im Untersuchungsraum ergaben zwei Typen von sogenannten 'Dauerlinien': Typ I S-förmig, Typ II parabolisch. Einzugsgebiete der Kategorie II sind besonders in den reliefarmen Gebieten der Niederlande, Schweden und Finnland zu finden. Gebiete mit ausgeprägten Reliefunterschieden, wie z.B. in Norwegen, Großbritannien, Belgien, der Bundesrepublik Deutschland und der Schweiz, ergaben 'Dauerlinien' der Kategorie I. Das Demuth-Verfahren läßt sich ausschließlich auf Einzugsgebiete der Kategorie I anwenden, weil bei einer parabolischen 'Dauerlinie' (Typ II) die Abtrennung des Basisabflusses über eine schrittweise lineare Regression nicht zulässig ist. Weitere Untersuchungen in Baden-Württemberg haben gezeigt, daß dieses Verfahren gerade in reliefbetonten Gebieten gute Anwendungsmöglichkeiten bietet, und bestätigen somit die Erfahrungen aus den Untersuchungen mit den kleinen Versuchsgebieten.

In der Anwendung auf kleine Untersuchungsgebiete konnte gezeigt werden, daß die Variabilität des Basisabflusses vorwiegend durch die Geologie, den Boden und klimatische Faktoren bzw. geographische Lage bestimmt wird. Dabei hat sich der Einfluß des Klimas und insbesondere der des Niederschlags, als entscheidender Faktor für die Bestimmung der Höhe des Basisabflusses innerhalb des gesamten Untersuchungsraums West-Europa, herauskristallisiert. Diese Tatsache wird durch die regionale Studie in Baden-Württemberg im wesentlichen bestätigt, wobei sich hier noch ein weiterer Aspekt ergeben hat. Der Basisabfluß hängt nicht nur von den Eingangsgrößen Niederschlag und Relief ab, sondern ist auch an die Exposition des Einzugsgebietes gekoppelt. Dieser Expositions-Effekt tritt deutlich auf den Leeseiten des Süd- bzw. Nordschwarzwaldes auf, wo die Basisabflüsse wieder abnehmen.

- (2) Die Entwicklung und Anwendung eines rechnergestützten, automatisierten Verfahrens zur Ermittlung der mittleren Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses führte zu den beiden neuen Methoden DEREK1 und DEREK2. Beide Methoden beruhen auf einem exponentiellen Modell. Die Berechnung der Parameter (Startwert und Rezessionskonstante) der mittleren Auslaufkurve erfolgt über die arithmetische Mittelung der einzelnen Auslaufkoeffizienten und der Startwerte (DEREK1). Bei der Anwendung dieser Methode auf kleine Einzugsgebiete in West-Europa stellte sich heraus, daß besonders die Auslauflinien mit kurzer Dauer zu stark gewichteten und somit zu steileren Trockenwetterauslauflinien führten. Deshalb wurde eine robustere Methode entwickelt (DEREK2), die auf einer zweifachen Verschiebungsprozedur beruht. Damit wird gewährleistet, daß die kürzeren Auslaufäste weniger gewichtet werden, wodurch insgesamt flachere Trockenwetterauslaufkurven erzeugt werden. Im Gegensatz zur Anwendung auf kleine Einzugsgebiete in West-Europa konnte jedoch bei einer detaillierten Untersuchung in

Deutschland dieser Gewichtungseffekt nicht bestätigt werden, so daß das ursprüngliche einfache Konstruktionsprinzip für den operationellen Einsatz weiterhin als gut einsetzbar gelten kann.

Bei der Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Startwerte auf die mittlere Trockenwetterauslaufkurve des Basisabflusses ergibt sich kein Hinweis auf die Beteiligung einer schnellen Komponente; somit konnte die Auswahl des mittleren langjährigen Abflusses MQ als Startwert für befriedigend angesehen werden. Der Vergleich mit den Ergebnissen des neu entwickelten Separations-Modells (DIFGA), das auf physikalischen Prinzipien beruht, könnte die vorliegenden Ergebnisse absichern oder ergänzen.

Die Untersuchung der Auswirkung unterschiedlicher Dekaden auf die Halbwertszeit der Trockenwetterauslaufkurve hat gezeigt, daß sich die mittleren Auslaufkurven nicht regelhaft in den einzelnen Dekaden unterscheiden. Vielmehr lassen sich für die Sommerperiode in nahezu 75% der Gebiete Abweichungen feststellen, die kleiner als vier Tage betragen, so daß generell davon ausgegangen werden kann, daß sich die Methode zur Bestimmung der mittleren Trockenwetterauslaufkurve für die Sommerperiode relativ robust gegenüber der ausgewählten Dekade zeigt und konstante Werte liefert.

- (3) Die Untersuchung der Trockenwetterauslauflinie und Klassifikation der Auslaufkoeffizienten auf der Basis chronologisch-geologischer Gruppen hat gezeigt, daß die von verschiedenen Autoren genannten großen Schwankungsbereiche für unterschiedliche chronologisch-geologische Gruppen nicht bestätigt werden konnten. Vielmehr zeigen die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung, daß sich Schwankungen im Speicherglied bei langjähriger Betrachtung auf geringe Spannungen einpendeln.
- (4) Die Untersuchung empirischer Beziehungen zwischen den in Kapitel 5 entwickelten Niedrigwasserkennwerten und den in Kapitel 4 genannten physiographischen Gebietsmerkmalen auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete hatte zum Ergebnis, daß zwar das Konzept der globalen Modelle richtig ist, jedoch regional-typische Gebietseigenschaften bei kleineren Regionen berücksichtigt werden müssen.

Auf der Basis kleiner Untersuchungsgebiete wurden mit Hilfe der multiplen Regressionsanalyse Beziehungen zwischen den beiden Niedrigwasserparametern Basisabfluß und Rezessionskonstante und den physiographischen und klimatischen Gebietsmerkmalen für den Untersuchungsraum West-Europa aufgestellt. Dabei hat sich gezeigt, daß sich kleine Untersuchungsgebiete nicht nur für Prozeßstudien eignen, sondern auch ein weiteres wichtiges Hilfsmittel gerade für regionale Untersuchungen sein können.

Im globalen Modell wurde 81% der Varianz des Basisabflusses durch die mittlere Höhe des Einzugsgebietes, die Gewässernetzdichte und den mittleren jährlichen Niederschlag erklärt. Die Hinzunahme des Base Flow Index (BFI) als weiteren geologischen Index neben der Gewässernetzdichte, brachte eine Verbesserung der Schätzung um 6%. Die Auslaufkonstante wurde jedoch nur unvollständig durch die physiographischen und klimatischen Gebietsmerkmale beschrieben.

Untersuchungen der Residuen zeigten, daß das globale Modell den Basisabfluß mit erheblichen regionalen Unterschieden im allgemeinen unterschätzt. Die räumliche

Verteilung der Gebiete mit geringen und hohen Abweichungen von den beobachteten Basisabflüssen zeigt, daß besonders die Basisabflüsse der finnischen Gebiete stark unterschätzt werden. Gute Schätzungen wurden hingegen auf dem Kontinent erzielt, wobei der Basisabfluß in küstennahen Gebieten ebenfalls unterschätzt wurde. Dieses Ergebnis ist ein Hinweis auf die Notwendigkeit, regional-typische Gebietsmerkmale in Übertragungsfunktionen einzubauen.

Die Regressionsanalyse wurde daher für 17 finnische Einzugsgebiete wiederholt. Dabei wurden zusätzliche Gebietsmerkmale, insbesondere Landnutzungsparameter (Waldanteil, Mooranteil, Anteil der landwirtschaftlichen Nutzfläche, ein Bio-Index) in das Modell einbezogen. Dadurch konnte das Ergebnis der Schätzung deutlich verbessert werden: 94% der Varianz des spezifischen Basisabflusses und 88% der Varianz des Auslaufkoeffizienten wurden durch das erweiterte Modell erklärt. Die Untersuchungen im Südschwarzwald unterstreichen den Ansatz, regional-typische Gebietsmerkmale in die Regressionsanalyse einzubinden.

Am Beispiel der Daten aus kleinen Einzugsgebieten konnte außerdem gezeigt werden, daß die Art der Standardisierung des Niedrigwasserparameters (Basisabflusses) einen entscheidenden Einfluß sowohl auf die Güte der Schätzung als auch auf die Zusammensetzung des Modells hat. Ein Einfluß der Länge der Abflußreihe auf das Regressionsmodell und die Güte der Schätzung konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß beide Variablen, der Basisabfluß und der mittlere jährliche Niederschlag, sowohl für die Standardreihe als auch für die gegebene Reihe, ähnliche Variationen aufweisen.

- (5) Die Entwicklung der Methode zur Parametrisierung der Geologie zum Einsatz in Regressionsmodellen führte zur Festlegung des hydrogeologischen Index (GEO). Hierfür wurde eine Beziehung zwischen den Rezessionskonstanten und den hydrogeologischen Eigenschaften der Untersuchungsgebiete hergestellt.
- (6) Die Entwicklung regionaler Schätzverfahren zur Übertragung des Basisabflusses im Südschwarzwald und in Baden-Württemberg zeigte, daß der regional-typische Ansatz richtig ist und daß der hydrogeologische Index (GEO), angewendet in diesem Schätzverfahren, gute Ergebnisse bei der Abschätzung des Basisabflusses liefert.
- (7) Bei der Durchführung einer umfassenden Literaturstudie zum Stand der Regionalisierung im Niedrigwasserbereich konnte festgestellt werden, daß in 120 unterschiedlichen Übertragungsmodellen 47 verschiedene Gebietsmerkmale verwendet wurden. Hiervon traten 10 Gebietsmerkmale besonders häufig auf, wobei deren Gewichtung abhängig von der jeweiligen Zielgröße war. Darüberhinaus konnte festgestellt werden, daß der Niedrigwasser-Regionalisierung eine Mittelstellung zwischen der Mittelwasser- und der Hochwasser-Regionalisierung zukommt, wobei bei der Regionalisierung von Mittelwasserkenngrößen die klimatischen Gebietsmerkmale einen größeren Einfluß haben und bei der Hochwasser-Regionalisierung die physiographischen Merkmale dominieren.

Während der Phase der Datensammlung, besonders für kleine Einzugsgebiete zeigte sich deutlich, daß eine Unterscheidung zwischen kleinen Untersuchungsgebieten aus den nationalen Meßnetzen (Experimentier- bzw. Repräsentativ-Gebiete), und Gebieten, die von einzelnen Forschergruppen betreut werden, nicht getroffen werden kann. Es wurde daher festgelegt, die Einzugsgebiete aufgrund ihrer Datenqualität und nicht nach der Terminologie auszuwählen.

Dies führte zum Einbinden von Stationen mit guter Datenqualität in eine Datenbank 'Kleine Einzugsgebiete'. Dadurch konnten in einigen Ländern geographische Lücken im Stationsnetz geschlossen werden. Weiterhin war es nicht möglich, Forschungsgebiete und Gebiete aus den nationalen Meßnetzen aufgrund ihrer Einzugsgebietsgröße zu unterscheiden, obwohl in der Praxis die meisten Forschungsgebiete kleiner als 40 km² sind. Dies hing vorwiegend damit zusammen, daß die Forschungsgebiete in der Regel für Prozeßstudien und nicht für regional-hydrologische Untersuchungen eingerichtet worden waren.

Während des Transfers von Daten aus kleinen Forschungsgebieten, zeigten sich darüberhinaus große Unterschiede in der Verwaltung von hydrologischen Daten in den verschiedenen Ländern des Projektgebietes. In einigen Fällen war es sehr schwierig, selbst grundlegende Daten, wie z.B. tägliche Abfluß- und Niederschlagswerte, zu erhalten. Um einen schnellen, reibungslosen Austausch von Daten aus kleinen Einzugsgebieten in Zukunft zu gewährleisten, müssen folgende Voraussetzungen erfüllt sein:

- (1) Aufforderung der Betreiber von kleinen Forschungsgebieten, die Einzugsgebiete nach den in FRENED entwickelten Numerierungsschemata für Westeuropa zu verschlüsseln, die täglichen Abflußdaten und Niederschlagsdaten in einer hydrologischen Datenbank abzulegen und für die weitere Verarbeitung bereit zu halten.
- (2) Integration kleiner Forschungsgebiete in das amtliche Meßnetz.

Die zweite Empfehlung bietet den Vorteil, daß besonders bei der Datensammlung und der Aufbereitung die Kontinuität gewährleistet wäre und sich der Zugriff auf eine einheitliche Datenbank wesentlich vereinfachen würde. Außerdem könnten auch weitere Untersuchungsgebiete aus den nationalen Meßnetzen, die den Anforderungen eines 'kleinen Einzugsgebietes' genügen, zur Untersuchung kleiner Einzugsgebiete herangezogen werden. Der Austausch von hydrologischen Daten zwischen den einzelnen Forschergruppen, die sich zunehmend in Verbund-Projekten (wie z.B. FRIEND, GEWEX) organisieren, wird gerade in Zukunft eine entscheidende Rolle bei der Bewältigung der anstehenden Aufgaben in der Hydrologie spielen.

Literatur

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. (1986a): An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE" (1): History and philosophy of a physically based, distributed modelling system. J. Hydrol. 87, 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. (1986b): An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE" (2): Structure of a physically based, distributed modelling system. J. Hydrol. 87, 61-77.
- Al-Bahrani, S. (1977): Untersuchungen zum Wasserhaushalt und Abflußverhalten der Schwarzwaldflüsse zwischen Wiese und Kinzig. Dissertation Universität Freiburg.
- Anderson, M.G. & Burt, T.P. (1978): Experimental investigations concerning the topographic control of soil water movement on hill slopes. Z. für G. 29, 52-63.
- Ando, Y., Takahasi, Y., Ito, T., Ito, K. (1986): Regionalization of parameters by basin geology for use in a groundwater runoff recession equation. Conjunctive Water Use. IAHS Publ. 156, 151-159.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. Geologisches Jahrbuch, Reihe C, H. 19.
- Arihood, L.D. & Glatfelter, D.R. (1986): Method for estimating Low flow characteristics of ungaged streams in Indiana. U.S. Geological Survey Open-File Reports.
- Armbruster, J.T. (1976): An infiltration index useful in estimating low-flow characteristics of drainage basins. J. Research U.S. Geol. Survey 4(5), 533-538.
- Arnell, N.W. (ed.) (1989): Human influences on hydrological behaviour: an international literature survey. Unesco Technical Document in Hydrology, IHP III, Project 6.1.
- Arnell, N.W., Brown, R.P., Reynard, N.S. (1990): Impact of climatic variability and change on river flow regimes in the UK. Institut of Hydrology, Report No. 107, Wallingford.
- Aschwanden, H. (1985): Zur Abschätzung der Abflüsse in ungemessenen schweizerischen Einzugsgebieten. Geographisches Institut der Universität Bern, Abteilung Physikalische Geographie-Gewässerkunde Publikationen Gewässerkunde Nr. 66.
- Aschwanden, H. & Schädler, B. (1988): Die Abflussmenge Q_{347} als Grundlage für die Bestimmung der Restwassermenge. Gas, Wasser, Abwasser, Nr. 9, 491-496.

- Atkinson, T.C. (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. Hydrol.* 35, 93-110.
- Aune, B. (1981): Normal Arnsnedbor 1931-1960. The Norwegian Meteorological Institute, Oslo.
- Barnes, B.S. (1939): The structure of discharge-recession curves. *Trans. Am. Geophys. Union*, 721-725.
- Bahrenberg, G. & Giese, E. (1975): *Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie*. Teubner Studienbücher der Geographie, Stuttgart.
- Bako, M.D. & Owoade, A. (1988): Field application of a numerical method for the derivation of baseflow recession constant. *Hydrol. Processes* 2, 331-336.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: *Regionalisierung in der Hydrologie* (H.B. Kleeberg, Hrsg.). DFG, Ergebnisse von Rundgesprächen, Mitteilung der Senatskommission für Wasserforschung, 16-31.
- Benson, M.A. & Matalas, N.C. (1967): Synthetic Hydrology. *Wat. Resour. Res.* 3(4), 931-935.
- Benson, M.A. (1962): Factors influencing the occurrence of floods in a humid region of diverse terrain. United States Geological Survey, Water Supply Paper 1580 - B.
- Benson, M.A. (1964): Factors influencing the occurrence of floods in the Southwest. U.S. Geol. Survey, 1580 - D.
- Beran, M.A., Wiltshire S.E., Gustard, A. (1984): Report of the European Flood Study. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Bergmann, H. & Zeyringer, T. (1986): High resolution time-space investigation of rainfall events through time-variable data recording. *Hydrosoft - International Conference on Hydraulic Engineering Software*, University of Southampton, Sept. 9.-12.
- Bertleff, B.W. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des Süddeutschen Molassebeckens. *Abhandlungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, H. 12, Freiburg.
- Beven, K.J., Calver, A., Morris, E.M. (1987): The Institute of Hydrology distributed model. Institute of Hydrology, Report No. 98, Wallingford, UK.
- Beven, K.J. & O'Connell, P.E. (1982): On the role of physically based distributed modelling in hydrology. Institute of Hydrology Report No. 81, Wallingford, UK.
- Bingham, R.H. (1991): Low flow characteristics of Alabama streams. United States Geological Survey, Water-Supply Paper 2083.

- Blake, G.J., Cook, A.D., Grenall, D.H (1970): The use of principal component factor analysis to establish the uniformity of hydrological regions in Northland, New Zealand. IASH Publ. 96, 183-200.
- Borcherdt, C. (1985): Die Landwirtschaft in Baden und Württemberg. Schriften zur politischen Landeskunde. Bd. 12. Stuttgart.
- Borcherdt, C. (1991): Baden-Württemberg. Eine geographische Landeskunde. Wissenschaftliche Länderkunde, Bd. 8, Stuttgart.
- Boussinesq, J. (1904): Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le debit des sources. Journal Mathématiques pures appl., 5-78.
- Brandesten, C.O. (1988): Seasonal variation in streamflow recessions in the mire complex Komosse, southern central Sweden. Hydrol. of Wetlands and Man's influence in it. (Proc. Inter. Symp., June 1988), 84-91.
- Bree, T. & Cunnane, C. (1979): The effect of arterial drainage on flood magnitude. Casebook of methods of computation of quantitative changes in the hydrological regime of river basins due to human activities (H.J. Colenbrander, Ed.). Project 5.1 of the IHP, 116-130.
- Brown, D.A. (1971): Stream channels and flow relations. Wat. Resour. Res., 7(2), 304-310.
- Browne, T.J. (1980): The problem of the spatially representing low streamflow. Water Services, England, April 1980, 223-226.
- Brownlee, K.A. (1965): Statistical theory and methodology in science and engineering. Wiley, New York.
- Brutsaert, W. & Nieber, J.L. (1977): Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Wat. Resour. Res. 13(3), 637-643.
- Bullock, A., Chirwa, A.B., Matondo, J.I., Mazvimavi D. (1990): Analysis of flow regimes in Malawi, Tanzania and Zimbabwe. A feasibility study for Africa FRIEND. Overseas Development Report. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Bultot, F. & Dupriez, G.L. (1976): Bilans hydriques et données hydrologiques pour la conception de projets de mise en valeur des ressources en eau dans les bassins hydrographiques Belges. I. - Bassin de la Semois, K.M.I. België, Publicaties Serie A, nr. 96.
- Bultot, F., Dupries, G.L. & Laurent, E. (1976): Les ressources d'eau souterraine en Belgique. Reserve, regime et exploitabilite des aquiferes. I. - Bassin Versant de la Dyle a Wavre, K.M.I., België, Publicaties Serie A, nr. 97.
- Bultot, F. (1986): Projet de réseau européen de bassins représentatifs et expérimentaux. Communication du Comité national België du PHI. Aix en Provence 1986.

- Bureau d'Etudes Permanent (1969): Donnees de base des bassins versants d'investigation en France. Décade Hydrologique Internationale. Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique, Délégation à l'Aménagement du Territoire et à l'Action Régionale, Secrétariat Permanent pour l'Etude des Problèmes de l'Eau, Bureau d'Etudes Permanent; Paris.
- Carlston, C.W. (1963): Drainage density and streamflow. USGS Prof. Pap. 422-C, Washington D.C.
- Carter, R.F., Hopkins, E.H., Perlmann, H.A. (1988): Low Flow Profiles of the Tennessee River Tributaries in Georgia. U. S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 88-4049. Renton, Virginia.
- Carter, R.F., Hopkins, E.H., Pearlmann, H.A. (1988): Low flow profiles of the Tennessee river tributaries in Georgia. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report, 88-4049, Renton Virginia.
- Chang, M. & Boyer, D.G. (1977): Estimates of low flows using watershed and climatic parameters. Wat. Resour. Res. 13(6), 997-1001.
- Chidley, T.R.E. (1969): A new method of investigating river recession curves. J. Inst. Wat. Engrs. 23(3), 177-186.
- Crawford, N.H. & Linsley, R.K. (1966): Digital Simulation in Hydrology. Stanford University, Department of Civil Engineering, Technical Report 39.
- Croft, J.F. (1948): Water loss by stream surface evaporation and transpiration by riparian vegetation. Trans. AGU 29(2), 235-239.
- Cryer, R. (1979): The chemical quality of some pipeflow waters in upland mid-Wales and its implications. Cumbria 6(2).
- Daniel, J.F. (1976): Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records. Wat. Resour. Res., 12(3), 360-364.
- Deisenhofer, H.E., Kumm, H., Wollkopf, H. (1982): Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlagshöhen mit dem Sammelgebietsverfahren am Beispiel des Iller-Einzugsgebietes. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Delft Hydraulics Laboratory (1980): Evaluatie hydrologisch onderzoek Rijkswaterstaat. Report 1502.
- Demuth, S. (1986): Basin Properties. Definition and Application in the United Kingdom, Norway and West-Germany. Institute of Hydrology, Technical Note 6.1, Wallingford, UK.
- Demuth, S. (1988): Programmbibliothek zum Niedrigwasser. Institute of Hydrology, Wallingford (unveröffentlicht).

- Demuth, S. (1989): The application of the West German IHP recommendations for the analysis of data from small research basins. FRIENDS in Hydrology. IAHS Publ. 187, 47-60.
- Demuth, S. (1990): Hydrologische Analyse auf der Grundlage regionaler Datensätze. Nachrichten zu IHP/OHP, DGM. 34, H. 5/6, 198-200.
- Demuth, S. (1992): Dreisamnniederung und östlicher Kaiserstuhl. Freiburger Geographische Hefte, 36, 209-222.
- Demuth, S. & Schreiber, P. (1993): Studying storage behaviour using an operational recession method. 2nd International Conference on FRIEND, Braunschweig, 11. - 15. Oktober 1993.
- Demuth, S. & Hagemann, I. (1993): Case Study of regionalizing base flow in SW Germany applying a hydrogeological index. (Gustard, A. ed.) FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data), Volume I: Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK, 86-98.
- Dickinson, W.T., Holland, M.E., Smith, G.L. (1967): An experimental rainfall-runoff facility. Colorado State University. Hydrology Papers 25.
- Dracos, Th. (1980): Hydrologie. Eine Einführung für Ingenieure. Springer Verlag Wien, New York.
- Draper, N.R. & Smith, H. (1981): Applied Regression Analysis. Second Edition, John Wiley.
- Dreher, J.E., Pramberger, F., Rezabek, H. (1985): Faktorenanalyse - eine Möglichkeit zur Ermittlung hydrographisch ähnlicher Bereiche in einem Grundwassergebiet. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich, Wien, 54, 1-12.
- DVWK (Hrsg.) (1982): Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots, 1. Teilband. Schriftenreihe des DVWK, H. 58/1. Hamburg.
- DVWK (Hrsg.) (1983): Niedrigwasseranalyse, Teil 1: Statistische Analyse des Niedrigwasserabflusses. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, H. 120.
- DVWK (Hrsg.) (1988): Statistische Methoden zu Niedrigwasserdauer und Starkregen. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft.
- Dyck, S. (1976): Angewandte Hydrologie Teil 1. Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1983): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Architektur und technische Wissenschaften, Berlin.
- Dyck, S. (1987): Angewandte Hydrologie Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.

- Dynowska, I. (1985): Baseflow within the Upper Vistula Basin. Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5, 173-182.
- Edwards, K.A. & Rodda, J.C. (1970): A preliminary study of the water balance of a small clay catchment Results of research on representative and experimental basins. Proceedings of the Wellington Symposium, IAHS Publ. 2, 187-199.
- Einsele, G. (1978): Neubildung und Abfluss von Grundwasser in verschiedenen geologisch definierten Landschaftstypen. DVWK 10, Hydrologie Fortbildungskurs, Vortrag 13, Karlsruhe.
- Emmenegger, C.H. (1982): Data acquisition and management in hydrological research basins: Some actual problems. Proc. Symp. Hydrolog. Research Basins, Sonderheft Landeshydrologie, Bern, 1, 3-21.
- Erichson, B. & Nordseth, K. (1987): Hydrological research basins in Norway (preliminary edition). Institute of Geografy, University of Oslo.
- Erikson, B. (1980): The Water Balance of Sweden. Annual mean values (1931-1960) of precipitation, evaporation and runoff. The Swedish Meteorological and Hydrological Institute. Norrköping. (in Swedish with an English summary).
- Falkenmark, E. (Ed.) (1972): Hydrological Data Norden. National Committee for the IHD in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden.
- Falkenmark, M. & Chapman, T. (Ed.) (1989): Comparative Hydrology. An ecological approach to land and water resources. UNESCO.
- FAO (1958): Yearbook of Food and Agricultural Statistics 1957. Vol. XI, Part I, Rome.
- FAO (1991): Yearbook of Food and Agricultural Statistics 1990. Vol. 44, Rome.
- Farvolden, R.N. (1963): Geological controls on groundwater storage and base flow. J. Hydrol. 1, 219-249.
- Federer, C.A. (1973): Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. Wat. Resour. Res. 9(6), 1599-1604.
- Flemming, H.W. (1967): Weltmacht Wasser. Verlag Musterschmidt, Göttingen.
- Forsman, A. (1976): Water Balance Maps of the Nordic Countries. Vannet i Norden, No 4.
- Forster, I.D.L. (1978): A multivariate model of storm periodsolute behaviour. J. Hydrol. 39, 339-353.
- Freeze, R.A. & Harlan, R.L. (1969): Blueprint for a physically-based digitally simulated, hydrologic response model. J. Hydrol. 9, 237-258.

- Friel, E.A., Embree, W.N., Jack, A.R., Atkins, J.T. (1989): Low flow characteristics of streams in west Virginia. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 88-4072. Renton, Virginia.
- Fuchs, L. & Rubach, H. (1983): Niedrigwasseranalyse unter besonderer Berücksichtigung einer regionalen Aussage. Wasser und Boden, 1, 13-17.
- Geyer, O.F. & Gwinner, M.P. (1991): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Giesecke, D., Schmitt, P., Meyer, H. (1983): Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge. Wasserwirtschaft 7(1), 1-7.
- Gilding, B.H. & Wesseling, J.W. (1983): PREDIS - a physically based hydrologic response model. Proc. 20th Congr. IAHR, Subj. D. Vol. V, Moscow 26-32.
- Glos, E. & Lauterbach, D. (1972): Regionale Verallgemeinerung von Niedrigwasserdurchflüssen mit Wahrscheinlichkeitsaussage. Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft. H. 37. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Goddard, G.C. (1963): Water-Supply characteristics of North-Carolina streams. Geol. Survey Water-Supply Paper 1761.
- Görig, H. (1992): Regionale Modelle zur Abschätzung des Basisabflusses in Baden-Württemberg. Diplomarbeit. Universität Freiburg.
- Grant, P.J. (1971): Low flow characteristics on three rock types of the East Coast, and the translation of some representative basin data. J. Hydrol. (N.Z.), Vol. 10, No. 1, 22-35.
- Gregory, K.J. & Walling, D.E. (1973): Drainage Basin Form and Process. A geomorphological approach. Arnold, Victoria, Australia.
- Gregory, K.J. & Walling, D.E. (1974): Fluvial processes in instrumented watersheds. Inst. Br. Geogr. Sp. Publ. 6.
- Gripp, H. (1977): Recession - en tidsinvariant process ? (Recession - a timevariant process?). Vannet i Norden 10(2), 50-53.
- Gross, R. (1988): An inexpensive video data capture system for hydrological data maps. Institute of Hydrology, Wallingford, UK, Technical Note No. 8.3.
- Gurnell, A.M. & Gregory, K.J. (1987): Vegetation characteristics and the prediction of runoff: analysis of an experiment in the New Forest, Hampshire. Hydrol. Procs. 1, 125-142.
- Gustard, A. (1983): Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. Agricultural Water Management, 6, 255-268.
- Gustard, A. & Gross, R. (1989): Low Flow Regimes of Northern and Western Europe. FRIENDS in Hydrology. IAHS Publ. 187, 205-213.

- Gustard, A., Marshall, D.C.W., Sutcliffe, M.F. (1987): Low flow estimation in Scotland. Institute of Hydrology, Wallingford, Low Flow Studies, Report No. 4.
- Gustard, A., Cole, G.A., Marshall, D.C.W., Bayliss, A.C. (1987): A study of compensation flows in the UK. Institute of Hydrology, Report No. 99, Wallingford, UK.
- Gustard, A., Roald, L.A., Demuth, S., Lumadjeng, H.S., Gross, R., Arnell, R. (1989): Flow Regime from Experimental and Network Data. Vol. I, Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Gustard, A., Roald, L.A., Demuth, S., Lumadjeng, H.S., Gross, R., Arnell, R. (1989): Flow Regime from Experimental and Network Data. Vol. II, Hydrological Data. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Haan C.T. (1982): Statistical methods in Hydrology. The Iowa State University Press.
- Hall, F.R. (1968): Base-Flow Recession - A Review. Wat. Resour. Res., Vol. 4, No. 5, 973-983.
- Hamlin, M.J. & Wright, C.E. (1978): The effects of drought on the river systems. Proc. Roy. Soc. Vol. A. 363. London.
- Hayes, D.C. (1990): Low Flow Characteristics of Streams in Virginia. U. S. Geological Survey Open-File Report 89 - 586. Renton, Virginia.
- Herrmann, A. (1984): Hydrological research in the Federal Republic of Germany - status, demands and perspectives. Beiträge zur Hydrologie, Jg. 10, H. 1, 1-47.
- Hessische Minister für Landwirtschaft und Forsten Wiesbaden (Hrsg.) (1968): Gewässerkunde in Hessen. Geschichte, Organisation und Aufgaben des gewässerkundlichen Dienstes in Hessen. Hessische Landesamt für Gewässerkunde und wasserwirtschaftliche Planung Wiesbaden, 27-28.
- Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R. (1963): Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. J. Geophys. Res. 68(4), 1081-1087.
- Holder, R.L. (1985): Multiple regression in hydrology. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Horten, R.E. (1932): Drainage Basin Characteristics. Trans. AGU 13, 350-361.
- Horton, R.E. (1945): Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins. Bulletin of the Geological Society of America 56, 275-370.
- Huttenlocher, F. (1972): Baden-Württemberg. Kleine geographische Landeskunde. Schriftenreihe der Kommission für geschichtliche Landeskunde, H. 2. Karlsruhe.
- IHP/OHP (1983): Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. IHP/OHP Heft 4.

- IHP/OHP (1985): Recommendations for the evaluation of measurement data of small hydrological research basins. English translation of the IHP/OHP Report No. 5.
- Ineson, J. & Downing, R.A. (1964): The river groundwater component of river discharge and its relationship to hydrogeology. *J. Inst. Wat. Engrs.* 18(7), 519-541.
- Institute de Geographie et ORSTOM (DPP/SPE) (1979): Inventaire actualise des bassins representatifs et experimentaux francais. Programme Hydrologique International. DPP/SPE, Institute de Geographie CNRS, ORSTOM; Paris.
- Institute of Hydrology (1980): Low Flow Studies Report. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Institute of Hydrology (1987): Low flow estimation in Scotland. Institute of Hydrology, Report No. 101, Wallingford, UK.
- Irish National Committee for the IHP (1982): Hydrology in Ireland. A contribution to the Unesco IHP.
- Ishihara, T. & Takagi, F. (1965): A study of the variation of low flow. *Bull. Dis. Prev. Res. Inst.* 15(2), 75-98.
- James, L.D. & Thompson, O. (1970): Least squares estimation of constants in a linear recession model. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 6, No. 4, 1062-1069.
- Johnson, E.A. & Dils, R.E. (1956): Outline for compiling precipitation, runoff and groundwater data for small watersheds. *Southeast. For. Exper. Stat. Paper* 68.
- Jones, P.N. & McGilchrist, C.A. (1978): Analysis of Hydrological Recession Curves. *J. Hydrol.* 47, 235-249.
- Josopait, V. & Lillich, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1:200 000 unter der Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. *DGM, Jg. 19, H. 5*, 132-136.
- Keller, R. (Hrsg.) (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Boppard.
- Kille, K. (1970): Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, Sonderheft Hydrogeologie Hydrogeochemie*, 89-95.
- Klaassen, B.E. & Pilgrim, D.H. (1975): Hydrograph recession constants for New South Wales streams. *The Institution of Engineers, Australia. Civil Engineering Transactions*, 43-49.
- Knisel, W.G. (1963): Baseflow Recession Analysis for Comparison of Drainage Basins and Geology. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 68, No. 12, 3649-3653.

- Köpf, E. & Rothascher, A. (1980): Das natürliche Wasserdargebot in Bayern im Vergleich zu den Hauptkomponenten des Wasserkreislaufes. Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, H. 13.
- Krokli, B. (1989): Low flow analysis. FRIENDS in Hydrology. IAHS Publ. 187, 443-451.
- Kunkel, G.R. (1962): The baseflow duration curve, a technique for the study of groundwater discharge from a drainage basin. J. Geophys. Res. 67, 1543-1554.
- Kuusisto, E. (1986): On the winter and summer low flows in Finland. Aqua Fennica. Vol 16, 2, 181-186.
- Laat de P.J.M. & Awater, R.H.C.M. (1978): Groundwater flow and evapotranspiration. A simulation model Part I: Theory. Basisrapport CWG, Province Gelderland, Arnhem.
- Langbein, W.B. (1938): Some channel storage studies and their application to the determination of infiltration. Trans. AGU 19, 435-445.
- Langbein, W.B. (1942): Monthly evapotranspiration losses from natural drainage basins. Trans. AGU 23, 604-612.
- Laut, P., Austin, M.P., Body, D.N., Faith, D.P., Goodspeed, M.J., Paine, T. (1982): Hydrologic classification of subbasins in the Macleay Valley, New South Wales CSIRO. Institute of Biological Resources Division of Water and Land Resources. Canberra, Technical Memorandum 82/13, 6-8.
- Lehnhardt, F. (1985): Einfluß morpho-pedologischer Eigenschaften auf Infiltration und Abflußverhalten von Waldstandorten. Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen. Schriftenreihe des DVWK, H. 71, 231-260.
- Leibundgut, Ch. & Schröder, U. (1989): Niedrigwasser: Bestimmung, Nutzung und Erhaltung. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr 34, Bern.
- Lewis-Beck, S.M. (1986): Applied regression. An introduction series: Quantitative applications in the social sciences. Sage University paper 22.
- Liebscher, H.-J. (1975): 20 Jahre Wasserhaushaltsuntersuchungen im Oberharz. Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 39, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- Liebscher, H.-J. (1986): Minimum requirements for the evaluation of measurement results from small research basins. Integrated Design of Hydrological Networks Proceedings of the Budapest Symposium, IAHS Publ. 158, 401-405.
- Linder, A. (1990): Evaluation relevanter Einzugsgebietsparameter für die Regionalisierung der Grundwasserneubildung. Diplomarbeit. Universität Freiburg.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H. (1975): Hydrology for Engineers. Mc Graw Hill.

- Linsley, R.K. (1976): Representative and experimental basins - where next? *Hydrological Sciences Bulletin*, XXI, 4 12/1976, 517-529.
- Luft, G. (1980): Abfluss und Retention im Löß, dargestellt am Beispiel des hydrologischen Versuchsgebietes Rippach, Ostkaiserstuhl. *Beiträge zur Hydrologie*, Sonderheft 1.
- Lumadjeng, H. (1989): Modelling the hydrological response to human activities. In: Gustard et al. (1989): Flow regimes from experimental and network data (FRIEND), Vol. 1. *Hydrological Studies*, Institute of Hydrology, Wallingford, UK, 187-263.
- Maillet, E. (1905): *Mécanique et physique du globe - Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Librairie Scientifique, A. Herman, Paris.
- Mangelsdorf, D. & Scheurmann, K. (1980): *Flußmorphologie. Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure*. München, Wien.
- Maniak, U. (1975): Beitrag zur Untersuchung von Niedrigwasser. *Wasser und Boden*, 12, 307-311.
- Maniak, U. (1988): *Hydrologie und Wasserwirtschaft - Eine Einführung für Ingenieure*. Springer Verlag. Berlin, New York, London, Paris.
- Marsh, T.J. & Lees, M.L. (1985): The 1984 Drought. *Hydrological Data UK*, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Martin, G.N. (1973): Characterization of simple exponential baseflow recessions. *J. Hydrol. (N.Z.)*. Vol. 12, No. 1, 57-62.
- Matalas, N.C. & Reihner, B.J. (1967): Some comments on the use of factor analysis. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 3, No. 1, 213-224.
- Maxwell, D.C. (1960): *Quantitative Geomorphology of the San Dimas Experimental Forest, California*. Washington. Office of Naval Research, Geography Branch, Technical Report 19.
- Mendel, G. (1977): Die Berechnung von Gebietsniederschlägen. *DGM 21*, H. 6, 129-141.
- Mendel, G. (1979): Die Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen. *Festschrift Peter Kauer*, Mitt. Versuchsanstalt Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Nr. 4, 187-213.
- Miller, V.C. (1953): *A quantitative geomorphic Study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee*. New York: Colombia University, Department of Geology, Technical Report 3.
- Mohr, B. (1992): Die natürliche Raumausstattung. Südbaden. *Schriften zur politischen Landeskunde Baden-Württembergs*, 25-35.

- Moltzau, B. & Nordseth, K (1989): A comparison of lake indices. Rep. Hydrologi, Univ. of Oslo.
- Moltzau, B.E. (1990): Low flow analysis. A regional approach for low flow calculations in Norway. Rapportserie: Hydrologi. Universitetet i Oslo, Rapport Nr. 23.
- Morgenschweis, G. (1990): Zur Ungenauigkeit von Durchflußmessungen mit hydrometrischen Flügeln. DGM 34, H. 1/2, 16-21.
- Morisawa, M.E. (1958): Measurement of drainage-basin outline form. Wat. Resour. Res. 66, 587-591.
- Musiake, K., Inokuti, S., Takahasi, Y. (1975): Dependence of low flow characteristics on basin geology in mountainous areas of Japan. Publication n°117 de l'Association Internationale des Hydrologues Symposium de Tokyo, 147-156.
- Mustonen, S.E. (1971): Variations in the Minimum Runoff from Small Basins. Publications of the Water Research Institute 1. National Board of Waters, Finland.
- Naef, F., Zuidema, P., Kölla, E. (1986): Abschätzung von Hochwässern in kleinen Einzugsgebieten. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 31, 195-233.
- Narbe, S. (1968): The discharge recession as criterion on the retention capacity of basins. Hydrological Aspects of the Utilization of Water. IASH Publ. 76, 162-167.
- Natermann, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (A^uL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). Die Wasserwirtschaft. Sonderheft. Vorträge Sept. 1950, 12-14.
- Nathan, R.J. & McMahon, T.A. (1990): Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis. Wat. Resour. Res. 7(26), 1465-1473.
- Natural Environment Research Council (NERC) (1975): Flood Studies Report.
- Newson, M.D. (1975): Mapwork for flood studies. Part 1: Selection and derivation of indices. Report No. 25. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Newson, M.D. (1978): Drainage basin characteristics, their selection, derivation and analysis for a flood study of the British Islands. Earth Surface Processes, Vol. 3, 277-293.
- Orsborn, J.F. (1970): Drainage density in drift-covered basins. Proc. Amer. Soc. Civ. Engs. Hydraulics Div. HYI, 183-192.
- Orsborn, J.F. (1974): Determining streamflows from geomorphic parameters. Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Vol. 100, No IR4, 455-475.

- Orsborn, J.F. (1976): Drainage basin characteristics applied to hydraulic design and water resources management. *Geomorphology and Engineering*, State University of New York. 141-171.
- Pereira, L.S. & Keller, H.M. (1982a): Factors affecting recession parameters and flow components in eleven small Pre-Alp basins. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*. IAHS Publ. 138, 233-242.
- Pereira, L.S. & Keller, H.M. (1982b): Recession characterization of small mountain basins, derivation of master recession curves and optimization of recession parameters. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*. IAHS Publ. 138, 243-255.
- Petras, I. (1986): An approach to the mathematical expression of recession curves. *Water SA*. Vol. 12, No. 3, 145-150.
- Pilon, P.J. & Condie, R. (1986): Median drought flows at ungauged sites in Southern Ontario. *Canadian Hydrology Symposium (CHS: 86)*. Associate Committee on Hydrology. National Research Council of Canada, June 3-6, 189-196.
- Reed, D.W. & Warne, D.W. (1985): Low flow forecasting to aid regulation of the river Wye. Report to Welsh Water South Eastern Division.
- Riggs, H.C. (1961): Regional low flow frequency analysis. U.S. Geological Survey, Prof. Paper 424-B, 21-23.
- Riggs, H.C. (1964): The base - flow recession curve as an indicator of groundwater. *IAASH Publ.* 33, 202-212.
- Riggs, H.C. (1970): The transfer of information collected on representative basins. *Symposium on the results of research on representative and experimental basins*. Symposium of Wellington, IAHS Publ. 96, 615-630.
- Riggs, H.C. (1972): Low flow investigations. *Techniques of Water Research Investigations*, Book 4, Chap. B1, USGS Washington, D.C.
- Riggs, H.C. (1973): Regional analysis of streamflow techniques. *Techniques of Water Research Investigations*, Book 4, Chap. B3, USGS Washington, D.C.
- Riggs, H.C. (1985): *Streamflow Characteristics*. Development in Water Science. Vol. 22. Amsterdam.
- Roald, L.A. (1989): Application of regional flood frequency analysis to basins in northwest Europe. In: *FRIENDS in Hydrology. Flow Regimes from International Experimental and Network Data Sets*. IAHS Publ. 187, 163-173.
- Robinson, M. (1986): Changes in catchment runoff following drainage and afforestation. *J. Hydrol.*, 86, 71-84.

- Robinson, M. & Armstrong, A.C. (1988): The extent of agricultural field drainage in England and Wales, 1971-80. Trans. Inst. Brit. Geographers 13, 19-28.
- Rodda, J.C. (1976): Basin Studies. In: Facets of Hydrology Chapter 10. (Rodda, J.C. ed.). John Wiley and Sons, London.
- Rorabaugh, M.I. (1964): Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. IASH Publ. 63, 432-441.
- Rothascher, A. (1987): Die Grundwasserneubildung in Bayern: Berechnet aus den Niedrigwasserabflüssen der oberirdischen Gewässer. Informationsberichte Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft. München.
- Schädler, B. (1985): Gebietsniederschläge: Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 31, 171-184.
- Schildhorn, W. (1982): Empfehlung zur Niedrigwasseranalyse. Seminarvortrag am Institut für Wasserbau der TH Darmstadt.
- Schmidt, F., Euard, D., Jaton, J.F. (1983): Estimation des debits d'etiage sur des cours d'eau sans mesures directs. Inventaire des stations, Rapport No. 2, EPFL, Lausanne.
- Schmidt, K.-H. (1984): Der Fluß und sein Einzugsgebiet. Hydrogeographische Forschungspraxis. Wissenschaftliche Paperbacks. Geographie, Franz Steiner Verlag Wiesbaden.
- Schmidt, K.-H. (1988): Einzugsparameter für die hydrologische Vorhersage. Geo- Öko-Dynamik IX, H. 1, Band 9, 1-16.
- Schuchard-Fischer, L., Backhaus, K., Humme, U., Lohrberg, W., Plinke, W., Schreiner, W. (1985): Multivariate Analysemethoden. Eine anwendungsorientierte Einführung. Berlin.
- Schulz, E.F. (1976): Problems in applied hydrology. Water Resources Publications. Fort Collins.
- Schumm, S.A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in Bedlands in Perth Amboy, New Jersey. Bull. of the Geophysical Society of America 67, 597-646.
- Schumm, S.A. (1963): A tentative classification of alluvial river channels. Washington: USGS, Circular 477.
- Schwarz, O. (1985): Direktabfluß, Versickerung und Bodenabtrag in Waldbeständen. DVWK-Schriften, H. 71, Beiträge zu Oberflächenabfluß und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen, 185-230.
- Schwarze, R., Grünewald, U., Becker, A., Fröhlich, W. (1989): Computer-aided analysis of flow recession and coupled basin water balance investigations. FRIENDS in Hydrology. IAHS Publ. 187, 75-84.

- Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünwald, U., Schöninger, M. (1991): Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys., Berlin, 2, 143-184.
- Schwentker, F. & Streit, U. (1983): Regionale Übertragung hydrologischer Parameter - Ein Überblick. Vortragsmanuskript AK Hydrologie. Göttingen.
- Seuna, P. (1982): Small hydrological research basins in Finland. Proc. Symp. Hydrol. Research Basins. Sonderheft. Landeshydrologie, 347-356.
- Seyhan, E. (1976): Calculation of runoff from basin physiography. PhD Thesis, Geographical Institute of the University of Utrecht.
- Seyhan, E. (1982): A universal application of the multivariate statistical techniques to hydrology. Proceedings of the Int. Sympos. on Rainfall-Runoff Modeling. Water Resources Publications, 393-412.
- Seyhan, E. & Hope, A.S. (1983): Calculating runoff from catchment physiography in South Africa. Water S.A. Vol. 9, No. 4, 131-140.
- Shui-Ting, Y. & Cheng-Zhu, S. (1988): Relations between annual baseflow and precipitation. International workshop: Hydrology of mountainous areas. IHP UNESCO 6-11 June, Czechoslovakia.
- Sigrist, B. (1989): Messung des Niedrigwassers. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 34, 31-41.
- Simonsen, K. (1992): Regionalisierung mittlerer Abflußdauerlinien im Schwarzwald. Diplomarbeit. Universität Freiburg.
- Singh, K.P. (1968): Some factors affecting baseflow. Wat. Resour. Res., Vol. 4, No. 5, 985-999.
- Singh, K.P. & Stall, J.B. (1971): Derivation of Base Flow Recession Curves and Parameters. Wat. Resour. Res., Vol. 7, No. 2, 292-303.
- Singh, K.P. & Stall, J.B. (1974): Hydrology of 7-day 10-year low flows. Journal of the hydraulics division. ASCE, Vol. 100, 1753-1771.
- Smyth, J.A. (1980): Frequency of low flows as a function of basin characteristics. The influence of man on the hydrological regime with special reference to representative and experimental basins. IAHS Publ. 130, 415-420.
- Speer, P.R., Golden, H.C., Patterson, J.F. u.a. (1964): Low flow characteristics of streams in the Mississippi Embayment in Mississippi and Alabama. Geol. Survey Prof. Paper 448-I.
- Spreafico, M. & Bigler, R. (1980): Verzeichnis der hydrologischen Untersuchungsgebiete der Schweiz. Bundesamt für Umweltschutz. Landeshydrologie Mitteilungen Nr. 2.

- Stall, J.B. (1962): Reservoir mass analysis by a lowflow series. Proc. ASCE, Journal of Sani. Eng. Div. SA 5, Vol. 88.
- Statistisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.) (1986): Landwirtschaft in Baden-Württemberg.
- Stedinger, J.R. & Thomas, W.O. (1985): Low Flow Frequency Estimation Using Base-Flow Measurements. U.S. Geological Survey Open-File Report 85-95. Renton, Virginia.
- Strahler, A.N. (1957): Quantitative Analysis of watershed Geomorphology. Trans. AGU 38, 913-920.
- Streit, U. (1979): Raumvariante Erweiterung von Zeitreihenmodellen: Ein Konzept zur Synthetisierung monatlicher Abflußdaten von Fließgewässern unter Berücksichtigung von Erfordernissen der wasserwirtschaftlichen Planung. Gießener Geographische Schriften, H. 46.
- Tallaksen, L.M. (1987): Vurdering av ulike metoder for a kvantifisere magasineringsvevnen i et nedborfelt (Different indexes' power to describe a watershed's storage capacity). M.Sc. thesis, Dep. Geogr. Univ. Oslo.
- Tallaksen, L.M. (1989): Analysis of time variability in recessions. Friends in Hydrology, IAHS Publ. 187, 85-96.
- Tallaksen, L.M. (1991): Recession rate and variability with special emphasis upon the influence of evapotranspiration. Rapportserie: Hydrologi. Universitetet i Oslo, Rapport Nr. 25.
- Tasker, G.D. (1980): Hydrologic Regression With Weighted Least Squares. Wat. Resour. Res., Vol. 16, No. 6, 1107-1113.
- Tasker, G.D. (1982): Comparing methods of hydrologic regionalisation. Water Resources Bulletin, Vol. 18, No. 6, 965-970.
- Teichmann, U. (1984): Die Ermittlung des Gebietsniederschlags zur Lösung hydrologischer Bilanzen. Dargestellt am Beispiel des Einzugsgebiet "Große Ohe" im Nationalpark Bayerischer Wald. Wasserhaushalt und Stoffbilanzen im naturnahen Einzugsgebiet Große Ohe; 1, Universität München.
- Thomas, D.M. & Benson, M.A. (1970): Generalisation of streamflow characteristics from drainage basin characteristics. U.S. Geol. Survey, Open File Report.
- Toebe, C. & Strang, D.D. (1964): On recession curves. 1 - Recession Equations. J. Hydrology, (N.Z.), Vol. 3, No. 2, 2-15.
- Toebe, C. & Ouryvaev, V. (1970): Representative and experimental basins. An international guide for research and practice. Studies and reports in hydrology 4, Unesco.

- Toussaint, B. (1981): Ermittlung der Leerlaufkoeffizienten nach MAILLET und des effektiv nutzbaren Gesteinshohlraums in hessischen Flußgebieten durch Auswertung der Abflüsse im Trockenjahr 1976. DGM 25. H. 3/4, 70-84.
- Trainer, F.W. (1969): Drainage density as an indicator of base flow in part of the potomac river basin. U.S. Geol. Survey Research, Paper 650-C, 177-183.
- Trainer, F.W. & Watkins jr, F.A. (1974): Use of base-runoff recession curves to determine areal transmissivities in the upper Potomac river basin. J. Res. U.S. Geol. Survey. 2(1), 125-131.
- Troch de, F. (1977): De Zwalmbeek te Nederzwalm. PhD Faculteit van de Toegepaste Weteenschappen. Rijksuniversiteit te Gent, The Netherlands.
- Überla, K. (1968): Faktorenanalyse. Berlin.
- Unesco (1974): Long-term programs in the field of hydrology - The International Hydrological Programs.
- Villinger, E. (1981): Das modifizierte Verfahren MoMNQ_{r12} zur raschen Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus dem Vorfluterabfluß. Wasser-Abwasser, Jg. 122, H. 8, 335-339.
- Villinger, E. (1982a): Hydrogeologische Aspekte zur geothermischen Anomalie im Gebiet Urach-Boll am Nordrand der Schwäbischen Alb (Südwestdeutschland). Geologisches Jahrbuch, H. 32, 3-42.
- Villinger, E. (1982b): Grundwasserbilanzen im Karstaquifer des Oberen Muschelkalks im Oberen Gäu (Baden-Württemberg). Geologisches Jahrbuch, H. 32, 43-61.
- Vogel, R.M. & Kroll, C.N. (1988): Estimation of baseflow Recession Constants. In: Recent advances in the modeling of hydrologic Systems. (NATO, Advanced Study Inst., July 1988).
- Walling, D.E. (1971): Sediment dynamics of small instrumented catchments in south-east Devon. Trans. Devon Assoc., 103, 147-165.
- Walling, D.E. & Webb, B.W. (1975): Spatial variations of river water quality: a survey of the River Exe. Trans. Inst. Brit. Geographers, 65, 155-171.
- Wallis, J.R. (1968): Factor analyses in hydrology - an agnostic view. Wat. Resour. Res., Vol. 4., No. 3., 521 - 527.
- Ward, R.C. (1982): The catchment drain experimental catchment. Univ. of Hull, Dept. of Geog. Misc. Series No. 26.
- Warmerdam, P.M.M., Stricker, J.N.M., Koe, J.W. (1982): Current research and data collection in the experimental catchment Hupselse Beek in the Netherlands. Proc. Symp. Hydrol. Research Basin and Water Resource Planning, Bern, 1, 209-216.

- Weisberg, S. (1985): Applied linear regression. Wiley series in probability and mathematical statistics. New York.
- Weisman, R.N. (1977): The effect of evapotranspiration on streamflow recession. Hydrological Sciences Bulletin, XXII, No. 3, H. 9, 371-377.
- Wetzel, K.L. & Bettendorff, J.M. (1986): Techniques for estimating streamflow characteristics in the eastern and interior coal provinces of the United States. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 2276, Virginia, Alexandria.
- Weyer, K.U. & Karrenberg, H. (1970): Influence of fractured rocks on the recession curve in limited catchment areas in hill country: A result of regional research and a first evaluation of runoff at hydrogeological experimental basins. J. Hydrol. (N.Z.), Vol. 9, No. 2, 177-191.
- Weyer, K.U. (1972): Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. Dissertation Universität Bonn.
- Weyman, D.R. (1974): Runoff processes, contributing area and streamflow in a small upland catchment. Trans. Inst. Br. Geographers sp. Publ. 6, 33-43.
- Wilcock, D.N. & Hanna, J.E., (1987): Derivation of flow duration curves in Northern Ireland Proc. Instn. Civ. Engrs., Part 2, Nr. 83, 381-396.
- Wilson, E.M. (1983): Engineering Hydrology. Publ. McMillan.
- Winter, R. (Hrsg.) (1990): Landeskunde Baden-Württemberg: Ein Lehr- und Arbeitsbuch. Stuttgart, München, Hannover.
- Wohlrab, B., Erstenberger, H., Meuser, A., Sokolleg, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. Hamburg, Berlin.
- Wright, C.E. (1970): Catchment characteristics influencing low flows. Wat. and Wat. Engng., 468-471.
- Wright, C.E. (1974): The influence of catchment characteristics upon low flows in South East England. Water Services, July 1974, 227-230.
- Wundt, W. (1953): Gewässerkunde. Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- Wundt, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbare Wassermengen. In: Graßmann, R. (1958): Die Grundwasser in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Forschungen zur deutschen Landeskunde, 104, 47-54.
- Young, C.P. & Prudhoe, J. (1973): The estimation of flood flows from natural catchments. Transport and Road Research Laboratory Report LR565. Crowthorne, Berks.
- Zecharias, Y.B. & Brutsaert, W. (1988a): The influence of basin morphology on groundwater outflow. Wat. Resour. Res., Vol. 24, No. 10, 1645-1650.

Zecharias, Y.B. & Brutsaert, W. (1988b): Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 24, No. 10, 1651-1658.

Annex 1: Beschreibung der hydrogeologischen Klassen

- HG1: [Anteil im Gesamtuntersuchungsgebiet: 0,06 %]
- Täglich gewinnbare Wassermenge (TGW): > 10.000 m³
- Grundwässer: sehr ergiebig, in geringer Tiefe
- Gesteinsart des Grundwasserleiters: Sande und Kiese
- Geologie: Quartäre Talfüllungen
- HG2: [1,03 %]
- TGW: < 10.000 m³
- Grundwässer: ergiebig, in geringer Tiefe
- Gesteinsart: Sand und Kiese, örtlich undurchlässige Lehmdecke
- Geologie: Quartäre Talfüllungen
- HG3: [4,42 %]
- TGW: < 1.000 m³
- Grundwässer: schwach ergiebig, in geringer Tiefe
- Gesteinsart: Sande und Kiese, örtlich undurchlässige Lehmdecke
- Geologie: Quartäre Talfüllungen, z.T. auch Buntsandstein oder Tertiär
- HG4: [1,48 %]
- TGW: < 1.000 m³
- Grundwässer: schwach ergiebig, in groerer Tiefe
- Gesteinsart: Sandsteine, Mergel und Tone in verkarsteten Kalken
- Geologie: Lias und Dogger, Keuper
- HG5: [5,81 %]
- TGW: < 1.000 m³
- Grundwässer: schwach ergiebig in grosser Tiefe, in verschiedener Tiefe verkarsteter Kalke
- Gesteinsart: Kalk und Mergel in Sandsteinen
- Geologie: Muschelkalk, Buntsandstein
- HG6: [1,68 %]
- TGW: < 500 m³
- Grundwässer: knapp in geringer Tiefe
- Gesteinsart: Kies-, Sand- und Lehmablagerungen
- Geologie: Quartäre Talfüllungen
- HG7: [9,48 %]
- TGW: < 500 m³
- Grundwässer: knapp, in verschiedener Tiefe in Sandsteinen
- Gesteinsart: alte Terrassenschotter, Sandsteine oder Kalke
- Geologie: Keuper, Lias und Dogger

- HG8: [1,68%]
 - TGW: < 500 m³
 - Grundwässer: knapp, in verschiedener Tiefe
 - Gesteinsart: verkarstete Kalke
 - Geologie: Muschelkalk und Malm
- HG9: [7,20%]
 - TGW: < 100 m³
 - Grundwässer: sehr knapp, meist in geringer Tiefe
 - Gesteinsart: Kies-, Sand-, Lehmablagerungen
 - Geologie: Quartär und Tertiär
- HG10: [0,75%]
 - TGW: < 100 m³
 - Grundwässer: sehr knapp in verschiedener Tiefe
 - Gesteinsart: Kalke, sandige Einlagerungen von Tonen und Mergeln
 - Geologie: Tertiär
- HG11: [11,17%]
 - TGW: < 100 m³
 - Grundwässer: sehr knapp, in verschiedener Tiefe
 - Gesteinsart: Sandsteine, wechsellagernd mit Tonen und Mergeln
 - Geologie: Lias und Dogger, Keuper
- HG12: [14,53%]
 - TGW: < 100 m³
 - Grundwässer: sehr knapp
 - Gesteinsart: örtlich harte Sandsteine, wechsellagernd mit Tonen und Mergeln
 - Geologie: Buntsandstein
- HG13: [25,12%]
 - TGW: < 100 m³
 - Grundwässer: sehr knapp
 - Gesteinsart: Verwitterungsschutt, regellose Klüfte von massivem Felsgestein
 - Geologie: Kristallines Grundgebirge
- HG14: [15,59%]
 - TGW: < 20 m³ oder keine
 - Grundwässer: zeitweise oder dauernd keine
 - Gesteinsart: verkarstete Kalke, örtlich wechsellagernd mit Mergeln und Tonen
 - Geologie: Malm und Muschelkalk

Annex 2: Definitionen der Gebietsmerkmale

AATEMP	Mittlere jährliche Gebietstemperatur [°C]
ADF	Mittlerer jährlicher Abfluß; ermittelt über die Wasserbilanz [mm oder m ³ /s]
AREA	Einzugsgebietsfläche als Horizontalprojektion; abzuleiten aus digitalisierten topographischen Karten oder durch planimetrieren konventioneller Karten [km ²]
AXIS	Länge des Einzugsgebietes; am häufigsten wird die axiale Länge benutzt, d. h. die Entfernung zwischen dem Pegel und dem weitest entfernten Punkt im Einzugsgebiet [km]
BFI	Base Flow Index; gibt das Verhältnis von Basisabfluß zu Gesamtabfluß an, wird aufgrund ähnlicher Geologie von gemessenen Einzugsgebieten mit berechnetem BFI auf ungemessene Gebiete übertragen
COVER	Anteil des Einzugsgebietes unterhalb der Baumgrenze [%]
DD	Flußdichte; gibt die Lauflänge sämtlicher kartierter Gerinne pro Einzugsgebietsflächeneinheit an [km.km ⁻²]
FALAKE	Anteil der Seen im Einzugsgebiet [%]
FLOOD40	Hochwasserabfluß mit 40-jährigem Wiederkehrintervall; Berechnung mit Hilfe der Extremwertstatistik. Erhebung in hydrometrisch nicht gemessenen Gebieten ist nicht beschrieben (THOMAS & BENSON 1970) [m ³ /s]
FOLIS	Flußdichteindex; Anzahl der Flüsse, die in einer topographischen Karte 1 : 50 000 einen Kreis mit dem Durchmesser von 30 cm schneiden
FOREST	Waldanteil im Einzugsgebiet [%]
GAAR	Durchschnittlicher jährlicher Gebietsniederschlag [mm]
GEO	Geologischer Index; beschreibt gesamthaft die Durchlässigkeit und das Speichervermögen in einem Einzugsgebiet
GEOD	Rezessionsindex; gibt die Anzahl der Tage an, die der Abfluß benötigt um sich unter Trockenwetterbedingungen um einen logarithmischen Zyklus zu verringern. Erhebung in ungemessenen Einzugsgebieten durch Übertragung aus gemessenen Gebieten aufgrund geologischer Ähnlichkeit
HFORM	HORTON'SCHER Form Faktor; berechnet aus der Einzugsgebietsfläche dividiert durch das Quadrat der axialen Länge, AREA/AXIS ²
HG1-HG14	Definitionen siehe Annex 1

HMAX	Maximale Einzugsgebietshöhe; abgeleitet aus der hypsographischen Kurve [m]
HMEAN	Mittlere bzw. mediane Einzugsgebietshöhe; abgeleitet aus der hypsometrischen Kurve [m]
KST	standardisierte Rezessionskonstante, Berechnung innerhalb der Stichprobe (gemessene Gebiete) durch die Analyse einzelner Rezessionsäste; Erhebung in ungemessenen Gebieten wird nicht näher erläutert (TALLAKSEN 1989)
LAT	Mittlere geographische Breite des Flächenschwerpunktes des Einzugsgebietes
MOUNT	Anteil des Einzugsgebiets oberhalb der Baumgrenze [%]
MSL	Länge des Hauptflusses; Ermittlung entweder manuell durch Abgreifen aus konventionellen Karten oder rechnergestützt aus digitalisierten Karten [km]
NORAIN	MAXIMALE Anzahl regenfreier aufeinanderfolgender Tage im Monat September, mit einer Jährlichkeit von 10
PAST	Anteil an Weideland im Einzugsgebiet [%]
PERI	Umfang des Einzugsgebietes; Ermittlung entweder manuell oder rechnergestützt [km]
PRA	Produkt aus der mittleren Niederschlagsspende im Einzugsgebiet und der Einzugsgebietsfläche [m ³ /s]
PRADD	Produkt aus der mittleren Niederschlagsspende im Einzugsgebiet, der Einzugsgebietsfläche und dem Quadrat der Flußdichte [m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²]
qMIN	Kleinster spezifischer monatlicher Mindestabfluß; Berechnung mit Hilfe eines regionalisierten minimalen PARDE-Koeffizienten und der mittleren jährlichen Abflußspende [l.s ⁻¹ .km ⁻² .]
RAIN24/2	Niederschlagsintensität eines 24-stündigen Dauerregens mit einer Jährlichkeit von 2 Jahren [mm/h]
RAIN _S	Mittlere Gebietsniederschlag für die Monate April - September im Jahr der Niedrigwasserschätzung [mm]
RAINW	Mittlerer Gebietsniederschlag für die Monate Oktober - März vor der zu schätzenden sommerlichen Niedrigwasserperiode [mm]
RATIO	Abflußdauerverhältnis; Berechnung durch Bildung des Quotienten der Abflußquantilen Q20/Q90, je größer die RATIO, desto schneller läuft das Einzugsgebiet leer. Erhebung in ungemessenen Einzugsgebieten durch Übertragung aufgrund vergleichbarer geologischer Verhältnisse

RB	Bifurkationsverhältnis nach STRAHLER; Gabelungsfaktor abgeleitet aus der Flußordnungszahl
RELIEF	Reliefverhältnis
SEASON	Verhältnis von winterlichem (Dezember - Februar) zu sommerlichem (Juni - August) Gebietsniederschlag
SL1085	Gefälle des Hauptflusses; gemessen zwischen den Punkten, die 10% bzw. 85% der Entfernung Quelle - Pegel vom Pegel entfernt sind (DYCK 1978: 154)
SNOW	Mittlere Schneehöhe oder mittleres Wasseräquivalent [mm]
SOIL	Boden-Index; basiert auf der potentiellen Infiltrationskapazität des Bodens
STMFRQ	Flußdichteindex; Anzahl der Zusammenflüsse von Gerinnen dividiert durch die Einzugsgebietsfläche
TEMP	Mittlere maximale Temperatur von 7 aufeinanderfolgenden Tagen im Monat September, mit einer Jährlichkeit von 10 [°C]
URBAN	Anteil urbanisierter Flächen im Einzugsgebiet [%]
VGS	Volumen des Baumbestandes [m ³ /ha]
WIDTH	Breite des Einzugsgebietes; berechnet aus der Einzugsgebietsfläche dividiert durch die Einzugsgebietslänge, AREA / AXIS [m]
WMS	Breite des Hauptflusses am Pegel [m]
WPLAKE	Seenanteil im Einzugsgebiet; gewichtet nach der Größe der Einzugsgebiete der einzelnen Seen (FRIEND 1989: 35) [%]
WSEA	Kürzeste Entfernung zur westlich gelegenen Küste [km]

Annex 3: Definition hydrologischer Zielgrößen

Extremwertanalyse

7Q2	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit 2-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
7Q20	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit 20-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
LAM(Mo)2	niedrigster mittlerer jährlicher Monatsabfluß für den Zeitraum 1.5. - 31.12. mit einem 2-jährigen Wiederkehrintervall [m ³ /s]
LAM(Mo)4	niedrigster mittlerer jährlicher Monatsabfluß für den Zeitraum 1.5. - 31.12. mit einem 4-jährigen Wiederkehrintervall [m ³ /s]
7Q10	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit 10-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
7Q50	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit 50-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
MAM(7)2	mittleres jährliches 7-tägiges Niedrigwasser mit 2-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
MAM(7)5	mittleres jährliches 7-tägiges Niedrigwasser mit 5-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
MAM(7)10	mittleres jährliches 7-tägiges Niedrigwasser mit 10-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
MAM(7)20	mittleres jährliches 7-tägiges Niedrigwasser mit 20-jährigem Wiederkehrintervall [m ³ /s]
MAM(7)s2.33	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit einem Wiederkehrintervall von 2.33 Jahren, für den Zeitraum von 1.6. - 30.9. [m ³ /s]
MAM(30)s2.33	mittleres 30-tägiges Niedrigwasser mit einem Wiederkehrintervall von 2.33 Jahren, für den Zeitraum von 1.6. - 30.9. [m ³ /s]
MAM(7)s10	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser mit einem Wiederkehrintervall von 10 Jahren, für den Zeitraum von 1.6. - 30.9. [m ³ /s]
MAM(30)s10	mittleres 30-tägiges Niedrigwasser mit einem Wiederkehrintervall von 10 Jahren, für den Zeitraum von 1.6. - 30.9. [m ³ /s]
MAMSP(7)s2.33	spezifischer Niedrigwasserabfluß, analog MAM(7)s2.33
MAMSP(30)s2.33	spezifischer Niedrigwasserabfluß, analog MAM(30)s2.33
MAMSP(7)s10	spezifischer Niedrigwasserabfluß, analog MAM(7)s10
MAMSP(30)s10	spezifischer Niedrigwasserabfluß, analog MAM(30)s10

Abflußganglinie

MAM(1)	mittlerer 1-tägiger Niedrigwasserabfluß [m^3/s]
LAM(Mo)	niedrigster mittlerer jährlicher Monatsabfluß für den Zeitraum 1.5. - 31.12. [l/s]
MAM(10)	mittlerer 10-tägiger Niedrigwasserabfluß [m^3/s]
STD(7)	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser für den Zeitraum 1.6 - 30.9., standardisiert durch die Einzugsgebietsfläche und die mittlere jährliche Abflußspende []
STD(7)w	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser für den Winter, standardisiert durch die Einzugsgebietsfläche und die mittlere jährliche Abflußspende []
MAMSP(7)	mittleres 7-tägiges Niedrigwasser für den Zeitraum 1.6 - 30.9., standardisiert durch die Einzugsgebietsfläche [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
MAMSP(30)	mittleres 30-tägiges Niedrigwasser für den Zeitraum 1.6 - 30.9., standardisiert durch die Einzugsgebietsfläche [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
STD(30)	mittleres 30-tägiges Niedrigwasser für den Zeitraum 1.6 - 30.9., standardisiert durch die Einzugsgebietsfläche und die mittlere jährliche Abflußspende []
STD(7)10	Verhältnis zwischen MAM(7)s10 und dem mittleren jährlichen Abfluß [%]
STD(30)10	Verhältnis zwischen MAM(30)s10 und dem mittleren jährlichen Abfluß [%]

Dauerlinie

Q95(10)	95 % Quantile; mit einer Abflußdauer von 10 Tagen [m^3/s]
QR	Verhältnis zwischen QMINw/QMINs.
QMINW	spezifischer Mindestabfluß für den Zeitraum zwischen 1.1. und dem ersten Frühlingshochwasser [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
QMINs	spezifischer Mindestabfluß für den Zeitraum zwischen 1.6. und 30.11. [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
Q90	90 % Quantile [m^3/s]
Q50	50 % Quantile [m^3/s]
Q95(1)	95 % Quantile; mit einer Abflußdauer von 1 Tagen [m^3/s]
Q95	95 % Quantile [m^3/s]
QMIN	Mindestabfluß [m^3/s]

Trockenwetterauslauflinie

ALPHA _{ss}	Leerlaufkoeffizient für Frühling und Sommer [l/Tage]
ALPHA _{aut}	Leerlaufkoeffizient für den Herbst [l/Tag]
ALPHA _{grow}	Leerlaufkoeffizient für die gesamte Wachstumsperiode (Frühling, Sommer, Herbst) [l/Tag]
K	Rezessionskonstante
K _s	Rezessionskonstante für den Zeitraum 1.5. - 30.9.
K _w	Rezessionskonstante für den Zeitraum 1.10. - 30.4.

Basisabfluß

MQK	Spezifischer Basisabfluß [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
MQ	Verhältnis Basisabfluß und mittlerer Abfluß für die Standardperiode 1970-80
MKG	Spezifischer Basisabfluß der Gesamtperiode [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$]
MQG	Verhältnis zwischen Basisabfluß und mittlerem Abfluß für die Gesamtperiode

Annex 4: Zusammenfassung der regionalen Niedrigwasser-Schätzmodelle aus 30 Studien der letzten 20 Jahre

Autor (Jahr)	Niedrig- (Gl.Nr.) wasser- kenngrösse	Gebietskenngrösse	R ² (%)	s.e. (%)	Region	Stich- Probe
Thomas & Benson						
(1970)	(1) 7Q2	AREA; AAR; SOIL; FOREST	-	59	Osten der USA	41
	(2) 7Q20	AREA; SL1085; SOIL; SNOW	-	106	"	"
	(3) 7Q2	AREA; AAR; SOIL; SNOW	-	306	Mitte der USA	41
	(4) 7Q20	AREA;	-	410	"	"
	(5) 7Q2	AREA; SL1085; FLOOD40	-	236	Süden der USA	42
	(6) 7Q20	AREA; SL1085; FLOOD40	-	490	"	"
	(7) 7Q2	AREA; SNOW; RAIN24/2	-	-	Westen der USA	44
	(8) 7Q20	AREA; AAR; RAIN24/2; FOREST	-	-	"	"
Wright						
(1970)	(9) MAM(1)	AREA; SL; GEO; ADF	96	-	Schottland	16
Brown						
(1971)	(10) LAM(Mo)	AREA	84	-	Kentucky, Tennessee Minnesota / USA	18
	(11) LAM(Mo), T=2	AREA	56	-	"	"
	(12) LAM(Mo), T=4	AREA	49	-	"	"
Wright						
(1974)	(13) LAM(Mo)	AREA; AAR; GEO; RAINW; RAINS	91	-	Südost - England	64
Armbruster						
(1976)	(14) 7Q10	AREA; AAR; SOIL	-	38	New York, Penn- sylvania, Mary- land/USA Teilregion 1	19
	(15) 7Q20	AREA; AAR; SOIL	-	43	"	"
	(16) 7Q50	AREA; AAR; SOIL	-	51	"	"
	(17) 7Q10	AREA; AAR; SOIL	-	29	Teilregion 2	19
	(18) 7Q20	AREA; AAR; SOIL	-	35	"	"
	(19) 7Q50	AREA; AAR; SOIL	-	42	"	"
	(20) 7Q10	AREA; AAR; SOIL	-	48	Teilregion 3	34
	(21) 7Q20	AREA; AAR; SOIL	-	55	"	"
	(22) 7Q50	AREA; AAR; SOIL	-	66	"	"
	(23) 7Q10	AREA; AAR; SOIL; FALAKE	-	33	Teilregion 4	16

	(24)	7Q20	AREA; AAR; SOIL	-	41	"	"
	(25)	7Q50	AREA; AAR; SOIL	-	44	"	"
<hr/>							
Chang & Boyer							
(1977)	(26)	7Q10	PERI; WIDTH; MSL; LAT; HMEAN	99	-	West-Virginia/ USA	12
	(27)	7Q10	PERI; WIDTH; MSL; TEMP; NORAIN	99	-	"	"
<hr/>							
Low Flow Studies							
(1980)	(28)	Q95(10)	AREA; AAR; BFI	52	-	England Schottland Irland	456
	(29)	MAM(10)	AREA; AAR; BFI	67	-	"	"
<hr/>							
Smyth							
(1980)	(30)	MAM(D)	AREA; AAR	-	-	Irland	35
<hr/>							
Bingham							
(1982)	(31)	7Q2	AREA; AAR; GEOD	38	-	Alabama/USA	109
	(32)	7Q10	AREA; AAR; GEOD	39	-	"	96
<hr/>							
Pereira & Keller							
(1982)	(33)	ALFASS	GEO	45	-	Schweiz	11
	(34)	ALFAAUT	GEO; PAST; DD	61	-	"	"
	(35)	ALFAGROW	GEO; DD	72	-	"	"
<hr/>							
Fuchs & Rubach							
(1983)	(36)	7Q2	AREA; PERI; HMEAN MSL; PRA; PRADD; WMS	95	-	Niedersachsen/ BRD	22
<hr/>							
Gustard							
(1983)	(37)	MAM(10)	AREA; AAR; SOIL	78	-	Großbritannien	150
	(38)	MAM(10)	AREA; AAR; BFI	86	-	"	"
<hr/>							
Arihood & Glatfelter							
(1986)	(39)	MAM(7),2	AREA; RATIO	99	-	Indiana/USA	82
	(40)	MAM(7),10	AREA; Ratio	98	-	"	"
<hr/>							
Kuusisto							
(1986)	(41)	QR=QMINW/ QMIN	FALAKE; AATEMP SNOW	89	-	Finnland	91
	(42)	QMINW	AREA; FALAKE	84	-	"	"
	(43)	QMIN	AREA; FALAKE; AATEMP; SNOW	87	-	"	"

Pilon & Condie							
	(44)	MAM(10)	AREA; BEI		"	Süd-Ontario/ Kanada	74
Wetzel & Bettendorff							
(1986)	(45)	MAN(7),2	AREA; HMEAN; FALAKE	72	-	Illinois, Indiana Kentucky, Ohio Pennsylvania, Virginia, West- Virginia, Tennes- see, Alabama	489
	(46)	MAM(7),2	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	72	-	"	"
	(47)	MAM(7),5	AREA; HMEAN; FALAKE	64	-	"	"
	(48)	MAM(7),5	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	64	-	"	"
	(49)	MAM(7),10	AREA; FALAKE; SL1085	59	-	"	"
	(50)	MAM(7),10	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	59	-	"	"
	(51)	MAM(7),20	AREA; FALAKE; SL1085	51	-	"	"
	(52)	MAM(7),20	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	51	-	"	"
	(53)	MAM(3),2	AREA; FALAKE; SL1085	68	-	"	"
	(54)	MAM(3),2	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	68	-	"	"
	(55)	MAM(3),10	AREA; FALAKE; SL1085	56	-	"	"
	(56)	MAM(3),10	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	56	-	"	"
	(57)	MAM(3),20	AREA; FALAKE; SL1085	52	-	"	"
	(58)	MAM(3),20	AREA; AAR; HMEAN; RATIO	52	-	"	"
	(59)	Q90	AREA; FALAKE; HMEAN	81	-	"	"
	(60)	Q50	AREA; AAR; HMEAN	97	-	"	"
Gustard, Marshall & Sutcliffe							
(1987)	(61)	Q95	AAR; FALAKE; BFI	67	-	Schottland	155
	(62)	MAM(10)	FALAKE; BFI	76	-	"	"
Wilcock & Hanna							
(1987)	(63)	Q95(1)	ADF; BFI; SOIL	85	-	Nord-Irland	14
	(64)	Q95(1)	ADF; SL1085; SOIL; STMFRQ	76	-	"	
Aschwanden & Schädler							
(1988)	(65)	q95	HMEAN; QMIN	94	-	Alpennordseite/ Schweiz HMEAN>1550m	25
	(66)	q95	HMEAN; QMIN	99	-	Alpensüdseite/ Schweiz HMEAN>1550m	12
	(67)	q95	HMEAN	87	-	Jura/Schweiz	7

Demuth							
(1989)	(68)	MQK	AAR; HMEAN; DD	81	-	West-Europa	54
	(69)	K	AAR; DD	35	-	"	"
	(70)	MQK	AAR; DD; FOREST	95	-	Finnland	17
	(71)	MQI	DD; SL	29	-	"	"
	(72)	MKG	AAR; DD; HMEAN	81	-	"	"
	(73)	MQG	AAR; DD	40	-	"	"
	(74)	K	AEREA; DD; FALAKE; VGS; RB	88	-	"	"

Gustard & Gross							
(1989)	(75)	Q95(1)	AREA; AAR; SOIL; URBAN	72	-	Projektgebiet FREND West-Europa	1033
	(76)	Q95(1)	AREA; AAR; SOIL; URBAN	77	-	England, Irland	533
	(77)	Q95(1)	AREA; AAR; FOREST; FOLIS	58	-	Frankreich	231
	(78)	Q95(1)	AREA; AAR; SOIL; URBAN	87	-	BRD	197
	(79)	Q95(1)	AREA; SOIL; WSEA	83	-	Belgien, Nieder- lande, Dänemark	72
	(80)	Q95(1)	AREA; AAR	91	-	Schweiz, Österreich	116
	(81)	Q95(1)	AREA; AAR	85	-	Norwegen, Finn- land, Schweden	199
	(82)	MAM(10)	AREA; AAR; SOIL; URBAN	72	-	Projektgebiet FREND West-Europa	1033
	(83)	MAM(10)	AREA; AAR; SOIL; URBAN	77	-	England, Irland	533
	(84)	MAM(10)	AREA; AAR; FOREST; FOLIS	65	-	Frankreich	231
	(85)	MAM(10)	AREA; AAR; SOIL; URBAN; WSEA	33	-	BRD	197
	(85)	MAM(10)	AREA; SOIL; WSEA	84	-	Belgien, Nieder- lande, Dänemark	72
	(86)	MAM(10)	AREA; AAR	92	-	Schweiz, Österreich	116
	(87)	MAM(10)	AREA; AAR	89	-	Norwegen, Finn- land, Schweden	199

Krokli							
(1989)	(87)	STD(7)W	HMAX; WPLAKE; COVER	62	-	Norwegen	172
	(88)	STD(7)	HMAX; WPLAKE; WIDTH	74	-	Teilregion 1	-
	(89)	STD(7)	HMAX; WPLAKE; WIDTH	75	-	Teilregion 2	-
	(90)	STD(7)	HMAX; WPLAKE; WIDTH	80	-	Teilregion 3	-
	(91)	STD(7)	HMAX; WPLAKE; WIDTH	74	-	Teilregion 4	-

Tallaksen							
(1989)	(92)	MAMSP(7)	AAR; RELIEF; MOUNT; KST	75	-	Norwegen	68
	(93)	MAMSP(30)	ADF; RELIEF; MOUNT; KST;	81	-	"	"

			WPLAKE				
(94)	STD(7)		AAR; RELIEF; MOUNT; KST;	83	-	"	"
			WPLAKE				
(95)	STD(30)		AREA; RELIEF; MOUNT; KST;	69	-	"	"
			WPLAKE				
<hr/>							
Arnell, Brown & Reynard							
(96)	Q95(10)		AAR; BFI; SEASON	66	-	England Schottland	383
<hr/>							
Bullock et al.							
(97)	Q50		AREA; BFI	68	-	Tanzania Malawi, Zimbabwe	57
<hr/>							
(98)	Q50		BFI	36	-	Tanzania	11
(99)	Q50		AREA	52	-	Malawi	34
(100)	Q50		BFI	63	-	Zimbabwe	57
<hr/>							
Linder							
(1990)	(101)	MQK	AAR; MSL; DD; FOREST	96	-	Süd-Schwarzwald	10
<hr/>							
Moltzau							
(1990)	(102)	MAM(7)S2.33	AXIS; MOUNT	56	-	Norwegen	51
	(103)	MAM(30)S2.33	AAR; AXIS; MOUNT	59	-	"	"
	(104)	MAM(7)S10	AXIS; MOUNT; WPLAKE	48	-	"	"
	(105)	MAM(30)S10	AXIS; MOUNT	45	-	"	"
	(106)	MAMSP(7)S2.33	AAR; AXIS; MOUNT; WPLAKE; SL1085	68	-	"	"
	(107)	MAMSP(30)S2.33	AAR; AXIS; MOUNT; WPLAKE; SL1085	81	-	"	"
	(108)	MAMSP(7)S10	AXIS; MOUNT; WPLAKE; SL1085	55	-	"	"
	(109)	MAMSP(30)S10	AAR; AXIS; MOUNT; WPLAKE; SL1085	68	-	"	"
	(110)	STD(7)	MOUNT; DD; WSEA	50	-	"	"
	(111)	STD(30)	AXIS; MOUNT; DD; SL1085; WSEA	65	-	"	"
	(112)	STD(7)10	MOUNT; WSEA	33	-	"	"
	(113)	STD(30)10	MOUNT; WSEA	38	-	"	"
<hr/>							
Görig							
(1992)	(114)	MQK	AREA; AAR; DD	73	-	Baden- Württemberg	66
	(115)	MQK	AREA; AAR; DD; FOREST	84	-	Südwest-Baden- Württemberg	26
	(116)	MQK	AREA; AAR; DD	82	-	Baden-Württem- berg ohne Südwesten	40

<hr/>							
Hagemann							
(1992)	(117)	K _S	AREA; GEO; FOREST	75	-	Baden- Württemberg	56
	(118)	K _W	AREA; GEO; FOREST	68	-	"	"
<hr/>							
Simonsen							
(1992)	(119)	Q _{MIN}	AREA	80	-	Schwarzwald	27
	(120)	Q _{MIN}	AREA; FOREST	84	-	"	
<hr/>							

