

Petra Schreiber

Regionalisierung des Niedrigwassers mit statistischen Verfahren

Unterstützt durch / Supported by:

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

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 4

Petra Schreiber

**Regionalisierung des Niedrigwassers
mit statistischen Verfahren**

50 Abbildungen, 12 Tabellen

1996

Professur für Hydrologie an der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Edited by:

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Dr. habil. Siegfried Demuth

Professur für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Editorial office:

Ingeborg Vonderstraß

© Copyright: Professur für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 1996

Verlag und Vertrieb / Published and sold by:

Professur für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Anschrift: Werderring 4, D-79098 Freiburg

ISSN 0945-1609

Vorwort

Für Gesellschaft und Umwelt stellen hydrologische Extreme eine besondere Belastung dar. Entsprechend gewinnt die nachhaltige und rationelle Nutzung des natürlichen Wasserdargebots zunehmend Bedeutung innerhalb der hydrologischen Forschung. Dies setzt jedoch profunde Kenntnisse der hydrologischen Verhältnisse in Raum und Zeit voraus. Dabei kommt der Vorhersage von Niedrigwasserereignissen und der Abschätzung ihrer Größe und Dauer - insbesondere für ungemessene Gebiete - eine Schlüsselrolle zu.

Niedrigwasserkenngößen lassen sich häufig mit den Speichereigenschaften der Grundwasserleiter in Verbindung bringen. Jedoch liegen wissenschaftliche Arbeiten zur Quantifizierung der Beziehung zwischen Niedrigwasser und hydrologischen Eigenschaften von Räumen nur vereinzelt vor. Hier setzt die Arbeit von Frau Dr. Schreiber an, indem sie die Variabilität von Niedrigwasserkenngößen auf die räumliche Variabilität physiogeographischer Gebietsmerkmale und hier insbesondere der Geologie, der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung zurückführt. Dazu wurde ein neues Regionalisierungsverfahren entwickelt, das in Verbindung mit einem Geographischen Informationssystem eine flächendeckende Abschätzung von Niedrigwasserkenngößen aus kategorialen thematischen Daten ermöglicht. Die Studie basiert auf über 300 Einzugsgebieten des Europäischen Wasser-Archivs (EWA), das im Rahmen des FRIEND-UNESCO-Projektes aufgebaut und eingerichtet wurde. Mit dem neuen Regionalisierungsverfahren wird nun eine verbesserte Planungsgrundlage für die nutzbare Quantität von Niedrigwasser bereitgestellt.

Frau Dr. Schreiber hat mit der vorliegenden Studie einen wesentlichen Beitrag zu den an der Universität Freiburg i.Br. laufenden Arbeiten zum Thema Regionalisierung geleistet. Wir danken dem Ministerium für Wissenschaft und Kunst Baden-Württemberg für die Gewährung eines Stipendiats und dem deutschen IHP für die Unterstützung der Projektarbeiten.

Christian Leibundgut Siegfried Demuth
Herausgeber

Inhalt

1	Einführung	5
1.1	Projekt-Hintergrund	5
1.2	Forschungsschwerpunkte	7
2	Untersuchungsraum	9
2.1	Beschreibung der naturräumlichen Haupteinheiten	11
2.2	Klima	14
2.3	Hydrographie	15
2.4	Anthropogene Einflüsse	18
3	Hydrologische Daten	20
3.1	Niederschlag	22
3.2	Abfluß	22
4	Thematische Daten	28
4.1	Erfassung digitaler thematischer Daten mit einem Geographischen Informationssystem (GIS)	29
4.2	Landnutzung	32
4.3	Geologie, Hydrogeologie und Petrographie	32
5	Statistische Verfahren zur Regionalisierung des Niedrigwassers	35
5.1	Kriging-Verfahren	37
5.2	Multiple Regressionsanalyse	45
5.2.1	Allgemeine Grundlagen der multiplen Regressionsanalyse	45

5.2.2	Kategoriale Daten zur Erstellung von multiplen Regressionsmodellen	47
5.2.3	Entwicklung eines modifizierten multiplen Regressionsansatzes	49
5.3	Zusammenfassung	50
6	Bestimmung des Niedrigwassers	53
6.1	Untersuchung der Abflußdauerlinie (Q_{347}) und der Abflußganglinie (MAM(10))	54
6.1.1	Zeitliche Variabilität des MAM(10)	56
6.1.2	Räumliche Variabilität des MAM(10)	59
6.2	Basisabfluß nach dem DEMUTH-Verfahren	61
6.2.1	Zeitliche Variabilität des Basisabflusses	64
6.2.2	Räumliche Variabilität des Basisabflusses	69
6.3	Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses	74
6.3.1	Zeitliche Variabilität der Leerlaufkoeffizienten	79
6.3.2	Räumliche Variabilität der Leerlaufkoeffizienten	85
6.4	Zusammenfassung	90
7	Interpolation von Niedrigwasserkenngrößen mit dem Kriging-Verfahren	92
7.1	Räumliche Darstellung des MAM(10)	93
7.2	Räumliche Darstellung des Basisabflusses	98
7.3	Räumliche Darstellung der Leerlaufkoeffizienten	103
7.4	Zusammenfassung	109
8	Regionalisierung der Niedrigwasserkenngrößen mit dem modifizierten multiplen Regressionsansatz	110
8.1	Untersuchung der Prädiktorvariablen	111

8.1.1	Gültigkeitsbereich der multiplen Regressionsmodelle	112
8.1.2	Interkorrelationen der Prädiktorvariablen	117
8.2	Räumliche Darstellung des MAM(10)	118
8.3	Räumliche Darstellung des Basisabflusses	127
8.4	Räumliche Darstellung der Leerlaufkoeffizienten	134
8.5	Zusammenfassung	136
9	Ergebnisse und Ausblick	137
	Literatur	143

1 Einführung

Konflikte zwischen industriellen und landwirtschaftlichen Nutzungsansprüchen auf Oberflächengewässer und einem gestiegenen ökologischen Bewußtsein bestehen vor allem in Niedrigwasserperioden. Obwohl es in der Bundesrepublik Deutschland keine entsprechende gesetzliche Regelung gibt, streben die Wasserwirtschaftsverwaltungen an, eine ökologisch vertretbare Restwassermenge in den Fließgewässern zu garantieren (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG 1992). Detaillierte Untersuchungen über die räumliche und zeitliche Variation der Wasserressourcen sind deshalb besonders wichtig. Sie bilden die Planungsgrundlagen für die nutzbare Quantität des natürlichen Wasserdargebots.

Die räumliche und die zeitliche Auswertung gemessener Abflußdaten stellt hierfür die Grundlage dar. "Die Verwendbarkeit der erhobenen Daten beginnt für die Praxis jedoch vielfach erst dort, wo gültige flächenhafte Aussagen gemacht werden können" (LEIBUNDGUT 1984: 145). Es besteht deshalb die Notwendigkeit der Abschätzung von Niedrigwasserkenngößen in Gebieten ohne Meßdaten. In der vorliegenden Studie werden methodische Ansätze entwickelt und getestet, die eine Umsetzung der Daten in planungsrelevante Dimensionen ermöglichen.

1.1 Projekt-Hintergrund

Die vorliegende Arbeit ist in das FRIEND-Projekt (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) eingebunden. Dieses Projekt wurde im Jahr 1984 unter dem Akronym FREND (Flow Regimes from Experimental and Network Data) im Rahmen der III. Phase (1984-1989) des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP) der UNESCO ins Leben gerufen. Anfängliche Zielsetzung war das Zusammenführen von zahlreichen separaten Untersuchungen kleiner Forschungsgebiete in Mittel-, West- und Nordeuropa. Mit einer Erweiterung des Gebietes um den Mittelmeerraum und Osteuropa wurde dieses Projekt unter dem Namen FRIEND (1990-1995) fortgeführt.

Seit Beginn der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) (1965-1974), welche später vom IHP abgelöst wurde, wurden kleine Forschungsgebiete eingerichtet und betrieben. Sie wurden damals als Repräsentativgebiete für definierbare geographische, geologische oder klimatische Regionen verstanden. Das Ziel der Untersuchung dieser Repräsentativgebiete war, das Regime der betreffenden Region hydrologisch vollständig zu beschreiben. Später setzte sich die Erkenntnis durch, daß ein 'Repräsentativgebiet' ein Individuum darstellt und kaum stellvertretend für eine Region sein kann (LIEBSCHER 1992). Die ursprüngliche Konzeption wurde abgewandelt. Die Forschung in den jetzt 'Untersuchungsgebiete' genannten kleinen Forschungsgebieten verfolgte mehrere Ziele: Die Erkennung der physikalischen Prozesse des Wasserkreislaufs, die vergleichende Betrachtung von regionalen hydrologischen Untersuchungen mit dem Ziel, die Erkenntnisse aus kleinen Untersuchungsgebieten auf andere und größere

Regionen zu übertragen, die Untersuchung des Einflusses natürlicher und anthropogener Veränderungen auf den Wasserhaushalt (z.B. Klimaänderungen, Veränderungen der Vegetation, Veränderungen der Bodenverhältnisse infolge von Erosion etc.) und die Entwicklung hydrologischer Berechnungsverfahren (IHP 1985).

Im Jahre 1983 wurde ein Katalog der kleinen Forschungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland mit den wichtigsten geographischen und geomorphologischen Kenngrößen erarbeitet (IHP 1983). Die 'Empfehlung für die Auswertung der Meßergebnisse von kleinen hydrologischen Untersuchungsgebieten' folgte dieser Publikation im Jahre 1985 (IHP 1985).

Die dreijährige Zusammenarbeit (1985 bis 1988) einer internationalen Forschergruppe am Institute of Hydrology in Wallingford (UK) legte den Grundstein für eine nach einheitlichen Richtlinien geführte Untersuchung der Daten. Dies war eine wichtige Voraussetzung, um die Forschungsergebnisse aus den Einzugsgebieten zu verallgemeinern und auf andere Gebiete zu übertragen (DEMUTH 1993). Zu diesem Zweck wurden eine umfangreiche hydrologische Datenbank, das European Water Archive (EWA), konzipiert und hydrometeorologische Daten kleiner hydrologischer Untersuchungsgebiete und ausgesuchter Stationen der amtlichen Meßnetze von 13 mittel-, west- und nordeuropäischen Ländern gesammelt.

Innerhalb des FRENDD- und des folgenden FRIEND-Projekts wurden in fünf Projektgruppen unterschiedliche Themenschwerpunkte bearbeitet: (1) Datenbank, (2) Niedrigwasser, (3) Großskalige Variation von Abflußparametern, (4) Methoden zur Schätzung extremer Niederschläge und Abflüsse und (5) Physikalische Prozesse der Abflußbildung in kleinen Einzugsgebieten. Es wurde vereinbart, die Untersuchungsergebnisse aller Projektgruppen auf internationalen Symposien in zeitlichen Abständen von etwa vier Jahren vorzustellen und zu diskutieren (LIEBSCHER 1992). Die ersten beiden Symposien fanden 1989 in Bolkesjö (Norwegen) und 1993 in Braunschweig statt. Begleitend dazu wurden umfangreiche Berichte zum Stand der Forschungen in den Projektgruppen publiziert (GUSTARD et al. 1989 und GUSTARD (ed.) 1993).

Die ersten Arbeiten der Projektgruppe Niedrigwasser befaßten sich mit der Entwicklung und Anwendung standardisierter Auswerteverfahren, als Grundlage für die vergleichende Betrachtung von Niedrigwasserkenngrößen aus unterschiedlichen Forschungsgebieten. Als deutscher Beitrag wurden aus der genannten Empfehlung des IHP 1985 zwei Verfahren zur Beschreibung der Speichereigenschaften von Einzugsgebieten ausgewählt und weiterentwickelt. Es handelt sich dabei um Methoden zur Untersuchung der Trockenwetterauslauflinie und des Basisabflusses, des grundwasserbürtigen Abflusses nach dem WUNDT/KILLE-Verfahren (WUNDT 1958, KILLE 1970, DEMUTH 1993). Nach der Entwicklung rechnergestützter, automatisierter Verfahren zur Ermittlung dieser beiden Kenngrößen wurden diese an umfangreichen Datensätzen getestet.

Die Berechnung verschiedener Niedrigwasserkenngrößen nach einheitlichen Verfahren für hydrologische Datensätze aus dem gesamten Projektraum Mittel-, West- und Nordeuropa ermöglichte eine vergleichende räumliche Betrachtung. Regionale Muster des saisonalen Niedrigwasserverhaltens wurden erkannt und beschrieben. Danach treten die niedrigsten jährlichen Abflüsse in den Alpen und in den nordeuropäischen Ländern während der Wintermonate auf. In

den übrigen Teilen des Projektraumes dominieren sommerliche bis herbstliche Niedrigwasserperioden (GUSTARD et al. 1989).

Hydrologische Daten liegen trotz neuer Verfahren zur flächendetaillierten Erkundung (Satelliten, Radar) überwiegend als Punktdaten vor. Die technischen Mittel zur Erhebung von Punktmessungen liefern meist Punkt-Meßdaten von hoher Qualität, die Auswerteverfahren behalten jedoch meist den punktförmigen Charakter der Meßdaten bei (LEIBUNDGUT 1984). Das Übertragen und Verallgemeinern hydrologischer Parameter über unterschiedliche Räume und Zeiten wird in der Hydrologie unter dem Begriff Regionalisierung zusammengefaßt (KOBUS 1992). Im Rahmen des DFG-Forschungsschwerpunkts 'Regionalisierung in der Hydrologie' wurde versucht, den Begriff der Regionalisierung zu präzisieren. Einen umfassenden Vorschlag zur Definition von Regionalisierung formulierte BECKER 1992: 20: "Regionalisierung ist die regionale Übertragung oder flächenhafte Verallgemeinerung (Generalisierung) einer Größe oder einer Funktion (eines Modells) beziehungsweise der Parameter dieser Funktion (dieses Modells)". Das Übertragen von Modellansätzen und das Entwickeln regionaler Übertragungsfunktionen ist auf der Basis dieser Definition ebenso möglich wie die räumliche Interpolation von Punktinformationen.

Im Niedrigwasserschwerpunkt des FRIEND-Projekts wurden mit multiplen Regressionsansätzen regionale Übertragungsmodelle zur Abschätzung von Niedrigwasserparametern entwickelt. Die diversen berechneten Niedrigwasserkenngößen wurden zu einer Vielzahl von Einzugsgebietscharakteristika in Beziehung gesetzt. Die Bodentypen und die Geologie der Flusseinzugsgebiete stellten sich hierbei als wichtige Faktoren heraus (GUSTARD et al. 1989). In Großbritannien wurden zum Beispiel zwölf Bodenklassen zur Abschätzung von mittleren siebentägigen Abflußminima und Abflußdauerlinien herangezogen (GUSTARD & IRVING 1994). Für Baden-Württemberg wurde ein hydrogeologischer Index entwickelt, der die Abschätzung des Basisabflusses ermöglicht (DEMUTH & HAGEMANN 1994).

1.2 Forschungsschwerpunkte

Aufbauend auf den Erfahrungen und Erkenntnissen der Projektgruppe Niedrigwasser liefert diese Studie einen weiteren Baustein zur detaillierten Beschreibung von Niedrigwasser in Raum und Zeit. Die in der Anfangsphase des Projekts entwickelten standardisierten Verfahren und insbesondere die umfangreiche Datensammlung mittlerer täglicher Abflüsse bilden hierfür eine wichtige Grundlage.

In Südwestdeutschland, einem Teilgebiet des FRIEND-Projektraumes, werden in der vorliegenden Studie verschiedene Niedrigwasserkenngößen ermittelt und ihre zeitlichen Variationen detailliert untersucht. Zur Ergänzung zu bestehenden Übertragungsfunktionen werden statistische Ansätze getestet bzw. modifiziert, die eine Regionalisierung von Niedrigwasserkenngößen in Südwestdeutschland ermöglichen.

Als statistische Ansätze dienen zum einen das Kriging-Verfahren und zum anderen die Methode der multiplen Regression. Mit der Anwendung des Kriging-Verfahrens wird geprüft, ob sich ein Inter- und Extrapolationsverfahren eignet, Niedrigwasserkenngrößen im Raum darzustellen. Der klassische regressionsanalytische Ansatz zur Übertragung von Niedrigwasserkenngrößen wird in dieser Studie modifiziert. Digitale Datensätze der hydrogeologischen Eigenschaften der Einzugsgebiete bilden die Datengrundlage für die Erstellung neuer multipler Regressionsmodelle. Die Modifizierung ermöglicht das Einbeziehen kategorialer Daten und die Entwicklung regionaler Übertragungsmodelle zur flächendeckenden Darstellung von Niedrigwasserkenngrößen.

Im einzelnen werden folgende Schwerpunkte in dieser Studie behandelt:

- (1) Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variation verschiedener Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland:
 - Niedrigwasserkenngrößen aus der Abflußdauerlinie (Q_{347}) und der Abflußganglinie (MAM(10))
 - Basisabflüsse nach dem DEMUTH-Verfahren
 - Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses
- (2) Anwendung des Kriging-Verfahrens auf Niedrigwasserkenngrößen
- (3) Modifizierung des klassischen regressionsanalytischen Ansatzes zur Übertragung von Niedrigwasserkenngrößen
- (4) Entwicklung regionaler Schätzmodelle für Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland mit einem modifizierten multiplen Regressionsansatz

2

Untersuchungsraum

Die Festlegung des Untersuchungsraumes war abhängig von der Verfügbarkeit hydrologischer Zeitreihen im European Water Archive. Neben den hydrologischen Daten entschied das Vorhandensein thematischer Kartengrundlagen über die endgültige Festlegung des Untersuchungsraumes. Resultierend daraus umfaßt der Untersuchungsraum die Region Südwestdeutschland. Die Gebietsgrenzen werden im Westen und im Süden durch den Rhein bzw. die politischen Grenzen zu Frankreich und der Schweiz bestimmt. Im Norden sind noch Teile des Mains und im Osten der Lech eingeschlossen.

Südwestdeutschland wird in die beiden Großräume Oberrheinischer Landschaftsverband und Alpenvorland unterteilt (HUTTENLOCHER 1972). Zum Oberrheinischen Landschaftsverband zählen die Oberrheinische Tiefebene, die hohen Randgebirge Schwarzwald und Odenwald und das anschließende Schichtstufenland. Innerhalb dieser Großräume ist das Gebiet besonders vielfältig in seiner natürlichen Ausstattung. Aus dem Relief, den Böden, dem Klima und der natürlichen Vegetation leitet sich die naturräumliche Gliederung des Untersuchungsraumes ab. In Abbildung 2.1 ist die naturräumliche Gliederung von Baden-Württemberg dargestellt. Neun Gruppen naturräumlicher Haupteinheiten und eine Vielzahl von Untergruppen werden in Südwestdeutschland unterschieden (BORCHERDT 1991):

- 1 Oberrheinische Tiefebene
 Hessische Rheinebene, Rhein-Neckarebene, Vorderpfälzer Tiefland, Nördliche Oberrheinniederung, Haardt-Ebenen, Offenburger Rheinebene, Freiburger Bucht, Kaiserstuhl, Markgräfler Rheinebene, Markgräfler Hügelland
- 2 Schwarzwald und Odenwald
 Nördlicher Talschwarzwald, Enzhöhen und Grindenschwarzwald, Schwarzwälder Randplatten, Mittlerer Schwarzwald, Südöstlicher Schwarzwald, Hochschwarzwald, Vorderer Odenwald, Sandstein Odenwald, Sandstein Spessart
- 3 Schwäbische Alb
 Albuch und Härtsfeld, Lonetal-Flächenalb, Mittlere Kuppenalb, Mittlere Flächenalb, Hohe Schwabenalb, Baaralb und Oberes Donautal, Hegaualb
- 4 Albvorland
 Vorland der östlichen Schwäbischen Alb, Vorland der Mittleren Schwäbischen Alb, Vorland der westlichen Schwäbischen Alb
- 5 Keuper-Bergland
 Frankenhöhe, Mittelfränkisches Becken, Schwäbisch-Fränkische Waldberge, Welzheimer Wald und Schurwald, Glemswald und Schönbuch, Filder

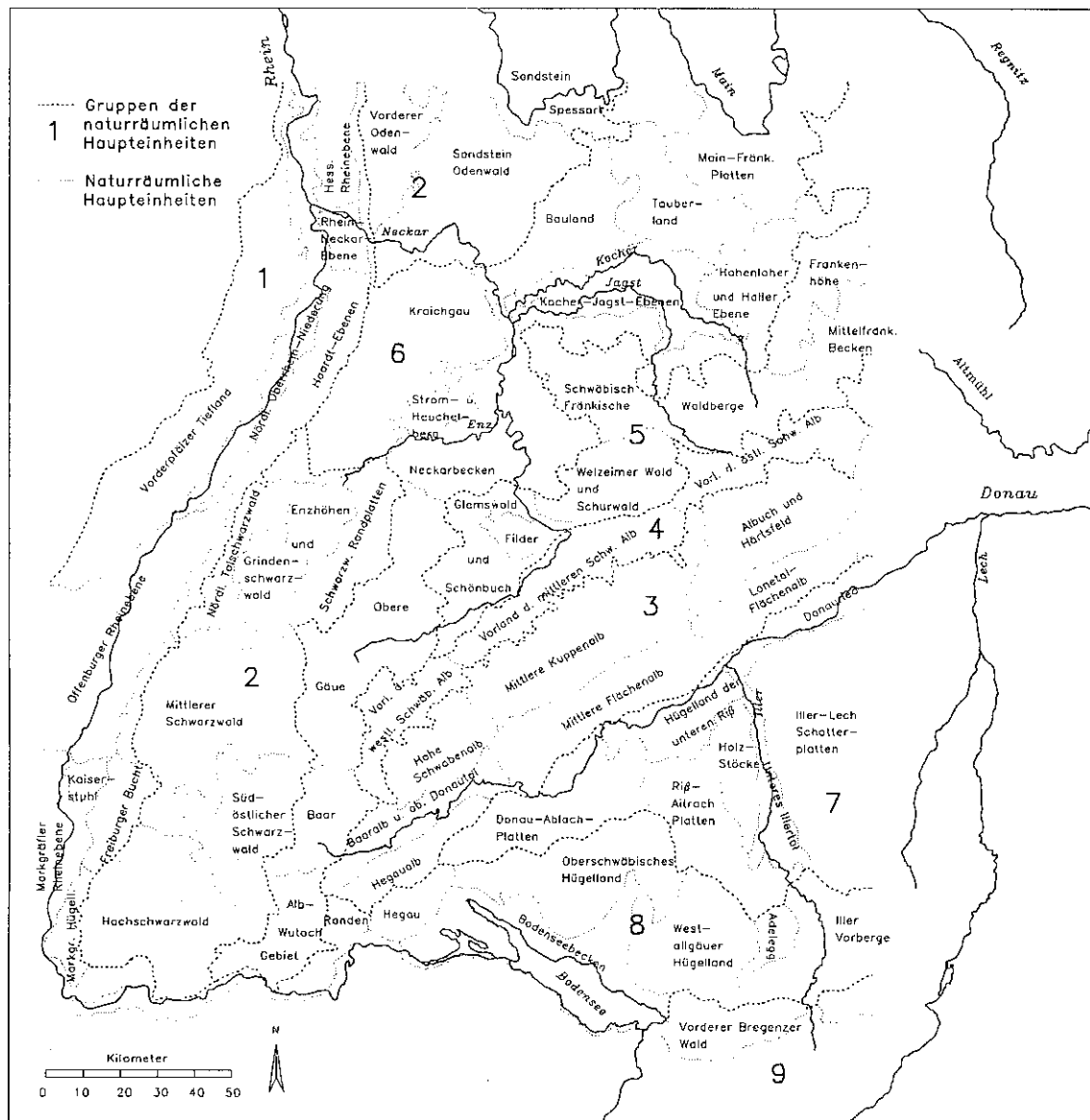


Abb. 2.1 Naturräumliche Gliederung von Südwestdeutschland (Zahlen siehe Text)

- 6 Gäulandschaften
Alb-Wutach-Gebiet, Baar, Obere Gäue, Kraichgau, Strom- und Heuchelberg, Neckarbecken, Bauland, Kocher-Jagst-Ebenen, Hohenloher und Haller Ebene, Tauberland, Main-Fränkische Platten
- 7 Altmoränenland
Donauried, Hügelland der unteren Riß, Donau-Ablach-Platten, Iller-Lech-Schotterplatten, Unteres Illertal, Holzstöcke, Riß-Aitrach-Platten

- 8 Jungmoränenland
Iller-Vorberge, Adelegg, Westallgäuer Hügelland, Oberschwäbisches Hügelland,
Bodenseebecken, Hegau
- 9 Voralpen
Vorderer Bregenzer Wald

2.1 Beschreibung der naturräumlichen Haupteinheiten

Oberrheinische Tiefebene

Die Oberrheinische Tiefebene bildet die östliche Begrenzung des Untersuchungsraumes. Sie stellt eine 250 km lange und 35 km breite, durch junge Brüche und Senkungen reaktivierte Aufschüttungsebene dar (HANDTKE 1993). Die Oberrheinische Tiefebene wird von quartären Kiesen, Sanden und zwischengeschalteten Tonbändern aufgebaut, die das Tertiär des Grabens überlagern. Die Niederterrasse, die 5 bis 18 m über dem Rhein liegt, weist verbreitet Schwemmlöß auf. Breite Schwemmkegel aus den Tälern von Schwarzwald und Odenwald überlagern die Schotter. In der nördlichen Oberrheinischen Tiefebene finden sich dünenartige Bildungen von Flugsanden (GEYER & GWINNER 1991).

Randlich ragen zum Teil Schollen aus der quartären Füllmasse der Oberrheinischen Tiefebene heraus, sie bilden die Vorberge und die niederen Randhügel. Dazu gehören zum Beispiel das Markgräfler Hügelland, der Tuniberg und Kaiserstuhl und die Bergstraße. Im Kaiserstuhl überragen jungtertiäre Vulkanite die Niederterrasse (HUTTENLOCHER 1972).

Schwarzwald und Odenwald

Die beiden Randgebirge Schwarzwald und Odenwald im westlichen Teil des Untersuchungsraumes zeigen zum Oberrhein hin steile Bruchstaffeln und nach Osten eine flache Abdachung. Die größten Höhen werden im Südschwarzwald mit dem Feldberg (1493 m ü. NN) und im Nordschwarzwald mit der Hornisgrinde (1164 m ü. NN) erreicht. Die Kinzig durchfließt als einziger Fluß die gesamte Ost-West Erstreckung des Schwarzwaldes, sie grenzt den nördlichen vom südlichen Schwarzwald ab. Die dem Oberrheingraben zugewandte westliche Seite und die zentralen Bereiche von Schwarzwald und Odenwald bestehen aus Gneisen und Graniten. Die vergleichsweise homogene Beschaffenheit der massig-körnigen Gneise und Granite führt zu sanften Geländeformen auf den Höhen (GEYER & GWINNER 1991). An der Nord- und Ostabdachung von Schwarzwald und Odenwald ist mit dem Buntsandstein die unterste Schicht der triassischen Deckschichten erhalten. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 400 m im Odenwald und Nordschwarzwald, im Süden des Schwarzwaldes nimmt sie bis auf wenige Meter ab. Die Steilstufe des Hauptbuntsandsteins ragt bis zu 250 m über die Höhen des westlichen Grundgebirgsschwarzwaldes auf (HUTTENLOCHER 1972). Der gesamte hohe Schwarzwald

wurde glazial überformt. Im Feldberggebiet, dem Zentrum der letzten Vereisung, sind hauptsächlich Kare, Täler mit U-förmigem Querschnitt, übertiefte Becken und Rundhöcker als glazialer Formenschatz noch erhalten (GEYER & GWINNER 1991). In ehemals periglazialen Bereichen liegen über dem vergrusten Kristallinsockel periglaziale Schuttdecken.

Schwäbische Alb

Die Schwäbische Alb erstreckt sich vom Hochrhein bis zum Nördlinger Ries. Sie ist in ihrer Südwest-Nordost Erstreckung etwa 200 km lang und 40 km breit. Die Albhochfläche liegt in ihrem Stirnbereich, dem Albtrauf, in der Westalb (vom Rhein bis etwa zur Linie Reutlingen-Sigmaringen) 800 bis 1000 m, in der Mittleren Alb (bis etwa zur Linie Göppingen-Ulm) 700 bis 800 m und in der Ostalb (bis zum Nördlinger Ries) um 700 m hoch. Der Albtrauf überragt somit das jeweilige Vorland um 250 bis 400 m (GEYER & GWINNER 1991).

Parallel zum Albtrauf lassen sich nach dem geologischen Aufbau drei Einheiten unterscheiden. Die Schichtflächenalb aus Unteren Weißjurakalken ist flächig nur im Südwesten der Alb ausgebildet. Traufeinwärts setzt mit den Mittleren Weißjurakalken die Kuppenalb ein. Mit einer nach Norden ausgerichteten Stufe ist sie auf der Mittleren Alb und Ostalb ausgebildet. Sie ist stark verkarstet, besitzt viele Schichtquellen und ein dichtes Netz von Trockentälern. Die Kuppenalb endet mit der Klifflinie, einer nach Südosten gewandten Stufe. Durch diese Klifflinie des miozänen Molassemeeres getrennt, schließt sich südlich die Flächenalb, die ehemalige Abrasionsfläche des Molassemeeres, in weiten Verebnungen an. Gegen Süden verschwindet die niedrige, donauseitige Flächenalb unter der eiszeitlich geprägten Schwäbischen Hochfläche (DONGUS 1977).

Im Osten der Schwäbischen Alb schließt sich das Nördlinger Ries an, ein kreisrunder Impaktkrater innerhalb der Juratafel mit einem Durchmesser von ungefähr 26 km. Der im Altmiozän (BORCHERDT 1991) bis Mittelmiozän (HANDTKE 1993) entstandene Rieskrater bildet eine Ebene aus mächtigen Lehmen und wird allseitig vom Albtrauf umrandet.

Albvorland

Nördlich der Schwäbischen Alb schließt sich das Albvorland an. Der Schwarzjura nimmt dort weite, oft von Lößlehm bedeckte Flächen ein. Die Schichtstufen des Albvorlandes wurden aus bis zu 80 m mächtigen Schwarzjuraschichten und 100 m mächtigen Braunjuraschichten herauspräpariert. Sie bilden die Hügel und Terrassen des Albvorlandes. Schwarz- und Braunjura bestehen hauptsächlich aus Tonen und Mergeln geringer Widerstandsfähigkeit. In die mächtigen Tone haben sich Bäche tief eingeschnitten (HUTTENLOCHER 1972).

Keuper-Bergland

Das Keuper-Bergland setzt am Mittleren Neckar ein und bildet nach Nordosten eine immer breiter werdende Landschaft. Die Schichten des mittleren und oberen Keupers bestehen aus wechselnden Folgen von leicht ausräumbaren Mergeln und widerständigen Sandsteinen (BORCHERDT 1991). Die Sandsteine sind als Stufenbildner weitgehend bewaldet. In die Keuperhöhen hat sich ein dichtes und viel verzweigtes Talnetz eingeschnitten. Im Innern dieses Talnetzes ist die Landschaft als wellige Hochfläche ausgebildet.

Gäulandschaften

Große Flächen des Untersuchungsraumes nehmen die Gäulandschaften ein. Zwischen den Sandsteingebieten der Randgebirge Schwarzwald und Odenwald und dem Albvorland bilden sie ausgedehnte Ebenen. Zwischen Schwarzwald und Odenwald dringt die breite und tiefe Mulde des Kraichgaus bis zur Oberrheinischen Tiefebene vor. In der tektonischen Senke des Kraichgaus liegen Reste von Keuperschichten. Die Muschelkalkflächen der waldarmen Gäuplatten bilden einen Gegensatz zu den Waldhöhen des Buntsandsteins und zu den bewaldeten Keuperbergen. Die Muschelkalkflächen der Gäuplatten hinter dem Stufenrand sind stark verkarstet, Trockentäler und Erdfälle charakterisieren die Heckengäue. Die von wenig mächtigen Schichten des Lettenkeupers überdeckten und abgedichteten Korngäuplatten schließen sich an. Hier finden sich ausgedehnte Lößdecken (HUTTENLOCHER 1972).

Altmoränenland

Das südlich der Schwäbischen Alb gelegene Altmoränenland ist ein weiter Senkungstrog, der in der Rißeiszeit zuletzt glazial überformt wurde. Eine bis zu 3000 m mächtige tertiäre Gesteinsfolge (Molasse) lagert im Altmoränenland. Relikte pleistozäner Schmelzwasserrinnen und pleistozän aufgeschütteter Moränen und Schotterkörper der Vorlandgletscher sind aus der Rißeiszeit noch zu finden. Die Landschaft wird durch weitgespannte Platten, flache Hügel und breite, oft vermoorte Talzüge gebildet. Terrassierte Schmelzwasserrinnen befinden sich albnah (HANDTKE 1993). Die höchstgelegenen, tertiären Terrassen sind tief verwittert und entkalkt.

Jungmoränenland

Das Jungmoränenland mit dem Bodenseebecken schließt sich im Süden an. Die würmeiszeitliche Vereisung hinterließ ein unruhiges Relief, Endmoränenwälle umrahmen in langen Girlanden fruchtbare Grundmoränenplatten. Morphologisch zeigt sich ein unruhiges Gewirr von steilen Hügeln und unterschiedlich großen Beckenräumen mit Seen und Mooren. Im Süden des Oberschwäbischen Molassebereiches erhebt sich die Adelegg als aufgerichtete Vorlandmolasse (Nagelfluh). Diese Nagelfluhberge, einst vom Eis umflossene Härtlinge, erheben sich bis auf 1118 m am Schwarzen Grat.

Eine Besonderheit im Jungmoränenland ist das tektonisch angelegte und durch Eismassen des Vorlandgletschers übertiefte Zungenbecken des Bodensees. Der Bodensee ist mit 538 km² Fläche der zweitgrößte Alpenrandsee (HANDTKE 1993). Nordöstlich des Bodensees befindet sich der Hegau mit seinen zahlreichen Vulkanruinen.

Voralpen

Der südlichste Teil des Untersuchungsraumes liegt am Alpenrand. Im äußersten Süden erreicht der Untersuchungsraum mit der Mädelegabel (2645 m ü. NN) seine größte Höhe. Späte Dekkenschübe am Alpenrand bewirkten Verstellungen in der Süßwassermolasse und in der Vorlandmolasse. Die Rhein- und Iller-Gletscher überprägten dieses Gebiet. Schmelzwässer und eine Verfirnung der höchsten Grate formten weite Täler aus (HANDTKE 1993).

2.2 Klima

Südwestdeutschland liegt im Grenzbereich zwischen dem ozeanischen Klima Westeuropas und dem kontinentalen Klima der großen asiatischen Landmasse. Das ozeanische Klima zeichnet sich durch einen mäßigen Jahresgang der Temperatur und einen ganzjährigen Einfluß zyklonalen Westwinde aus. Die ganzjährig zyklonalen Niederschläge weisen ein Maximum im Herbst oder Winter auf. Das Kontinentalklima der hohen Mittelbreiten bedeutet strenge Winter durch ein winterlich kontinentales Kältehoch und heiße Sommer durch ein kontinentales Hitzetief; das Niederschlagsmaximum liegt im Sommer. Im Untersuchungsraum dominiert der Einfluß des ozeanischen Klimas. Kontinentale Luftmassen können im Winter zu Kälteeinbrüchen oder zu anhaltenden Trockenperioden im Sommer führen.

Ein weiterer klimatischer Steuerfaktor ist das Relief: Es verursacht Luv-Lee Effekte. Diese entscheiden vor allem über die Niederschlagsverteilung im Untersuchungsraum (HUTTENLOCHER 1972). Im mittleren Jahresverlauf treten Westwetterlagen am häufigsten auf. Sie bringen auch die ergiebigsten Niederschläge mit sich. Die nach Westen exponierten Höhengebiete erhalten mit Steigungsregen die höchsten Jahresniederschläge. Tabelle 2.1 gibt die durchschnittlichen Höhen, Jahresmitteltemperaturen und mittleren Jahresniederschläge ausgewählter Landschaften wieder. Die größten Niederschlagsmengen werden in den Allgäuer Alpen (bis >2000 mm/a) und im Schwarzwald (Feldberg 2100 mm/a) gemessen. Weitere topographische Hindernisse mit erhöhten Niederschlägen sind die Schwäbische Alb (750 bis 1400 mm/a) und die Schichtstufen des Keuper-Berglandes (750 bis 600 mm/a). Relative Trockenräume lassen sich in der durch die Vogesen abgeschirmten Oberrheinischen Tiefebene (600 bis 900 mm/a) und in den Beckenräumen der Gäulandschaften (650 bis 900 mm/a) erkennen.

Tab. 2.1 Jahrestemperaturen und Jahresniederschläge in Südwestdeutschland (Daten aus HUTTENLOCHER 1972 und BORCHERDT 1991)

REGION	Durchschnittliche Höhen	Jahresmitteltemperatur	Mittlerer Jahresniederschlag
<u>OBERRHEINISCHE TIEFEBENE</u>			
nördlicher Bereich	300 - <100 m	>10 °C	600 - 900 mm 600 mm
<u>SCHWARZWALD</u>			
Nordschwarzwald	600-800 m		900 - >1400 mm 900 - >1400 mm
südlich der Kinzig (Feldberg)	>1000 m	6 °C (3,2 °C)	>1400 mm (2100 mm)
<u>SCHWÄBISCHE ALB</u>			
Mittlere Alb	ca. 800 m	6 °C	750 - 1400 mm
Südöstlicher Bereich	700 - 1000 m		
<u>KEUPER-BERGLAND</u>			
			750 - 900 mm örtlich darüber
<u>GÄULANDSCHAFTEN</u>			
Beckenräume zw. Schwäbischer Alb und Odenwald	500 - 700 m		650 - 900 mm
Neckarbecken	200 - 400 m	9 °C	650 - 750 mm
<u>ALPENVORLAND</u>			
Bodenseebecken	300 - 500 m	6 - 7 °C	750 - 1400 mm 750 - 900 mm
<u>VORALPEN</u>	>1000 m		bis >2000 mm

2.3 Hydrographie

Der Untersuchungsraum wird von den beiden Strömen Rhein und Donau entwässert. Zwischen dem Rheineinzugsgebiet und dem Donaueinzugsgebiet verläuft die Europäische Wasserscheide zwischen Nordsee und Schwarzem Meer. Das Einzugsgebiet der Donau stellt ungefähr ein Viertel des Untersuchungsraumes (ca. 14 000 km²) dar, die übrige Fläche entwässert zum Rhein.

Das Einzugsgebiet der Donau verbreitert sich ausgehend vom Donauursprung keilförmig nach Osten. Ein Großteil der Schwäbischen Alb, das nördliche Oberschwaben, das Alpenvorland und

die Alpen werden von der Donau entwässert. Die Brigach (Quelle: 962 m ü. NN) und die Breg (Quelle: 1078 m ü. NN) bilden zusammen mit einer Donau-Karstquelle bei Donaueschingen die Donau. Über 50 km verläuft die Donau durch die Südwest-Alb. Kurz vor Ulm hat die Donau einen mittleren Abfluss von ca. 25–30 m³/s. Durch den Zufluss des Iller, dem ersten Albseitenfluß

Tab. 2.2 Quellvorkommen und Quellschüttungen in Südwestdeutschland (Daten aus VILLINGER 1972, MINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND UMWELT, BADEN-WÜRTTEMBERG 1977 und GEYER & GWINNER 1991)

<u>GEOLOGIE</u> Region	Mittlere Quellschüttung (MQ) [l/s]	Quellvorkommen und Bemerkungen Beispiele
<u>BUNTSANDSTEIN</u> Schwarzwald	10 - >60	Horizontgebundene Schichtquellen an der Basis des Mittleren (Eck'sches Konglomerat) und des Unteren Buntsandsteins
<u>MUSCHELKALK</u>	5 - 400	Karstquellen im Oberen Muschelkalk Schüttungsschwankungen 1:10 bis 1:20 Bsp. Bronnbachquelle MQ 400 l/s
<u>KEUPER</u> Keuper-Bergland	2 - 10 meist <3	Schichtquellen an der Basis der Sandsteinhorizonte Kluftquellen der Schichtstufe aus mittel- und grobkörnigen Sandsteinen
<u>LIAS</u>	0.1 - 0.6	Schichtquellen
<u>DOGGER</u>	meist <1	Schichtquellen
<u>MALM</u>	50 - 2500	Karstquellen Schüttungsschwankungen 1:50 bis 1:100
<u>Schwäbische Alb</u> Seichter Karst	420 - 830	Nordrand der Schwäbischen Alb, meist an der Karstbasis der Sohlschicht der Oxford-Mergel (Weißer Jura alpha) Bsp. Rohrachquellen MQ 450 l/s Schwarzer Kocher MQ 680 l/s (50 - 4180 l/s) Echazquelle MQ 830 l/s (239 - 2700 l/s)
Tiefer Karst	200 - 2230	Trockentalquellen, Talrandquellen und Talquellen Bsp. Blautopf MQ 2230 l/s (310 - 26200 l/s) Brunnenmühle MQ 1500 l/s (500 - 5000 l/s) Kesselquelle Zwiefalten MQ 700 l/s (360 - 1570 l/s) Ermsquelle Seeburg MQ 335 l/s (67 - 1000 l/s) Große Lauterquelle MQ 250 l/s (28 - 1500 l/s)
<u>GRUNDGEBIRGE</u> Kristalliner Odenwald Grundgebirgs- schwarzwald	kaum >3 meist <1	Nordwest-Teil, praktisch kluft- und porenfreie Granite Lockergesteinsdecken (Hangschutt, eiszeitliche Moränen) und vergrusste und klüftige Bereiche im Grundgebirge Granite und Gneise im Nordschwarzwald

Schichtquellen treten an der Basis des Mittleren (Eck'sches Konglomerat) und Unteren Buntsandsteins oder an Lockergesteinsdecken über Grundgebirge im Schwarzwald aus. Im Nord-schwarzwald werden Quellschüttungen bis über 60 l/s gemessen. Die Schwarzwaldquellen an der Basis des Buntsandsteins zum granitischen Grundgebirge zeigen mittlere Quellschüttungen bis über 20 l/s. Zahlreiche Quellen mit Schüttungen zwischen 2 und 10 l/s treten im Keuper-Bergland an den Untergrenzen der Sandsteinhorizonte zutage. Nur geringe Schüttungen weisen die Schichtquellen im Lias und Dogger des Untersuchungsraumes auf.

Die Kluftquellen im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes und des Odenwaldes sind durch geringe Schüttungen gekennzeichnet (MQ meist unter 1 l/s). Die Kluftquellen im mittel- bis grobkörnigen Sandstein des Keuper-Berglandes weisen nur geringfügig höhere Schüttungen auf (MQ meist unter 3 l/s).

2.4 Anthropogene Einflüsse

Zwei Drittel der Bevölkerung werden in Südwestdeutschland über verschiedene Fernwasserversorgungssysteme mit Trinkwasser beliefert (MINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND UMWELT, BADEN-WÜRTTEMBERG 1977). Die größten Wasserlieferanten sind die Bodensee-Wasserversorgung und die Landeswasserversorgung (Wasser aus der Donauniederung nordöstlich von Ulm). Nach Nutzung und Aufbereitung wird dieses Wasser in lokale Vorfluter eingeleitet. Besonders im dicht besiedelten Ballungsraum Mittlerer Neckar zeigen die Fließgewässer dadurch eine Fremdwasserbeeinflussung. Dieser Zufuhr von Wasser steht in diesem Raum eine Wasserentnahme durch industrielle Nutzer gegenüber. Während industrielle und landwirtschaftliche Entnahmen von Oberflächenwasser schwierig abzuschätzen sind, liegen über die Fremdwassereinleitungen Daten vor. Tabelle 2.3 listet mittlere langjährige Fremdwasserabflüsse verschiedener Fließgewässer auf. Der Fremdwasseranteil in den Vorflutern beträgt zwischen 1 mm/a (0.04 l/s km^2) bei der Jagst am Pegel Möckmühl und 41 mm/a (1.29 l/s km^2) bei der Glens am Pegel Unterriexingen. Die 16 Pegel, deren Abflußdaten im European Water Archive gespeichert sind, wurden mit einem Punkt gekennzeichnet. Ihre Fremdwasserbeeinflussung beträgt zwischen 4 und 41 mm/a.

Eine weitere anthropogene Beeinflussung des hydrologischen Verhaltens der Fließgewässer im Untersuchungsraum stellen Trink- und Brauchwasserspeicher in Südwestdeutschland dar. Ein Beispiel ist die Trinkwassertalsperre Kleine Kinzig mit einem Speichervolumen von 13 Mio. m^3 . In Spitzenzeiten können daraus 570 l/s Trinkwasser abgegeben werden (MINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND UMWELT, BADEN-WÜRTTEMBERG 1977). Die Talsperren der direkten Hochrheinzufüsse im südlichen Schwarzwald werden von den Hochrheinwerken (Schluchseewerke) zur Energiegewinnung genutzt. Fließgewässer, deren Oberläufe von Speichern beeinflusst sind, weisen kein natürliches Abflußregime mehr auf. Für Untersuchungen des natürlichen Niedrigwasserverhaltens sind sie deshalb ungeeignet.

Tab. 2.3 Fremdwassereinleitungen in Fließgewässer aus Fernwasserversorgungen (Daten aus LFU 1985 und LFU 1988)

Fließ- gewässer	Pegel	Fremdwasser				A _{Eo} km ²	Pegel	Fremdwasser				A _{Eo} km ²
		m ³ /s	mm/a	l/s	km ²			m ³ /s	mm/a	l/s	km ²	
Neckar	• Rottweil	0.06	0.13	4	459		Plochingen	1.20	0.30	9	4002	
	Oberndorf	0.07	0.10	3	695		Lauffen	5.10	0.64	20	7910	
	Horb	0.07	0.06	2	1120		Rockenau	5.60	0.44	14	12710	
	Kirchentellinsfurt	0.27	0.12	4	2322							
Kocher	• Hüttlingen	0.08	0.80	25	100		Kocherstetten 2	0.17	0.13	4	1281	
	• Abtsgmünd	0.08	0.57	18	141		Neuenstadt	0.25	0.14	4	1756	
	Gaildorf	0.10	0.14	4	727							
Jagst	Schweighausen	0.03	0.11	3	270		Dörzbach	0.05	0.05	2	1029	
	Elpershofen	0.05	0.06	2	816		Möckmühl	0.07	0.04	1	1663	
Enz	Pforzheim	0.25	0.17	5	1476		Enzweihingen	0.45	0.27	9	1666	
Fils	• Süßen	0.05	0.14	4	357		Ebersbach	0.40	0.63	20	635	
Eyach	Owingen	0.03	0.15	5	194		Trillfingen	0.03	0.10	3	313	
Rems	• Hussenhofen	0.03	0.33	10	90		• Schorndorf	0.30	0.72	23	418	
	Neustadt	0.50	0.88	28	565							
Aich	• Oberensingen	0.09	0.50	16	179							
Ammer	• Pfäffingen	0.09	0.67	21	134							
Echaz	• Wannweil	0.16	0.99	31	161							
Erms	• Riederich	0.03	0.19	6	161							
Glems	• Unterriexingen	0.25	1.29	41	195							
Körsch	• Denkendorf	0.07	0.56	18	125							
Murr	Steinheim	0.11	0.26	8	423							
Ohrn	• Ohrnberg	0.04	0.30	9	134							
Starzel	• Rangendingen	0.02	0.15	5	132							
Steinlach	• Tübingen-Bläsibad	0.02	0.14	4	138							
Würm	Schafhausen	0.20	0.87	27	230		• Pforzheim	0.25	0.60	19	417	

• Pegel im European Water Archive enthalten

3 Hydrologische Daten

Die wichtigste Datengrundlage dieser Niedrigwasserstudie sind Zeitreihen mittlerer täglicher Abflüsse. Die Einbindung der Arbeit in das FRIEND-Projekt macht die Nutzung des European Water Archives (EWA) möglich. Das EWA wurde in den Jahren 1984-1989 aufgebaut und enthält gegenwärtig Zeitreihen täglicher Abflüsse von über 3500 Stationen aus 17 europäischen Ländern. Außer den mittleren täglichen Abflüssen sind Zeitreihen jährlich maximaler Abflüsse sowie diverse Abflußkenngrößen wie zum Beispiel der 95%ige Überschreitungshauptwert Q_{95} in dieser Datenbank gespeichert (ROALD et al. 1993). Für einen Teildatensatz wurden zusätzlich morphometrische Kennwerte von Flußeinzugsgebieten mit aufgenommen.

Eine Stationsnummer des European Water Archives besteht aus sieben Ziffern. Die ersten beiden Ziffern bezeichnen die Zugehörigkeit zu einer von 23 hydrometrischen Hauptregionen. Jede Hauptregion wird mit 10-15 Unterregionen weiter differenziert (DEMUTH 1993). In Südwestdeutschland sind dies die hydrometrischen Hauptregionen Rhein (16) und Donau (5). Die Rheinregion wird weiter untergliedert in direkte Zuflüsse zum Hochrhein und Oberrhein (1619) und Rheinzufüsse aus dem Neckargebiet (1618). Das Donauquellgebiet und direkte Donauzuflüsse, einschließlich der Iller, bilden gesamthaft eine hydrometrische Unterregion (505). Eine weitere im Untersuchungsraum gelegene Unterregion der Donau faßt die Lecheinzugsgebiete (504) zusammen.

Im European Water Archive werden Abflüsse einheitlich in m^3/s gespeichert. Bezugszeitraum ist das Kalenderjahr, nicht das in der Bundesrepublik Deutschland hydrologisch sonst gebräuchliche Wasserhaushaltsjahr. Die Vereinheitlichung des Datenformats und des Bezugszeitraumes ermöglicht den internationalen FRIEND-Projektgruppen einen einfachen Zugriff auf die Daten (vgl. Kapitel 1).

Neben dem Institute of Hydrology in Wallingford (UK) wird das European Water Archive an drei weiteren Datenbankzentren bereitgehalten: der Agricultural University of Wageningen (NL), der Norwegian Water Resource and Energy Administration in Oslo und der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz. Die Datenbankzentren sind für die Pflege der Datenbank zuständig. Jedem Datenbankzentrum sind Ländergruppen zugeordnet, deren Abflußdaten von den Zentren aktualisiert und erweitert werden.

Die Niedrigwasser-Arbeitsgruppe des FRIEND-Projekts formulierte Kriterien für die Auswahl hydrometrischer Stationen für Niedrigwasserstudien (DEMUTH 1993):

- (1) kein Tideeinfluß oder Brackwassereffekt
- (2) kontinuierliche Abflußmessungen für tägliche Abflüsse
- (3) genaue Messung des Niedrigwassers durch Pegel, stabile Abflußkurve im Niedrigwasserbereich

- (4) künstlicher Einfluß kleiner als 10 % im Niedrigwasserbereich
- (5) geringer Gletscherabfluß
- (6) Einzugsgebietsmerkmale oder thematische Daten müssen verfügbar sein

Die Kriterien (1), (2) und (5) werden von allen registrierenden Stationen des amtlichen Meßnetzes im Untersuchungsraum erfüllt. Kriterium (3), die genaue Messung des Niedrigwassers, ist hingegen problematisch. Im Mittel treten Meßungenauigkeiten der Abflüsse bei Niedrigwasser von ungefähr 10 % auf (MORGENSCHWEIS 1990). Die Eignung eines Pegelausbaus für den Niedrigwasserbereich kann aus den Abflußdaten selbst nicht abgeleitet werden. Infolge von Bachbettverkrautung können temporär auch bei Pegeln mit speziellem Niedrigwasserprofil größere Meßungenauigkeiten entstehen. Verkrautete Flußläufe besitzen keine stabile Wasserstands-Abfluß-Beziehung mehr, die hydraulischen Verhältnisse ändern sich in Abhängigkeit des Verkrautungsgrads während der Wachstumsperiode von Frühjahr bis Spätsommer laufend (LANDESHYDROLOGIE 1982). Die durch Verkrautung verursachten Fehler der Abflußwerte können bis zu 30 % betragen (GLOS & LAUTERBACH 1972). In Baden-Württemberg sind einige Fließgewässer verstärkt verkrautungsgefährdet (mündliche Mitteilung der Landesanstalt für Umweltschutz, Baden-Württemberg). Es liegen jedoch keine detaillierten Informationen über das Ausmaß und die Dauer der Verkrautung in einzelnen Jahren vor. Die Niedrigwasserkennwerte der zur Verkrautung neigenden Fließgewässer werden deshalb mit denen der benachbarten Pegelstationen verglichen. Treten Abweichungen zu allen umliegenden Stationen desselben Naturraumes auf, die 10 % überschreiten und wahrscheinlich auf eine Verkrautung zurückzuführen sind, werden diese Fließgewässer von den weiteren Untersuchungen ausgeschlossen.

Einen künstlichen Einfluß auf den Niedrigwasserbereich zu quantifizieren, ist schwierig. Dokumentationen über Wasserentnahmen und Wassereinleitungen in Fließgewässer waren für diese Studie nur in Einzelfällen und in geringer zeitlicher Auflösung verfügbar. Fremdwassereinleitungen, die durch Trinkwasserüberleitung aus Fernwasserversorgungen entstehen, können aus Abflußmessungen am Auslaß von Kläranlagen abgeschätzt werden (siehe Kapitel 2, Tabelle 2.3). Die industrielle Wassernutzung von Oberflächengewässern bedarf einer Genehmigung, so daß darüber bei den Fachbehörden Zahlen vorliegen, die jedoch nicht veröffentlicht sind und daher nicht berücksichtigt werden konnten. Sehr schwierig ist das Quantifizieren der zeitlich hoch varianten Nutzung von Oberflächenwasser durch die Landwirtschaft. Ein künstlicher Einfluß kleiner als 10 % (Kriterium (4)) kann daher nur im Negativ-Ausschlußverfahren festgestellt werden. Diejenigen Pegel, deren Niedrigwasser zu mehr als 10 % anthropogen beeinflusst ist, werden nicht zur Regionalisierung herangezogen. Als anthropogen beeinflusst werden alle Fließgewässer angesehen, in deren Oberlauf sich ein künstlicher Speicher befindet. Aus den langjährig dokumentierten durchschnittlichen Werten der Fremdwasserabflußmengen aus Fernwasserversorgungen folgt, daß diese Art der Beeinflussung meist nur gering ist. Bei diesen Stationen wird analog zu den zur Verkrautung neigenden Stationen vorgegangen, sie werden mit den umliegenden Stationen verglichen.

Kriterium (6), die Verfügbarkeit von thematischen Daten, stellte für diese Studie kein einschränkendes Kriterium für hydrometrische Stationen dar. Die benötigten thematischen Daten

wurden unabhängig von der EWA-Datenbank flächendeckend erhoben oder aus anderen Quellen bezogen (vgl. Kapitel 4).

3.1 Niederschlag

Die jährlichen Niederschlagsmengen stellen einen wichtigen Faktor für Niedrigwasserkennwerte dar. Viele Übertragungsmodelle zur Abschätzung des Niedrigwassers beinhalten Niederschlagshöhen (THOMAS & BENSON 1970, WRIGHT 1974, ARMBRUSTER 1976, CHANG & BOYER 1977, SMYTH 1980, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980, GUSTARD 1983, WETZEL & BETTENDORFF 1986, GUSTARD, MARSHALL & SUTCLIFFE 1987, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1987, SHUI-TING & CHENG-ZHU 1988, GUSTARD et al. 1989, DEMUTH 1989, GUSTARD & GROSS 1989, TALLAKSEN 1989, ARNELL, BROWN & REYNARD 1990, DEMUTH 1993). Niederschlagsdaten mit ausreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung lagen für diese Studie nicht vor. Es wurde deshalb darauf verzichtet, die Niederschlagsverteilung von Südwestdeutschland zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen zu berücksichtigen.

3.2 Abfluß

Aus dem European Water Archive stehen ca. 500 hydrometrische Stationen mit Zeitreihen täglicher Abflüsse in der Bundesrepublik Deutschland zur Verfügung. Die Länge dieser Zeitreihen ist sehr variabel, sie reicht von Einzeljahren bis zu über 80 Jahre Meßdauer. Da diese Studie das Niedrigwasserverhalten über einen längeren Zeitraum untersucht, wurde eine Mindestdauer der Zeitreihe von zehn Jahren vorausgesetzt. Für die Aufnahme einer hydrometrischen Station in das EWA wurde ein oberer Grenzwert der Einzugsgebietsgröße von 500 km² festgelegt. Mit Einzugsgebietsgrößen bis maximal 500 km² wird erreicht, daß überwiegend autochtone Einzugsgebiete erfaßt werden. Die Orte dieser Pegel liegen meist in dem Naturraum, in dem die Niedrigwasserabflüsse gebildet werden. Mit den genannten Anforderungen reduziert sich die Anzahl der im Rahmen der Arbeit verwendbaren hydrometrischen Stationen in der Bundesrepublik Deutschland auf 304, von denen über die Hälfte (169) südlich des Mains und westlich des Lechs liegen.

Die im European Water Archive enthaltenen Zeitreihen enden meist zwischen 1983 und 1985. Gerade in jüngster Zeit häufen sich aber sehr trockene Jahre. Die Jahre 1983, 1985, 1989, 1990, 1991 und 1992 waren ausgesprochene Trockenjahre (MARSH & LEES 1985, MARSH et al. 1994). Es ergab sich daher die Notwendigkeit, zu Beginn der Arbeit die Datenbank nachzuführen.

In der Bundesrepublik Deutschland sind die Bundesländer für die Erhebung von Abflußdaten verantwortlich. Jedes Bundesland sammelt diese zentral und legt sie in einem eigenen Daten-

format ab. In Baden-Württemberg zum Beispiel verwaltet die Landesanstalt für Umweltschutz in Karlsruhe die Daten des amtlichen hydrometrischen Meßnetzes. Zur Ergänzung des EWA-Datenbestands wurde bei den zuständigen Ämtern um die neueren Daten der mittleren täglichen Abflüsse angefragt. Für die diversen landeseigenen Datenformate wurden Formatierungsprogramme für das Überführen in das EWA-Format geschrieben.

Im Zuge dieser Erweiterung der Datenbank wurde eine umfangreiche Qualitätsprüfung durchgeführt. Da die Daten mit einer zeitlichen Überschneidung angefordert wurden, konnte aus auftretenden Differenzen der täglichen Abflüsse auf Fehler im EWA-Datenbestand oder auf Fehler der neu angeforderten Daten geschlossen werden. Meist traten keine oder nur sehr kleine Differenzen auf, in einigen Fällen mußte jedoch auf die Fortführung der Zeitreihen täglicher Abflüsse verzichtet werden.

In Einzelfällen differierten die neuen Abflüsse um eine Größenordnung von den vorhergehenden, die betreffenden Pegel wurden gekennzeichnet und nicht ergänzt. Eine Identifikation dieser Fehlerquelle war nicht möglich.

Einige hydrometrische Stationen des European Water Archives wurden kleinräumig verlegt. Sind hierbei Differenzen der Einzugsgebietsgrößen kleiner als ein Prozent der bisherigen Einzugsgebietsgröße zu verzeichnen, werden die Zeitreihen täglicher Abflüsse als Fortführung der bisherigen Stationen behandelt.

Von den 169 Meßstellen blieben nach der Qualitätsprüfung im Zuge der Erweiterung der Datenbank noch 165 übrig. Die umfangreiche Qualitätskontrolle der hydrometrischen Stationen des European Water Archives erwies sich als sehr hilfreich für die vorliegende Niedrigwasserstudie.

Abbildung 3.1 gibt die Anzahl der im European Water Archive vorhandenen südwestdeutschen Stationen in den Jahren von 1908 bis 1994 wieder. Der senkrechte Strich in der Abbildung markiert den Stand des European Water Archives vor der Nachführung. Die längste Abflußreihe reicht bis in das Jahr 1908 zurück, es handelt sich dabei um die Menzenschwander Alb am Pegel Menzenschwand (1619014). Seit Beginn der 50er Jahre wurden verstärkt Pegel in Betrieb genommen, in größerer Anzahl im Jahr 1951 und im Jahr 1966. Die neuesten Zeitreihen reichen bis in das Jahr 1994. Ab Mitte der 80er Jahre verringert sich die Anzahl der EWA-Stationen in Südwestdeutschland wieder. Im Zuge von Einsparmaßnahmen wurden zehn Abflußmeßstellen des amtlichen Meßnetzes, die im EWA enthalten sind, nicht weiter betrieben.

Die Niedrigwasserstudie umfaßt nun auch die jüngste Folge von Trockenjahren, einschließlich des extremen Trockenjahres 1992. Für die Jahre 1950 bis einschließlich 1992 ist eine ausreichende Anzahl von Stationen in Südwestdeutschland für eine regionale Studie verfügbar. Der Untersuchungszeitraum reicht von 1950 bis 1992.

Abbildung 3.2 gibt einen Überblick über die räumliche Lage der 165 Pegel des EWA. Ausgewiesen wurden anthropogen beeinflusste Pegel ('bewirtschaftet' und 'Fremdwassereinfluß'), zur Verkräutung neigende Pegel und Pegel an Fließgewässern, die außerhalb der eigentlichen Karstgebiete durch Flußversinkungen beeinflusst sind.

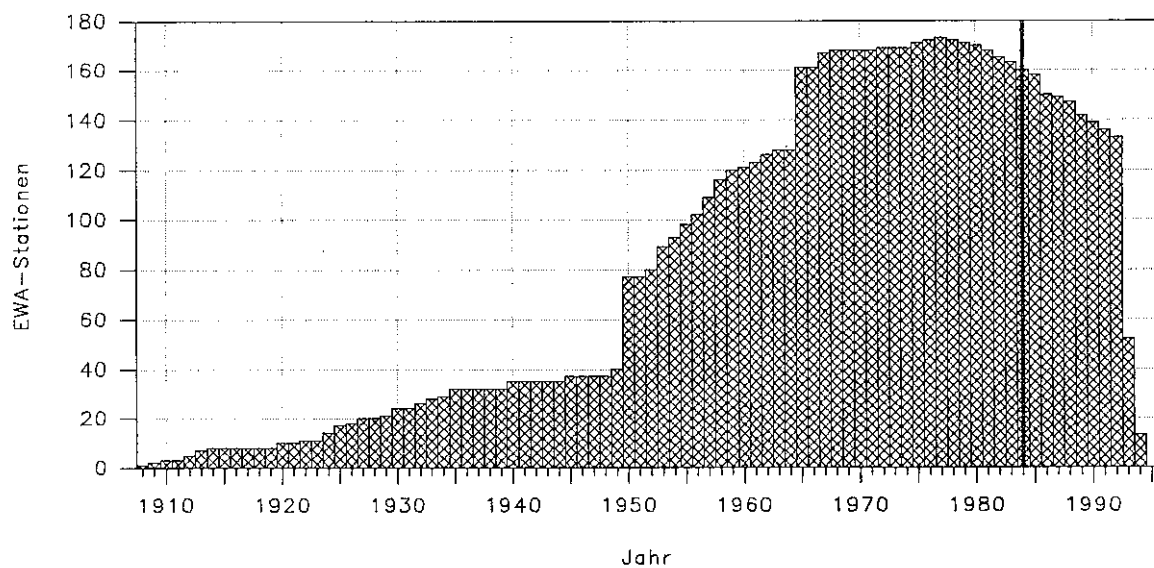


Abb. 3.1 Hydrometrische Stationen des European Water Archives in Südwestdeutschland 1908-1994

Deutlich anthropogen beeinflusst sind 17 Meßstellen. Diese Pegel befinden sich meist unterhalb von Talsperren mit Dauerstau. Vor allem im südlichen Schwarzwald sind viele Fließgewässer anthropogen beeinflusst. Dort nutzen die Schluchsewerke die Fließgewässer zur Energieerzeugung. Die Titiseeregulierung macht eine weitere anthropogene Beeinflussung von Pegeln im Schwarzwald aus.

Oberhalb von 16 Pegeln (vgl. Kapitel 2.4, Tabelle 2.3) sind Ausläufe von Kläranlagen dokumentiert. Insbesondere im Bereich des oberen Neckars befinden sich Fremdwassereinleitungen, verursacht durch die dort bestehenden Fernwasserversorgungen. Im langjährigen Mittel liegen die Beeinflussungen zwischen 0.14 und 1.29 l/s km².

Bei 15 Abflußmeßstellen ist durch Verkrautung mit Meßungenauigkeiten im Niedrigwasserbereich zu rechnen. Außerhalb der eigentlichen Karstgebiete (Malm und Muschelkalk) sind 3 Pegel stark durch Flußversinkungen beeinflusst. Zu nennen ist vor allem die Radolfzeller Aach (mündet in den Bodensee), sie erhält große Mengen an Zuschußwasser aus der Donauversinkung (vgl. Kapitel 2.3).

In Abbildung 3.3 sind die oberirdischen Einzugsgebietsflächen und Pegelnullpunkte der hydrometrischen Stationen in den naturräumlichen Regionen dargestellt. Außerdem sind eventuelle Beeinflussungen der Pegel mit in der Abbildung enthalten. Die Einzugsgebietsflächen der Fließgewässer dieser Studie variieren zwischen 7.46 km² (Elz bei Rohrhardsberg, 1619023) und 468 km² (Murg bei Rotenfels, 1619038). Das arithmetische Mittel der Einzugsgebietsflächen beträgt 152 km², 75 % aller Meßstellen besitzen Einzugsgebietsflächen kleiner als 200 km². Die Höhenlagen der Pegelnullpunkte reichen von 93 m ü. NN bei der Wessnitz (Pegel Lorsch, 1617010) bis 1060 m ü. NN beim Traufbach (Pegel Spielmannsau, 505062) mit einem

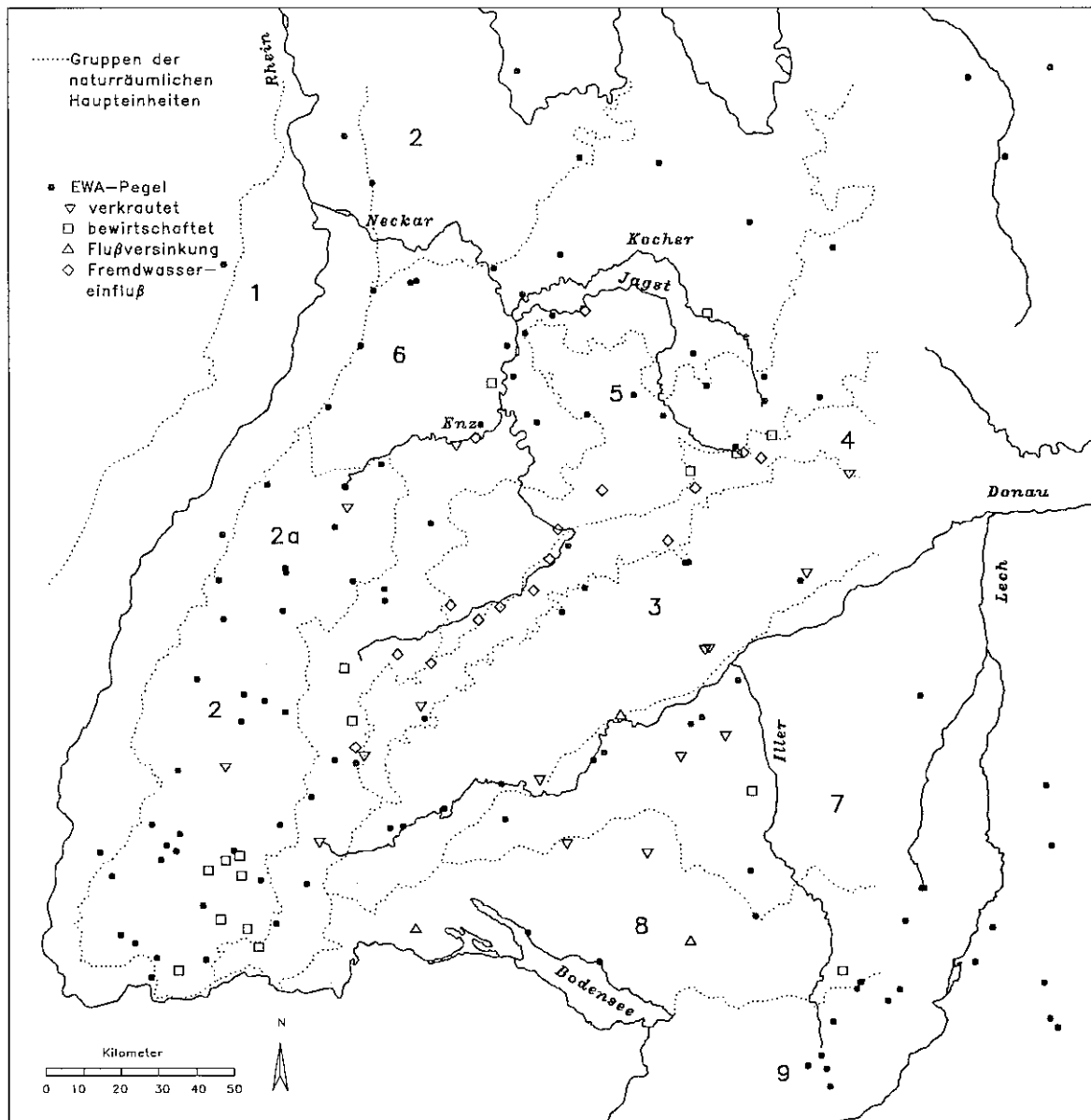


Abb. 3.2 Pegel des European Water Archives in Südwestdeutschland

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

arithmetischen Mittel der Pegelnullpunkte von 456 m ü. NN. Dreiviertel aller Pegelnullpunkte befinden sich unter 600 m ü. NN. Die tiefsten Pegelnullpunkte liegen in der Oberrheinischen Tiefebene, die höchsten in den Voralpen. Große Unterschiede in bezug auf die Höhenlage der Pegel (100 bis fast 900 m ü. NN) weisen Südschwarzwald und Mittlerer Schwarzwald auf. Mit einer Höhenlage bis 580 m liegen die Pegel im Nordschwarzwald tiefer als im übrigen

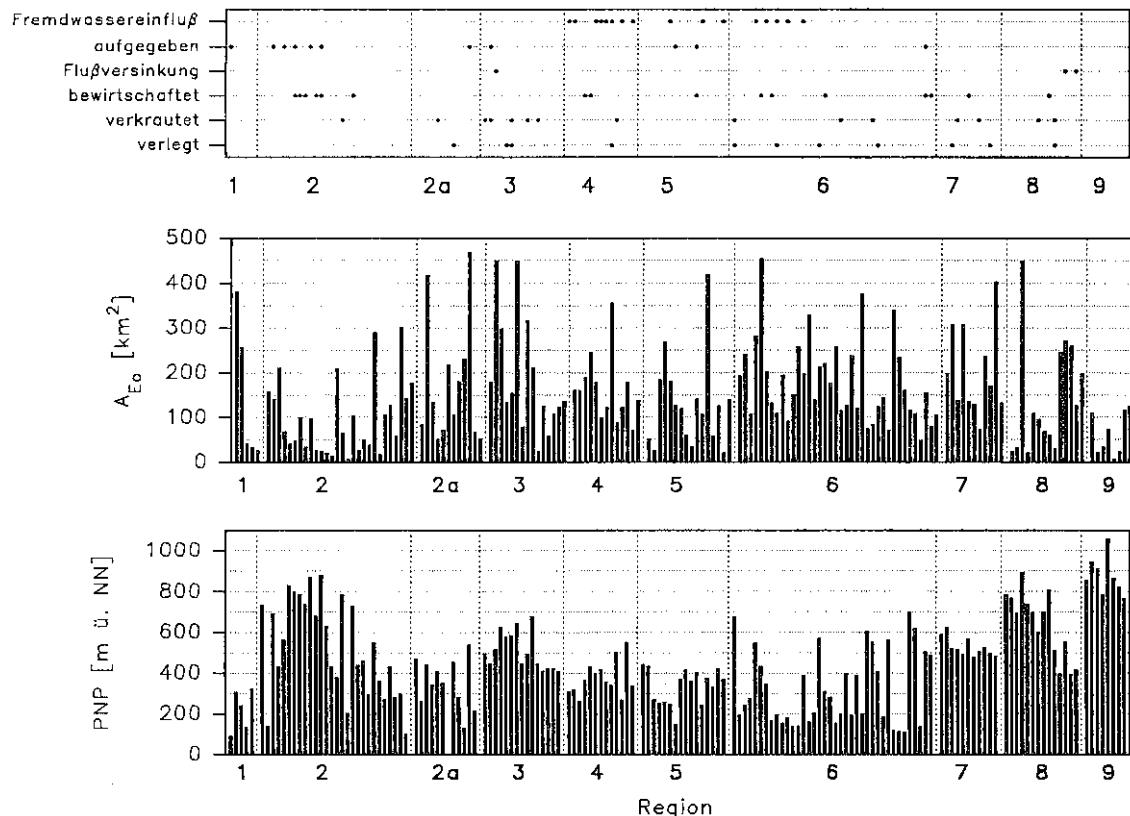


Abb. 3.3 Einzugsgebietsflächen (A_{Eo}) und Höhenlagen der Pegelnullpunkte (PNP) der hydro-metrischen Stationen in den naturräumlichen Regionen Südwestdeutschlands

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

Schwarzwald. Im Untersuchungsraum gibt es eine abnehmende Folge der Höhenstufen von der Schwäbischen Alb über das Albvorland, Keuper-Bergland bis zu den Gäulandschaften. Vom Altmoränenland über das Jungmoränenland bis zu den Voralpen nehmen die Höhen der Pegelnullpunkte generell zu.

Mit zunehmender Höhenlage der Pegelnullpunkte verringern sich die Einzugsgebietsflächen. Ab einer Höhe der Pegelnullpunkte von ungefähr 700 m ü. NN sind nur noch Einzugsgebietsflächen kleiner als 150 km² im European Water Archive vorhanden. Die Regionen Voralpen, Jungmoränenland und der südliche und mittlere Schwarzwald erreichen diese Höhen. Pegelnullpunkte zwischen 100 und 700 m ü. NN weisen die gesamte Bandbreite der Einzugsgebietsgrößen auf.

Im Schwarzwald und im Jungmoränenland werden nur Einzugsgebiete bis 100 km² Größe mit einer Höhenlage der Pegelnullpunkte ab 730 m ü. NN zur Energieerzeugung genutzt

('bewirtschaftet'). In allen anderen Regionen umfassen die Einzugsgebietsgrößen bewirtschafteter Fließgewässer Flächen von 100 bis 250 km², die Höhen der Pegelnullpunkte reichen von 170 bis 565 m ü. NN. Fremdwasserbeeinflusste Fließgewässer liegen in den Regionen Vorland der Schwäbischen Alb, Keuper-Bergland und in den Gäulandschaften. Die betroffenen Einzugsgebiete besitzen Flächen zwischen 90 und 455 km² und Höhenlagen der Pegelnullpunkte zwischen 200 und 550 m ü. NN.

4 Thematische Daten

In der Hydrologie wurde schon früh begonnen, Einzugsgebiete auf Charakteristika zu untersuchen, die eng mit dem Abflußverhalten in Verbindung stehen. Speziell die Bedeutung von Flußnetzparametern, Flußeinzugsgebietsflächen und Gefällewerten für den Abfluß sind schon seit Anfang der 30er Jahre erkannt (HORTON 1932, LINSLEY, KOHLER & PAULHUS 1949, STRAHLER 1957). Welche Geofaktoren im einzelnen für den Abfluß relevant sind, hängt nicht nur vom betrachteten Abflußparameter, sondern auch von der Wahl des Untersuchungsraumes ab. Hochwasserereignisse unterscheiden sich in ihrer Genese von Niedrigwasserereignissen, es sind deshalb auch unterschiedliche Steuergrößen wichtig (LEIBUNDGUT & SCHRÖDER 1989). Zum Beispiel übt die Niederschlagsverteilung einen deutlichen Einfluß auf den Basisabfluß in Großbritannien, Belgien und der Bundesrepublik Deutschland aus, während in Finnland die Niederschlagsverteilung nicht direkt mit dem Basisabfluß in Verbindung gebracht werden kann (DEMUTH 1993).

Das Ausmaß des Niedrigwassers wird von verschiedenen Autoren mit Faktoren wie Vegetation, Deckschichten, Klima und Morphologie in Verbindung gebracht. JOSOPAIT & LILLICH 1975 fanden einen Zusammenhang zwischen den oberflächennahen Deckschichten, dem Bewuchs, dem Niederschlag und der Trockenwetterauslaufinie. Im Gegensatz dazu weist TOUSSAINT 1981 nur den hydrogeologischen Gegebenheiten Bedeutung für den Leerlaufkoeffizienten zu. Für ihn spielen Vegetation, Boden, Niederschlagshöhe, Verdunstung, Morphologie und anthropogene Einflüsse nur eine untergeordnete Rolle. Die Petrographie wird von KNISEL 1963, NARBE 1968, MUSIAKE, INOKUTI & TAKAHASI 1975 und EINSELE 1978 als Gebietskennwert zur Charakterisierung des Niedrigwassers verwendet. Diese Studien beschreiben empirische Zusammenhänge.

Eine Analyse von 120 statistischen Niedrigwasser-Regionalisierungsmodellen aus 30 Einzelstudien wird von DEMUTH 1993 vorgenommen. Die am häufigsten in diese Übertragungsmodelle einfließenden Faktoren sind die morphometrischen Gebietsmerkmale: Einzugsgebietsfläche, mittlere Einzugsgebietshöhe, Vorflutergefälle und Gewässernetzdichte. Sie werden als Prädiktorvariablen für Niedrigwasserschätzmodelle mit dem multiplen Regressionsansatz angewendet. Die klimatische Steuergröße Gebietsniederschlag wird außerdem sehr häufig zur Abschätzung von Niedrigwasserkenngrößen herangezogen (siehe Kapitel 3.1). Gebietskenngrößen, die den Boden und die Geologie beschreiben, sind dagegen nur selten in den Modellen enthalten (THOMAS & BENSON 1970, WRIGHT 1970, WRIGHT 1974, ARMBRUSTER 1976, GUSTARD 1983, GLOOR & WALTER 1986, WILCOCK & HANNA 1987, GUSTARD & GROSS 1989, DEMUTH 1993).

Mit multiplen Regressionsansätzen wurden im Untersuchungsraum Baden-Württemberg von DEMUTH 1993 Übertragungsfunktionen für Basisabflüsse und Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslaufinie des Basisabflusses entwickelt. Als physiographische und klimatische Prädiktorvariablen erwiesen sich die mittlere Einzugsgebietshöhe, die Gewässernetzdichte und der mittlere Jahresniederschlag für Basisabflüsse als signifikant. Die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslaufinie des Basisabflusses konnten aus einer hydrogeologischen Klassifika-

tion, die eine Verbindung von Geologie und Grundwasserkapazität herstellte, abgeschätzt werden.

Ein Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist das Übertragen von Niedrigwasserkennwerten in planungsrelevante Maßstäbe (vgl. Kapitel 1). Im FRIEND-Projekt werden vor allem multivariate statistische Methoden zur Regionalisierung von Niedrigwasserkennwerten angewendet (GUSTARD (ed.) 1993). Diese Verfahren beruhen auf der statistischen Beschreibung von Beziehungen zwischen hydrologischen Variablen und Charakteristika der Einzugsgebiete. Die Wahl dieser Charakteristika wird einerseits von theoretischen Überlegungen bestimmt. Es werden Kenngrößen gewählt, die dem Prozeßverständnis nach die Entstehung von Niedrigwasserabfluß beeinflussen. Andererseits entscheiden die Verfügbarkeit (z.B. von Kartengrundlagen), die Erfahrungen aus früheren Studien und die Möglichkeiten zur Parametrisierung über die Gebietskennwerte (GUSTARD et al. 1989). Formuliertes Ziel im FRIEND-Projekt, speziell im Bereich Niedrigwasser, ist die Beschreibung der Beziehungen zwischen Niedrigwasserkennwerten und flächenhafter Information von Landnutzung, Klima, Bodenart und Geologie (GUSTARD et al. 1989).

In der genannten Literatur kristallisieren sich insbesondere die Vegetation und die geologischen Eigenschaften der Gebiete als relevante Kenngrößen für Niedrigwasser heraus. Verfügbare Kartengrundlagen, aus denen sich großräumige Aquifereigenschaften ableiten lassen, sind zum Beispiel geologische Karten, Karten der gewinnbaren Grundwassermenge (Hydrogeologie) und petrographische Karten. Im folgenden werden die Art der Erfassung der thematischen Daten und die thematischen Datengrundlagen zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen beschrieben.

4.1 Erfassung digitaler thematischer Daten mit einem Geographischen Informationssystem (GIS)

Für die große Zahl von Einzugsgebieten, die dieser Studie zugrundeliegen, würde es einen enormen Arbeitsaufwand bedeuten, die Gebietskennwerte manuell zu erheben. Eine manuelle Erhebung von Gebietskennwerten geschieht im allgemeinen durch das Überzeichnen von Einzugsgebietsgrenzen auf thematische Kartengrundlagen und einem anschließenden Ausplanimetrieren der Flächen der einzelnen Attribute. Obwohl auch die digitale Erfassung von Gebietskennwerten mit einem GIS einen nicht unerheblichen Arbeitsaufwand bedeutet, besteht der Vorteil, daß diese Daten anschließend flächendeckend im gesamten Untersuchungsraum für flächenbezogene digitale Auswertungen vorliegen.

Ein Geographisches Informationssystem ist ein Werkzeug zum Speichern, Verarbeiten, Abfragen und Darstellen geographischer Information (BURROUGH 1986). Es bietet für diese Studie damit die Möglichkeiten, Niedrigwasserkenngrößen und thematische Daten zu analysieren und zu präsentieren. Räumliche Daten werden in einem GIS mit ihrer Geometrie (Koordinatensystem), ihrer Topologie (Zusammenhang, Überlappungen, Nachbarschaft) und ihrer Thematik

gespeichert. Ein GIS besitzt Module für die Erfassung, die Bearbeitung (z.B. Transformation, Interpolation), die Modellierung (z.B. Verschneiden) und die Ausgabe.

Analoge Datenquellen werden in der Regel mit einem Digitalisiertablett oder mit einem Scanner erfasst. Den so gewonnenen digitalen Geometriedatensätzen werden Sachdaten (Attribute) zugeordnet. Unvollständige Attributzuordnungen und falsche Koordinaten sind Beispiele für die Fehler, die bei der digitalen Erfassung analoger Daten auftreten können. Neben einer manuellen Bearbeitung lassen sich Fehler zum Teil mit Prüf- und Korrekturroutinen der geographischen Informationssysteme beheben.

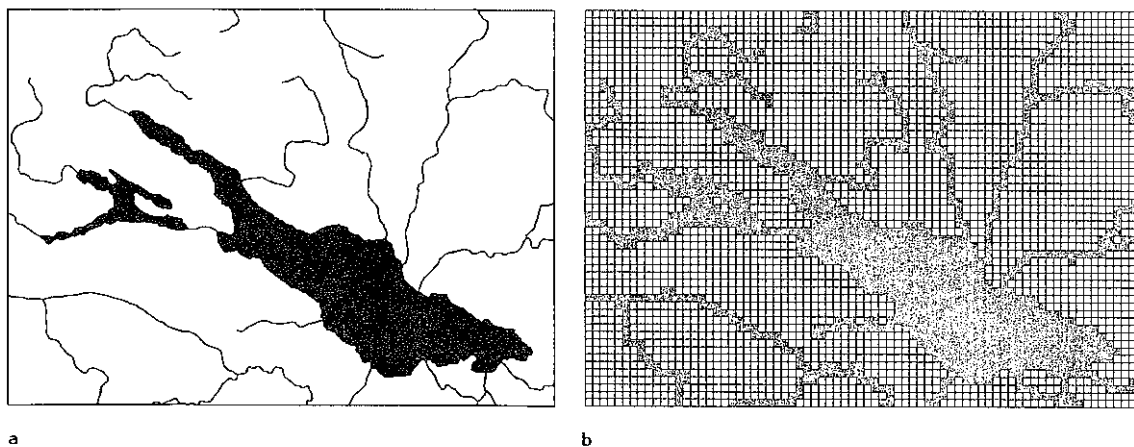


Abb. 4.1 Vektordarstellung (a) und Rasterdarstellung (b)

Zu unterscheiden sind bei den geographischen Informationssystemen die Vektor- und die Rasterdarstellung (siehe Abbildung 4.1). Bei Vektorsystemen ist der einzelne Punkt Träger der geometrischen Information. Aus den Punkten lassen sich höhere Strukturen wie Linien und Flächen bilden. Rastersysteme betrachten die Zelle als geometrische Einheit. Jede Rasterzelle wird mit Koordinaten und Attributen gespeichert. Die Rastersysteme benötigen deshalb ein Vielfaches des Speicherbedarfs von Vektorsystemen. Mit Rastersystemen können räumlich sich kontinuierlich ändernde Variablen, zum Beispiel Niederschlagsverteilungen oder Grundwasserstände, beschrieben und analysiert werden. Die räumliche Auflösung eines Rastersystems wird von der Zellgröße bestimmt. Mit der Festlegung der Zellgröße sind Objekte, die kleiner als die Elementarzelle sind, nicht mehr darstellbar. Vektorsysteme sind analogen Karten ähnlicher als Rastersysteme. Mit ihnen lassen sich die Datenstrukturen der Realität gut repräsentieren. Räumlich zusammenhängende Einheiten werden im Vektor-GIS als solche behandelt und nicht, wie im Raster-GIS, in einzelne Zellen aufgespalten. Das Vektor- und Rastersystem des Geographischen Informationssystems ARC/INFO fanden in dieser Arbeit Anwendung.

Die Kartengrundlagen für die Erhebung der Gebietsmerkmale weisen verschiedene Maßstäbe auf. Die Verfügbarkeit von Kartengrundlagen ist ausschlaggebend für die Wahl des Maßstabs.

Besteht eine Auswahlmöglichkeit, richtet sich die Wahl des Maßstabs nach dem gewünschten Diskretisierungsgrad und nach der Größe und Vielgestaltigkeit des zu regionalisierenden Gebiets. Nach Erfahrungswerten von Hoch- und Niedrigwasserstudien in England eignen sich Bodenkarten im Maßstab 1 : 1 000 000 für die Regionalisierung (NERC 1975, INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). Dagegen betrachtet STREIT 1979 den Maßstab 1 : 1 000 000 als äußerste Grenze zum Quantifizieren hydrogeologischer und hypopedologischer Merkmale.

In engem Zusammenhang mit der Niedrigwasserführung der Fließgewässer stehen Geologie und Hydrogeologie. Die Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg im Maßstab 1 : 500 000 (GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) 1989) bildet die geologische Kartengrundlage. Über die täglich gewinnbare Grundwassermenge ('Hydrogeologie') liegen für Südwestdeutschland vier Kartenblätter im Maßstab 1 : 500 000 vor (BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT (Hrsg.) 1952 und 1955). Diese Karten der Geologie und der Hydrogeologie wurden im Rahmen dieser Arbeit digitalisiert. Informationen über die Petrographie (Ursprungsgestein der Böden) und die Landnutzung sind von der Europäischen Gemeinschaft in der CORINE-Datenbank (Coordinated Information on the European Environment) veröffentlicht (Maßstab 1 : 1 000 000). Sie können als ARC/INFO Coverages bezogen werden und stehen für Forschungszwecke zur Verfügung.

Zusätzlich zu den aufgeführten thematischen Kartengrundlagen stellen die Lage der Pegel und des Gewässernetzes wichtige Informationen für die Untersuchung der räumlichen Variabilität von Niedrigwasserkenngrößen dar. Die Koordinaten der Pegel sind in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern veröffentlicht bzw. wurden von den zuständigen Landesämtern angefordert. Zur digitalen Erfassung des Gewässernetzes wurde die hydrographische Karte im Maßstab 1 : 1 000 000 herangezogen. Den Koordinaten der Pegel und den zugehörigen Gewässernetzabschnitten wurden die Meßstellennummern des European Water Archives zugewiesen. Damit wurde die Verbindung zwischen den gespeicherten täglichen Abflüssen des European Water Archives und der geographischen Lage der Pegel und des Gewässernetzes hergestellt.

Die gemeinsame Projektion aller digitalen Datensätze wurde von den CORINE-Datensätzen übernommen (Lambert-Azimuthal-Projektion mit dem Zentrum bei 9°E und 48°N). Die erhobenen Daten Geologie, Hydrogeologie, Gewässernetz und die Koordinaten der Pegel wurden in diese Projektion transformiert. Die oberste Hierarchie wurde von den Koordinaten der Pegel festgelegt. Diese stellten die Paßpunkte zur Entzerrung des Flußnetzes dar. Zum Entzerren der Geologie, der Hydrogeologie und der CORINE-Datensätze diente die Lage der Pegel und das Flußnetz als wichtiger räumlicher Bezug.

Die Verschneidung der Informationsebenen Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung machte manuelle Korrekturen notwendig. Die Karten stammen aus verschiedenen Quellen und sind verschieden genau, die resultierende Karte beinhaltet deshalb Attributkombinationen, die in der Natur nicht auftreten können. Ein Beispiel im Grenzbereich Oberrheinische Tiefebene und Schwarzwald sind sogenannte Splitterpolygone mit Attributkombinationen, die petrographisch Kristallin und geologisch Quartär aufweisen. Diese Attributkombinationen sind sicher falsch. Die Korrekturroutinen des Geographischen Informationssystems, ein automatisches Entfernen der Splitterpolygone, deren Kennung bestimmte vorzugebende Bedingungen erfüllt, erwiesen sich als nicht geeignet. Wichtige Informationen, zum Beispiel kleinräumig

differierende Attributkombinationen in Flußtälern, blieben zum Teil nicht erhalten. Es wurde daher von einer automatisierten Entfernung von Splitterpolygonen mit unsinniger Attributkombination abgesehen. Durch manuelles Nachdigitalisieren wurde die überlagerte Karte bereinigt.

4.2 Landnutzung

Neben den geologischen Eigenschaften übt die Vegetation einen entscheidenden Einfluß auf den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes aus. Die Grundwasserneubildung wird deutlich durch den Pflanzenwasserverbrauch und die Verdunstungseigenschaften eines Gebietes beeinflusst. Nach SCHRÖDER 1988 verringern sich jährliche Grundwasserneubildungshöhen bei Eichen-Buchen-Wäldern um 100 mm und bei Weymouthkiefernwäldern um 220 mm gegenüber Grasland. TALLAKSEN & ERICHSEN 1994 simulierten mit zwei verschiedenen Modellen den Abfluß bei einer Aufforstung vormals nicht bewaldeter Einzugsgebiete. Es resultierte ein verminderter Mittelwasserabfluß und die allgemeine Verschiebung der Abflußdauerlinie zu geringeren Abflüssen.

In der vorliegenden Studie wird die Landnutzung in generalisierter Form betrachtet, es wird zwischen 'Wald' und 'nicht Wald' unterschieden. In verschiedenen Studien stellte sich der Waldanteil als signifikante Gebietskenngröße zur Entwicklung von Niedrigwasser Übertragungsfunktionen heraus (THOMAS & BENSON 1970, DEMUTH 1989, GUSTARD & GROSS 1989, DEMUTH 1993). Nach den Landnutzungsdaten aus der CORINE-Datenbank ist der Untersuchungsraum zu 26 % bewaldet. Große Waldbestände besitzen der Schwarzwald und der Odenwald sowie die Sandstein- und Tonsteinflächen des Keuper-Berglandes. Die übrigen Gebiete des Untersuchungsraumes sind überwiegend nicht bewaldet.

4.3 Geologie, Hydrogeologie und Petrographie

Die Wirkung der geologischen, hydrogeologischen oder petrographischen Faktoren auf das Abflußverhalten zu bestimmen ist schwierig. Qualitativ werden von vielen Autoren Unterschiede im Niedrigwasserverhalten, und damit mittelbar auch in der Grundwasserneubildung, mit variierendem Untergrund beschrieben (z.B. KNISEL 1963, NARBE 1968, MUSIAKE, INOKUTI & TAKAHASI 1975, JOSOPAIT & LILLICH 1975, EINSELE 1978). Aus den hydrogeologischen Eigenschaften wurden jedoch auch quantitative Beziehungen zu Niedrigwasserkenngrößen entwickelt. Eine statistische Beziehung zwischen dem Base Flow Index, dem Boden und der Geologie wurde im englischen Flood Studies Report (NERC 1975) und später im Low Flow Studies Report (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) veröffentlicht. DEMUTH 1993 entwickelte einen Ansatz, der die Geologie klassifiziert und parametrisiert. Aus einer Verbindung der Geologie mit der Hydrogeologie, den sogenannten hydrogeologischen Klassen,

entwickelte er statistische Modelle, aus denen sich die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslaufflinie gut abschätzen lassen.

Die Geologie, die Hydrogeologie (täglich gewinnbare Grundwassermenge) und die Petrographie sind die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Variablen, die die hydrogeologischen Eigenschaften des Untersuchungsraumes kennzeichnen. Tabelle 4.1 gibt die Einzelattribute der Geologie, Petrographie und der Hydrogeologie wieder. Für alle Attribute wurden die Gesamtflächen sowie ihr Anteil am Untersuchungsraum Südwestdeutschland berechnet. Die naturräumliche Ausstattung des ungefähr 59 000 km² großen Untersuchungsraumes variiert stark. Der größte Teil des Raumes wird durch zusammenhängende Festgesteinsflächen gebildet. Diese umfassen den vorwiegend aus Graniten und Gneisen bestehenden Schwarzwald und Odenwald sowie die Schwäbische Alb (Malm), das Vorland der Schwäbischen Alb (Lias und Dogger), das Keuper-Bergland (Keuper) und die Gäulandschaften (Muschelkalk, Keuper). Größere Lockergesteinsbereiche weisen der Oberrheingraben, das Hochrheintal und das Alpenvorland auf.

Tab. 4.1 Flächenanteile der Geologie, Hydrogeologie und Petrographie in Südwestdeutschland

GEOLOGIE	Fläche		PETROGRAPHIE	Fläche	
	[km ²]	[%]		[km ²]	[%]
kristallines Grundgebirge	4107	7.0	Alluvium	4708	8.0
Buntsandstein	4864	8.2	Moräne	4181	7.1
Muschelkalk	4340	7.3	Kalkgestein	11293	19.1
Keuper	14041	23.8	Mergel	1820	3.1
Lias	1839	3.1	Toniges Material	7328	12.4
Dogger	1126	1.9	Tonstein	2395	4.1
Malm	5204	8.8	Sand. Material	4099	6.9
Tertiär	3794	6.4	Sandstein	6741	11.4
Quartär	17872	30.3	Löß	11415	19.3
Junge Vulkanite	934	1.6	Kristallin	4128	7.0
Alp. Mesozoikum	941	1.6	Organisches Material	956	1.6

HYDROGEOLOGIE		Fläche	
Grundwassermenge	Täglich gewinnbare Wassermenge	[km ²]	[%]
sehr knapp oder keine	0 - 20 m ³	5331	9.0
sehr knapp	20 - 100 m ³	23344	39.5
knapp	100 - 500 m ³	13096	22.2
gering	500 - 1000 m ³	9584	16.2
ergiebig	1000 - 10000 m ³	2380	4.0
sehr ergiebig	> 10000 m ³	5329	9.0

Hinsichtlich der Geologie nimmt das Quartär des Oberrheingrabens, des Hochrheintals und des Alpenvorlandes mit 30 % des Untersuchungsraumes den größten Flächenanteil ein. Die Keupergebiete der Gäulandschaften und des Keuper-Berglandes besitzen mit 24 % den nächstgrößten Flächenanteil. Sehr geringe Flächenanteile unter 2 % zeigen die Dogger-Gebiete am Nordrand der Schwäbischen Alb, die Jungen Vulkanite im Kaiserstuhl, im Hegau und im Nördlinger Ries und das Alpine Mesozoikum im äußersten Süden des Untersuchungsraumes. Die Petrographie der quartären Gebiete besteht neben Alluvium vor allem aus Moräne, Löß (zum Teil Schwemmlöß) und sandigem Material. Die Oberrheinische Tiefebene, das Donautal ab der Iller-Mündung, das untere Illertal und das untere Lechtal besitzen sehr ergiebige Grundwasserleiter (Hydrogeologie). Sehr knappe Grundwassermengen in verschiedenen Tiefenlagen haben einen Flächenanteil von 40 % des Untersuchungsraumes. Schwarzwald und Odenwald (außer einigen Talbereichen), Teile der Gäulandschaften, das Jungmoränenland und Teile des Albvorlandes werden dieser Klasse zugeordnet.

5 Statistische Verfahren zur Regionalisierung des Niedrigwassers

Das Übertragen und Verallgemeinern hydrologischer Parameter über unterschiedliche Räume und Zeiten wird in der Hydrologie unter dem Begriff Regionalisierung zusammengefaßt (KOBUS 1992). Die Bedeutung der Regionalisierung für Forschung und Praxis ist allgemein anerkannt. Die Wege und Ziele sowie die genaue Definition des Begriffs werden jedoch teilweise kontrovers diskutiert.

SCHWENTKER und STREIT 1983 unterscheiden zwischen Regionalisierung im eigentlichen Sinn und regionaler Übertragung. Unter Regionalisierung verstehen sie "die Ausweisung von Flächen gleicher hydrologischer Eigenschaften" und unter regionaler Übertragung "die Anwendung hydrologischer Modelle auf Gebiete, für die sie mangels geeigneter Daten nicht direkt kalibriert sind, sondern nur indirekt unter Berücksichtigung gebietsspezifischer Charakteristika angepaßt werden können" (zitiert in KLEEGERG & CEMUS 1992: 5).

KLEEGERG und CEMUS 1992 bemängeln an dieser Begriffsbestimmung von SCHWENTKER und STREIT 1983 die fehlende Definition 'gleicher hydrologischer Eigenschaften' und stellen die Existenz von Regionen mit gleichen hydrologischen Eigenschaften in Frage. Außerdem kritisieren sie die Einschränkung der Regionalisierung auf die Übertragung hydrologischer Modelle, die Übertragung von Modellparametern beziehungsweise Parametern allgemein schließt diese Definition aus. Als Alternative schlagen sie folgende Definition vor: "Unter Regionalisierung kann verstanden werden: Bestimmen einer räumlichen Verteilung der Funktion g in Abhängigkeit von lokalen abhängigen Größen $p(j)$, die aus anderen Gebieten mit Hilfe von Übertragungsfunktionen h abgeleitet werden" (KLEEGERG & CEMUS 1992: 5). Regionalisierte Modelle beziehen nach dieser Definition die räumlichen Zusammenhänge mit ein, der laterale Transport wird berechnet und es werden dabei Übertragungsbedingungen von einem Rasterpunkt zum nächsten berücksichtigt. Es wird von KLEEGERG und CEMUS 1992 explizit darauf hingewiesen, daß die Aufstellung einer Funktion, die den Zusammenhang zwischen einer abhängigen Größe wie dem Abfluß und einer Vielzahl von Parametern wie zum Beispiel der Gebietsgröße, dem Gefälle, der Landnutzung etc. wiedergibt, noch keine Regionalisierung darstellt. Von Regionalisierung kann erst gesprochen werden, wenn Übertragungsbedingungen für diese Koeffizienten erstellt werden, und diese nicht mehr kalibriert werden müssen.

Da diese Definition einen stark einengenden Charakter in Hinblick auf eine Modellierung der Prozesse beinhaltet, wurde von BECKER 1992 ein weiterer Vorschlag für eine umfassende Definition der Regionalisierung unterbreitet: "Regionalisierung ist die regionale Übertragung oder flächenhafte Verallgemeinerung (Generalisierung) einer Größe oder einer Funktion (eines Modells) beziehungsweise der Parameter dieser Funktion (dieses Modells)" (BECKER 1992: 20). Er unterscheidet drei Haupttypen oder Kategorien der Regionalisierung:

"Typ A: Bestimmen der flächenmäßigen Verteilung einer Größe mit oder ohne Anwendung geeigneter Übertragungsfunktionen (Generalisierung, Verallgemeinerung), im allgemeinen durch

- Interpolation und Extrapolation oder durch
- einfache Zuordnung (Übertragung) der Größe von einem Ort (z.B. Meßstation oder Bezugsfläche) zu einer anderen "hydrologisch ähnlichen" Lokalität beziehungsweise Bezugsfläche, und zwar mit oder ohne Berücksichtigung anderer Kriterien wie zum Beispiel der Topographie, der Niederschlagsverteilung oder anderen.

Typ B: Flächenmäßige Aggregierung beziehungsweise Integration von lokalen, elementar- oder teilflächenbezogenen Informationen, im allgemeinen in Form der Bildung von Flächensummen- und Flächenmittelwerten (z.B. des Niederschlags, der Verdunstung o.a. Parameter)

Typ C: Flächenmäßige Disaggregierung beziehungsweise Differenzierung von größerflächig vorliegenden Informationen auf Teilflächen (Rasterflächen, Elementarflächen o.ä.), zum Beispiel der auf Flußeinzugsgebiete bezogenen Abflußwerten."

Nach dieser Definition werden in der Regionalisierung unterschiedliche Methodiken angewandt. BECKER 1992 unterscheidet zwischen der direkten Übertragung, der regionalen Verallgemeinerung einer Funktion und ihrer Parameter (i.a. empirisch) meist innerhalb einer hydrologisch ähnlichen Region und der regionalen Anwendung eines allgemein anwendbaren, physikalisch begründeten Modells.

Dem Regionalisierungstyp A entsprechen empirische Verfahren, zum Beispiel die Übertragung von Niedrigwasserabflußspenden entlang eines Flußlängsschnittes (BROWNE 1980, FUCHS & RUBACH 1983, LFU 1985, LFU 1988).

Die Regionalisierung von Niedrigwasserkenngößen wird häufig mit statistischen Ansätzen durchgeführt (GUSTARD et al. 1989, DEMUTH 1993). Nach BECKER 1992 entsprechen diese Ansätze dem Regionalisierungstyp B.

Zur Verlängerung von Zeitreihen temporär betriebener Pegel wird im Niedrigwasserbereich häufig die Korrelationsanalyse eingesetzt (DYCK 1976). Niedrigwassercharakteristiken (und Mittelwasserabflüsse) von Meßstellen mit kurzzeitigen Meßreihen werden über Regressionsbeziehungen zu nahe gelegenen Meßstellen erweitert (RIGGS 1990). GLOS & LAUTERBACH 1972 zum Beispiel führen dieses Verfahren für drei Testgebiete in der ehemaligen Deutschen Demokratischen Republik durch. Sie ermittelten 7- und 15-tägige mittlere Niedrigwässer mit Wiederkehrintervallen von 2 bis 20 Jahren.

Multiple Regressionsverfahren finden zur Abschätzung von Niedrigwasserkenngößen breite Anwendung. Niedrigwasserkenngößen werden aus Hilfsgrößen bzw. Gebietscharakteristika, die sich aus Karten ermitteln lassen, geschätzt (vgl. Kapitel 5.2).

Die Methode mit der gegenwärtig größten Perspektive für die Regionalisierung ist die dritte Methodik (Typ C) (BECKER 1992). Die großräumige Modellierung ist insbesondere für die Entwicklung von Szenarien notwendig. Die hydrologische Modellierung im regionalen Maßstab bedarf jedoch hochaufgelöster Flächendatensätze, die bislang nur vereinzelt zur Verfügung gestellt werden können (z.B. Grundwasserflurabstände).

In der vorliegenden Arbeit werden zwei statistische Methoden zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen angewendet: das Kriging-Verfahren und das multiple Regressionsverfahren. Mit dem Kriging-Verfahren werden die Niedrigwasserkenngrößen flächenmäßig verteilt (Typ A) und eine Interpolation und Extrapolation durchgeführt. Mit dem multiplen Regressionsverfahren werden unter Einbeziehung von Gebietskenngrößen Übertragungsmodelle entwickelt, die eine Abschätzung von Niedrigwasserkenngrößen in ungemessenen Gebieten ermöglichen (Typ B).

5.1 Kriging-Verfahren

Das Kriging-Verfahren ist eine lineare geostatistische Interpolationsmethode. Die Aufgabe dieses Interpolationsverfahrens besteht darin, einen beliebigen Punkt im Raum möglichst genau aus den umgebenden Meßwerten zu schätzen. Es wird hierfür eine räumliche Erhaltungsneigung (Persistenz) der zu untersuchenden Größe angenommen. Mit der statistischen Beschreibung dieser räumlichen Persistenz wird eine Schätzung im Raum möglich. Das Kriging-Verfahren ist ein exaktes Interpolationsverfahren; der Meßwert wird immer reproduziert (es sei denn, man berücksichtigt den Meßfehler der Punktmessung). Die Gewichte zur Schätzung eines beliebigen Punktes im Raum werden ohne Berücksichtigung des Meßwerts berechnet. Sie werden anhand der Abstände des Schätzpunkts zu den Meßpunkten, der Abstände der Meßpunkte untereinander und der mittleren räumlichen Struktur der Variablen bestimmt. Das Kriging-Verfahren wurde am 'Centre de Morphologie Mathématique' bei Fontainebleau von MATHERON 1971 entwickelt. Zu den klassischen Anwendungen der Geostatistik in der Hydrologie und Meteorologie zählen die Ermittlung des Gebietsniederschlag (z.B. DINGMAN, SEELY-REYNOLDS & REYNOLDS 1988, SEO et al. 1990, BARDOSSY 1993), die Berechnung von Grundwasserständen und des Grundwasserchemismus (z.B. MYERS 1988, AHMED & DeMARSILY 1987, STAUFFER 1988, SAMPER CALVETE & NEUMAN 1989, BUCHER 1993) und die Verteilung der Bodenfeuchte und der bodenchemischen Kennwerte (LOAGUE 1992, DISSE 1991). Einen Überblick über die Anwendungen der Geostatistik in der Hydrologie gibt DELHOMME 1978.

Nur vereinzelt wurde das Kriging-Verfahren zur Regionalisierung von Oberflächenabfluß herangezogen. Mit dem Kriging-Verfahren wurden von VILLENEUVE et al. 1979 in Quebec MAM(7)-Spenden einer bestimmten Wiederholzeitspanne und von SCHWARZMAIER & MAIER 1990 monatliche Abflußsummen im Nordosten der USA regionalisiert. Zur Verlängerung kurzer Zeitreihen benutzten SOLOW & GORELICK 1986 das Cokriging-Verfahren. Der Abfluß für eine monatliche Wasserbilanz wurde mit dem Kriging-Verfahren von VANDEWIELE & ATLABACHEW 1995 regionalisiert. ARNELL 1995 diskutiert die Anwendung des Kriging-Verfahrens zur Darstellung von Abflüssen in einem großräumigen Gitternetz.

Der am Gebietsauslaß gemessene Abfluß stellt einen integralen Wert dar. Niedrigwasserabfluß setzt sich an jedem Punkt im Gerinne aus dem Abfluß, der sich oberstromig schon im Gerinne

befindet, und aus lateral zufließendem Wasser aus dem oberflächennahen Grundwasserleiter zusammen. Ohne zusätzliche Information über den physikalischen Prozeß der Abflußbildung ist eine Zuordnung von Teilen des Abflusses zu bestimmten Herkunftsräumen im Einzugsgebiet nicht möglich. Nur in kleinen Einzugsgebieten können am Pegel gemessene Abflüsse als Punktprozesse angenähert werden. Die Anwendung eines Interpolationsverfahrens auf die integrale Größe Abfluß widerspricht somit den theoretischen Voraussetzungen. Mit der Normierung des Abflusses auf das Einzugsgebiet, der Berechnung von Abflußspenden oder Abflußhöhen, kann dieses Problem nur zum Teil gelöst werden. Diese Normierung ordnet den gesamten Abfluß gleichmäßig der Fläche des Einzugsgebietes zu. VANDEWIELE & ATLABACHEW 1995 verschieben den Stützpunkt für das Kriging-Verfahren auf den Schwerpunkt des Einzugsgebietes, auch dieses Vorgehen verlagert das Problem nur. Unter Berücksichtigung der Kontinuitätsbedingung entwickelte GOTTSCHALK 1993a und 1993b einen geostatistischen Ansatz entlang des Gewässernetzes für Teileinzugsgebiete von größeren Einzugsgebieten. Dieser Ansatz benötigt Abflußmessungen in den Teileinzugsgebieten und ist daher hier nicht anwendbar.

Für praktische Anwendungen werden, trotz nicht exakt erfüllter theoretischer Voraussetzungen, Abflußspenden mit Interpolationsverfahren regionalisiert (VILLENEUVE et al. 1979, SCHWARZMAIER & MAIER 1990, VANDEWIELE & ATLABACHEW 1995). Aussagen über die großräumige Verteilung bestimmter Abflußkenngrößen werden damit möglich. Die mit dem Kriging-Verfahren gleichzeitig ermittelbare Güte der Schätzung entscheidet für die Praxis, ob das Kriging-Verfahren zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen geeignet ist.

Das Kriging-Verfahren benötigt als Datengrundlage nur die berechneten Niedrigwasserkenngrößen und die räumliche Lage der Meßstellen. Im Gegensatz zu den multiplen Regressionsmodellen können die Niedrigwasserkenngrößen somit ohne eine Erhebung zusätzlicher Daten räumlich dargestellt werden. Der vergleichsweise geringe Arbeitsaufwand führt zu schnell erreichbaren Ergebnissen. Obwohl die methodischen Voraussetzungen für das Kriging-Verfahren nicht unbedingt erfüllt sind, wird diese Interpolationsmethode für die Niedrigwasserkenngrößen der kleinen bis mittleren Einzugsgebietsgrößen der vorliegenden Studie angewendet. Ein Vergleich zwischen den mit dem Kriging-Verfahren räumlich dargestellten Niedrigwasserkenngrößen und den berechneten Niedrigwasserkenngrößen an den Pegeln einerseits, und die Angabe der Fehlerbereiche der Interpolation andererseits ermöglichen eine Aussage über den praktischen Nutzen des Kriging-Verfahrens für die räumliche Darstellung von Niedrigwasserkenngrößen.

Da in dieser Untersuchung nur Einzugsgebiete bis maximal 500 km² berücksichtigt werden, befinden sich die meisten südwestdeutschen Pegel in den geographischen Regionen, in denen ihr Niedrigwasserabfluß gebildet wird. Auf ein Verschieben des räumlichen Bezugspunkts wie z.B. von VANDEWIELE & ATLABACHEW 1995 vorgeschlagen wurde deshalb verzichtet. Die Koordinaten der Pegel wurden als räumliche Bezugspunkte verwendet.

Das einfache Kriging-Verfahren

MATHERON formulierte 1963 die 'Theorie der Regionalisierten Variablen' (MATHERON 1971). Wenn x ein Punkt im Raum ist und $z(x)$ die Funktion der Variablen x , dann ist diese Funktion $z(x)$ eine Regionalisierte Variable. Von dieser Regionalisierten Variablen liegt eine Realisation $Z(x)$ vor. Die Charakteristik dieser Zufallsfunktion wird gesucht. Für Kriging wird die Hypothese der schwachen Stationarität, die 'intrinsische Hypothese', vorausgesetzt. Es werden stationäre Inkremente ($Z(x)-Z(x+h)$) verlangt, d.h. der Erwartungswert der Inkremente muß gleich null sein und die Varianz der Unterschiede muß endlich sein:

$$E[Z(x+h)-Z(x)] = m(h) = 0 \quad (5.1)$$

$$\text{Var}[Z(x+h)-Z(x)] = 2g(h) \quad (5.2)$$

x : Lage des Punkts im Raum

h : Abstandsvektor

$Z(x+h)-Z(x)$: Inkremente

$2g(h)$: Variogramm; mittlere quadratische Differenz von Z zwischen Punktpaaren, die durch den Abstandsvektor h voneinander getrennt sind

Der Erwartungswert und die Varianz sind Funktionen des Abstands h , nicht des Ortes x . Die Funktion $g(h)$, die Varianz der Inkremente, wird als Semivariogramm bezeichnet. Sie ist eine statistische Beschreibung der räumlichen Persistenz.

$$g(h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h)-Z(x))^2] = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x+h)-Z(x)] \quad (5.3)$$

$g(h)$: Semivariogramm

Das Semivariogramm wird aus der Stichprobe geschätzt. Für die empirische Berechnung eines Semivariogramms wird zuerst die räumliche Entfernung und Himmelsrichtung zwischen allen Meßpunkten bestimmt. Bei n Meßpunkten ergibt dies $\frac{1}{2}n(n-1)$ Paare. Daraufhin werden Abstands- und Richtungsklassen so eingeteilt, daß jede Klasse eine gute Wertepaarbelegung erhält. Für jede Klasse mit $n(h)$ Meßpunktpaaren wird dann ein Semivariogrammwert $g(h)$ berechnet. Die einfachste Vorschrift zur Schätzung der empirischen Semivariogrammwerte lautet:

$$g(h) = \frac{1}{2 \cdot n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (Z(x_i+h) - Z(x_i))^2 \quad (5.4)$$

Für $h=0$, also am Meßort selbst, ist $g(h)=0$, da jeder Meßpunkt mit sich selbst verglichen wird. Bei kleinen Abständen sind die Meßwerte in der Regel sehr ähnlich, so daß $g(h)$ im Mittel keine großen Werte annimmt. Mit zunehmendem Abstand wird die räumliche Korrelation zwischen den Meßstationen zunehmend schwächer und damit $g(h)$ größer. Der Anstieg ist ein Maß dafür,

wie stark der Informationsgehalt einer Punktmessung abnimmt, wenn man sich vom Meßort entfernt. Ab einer bestimmten Distanz sind Meßpunkte nicht mehr räumlich korreliert, $g(h)$ nimmt den Wert der gesamten Varianz der Stichprobe an. Diese Entfernung wird mit 'range' bezeichnet. Treten keine richtungsabhängigen Unterschiede auf, kann das Semivariogramm zu einem isotropischen Semivariogramm zusammengefaßt werden.

Das Kriging-Verfahren erfordert die Anpassung einer stetigen theoretischen Funktion an die empirischen Semivariogrammwerte. Eine Diskontinuität am Nullpunkt wird als Nuggeteffekt oder Nuggetvarianz bezeichnet. Eine Nuggetvarianz wird beobachtet, wenn im Mittel nahe gelegene Meßwerte große Meßwertdifferenzen zeigen. Von einem bestimmten Abstand (Reichweite, 'range') an wird ein Schwellenwert ('sill') erreicht. Der Schwellenwert entspricht der allgemeinen Stichprobenvarianz - es besteht kein räumlicher Zusammenhang mehr. Abbildung 5.1 zeigt die allgemeine Form eines theoretischen Semivariogramms.

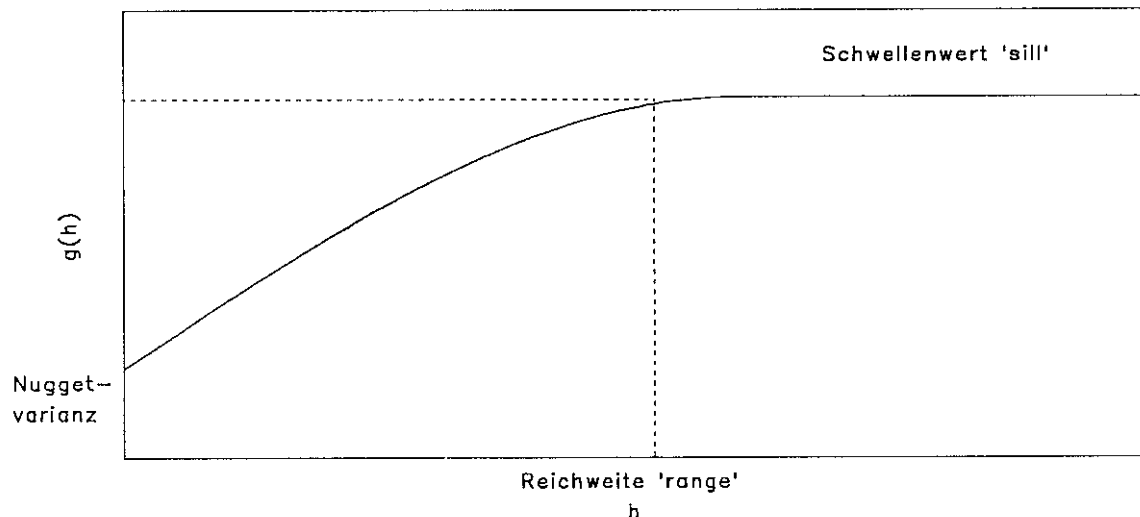


Abb. 5.1 Allgemeine Form des theoretischen Semivariogramm-Modells

Nicht alle Funktionen können ein Semivariogramm beschreiben. Gebräuchlich sind lineare (ohne 'sill'), logarithmische (ohne 'sill'), sphärische, exponentielle und Gauss'sche Semivariogramme. Die Anpassung von theoretischen Semivariogramm-Modellen wird entweder visuell oder über ein gewichtetes Kleinste-Quadrate-Verfahren durchgeführt. Nach Berechnung eines empirischen Semivariogramms und Anpassung des theoretischen Semivariogramms ist es möglich, über das Kriging-Gleichungssystem die Schätzwerte Z_0 und deren Zuverlässigkeit σ_0 zu bestimmen.

Kreuzprüfung

Die Kreuzprüfung bewertet die Güte der Anpassung eines theoretischen Semivariogramms an den Datensatz. Es wird ein Meßwert Z_i aus dem Datensatz entfernt und für diesen Standort x_i mit den verbleibenden $n-1$ Meßwerten der Schätzwert Z_i^* bestimmt. Dies wird mit allen Meßpunkten wiederholt und die Differenzen $(Z_i - Z_i^*)$ danach statistisch ausgewertet. Drei Fehlergrößen zur Bewertung der Anpassung des theoretischen Semivariogramms werden berechnet, der mittlere Fehler, der mittlere quadratische Fehler und der standardisierte mittlere quadratische Fehler. Der mittlere Fehler (MF) ist 0, wenn die Schätzung verzerrungsfrei ist:

$$MF = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - Z_i^*) \stackrel{!}{=} 0 \quad (5.5)$$

Die beste Anpassung ist verwirklicht, wenn der mittlere quadratische Fehler (MQF) minimal ist:

$$MQF = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - Z_i^*)^2} \stackrel{!}{=} \text{Minimum} \quad (5.6)$$

Ein weiteres Kriterium ist der Quotient aus theoretischer und tatsächlicher Varianz. Ist im Mittel die theoretische Varianz des Schätzfehlers σ_i^2 gleich der tatsächlichen Varianz, wird dieses Kriterium der optimalen Anpassung erfüllt. Der angestrebte Wert des standardisierten mittleren quadratischen Fehlers (SMQF) ist eins:

$$SMQF = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(Z_i - Z_i^*)^2}{\sigma_i^2}} \stackrel{!}{=} 1 \quad (5.7)$$

Mit diesen drei Kriterien wird die Eignung des theoretischen Semivariogramms überprüft, beziehungsweise die Eignung mehrerer Semivariogramme miteinander verglichen.

Das Kriging-Gleichungssystem

Kriging hat die Eigenschaft, ein 'best linear unbiased estimator (B.L.U.E.)' zu sein. Kriging ist ein lineares Schätzverfahren, der Schätzwert Z_0^* am Ort x_0 wird durch ein gewichtetes Mittel der Meßwerte Z_i berechnet:

$$E \left[\sum_{i=1}^n \alpha_0^i Z_i \right] = E(Z_0) \quad (5.8)$$

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \alpha_0^i Z_i \quad (5.9)$$

Z_0^* : Schätzwert des wahren, aber unbekannten Werts Z_0
 α_0^i : Gewichte der Kriging-Schätzung für den Ort x_0
 i indiziert die Messung am Punkt x_i
 0 steht für den Ort x_0 , an dem Z_0 geschätzt werden soll
 Z_i : Meßwerte

Jeder Punkt x_0 hat ein anderes Set der Gewichte α_0^i . Die Schätzung hat so zu erfolgen, daß sie verzerrungsfrei 'unbiased' ist, d.h. kein systematisches Über- oder Unterschätzen auftritt:

$$E[Z_0^* - Z_0] = 0 \quad (5.10)$$

Der mittlere quadratische Schätzfehler wird bei einer optimalen Schätzung minimiert:

$$\text{Var}[Z_0^* - Z_0] = \text{Minimum} \quad (5.11)$$

Für die gewichteten Mittelwerte α_0^i muß daher gelten:

$$\sum_{i=1}^n \alpha_0^i = 1 \quad (5.12)$$

Unter Verwendung des theoretischen Semivariogrammwerts wird das Kriging-Gleichungssystem aufgestellt:

$$E[(Z_0^* - Z_0)^2] = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \alpha_0^i \alpha_0^j g(x_i - x_j) + 2 \sum_{i=1}^n \alpha_0^i g(x_i - x_0) \quad (5.13)$$

Die unbekannten α_0^i haben eine quadratische Form. Mittels Lagrange Multiplikator μ wird der folgende Ausdruck minimiert:

$$\frac{1}{2} E[(Z_0^* - Z_0)^2] - \mu \sum_{i=1}^n \alpha_0^i - 1 \quad (5.14)$$

Der Ausdruck wird minimal, wenn die partiellen Ableitungen in Bezug auf α_0^i und μ gleich null gesetzt werden:

$$\sum_{j=1}^n \alpha_0^j g(x_i - x_j) + \mu = g(x_i - x_0) \quad i=1, \dots, n \quad (5.15)$$

$$\sum_{i=1}^n \alpha_0^i = 1 \quad (5.16)$$

x_0 : Schätzzort
 μ : Lagrange-Multiplikator
 $g(x_i - x_j)$: Wert des Semivariogramms für den Abstand zwischen den Meßorten x_i und x_j
 $g(x_i - x_0)$: Wert des Semivariogramms für den Abstand zwischen dem Meßorten x_i und dem Schätzzort x_0
 α_0^j : Gewichte der Kriging-Schätzung für den Ort x_0

Das Gleichungssystem mit $n+1$ Gleichungen und $n+1$ Unbekannten ($\alpha_0^1, \alpha_0^2, \dots, \alpha_0^n, \mu$) sieht in der Matrizen-Schreibweise so aus:

$$\begin{bmatrix} 0 & g_{12} & g_{13} & g_{14} & \dots & g_{1n} & 1 \\ g_{21} & 0 & g_{23} & g_{24} & \dots & g_{2n} & 1 \\ g_{31} & g_{32} & 0 & g_{34} & \dots & g_{3n} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ g_{n1} & g_{n2} & g_{n3} & g_{n4} & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_0^1 \\ \alpha_0^2 \\ \alpha_0^3 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \alpha_0^n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{01} \\ g_{02} \\ g_{03} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ g_{0n} \\ 1 \end{bmatrix}$$

Das Gleichungssystem liefert die Werte für die Gewichte und den Lagrange Multiplikator $\alpha_0^1, \alpha_0^2, \dots, \alpha_0^n, \mu$, so daß sich Z_0^* bestimmen läßt. Die Diagonale der Matrix ist 0, da $g_{ii}=0$; g_{12} entspricht $g(x_1-x_2)$, g_{ij} entspricht daher $g(x_i-x_j)$.

Mit den Gewichten und dem Semivariogrammwert des jeweiligen Schätzpunkts kann die Varianz des Schätzfehlers berechnet werden. Wird angenommen, daß die Schätzfehler normalverteilt sind, läßt sich das Konfidenzintervall der Schätzung angeben. Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % beträgt das Konfidenzintervall einer Normalverteilung $\pm 2\sigma_0$, wobei σ_0 die Standardabweichung des Schätzfehlers (Standardschätzfehler) am Schätzpunkt x_0 ist. Mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % liegt der wahre unbekannte Wert Z_0 dann innerhalb des Intervalls $Z_0^* \pm 2\sigma_0$

$$\text{Var}(Z_0^* - Z_0) = \sum_{i=1}^n \alpha_0^i g(x_i - x_0) + \mu \quad (5.17)$$

$$\sigma_0 = \sqrt{\text{Var}(Z_0^* - Z_0)} \quad (5.18)$$

Räumliche Instationarität einer Regionalisierten Variablen

Bei manchen hydrologischen Variablen tritt im Untersuchungsraum ein räumlicher Trend (eine Drift) auf. Das theoretische Semivariogramm kann dann nicht direkt aus dem empirischen

Semivariogramm abgeleitet werden. Es liegt eine Anisotropie vor. Der einfachste Fall einer Anisotropie, die geometrische Anisotropie, kann über Koordinatentransformationen behoben werden. Geometrische Anisotropie liegt vor, wenn die Variogramme der verschiedenen Richtungen den gleichen Schwellenwert (sill), aber verschiedene Reichweiten (range) aufweisen.

Schwierigere Fälle der Anisotropie lassen sich im Prinzip mit dem Universal Kriging lösen. Es wird bei richtungsabhängiger, systematischer Zu- oder Abnahme der Meßwerte (Drift) eingesetzt. Das Universal-Kriging wurde 1969 von MATHERON entwickelt (zitiert in ARMSTRONG 1984). Eine Drift deutet sich an, wenn für größere Abstände beim empirischen Semivariogramm ein parabolischer Verlauf zu beobachten ist.

Zur Beschreibung einer driftbehafteten Variablen werden die Variablenwerte als Summe aus einem instationären, deterministischen Driftanteil und einem stochastischen Anteil der Residuen angesehen. Der Driftanteil wird als Erwartungswert des regionalisierten Variablewerts definiert.

$$Z(x) = m(x) + R(x) \quad (5.19)$$

$$E[Z(x)] = m(x) \quad (5.20)$$

$Z(x)$: Variablewert

$m(x)$: instationärer, deterministischer Driftanteil

$R(x)$: stochastischer Anteil der Residuen

Wird der Driftanteil entfernt, führt dies zu stationären, räumlich korrelierten Residuen. Das einfache Kriging-Verfahren kann auf diese Residuen angewendet werden. Das zugrundeliegende Semivariogramm $g(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x+h)-Z(x)]$ wird beim Universal-Kriging als bekannt vorausgesetzt. Da die Drift (Erwartungswert) unbekannt ist, kann das Semivariogramm jedoch nicht direkt aus den Daten gewonnen werden. Zur Lösung muß angenommen werden, daß die Drift regelmäßig ist und lokal durch eine Funktion, meist ein Polynom ersten oder zweiten Grads, angenähert werden kann. Grad und Anzahl der Polynomglieder sind unbekannt. Durch ein iteratives Vorgehen, Schätzung der Semivariogrammfunktion und Wahl des Polynomgrads und Durchführung einer Kreuzprüfung, wird die driftbehaftete Struktur angenähert. Wie beim einfachen Kriging-Verfahren wird der Schätzwert Z_0^* am Ort x_0 durch eine lineare Kombination der Meßwerte Z_i mit einer Matrize berechnet. Die Schätzung ist ebenfalls verzerrungsfrei. Während beim einfachen Kriging-Ansatz nur der Abstand zwischen den Punkten eine Rolle spielt, sind nun die Gewichte und damit auch die Schätzwerte von der räumlichen Lage der Punkte abhängig.

Nach DeMARSILY 1988 sollte das Universal Kriging nur verwendet werden, wenn entweder die Drift nur gegen die Grenzen hin existiert (das Variogramm wird dann im stationären Teilbereich angepaßt und über das gesamte Gebiet verwendet) oder wenn in einer bestimmten Richtung über das gesamte Gebiet keine Drift festgestellt werden kann (das Semivariogramm wird dann in diese Richtung angepaßt und für das Gesamtgebiet in jeder Richtung angenommen).

Cokriging

Liegt eine lineare Beziehung zwischen der zu regionalisierenden Variablen und einer Hilfsvariablen vor, kann das Cokriging-Verfahren angewendet werden (JOURNEL & HUIJBREGTS 1978, MYERS 1988, JAGER, SALE & SCHMOYER 1990). Dies ist dann sinnvoll, wenn die Hilfsvariable in größerer räumlicher Dichte vorliegt. Die Schätzung mit dem Cokriging-Verfahren erfolgt über ein gewichtetes Mittel beider Variablen. Die Variable und die Hilfsvariable müssen nicht an denselben Punkten bekannt sein, und die Anzahl der Punkte kann unterschiedlich sein. Eine optimale Schätzung wird unter Verwendung zweier Semivariogramme, das der Variablen und das der Hilfsvariablen, erreicht. Mit einem Kreuzsemivariogramm wird die räumliche Struktur der Korrelation zwischen den beiden Variablen bestimmt und berücksichtigt.

5.2 Multiple Regressionsanalyse

Multiple Regressionsansätze sind flexibel und einfach in der Anwendung, sie gehören deshalb zu den am häufigsten in der Hydrologie und Wasserwirtschaft angewandten statistischen Verfahren (TASKER 1982, ASCHWANDEN, WEINGARTNER & LEIBUNDGUT 1986). Die Modellbildung erfolgt auf der Basis der Untersuchung von Beziehungen zwischen Variablen. Werden Beziehungen zwischen Gebietskennwerten und einer Abflußkenngröße vermutet, bietet das multiple Regressionsverfahren eine einfache Möglichkeit, diese Beziehungen zu überprüfen und zu quantifizieren. Die Regressionsanalyse kann sowohl für die Erklärung von Zusammenhängen als auch für die Durchführung von Prognosen dienen (BACKHAUS et al. 1994).

Die Multiple Regressionsanalyse findet z.B. Anwendung in der Abschätzung seltener Hochwasser (NAEF 1983, DÜSTER 1994). Im Niedrigwasserbereich wurden seit Anfang der 60er Jahre multiple Regressionsverfahren eingesetzt (BENSON & MATALAS 1967, THOMAS & BENSON 1970, RIGGS 1970, RIGGS 1972, WRIGHT 1970).

Vielfach wird in der Literatur eine Beziehung zwischen Niedrigwasserkenngrößen und Gebietscharakteristika postuliert (z.B. GUSTARD et al. 1989, DEMUTH 1993). Eine Untersuchung von Niedrigwasser-Schätzmodellen in Hinblick auf die relevanten Gebietscharakteristika gibt DEMUTH 1994. Diese Gebietscharakteristika gliedern sich in Kenngrößen der Physiographie (Morphometrische Kenngrößen), der Oberflächenbedeckung, des Klimas und der Hydrologie.

5.2.1 Allgemeine Grundlagen der multiplen Regressionsanalyse

Die Regressionsanalyse ermittelt statistische Zusammenhänge zwischen einer abhängigen Variablen (Zielgröße) und einer oder mehreren unabhängigen Variablen (Prädiktoren). Die Wirkungsanteile der Prädiktoren auf die Zielgröße werden unter Berücksichtigung der wechselsei-

tigen Abhängigkeiten untersucht. Die multiple Regressionsgleichung stellt eine abhängige Variable Y als Funktion mehrerer unabhängiger Variablen X_i dar:

$$Y = f(X_1, \dots, X_m) \quad (5.21)$$

Ein Anteil der Abweichungen der Beobachtungswerte von ihrem gemeinsamen Mittelwert läßt sich durch den unterstellten linearen Einfluß der unabhängigen Variablen erklären. Der restliche Anteil ist in den unerklärten Residuen (Zufallsfehler) enthalten. Die allgemeine Form der linearen Regressionsgleichung lautet:

$$Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_mX_m + \epsilon \quad (5.22)$$

Y : unabhängige Variable (Zielvariable)

X_i : unabhängige Variablen (Prädiktorvariablen) ($i=1, \dots, m$)

b_i : Regressionskoeffizienten ($i=1, \dots, m$)

a : Regressionskonstante

ϵ : Zufallsfehler

Die Zielvariablen sind hier die Niedrigwasserkenngrößen; Prädiktorvariablen sind im Zusammenhang mit Niedrigwasserkenngrößen stehende Geofaktoren. Die Regressionsanalyse weist als Ergebnis Koeffizienten der Regressionsgleichung aus. Diese geben Anhaltspunkte für die unterschiedliche Stärke des Zusammenhangs zwischen Prädiktorvariablen und der Zielgröße. Je größer der absolute Betrag des Regressionskoeffizienten ist, desto stärker ist der vermutete Einfluß auf die abhängige Variable.

Die Auswahl der Prädiktoren kann aus theoretischen Überlegungen erfolgen. Es wird eine Hypothese erstellt und es werden diejenigen Variable herangezogen, die mutmaßlich mit der Zielgröße in Zusammenhang stehen. Diese Vorgehensweise ist darauf ausgerichtet, mit einem Maximum an Prädiktorvariablen ein Maximum an erklärter Varianz zu erhalten und ein möglichst gutes Schätzmodell zu berechnen. Dies birgt jedoch die Gefahr des 'overfitting'. Das Modell enthält zu viele erklärende Variablen. Ein 'overfitting' führt zu ineffizienten Schätzern. Je größer die Anzahl der Prädiktorvariablen ist, desto größer ist die Gefahr, daß ein statistisch signifikanter Regressionskoeffizient darin vorkommt, obwohl die betreffende Variable nur zufällig mit den abhängigen Variablen korreliert. Es kann auch vorkommen, daß ein tatsächlicher Einflußfaktor in der Stichprobe nicht signifikant erscheint, weil die Wirkung durch Störeinflüsse anderer Prädiktorvariablen verdeckt wird (BAHRENBERG, GIESE & NIPPER 1992).

Eine andere Vorgehensweise der Prädiktorenauswahl zielt darauf, mit einer möglichst geringen Anzahl von Prädiktoren das Modell zu wählen, das den größten Varianzanteil der unabhängigen Variable Y erklärt. Die Techniken für diese Vorgehensweise sind die vorwärtsgerichtete Auswahl, die rückwärtsgerichtete Auswahl und die schrittweise Auswahl. Bei der vorwärtsgerichteten Auswahl wird sukzessive die Prädiktorvariable hinzugefügt, die den nächstgrößten Varianzanteil der Zielgröße erklärt. Dieser Vorgang wird so lange wiederholt, bis der Regressionskoeffizient auf einem zu wählenden Signifikanzniveau nicht mehr signifikant ist. Die rückwärtsgerichtete Auswahl beginnt mit der maximalen Anzahl von Prädiktorvariablen und redu-

ziert diese, solange ihre Regressionskoeffizienten nicht signifikant von null verschieden sind. Die schrittweise Auswahl kombiniert die vorwärtsgerichtete und rückwärtsgerichtete Auswahl. Beim jeweils nächsten Schritt wird geprüft, ob die Regressionskoeffizienten der schon ins Modell integrierten Prädiktorvariable immer noch signifikant von null verschieden sind.

Die Regressionsfunktion wird dahin geprüft, ob der lineare Zusammenhang in der Stichprobe zu einer befriedigenden Erklärung der Stichprobenwerte führt. Das Bestimmtheitsmaß R^2 (Quotient aus erklärter Streuung und Gesamtstreuung) gibt an, wie gut sich die Regressionsfunktion an die empirische Punkteverteilung anpaßt und wieviel Restschwankung übrig bleibt. Wenn das Bestimmtheitsmaß gut genug ist, können die Regressionskoeffizienten individuell auf ihr Erklärungsvermögen hin geprüft werden.

Für die Test- und Schätzverfahren ist die Normalverteilung der Variablen Bedingung. Bei einer schiefen Verteilung der Prädiktorvariablen werden Signifikanzen überschätzt (HOLDER 1985). Ohne Normalverteilung macht das Regressionsmodell als deskriptives Modell trotzdem Sinn. Dies gilt auch für die schrittweise Auswahl der unabhängigen Variablen nach dem Prinzip der Signifikanz der partiellen Regressionskoeffizienten (BAHRENBURG, GIESE & NIPPER 1992).

Die multiple lineare Regressionsanalyse setzt voraus, daß ein linearer Zusammenhang zwischen der Zielgröße und den Prädiktorvariablen besteht. Eine Nichtlinearität ist durch Schätzverfahren aufdeckbar. Im Falle einer Nichtlinearität werden Modelle mit einer Verzerrung ermittelt, das heißt es wird systematisch unter- oder überschätzt. Bei Nichtlinearität ist eventuell eine Linearisierung mittels Transformation der Zielvariable möglich.

Ein multiples lineares Regressionsmodell basiert auf der Prämisse, daß die Prädiktorvariablen stochastisch unabhängig sind. Empirische Daten zeigen meist einen gewissen Grad an linearer Abhängigkeit (Multikollinearität), die Prädiktorvariablen lassen sich dann als lineare Funktionen der übrigen darstellen. Im Falle einer Multikollinearität sind die Regressionskoeffizienten immer unter der Bedingung der übrigen in die Analyse einbezogenen Variablen zu interpretieren. Für die Güte des Schätzmodells spielt die Multikollinearität allerdings keine Rolle (BAHRENBURG, GIESE & NIPPER 1992). Multikollinearität kann mit einer Korrelationsmatrix aufgedeckt werden. Die Korrelationskoeffizienten messen jedoch nur die paarweisen Abhängigkeiten. Es kann auch Multikollinearität trotz niedriger Korrelationskoeffizienten zwischen den Prädiktoren bestehen.

Wenn die Streuung der Residuen der prognostizierten abhängigen Variable nicht konstant ist, liegt Heteroskedastizität (Streuungsungleichheit) vor. Eine Heteroskedastizität verfälscht den Standardfehler der Regressionskoeffizienten und verzerrt die Schätzung des Konfidenzintervalls (HOLDER 1985).

5.2.2 Kategoriale Daten zur Erstellung von multiplen Regressionsmodellen

Die Prädiktorvariablen und Zielgrößen dieser Untersuchung besitzen verschiedene Skalenniveaus. Niedrigwasserkenngrößen sind metrisch skaliert und somit nach Prüfung der oben

beschriebenen Voraussetzungen direkt in Regressionsmodelle einsetzbar. Die thematischen Daten, die den Prädiktorendatensatz bilden, sind kategorial (nominal skaliert). Die einzelnen Klassen, zum Beispiel Tertiär und Quartär als geologische Klassen, sind weder in einer Rangfolge anzuordnen noch meßbar. Erst durch eine Codierung können kategoriale Daten direkt in multiple Regressionsmodelle integriert werden. Verschiedene Arten der Codierung sind möglich (z.B. Effektcodierung, Dummy-Codierung). Es wurde hier die Dummy-Codierung gewählt. Bei der Dummy-Codierung wird die nominale Information in einen binären Code verwandelt. Für ein k-stufiges nominales Merkmal werden k-1 Indikatorvariablen gebildet. Jede Indikatorvariable wird mit 1 für vorhanden oder 0 für nicht vorhanden belegt. Das k-te nominale Merkmal erhält auf jeder Indikatorvariable eine 0. Mit dieser Codierung ist ein k-stufiges Merkmal vollständig beschrieben. Abbildung 5.2 verdeutlicht die Codierung am Beispiel der Geologie. Die Geologie besitzt 11 Stufen, benötigt also 10 Indikatorvariablen (G1-G10). Jeder Indikatorvariable wird entweder eine 1 oder eine null zugewiesen, je nach vorhandenem oder nicht vorhandenem Merkmal. Für die Codierung der letzten Stufe, Alpines Mesozoikum, werden alle Indikatorvariablen mit einer 0 belegt. Die thematischen Daten Geologie (11 Stufen: 10 Indikatorvariablen), Hydrogeologie (6 Stufen: 5 Indikatorvariablen), Petrographie (11 Stufen: 10 Indikatorvariablen) und Landnutzung (2 Stufen: eine Indikatorvariable) führen in der Summe zu 26 Indikatorvariablen für das multiple Regressionsmodell.

	Indikatorvariable									
	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10
Kristallines Grundgebirge	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Buntsandstein	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Muschelkalk	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Keuper	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Lias	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Dogger	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Malm	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Tertiär	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Quartär	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Junge Vulkanite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Alpines Mesozoikum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Abb. 5.2 Dummy-Codierung der kategorialen Variablen Geologie

In einer multiplen Regressionsgleichung mit dummy-codierten Variablen entspricht die Regressionskonstante der durchschnittlichen Merkmalsausprägung der mit Nullen codierten Gruppe. Besteht die Vermutung, daß das Zusammentreffen bestimmter Merkmale die Zielgröße stark beeinflusst, können Interaktionen in das Regressionsmodell miteinbezogen werden. Interaktionen werden als Produkt zweier Indikatorvariablen berechnet. Theoretisch ist es auch möglich, Interaktionen höherer Ordnung, die Produkte der Produkte, zu berücksichtigen. Allein die steigende Anzahl der Prädiktoren durch das Codieren führt jedoch schon zu multiplen Regressi-

onsmodellen mit einer großen Anzahl von Prädiktorvariablen. Auf die Berücksichtigung von Interaktionen höherer Ordnung wurde deshalb verzichtet.

5.2.3 Entwicklung eines modifizierten multiplen Regressionsansatzes

Der klassische Ansatz zur Erstellung multipler Regressionsmodelle in der Hydrologie mündet in ein Schätzmodell für einzelne Flußeinzugsgebiete. Das Ziel dieser Arbeit ist jedoch die flächenhafte Darstellung von Niedrigwasserkenngößen. Eine Modifizierung des klassischen Ansatzes wurde deshalb notwendig. Der Einsatz eines Geographischen Informationssystems bildet den Ausgang für die Modifikation. Die thematischen Datensätze als Prädiktorvariablen für multiple Regressionsmodelle liegen flächenhaft vor. Im Gegensatz zu den allgemeinen Voraussetzungen statistischer Anwendungen ist in diesem Falle also die Grundgesamtheit bekannt. Falls sich Regressionsmodelle für Niedrigwasserkenngößen mit Hilfe von den an den Pegeln liegenden thematischen Daten berechnen und evaluieren lassen, ist die Übertragung auf das Gesamtgebiet möglich. Anstatt die Niedrigwasserkenngöße auf das Einzugsgebiet zu beziehen, wurde hier ein gewässernetzorientierter Ansatz entwickelt. Es wurden fünf ca. $1 \times 1 \text{ km}^2$ große Flächen pegelaufwärts in äquidistanten Abständen von 1 km entlang des Gewässernetzes ausgewiesen (siehe Abbildung 5.3). Diesen Flächen wurde die Niedrigwasserkenngöße des entsprechenden Pegels zugeordnet. Mit den codierten kategorialen Daten dieser 'Gewässernetzflächen' als Prädiktorvariablen wurden die multiplen Regressionsmodelle erstellt.

Für die im European Water Archive enthaltenen südwestdeutschen Stationen entsprechen die Gebietskenngößen der 'Gewässernetzflächen' in den allermeisten Fällen denen der Einzugsgebiete. Fünf Flächen wurden gewählt, um zum einen kleinräumig vorhandene und vom übrigen Einzugsgebiet abweichende Kombinationen thematischer Daten und zum anderen sehr kleine Einzugsgebiete mit Flußlängen unter 5 km weniger stark zu gewichten. Da die Abflüsse im European Water Archive in der Einheit m^3/s gespeichert werden sind vor allem bei kleinen Einzugsgebieten die Angaben der Niedrigwasserabflüsse relativ ungenau. Außerdem können nicht erfaßte hydrogeologische Einzelheiten bei Kleinst-einzugsgebieten ein erhebliches Abweichen des Niedrigwasserverhaltens vom gebietstypischen Durchschnittswert hervorrufen (GLOS & LAUTERBACH 1972).

Zur Verdeutlichung der Unterschiede zwischen dem klassischen Ansatz und dem modifizierten Vorgehen werden die beiden Verfahren in Abbildung 5.4 gegenübergestellt. Die linke Seite des Schemas zeigt den klassischen Weg der Anwendung multipler Regressionsverfahren in der Hydrologie. Rechts ist die Modifikation mit Gewässernetzflächen skizziert. Mit der klassischen Vorgehensweise werden Flüsse mit ihren Einzugsgebieten betrachtet. Prozentuale Flächenanteile der Geofaktoren aus Einzugsgebieten mit Direktmessung bilden den Prädiktordatensatz multipler linearer Regressionsansätze. Die Regressionsgleichung erlaubt die Schätzung ungemessener Flußeinzugsgebiete. Ähnliche Geofaktorenkombinationen, wie die der Einzugsgebiete, mit denen die Regressionsgleichungen entwickelt wurden, sind Voraussetzung für die Schätzung mit der Regressionsgleichung.

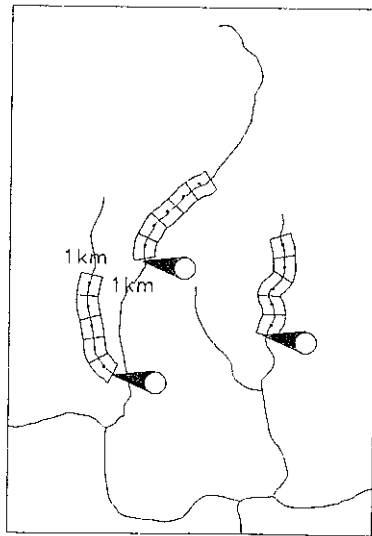


Abb. 5.3 Gewässernetzflächen zur Berechnung multipler Regressionsmodelle für Niedrigwasserkenngrößen

Mit dem modifizierten Ansatz werden Gewässernetzflächen digitalisiert und der ermittelte Niedrigwasserkennwert allen fünf Gewässernetzflächen zugeordnet. Die Geofaktoren werden in codierter Form als Indikatorvariablen berücksichtigt. Diese codierten Geofaktoren werden mit den Gewässernetzflächen verschnitten. Jeder Datenebene wird die Information zugeordnet, die den größten Flächenanteil in der Gewässernetzfläche einnimmt. Mit diesem Datensatz an Prädiktorvariablen werden multiple Regressionsmodelle zur Berechnung von Niedrigwasserkenngrößen erstellt. Die Modelle werden im Gesamtgebiet angewendet, und die Niedrigwasserkenngrößen werden flächenhaft geschätzt.

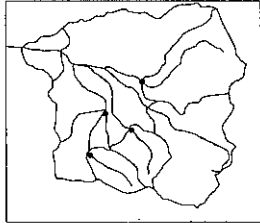
5.3 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die statistischen Verfahren zur Regionalisierung von Niedrigwasserkenngrößen vorgestellt: die Geostatistik mit dem Kriging-Verfahren und ein modifizierter multipler linearer Regressionsansatz. Das Kriging-Verfahren ist ein Ansatz, der Varianzen schätzt, während mit dem multiplen Regressionsverfahren Mittelwerte geschätzt werden.

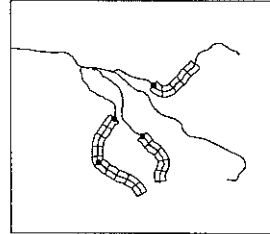
Mit dem Kriging-Verfahren werden die Niedrigwasserkenngrößen durch eine Inter- und Extrapolation regionalisiert. Zusätzlich zur Schätzung der Niedrigwasserkenngrößen im Raum ist die Angabe von Standardschätzfehlern möglich. Die Güte der Schätzung wird dadurch bewertet.

Multipl es Regressionsverfahren basierend auf:

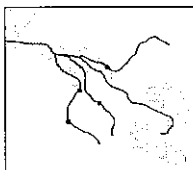
Einzugsgebietsgrenzen



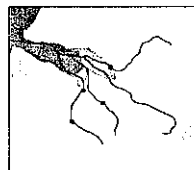
Gewässernetzflächen



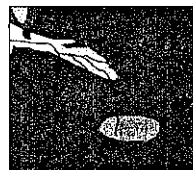
Geologie



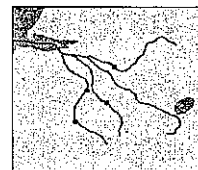
Hydrogeologie



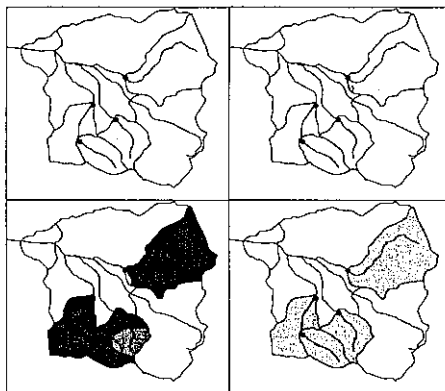
Petrographie



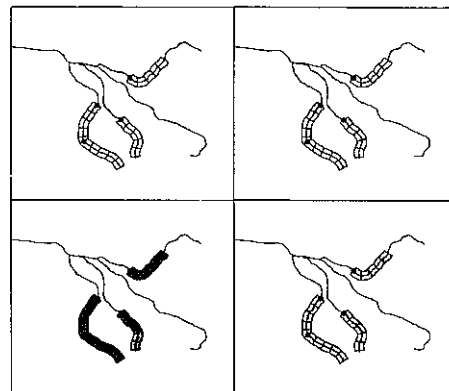
Landnutzung



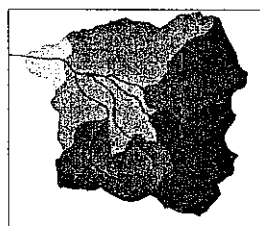
Prozentuale Flächenanteile
der Geofaktoren in den
Einzugsgebieten



Belegung der
Gewässernetzflächen
mit kodierten Geofaktoren



Schätzung der Niedrigwasser-
kenngrößen einzelner
Flußeinzugsgebiete



Flächenhafte Schätzung der
Niedrigwasserkenngrößen



Abb. 5.4 Klassischer Ansatz und auf Gewässernetzflächen basierender Ansatz zur Erstellung von multiplen Regressionsmodellen

Voraussetzung für diese Methode ist eine räumliche Erhaltungsneigung (Persistenz) der Niedrigwasserkenngrößen. Es müssen zusammenhängende geographische Regionen ähnlicher Niedrigwasserkenngrößen existieren.

Ein statistischer Zusammenhang von Geofaktoren und Niedrigwasserkenngrößen wird beim multiplen Regressionsansatz genutzt. Geofaktoren sind im vorliegenden Fall die geologischen, hydrogeologischen und petrographischen Eigenschaften sowie die Landnutzung im Untersuchungsraum. Der multiple Regressionsansatz wurde in dieser Arbeit modifiziert. Anstatt die Geofaktoren des Flusseinzugsgebietes zur Modellbildung zu verwenden, wurden die Geofaktoren direkt auf das Gewässernetz bezogen. Sogenannte Gewässernetzflächen, oberhalb des Pegels eines Fließgewässers mit Direktmessung, wurden hierfür digitalisiert. Die Geofaktoren dieser Gewässernetzflächen bilden den Prädiktorvariablensatz. Die kategorialen Geofaktoren werden in codierter Form verwendet. Die Schätzung erfolgt mit diesem modifizierten Ansatz im Gegensatz zum klassischen Vorgehen nicht mehr für einzelne Flusseinzugsgebiete, sondern im Gesamtgebiet.

Obwohl sich die hydrologische Forschung in letzter Zeit mit den niedrigsten Abflüssen verstärkt beschäftigt, besteht noch keine umfassende Definition für Niedrigwasser, die den Abfluß im Gewässer, den Füllungsgrad von Speichern und den Wassermangel im Gebiet anspricht (MANIAK 1992). In den gemäßigten Breiten dauern Niedrigwasserperioden über einen Zeitraum von mehreren Wochen bis zu etwa einem halben Jahr an. Im mitteleuropäischen Raum treten sie schwerpunktmäßig im Spätsommer, von Juli bis September, auf (MANIAK 1975). Sie sind häufig an stabile Hochdruckwetterlagen über dem eurasischen Kontinent gebunden. Das Auftreten von Trockenzeiten wird von der regionalen und lokalen Witterung überprägt, so daß Einzeljahre zum Teil erheblich vom langjährigen Mittel abweichen. Meteorologisch werden Trockenperioden häufig als Perioden mit einem Niederschlag von weniger als 0.25 mm/Tag über einen halben bis vollen Monat definiert. Überschlüssig führen solche Trockenwetterperioden zu Niedrigwasserabflüssen, die 15 % bis 30 % des mittleren Abflusses unterschreiten (MANIAK 1992). Tägliche Minimalwerte des Abflusses werden durch das Fehlen von Niederschlägen verbunden mit hohen Temperaturen und Verdunstungsraten, vom Verlauf des Rückgangs des Grundwasservorrats sowie von starkem Wasserverbrauch (Entnahme von Bewässerungswasser) und vom Zurückhalten des Abflusses durch Stauanlagen verursacht.

Auswertungsempfehlungen für Abflüsse während Trockenperioden werden im Low Flow Studies Report (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980) und in der Empfehlung für die Auswertung von Daten aus kleinen Untersuchungsgebieten (IHP 1985) gegeben. BERAN & GUSTARD 1977 beschreiben die statistischen Niedrigwasserkenngrößen umfassend. In der Schweiz wird als Leitgröße für die Bestimmung erforderlicher Mindestrestwassermengen der 95 %ige Überschreitungshauptwert einer mindestens zehnjährigen Meßreihe herangezogen (ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988), während für die Bundesrepublik Deutschland ein niedrigstes arithmetisches Mittel von 7 bis 30 aufeinanderfolgenden Tagen mit einer Wiederholungszeitspanne von fünf Jahren als minimale Restwassermenge im Fließgewässer empfohlen wird (DVWK 1982).

In der ersten Phase des FREND-Projekts (1984-1989) wurden zwei Bestimmungsmethoden für Niedrigwasser getestet und weiterentwickelt. Aus den 'Empfehlungen für die Auswertung der Meßergebnisse von kleinen hydrologischen Untersuchungsgebieten' des deutschen IHP/OHP-Nationalkomitees 1985 wurden zwei Methoden, die Aufschluß über das Speicherverhalten eines Einzugsgebietes geben, ausgewählt (DEMUTH 1989). Es sind dies der grundwasserbürtige Abfluß (Basisabfluß) aus den monatlichen Niedrigwasserabflüssen (KILLE 1970) und die Untersuchung der Trockenwetterauslauflinie. Mit dem Ziel, eine vergleichende Betrachtung hydrologischer Kenngrößen aus unterschiedlichen Forschungsgebieten zu ermöglichen, wurden diese Verfahren standardisiert. Mit Abflußdaten kleiner Forschungsgebiete aus ganz Europa wurden diese Verfahren getestet und beurteilt (DEMUTH 1993). Diese standardisierten Bestimmungsverfahren für Niedrigwasser fanden in der vorliegenden Studie Anwendung.

Die Abschätzung des Basisabflusses aus der Abflußganglinie liefert einen langjährigen Mittelwert. Es wurden deshalb zusätzlich zum Basisabfluß zwei Niedrigwasserkennwerte aus der Abflußdauerlinie und der Abflußganglinie ausgewählt, die eine jährliche Beschreibung des Niedrigwasserabflusses ermöglichen. Es sind dies der 95 %ige Überschreitungshauptwert eines Jahres (Q_{347}) und das niedrigste arithmetische Mittel an 10 aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb eines Jahres (MAM(10)).

Ein Ziel dieser Untersuchung ist die Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Variabilität von Niedrigwasser. Die genannten Niedrigwasserkenngrößen werden hierfür in verschiedenen Zeitschritten berechnet und statistisch ausgewertet. Die Darstellung der räumlichen Variabilität von Niedrigwasserkenngrößen erfordert entweder einen einheitlichen zeitlichen Bezug (Standardperioden, Dezennien, Einzeljahre) oder eine Niedrigwasserkenngröße, die sich trotz verschiedener Zeiträume zeitinvariant verhält. Mit einer über verschiedene Zeiträume invarianten Berechnungsmethode ist ein Vergleich von Niedrigwasserkenngrößen aus unterschiedlich langen Meßreihen und mit unterschiedlicher Lage auf der Zeitskala möglich. Vor einer Betrachtung der räumlichen Variabilität der Niedrigwasserkenngrößen werden deshalb die Ergebnisse der verschiedenen Niedrigwasser-Bestimmungsmethoden bezüglich ihrer zeitlichen Variabilität untersucht. Für den Vergleich der Niedrigwasserabflüsse werden diese jeweils auf die Fläche normiert und in Spenden umgerechnet.

6.1 Untersuchung der Abflußdauerlinie (Q_{347}) und der Abflußganglinie (MAM(10))

Ein Niedrigwasserkennwert aus der Abflußganglinie ist das niedrigste arithmetische Mittel von x aufeinanderfolgenden Tageswerten des Abflusses innerhalb eines bestimmten Zeitabschnitts (DVWK 1983, DVWK 1988). In der Regel werden mindestens 7-tägige minimale Abflußmittelwerte (Wochenmittel) (z.B. GLOS & LAUTERBACH 1972, SINGH & STALL 1974) bis höchstens 183-tägige minimale Abflußmittelwerte (Halbjahr) innerhalb eines Jahres berechnet (FUCHS & RUBACH 1983, SCHROEDER, BELKE & BRANDT 1978, STREIL 1979). Die Betrachtung eines mehrtägigen Abflußmittelwerts verhindert, daß sich kurzfristige anthropogene Eingriffe sehr stark auf diesen Kennwert auswirken. In Anlehnung an die FRIEND-Niedrigwasser-Arbeitsgruppe wird im folgenden die englische Kurzform für diesen Niedrigwasserkennwert verwendet: das 'mean annual x day minimum' (MAM(x)). Der Zeitabschnitt wurde analog zu früheren Arbeiten in der Niedrigwasser-Arbeitsgruppe des FRIEND-Projekts mit einer Zeitspanne von zehn Tagen festgesetzt (GUSTARD et al. 1989).

Vor allem in der Schweiz hat sich die Niedrigwasserkenngröße Q_{347} durchgesetzt. Sie wird als gesetzlich festgelegte Leitgröße für die Restwasserbestimmung im Fließgewässer herangezogen. Nach einer Definition von ASCHWANDEN (1992: 12) ist der Q_{347} diejenige "Abflußmenge, die gemittelt über zehn Jahre durchschnittlich während 347 Tagen des Jahres vorhanden oder überschritten ist, und die durch Stauung, Entnahme oder Zuleitung von Wasser nicht wesentlich beeinflusst ist". Der Q_{347} entspricht dem 95 %igen Überschreitungshauptwert, einem Kennwert,

der aus der Abflußdauerlinie gewonnen wird. Die kürzeste sinnvolle Zeitreihe zur Berechnung dieses Niedrigwasserkennwerts ist ein Jahr. In alpinen Einzugsgebieten sind sogar kürzere Zeitreihen für die Berechnung des Q_{347} möglich. Dort sind niedrigste Abflüsse in der Regel an Temperaturen unter dem Gefrierpunkt gebunden (ASCHWANDEN & SCHÄDLER 1988). Die Schwankungsbreite der Abflußmengen Q_{347} ist weder an einen bestimmten Regimetyp noch an eine Landschaftseinheit gebunden. Sie ist nur bedingt durch Gebietscharakteristika erklärbar. Im Schweizer Mittelland, im Jura und im Tessin, den Landschaften, die am ehesten mit dem Untersuchungsraum vergleichbar sind, können die Niedrigwasserperioden zu jeder beliebigen Jahreszeit auftreten (ASCHWANDEN 1992).

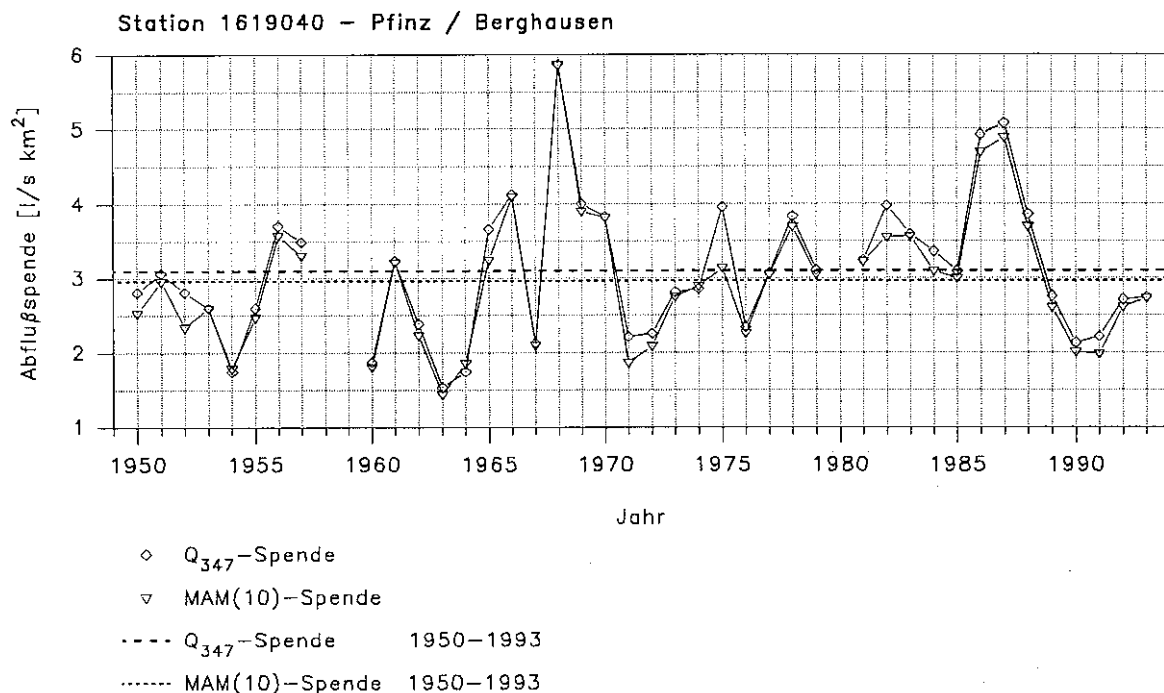


Abb. 6.1 Vergleich zwischen Q_{347} -Spende und MAM(10)-Spende am Beispiel der Pfinz bei Berghausen in den Gäulandschaften

Exemplarisch werden die beiden Niedrigwasserkennwerte anhand der Pfinz in den Gäulandschaften in Abbildung 6.1 verglichen. Wie zu erwarten, ist im langjährigen Verlauf ein gleichgerichtetes Verhalten der beiden Kennwerte zu beobachten. Die Q_{347} -Abflußspenden zeigen meist einen geringfügig höheren Wert als die MAM(10)-Spenden. Innerhalb des Berechnungszeitraumes ist im Jahr 1975 die größte Differenz der beiden Kennwerte mit 0.82 l/s km^2 zu verzeichnen. In allen übrigen Jahren sind die Unterschiede deutlich geringer. Im langjährigen Mittel (1950–1993) beträgt der Unterschied nur 0.14 l/s km^2 . Wird die Strenge des Zusammenhangs dieser beiden Kenngrößen statistisch berechnet, ergibt sich ein mittlerer Korrelationskoeffizient aller südwestdeutschen Pegel von 0.97. Da die beiden Kenngrößen nur sehr

geringfügige Unterschiede aufweisen, wird auf die weitere Auswertung des Q_{347} verzichtet. Es wurde die Bearbeitung des MAM(10) gewählt.

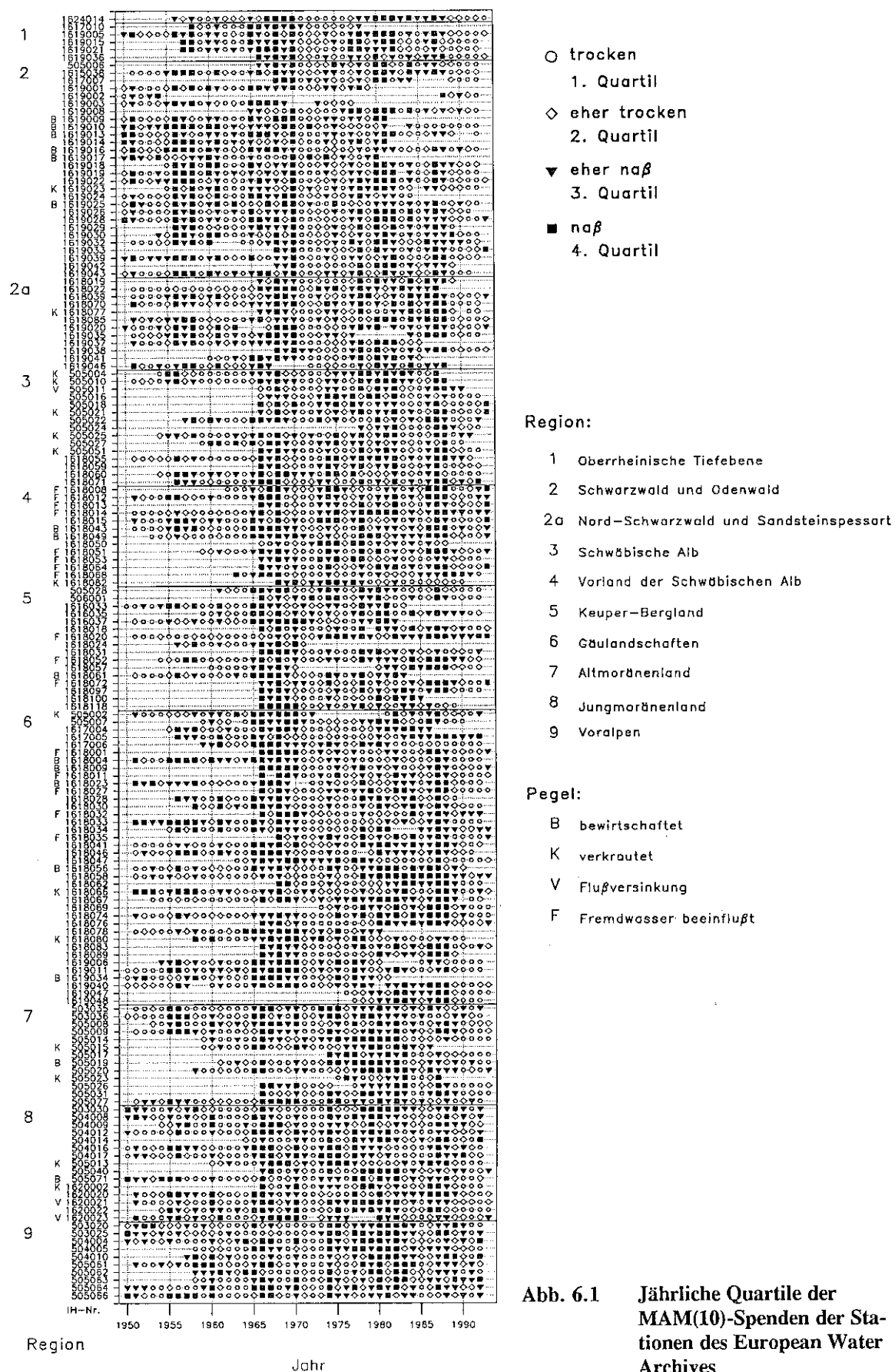
6.1.1 Zeitliche Variabilität des MAM(10)

Detaillierte Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität sind einer räumlichen Betrachtung voranzustellen. Das 'mean annual 10 day minimum' ermöglicht einen Vergleich von Einzeljahren. Das jährliche Verhalten des MAM(10) beschreibt den Wechsel von ausgesprochenen Trockenjahren zu relativ nassen Jahren. Die zeitliche Variabilität der MAM(10) wird durch die Beantwortung folgender Fragen dokumentiert:

- (1) Wie stark variieren die MAM(10)-Spenden in den Flußeinzugsgebieten in Südwestdeutschland?
- (2) Welche Jahre in der Zeit von 1950 bis 1993 sind sehr trocken?
- (3) Mit welcher kürzesten sinnvollen Zeitreihe kann eine durchschnittliche, ein Einzugsgebiet charakterisierende MAM(10)-Spende berechnet werden?

Die Berechnung der jährlichen MAM(10)-Spenden der Einzugsgebiete ergab Spannweiten von 1.3 l/s km² (Altmühl, Pegel Binzwangen, 506001) bis 19.1 l/s km² (Oybach, Pegel Gruben, 505063) in Südwestdeutschland. In der Zeitreihe von 1950 bis 1993 zeigen die EWA-Stationen Variationskoeffizienten der jährlichen MAM(10)-Abflüsse von 0.1 bis 0.7 mit einem arithmetischen Mittel von 0.36. Der Unterschied des arithmetischen Mittels und des Medians aller Stationen beträgt in Südwestdeutschland höchstens 0.8 l/s km² mit einem Mittelwert der Differenzen von nur 0.2 l/s km². Mit dieser Übereinstimmung von arithmetischem Mittel und Median wird eine symmetrische Verteilung der jährlichen MAM(10)-Spenden indiziert. Das heißt, von 1950 bis 1993 traten ungefähr gleichviel Trocken- und Naßjahre auf, deren MAM(10)-Abflussspenden im Betrag gleich weit von ihrem arithmetischen Mittel entfernt liegen.

Mit Augenmerk auf die annähernd symmetrische Verteilung bieten die Quartile der jährlichen spezifischen MAM(10)-Werte eine Möglichkeit der Klassifikation. Mit 'trocken' (erstes Quartil) und 'eher trocken' (zweites Quartil) werden Jahre bezeichnet, deren MAM(10)-Spenden unter dem langjährigen Median (Zentralpunkt) liegen, mit 'eher naß' (drittes Quartil) und 'naß' (viertes Quartil) solche über dem Median. In Abbildung 6.2 sind für jede Station und für jedes Jahr von 1950 bis 1993 die Quartile der MAM(10)-Spenden aufgetragen. Die Zeilen geben die Stationsnummern der Pegel wieder, ihre Reihenfolge wird durch die Zugehörigkeit zu den naturräumlichen Hauptregionen bestimmt. In den Spalten sind die Jahre aufgetragen. Auffällig sind die vertikalen Farbbänder in der Grafik. Unabhängig von der zugrunde gelegten Zeitreihe werden trockene und nasse Jahre in den Einzugsgebieten von den Quartilen ähnlich ausgewiesen. Trockene und nasse Jahre treten fast durchgängig im gesamten Untersuchungsraum zeitgleich in Erscheinung.



Mit der Klassifikation über die Quartile sind die Jahre 1952-1954, 1959, 1962-1964, 1971-1973, 1976, 1985 und 1989-1992 trocken (vgl. HAMLIN & WRIGHT 1978, MARSH & LEES 1985, MARSH et al. 1994). Die MAM(10)-Spenden dieser Jahre liegen am häufigsten im ersten Quartil der jeweiligen Zeitreihe der Meßstellen. Als naß werden die Jahre 1956, 1958, 1965, 1966, 1968, 1970, 1978, 1980, 1982, 1987 und 1988 bezeichnet. Bis 1965 und im Jahr 1993 stützt sich diese Aussage bedingt durch die verfügbaren Datensätze auf weniger Einzugsgebiete als in den Jahren von 1965 bis 1993 (vgl. Kapitel 3.2).

Da die Stationen nach der Zugehörigkeit zu den Naturräumen geordnet sind, ist eine erste räumlich-zeitliche Differenzierung möglich. Bezüglich der zeitlichen Variation ist die Frage nach besonderen Trocken- und Naßjahren im gesamten Untersuchungsraum, oder nach Teilräumen besonderer Trockenheit wichtig. Die Quartile in Abbildung 6.2 weisen für einige Jahre in den voralpinen Einzugsgebieten ein gegenläufiges Verhalten zum übrigen Untersuchungsraum auf. In den allgemein nassen Jahren 1958 und 1968 zeigen voralpine Einzugsgebiete trockene Verhältnisse. Im ausgesprochenen Trockenjahr 1976 ist diese Trockenheit in der voralpinen Region weniger stark ausgeprägt. Im Jahr 1983 sind die oberrheinischen Fließgewässer und die Fließgewässer im Neckareinzugsgebiet trocken, voralpine Einzugsgebiete naß und die anderen Regionen undifferenziert.

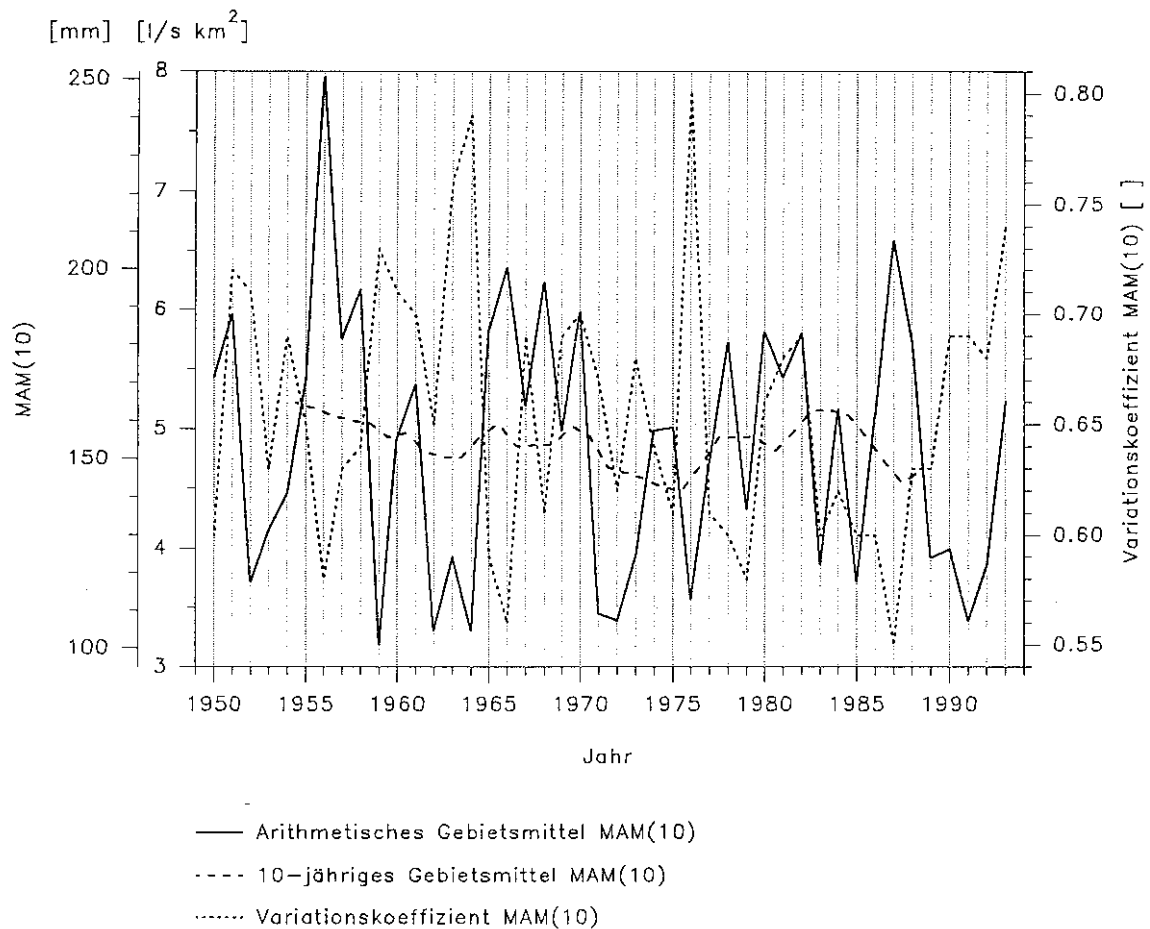


Abb. 6.3 Mittelwerte und Variationskoeffizienten der MAM(10)-Spenden in Südwestdeutschland

Abbildung 6.3 faßt die Trockenjahre und Naßjahre in Südwestdeutschland zusammen. Es sind die arithmetischen Mittel und Variationskoeffizienten der einzelnen Jahre von den MAM(10)-Spenden aller südwestdeutschen Pegel mit ausreichender Datenqualität (siehe Kapitel 3.2) dargestellt. Das gleitende 10-Jahresmittel, welches dem mittleren Jahr der Zeitspanne zugeordnet wurde (zum Beispiel 1954.5 für die Periode 1950-1959), ist zusätzlich berechnet.

Das arithmetische Mittel der MAM(10)-Spenden in Südwestdeutschland zeigt denselben Verlauf trockener und nasser Jahre, wie dies aus den Quartilen ersichtlich war. Die Quartil-Ausweisung entspricht mittleren südwestdeutschen MAM(10)-Spenden unter 4 l/s km^2 (126 mm/a) in trockenen Jahren und über 5.5 l/s km^2 (174 mm/a) in nassen Jahren. Die Spannweite der MAM(10)-Spenden zwischen dem trockensten und nassesten Jahr beträgt im Mittel des Gesamtgebietes 4.8 l/s km^2 (151 mm/a). Die geringste mittlere MAM(10)-Spende ist im Jahr 1959 mit 3.2 l/s km^2 (101 mm/a) und die höchste im Jahr 1956 mit 8.0 l/s km^2 (253 mm/a) zu verzeichnen. Der zehnjährige gleitende Gebietsmittelwert bewegt sich in einem engen Band zwischen 4.5 l/s km^2 und 5.2 l/s km^2 (142 bis 164 mm/a) um den langjährigen Gebietsmittelwert der MAM(10)-Spende von 4.9 l/s km^2 (155 mm/a). Trockene und nasse Jahre sind relativ gleichmäßig über die Zeitskala verteilt. Eine Zeitreihe von zehn Jahren, welche für das Heranziehen eines Pegels als Minimalvoraussetzung formuliert wurde, kann das langjährige Mittel des MAM(10) in Südwestdeutschland gut beschreiben. Nach ASCHWANDEN 1992 ist auch für die Bestimmung des Q_{347} eine Zeitreihe von zehn Jahren anzusetzen.

6.1.2 Räumliche Variabilität des MAM(10)

Mit der Untersuchung der zeitlichen Variation wurde die Grundlage für die räumliche Betrachtungsweise geschaffen. Die Stationsmittel der MAM(10)-Spende einer langjährigen Zeitreihe bilden hierfür die Datengrundlage. Abbildung 6.4 zeigt die Variation der langjährigen MAM(10)-Spende im Untersuchungsraum. Zur besseren Orientierung wurden die Grenzen der Gruppen der naturräumlichen Haupteinheiten eingezeichnet.

In Südwestdeutschland variieren die mittleren langjährigen MAM(10) Spendenwerte zwischen 0.9 l/s km^2 (Altmühl, Pegel Binzwangen, 506001) und 19.1 l/s km^2 (Oybach, Pegel Gruben, 505063). Am häufigsten, bei 20 % der hydrometrischen Stationen, treten mittlere MAM(10)-Spenden von 2 bis 3 l/s km^2 auf. Langjährige MAM(10)-Spenden von 3 bis 4 l/s km^2 werden mit einer Häufigkeit von 18 % und MAM(10)-Spenden von 4 bis 5 l/s km^2 mit einer Häufigkeit von 12 % berechnet. Vier Stationen zeigen Werte, die größer 12 l/s km^2 sind. Es sind dies die Hauensteiner Murg bei Hottingen im Südschwarzwald (1619016, dieses Fließgewässer wird von den Schluchseewerken bewirtschaftet), die voralpinen Pegel Osterach bei Reckenberg (505066) und Oybach bei Gruben (505063) und die Radolfzeller Aach bei Rielasingen (1620023, dieser Pegel erhält seine Abflüsse aus der Donauversinkung zwischen Immendingen und Fridingen).

Höchste MAM(10)-Werte treten im Vorderen Bregenzer Wald, mit meist über 8 l/s km^2 auf. Ein weiteres Gebiet hoher Werte ist der Schwarzwald, vor allem der Nordschwarzwald. Ein

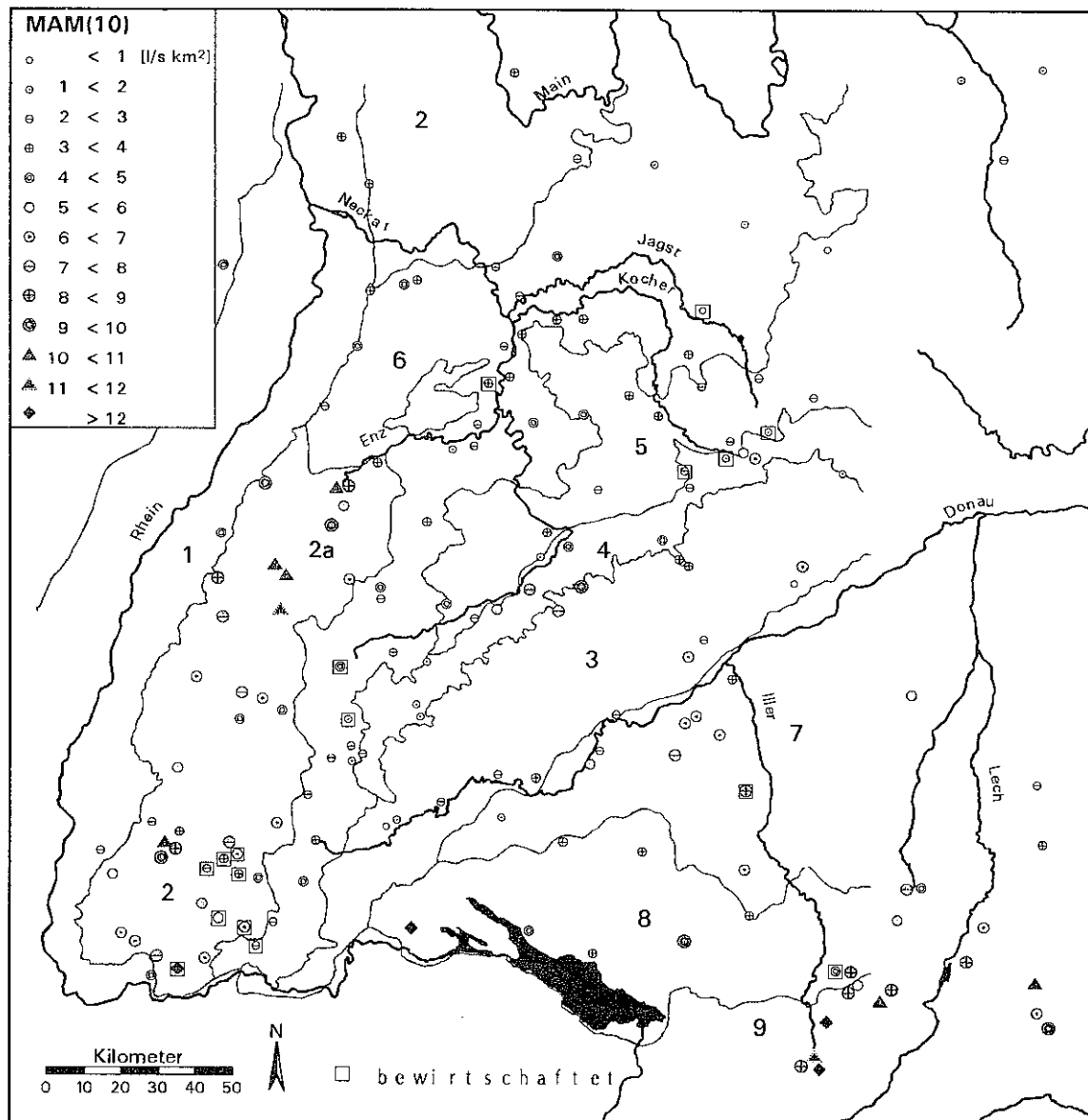


Abb. 6.4 Räumliche Verteilung der mittleren langjährigen MAM(10)-Spenden

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

dichtes Nebeneinander hoher und niedriger Werte ist im Karstgebiet der Schwäbischen Alb zu finden. Am Südrand der Schwäbischen Alb treten räumlich eng beieinanderliegend große Differenzen auf, zum Beispiel bei der Lauter (Pegel Herrlingen Post, 505004: 2.1 l/s km²) und bei

der Blau (Pegel Arnegg, 505025: 6.3 l/s km²) sowie bei der Brenz (Pegel Hermaringen-Kraftwerk, 505010: 6.6 l/s km²) und bei der Hürbe (Pegel Burgberg-Ort, 505024: 1.0 l/s km²). Am unteren Ende der Skala der MAM(10)-Spendenwerte befinden sich die Oberrheinische Tiefebene, die Gäulandschaften, das Keuper-Bergland und das Albvorland. Im Lee der Vogesen, des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb werden diese Gebiete in der Niederschlagsverteilung des Untersuchungsraumes als niederschlagsarm ausgewiesen.

6.2 Basisabfluß nach dem DEMUTH-Verfahren

Bei anhaltender Trockenheit besteht der Abfluß im Vorfluter im wesentlichen aus Grundwasserabfluß. Bei bekanntem unterirdischem Einzugsgebiet kann aus dem grundwasserbürtigen Vorfluterabfluß die Grundwasserneubildungsrate ermittelt werden (z.B. VILLINGER 1981). Gleich lange Perioden ohne Niederschlag führen in den Einzugsgebieten zu unterschiedlichen Abflußspenden. Die Speichereigenschaften der Gesteine, aber auch wechselnde Temperaturverhältnisse und damit Verdunstungsraten oder anthropogene Beeinflussungen verursachen die unterschiedliche Reaktion der Einzugsgebiete auf Trockenperioden (DYCK & PESCHKE 1983). Für langjährige Betrachtungen steht die natürliche Ausstattung eines Einzugsgebietes in engem Zusammenhang mit dem Abfluß in Trockenzeiten. Zeitlich begrenzte Steuerfaktoren, wie zum Beispiel besonders niederschlagsreiche Jahre oder verstärkte Wasserentnahmen aus dem Fließgewässer, werden nivelliert, und die Quantität des grundwasserbürtigen Abflusses ist eng mit den hydrogeologischen Gegebenheiten verbunden.

Eine Berechnungsmethode für den langjährigen mittleren Grundwasserabfluß ist die Berechnung des Basisabflusses nach WUNDT und KILLE (WUNDT 1958, KILLE 1970). Das ursprüngliche Berechnungsverfahren wurde schon in den 50er Jahren entworfen. WUNDT 1958 betrachtete einen monatlichen Niedrigwasserabfluß (MoNQ) als ausschließlich aus dem Grundwasser gespeist. Der mittlere jährliche Grundwasserabfluß wird nach WUNDT als arithmetisches Mittel aus dem zwölfmonatigen Datenkollektiv der MoNQ eines Jahres gebildet. KILLE 1970 stellte fest, daß im hydrologischen Winterhalbjahr bei einigen Gebieten sehr hohe monatliche Niedrigwasserabflüsse gemessen werden. Der Schluß lag nahe, daß in diesen Monaten relevante Anteile der monatlichen Niedrigstwasserabflüsse aus Interflow und Oberflächenabfluß bestehen. Er entwickelte daher einen Reduktionsalgorithmus für diese Monate. Die monatlichen Niedrigwasserabflüsse einer mindestens zehnjährigen Beobachtungsreihe werden der Größe nach geordnet und graphisch dargestellt. Die niedrigsten 5 % der Rangfolge werden als anthropogen beeinflusst angenommen. Die MoNQ auf der Rangskala ab 5 % bis etwa 50 % bilden nahezu eine Gerade. Durch diese Werte wird nach KILLE visuell eine Ausgleichsgerade gelegt. Alle monatlichen Niedrigwasserabflüsse oberhalb dieser Geraden werden als vom Direktabfluß beeinflusst angesehen und auf die Gerade reduziert. Der zentrale Wert dieser Geraden stellt den langjährigen monatlich mittleren reduzierten Niedrigwasserabfluß MoMNQr, oder hier vereinfacht Basisabfluß genannt, dar. Im deutschsprachigen Raum findet das WUNDT/KILLE-Verfahren vielfach Anwendung (WEYER & KARRENBURG 1970, WEYER 1972, VILLINGER 1981, STRUCKMEIER 1990).

Die subjektive graphische Anpassung der Trennungsgerade wurde von DEMUTH 1989 durch eine schrittweise lineare Regression ersetzt. Die Ermittlung des Basisabflusses erfolgt in mehreren Schritten (DEMUTH 1993: 62):

- "(1) Ausschluß der unteren 5 % der Werte und schrittweise Regression bis zum 50 % Wert der Niedrigwasserabflüsse, beginnend mit drei Abflußwerten und anschließend Hinzunehmen des jeweils nächst höheren Monatsminimums.
- (2) Ab der Obergrenze (50 %) werden sukzessive 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."

Auf der Basis von 111 kleinen Untersuchungsgebieten in West-Europa führte DEMUTH 1993 eine detaillierte Sensitivitätsanalyse seines Verfahrens durch. Die Frage, ob ein lineares Abtrennen des grundwasserbürtigen Abflusses sinnvoll erfolgen kann, stand dabei im Vordergrund. Die monatlichen Niedrigwasserabflüsse der langjährigen Abflußreihen wurden der Größe nach geordnet und graphisch dargestellt. Die Kurven, die von den Punkten beschrieben wurden, ließen sich klar in zwei Haupttypen gliedern. Die Zugehörigkeit der Punktefolgen zu einem S-förmigen Kurventyp (Typ I) oder zu einem parabolischen Kurventyp (Typ II) entscheidet über die Anwendbarkeit des DEMUTH-Verfahrens. Beim Kurventyp II stabilisieren sich die Korrelationskoeffizienten bei der schrittweisen Anpassung der Regressionsgeraden nicht. Ein lineares Abtrennen des Basisabflusses ist bei diesem Kurventyp nicht sinnvoll. Reliefarme Einzugsgebiete im Tiefland werden meist dem Kurventyp II zugeordnet. Im Gegensatz dazu zeigen Einzugsgebiete mit deutlich ausgeprägten Reliefunterschieden den S-förmigen Kurventyp (DEMUTH 1993). Der Untersuchungsraum mit den topographischen Erhebungen Schwarzwald, Odenwald, Schwäbische Alb und den voralpinen Hügelländern ist relativ stark reliefiert, das DEMUTH-Verfahren ist damit für diesen Raum geeignet.

Abbildung 6.5 vollzieht die Berechnung des Basisabflusses nach dem DEMUTH-Verfahren am Beispiel der Pfinz in Berghausen nach. Aus der 13-jährigen Abflußreihe von 1981 bis 1993 werden die 156 monatlichen Niedrigwasserabflüsse extrahiert und der Größe nach geordnet. In diesem Beispiel entspricht die Punktefolge eindeutig dem S-förmigen Kurventyp (Typ I), das DEMUTH-Verfahren ist also sinnvoll anwendbar. Nach der schrittweisen Anpassung der Regressionsgeraden wird der mittlere Basisabfluß der Zeitreihe berechnet. Das Protokoll (rechts unten) beinhaltet außer dem Basisabfluß (MEAN OF REDUCED VALUES) den kritischen Wert (TOTAL NUMBER OF PAIRS), den optimalen Korrelationskoeffizienten, die Gleichung der Regressionsgeraden, die Standardabweichung der Punkte, die zur Berechnung der Regressionsgeraden herangezogen werden, die Standardabweichung der reduzierten monatlichen Niedrigwasserabflüsse und den Mittelwasserabfluß.

Station 1619040 – Pfinz / Berghausen

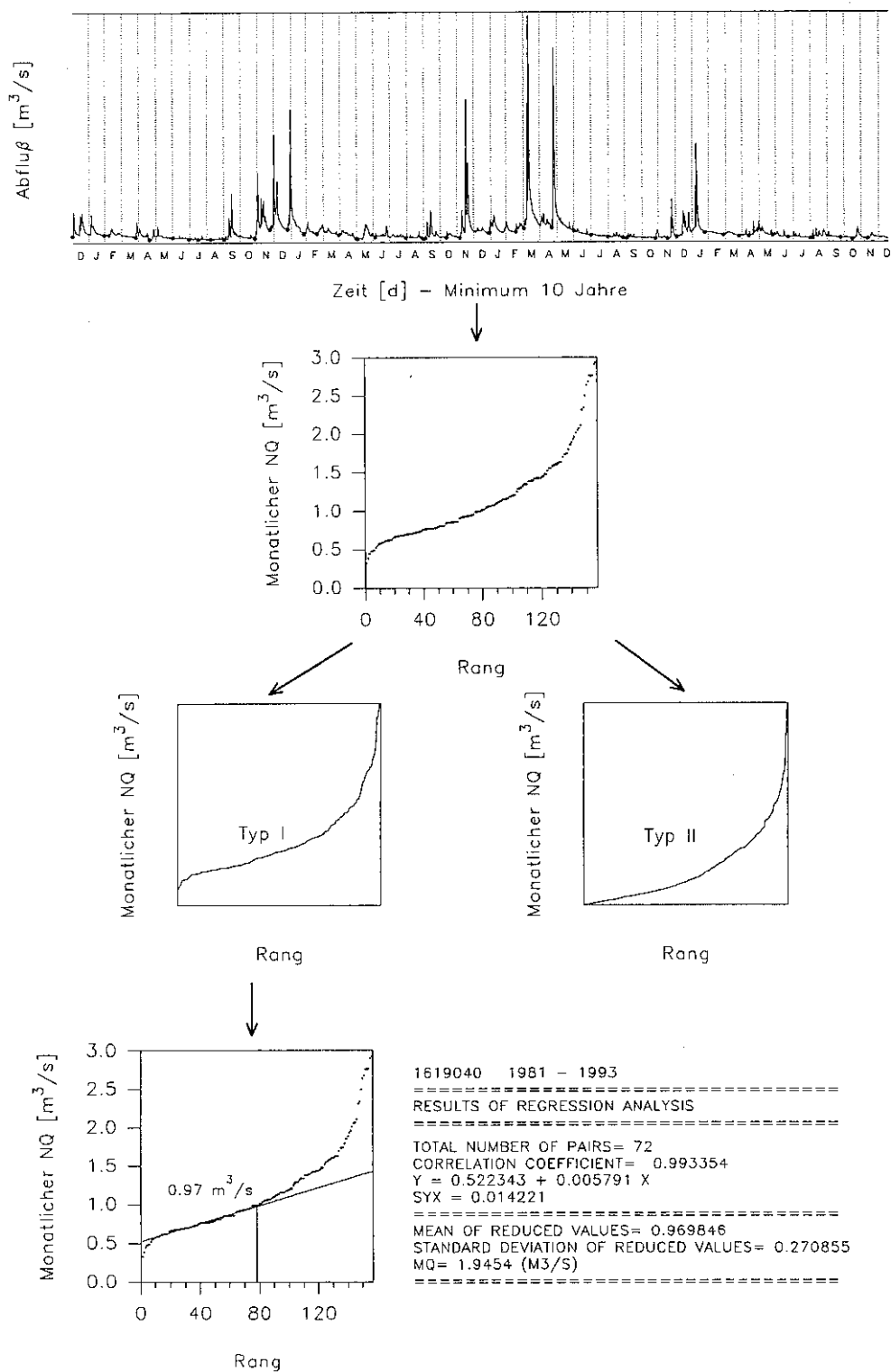


Abb. 6.5 Berechnung des Basisabflusses nach dem DEMUTH-Verfahren am Beispiel der Pfinz bei Berghausen

6.2.1 Zeitliche Variabilität des Basisabflusses

Mit dem DEMUTH-Verfahren wird ein langjährig mittlerer Grundwasserabfluß berechnet. Die Datengrundlage der vorliegenden Untersuchung wird von Abflußzeitreihen unterschiedlicher Dauer und unterschiedlicher Lage auf der Zeitskala gebildet. Eine zeitliche Invarianz des Basisabflusses ist trotz der erforderlichen mindestens zehnjährigen Zeitreihe nicht unbedingt gewährleistet. Vor einer vergleichenden räumlichen Betrachtung der Basisabflußspenden muß daher deren zeitliche Variabilität untersucht werden. Zwei wichtige Fragestellungen sind hierbei zu beantworten:

- (1) Sind Basisabflüsse aus langen Zeitreihen (größer zehn Jahre) und kurzen Zeitreihen (gleich zehn Jahre) vergleichbar?
- (2) Entscheidet die Lage der Zeitreihe auf der Zeitskala über die Größe der Basisabflüsse?

Zur Beantwortung dieser Fragen wurde das DEMUTH-Verfahren mit unterschiedlichen Vorgehensweisen zur Auswahl der Zeitreihen angewendet: diese sind in Abbildung 6.6 skizziert. Zum einen wurde ein Startwert des Basisabflusses mit den ersten verfügbaren zehn Jahren berechnet. Die Zeitreihe wurde sukzessive um ein Jahr verlängert, wobei der Basisabfluß für diese Zeitspanne jeweils neu berechnet wurde. Der Endwert dieser Vorgehensweise, der langjährige Basisabfluß, stellt den Vergleichswert zur zweiten Vorgehensweise dar. Bei dieser zweiten Berechnungsart wurde die vom Verfahren vorgegebene minimal notwendige Zeitreihe von zehn Jahren wiederholt auf der Zeitskala um ein Jahr verschoben und jeweils der Basisabfluß berechnet. Die mittlere Basisabflußspende dieser Berechnungsmethode wurde mit dem Endwert der Basisabflußspende aus der langjährigen Berechnung verglichen. Diese beiden Berechnungsarten wurden für alle Stationen im Untersuchungsraum in allen Jahren ab 1950 durchgeführt.

Abbildung 6.7 vergleicht die Basisabflußspenden der beiden Berechnungsmethoden anhand von drei Stationen mit unterschiedlichen Längen der Zeitreihen. Die Zeitachse wurde doppelt beschriftet: in der oberen Zeile ist die sukzessive Erhöhung der Zeitreihen angegeben, die untere Zeile zeigt die gleitenden Dezennien. Wie zu erwarten, variieren die Basisabflußspenden sehr langer Zeitreihen beim Hinzufügen von weiteren Jahren nur noch wenig (siehe Pfinz bei Berghausen). Die Basisabflußspenden mit zunehmender Periode führen zu Spannweiten von 0.42 l/s km^2 bei der Bära, von 0.58 l/s km^2 bei der Metter und 0.96 l/s km^2 bei der Pfinz. Die Spannweiten bei Berechnung mit gleitenden Dezennien betragen bei der Bära 1.01 l/s km^2 , bei der Metter 0.99 l/s km^2 und bei der Pfinz 2.09 l/s km^2 . Die kürzeren Zeitreihen der Bära mit 28 Jahren und der Metter mit 22 Jahren lassen einen ähnlichen zeitlichen Verlauf der beiden Berechnungsmethoden erkennen. Die Differenzen der Basisabflußspenden einzelner Zeitreihen sind jedoch geringer, wenn die Zeitreihe sukzessive erhöht wird.

Die Differenz der langjährigen Basisabflußspenden (Endwert der sukzessiven Erhöhung der Zeitreihe und Mittelwert der gleitenden Dezennien) beider Berechnungsmethoden ist gering. Mit Spendenunterschieden von 0.06 l/s km^2 bei der Bära, von 0.05 l/s km^2 bei der Metter und

Jahre 19.. 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 84 93

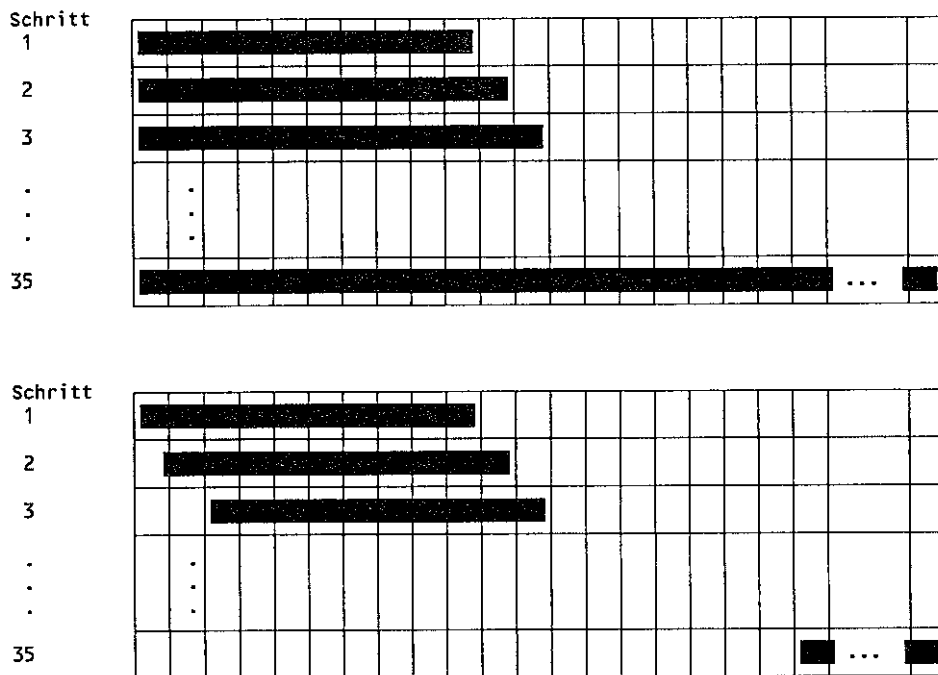


Abb. 6.6 Vorgehensweise zur Untersuchung der zeitlichen Stabilität des Basisabflusses nach dem DEMUTH-Verfahren

obere Abbildung sukzessive Erhöhung der Zeitreihe um ein Jahr
untere Abbildung gleitende Dezennien

von 0.11 l/s km^2 bei der Pfinz wurden fast dieselben Basisabflußspenden mit den unterschiedlichen zugrunde gelegten Berechnungsmethoden erzielt. Nur bei 9 von den 165 Stationen des gesamten Untersuchungsraumes traten Differenzen der Basisabflußspenden zwischen den beiden Methoden von 1 bis 2 l/s km^2 auf. Bei allen übrigen Einzugsgebieten wurden Basisabflußspenden mit Differenzen unter 1 l/s km^2 berechnet. Es resultierten keine systematisch höheren oder niedrigeren langjährigen Basisabflußspenden aus einer der beiden Methoden. Sie über- bzw. unterschritten einander gegenseitig etwa zur Hälfte.

Unter Berücksichtigung der aufgeführten Vergleichswerte können beide Berechnungsmethoden als langjährig zeitstabil gelten. Beide sind damit für eine räumliche Interpretation geeignet. Der Vorteil der gleitenden Dezennienberechnung liegt in der genaueren zeitlichen Auflösung. Eventuelle zeitliche Trends oder Sprünge einzelner Stationen sind aus dieser Berechnungsmethode der Basisabflüsse deutlicher zu erkennen. Die Entscheidung fiel daher zugunsten des Mittelwertes aus der gleitenden Dezennienberechnung.

Abbildung 6.8 gibt die mittleren, minimalen und maximalen Basisabflußspenden und die Variationskoeffizienten für die Dezennien von 1950 bis 1995 für alle unbeeinflussten Stationen wieder. Die Differenzen der Basisabflußspenden der Dezennien betragen bei 64 Stationen (44 %) unter 2 l/s km^2 , bei 63 Stationen (43 %) zwischen 2 und 4 l/s km^2 und bei 17 Stationen (11 %)

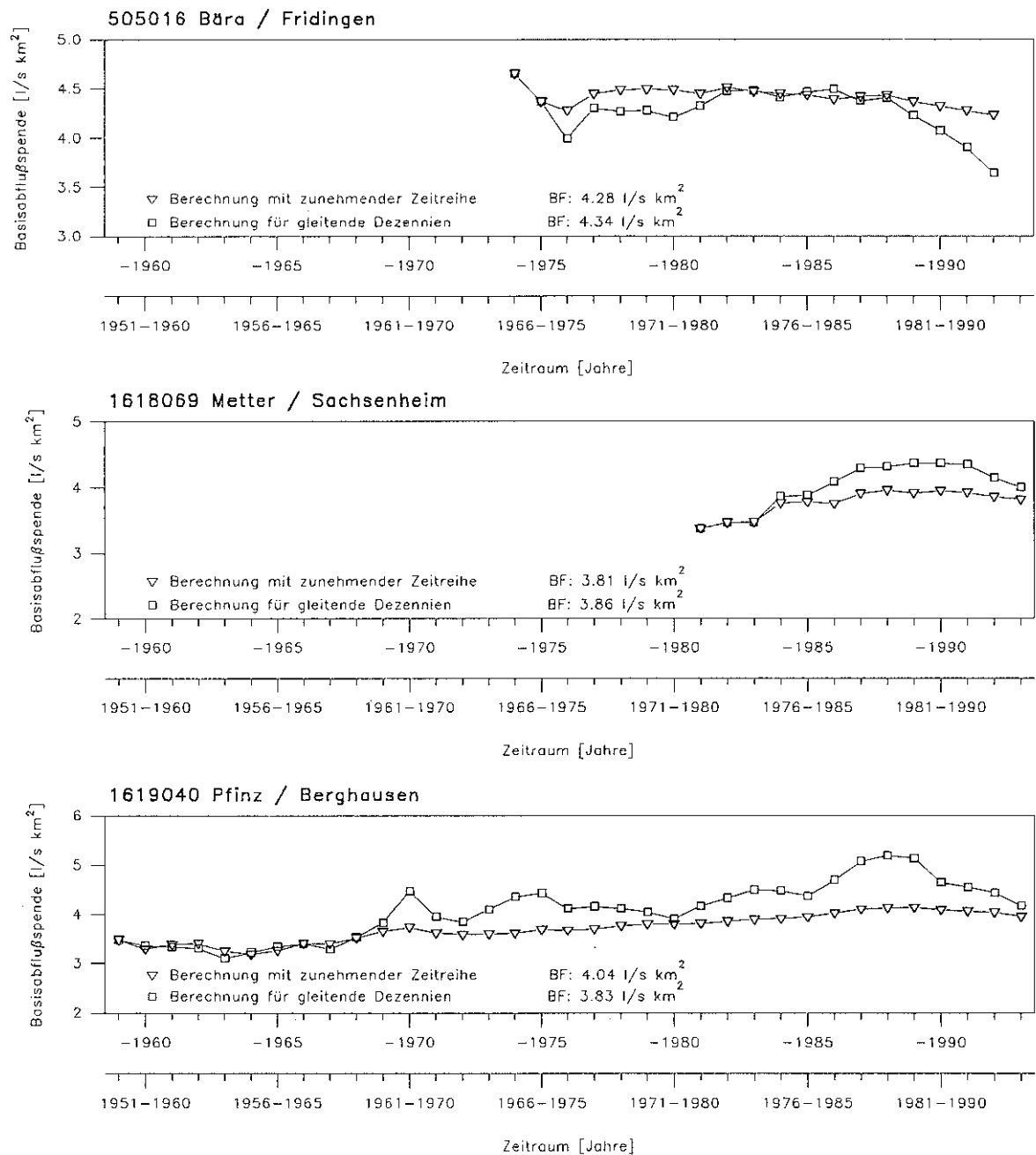


Abb. 6.7 Vergleich der Basisabflußspenden mit sukzessiver Erhöhung der Zeitreihe um ein Jahr und gleitender Dezennienberechnung

mehr als 4 l/s km^2 . Die Variationskoeffizienten der Basisabflußspenden der Stationen unterschiedlicher Dezennien liegen immer unter 50 %. 71 % der Einzugsgebiete besitzen Variationskoeffizienten kleiner 12.5 %, 26 % der Einzugsgebiete solche zwischen 12.5 und 25 % und 3 % der Einzugsgebiete solche zwischen 25 und 37.5 %. Den größten Variationskoeffizienten zeigt die Station 1618058 Bühler am Pegel Unterschaffach mit 46.4 %.

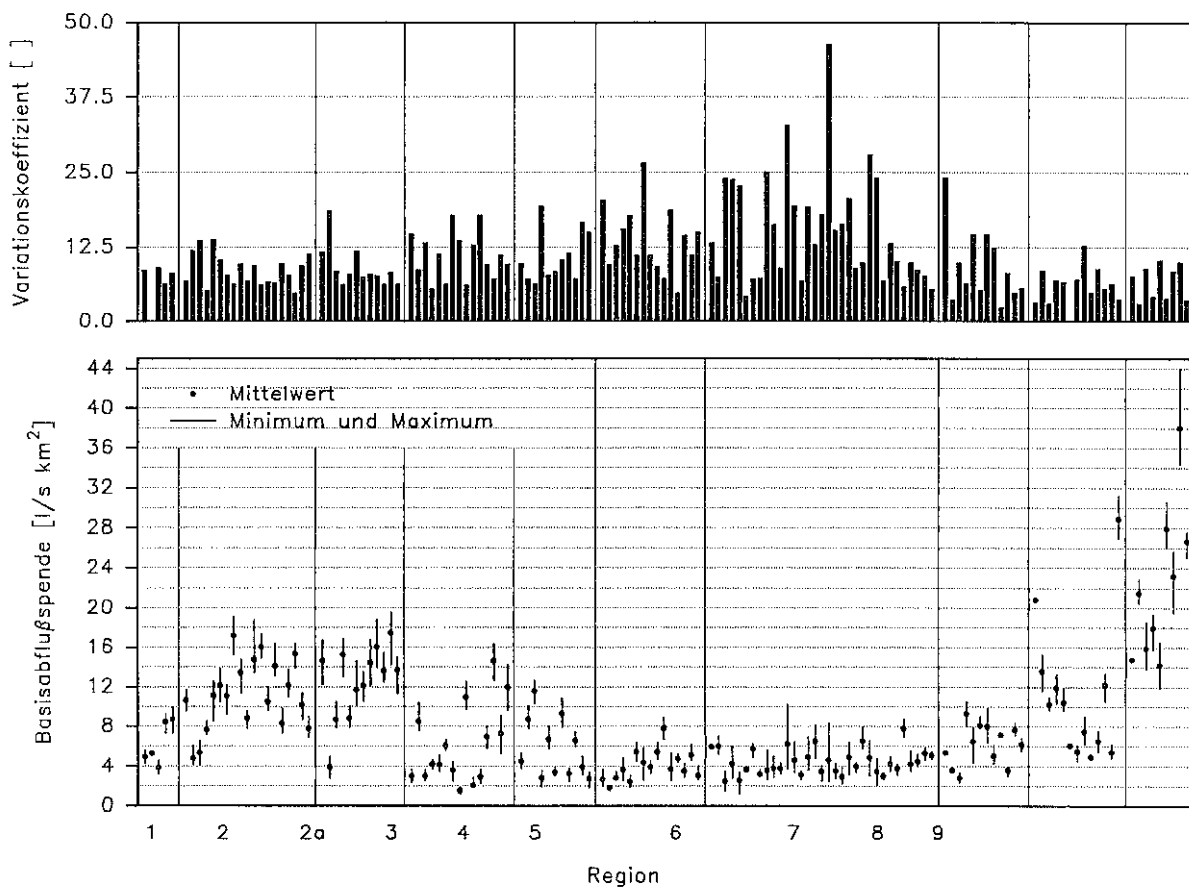


Abb. 6.8 Mittelwerte, Minima, Maxima und Variationskoeffizienten der Basisabflußspenden der Dezennien

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

Für verschiedene Stationen wurden in einzelnen Dezennien Übergänge der Kurven von Typ I zum Typ II für das DEMUTH-Verfahren festgestellt. Das DEMUTH-Verfahren ist für diese Dezennien nicht anwendbar. Abbildung 6.9 stellt dies am Beispiel des Traufbachs am Pegel Spielmannsau (505062) dar. Im Dezennium von 1970 bis 1979 werden Rangfolgen der MoNQ vom Kurventyp I beschrieben, nach dem DEMUTH-Verfahren kann ein Basisabfluß berechnet werden. Zehn Jahre später, im Dezennium von 1980 bis 1989, wird eine unzureichende Anpassung der Regressionsgeraden erreicht. Der maximale Korrelationskoeffizient bei der schrittweisen Anpassung der Regressionsgeraden ab 50 % der MoNQ kann die Rangfolge der MoNQ nur ungenügend wiedergeben.

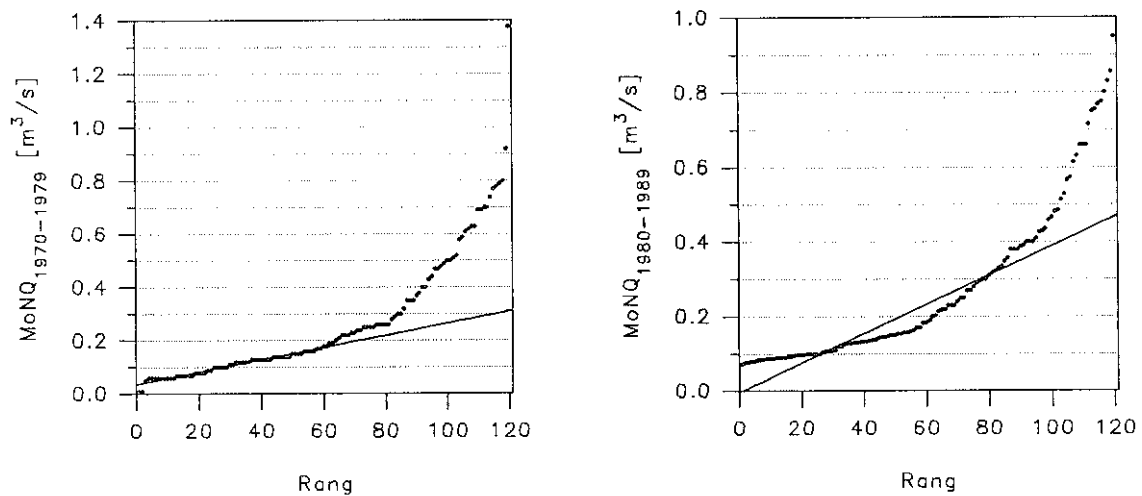


Abb. 6.9 Kurventyp I und Kurventyp II in den Dezennien 1970-1979 und 1980-1989 am Beispiel des Traufbachs bei Spielmannsau (505062)

Tab. 6.1 Kurventyp II der Rangfolge der monatlichen Niedrigwasserabflüsse

IH-Nr. Gewässer	Pegel	Dezennien mit Kurventyp II					
503025 Partnach	Partenkirchen	1980-1989	1982-1991	1983-1992			
505007 Brigach	Villingen	1980-1989	1981-1990				
505022 Elta	Tuttlingen	1962-1971	1963-1972	1973-1982	1974-1983	1975-1984	1976-1985
505027 Krähenbach	Möhringen	1975-1984	1976-1985	1977-1986	1978-1987	1979-1988	
505062 Traufbach	Spielmannsau	1966-1975	1969-1978	1979-1988	1980-1989	1981-1990	
1617004 Grünbach	Grünsfeld	1963-1972	1964-1973	1965-1974			
1617005 Erfa	Hardheim	1959-1968					
1618004 Schlichem	Epfendorf	1972-1981	1976-1985				
1618034 Schwarzbach	Eschelbronn	1957-1966	1959-1968	1960-1969			
1618041 Brettach	Neuenstadt	1950-1959	1951-1960	1952-1961			
1618049 Jagst	Schwabsberg	1955-1964	1956-1965	1957-1966	1958-1967	1959-1968	1972-1981
		1973-1982	1974-1983	1976-1985	1977-1986	1978-1987	1979-1988
		1980-1989					
1618055 Eyb	Geislingen	1956-1965	1959-1968	1960-1969	1961-1970		
1618057 Bühler	Obersontheim	1967-1976	1969-1978	1970-1979			
1618066 Strudelbach	Enzweihingen	1960-1969					
1618076 Bottwar	Steinheim	1965-1974	1966-1975				
1618082 Eyach	Balingen	1979-1988	1980-1989	1982-1991	1985-1994		
1619011 Steina	Bettmaringen	1977-1986	1978-1987	1979-1988	1980-1989		

In Tabelle 6.1 sind die Stationen und Jahre aufgelistet, deren Rangfolge der monatlichen Niedrigwasserabflüsse der Typkurve II entsprechen. Anthropogen beeinflusst sind die Schlichem bei Epfendorf und die Jagst bei Schwabsberg. Der Strudelbach bei Enzweihingen und die Eyach bei Balingen neigen zur Verkrautung. Nach DEMUTH 1993 prägen sich die Rangfolgen der monatlich niedrigsten Abflüsse in Einzugsgebieten mit geringem Relief verstärkt im Kurventyp II aus. Erstaunlich ist deshalb, daß in Südwestdeutschland stark reliefierte Einzugsgebiete (zum Beispiel Partnach) in manchen Jahren Kurven vom Typ II beschreiben. Das Auftreten von Kurventyp II zeigt auch keine Präferenz für bestimmte Dezennien.

6.2.2 Räumliche Variabilität des Basisabflusses

In Kapitel 6.2.1 wurde gezeigt, daß sich das DEMUTH-Verfahren relativ invariant gegenüber verschiedenen Zeiträumen verhält. Es besteht somit die Möglichkeit, Einzugsgebiete mit unterschiedlichen Zeitreihen gemeinsam zur räumlichen Auswertung heranzuziehen. In einer früheren Studie wurde der Basisabfluß in Baden-Württemberg anhand von 57 Einzugsgebieten von DEMUTH 1993 untersucht. Es wurde dort festgestellt, daß die geologischen Verhältnisse und das Klima die wichtigsten Steuerfaktoren der räumlichen Variation des Basisabflusses darstellen. Gebiete mit hohen Jahresniederschlägen werden in ihren Basisabflußspenden primär durch diese höheren Jahresniederschläge gesteuert. In niederschlagsarmen Regionen beeinflussen physiographische Gebietseigenschaften die räumliche Variation des Basisabflusses stärker (DEMUTH 1993).

Abbildung 6.10 zeigt die Basisabflußspenden an den Pegeln im Untersuchungsraum. Im Mittel aller nicht anthropogen beeinflussten hydrometrischen Stationen beträgt die Basisabflußspende in Südwestdeutschland ungefähr 8 l/s km^2 (250 mm/a). Analog zu den Ergebnissen von DEMUTH 1993 werden größte Basisabflußspenden mit über 20 l/s km^2 im niederschlagsreichen Voralpenraum berechnet. Als einziges Einzugsgebiet außerhalb dieses Raumes zeigt die Radolfzeller Aach im Bodenseegebiet eine ähnlich hohe Basisabflußspende. Die niedrigste Basisabflußspende (unter 2 l/s km^2) des Untersuchungsraumes zeigt ein Fließgewässer im Keuper-Bergland, die Altmühl am Pegel Binzwangen (506001). Ähnlich niedrige Basisabflußspenden in den Gäulandschaften (Brettach, Pegel Liebesdorf, 1618056) und im Albvorland (Jagst, Pegel Schwabsberg, 1618049) sind durch Speicherbewirtschaftungen verursacht, und in der Nähe der Hürbe (Pegel Burgberg Ort, 505024) auf der Schwäbischen Alb wird von der Landeswasserversorgung Karstwasser gefördert.

Im Schwarzwald liegt die Basisabflußspende höher als in den angrenzenden Gebieten. Die von den Schluchseewerken bewirtschaftete Hauensteiner Murg bei Hottingen (1619016) erreicht mit fast 20 l/s km^2 Basisabfluß den Maximalwert im Südschwarzwald. Weitere hohe Basisabflußspenden von 16 bis 18 l/s km^2 weisen im mittleren Schwarzwald der St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm, 1619018) und die Brugga (Pegel Oberried-Ibrech, 1619028) und im Nordschwarzwald die Murg (Pegel Forbach, 1619037 und Pegel Baiersbronn, 1619041) auf. DEMUTH 1993 beschrieb einen ausgeprägten Luv-Lee-Effekt der Basisabflußspenden im

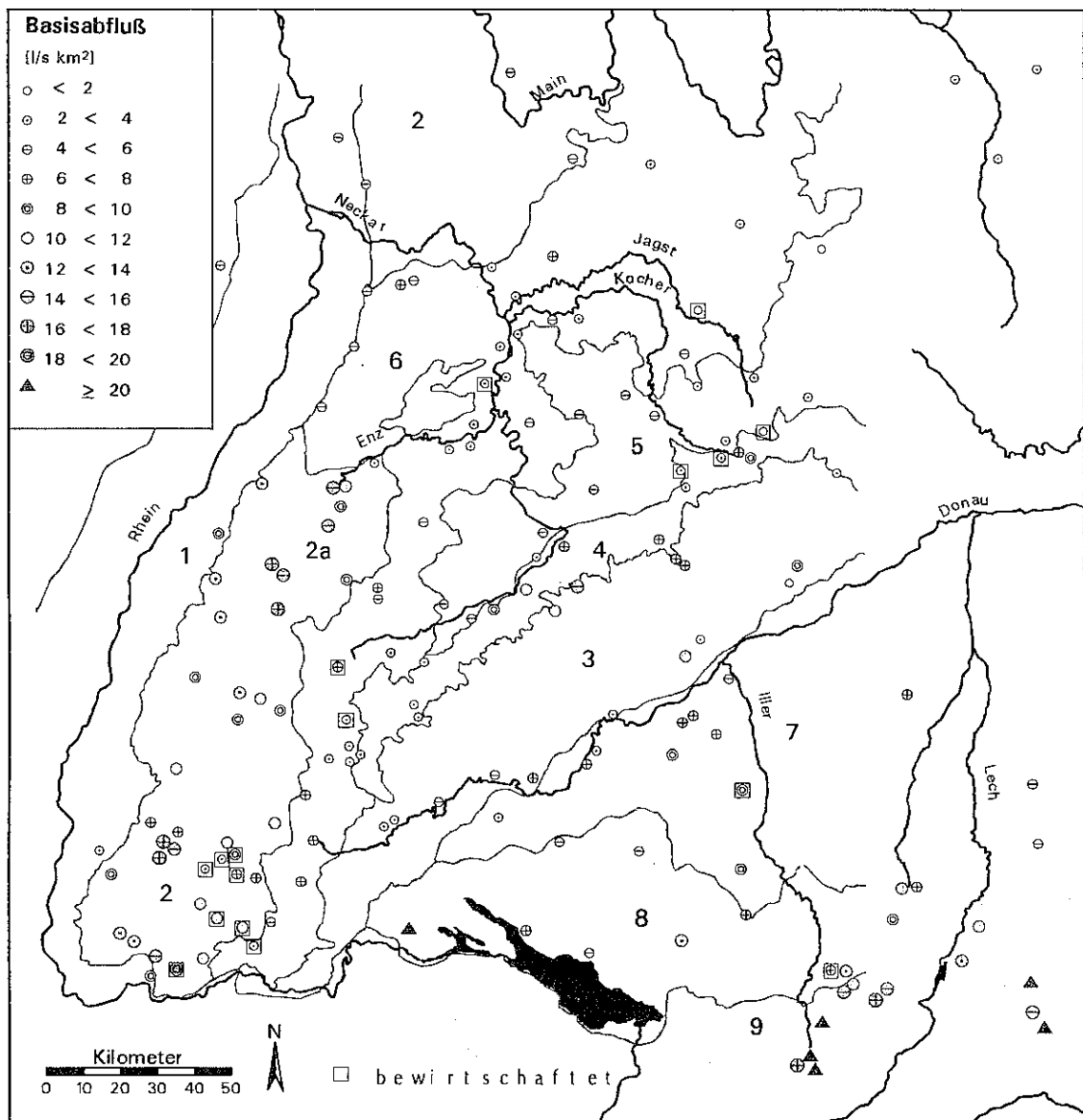


Abb. 6.10 Räumliche Verteilung der Basisabflußpenden

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

Schwarzwald. Er stellte eine generelle Abnahme der Basisabflußpenden in den nach Osten exponierten Einzugsgebieten des Südschwarzwaldes und Nordschwarzwaldes fest. Dieses Phänomen wird hier nicht beobachtet. Sowohl im niederschlagreicheren Westen des Schwarzwaldes

als auch bei den Einzugsgebieten der Ostabdachung treten Basisabflußspenden ähnlicher Höhe, zwischen 6 und 18 l/s km², in Erscheinung. Neben den allgemein hohen Basisabflußspenden im Schwarzwald sind kleinräumig größere Unterschiede zu beobachten. Zum Beispiel beschreiben die Teileinzugsgebiete der Dreisam Basisabflußspenden von 6 bis 8 l/s km² beim Wagensteigbach (Pegel Buchenbach-Wiesneck, 1619026), bis zu 16 bis 18 l/s km² beim St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm, 1619018) und bei der Brugga (Pegel Oberried-Ibrech, 1619028). Unterschiedliche Niederschlagsverteilungen bilden die Ursache hierfür. Die Feldberg- und Schauinslandbereiche in den Einzugsgebieten der Brugga und des St. Wilhelmer Talbachs erhalten deutlich mehr Niederschläge als die im Regenschatten liegenden Bereiche des Wagensteigbachs bei St. Peter und St. Märgen (KLEIN 1994).

Niedrige bis mittlere Basisabflußspenden von 2 bis 8 l/s km² zeigen die Gäulandschaften und das Keuper-Bergland. Verursacht wird dies neben den hydrogeologischen Eigenschaften vor allem durch die geringen Jahresniederschläge.

Sehr große Unterschiede der Basisabflußspenden zeigen direkt benachbarte Einzugsgebiete auf der Schwäbischen Alb. Zum Beispiel die Brenz (Pegel Hermaringen-Kraftwerk, 505010) mit 8.5 l/s km² und die Hürbe mit 1.6 l/s km² (Pegel Burgberg-Ort, 505024) oder die Lauter mit 3.0 l/s km² (Pegel Herrlingen-Post, 505004) und die Blau mit 11.0 l/s km² (Pegel Arnegg, 505025). Diese kleinräumigen Unterschiede werden durch die Verkarstung dieses Gebietes verursacht. Am Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb sind relativ große Basisabflußspenden zwischen 8 und 16 l/s km² zu beobachten. Es sind dies die hydrometrischen Stationen von Echaz (Pegel Wannweil-Bahn, 1618012), Erms (Pegel Riederich Erms, 1618013 und Pegel Urach-Bleiche Erms, 1618071) und Lauter (Pegel Unterlenningen, 1618059). Die besonderen tektonischen Verhältnisse im Erms- und Echazgebiet haben es diesen Nebenflüssen des Neckars ermöglicht, ehemals danubische Gebiete der Mittleren Alb unterirdisch anzuzapfen. Dadurch wurde die Karstwasserscheide zwischen Rhein und Donau gegenüber der oberirdischen Europäischen Wasserscheide bis zu 6 km nach Süden verschoben (VILLINGER 1972). Für viele Fließgewässer wurden auf der Schwäbischen Alb mit Tracerversuchen Einzugsgebietsflächen korrigiert (GROSCHOPF 1972). Da jedoch korrigierte Flächen nicht für alle Stationen des EWA zu erhalten waren, wurde darauf verzichtet, die Einzugsgebietsflächen auf ihr unterirdisches Entwässerungsgebiet nachzuführen. Die kleinräumig sehr große Variation der Basisabflußspenden wird hier vielmehr als Charakteristikum der Schwäbischen Alb betrachtet.

Zusammenfassend wird die räumliche Verteilung des Basisabflusses in den naturräumlichen Einheiten in Abbildung 6.11 dargestellt (die anthropogen beeinflussten Pegel und die Radolfzeller Aach sind in dieser Darstellung nicht enthalten). Die Anzahl der Stationen am rechten Rand der Abbildung ermöglicht die Interpretation von Mittelwerten, Medianen und Spannweiten in den Regionen. Die Voralpen mit Basisabflußspenden zwischen 14 l/s km² (442 mm/a) und fast 39 l/s km² (1231 mm/a) mit mittleren Spenden von 19 bis 22 l/s km² (600 bis 694 mm/a) treten deutlich hervor. Der Schwarzwald (und ein Fließgewässer im Odenwald) und der Nord-Schwarzwald (und ein Fließgewässer im Sandsteinspessart) zeigen Basisabflußspenden zwischen 4 l/s km² (126 mm/a) und 17.5 l/s km² (552 mm/a). Im Mittel (arithmetisches Mittel und Median) betragen die Basisabflußspenden im Schwarzwald 11 l/s km² (347 mm/a) und im Nordschwarzwald zwischen 12 und 14 l/s km² (379 bis 442 mm/a). Diese Regionen maximaler

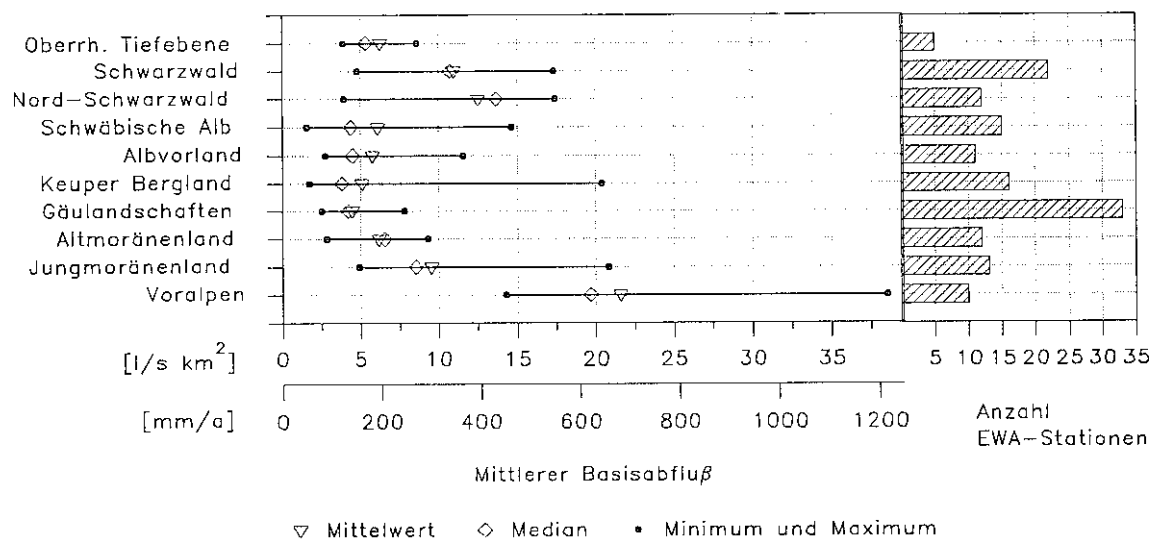


Abb. 6.11 Mittlere Basisabflußspenden in den naturräumlichen Haupteinheiten

Basisabflüsse decken sich mit denen maximaler Niederschläge in Südwestdeutschland. Die Basisabflüsse der übrigen Regionen variieren nur gering in ihren Mittelwerten. Die Oberrheinische Tiefebene, die Schwäbische Alb, das Albvorland, das Keuper-Bergland, die Gäulandschaften und das Altmoränenland zeigen Mittelwerte der Basisabflußspenden von 3 bis 7 l/s km² (95 bis 221 mm/a). Mit Mittelwerten der Basisabflußspenden von 8 bis 10 l/s km² (253 bis 316 mm/a) liegt das Jungmoränenland geringfügig darüber. Während die Mittelwerte nur geringe Unterschiede aufweisen, lassen sich die Gebiete anhand der unterschiedlichen Spannweiten weiter voneinander abgrenzen. In den Gäulandschaften, die mit über 30 Fließgewässern in der Stichprobe sehr stark repräsentiert sind, werden nur geringe Spannweiten der Basisabflußspenden von 3 bis 8 l/s km² (95 bis 284 mm/a) berechnet. Die Oberrheinische Tiefebene und das Altmoränenland, mit jedoch geringerer Anzahl an Fließgewässern, zeigen ähnlich kleine Spannweiten.

Vergleich der MAM(10)-Spenden und der Basisabflußspenden in Südwestdeutschland

Die Basisabflußspende eines Einzugsgebietes weist immer einen größeren Wert auf als die MAM(10)-Spende. In Südwestdeutschland beschreiben beide Niedrigwasserspenden, die langjährigen MAM(10)-Spenden und die Basisabflußspenden, jedoch ähnliche räumliche Verteilungen. Es existieren geographische Regionen mit ähnlichen Niedrigwasserspenden.

Wie Abbildung 6.12 zeigt, sind die Differenzen zwischen MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden abhängig von den Beträgen der Niedrigwasserspenden. Die Differenzen zwischen Basisabflußspenden und langjährigen MAM(10)-Spenden betragen im Mittel in Südwestdeutschland ungefähr 3 l/s km² (100 mm/a). Es kann ein linearer Zusammenhang zwischen MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.9 festgestellt

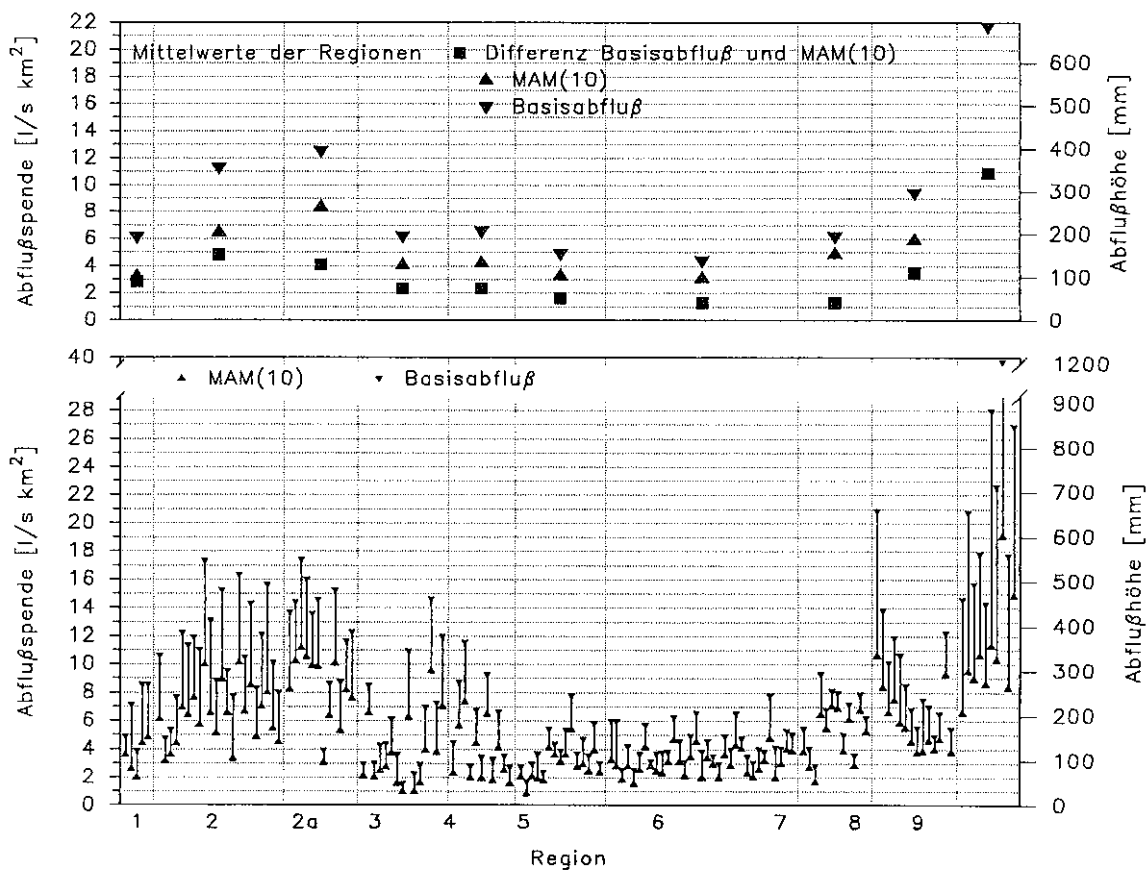


Abb. 6.12 Vergleich der Basisabflußspenden mit den MAM(10)-Spenden in den südwestdeutschen Regionen

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

werden. Die Gäulandschaften mit den geringsten Niedrigwasserabflußspenden beider Berechnungsverfahren zeigen die geringsten Differenzen, die Voralpen mit den höchsten Niedrigwasserabflußspenden zeigen auch die höchsten Differenzen. In der Oberrheinischen Tiefebene und in den Voralpen weisen die Basisabflußspenden im Mittel den doppelten Wert der MAM(10)-Spenden auf. In prozentualen Anteilen an den Niedrigwasserspenden ausgedrückt, sind die Differenzen beider Berechnungsverfahren im Altmoränenland am geringsten.

6.3 Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses

Während der Trockenzeiten verringert sich das in einem Einzugsgebiet gespeicherte Wasser kontinuierlich. Der unterirdische und oberirdische Abfluß aus den Speichern und die Evapotranspiration sind als wichtigste Prozesse dieser zeitlich und räumlich varianten Abnahme zu nennen (TALLAKSEN 1995). Die Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie basiert auf einem deterministischen Ansatz. Als Näherung kann ein linearer Zusammenhang zwischen Gerinneabfluß und Speicherung angenommen werden. Die Abnahme des aus einem Aquifer stammenden Abflusses mit der Zeit ist dann mathematisch durch eine exponentielle Funktion beschreibbar. Mit der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses werden die Abnahmeraten des in Trockenzeiten aus dem Grundwasserspeicher stammenden Wassers quantifiziert. Die Trockenwetterauslauflinie, die aus der Abflußganglinie bestimmt wird, beschreibt die natürlichen Speichereigenschaften von Flußgebieten in einer generalisierten Form.

Die Trockenwetterauslauflinie enthält wichtige Informationen über die Speichereigenschaften und die Charakteristika der Aquifere, die Durchlässigkeiten und Aquiferneigungen sind hierbei wichtig. Der Einfluß der petrographischen Ausstattung der Einzugsgebiete oder der Geologie auf die Trockenwetterauslauflinie wird in vielen Arbeiten beschrieben (z.B. KNISEL 1963, RIGGS 1964, NARBE 1968, WEYER & KARRENBURG 1970, EINSELE 1978, TOUSSAINT 1981 und DEMUTH 1993). Die Wirkung anderer Faktoren wie Vegetation, Klima und Morphologie wird von verschiedenen Autoren kontrovers diskutiert. FEDERER 1973 und BRANDESTEN 1988 stellten einen Einfluß größerer Waldbestände auf die Trockenwetterauslauflinie fest. JOSOPAIT & LILICH 1975 fanden einen Zusammenhang zwischen den Bodenarten bzw. oberflächennahen Deckschichten, dem Bewuchs und dem Niederschlag zur Trockenwetterauslauflinie. Für TOUSSAINT 1981 spielen Vegetation, Boden, Niederschlagshöhe, Verdunstung, Morphologie oder anthropogene Einflüsse dagegen nur eine untergeordnete Rolle. Er beschreibt als wichtige Faktoren nur die Rate der Grundwasserneubildung, die Durchlässigkeiten, das effektiv nutzbare Gesteinsvolumen und die Dimension der Speicher. Einen Einfluß der Evapotranspiration auf die Trockenwetterauslauflinie stellen zum Beispiel FARVOLDEN 1963, SINGH 1968, DANIEL 1976, WEISMAN 1977 und TALLAKSEN 1991 fest. In Abhängigkeit der Jahreszeit und der Grundwasserflurabstände sind zum Teil erhebliche Evapotranspirationsverluste zu verzeichnen (TALLAKSEN 1991). Der ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977 empfiehlt das Verfahren der Trockenwetterauslauflinie als Berechnungsgrundlage der Grundwasserneubildung für Festgesteinsaquifere.

Erste Anwendungen der Exponentialfunktion auf die Trockenwetterauslauflinie veröffentlichte MAILLET 1905. BARNES 1939 betrachtete die drei Abflußkomponenten Direktabfluß, Zwischenabfluß (Interflow) und Basisabfluß als parallel geschaltete Speicher und summierte drei Exponentialfunktionen. Diese überlagerten Exponentialfunktionen beschreiben nach Ansicht des Autors die Reaktion aller im Einzugsgebiet beteiligten Speicher. Anwendungen der Trockenwetterauslauflinie in der Bundesrepublik Deutschland wurden von WEYER & KARRENBURG 1970 für das Rheinische Schiefergebirge und von WEYER 1972 für die Mittelgebirge publiziert. TOUSSAINT 1981 nahm Trockenwetterabflußberechnungen bei hessischen Flußgebieten für das Trockenjahr 1976 vor. EINSELE 1978 trug Arbeiten verschiedener Autoren zusammen.

Umfassende neuere Anwendungen der Trockenwetterauslauflinie wurden von GUSTARD et al. 1989, TALLAKSEN 1989 und in jüngster Zeit von DEMUTH 1993 veröffentlicht.

Ausgang für die Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie bildet der in der Hydrologie oft verwendete einfache lineare Speicher. Der Ausfluß des linearen Speichers ist direkt proportional zum Speicherinhalt. Zu einem Zeitpunkt, an dem ein Speicher keinen Zufluß mehr erhält, für Flußeinzugsgebiete in niederschlags- und schmelzwasserfreien Perioden, läuft er mit einer Rate proportional zum Füllungsgrad leer. Dies wird mit einer Differentialgleichung beschrieben (BOUSSINESQ 1904). Für laminare Strömungsverhältnisse im Grundwasserleiter bietet sich als Lösung dieser Differentialgleichung insbesondere die Gleichung von MAILLET 1905 an:

$$q(t) = q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (6.1)$$

q_0 [m³/s] - Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie zur Zeit $t_0 = 0$
Tage
 q_t [m³/s] - Abfluß einer Trockenwetterauslauflinie nach $t > 0$ Tagen
 α [d⁻¹] - Leerlaufkoeffizient
 t [d] - Zeit

Theoretisch kann der Leerlaufkoeffizient α Werte zwischen 0.00 d⁻¹ und 1.00 d⁻¹ annehmen, in der Praxis werden jedoch meist Werte zwischen 0.006 d⁻¹ und 0.10 d⁻¹ erreicht. Die Werte der Leerlaufkoeffizienten stehen mit den hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters in Verbindung. Große Durchlässigkeiten der Gesteine verursachen ein relativ schnelles Auslaufen der Speicher und damit hohe α -Werte. Niedere α -Werte deuten auf langsam drainierende Klüfte und Poren hin. Der Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie Q_0 ist von der Größe und der Ausdehnung des Aquifers abhängig.

Es ist möglich, analog zu physikalischen Zerfallsprozessen, 'Halbwertszeiten' zu berechnen (MARTIN 1973). Sie entsprechen der Zeit, nach der ein Trockenwetterabfluß ohne Beteiligung von Niederschlag im Vorfluter die Hälfte des Anfangsabflusses $Q_0/2$ erreicht:

$$q_0/2 = q_0 \cdot e^{-\alpha t_{0.5}}$$

$$t_{0.5} = \ln 2 / \alpha \quad (6.2)$$

$q_0/2$ [m³/s] - Hälfte des Anfangsabflusses einer Trockenwetterauslauflinie
 $t_{0.5}$ [d] - Halbwertszeit

Der Zusammenhang zwischen dem Leerlaufkoeffizienten α und der Halbwertszeit $t_{0.5}$ ist in Abbildung 6.13 dargestellt. Große Differenzen hoher α -Werte führen zu kleinen Differenzen der Halbwertszeiten. Relativ kleine Differenzen kleiner Leerlaufkoeffizienten prägen sich in relativ großen Unterschieden der Halbwertszeiten aus. Zum Beispiel entspricht ein Unterschied der Leerlaufkoeffizienten von 0.01 d⁻¹ bei Leerlaufkoeffizienten von 0.01 d⁻¹ ($t_{0.5}$: 69.3 d) und 0.02 d⁻¹ ($t_{0.5}$: 34.7 d) einer Differenz der Halbwertszeiten von 34.6 d, während bei Leerlauf-

koeffizienten von 0.10 d^{-1} ($t_{0.5}$: 6.9 d) und 0.11 d^{-1} ($t_{0.5}$: 6.3 d) dies nur eine Differenz von 0.6 d ergibt.

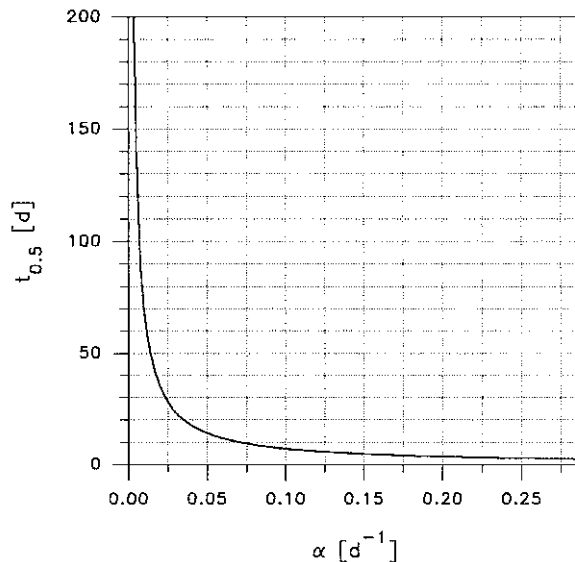


Abb. 6.13 Zusammenhang von Leerlaufkoeffizient α und Halbwertszeit $t_{0.5}$

Obwohl theoretisch von unveränderlichen hydrogeologischen Bedingungen abhängig, zeigen die Trockenwetterauslauflinien eines Einzugsgebietes deutlich unterschiedliche Leerlaufkoeffizienten (TALLAKSEN 1989). Um Trockenwetterauslauflinien verschiedener Regionen vergleichen zu können, ist die Bestimmung einer charakteristischen Trockenwetterauslauflinie ('Master recession curve') für ein Flußgebiet aus der Vielzahl der ermittelten Trockenwetterauslauflinien notwendig. In der Literatur werden hierfür verschiedene Verfahren vorgeschlagen (z.B. TOEBES & STRANG 1964, HALL 1968, SINGH & STALL 1971, McMAHON & MEIN 1986, BAKO & HUNT 1988, DEMUTH 1989, TALLAKSEN 1989, NATHAN & McMAHON 1990).

In der angelsächsischen Literatur wird zum Beispiel unter 'matching strip' ein rein graphisches und somit subjektives Verfahren der Überlagerung einzelner Trockenwetterauslauflinien verstanden. Es wird dabei dem Bearbeiter überlassen, eine ausgleichende Haupt-Trockenwetterauslauflinie durch die Vielzahl der ermittelten Trockenwetter-Abflußganglinien zu legen. Eine tabellarische Form der Mittelung, ähnlich subjektiv wie das 'matching strip', ist die 'tabulating method'. Es wird zunächst eine Trockenwetterauslauflinie mit mindestens zehn Tagen Dauer ausgesucht. Entlang dieser werden in einer Tabelle die Anfangsabflüsse aller übrigen Trockenwetterauslauflinien zeitlich verschoben, bis sie mit den Abflüssen der ausgesuchten Trockenwetterauslauflinie übereinstimmen. Zuletzt wird spaltenweise gemittelt.

Mit verschiedenen Ausreißer-Eliminationsverfahren wurde versucht, diese Vorgehensweise zu objektivieren. PEREIRA & KELLER 1982b plotten α gegen Q_0 und verwerfen alle Kombinationen außerhalb eines Konfidenzbereiches. Nach REED & WARNE 1985 repräsentiert diejenige Auslauflinie, die beim Q_{90} beginnt, das Einzugsgebiet. Im deutschsprachigen Raum, in

dem das WUNDT/KILLE-Verfahren bekannt ist, wird auch der reduzierte mittlere monatliche Niedrigwasserabfluß ($MoMNQ_r$) als höchstmöglicher Anfangsabfluß Q_0 herangezogen. Die Trockenwetterauslauflinien, die innerhalb des Abflußbereiches des $MoMNQ_r$ liegen, werden gemittelt und als gebietsspezifische Trockenwetterauslauflinie betrachtet (WEYER & KARRENBERG 1970, TOUSSAINT 1981).

Zu den Bemühungen, verschiedene Verfahren für eine mittlere Trockenwetterauslauflinie zu entwickeln, geben verschiedene Autoren gute Übersichten, zum Beispiel TOEBES & STRANG 1964, HALL 1968, BAKO & HUNT 1988 und DEMUTH 1993 und TALLAKSEN 1995). Durch die Konstruktion einer charakteristischen Trockenwetterauslauflinie geht die Information der Variabilität verloren. Regionale Vergleiche von charakteristischen Trockenwetterauslauflinien sollten daher vorsichtig behandelt werden, da eventuell ähnlich große Variationen der Trockenwetterauslauflinien innerhalb der Einzugsgebiete wie im regionalen Vergleich vorhanden sind (TALLAKSEN 1995).

Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie

Die Gleichung nach MAILLET 1905 wird bei den meisten Untersuchungen zur Trockenwetterauslauflinie zugrunde gelegt. Die Algorithmen zur Auswahl der Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie und die Ermittlung charakteristischer Trockenwetterauslauflinien unterscheiden sich jedoch erheblich. Im Rahmen des FRIEND-Projekts wurde ein rechnergestütztes Verfahren (RCA: Recession analysis) zur Ermittlung der Trockenwetterauslauflinie des grundwasserbürtigen Abflusses mit dem einfachen exponentiellen Ansatz nach MAILLET entwickelt (DEMUTH 1989). An die täglich abnehmenden Abflüsse wird mit dem Kleinste-Quadrate-Verfahren eine theoretische Trockenwetterauslauflinie angepaßt (JAMES & THOMPSON 1970). Mit diesem operationell einsetzbaren Programm wird die Ermittlung der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses saisonal differenziert durchgeführt. Trockenwetterauslauflinien der Sommerperiode stammen aus den Monaten Mai bis September, die der Winterperiode aus den Monaten Oktober bis April. Folgende Bedingungen zur Ermittlung einer Trockenwetterauslauflinie werden im Programm RCA formuliert:

- (1) Der höchstmögliche Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses wird mit dem Mittelwasserabfluß der gesamten Untersuchungsperiode festgelegt.
- (2) Die Mindestdauer einer Trockenperiode beträgt sieben Tage.
- (3) Zu Beginn einer Trockenwetterauslauflinie muß der Abfluß drei Tage lang kontinuierlich abnehmen. Vom vierten Tag an werden abnehmende oder stagnierende Abflußwerte verlangt.
- (4) Eintägige Ausreißer des Abfluß-Tagesmittelwerts einer Trockenwetterauslauflinie werden vom dritten Tag an herausgemittelt.

Das erläuterte Verfahren zur Bestimmung der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses ist von den Bearbeitern unabhängig. Die Randbedingungen zur Separation einzelner Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie wurden jedoch nach Erfahrungswerten festgelegt. Mit einer detaillierten Analyse des Berechnungsverfahrens wurden diese Erfahrungswerte überprüft. Insbesondere die Festlegung des höchstmöglichen Startwerts für Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses bedurfte einer Evaluation. Durch die Festlegung des höchstmöglichen Anfangsabflusses einer Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses mit dem mittleren langjährigen Abfluß sollte erreicht werden, daß nur die grundwasserbürtige Komponente einer Trockenwetterauslauflinie erfaßt wird. Würden die höheren Anfangsabflüsse unterhalb des langjährigen Mittelwasserabflusses systematisch größere Steigungen der Trockenwetterauslauflinien nach sich ziehen als die Trockenwetterauslauflinien mit relativ kleinen Anfangsabflüssen, wären mit Sicherheit noch schnellere Komponenten des Abflusses beteiligt. Der obere Grenzwert des Anfangsabflusses müßte dann verringert werden. Des weiteren wurden unterschiedliche Längen der Trockenwetterauslauflinien untersucht und die Einflüsse der Jahreszeit und der Periode auf die Modellparameter getestet. Die detaillierte Untersuchung von 33 ausgesuchten süddeutschen Meßstationen mit mindestens vierzigjährigen Meßreihen ergab folgende Ergebnisse (DEMUTH 1993, DEMUTH & SCHREIBER 1994):

- (1) Es besteht kein quantifizierbarer Zusammenhang zwischen den Anfangsabflüssen Q_0 und den Leerlaufkoeffizienten α der einzelnen Trockenwetterauslauflinien. Der Mittelwasserabfluß als höchstmöglicher Anfangsabfluß einer Trockenwetterauslauflinie ermöglicht die Ermittlung von Leerlaufkoeffizienten des Grundwasserspeichers.
- (2) Die Leerlaufkoeffizienten langandauernder Trockenwetterauslauflinien (≥ 15 Tage) variieren weniger als die mit geringer Dauer (7 bis 15 Tage).
- (3) Unterschiedliche Zeiträume (Dezennien von 1940-1979) für die Analyse der Trockenwetterauslauflinien zeigen meist nur geringe Differenzen der mittleren Leerlaufkoeffizienten (kleiner 5 Tage Halbwertszeit).
- (4) Mittlere Halbwertszeiten von Sommer- und Winterperioden unterscheiden sich im Mittel um nur fünf Tage. Die Trockenwetterauslauflinien der Winterperioden sind in der Regel flacher, die Leerlaufkoeffizienten höher und damit die Halbwertszeiten länger als diejenigen der Sommerperioden.

Von einer geringeren Variation der Leerlaufkoeffizienten langandauernder Trockenperioden gehen auch ANDO et al. 1986 und VOGEL & KROLL 1988 aus.

In Südwestdeutschland führt der beschriebene Algorithmus im Winter meist zu einer größeren Anzahl von Trockenwetterauslauflinien als im Sommer. Ein gegensätzliches Ergebnis beschreibt RIGGS 1990 in den Vereinigten Staaten. In den höher gelegenen Regionen des Untersuchungsraumes ist mit temporären Schneedeckenspeichern im Winter zu rechnen. Die Leerlaufkoeffizienten der winterlichen Trockenwetterauslauflinien charakterisieren dort die Schneedeckenspeicher und die Grundwasserspeicher. Die Abflüsse in den Sommermonaten, während der Vegetationszeit, werden durch Evapotranspiration und Pflanzenwasserverbrauch

verringert. Nach SINGH 1968 ist der Einfluß der Evapotranspiration, je nach Tiefe des Aquifers und Jahreszeit, zum Teil erheblich. WEISMAN 1977 fand einen signifikanten Zusammenhang zwischen täglichen Verdunstungsraten eines Class-A-Pan und den ermittelten Leerlaufkoeffizienten von fünf Tagen dauernden Trockenwetterauslauflinien in Neuseeland.

Resultierend aus der Analyse des Berechnungsverfahrens wurde die Auswahl der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses weiter eingeschränkt:

- (1) Es werden nur Trockenwetterauslauflinien von mindestens 15 Tagen Dauer berücksichtigt.
- (2) Ist die Anpassung der Regressionsgeraden an die logarithmierten Abflußwerte schlecht, d.h. mit Korrelationskoeffizienten kleiner 0.7, werden diese Trockenwetterauslaufkurven verworfen.

Abbildung 6.14 verdeutlicht den Ablauf des modifizierten Programms RCA am bekannten Beispiel der Pfinz am Pegel Berghausen. In einem ersten Schritt wird der mittlere Abfluß der Periode 1950-1993 berechnet. Nach Auswahl der Saison werden die Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie extrahiert, die unter dem langjährigen Mittelwasserabfluß ($MQ_{1950-1993}$) liegen und eine Minstdauer von 15 Tagen aufweisen.

Zur Bestimmung der Parameter Q_0 und α werden die Abflüsse logarithmiert, und es wird mit der Kleinste-Quadrate-Methode eine Gerade angepaßt. Geradenanpassungen mit Korrelationskoeffizienten kleiner als 0.7 werden nicht weiter berücksichtigt. Im Ergebnisprotokoll werden das Jahr und die Parameter Anfangsabfluß Q_0 , Leerlaufkoeffizient α und Halbwertszeit $t_{0.5}$ für die einzelnen Trockenwetterauslauflinien ausgegeben. Eine zeitlich differenzierte Untersuchung ist damit möglich. Die Übersichtsstatistiken wie arithmetisches Mittel, Median, Spannweiten etc. wurden mit den Leerlaufkoeffizienten berechnet. Erst danach wurden diese in Halbwertszeiten umgerechnet.

6.3.1 Zeitliche Variabilität der Leerlaufkoeffizienten

Die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien sind durch die Eigenschaften der Speicher, durch klimatische Einflüsse und Einflüsse der Vegetation bestimmt. Diese Überlagerung verschiedener physikalischer Prozesse führt zu einer deutlichen Variation der Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses innerhalb der Einzugsgebiete. Bei größeren Einzugsgebieten wird die Wahrscheinlichkeit größer, daß mehrere Speicher, zum Beispiel verschiedene Grundwasserstockwerke, am Trockenwetterabfluß beteiligt sind. Verdunstung und Pflanzenwasserverbrauch überprägen das reine Auslaufen der Speicher. Bislang konnten jedoch die verschiedenen Einflußfaktoren auf die Trockenwetterauslauflinie noch nicht befriedigend quantifiziert werden (TALLAKSEN 1995).

Station 1619040 – Pfinz Berghausen

Sommer- und Winter-Perioden werden getrennt untersucht

- Trockenwetterauslauflinie
- $Q \leq$ langjähriger MQ
 - Dauer ≥ 15 Tage
 - Geradenanpassung $r \geq 0.7$

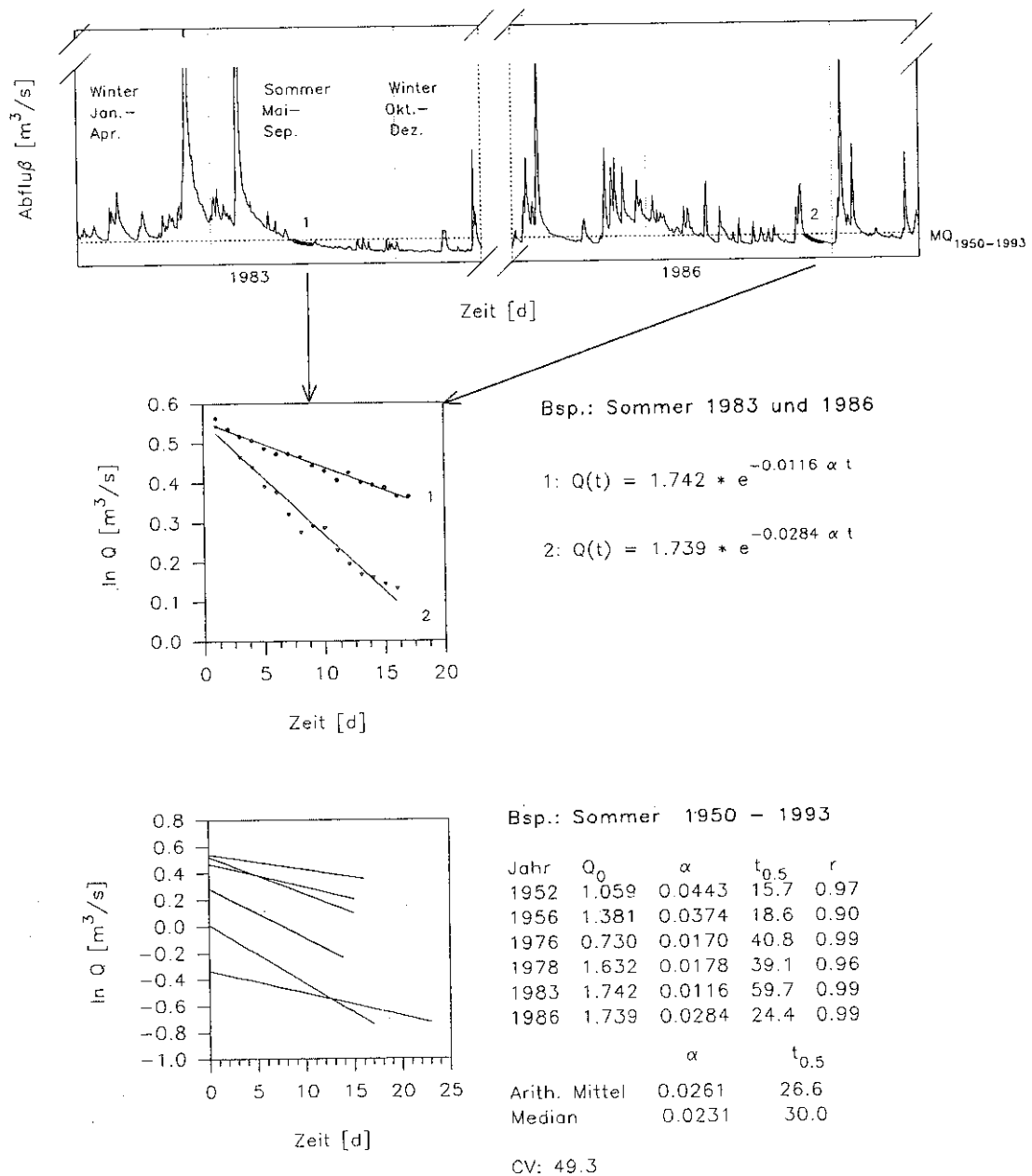


Abb. 6.14 Berechnung der Trockenwetterauslauflinie am Beispiel der Pfinz bei Berghausen

Die vorliegende regionale Studie vermag diese Forschungslücke nicht zu schließen. Sie liefert jedoch einen Beitrag zur Beschreibung der zeitlichen Variabilität der Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses für einen längeren Zeitraum und eine größere Region. Hierfür wurden sämtliche Trockenwetterauslauflinien in der Periode von 1950 bis 1993 für jedes Einzugsgebiet in Südwestdeutschland nach dem beschriebenen Algorithmus berechnet. Die Trockenwetterauslauflinien wurden saisonal getrennt bestimmt. Zur Untersuchung der klimatischen Einflüsse in Verbindung mit der zeitlichen Variabilität sind mit der vorhandenen Datengrundlage Antworten auf folgende Fragestellungen möglich:

- (1) Unterscheiden sich die Trockenwetterauslauflinien nasser Jahre von denen trockener Jahre?
- (2) Gibt es einen Unterschied im saisonalen (Sommer und Winter) Speicherverhalten?

Mit Hilfe des MAM(10) wurden besondere Trockenjahre bzw. relativ nasse Jahre ausgeschieden (vgl. Kapitel 6.1.1). Der Gebietsmittelwert der Leerlaufkoeffizienten und die Anzahl der Trockenwetterauslauflinien pro Saison und Jahr wird mit diesen Trocken- und Naßjahren verglichen. Die Frage, ob in nassen Jahren erkennbar andere Speicher mit anderen Leerlaufkoeffizienten und andere klimatische Bedingungen den Trockenwetterabfluß charakterisieren, kann damit diskutiert werden.

Die Evapotranspiration beträgt in unserem Klimabereich in den Wintermonaten nur ungefähr 15 % der Evapotranspiration des Gesamtjahres (KELLER (Hrsg.) 1978). Sie besitzt somit einen geringeren Einfluß auf die winterlichen Trockenwetterauslauflinien als auf die sommerlichen. Die Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses im Winter geben allerdings die aus den oberflächennahen Grundwasserspeichern und, falls vorhanden, aus den Schneedeckenspeichern stammenden Abflüsse wieder.

Abbildung 6.15 beschreibt die sommerlichen und winterlichen südwestdeutschen Mittelwerte der Leerlaufkoeffizienten, umgeformt in Halbwertszeiten (durchgezogene Linie), für die Jahre 1950 bis 1993. Zusätzlich sind jährliche Minimal- und Maximalwerte der Halbwertszeiten (gestrichelte Linien) und die Anzahl der Trockenwetterauslauflinien pro Jahr im Gesamtgebiet (Histogramme) dargestellt. Am oberen Rand sind durch die Buchstaben T und N Trockenjahre und Naßjahre gekennzeichnet. Zwischen 12 (1993) und 179 (1986) Trockenwetterauslauflinien werden in der Sommerperiode, zwischen 22 (1952) und 230 (1984) in der Winterperiode in Südwestdeutschland berechnet. Der langjährige Gebietsmittelwert der Sommerhalbwertszeit beträgt 22 Tage mit einer Spannweite von 15 bis 30 Tagen in den einzelnen Jahren. Zwischen 16 und 30 Tagen schwanken die Gebietsmittelwerte der Winterhalbwertszeit aus den Einzeljahren um das langjährige Mittel von 24 Tagen. Minimalwerte der Halbwertszeiten in Südwestdeutschland liegen im Sommer (Winter) zwischen 3 (3) und 8 (11) Tagen mit einem Mittelwert von 6 (7) Tagen. Die maximalen Halbwertszeiten in Südwestdeutschland weisen im Winter eine Spannweite von 210 Tagen (47 bis 257 Tage) und im Sommer eine Spannweite von 154 Tagen (28 bis 184 Tage) auf. Die Mittelwerte der maximalen Halbwertszeiten des Gesamtgebietes von 1950 bis 1993 unterscheiden sich zwischen Sommer und Winter nur um 4 Tage (94 Tage im Sommer und 98 Tage im Winter). Die minimalen, mittleren und maximalen Halbwertszeiten lassen im Winter geringfügig höhere Halbwertszeiten als im Sommer erkennen.

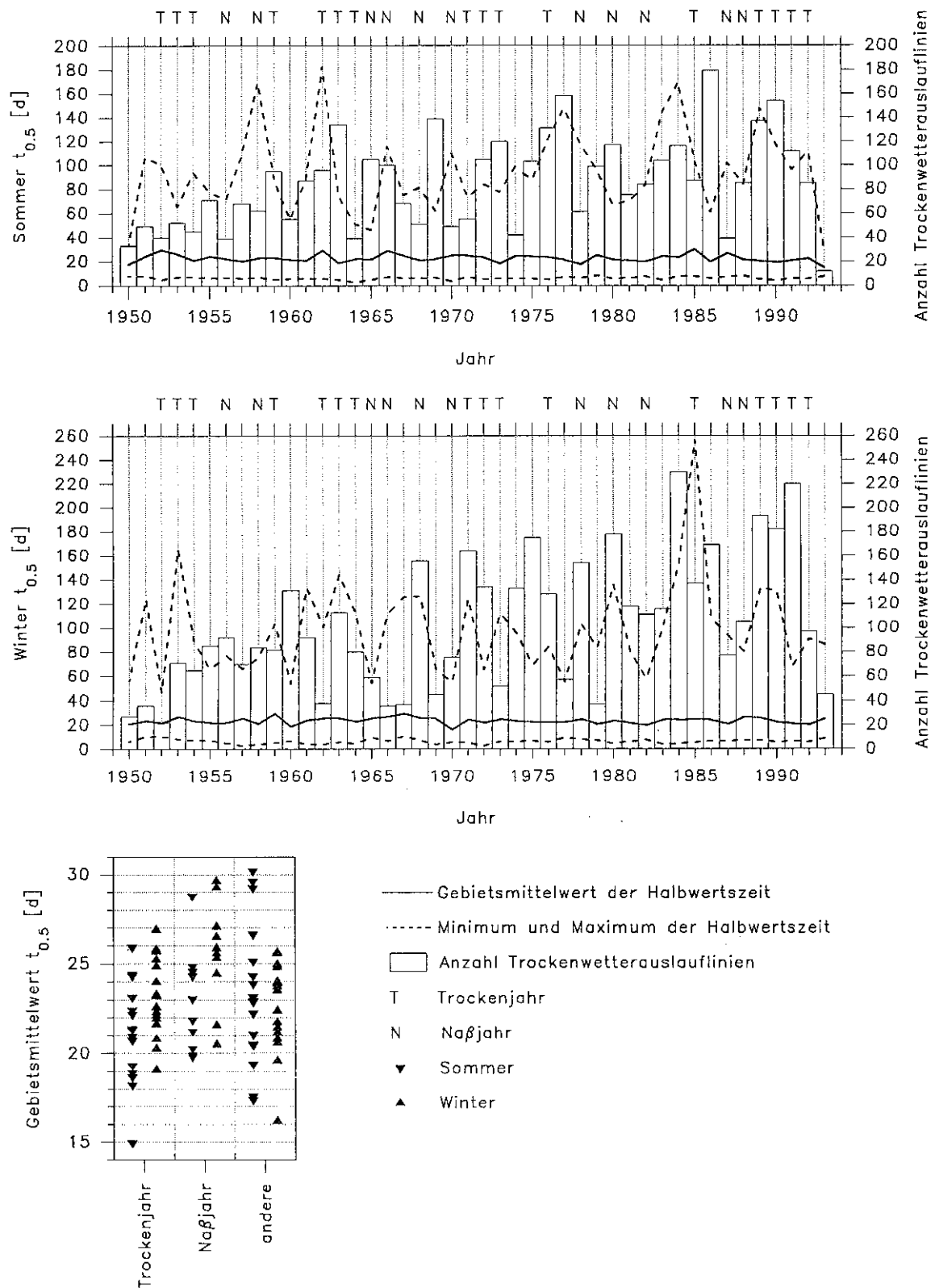


Abb. 6.15 Mittlere, minimale und maximale Halbwertszeiten und Anzahl der Trockenwetterauslaufinien in Südwestdeutschland von 1950 bis 1993

Aus dieser Mittelwertsbetrachtung können keine Hinweise auf unterschiedliche Leerlaufkoeffizienten in extremen Trocken- oder Naßjahren erhalten werden. Auf eine Beteiligung unterschiedlicher Speicher in Jahren mit erhöhten Niederschlägen kann daher nicht geschlossen werden. Auch sind keine in Bezug auf die Einflußfaktoren interpretierbaren Unterschiede der Sommer- und Winterperioden zu erkennen. Die im Gesamtgebiet in Jahresschritten untersuchten Trockenwetterauslauflinien variieren in ihrer Anzahl und ihren Extremwerten der Halbwertszeiten sehr stark. Die Mittelwerte der Halbwertszeiten im Gesamtgebiet unterscheiden sich zwischen den Jahren jedoch nur gering, trotz sehr unterschiedlicher Anzahl von Trockenwetterauslauflinien.

Langjährige Mittelwerte der saisonalen Leerlaufkoeffizienten der Einzugsgebiete beinhalten mittlere Einflüsse des Pflanzenwasserverbrauchs und der Evaporation im Sommer sowie einen eventuellen Einfluß von Schneedeckenspeichern im Winter. Neben dem großräumigen Verhalten der Parameter in den einzelnen Jahren ist deshalb das unterschiedliche saisonale Speicher-verhalten der Flußeinzugsgebiete von Interesse. In Abbildung 6.16 werden die Kennwerte der Trockenwetterauslauflinien der Sommerperiode mit denen der Winterperiode verglichen. Die Abszissen bezeichnen jeweils die Winterperioden, die Ordinaten die Sommerperioden. Jeder Punkt entspricht dem in die Halbwertszeit transformierten mittleren Leerlaufkoeffizienten eines Einzugsgebietes aus der Gesamtperiode von 1950 bis 1993. Bewirtschaftete Einzugsgebiete sind in dieser Darstellung nicht enthalten. Gegenübergestellt werden die Anzahl der Trockenwetterauslauflinien, die mittleren, minimalen und maximalen Halbwertszeiten und die Variationskoeffizienten.

Die meisten Einzugsgebiete zeigen eine größere Anzahl von Trockenwetterauslauflinien in der Winterperiode. Die Anzahl reicht in der Winterperiode von 2 bis 67 Trockenwetterauslauflinien und in der Sommerperiode von 0 bis 60. Von 1950 bis 1993 werden in der Winterperiode im Mittel etwa fünf Trockenwetterauslauflinien mehr als in der Sommerperiode berechnet. Der Versuch einer regionalen Differenzierung führte nicht zum Erfolg. Topographische Erhebungen mit größeren temporären Schneedeckenspeichern unterscheiden sich nicht in der Anzahl der sommerlichen und winterlichen Trockenwetterauslauflinien von Teilregionen ohne größere Schneedeckenspeicher. In allen naturräumlichen Einheiten werden häufiger winterliche Trockenwetterauslauflinien aus der Abflußganglinie extrahiert.

Die arithmetischen Mittel der Halbwertszeiten von 1950-1993 zeigen bei den meisten Einzugsgebieten im Sommer und Winter ähnliche Werte. In der Sommerperiode werden zwischen 8 und 86 Tage mittlere Halbwertszeit und in der Winterperiode zwischen 11 und 75 Tage berechnet. Der Unterschied der mittleren Halbwertszeit zwischen Sommer- und Winterperiode beträgt meist weniger als 10 Tage, nur 22 Einzugsgebiete zeigen Differenzen der mittleren Halbwertszeiten größer 10 Tage. Die größten Differenzen zwischen den mittleren Halbwertszeiten der Sommer- und der Winterperioden sind eine um 31 Tage größere winterliche Halbwertszeit bei der Ammer (Pegel Pfäffingen, 1618011) und eine um 28 Tage größere sommerliche Halbwertszeit bei der Hürbe (Pegel Burgberg Ort, 505024). Beide Fließgewässer befinden sich auf der Schwäbischen Alb. Im Mittel unterscheiden sich die Halbwertszeiten zwischen Sommer- und Winterperiode um ungefähr 5 Tage. Systematisch größere oder kleinere Halbwertszeiten im Sommer oder im Winter sind nicht festzustellen. Das gleiche gilt im Prinzip für die Betrachtung

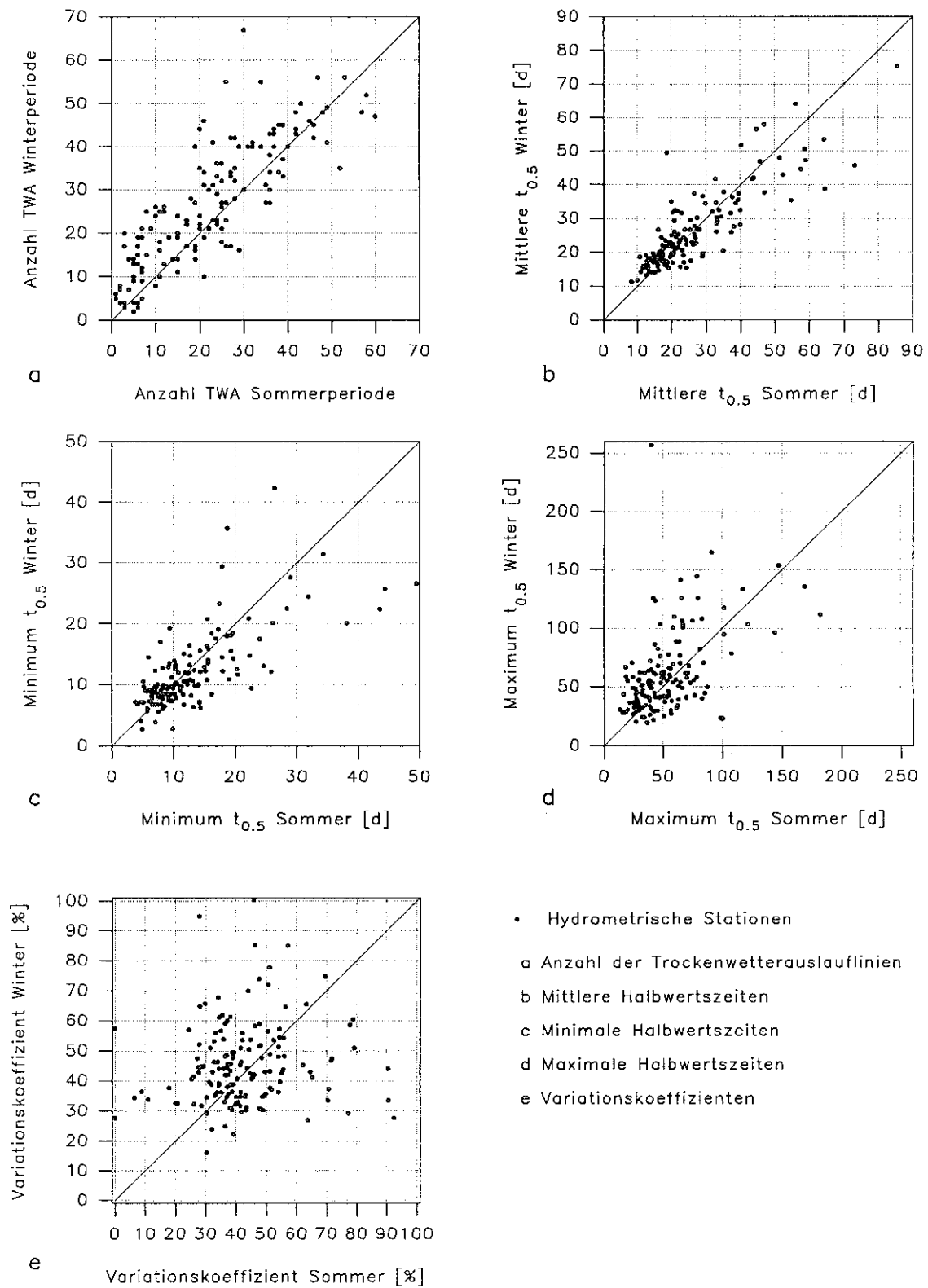


Abb. 6.16 Vergleich der Sommer- und Winterperiode der Trockenwetterauslauflinien der hydrometrischen Stationen (1950-1993)

der minimalen und maximalen Halbwertszeiten eines Einzugsgebietes in der Gesamtperiode. Auch hier reihen sich die Einzugsgebiete entlang der Winkelhalbierenden auf. Die minimalen Halbwertszeiten unterscheiden sich zwischen Sommer und Winter im Mittel um 4 Tage, die maximalen Halbwertszeiten um 23 Tage. Die größte Differenz der minimalen Halbwertszeiten ist bei der Brenz (Pegel Hermaringen Kraftwerk, 505010) mit einer um 23 Tage größeren sommerlichen Halbwertszeit zu verzeichnen. Die größte Differenz der maximalen Halbwertszeit beträgt 216 Tage beim Oybach (Pegel Gruben, 505063) im Winter. Die Variationskoeffizienten streuen sehr stark. Nur bei einzelnen Einzugsgebieten sind ähnliche Variationskoeffizienten in der Sommer- und der Winterperiode zu beobachten. Die Variationskoeffizienten liegen zwischen 0 % (eine einzige Trockenwetterauslauflinie) und 100 %, am häufigsten treten im Sommer und im Winter Variationskoeffizienten zwischen 30 und 60 % auf.

In allen Einzugsgebieten variieren die Halbwertszeiten der ermittelten Trockenwetterauslauflinien in den Sommer- und Winterperioden sehr stark. Im Vergleich dazu unterscheiden sich die langjährigen mittleren Halbwertszeiten der Einzugsgebiete des gesamten Untersuchungsraumes jedoch nur wenig. Dies gilt für die Sommer- und die Winterperiode. Der saisonale Vergleich ergibt keinen quantifizierbaren Einfluß des Klimas und der Vegetation oder eventueller winterlicher Schneedecken auf die hier gewählte Bestimmungsmethode der Trockenwetterauslauflinie. Verdunstungsverluste und Pflanzenwasserverbrauch werden durch weitere Steuerfaktoren überprägt. Die Erkennung dieser weiteren Faktoren ist mit der vorliegenden Datengrundlage nicht möglich.

6.3.2 Räumliche Variabilität der Leerlaufkoeffizienten

Nachdem die Untersuchung der zeitlichen Variabilität von Trockenwetterauslauflinien weder stabile Parameter über einen längeren Zeitraum noch ein gleichgerichtetes Verhalten in einzelnen Jahren erbrachte, ist es schwierig, einen geeigneten Leerlaufkoeffizienten zur Untersuchung der räumlichen Variabilität zu wählen. Von der Betrachtung einzelner Jahre wird abgesehen. Die Stichprobe verringert sich in vielen Jahren so stark, daß räumliche Aussagen nicht mehr zu treffen sind. Außerdem treten die Extreme der Halbwertszeiten bei verschiedenen Einzugsgebieten in verschiedenen Jahren auf.

Auf der Suche nach einem ein Einzugsgebiet charakterisierenden Leerlaufkoeffizienten, mit dem sich ein regionaler Vergleich durchführen läßt, wurden verschiedene Mittelwerte in Verbindung mit den Variationen der Leerlaufkoeffizienten herangezogen. In Abbildung 6.17 sind die arithmetischen Mittel, die Mediane und die Spannweiten der in Halbwertszeiten transformierten sommerlichen Leerlaufkoeffizienten für die nicht anthropogen beeinflussten Einzugsgebiete in den naturräumlichen Einheiten aufgezeigt. Da die Winterperiode zu den gleichen Ergebnissen führte, wurde auf deren zusätzliche Darstellung verzichtet. Übersteigen die Halbwertszeiten 150 Tage, geben die nebenstehenden Zahlen die Halbwertszeit an. In den meisten Einzugsgebieten sind sehr kleine Differenzen (unter fünf Tage) zwischen dem arithmetischen Mittel und dem Median der Halbwertszeit vorhanden. Nur einzelne Einzugsgebiete auf der Schwäbischen Alb, im Keuper-Bergland, in den Gäulandschaften und im Altmoränenland zeigen Unterschiede der

beiden Mittelwerte von mehr als fünf Tagen (in der Abbildung sind diese Meßstellennummern mit einem '*' hervorgehoben). Im gesamten Untersuchungsraum variieren die mittleren (medianen) Sommer-Halbwertszeiten der Fließgewässer zwischen 8 (8) und 59 (72) Tagen. Die Mittelwerte der Halbwertszeiten innerhalb der Einzugsgebiete variieren in den Regionen Schwäbische Alb, Gäulandschaften und Altmoränenland am stärksten. Die Regionen zeigen keine Besonderheiten in ihren Spannweiten sowie ihren minimalen und maximalen Halbwertszeiten.

In Abbildung 6.18 werden die Mittelwerte (arithmetisches Mittel und Median) der Halbwertszeiten in den naturräumlichen Haupteinheiten zusammengefaßt. Oberrheinische Tiefebene, Schwarzwald, Albvorland, Keuper-Bergland, Jungmoränenland und Voralpen zeigen ähnliche Mittelwerte in den sommerlichen und winterlichen Halbwertszeiten von 16 bis 22 Tagen. Mit 23 bis 32 Tagen liegen die übrigen Gebiete mit ihren mittleren Halbwertszeiten nur wenig darüber. Von den Medianen wird meist eine geringfügig größere Spannweite der Halbwertszeiten beschrieben als von den arithmetischen Mitteln.

Die Spannweite von arithmetischem Mittel und Median in der Sommerperiode beträgt im Albvorland, im Keuper-Bergland und in den Voralpen weniger als 20 Tage. Die Oberrheinische Tiefebene, der Schwarzwald und der Nordschwarzwald sind dagegen durch sommerliche Spannweiten von 20 bis 30 Tagen Halbwertszeit - Altmoränenland und Jungmoränenland von 30 bis 40 Tagen gekennzeichnet. Die sommerlichen Maximalwerte der Spannweiten wurden auf der Schwäbischen Alb mit Variationen von 48 Tagen bei den arithmetischen Mitteln und von 61 Tagen bei den Medianen berechnet. Die Gäulandschaften variieren mit 44 Tagen (arithmetisches Mittel) bzw. mit 48 Tagen (Median) nur etwas weniger.

In der Winterperiode weisen Oberrheinische Tiefebene, Schwarzwald, Nordschwarzwald, Keuper-Bergland und Voralpen die geringsten Unterschiede der Mittelwerte innerhalb der Regionen auf. Mit einem Unterschied der arithmetischen Mittel von 46 Tagen und von 55 Tagen bei den Medianen ist die größte Variation der mittleren Halbwertszeiten in den Gäulandschaften lokalisiert.

Die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien der Gewässer variieren beträchtlich. Die mittleren Leerlaufkoeffizienten der Gewässer (arithmetisches Mittel und Median) beschreiben jedoch im Vergleich dazu nur geringe Unterschiede im gesamten Untersuchungsraum. Die Variationen der Trockenwetterauslauflinien sind innerhalb der Einzugsgebiete größer als die Variationen ihrer Mittelwerte im regionalen Vergleich (vgl. TALLAKSEN 1995).

Die Interpretation der räumlichen Verteilung der Leerlaufkoeffizienten des Basisabflusses (oder der daraus abgeleiteten Halbwertszeiten) ist deshalb nur unter Vorbehalt durchzuführen. Die Halbwertszeiten im Raum sind am Beispiel des Medianes der Sommerhalbwertszeiten der Stationen in Abbildung 6.19 abgebildet. Der Median besitzt gegenüber dem arithmetischen Mittel den Vorteil, daß dieser bei Extremen stabiler reagiert. Im südwestlichen Bereich des Untersuchungsraumes treten flächenhaft relativ kleine mediane sommerliche Halbwertszeiten von weniger als 20 Tagen auf. Die südliche Oberrheinische Tiefebene, Mittel- und Südschwarzwald, die anschließenden südlichen Gäulandschaften und der Südwesten der Schwäbischen Alb und das Albvorland zeigen sommerliche mediane Halbwertszeiten zwischen kleiner 10 Tagen und 20

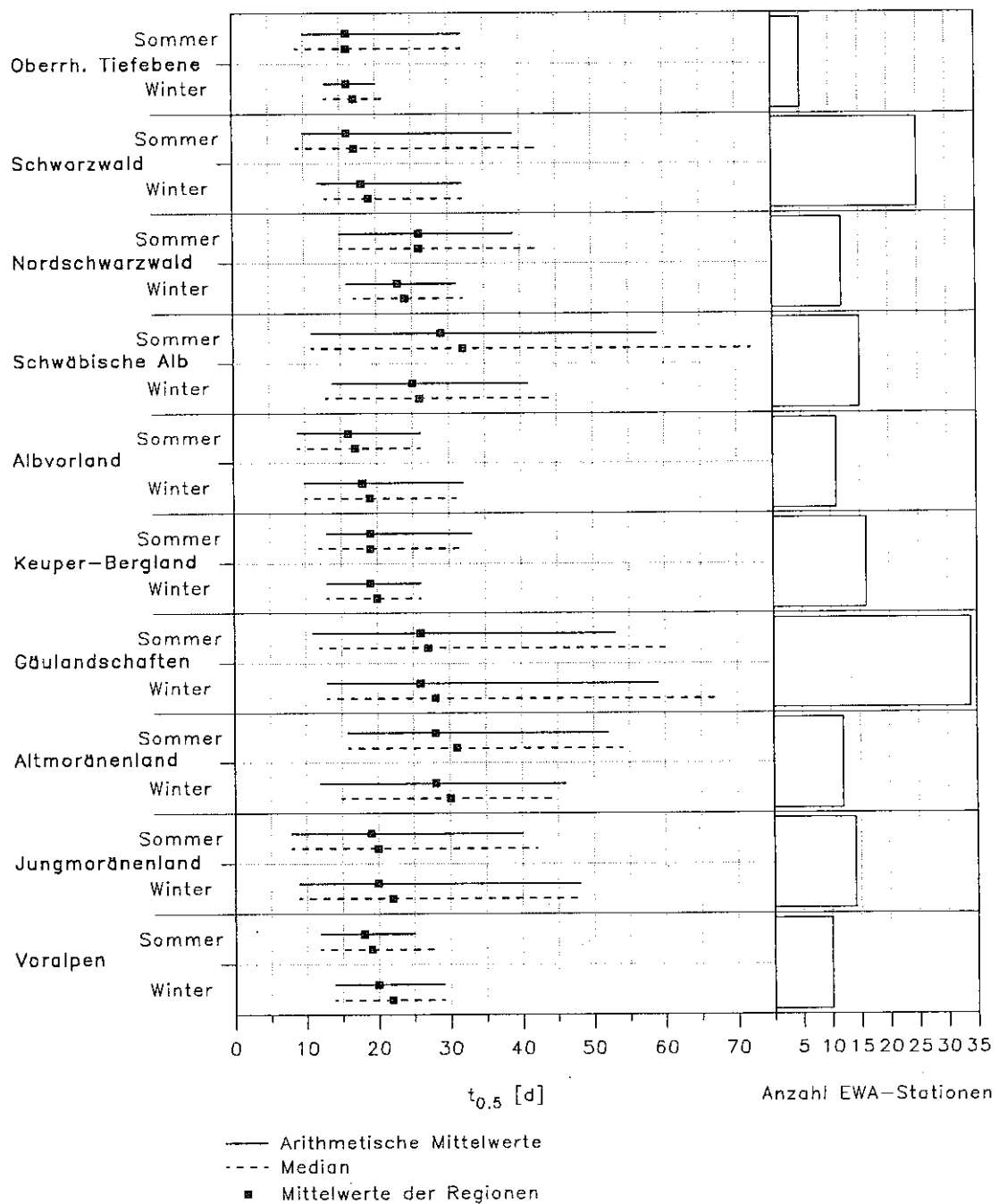


Abb. 6.18 Mittlere Halbwertszeiten in den südwestdeutschen Regionen

Tagen. Im Nordschwarzwald, vor allem in den Einzugsgebieten der Enz, und im Kraichgau weisen die Meßstellen mediane Halbwertszeiten von 20 bis 50 Tagen auf. Die ganze Spannweite der berechneten sommerlichen medianen Halbwertszeiten wird von Einzugsgebieten der Kocher und der Jagst, von Stationen im Bereich der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes und von Stationen in den Moränengebieten beschrieben. Direkt benachbarte Einzugsgebiete differieren

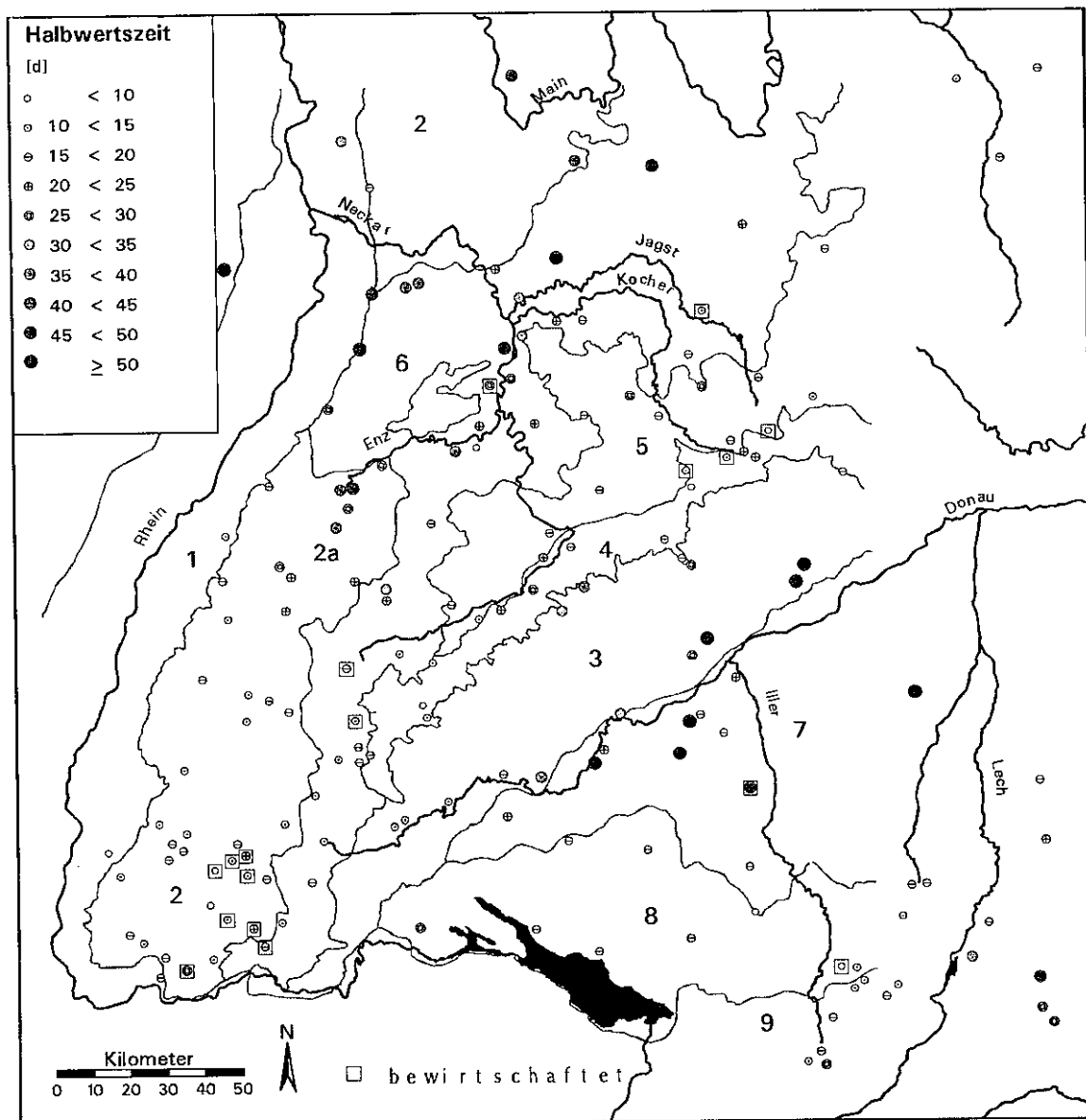


Abb. 6.19 Räumliche Verteilung der medianen Sommerhalbwertszeiten

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

zum Teil erheblich. Große Unterschiede sind zum Beispiel im Neckarbecken, bei der Glens (Pegel Unterriexingen, 1618027) mit kleiner 10 Tagen und beim Strudelbach (Pegel Enzweihingen, 1618066) mit 35 bis 40 Tagen, zu verzeichnen. Ebenso treten große Unterschiede benachbarter Stationen im Hügelland der unteren Riß auf. Die Riß weist eine mediane

Sommerhalbwertszeit von 54 Tagen (Pegel Untersulmetingen, 505031) und die Rottum von 17 Tagen (Pegel Laupheim Neue Welt, 505017) auf.

Die Differenzierung der Halbwertszeiten nach Eigenschaften des Untergrunds oder des Klimas ist schwierig. Relativ einheitliche mediane sommerliche Halbwertszeiten zeigt das kristalline Grundgebirge des südlichen und mittleren Schwarzwaldes, die angrenzenden Gebiete des Tertiärs und Juras sind jedoch durch ähnliche Werte charakterisiert. Gebiete maximaler jährlicher Niederschlagsmenge, wie Schwarzwald und Voralpen, beschreiben relativ kleine mediane sommerliche Halbwertszeiten. Wiederum ähnliche Werte treten in den Gäulandschaften, im Keuper-Bergland und im Albvorland auf.

6.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden drei verschiedene Verfahren zur Ermittlung von Niedrigwasserkenngrößen vorgestellt. Es sind dies der minimale zehntägige Abflußmittelwert (MAM(10)), der Basisabfluß nach dem DEMUTH-Verfahren und die Trockenwetterauslauflinie.

Die MAM(10)-Niedrigwasserspends variieren in Südwestdeutschland beträchtlich. Trockene und nasse Jahre sind jedoch meist zeitgleich im gesamten Untersuchungsraum ausgeprägt. Von 1950-1993 ist eine annähernd symmetrische Verteilung der Trocken- und Naßjahre festzustellen. Das arithmetische Mittel des MAM(10) aus einer Zeitreihe von mindestens 10 Jahren reicht aus, um die mittlere MAM(10)-Spende eines Einzugsgebietes zu quantifizieren. Die Mittelwerte der jährlichen MAM(10)-Spends in Südwestdeutschland variieren in den Jahren 1950 bis 1993 zwischen 3.2 l/s km^2 (100 mm/a) und 8 l/s km^2 (250 mm/a). Im langjährigen Gebietsmittel von 1950-1993 beträgt die MAM(10)-Spende in Südwestdeutschland 4.9 l/s km^2 (155 mm/a).

Es wurde gezeigt, daß das DEMUTH-Verfahren eine gute Möglichkeit darstellt, langjährige grundwasserbürtige Abflüsse zu berechnen. Der Basisabfluß zeigt ein stabiles Verhalten beim Zugrundelegen unterschiedlicher Berechnungszeiträume. Ein Vergleich der Basisabflußspends von Einzugsgebieten mit unterschiedlich langen Zeitreihen ist deshalb sinnvoll. Die Basisabflußspends der Meßstellen in Südwestdeutschland betragen zwischen 1.6 l/s km^2 (50 mm/a) und fast 39 l/s km^2 (1231 mm/a) mit einem Mittelwert von ungefähr 8 l/s km^2 (255 mm/a).

Mindestens zehnjährige Mittelwerte der MAM(10)-Spends und Basisabflußspends nach dem DEMUTH-Verfahren eignen sich durch ihre zeitliche Unabhängigkeit gleichermaßen zur Beschreibung der räumlichen Variabilität von Niedrigwasserabflüssen. Die MAM(10)-Spends und die Basisabflußspends weisen ähnliche räumliche Verteilungen in Südwestdeutschland auf. Innerhalb der geographischen Regionen sind ähnliche Niedrigwasserspends zu verzeichnen. Kleinräumig wird diese Tendenz jedoch im Untersuchungsraum durch größere Differenzen der Niedrigwasserspends nahegelegener Einzugsgebiete überprägt. Die topographischen Erhebungen Alpenvorland und Schwarzwald sind durch maximale Niedrigwasserspends charakterisiert. Minimale Niedrigwasserspends werden in den Gäulandschaften und im Keuper-Bergland berechnet.

Ein wichtiger Steuerfaktor dieser räumlichen Verteilung der Niedrigwasserabflußspenden ist, neben den hydrogeologischen Eigenschaften, die Niederschlagsverteilung in Südwestdeutschland. Hohe Niedrigwasserspenden zeigen die topographischen Erhebungen, sie erhalten maximale Niederschlagsmengen. Die Beckenräume im Lee von Schwarzwald, Odenwald und Schwäbischer Alb weisen geringere Niedrigwasserabflußspenden auf. Ob sich diese geographischen Regionen mit ähnlichen Niedrigwasserabflußspenden durch die Gebietskenngrößen Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung kennzeichnen lassen und ob aus dieser Information Übertragungsfunktionen gewonnen werden können, wird in Kapitel 8 geprüft.

Die Berechnung der Trockenwetterauslauflinie basiert auf dem einfachen exponentiellen Speichermodell. Die Trockenwetterauslauflinien wurden für Trockenzeiten von mindestens 15 Tagen, getrennt nach Sommer- und Wintersaison, berechnet. Die daraus resultierenden Leerlaufkoeffizienten weisen sehr große Variabilitäten innerhalb der Einzugsgebiete auf, sowohl in der Sommerperiode als auch in der Winterperiode.

Der Schwankungsbereich der mittleren Leerlaufkoeffizienten im Untersuchungsraum ist im Vergleich zur Variabilität der Leerlaufkoeffizienten innerhalb der Einzugsgebiete gering. Eine Interpretation in Hinblick auf die hydrogeologischen Eigenschaften von Südwestdeutschland gestaltet sich deshalb schwierig.

Das mittlere Speicherverhalten der Flußeinzugsgebiete in Südwestdeutschland kann nicht nach den naturräumlichen Haupteinheiten differenziert werden. Am häufigsten werden mittlere und mediane Halbwertszeiten von 10 bis 20 Tagen im gesamten Untersuchungsraum beobachtet. Der südliche und mittlere Schwarzwald und die östlich angrenzenden Regionen der Gäulandschaften und der Schwäbischen Alb sowie Jungmoränenland und Voralpen beschreiben diese häufigsten Halbwertszeiten. Die Fließgewässer der Gäulandschaften, mit den generell kleinen Niedrigwasserabflußspenden, zeigen große Variationen in den mittleren Halbwertszeiten bei den Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses.

7 Interpolation von Niedrigwasserkenngrößen mit dem Kriging-Verfahren

Die räumliche Darstellung von Abflußdaten wird hauptsächlich zur Abschätzung der verfügbaren Wasserressourcen, für regionale Wasserbilanzen und für atmosphärische Simulationsmodelle benötigt (ARNELL 1995). Eine Möglichkeit der Kartenerstellung bietet die Geostatistik durch Inter- und Extrapolation. Voraussetzung für den Einsatz dieses Verfahrens für die Niedrigwasserabschätzung ist die Existenz geographischer Regionen mit gleichmäßigem Niedrigwasserverhalten (vgl. Kapitel 5.1). Sowohl die Niedrigwasserkenngrößen, die in Abflußspenden ausgedrückt werden (MAM(10) und Basisabfluß), als auch der Leerlaufkoeffizient (oder die Halbwertszeit) der Trockenwetterauslauflinie des grundwasserbürtigen Abflusses zeigen in großen Teilen von Süddeutschland geographische Regionen mit ähnlichen Werten ihrer Niedrigwasserkenngrößen. Eine Ausnahme bilden die Karstgebiete der Schwäbischen Alb und der Voralpenraum. Hier sind kleinräumig sehr große Differenzen der MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden zu finden (vgl. Kapitel 6).

Mit dem Kriging-Verfahren wird die räumliche Erhaltensneigung (Persistenz) statistisch beschrieben und damit die Regionalisierung einer Niedrigwasserkenngröße durchgeführt. Zusätzlich wird die Güte der Interpolation mit der Standardabweichung des Schätzfehlers bewertet. Auf Grundlage der Resultate dieses Verfahrens können Karten erstellt werden, die die flächenhafte Verteilung der Schätzwerte von Niedrigwasserkenngrößen sowie die Standardabweichung der Schätzfehler darstellen.

Durchführung des Kriging-Verfahrens

Das Kriging-Verfahren wurde mit einem von BUCHER 1993 entwickelten Programm durchgeführt. Mit diesem Programm ist das einfache Kriging, das Cokriging und das Universal Kriging möglich. Die Anpassung eines theoretischen Semivariogramms erfolgt manuell, zur Beurteilung der Anpassung wird eine Kreuzprüfung durchgeführt. Maximal möglich sind 22 Abstandsklassen und 40 000 Schätzpunkte. Zur Visualisierung der Interpolationen wurde das Geographische Informationssystem ARC/INFO eingesetzt.

Zur Ermittlung der räumlichen Struktur der Niedrigwasserkenngrößen wurden die Distanzintervalle zur Semivariogrammberechnung auf 5 km festgelegt. Mit diesem Abstand sind in der ersten Abstandsklasse noch ausreichend Meßstellenpaare vorhanden. Als räumliche Referenz zur Bestimmung der Semivariogramme und zur Interpolation wurden die Koordinaten der Pegel herangezogen (zur Diskussion dieser Vorgehensweise siehe Kapitel 5.1). Zusätzlich zu den Niedrigwasserkennwerten der hydrometrischen Stationen innerhalb des Untersuchungsraumes wurden diejenigen Stationen, die nur wenige Kilometer außerhalb des Untersuchungsraumes liegen, zur Interpolation berücksichtigt. Die Schätzung erfolgt auf einem regelmäßigen Gitter mit 2x2 km Abständen.

7.1 Räumliche Darstellung des MAM(10)

Das niedrigste arithmetische Mittel von 10 aufeinanderfolgenden Tageswerten des Abflusses innerhalb eines Jahres (MAM(10)) ist ungefähr dem Q_{347} gleichzusetzen, welcher in der Schweiz zur Festlegung der minimalen Restwassermengen in Fließgewässern herangezogen wird (vgl. Kapitel 6.1). In Kapitel 6.1.1 wurde gezeigt, daß das arithmetische Mittel der MAM(10) aus mindestens zehn Jahren den Einfluß von besonders trockenen oder nassen Jahren nivelliert. Dieser langjährige Mittelwert des MAM(10) ist, unabhängig von der jährlichen Niederschlagsmenge, charakteristisch für ein Einzugsgebiet.

Die statistische Beschreibung der räumlichen Struktur mit dem empirischen Semivariogramm ist für die langjährige MAM(10)-Spende in Abbildung 7.1 dargestellt. Eine Voruntersuchung ergab sehr große Unterschiede der MAM(10)-Spenden von direkt benachbarten Einzugsgebieten in den Voralpen. Diese Einzugsgebiete sind zum Teil durch Verkarstung und mit zunehmendem Gefälle der Einzugsgebiete auch durch unsichere Einzugsgebietsflächen gekennzeichnet. Die Normierung der Niedrigwasserabflüsse auf die Einzugsgebietsfläche ist damit stark fehlerbehaftet. Zur Berechnung des empirischen Semivariogramms wurden die alpinen Einzugsgebiete deshalb nicht berücksichtigt. Außerdem ausgeschieden wurden die Radolfzeller Aach mit schon beschriebener Problematik und alle durch Stauhaltungen bzw. Regelung beeinflussten Meßstellen. In einer Ausschnittvergrößerung werden in Abbildung 7.1 die halbierten quadratischen Inkremente ($\frac{1}{2}[Z(x_i+h)-Z(x_i)]^2$) der einzelnen Meßwertpaare für die ersten fünf Abstandsklassen gezeigt.

Das empirische Semivariogramm besitzt eine deutliche Nuggetvarianz. Pegel mit geringen räumlichen Abständen zeigen zum Teil große Differenzen der MAM(10)-Spenden. Die Varianz am Ursprung von ungefähr $3 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$ ist verglichen mit der allgemeinen Stichprobenvarianz von $5.7 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$ sehr hoch. Dies deutet auf eine geringe räumliche Abhängigkeit nahegelegener hydrometrischer Stationen hin. Die Betrachtung der einzelnen quadratischen Inkremente zeigt jedoch, daß nur wenige Meßwertpaare diese hohe Nuggetvarianz verursachen. Die meisten Meßstellenpaare nahegelegener Pegel differieren kaum bis gar nicht in ihren MAM(10)-Spenden. Wenige nahegelegene Meßstellenpaare weisen dagegen außerordentlich hohe Differenzen auf. Bis zu einer Distanz von 5 km sind die quadratischen Inkremente von Brugga (Pegel Oberried, 1619028) und Wagensteigbach (Pegel Buchenbach-Wiesneck, 1619026) und von Hürbe (Pegel Burgberg-Ort, 505024) und Brenz (Pegel Hermaringen-Kraftwerk, 505010) sehr hoch. In der zweiten Abstandsklasse (5-10 km) zeigen die Paare Dreisam (Pegel Ebnet, 1619005) und Brugga (Pegel Buchenbach-Wiesneck, 1619028) bzw. St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm, 1619018) sehr große Inkremente. Werden drei der Meßstellen, die an den größten Inkrementen der ersten beiden Abstandsklassen beteiligt sind, aus dem Datensatz entfernt, verringert sich der Semivariogrammwert am Ursprung von ungefähr $3 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$ auf $2 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$. Die entfernten Meßstellen sind die Hürbe (505024), die Brugga (1619028) und die Dreisam (1619005). Auch dieser Wert ist verglichen mit der Varianz der Stichprobe noch hoch.

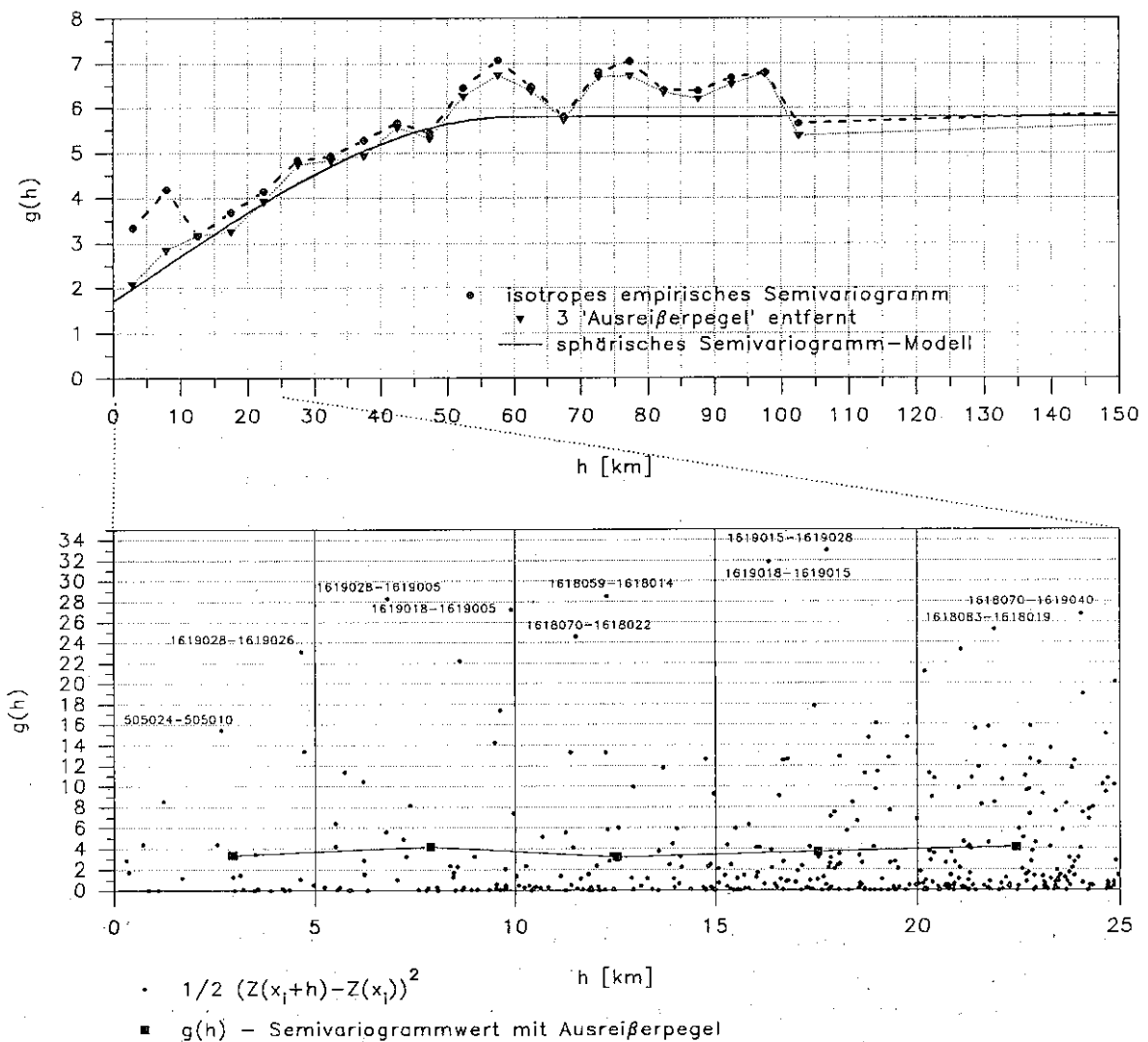
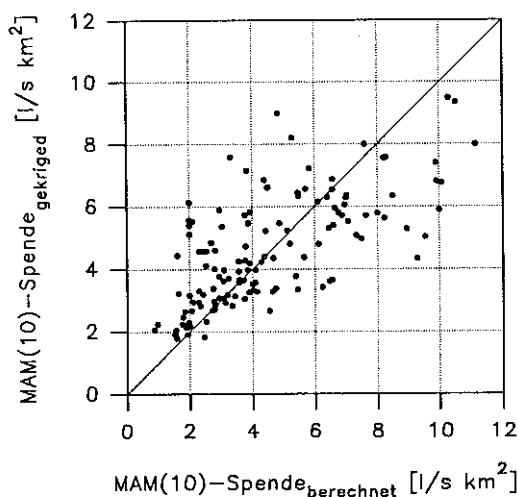


Abb. 7.1 Semivariogramm der MAM(10)-Spenden der südwestdeutschen Stationen

Neben dem Semivariogrammwert am Ursprung ist das Verhalten bei großen Abständen für die Strukturanalyse wichtig. Ein überproportionaler Anstieg des empirischen Semivariogramms von einem bestimmten Abstand an deutet auf eine räumliche Drift hin. Dies ist im Falle von MAM(10)-Spenden nicht zu beobachten, das empirische Semivariogramm steigt nicht parabelförmig an. Eine räumliche Drift ist damit nicht erkennbar und die Interpolation im Prinzip mit dem einfachen Kriging-Verfahren durchführbar. Die Untersuchung der empirischen Semivariogramme in verschiedenen Himmelsrichtungen macht für diese Anwendung keinen Sinn. Die Änderung der MAM(10)-Spenden im Raum wird hauptsächlich durch die Richtung des Gewässernetzes vorgegeben. Da der Untersuchungsraum als Ganzes betrachtet wird, sind viele verschiedene Fließrichtungen der Gewässer verwirklicht.

Die Kreuzprüfung, die Ermittlung der MAM(10)-Spenden an den Meßstellen mit dem angepaßten theoretischen Semivariogramm, mit 15 Nachbarpunkten ist in Abbildung 7.2 dargestellt.

An den um drei Meßstellen reduzierten Datensatz wurde die beste Anpassung mit einem sphärischen Semivariogramm mit einer Reichweite von 60 km, einem Schwellenwert von $5.8 \text{ (l/s km}^2)^2$ und einer Nuggetvarianz $1.7 \text{ (l/s km}^2)^2$ erreicht. Der mittlere Fehler (MF) erreicht mit -0.0501 l/s km^2 einen Wert nahe null. Auch der standardisierte mittlere quadratische Fehler (SMQF) von 0.9674 deutet auf eine gute Anpassung des theoretischen Semivariogramms hin. Der mittlere Quadratische Fehler von $1.7558 \text{ (l/s km}^2)^2$ bedeutet, daß im Mittel der Fehler der Kriging-Schätzung der Meßstellen 1.33 l/s km^2 (Wurzel aus $1.7558 \text{ (l/s km}^2)^2$) beträgt. Von 134 Pegeln betragen die Schätzfehler bei 73 Pegeln (55 %) weniger als 1 l/s km^2 und liegen damit unter der Schrittweite der Klasseneinteilung der MAM(10)-Spenden. Maximal werden MAM(10)-Spenden um 3 bis 3.5 l/s km^2 an jeweils 3 Meßstellen überschätzt und unterschätzt.



SPHÄRISCHE SEMIVARIOGRAMMFUNKTION:

Reichweite:	60	km
Schwellenwert:	5.8	$(\text{l/s km}^2)^2$
Nuggetvarianz:	1.7	$(\text{l/s km}^2)^2$

KREUZPRÜFUNG:

MF:	-0.0501	l/s km^2
MQF:	1.7558	$(\text{l/s km}^2)^2$
SMQF:	0.9674	

Abb. 7.2 Kreuzprüfung der MAM(10)-Spenden

Mit dem sphärischen Semivariogramm wurde anschließend die Interpolation der MAM(10)-Spenden und die Berechnung der Standardabweichung des Schätzfehlers durchgeführt. Die Schätzung erfolgte unter Berücksichtigung von 15 Nachbarpunkten. Die alpinen Pegel, wenige Kilometer außerhalb des Untersuchungsraumes liegende Pegel und die drei Meßstellen, die zur Anpassung des mittleren empirischen Semivariogramms aus dem Datensatz entfernt wurden, sind für diesen Berechnungsschritt wieder im Datensatz enthalten. In Abbildung 7.3a ist das Ergebnis des Kriging-Verfahrens dargestellt. Die räumliche Darstellung der MAM(10)-Spenden ist nur für Teilbereiche in Südwestdeutschland plausibel. Im Voralpenraum sind die MAM(10)-Spenden erwartungsgemäß am höchsten. Auch der Schwarzwald wird mit relativ hohen MAM(10)-Spenden abgebildet. Maximale Werte des Schwarzwaldes werden im Nordschwarzwald geschätzt. Mit der Wahl des Gitterabstands und des Semivariogramms können ähnlich hohe MAM(10)-Spendenwerte wie im Nordschwarzwald, wie sie die Dreisam-Teileinzugsge-

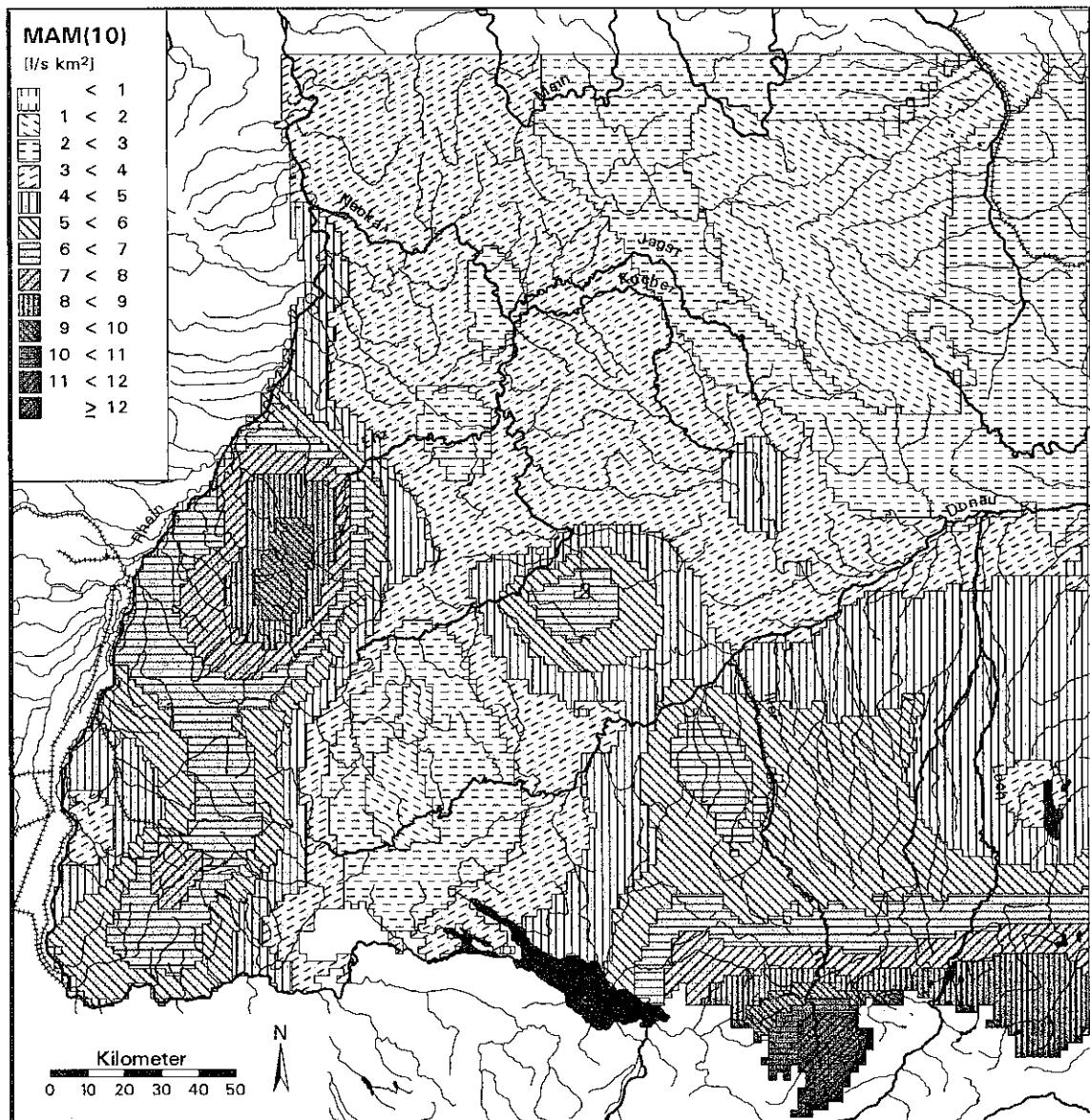


Abb. 7.3a Kriging-Schätzung der MAM(10)-Spenden

biote besitzen, nicht in Erscheinung treten. Die Schwäbische Alb weist eine Dreiteilung auf. Im Westen werden die relativ niedrigen MAM(10)-Spenden der Gäulandschaften auch der Schwäbischen Alb zugeordnet. Das Maximum auf der mittleren Schwäbischen Alb kommt durch die Meßstellen an der Erms (Pegel Riederich, 1618013 und Pegel Urach-Bleiche, 1618071) und an der Lauter (Pegel Unterlenningen, 1618059) am nördlichen Rand der Schwäbischen Alb zustande. In den sich östlich anschließenden Teilen der Schwäbischen Alb werden wieder geringere MAM(10)-Spenden interpoliert.

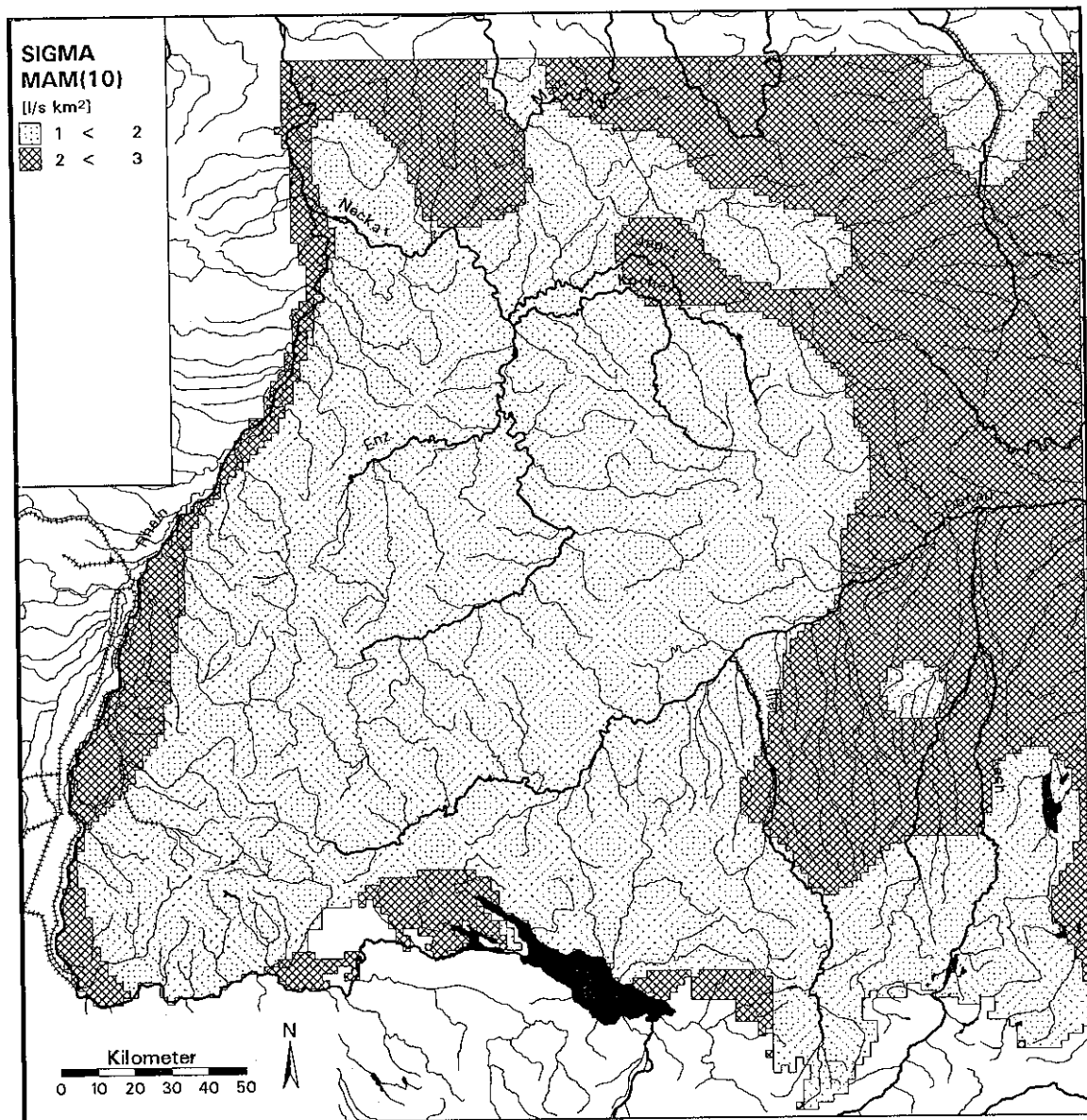


Abb. 7.3b Standardabweichung der Schätzfehler (SIGMA) der MAM(10)-Spenden

Die dazugehörige Standardabweichung des Schätzfehlers (SIGMA) wurde im gleichen Raster berechnet (Abbildung 7.3b). Direkt an den Meßstellen beträgt sie 1.3 l/s km^2 (Wurzel der Nuggetvarianz), der maximale Wert im Untersuchungsraum beträgt 2.6 l/s km^2 . Der Mittelwert des Schätzfehlers liegt im gesamten Untersuchungsraum bei 2 l/s km^2 . Die Schätzungen der niedrigen MAM(10)-Spenden (1 bis 3 l/s km^2) sind mit Unsicherheiten von zum Teil mehr als 100 % behaftet. Vor allem in den Randbereichen und dort, wo die Meßstellendichte abnimmt, sind große Unsicherheiten der Schätzung zu verzeichnen. Werden Interpolation und Standardabweichung der Schätzfehler gemeinsam betrachtet, ist festzustellen, daß die Interpolation keinen Vorteil gegenüber der Darstellung der MAM(10)-Spenden an den Pegeln bietet. In den

Bereichen des Gebietes mit geringer Meßstellendichte sind die Unsicherheiten so groß, daß eine Interpolation mit dem Kriging-Verfahren die Information in diesen Bereichen nicht wesentlich verdichten kann. Der räumliche Eindruck der Verteilung der MAM(10)-Spenden kann auch aus einer Darstellung der MAM(10)-Spenden an den Pegeln gewonnen werden.

7.2 Räumliche Darstellung des Basisabflusses

Zur Berechnung von Grundwasserneubildungsraten wird für Festgesteinsflächen vom ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977 die Bestimmung des grundwasserbürtigen Abflusses (Basisabfluß) empfohlen. Die Regionalisierung der Basisabflüsse nach dem DEMUTH-Verfahren ermöglicht die Abschätzung der Grundwasserneubildung in ungemessenen Gebieten.

Bei der Durchführung des Kriging-Verfahrens mit Basisabflußspenden wurden die anthropogen beeinflussten Meßstellen und die Radolfzeller Aach nicht berücksichtigt. Die Ermittlung des empirischen Semivariogramms erfolgte auch hier unter Ausschluß der Meßstellen in den Voralpen. Das empirische und theoretische Semivariogramm ist in Abbildung 7.4 dargestellt. Relativ große quadratische Inkremente der ersten Abstandsklasse sind bei den Meßstellenpaaren der Blau (Pegel Arnegg, 505025) und der Lauter (Pegel Herrlingen-Post, 505004) sowie der Hürbe (Pegel Burgberg-Ort, 505024) und der Brenz (Pegel Hermaringen-Kraftwerk, 505010) vorhanden. In der zweiten Abstandsklasse werden bei der Dreisam (Pegel Ebnet, 1619005) mit der Brugga (Pegel Buchenbach-Wiesneck, 1619028) und mit dem St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm, 1619018) ebenfalls große Inkremente beobachtet. Die Anpassung der theoretischen Semivariogrammfunktion erfolgte ohne die Gewässer Blau (505025), Hürbe (505024) und Dreisam (1619005). Hürbe und Dreisam zeigten auch bei der Berechnung des empirischen Semivariogramms der langjährigen MAM(10)-Spenden sehr hohe quadratische Inkremente in den ersten Abstandsklassen (vgl. Kapitel 7.1). Die besten Anpassungsergebnisse wurden bei der Basisabflußspende wie auch bei der MAM(10)-Spende mit einem sphärischen Semivariogramm erreicht. Mit einer Nuggetvarianz von $1.5 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$ wird der Schwellenwert von $15 \text{ (l/s km}^2\text{)}^2$ bei einer Reichweite von 60 km erreicht. Die Nuggetvarianz beträgt bei dieser Niedrigwasserkenngröße nur ein Zehntel der Gesamtvarianz.

Die Ergebnisse der Kreuzprüfung, welche in Abbildung 7.5 dargestellt sind, zeigen einen mittleren Fehler (MF) nahe null, es wird weder systematisch unter- noch überschätzt. Der standardisierte mittlere quadratische Fehler (SMQF) liegt nahe eins. Die theoretische Standardabweichung des Schätzfehlers und der tatsächliche mittlere quadratische Schätzfehler stimmen damit fast überein. Einen mittleren quadratischen Fehler (MQF) von 2.2941 l/s km^2 weisen die Basisabflußspenden an den Meßstellen auf. Maximal werden die Basisabflußspenden an den Meßstellen um 6 l/s km^2 überschätzt und unterschätzt. Sieben Meßstellen zeigen Schätzfehler größer als 5 l/s km^2 , dies sind die Aich (Pegel Oberensingen, 1618014), die Lauter (Pegel Unterlenningen, 1618059), die Möhlin (Pegel Oberambringen, 1619015), die Elz

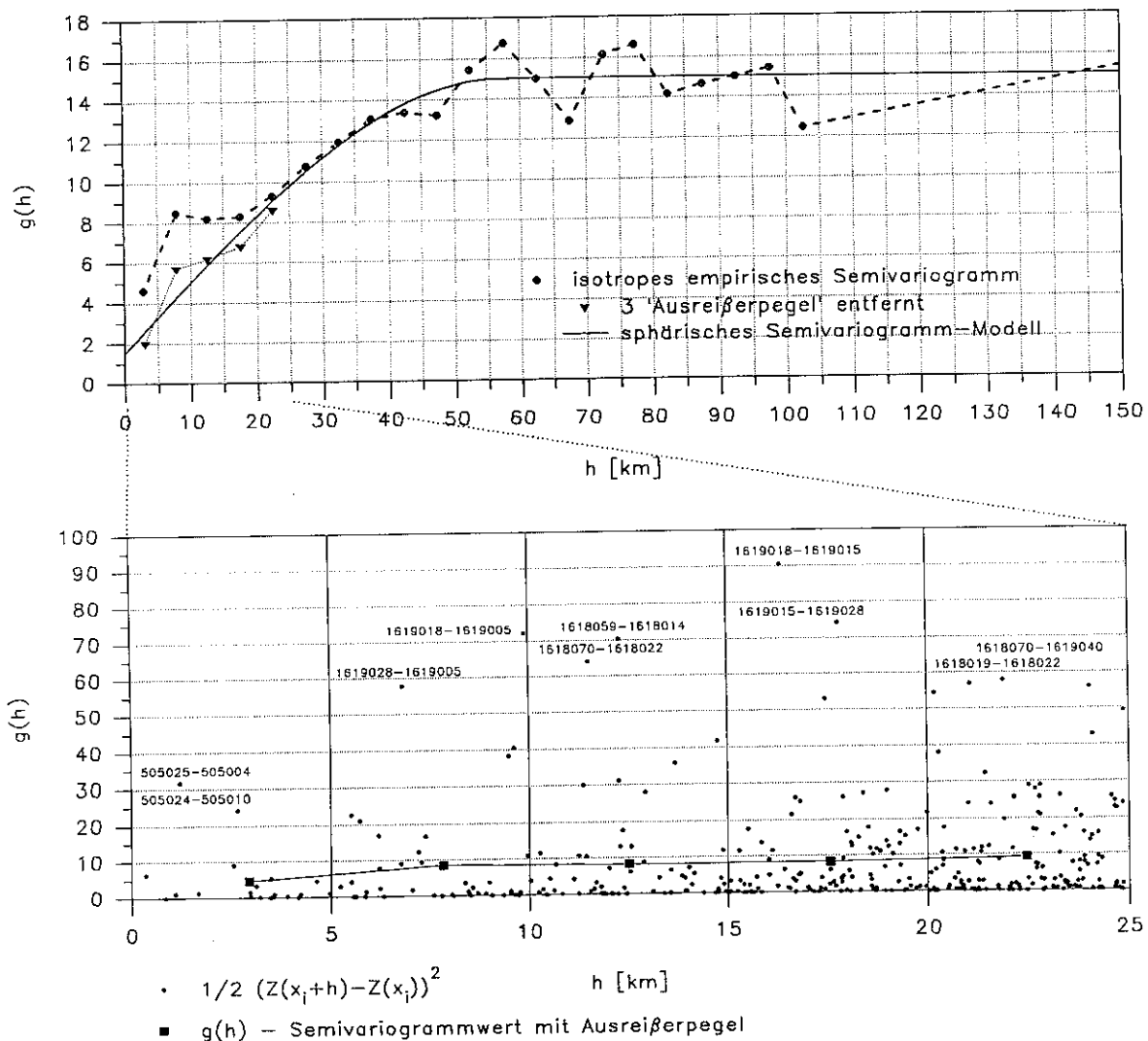
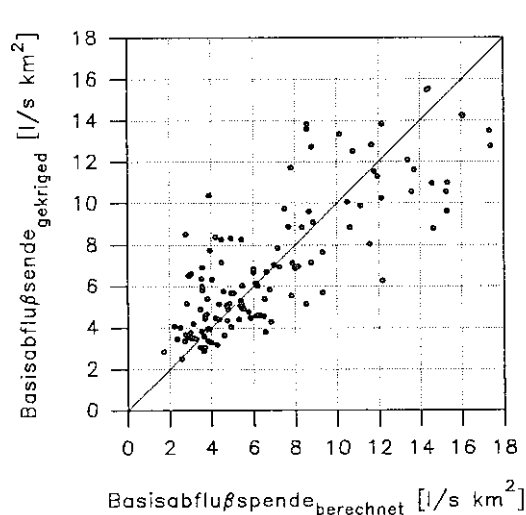


Abb. 7.4 Semivariogramm der Basisabflußpenden der südwestdeutschen Stationen

(Pegel Rohrhardsberg, 1619023), die Bühlot (Pegel Bühl, 1619036) und die Untere Argen (Pegel Beutelsau, 1620021). An keinem Ort im Untersuchungsraum sind bevorzugt große Fehlerwerte der Kreuzprüfung vorhanden.

Abbildung 7.6a zeigt die mit dem Kriging-Verfahren interpolierten Basisabflußpenden. Die Interpolation, welche wieder mit allen nicht anthropogen beeinflussten Pegeln durchgeführt wurde, zeigt ein ähnliches Bild wie die interpolierten MAM(10)-Spenden. Im Gesamtgebiet werden Basisabflußpenden zwischen 1.8 l/s km² im Bereich der Hohenloher und Haller Ebene in den Gäulandschaften und Werte größer 20 l/s km² im Voralpenraum ermittelt. Auch bei dieser Niedrigwasserkenngröße heben sich der Voralpenraum (größer 20 l/s km²), der Schwarz-



SPHÄRISCHE SEMIVARIOGRAMMFUNKTION:

Reichweite:	60	km
Schwellenwert:	15.0	$(\text{l/s km}^2)^2$
Nuggetvarianz:	1.5	$(\text{l/s km}^2)^2$

KREUZPRÜFUNG:

MF:	-0.1181	l/s km^2
MQF:	2.2941	$(\text{l/s km}^2)^2$
SMQF:	0.9679	

Abb. 7.5 Kreuzprüfung der Basisabflußspenden

wald (14 bis 16 l/s km^2) und die Schwäbischen Alb (12 bis 14 l/s km^2) mit maximalen Abflußspenden im Untersuchungsraum hervor. Die maximalen Basisabflußspenden im Süd- und Nord-schwarzwald mit 14 bis 16 l/s km^2 werden im mittleren Schwarzwald mit höchstens 10 bis 14 l/s km^2 nur gering unterschritten.

Die Standardabweichungen der Schätzfehler in Abbildung 7.6b betragen im Mittel 2.7 l/s km^2 und variieren zwischen 1.3 l/s km^2 (an den Meßstellen) und 4.1 l/s km^2 . Der Anteil der Schätzfehler an den interpolierten Basisabflußspenden ist damit im Vergleich zur Interpolation der MAM(10)-Spenden etwas besser. In den nördlichen und östlichen Randbereichen des Untersuchungsraumes betragen die Unsicherheiten 3 bis 4 l/s km^2 , bei interpolierten Basisabflußspenden zwischen 2 und 6 l/s km^2 .

Abbildung 7.7 faßt die geschätzten Basisabflußspenden und die zugehörigen Standardschätzfehler zusammen. Die Flächen des 2x2 km-Rasters wurden hierfür aufsummiert. Die Histogramme geben die summierten Flächen der geschätzten Basisabflußspenden und deren Standardschätzfehler in Südwestdeutschland wieder. Kleine Basisabflußspenden von 0 bis 4 l/s km^2 werden meist mit Standardschätzfehlern von 2 bis 4 l/s km^2 erhalten, die Unsicherheiten betragen damit 100 bis 200 %. Dem größten Flächenanteil des Untersuchungsraumes werden mit Basisabflußspenden von 4 bis 6 l/s km^2 zugewiesen. Die dazugehörigen Standardschätzfehler betragen häufig 2 bis 3 l/s km^2 oder 3 bis 4 l/s km^2 . Nur bei relativ großen interpolierten Basisabflußspenden (ab 8 l/s km^2) ist die Unsicherheit in Relation zu den interpolierten Basisabflußspenden gering. Diese hohen Basisabflußspenden sind in Gebieten lokalisiert, in denen das Meßnetz bereits relativ dicht ist.

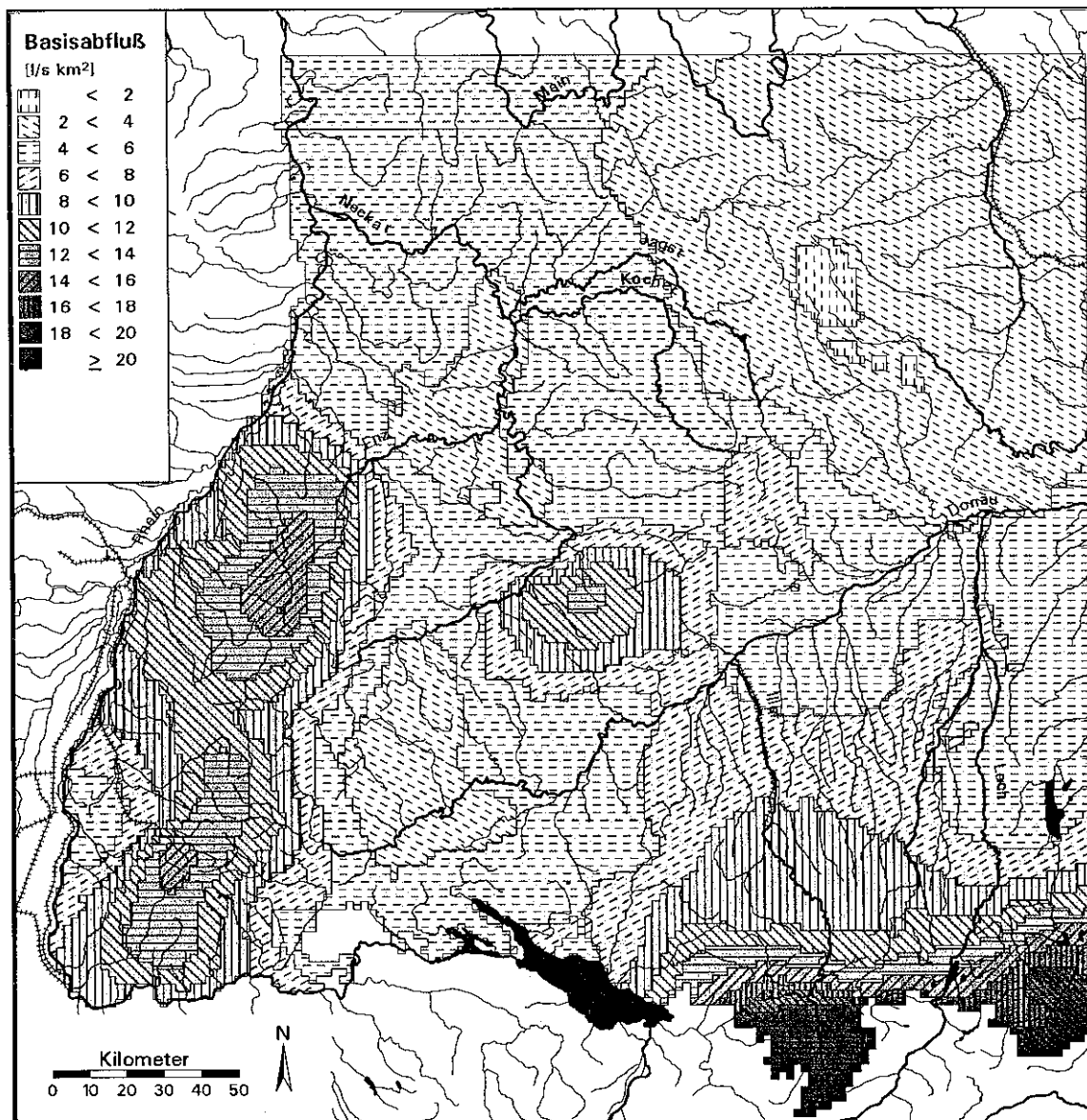


Abb. 7.6a Kriging-Schätzung der Basisabflußspenden

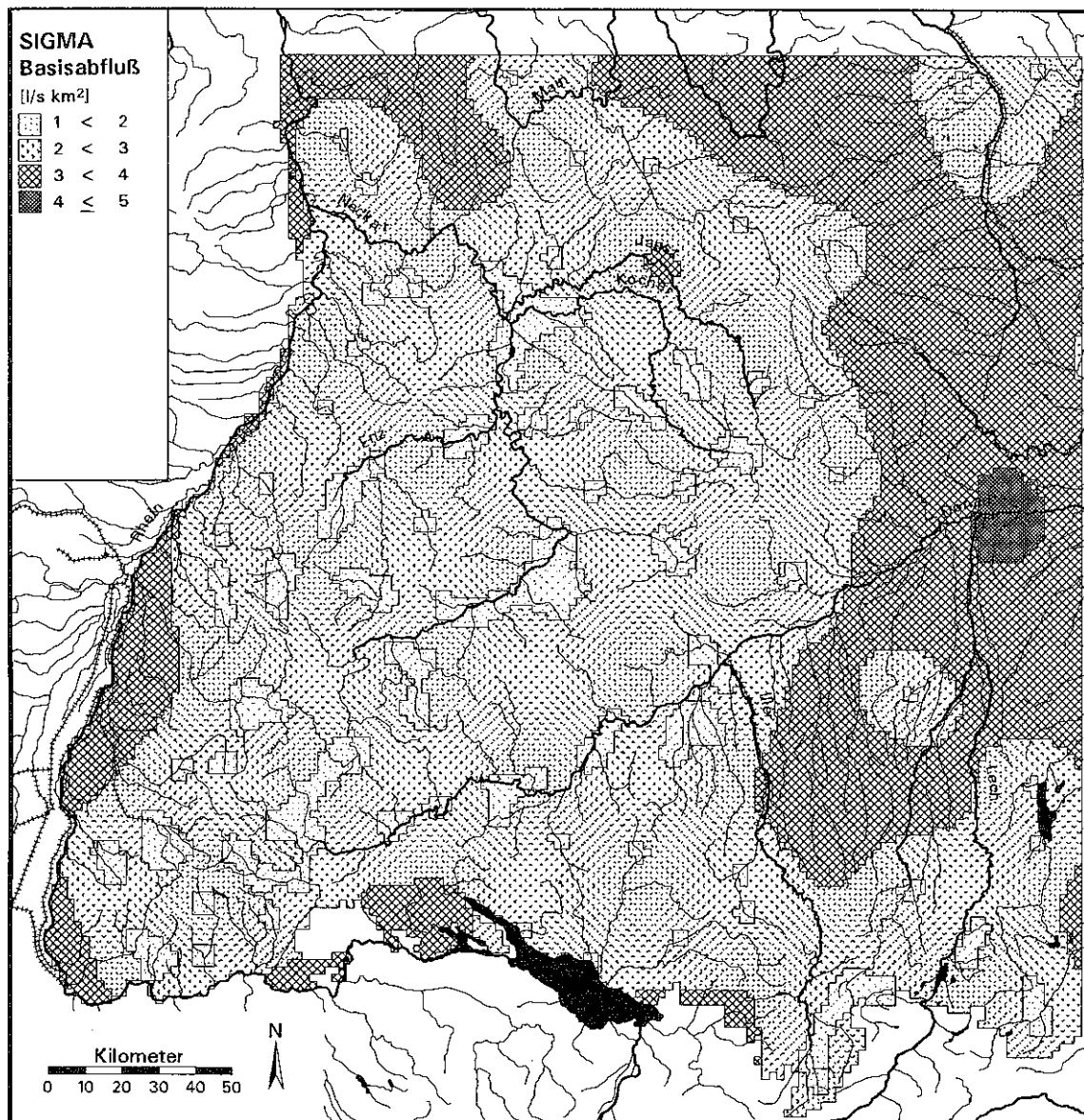


Abb. 7.6b Standardabweichung der Schätzfehler (SIGMA) der Basisabflußspenden

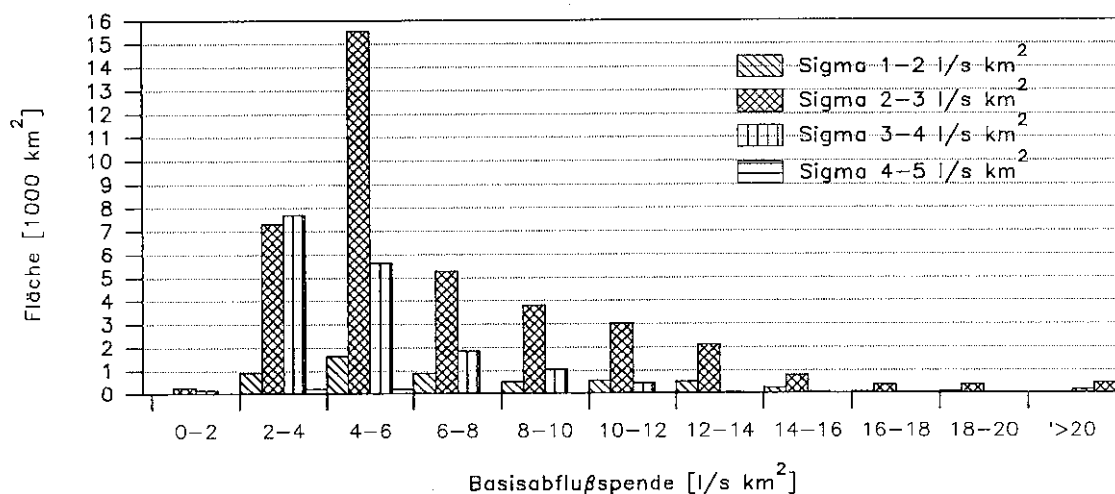


Abb. 7.7 Fläche der Schätzung und der Standardabweichung des Standardschätzfehlers der Basisabflußspenden in Südwestdeutschland

7.3 Räumliche Darstellung der Leerlaufkoeffizienten

Die Leerlaufkoeffizienten charakterisieren in generalisierter Form das Speicherverhalten der Grundwasserspeicher (TALLAKSEN 1995). Die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses werden, ebenso wie das DEMUTH-Verfahren, zur Abschätzung von Grundwasserneubildungsraten aus Festgesteinsaquiferen vom ARBEITSKREIS GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FACHSEKTION HYDROGEOLOGIE DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1977 vorgeschlagen. Die ermittelten Leerlaufkoeffizienten oder Halbwertszeiten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses sind in allen Einzugsgebieten sehr variabel. Die Mittelwerte der Leerlaufkoeffizienten der Stationen, die für die Regionalisierung herangezogen wurden, weisen dagegen eine geringere Variation im Gesamtuntersuchungsraum auf (vgl. Kapitel 6.3.1). Die Interpretation der räumlichen Verteilung ist deshalb nur bedingt möglich. Exemplarisch werden mit dem Kriging-Verfahren hier die medianen Halbwertszeiten der Sommerperioden ausgewertet (vgl. Kapitel 6.3.2).

Für die Untersuchung der Halbwertszeiten entfällt die Normierung auf die Einzugsgebietsfläche. Die Leerlaufkoeffizienten oder Halbwertszeiten sind aus unterschiedlichen Einzugsgebieten direkt vergleichbar. Es bereitet daher keine Schwierigkeit, Einzugsgebiete der Schwäbischen Alb und der Voralpen in der Untersuchung zu berücksichtigen. Nur die Meßstellen mit einem anthropogenen Einfluß größer 10 % wurden ausgeschlossen.

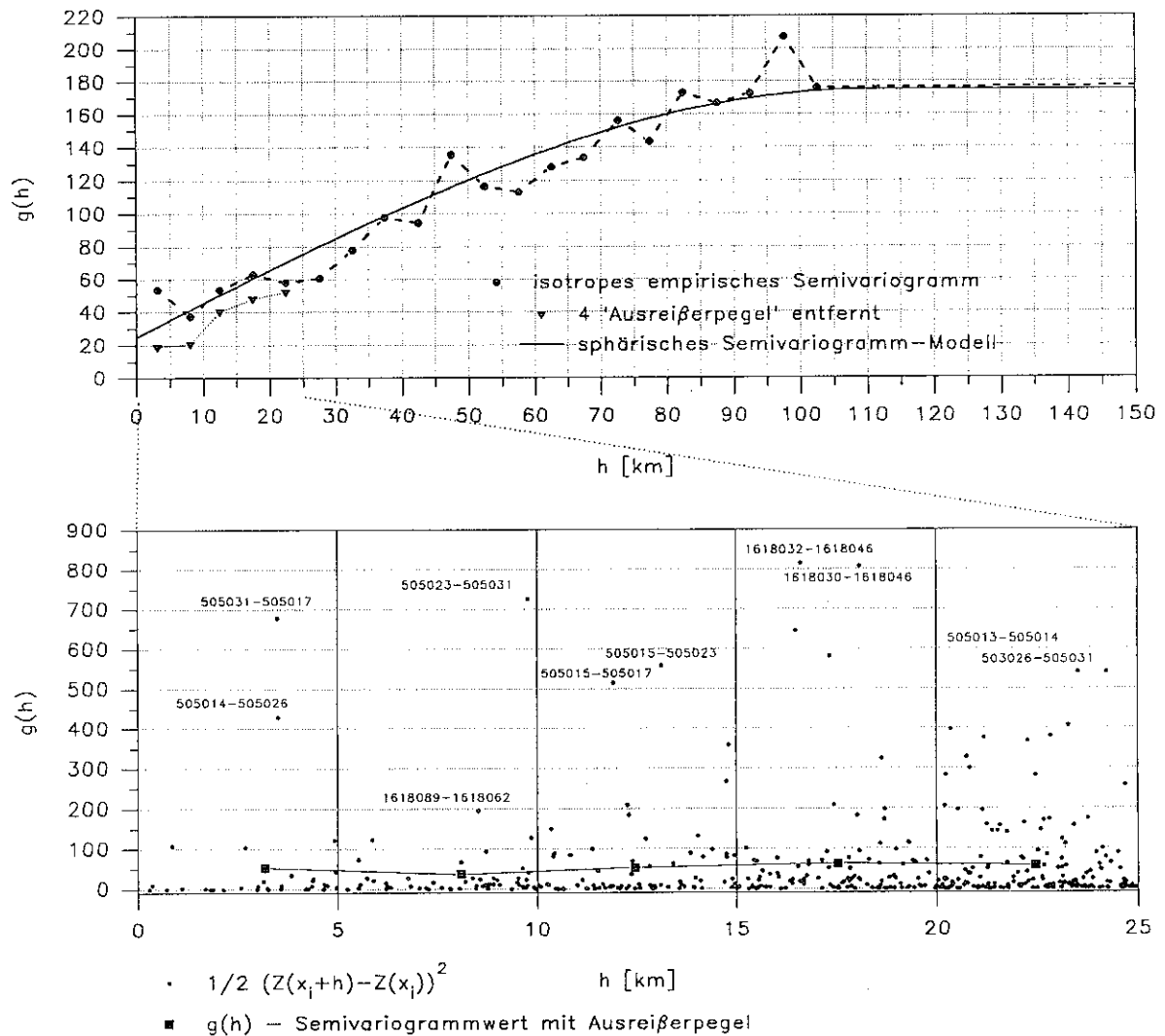


Abb. 7.8 Semivariogramm der medianen Sommerhalbwertszeiten der südwestdeutschen Stationen

In Abbildung 7.8 ist ersichtlich, daß auch bei dieser Niedrigwasserkenngröße der empirische Semivariogrammwert der ersten Abstandsklasse mit mehr als 80 d^2 sehr hoch ist. Dieser hohe Wert wird von dem schon bekannten Meßstellenpaar der Blau mit 29 Tagen (Pegel Arnegg, 505025) und der Lauter mit 71 Tagen (Pegel Herrlingen-Post, 505004) Halbwertszeit maßgeblich herbeigeführt. Weitere nahegelegene Meßstellenpaare mit großen Differenzen der medianen Sommerhalbwertszeiten sind die Riß mit 54 Tagen (Pegel Untersulmetingen, 505031) und die Rottum mit 17 Tagen (Pegel Laupheim Neue Welt, 505017) sowie die Schwarzach mit 51 Tagen (Pegel Riedlingen, 505014) und die Kanzach mit 21 Tagen (Pegel Unlingen, 505026). Diese vier Meßstellen sind südliche Zuflüsse zur Donau im Bereich des Hügellandes der unteren Riß und der Donau-Ablach-Platten. Im nächsten Schritt wurde das empirische Semivario-

gramm ohne die Lauter (505004), die Schwarzach (505014) und die Riß (505015 und 505031) neu berechnet. Vier relativ hohe mediane Sommerhalbwertszeiten wurden damit aus dem Datensatz entfernt. Die Nuggetvarianz verringerte sich mit dem Ausschluß dieser vier Meßstellen deutlich auf nunmehr 20 d². An dieses empirische Semivariogramm wurde eine theoretische Funktion angepaßt. Mit dem in der Geostatistik am häufigsten angewendeten sphärischen Semivariogramm wurde wiederum die beste Anpassung erreicht.

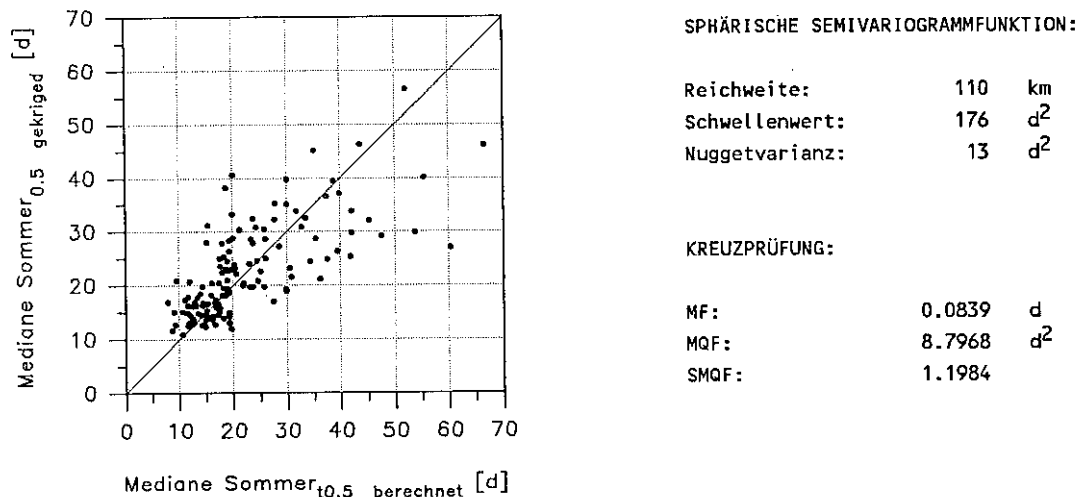


Abb. 7.9 Kreuzprüfung der medianen Sommerhalbwertszeiten

Mit einer Reichweite von 110 km, einem Schwellenwert von 176 d² und einer Nuggetvarianz von 13 d² ließen sich die Fehlerwerte der Kreuzprüfung optimieren. Mit der in Abbildung 7.9 dargestellten Kreuzprüfung wird maximal ein Fehler von 33 Tagen bei der Seckach (Pegel Sennfeld, 1618046) ermittelt. Mit Fehlern unter 5 Tagen, der Schrittweite der Klasseneinteilung, werden 93 Pegel oder 65 % von 143 Pegeln geschätzt; Fehler von 5 bis 10 Tagen zeigen 30 oder 21 % der Meßstellen. Die medianen Sommerhalbwertszeiten der restlichen 20 Pegel (14 % der Meßstellen) werden mit Fehlern von mehr als 10 Tagen berechnet.

Die Interpolation der medianen Sommerhalbwertszeiten zeigt Abbildung 7.10a. Sie unterscheidet sich grundlegend von den bisher mit dem Kriging-Verfahren dargestellten Niedrigwasserparametern. Die Schätzung der medianen Sommerhalbwertszeiten stimmt nicht mit den Naturräumen in Südwestdeutschland überein. Die Maximalwerte der Halbwertszeiten werden im nördlichen Kraichgau und südlichen Bauland sowie in einem Gebiet, das von der Schwäbischen Alb bis ins Altmoränenland reicht, ermittelt. Das Maximum im Kraichgau wird von den hydrometrischen Stationen am Kraichbach (Pegel Ubstadt, 1619047) und am Speyerbach (Pegel Neustadt an der Weinstraße, 1624014) hervorgerufen. Im Bauland, nördlich der Kocher, zeigt die Seckach (Pegel Sennfeld, 1618046) eine mediane Sommerhalbwertszeit von über 50 Tagen. Nördlich von Kraichbach und Seckach befinden sich weitere Stationen relativ hoher medianer Sommerhalbwertszeiten.

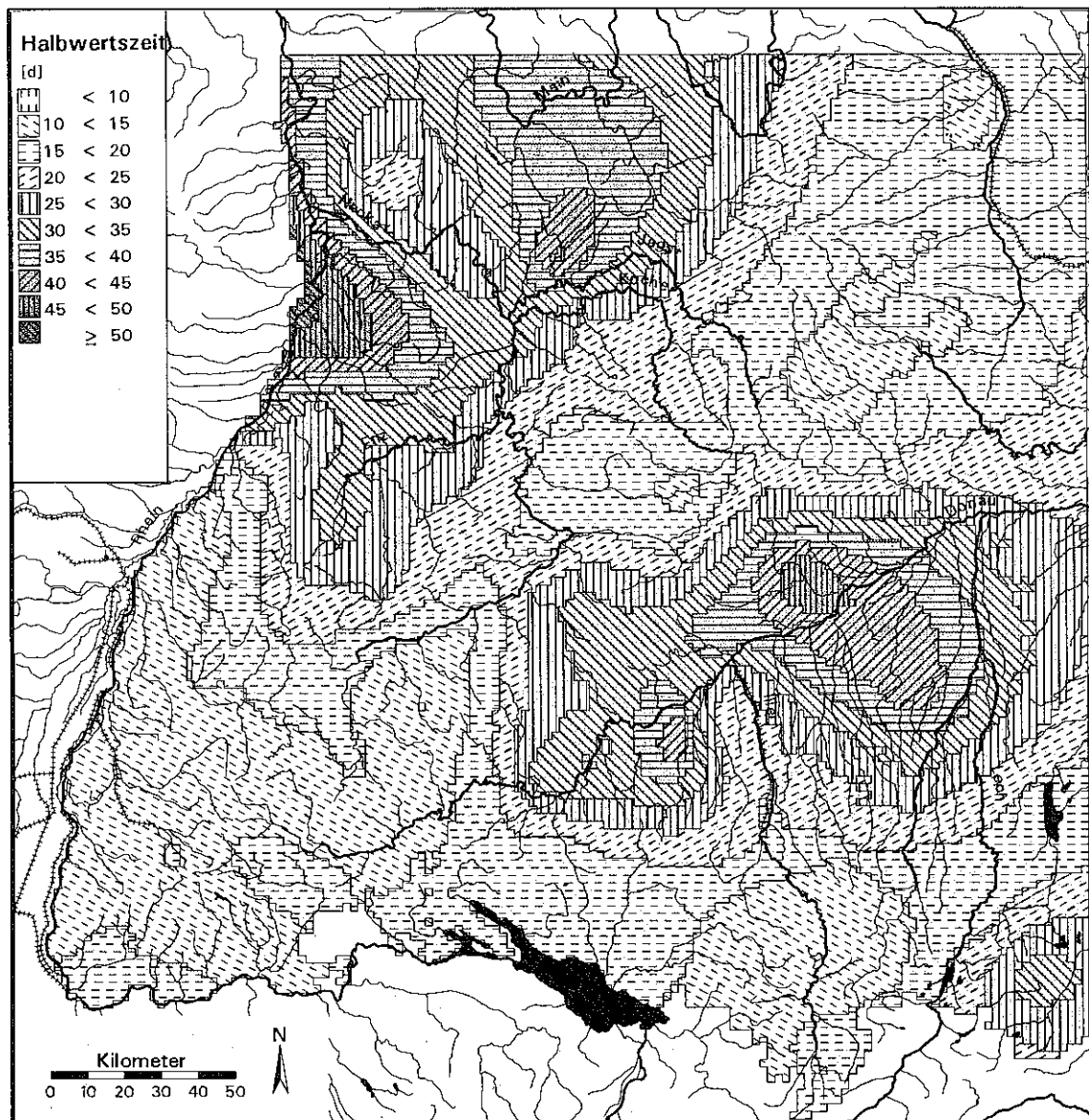


Abb. 7.10a Kriging-Schätzung der medianen Sommerhalbwertszeiten

Das Maximum auf der östlichen Schwäbischen Alb und im Albvorland wird von den medianen Sommerhalbwertszeiten der hydrometrischen Stationen der Lauter (Pegel Herrlingen-Post, 505004), der Brenz (Pegel Hermaringen-Kraftwerk, 505010) und der Hürbe (Pegel Burgberg-Ort, 505024) auf der Schwäbischen Alb und der Schmutter (Pegel Fischach, 505077) im Naturraum der Iller-Lech-Schotter-Platten hervorgerufen. Bei diesen vier Meßstellen wurde jeweils eine mediane Sommerhalbwertszeit von mehr als 50 Tagen berechnet. Das weniger ausge dehnte, westlich sich anschließende lokale Maximum der Sommerhalbwertszeit spiegelt die

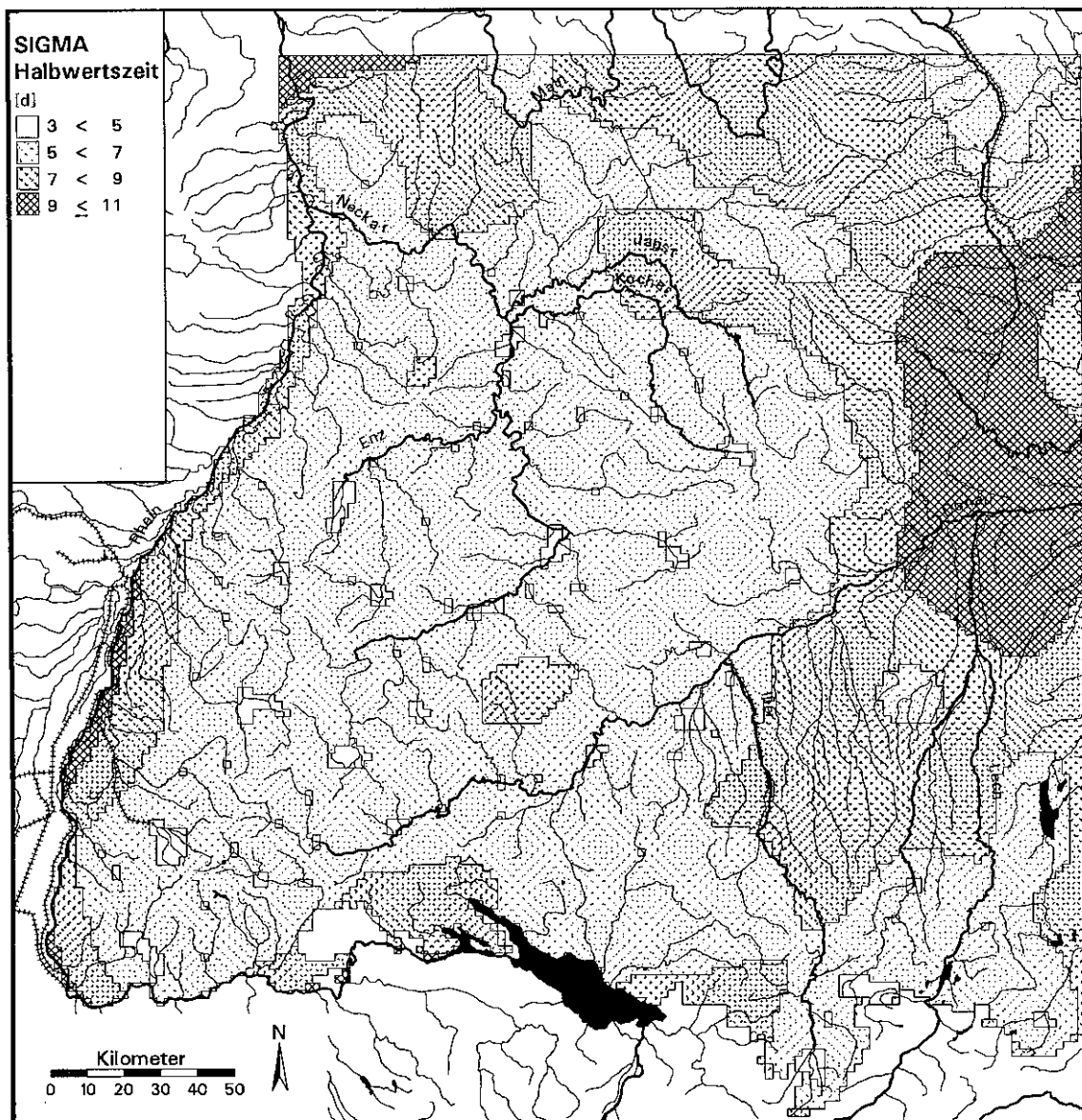


Abb. 7.10b Standardabweichung des Schätzfehlers (SIGMA) der medianen Sommerhalbwegszeiten

Meßstellen an der Riß (Pegel Röhrwangen, 505015, und Untersulmetingen, 505031) mit 49.5 und 54 Tagen wider. Die Schwarzbach bei Riedlingen (505014), die eine mediane Halbwegszeit von mehr als 50 Tagen besitzt, wirkt sich im 2x2 km Raster der Interpolation nicht aus, da die direkt benachbarte Station der Kanzach (Pegel Unlingen, 505026) eine deutlich geringere mediane Sommerhalbwegszeit zeigt. Die minimalen Sommerhalbwegszeiten unter 15 Tagen wurden im mittleren und südlichen Bereich des Schwarzwaldes und den östlich anschließenden Teilen der Baar und der Schwäbischen Alb ermittelt. Auch im Vorderen Bregenzer Wald und Westallgäuer Hügelland sowie in den mittleren bis nordöstlichen Bereichen der Gäulandschaften wurden Sommerhalbwegszeiten unter 15 Tagen geschätzt. Am Pegel der Eyach bei Balingen

(1618082) liegt das einzige 2x2 km Raster, dessen mediane Sommerhalbwertszeit unter 10 Tagen fällt, obwohl noch fünf weitere unbeeinflusste Meßstellen im Untersuchungsraum solche Halbwertszeiten zeigen.

Die Unsicherheit der Schätzung beträgt zwischen 3.6 und 10.6 Tage. Abbildung 7.10b zeigt die räumliche Verteilung der Standardabweichung des Schätzfehlers. In der unmittelbaren Umgebung der Pegel betragen die Schätzfehler zwischen 3 und 5 Tagen. Der größte Flächenanteil im Untersuchungsraum erhält Unsicherheiten zwischen 5 und 7 Tagen. In den westlichen, nördlichen und östlichen Randbereichen erreichen die Unsicherheiten 7 bis 9 Tage. Im Bereich der Mündung des Lechs in die Donau und in den nördlich anschließenden Regionen der Schwäbischen Alb und ihrer Vorländer sind die maximalen Unsicherheiten der Schätzung von 9 bis 11 Tagen Halbwertszeit festzustellen.

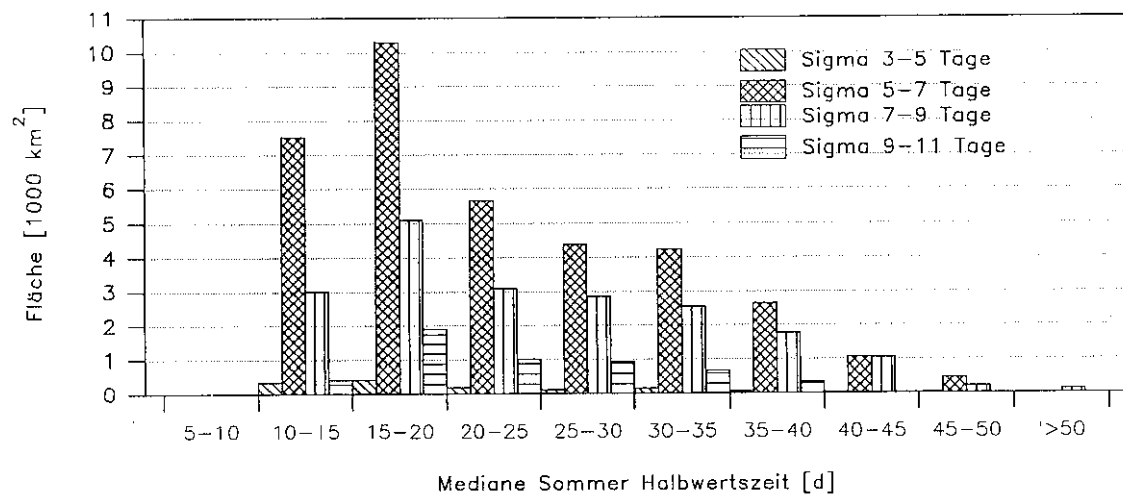


Abb. 7.11 Fläche der Schätzung und der Standardabweichung des Standardschätzfehlers der medianen Sommerhalbwertszeit in Südwestdeutschland

Die Verbindung von Standardschätzfehler und Schätzwert wird in Abbildung 7.11 hergestellt. Der flächenanteilig am häufigsten auftretende Schätzwert zwischen 15 und 20 Tagen Halbwertszeit wird meist mit Unsicherheiten von 5 bis 7 oder 7 bis 9 Tagen geschätzt. Die Unsicherheiten betragen 33 bis 60 % der geschätzten Halbwertszeit. Unsicherheiten von 5 bis 7 % oder 7 bis 9 % (zwischen 50 und 90 % der Schätzung) werden auch für die am zweithäufigsten geschätzte Halbwertszeit von 10 bis 15 Tagen berechnet.

7.4 Zusammenfassung

Mit dem Kriging-Verfahren wurden MAM(10)-Spenden, Basisabflußspenden und mediane Sommerhalbwertszeiten in Südwestdeutschland geschätzt. Alle drei Niedrigwasserparameter zeigen in ihren Semivariogrammen eine räumliche Persistenz. Die Anpassung theoretischer Semivariogrammfunktionen und die Durchführung der Kriging-Interpolation sind möglich. Die Anpassungen von theoretischen Semivariogrammfunktionen erfolgen bei allen Niedrigwasserkenngrößen mit Nuggetvarianzen. Dies beeinflusst vor allem die Standardabweichungen der Schätzfehler stark.

Die räumlichen Verteilungen der MAM(10)-Spenden und der Basisabflußspenden zeigen ähnliche Muster. Die maximalen Niedrigwasserspenden wurden in den Voralpen und im Schwarzwald berechnet. Ein weiteres Maximum tritt auf der mittleren Schwäbischen Alb auf. Maximale und minimale interpolierte Niedrigwasserspenden sind räumlich schwierig interpretierbar. Sie stimmen nicht im gesamten Untersuchungsraum mit den vorhandenen, den Naturraum beschreibenden Größen überein. Weder läßt sich ein durchgängiger Zusammenhang mit den klimatischen und topographischen noch mit den hydrogeologischen Eigenschaften des Raumes feststellen. Eine Schätzung der Niedrigwasserspenden allein durch ein Inter- und Extrapolationsverfahren erreicht nicht die gewünschte Güte.

Die Schätzung der medianen Sommerhalbwertszeiten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses wird durch lokale Maximal- und Minimalwerte geprägt. Die Meßstellen im Südwesten des Untersuchungsraumes zeigen flächenhaft Halbwertszeiten unter 20 Tagen. In diesem Gebiet werden Halbwertszeiten von 10 bis 15 Tagen ermittelt. Maximale Halbwertszeiten weisen Gebiete im Kraichgau und auf der mittleren Schwäbischen Alb und im Alpenvorland auf. Die Schätzung der medianen Sommerhalbwertszeiten zeigt keinen erkennbaren räumlichen Zusammenhang zu den hydrogeologischen Eigenschaften der Grundwasserleiter.

Die Ergebnisse des Kriging-Verfahrens sind bei den drei Niedrigwasserparametern weder mit der Schätzung noch mit der Standardabweichung des Schätzfehlers zufriedenstellend. Die Standardabweichungen der Schätzfehler sind bei allen untersuchten Niedrigwasserparametern groß. Sie übersteigen teilweise 100 %. Der Vergleich der Interpolation von Niedrigwasserabflußspenden zeigt etwas günstigere Unsicherheiten der Schätzung der Basisabflußspenden als die der MAM(10)-Spenden. Für eine gute räumliche Darstellung reicht die Unsicherheit jedoch auch bei den Basisabflußspenden nicht aus.

8 Regionalisierung der Niedrigwasserkenngrößen mit dem modifizierten multiplen Regressionsansatz

In zahlreichen Niedrigwasserstudien wird auf die bedeutende Rolle der geologischen Eigenschaften der Einzugsgebiete in bezug auf den Trockenwetterabfluß hingewiesen (DEMUTH 1993). Es liegt daher nahe, statistische Beziehungen zu Variablen, die die Speichereigenschaften der Grundwasserleiter charakterisieren, zur Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen zu nutzen. Mit einer Regressionsanalyse werden statistische Beziehungen zwischen der abhängigen Variablen Niedrigwasser und den unabhängigen Variablen der hydrogeologischen Eigenschaften beschrieben.

Für die Regionalisierung des Niedrigwassers wurden bislang nur vereinzelt Parameter, die Speichereigenschaften der oberflächennahen Grundwasserleiter parametrisieren, in Schätzmodellen verwendet (WRIGHT 1970, WRIGHT 1974, PEREIRA & KELLER 1982a, BROWNE 1981, GUSTARD et al. 1989, DEMUTH 1993, WESSELINK et al. 1994). Vielfach wurden stellvertretende Variablen für die geologisch-petrographischen Verhältnisse der Einzugsgebiete zur Schätzung von Niedrigwasserparametern herangezogen (GLOS & LAUTERBACH 1972). Die Gewässernetzdichte stellt zum Beispiel ein indirektes Maß für die Gesteinseigenschaften, das Gefälle und den Niederschlag dar (WUNDT 1958, TRAINER 1969, ORSBORN 1974, ORSBORN 1975, ORSBORN 1976, ASCHWANDEN & WEINGARTNER 1985, ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988a, ZECHARIAS & BRUTSAERT 1988b).

In Ermangelung einer digitalen geologischen Kartengrundlage betrachteten GUSTARD et al. 1989 stellvertretend die Pedologie. Aus 300 verschiedenen Böden des Bezugsraums Europäische Gemeinschaft wurde in dieser Studie eine Klassifikation in fünf Bodenklassen entwickelt (Winter rainfall acceptance potential), die hydrologische Eigenschaften widerspiegeln (NERC 1975). Mit diesen fünf Bodenklassen wurden Regressionsmodelle für verschiedene Regionen in den USA und Westeuropa zur Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen erstellt (ARMBRUSTER 1976, WILCOCK & HANNA 1987, GUSTARD & GROSS 1989). Es wurden dabei Bestimmtheitsmaße zwischen 29 % (Irland) und 64 % (Großbritannien) erreicht, für die Bundesrepublik und die Niederlande führte dieser Ansatz zu keinen signifikanten Resultaten (GUSTARD et al. 1989).

Unter Berücksichtigung der Geologie und der Hydrogeologie entwarf DEMUTH 1993 eine hydrogeologische Klassifikation. Die Verbindung von neun chronologisch-geologischen Klassen und sechs Klassen der täglich gewinnbaren Wassermenge aus einem Grundwasserleiter ergab 14 hydrogeologische Klassen in Baden-Württemberg. Auf der Basis von 58 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg wurden mittlere Sommer- und Winter-Leerlaufkoeffizienten geschätzt. Das Heranziehen dieser Schätzmodelle als geologischen Index machte die Entwicklung von Regressionsmodellen zur Schätzung des Basisabflusses in Baden-Württemberg aus Einzugsgebietsfläche, Gebietsniederschlag und geologischem Index möglich.

Nach einer Untersuchung von DYNOWSKA 1985 können Niedrigwasserkenngrößen in Gebieten mit geringen Reliefunterschieden vor allem aus der Geologie und anderen physiographischen Charakteristika abgeleitet werden. Ein stärker reliefiertes Gebiet läßt die Wirkung des Klimas dominanter werden. Geringermächtige Deckschichten und geringere Speicherkapazitäten in großen Höhenlagen verursachen in Verbindung mit den größeren Niederschlagsmengen diesen Effekt.

In der vorliegenden Studie wird die Variabilität der Niedrigwasserparameter auf die räumliche Variabilität der Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung regressionsanalytisch zurückgeführt. Anstelle der Entwicklung von Indizes zur Parametrisierung der genannten Gebietseigenschaften werden diese direkt in die Regressionsmodelle einbezogen. Hierfür wurde der klassische Regressionsansatz modifiziert (vgl. Kapitel 5.2.3). Die Datenbasis zur Erstellung der multiplen Regressionsmodelle bilden die Gewässernetzflächen von 143 Einzugsgebieten. Meßstellen unterhalb von Talsperren und die Radolfzeller Aach wurden zur Erstellung der Schätzmodelle nicht berücksichtigt. Einige Meßstellen, die am Rand des Untersuchungsraumes liegen, befinden sich außerhalb des Bereiches, in dem thematische Daten vorhanden sind. Fließgewässer mit Fremdwassereinfluß durch die Fernwasserversorgungen und solche mit Neigung zur Verkrautung sind im Datensatz enthalten. Diese Beeinflussungen sind nur gering.

8.1 Untersuchung der Prädiktorvariablen

Vielfach wird für Regressionsanalysen mit Abflußparametern wegen ihres normalisierenden Effekts die logarithmische Transformation empfohlen (NEWSON 1975, WILCOCK & HANNA 1987, GUSTARD et al. 1989). In einer Voruntersuchung wurden deshalb die Modelle aller Niedrigwasserparameter mit logarithmierten Zielvariablen berechnet. Mit den logarithmischen Transformationen konnte keine Normalverteilung garantiert werden. Darauf deuten sowohl der χ^2 -Test als auch der Kolmogorov-Smirnov-Test hin. Die Variablentransformationen verbesserten die Ergebnisse weder in bezug auf die Modellgüte noch auf die Residualanalyse. Das Kleinste-Quadrate-Verfahren ermöglicht eine robuste Schätzung der Parameter eines multiplen Regressionsmodells, unabhängig von der Verteilung der abhängigen Variablen (HOLDER 1985). Es wurden deshalb multiple Regressionsmodelle ohne Transformation der Variablen erstellt. Auf Signifikanztests der Regressionskoeffizienten und die Angabe von Konfidenzintervallen wurde verzichtet. Bei Variablen, die keinen Normalverteilungen entstammen, werden die Signifikanzen oft um den Faktor drei überschätzt (HOLDER 1985).

Das Ziel einer flächenhaften Schätzung bedarf der Anwendung der multiplen Regressionsmodelle im gesamten Untersuchungsraum Südwestdeutschland. Die Gültigkeit eines Regressionsmodells besteht jedoch nur innerhalb der Gültigkeit der zugrundeliegenden Daten. Es ist deshalb zu prüfen, inwieweit die Stichprobe (Gewässernetzflächen) die Grundgesamtheit (Südwestdeutschland) repräsentiert.

Liegen Interkorrelationen der Prädiktoren vor, wird die Interpretation der Regressionsgleichung erschwert. Eine einzelne Prädiktorvariable ist dann nicht mehr nach ihrer Wirkung auf die

Zielgröße hin interpretierbar, die Wechselwirkungen der Prädiktoren müssen mit berücksichtigt werden. Die Interkorrelationen der Prädiktorvariablen müssen deshalb untersucht werden.

8.1.1 Gültigkeitsbereich der multiplen Regressionsmodelle

Der gewünschte Gültigkeitsbereich ist über die realisierten Kombinationen von thematischen Daten im Gesamtgebiet festgelegt. Gültig ist das multiple Regressionsmodell jedoch nur für die Kombinationen der thematischen Daten der Gewässernetzflächen an den Pegeln.

Zur Prüfung des Gültigkeitsbereiches wurden die Attributkombinationen in Südwestdeutschland mit denen der Gewässernetzflächen verglichen. Hierfür wurden jeweils zwei Geofaktoren (z.B. Geologie und Hydrogeologie, Geologie und Petrographie etc.) und deren paarweise Attributkombinationen betrachtet. Die paarweisen Attributkombinationen des Untersuchungsraumes stellen den gewünschten Gültigkeitsbereich der multiplen Regressionsmodelle dar. Die Fläche einer Attributkombination im Untersuchungsraum ist ein Maß für die Wichtigkeit der Attributkombination für Südwestdeutschland. Der tatsächlich erreichbare Gültigkeitsbereich der multiplen Regressionsmodelle wird dagegen von den Attributkombinationen der Gewässernetzflächen beschrieben.

Abbildung 8.1 beinhaltet die Attributkombinationen jeweils zweier Ebenen von Geofaktoren. Die Grafiken auf der linken Seite und unten zeigen die Histogramme der Flächenanteile der Geofaktoren im Untersuchungsraum. Die sich nach rechts und oben anschließenden Grafiken symbolisieren die Flächen paarweiser Attributkombinationen verschiedener Geofaktoren. Die Gesamtfläche des Untersuchungsraumes beträgt ungefähr 59 000 km². Die Kombinationen mit Flächen unter 50 km² nehmen einen Anteil am Gesamttraum von unter 0.01 % ein. Diese Kombinationen werden in der Regel durch Ungenauigkeiten bei der Verschneidung der Datensätze verursacht. Die Datensätze wurden durch manuelles Nachdigitalisieren um diese Flächen bereinigt (vgl. Kapitel 4.1). Es fällt auf, daß eine Vielzahl von möglichen Kombinationen realisiert ist. Von insgesamt 309 möglichen paarweisen Kombinationen sind in Südwestdeutschland 200 vorhanden.

Die analoge Darstellung der Attributkombinationen der Gewässernetzflächen in Abbildung 8.2 ermöglicht die Gegenüberstellung von Stichprobe und Grundgesamtheit. Zur Beschreibung der Stichprobe wurde die Anzahl der Gewässernetzflächen bestimmter Attributkombinationen herangezogen. Die Anzahl 1-5 bedeutet, daß Gewässernetzflächen von mindestens einem und höchstens 5 Pegeln Träger dieser Attributkombination sind.

Die Stichprobe deckt nur einen Teil der südwestdeutschen Attributkombinationen ab. Von 200 Relevanten Paarkombinationen der thematischen Daten der Grundgesamtheit werden 180 von der Stichprobe beschrieben, 49 dieser 180 Kombinationen sind nur gering belegt. In Tabelle 8.1 sind die Flächen der fehlenden Attribute im Untersuchungsraum aufgelistet.

Eine Gesamtfläche von 5271 km² (8.9 % des Untersuchungsraumes) kann mit ihren Attributkombinationen von der Stichprobe nur unzureichend beschrieben werden. Flächen mit tertiärer Geologie nehmen hierbei den größten Flächenanteil (1544 km²) ein, gefolgt von Keuper (967 km²), Quartär (947 km²) und Jungen Vulkaniten (680 km²). Während Tertiär, Keuper und Quartär zahlreich in der Stichprobe vorhanden sind, zeigen die Jungen Vulkanite überhaupt nur eine Gewässernetzfläche. Es ist die der Eger (Pegel Trochtelfingen, 505051) nahe dem Nördlinger Ries.

Tab. 8.1 Flächen der nicht von den Gewässernetzflächen repräsentierten Attribute in Südwestdeutschland

GEOLOGIE	Fläche [km ²]	PETROGRAPHIE	Fläche [km ²]
Krist. Grundgebirge	239	Alluvium	220
Buntsandstein	104	Moräne	315
Muschelkalk	6	Kalkgestein	708
Keuper	967	Mergel	442
Lias	225	Toniges Material	450
Dogger	8	Tonstein	95
Malm	550	Sandiges Material	618
Tertiär	1544	Sandstein	463
Quartär	947	Löss	1707
Junge Vulkanite	680	Kristallin	93
Alpines Mesozoikum	3	Organ. Material	161
HYDROGEOLOGIE	Fläche [km ²]	LANDNUTZUNG	Fläche [km ²]
Täglich gewinnbare Grundwassermenge			
sehr ergiebig	494	nicht Wald	4181
ergiebig	1127	Wald	1090
gering	402		
knapp	830		
sehr knapp	1993		
sehr knapp oder keine	426		

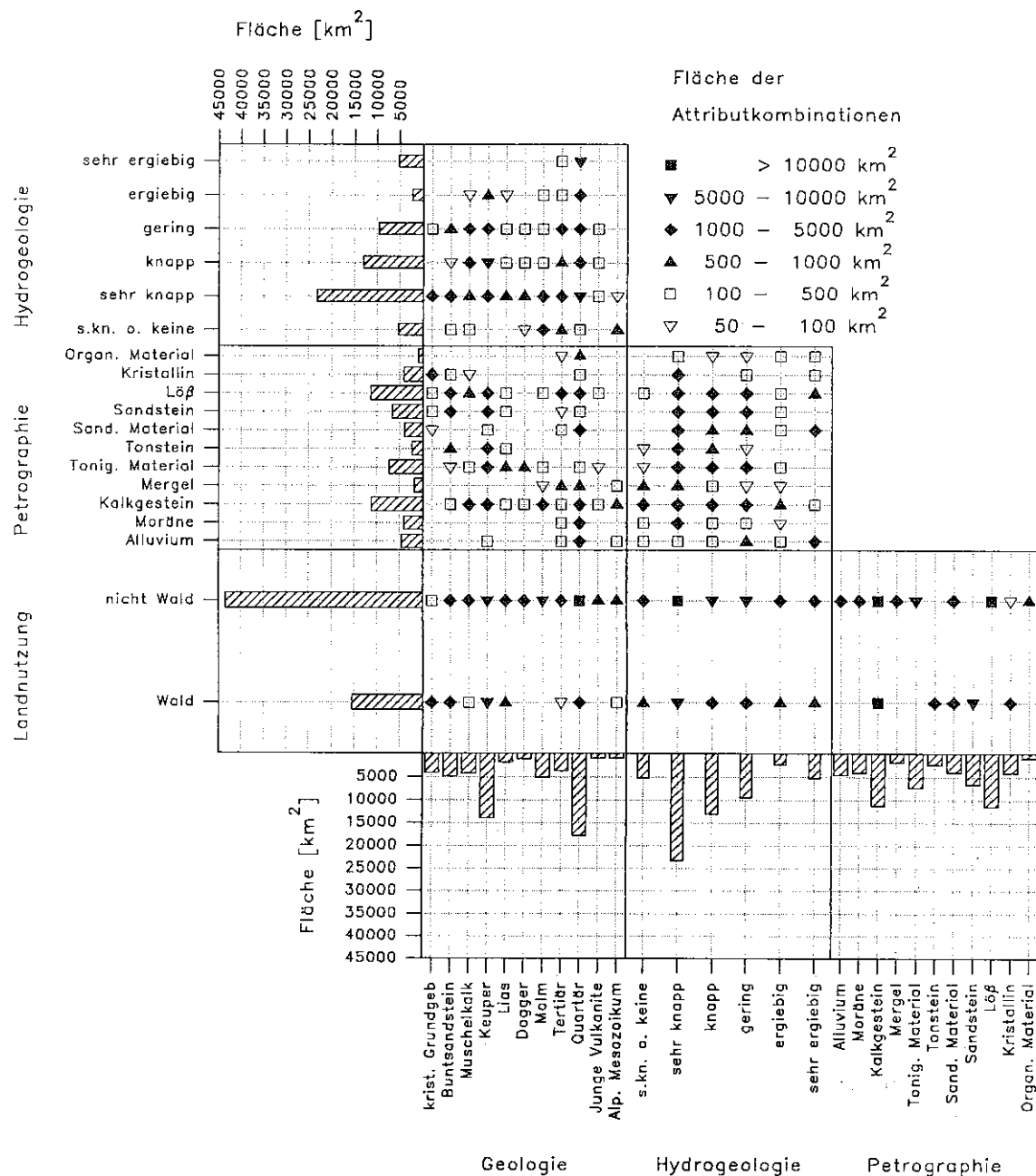


Abb. 8.1 Kombinationen der Geofaktoren in Südwestdeutschland

Die nicht realisierten Attributkombinationen treten vorzugsweise in den Räumen auf, die allgemein eine geringe Pegeldichte aufweisen. Abbildung 8.3 zeigt die räumliche Verteilung der Flächen mit fehlenden Attributkombinationen. Die Schraffur der Flächen kennzeichnet, welche Geofaktoren die fehlenden Attributkombinationen verursachen. Waagerechte Linien bedeuten, daß eine Kombination aus Geologie und Hydrogeologie nicht vorhanden ist, senkrechte Linien das nicht Vorhandensein einer Kombination aus Geologie und Petrographie, und Linien von

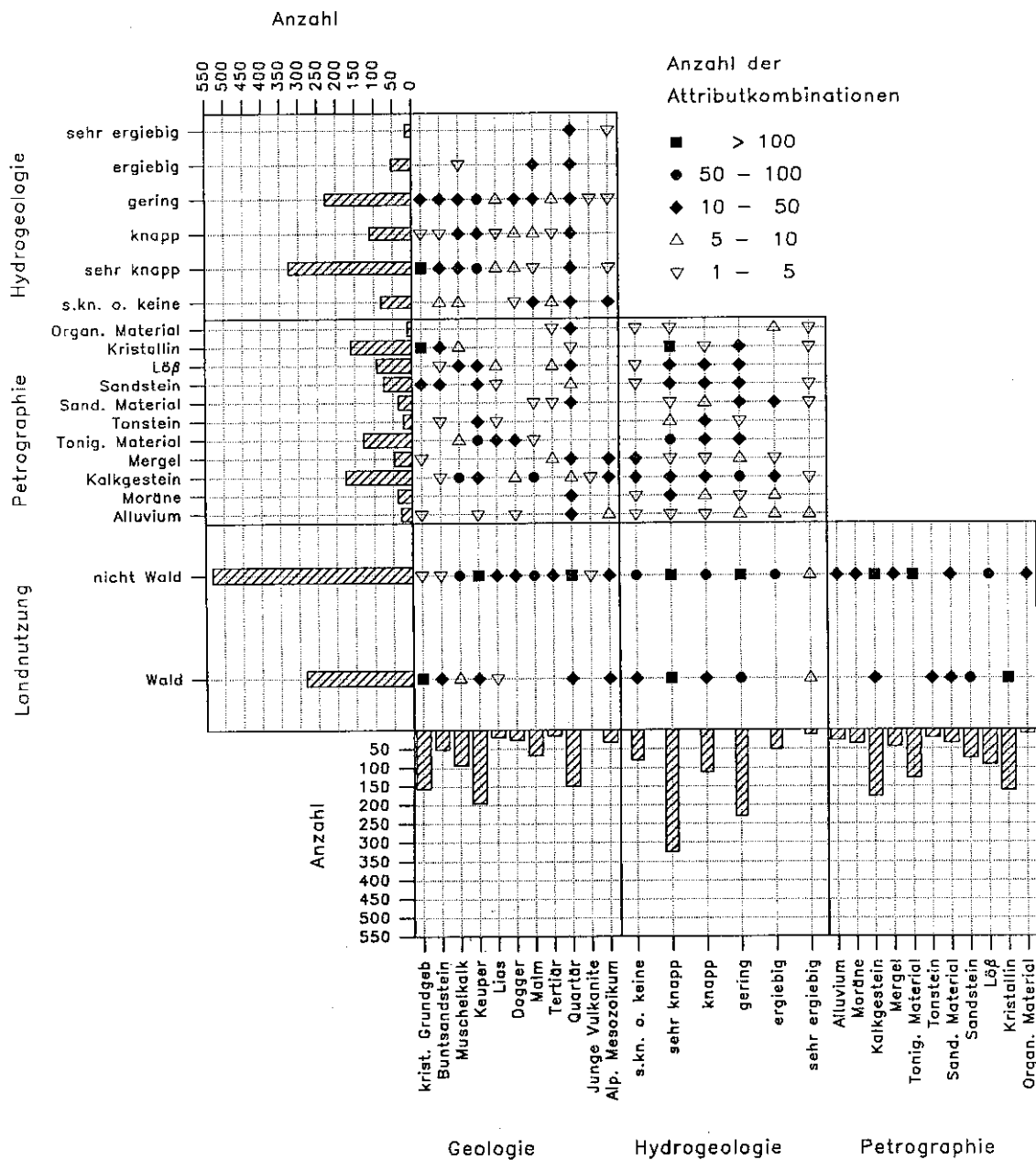


Abb. 8.2 Kombinationen der Geofaktoren der Gewässernetzflächen

links oben nach rechts unten bedeuten das Fehlen einer Kombination aus Hydrogeologie und Petrographie. Verursacht die Landnutzung und ein anderer Geofaktor das Fehlen der Information, ist die Schraffur von links unten nach rechts oben gerichtet.

Im Bereich der östlichen Schwäbischen Alb, in Mittelfranken und im Ries sind größere Flächen fehlender Attributkombinationen der Stichprobe lokalisiert, verursacht durch Geologie und

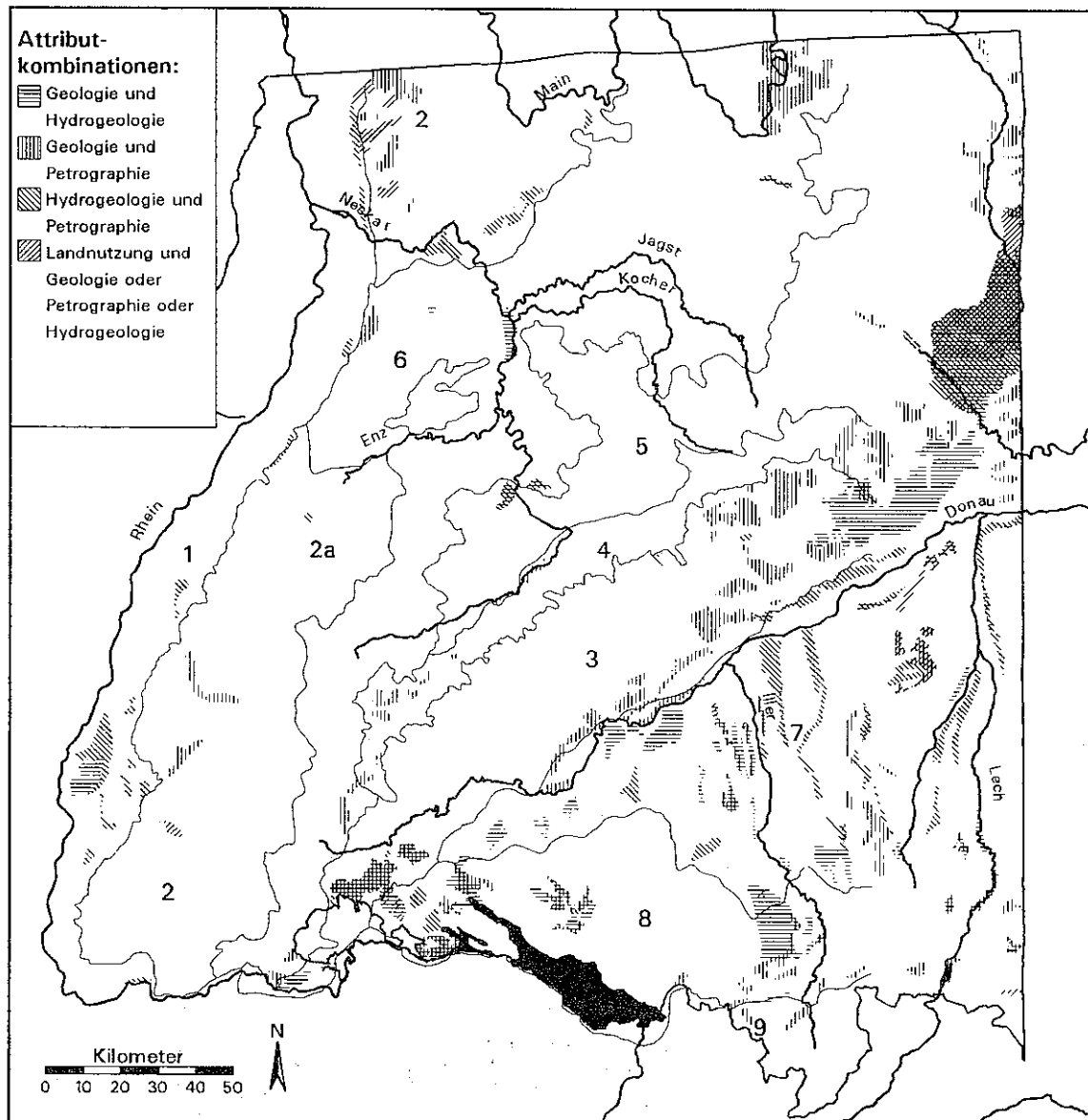


Abb. 8.3 Flächen mit fehlenden Attributkombinationen in Südwestdeutschland

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

Hydrogeologie oder Geologie und Petrographie. Ein nördlich an das Ries sich anschließender Bereich im Keuper-Bergland, das Mittelfränkische Becken, zeigt sogar Fehlinformation einer größeren Fläche von Geologie und Hydrogeologie und Petrographie. In den Bereichen der südwestlichen Schwäbischen Alb, des Hegaus und des Bodenseebeckens befinden sich weitere Flächen, die durch die Attributbelegungen der Gewässernetzflächen nicht beschrieben werden

können. Vereinzelte Flächen fehlender Attributkombinationen sind in allen Großlandschaften zu finden.

8.1.2 Interkorrelationen der Prädiktorvariablen

Von verschiedenen Autoren wird das Problem der Interkorrelation diskutiert (vgl. DEMUTH 1993). Interkorrelationen der Prädiktoren erschweren die Interpretation der Regressionsgleichung. Ein einzelner Prädiktor ist nicht mehr nach seiner Wirkung auf die Zielgröße hin interpretierbar, die Wechselwirkungen zu den anderen Prädiktoren muß mit berücksichtigt werden. Liegt Interkorrelation vor, verändern sich alle Regressionskoeffizienten bei jedem Schritt der Variablenauswahl. Die Angabe eines Grenzwerts für Interkorrelation erfolgt in der Literatur nur sehr selten: Von STREIT 1979 wird 0.5, von LEWIS-BECK 1986 wird 0.8 als Grenzwert des Korrelationskoeffizienten angegeben. Ein multiples Regressionsmodell, das interkorrelierte Variablen enthält, ist im Hinblick auf die Maximierung der erklärten Varianz zulässig.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß die Möglichkeit besteht, Interaktionen (Produkte zweier Indikatorvariablen) mit zu berücksichtigen. Von der Vielzahl möglicher Interaktionen der Indikatorvariablen (246!) sind 28 im Untersuchungsraum mit größeren Flächenanteilen vorhanden. Von diesen 28 werden nur 11 von der Stichprobe beschrieben. Die Prüfung der Interkorrelationen erfolgt daher mit 10 Indikatorvariablen der Geologie, 6 Indikatorvariablen der Hydrogeologie, 10 Indikatorvariablen der Petrographie und einer Indikatorvariable der Landnutzung. Zusammen mit den 11 Interaktionen wurden 38 Variablen auf Interkorrelation getestet.

Die Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten der Indikatorvariablen und Interaktionen wurden für den Untersuchungsraum und für die Gewässernetzflächen berechnet. Tabelle 8.2 zeigt einen Auszug der Korrelationsmatrix mit den Variablen, deren paarweise Korrelationskoeffizienten ≥ 0.5 sind. Die wichtigste Interkorrelation zwischen zwei Indikatorvariablen besteht bei G1 und M10, kristallines Grundgebirge und Kristallin, wo ein Korrelationskoeffizient von 0.86 bei den Gewässernetzflächen auftritt. Korrelationskoeffizienten zwischen 0.5 und 0.8 zeigen die Indikatorvariablen kristallines Grundgebirge und Wald, Buntsandstein und Sandstein, Malm und sehr knapp oder keine gewinnbare Grundwassermenge, Malm und Kalkgestein, Sandstein und Wald und Kristallin und Wald. Auch zwischen den Indikatorvariablen und den Interaktionen liegen die Korrelationskoeffizienten meist zwischen 0.5 und 0.8. Eine weitere nach LEWIS-BECK 1986 relevante Interkorrelation zeigen zwei Interaktionen, nämlich Wald/gering und Sandstein/gering. Es wird bei der Erstellung der multiplen Regressionsmodelle deshalb darauf verzichtet, kristallines Grundgebirge und Kristallin oder Wald/gering und Sandstein/gering gemeinsam in einem multiplen Regressionsmodell als Prädiktoren zu verwenden.

Tab. 8.2 Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten ≥ 0.5 der Indikatorvariablen und relevanten Interaktionen der Geofaktoren

Belegung mit 1 = vorhanden		Belegung mit 1 = vorhanden		Korrelations- koeffizient	
				A	B
G1	- krist. Grundgebirge	M10	- Kristallin	0.86	0.86
G1	- krist. Grundgebirge	U	- Wald		0.65
G2	- Buntsandstein	HU4	- gering/Wald		0.50
G2	- Buntsandstein	M8	- Sandstein		0.50
G2	- Buntsandstein	MH84	- Sandstein/gering	0.57	
G7	- Malm	GH74	- Malm/gering		0.60
G7	- Malm	H1	- sehr knapp oder keine	0.55	
G7	- Malm	M3	- Kalkgestein	0.52	0.51
H3	- knapp	HU3	- Wald/knapp		0.55
M3	- Kalkgestein	MH34	- Kalkgestein/gering		0.56
M5	- Tonig. Material	MH54	- Toniges Material/gering		0.50
M6	- Tonstein	HU3	- Wald/knapp		0.50
M8	- Sandstein	MH84	- Sandstein/gering		0.62
M8	- Sandstein	U	- Wald	0.61	
M9	- Löß	GM39	- Muschelkalk/Löß		0.50
M9	- Löß	GM49	- Keuper/Löß		0.65
M10	- Kristallin	U	- Wald		0.68
GH44	- Keuper/gering	MH54	- Toniges Material/gering		0.53
HU4	- Wald/gering	MH84	- Sandstein/gering	0.81	0.71

G, H, M, U Symbol der Indikatorvariable oder Interaktion
 G = Geologie, H = Hydrogeologie, M = Petrographie, U = Landnutzung
 A Gewässernetzflächen
 B Südwestdeutschland

8.2 Räumliche Darstellung des MAM(10)

Für die mittleren MAM(10)-Spenden der langjährigen Datenreihen wurde mit dem in Kapitel 5.2 beschriebenen modifizierten Ansatz ein multiples Regressionsmodell entwickelt. Die MAM(10)-Spende wird als Funktion aus den Indikatorvariablen der Geologie (G1..G10), der Hydrogeologie (H1..H5), der Petrographie (M1..M10) und der Landnutzung (U) formuliert. Interaktionen (GH32..MH84) wurden dann in das Modell miteinbezogen, wenn sie den Anteil der erklärten Varianz erkennbar erhöhten.

$$\text{MAM}(10) = f(\text{Geologie, Hydrogeologie, Petrographie, Landnutzung, Interaktionen}) \quad (8.1)$$

$$\text{MAM}(10) = f(G1..G10, H1..H5, M1..M10, U, GH32, GH44, GH74, GM39, GM43, GM49, HU3, HU4, MH34, MH54, MH84) \quad (8.2)$$

Da die beschriebenen Kartengrundlagen digital vorlagen, bedeutete die Minimierung der Anzahl der Prädiktorvariablen nicht automatisch die Minimierung des Arbeitsaufwandes und der Kosten. Es wurde deshalb nach dem Modell gesucht, das maximal zur Varianzerklärung (maximales Bestimmtheitsmaß) beitragen kann. Dieses Modell besteht aus allen Indikatorvariablen der Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung. Einzige Einschränkung ist eine gemeinsame Berücksichtigung der Indikatorvariablen G1 (kristallines Grundgebirge = vorhanden) und M10 (Kristallin = vorhanden). Diese beiden Indikatorvariablen sind hoch interkorreliert (siehe Kapitel 8.1.2). Es wurde deshalb nur diejenige der beiden als Prädiktorvariable im Schätzmodell berücksichtigt, welche die größere Verbesserung des Schätzmodells erzielte. Sechs Interaktionen trugen zur Varianzerklärung bei. Das mit diesen Vorgaben erstellte multiple Regressionsmodell erklärt 56 % der Varianz der MAM(10)-Spenden in Südwestdeutschland.

$$\begin{aligned} \text{MAM}(10) \text{ [l/s km}^2\text{]} = & 7.36 - 3.22 * G1 - 3.92 * G2 - 7.64 * G3 - 6.51 * G4 - 5.94 * G5 \\ & - 6.66 * G6 - 6.95 * G7 - 3.98 * G8 - 4.18 * G9 - 8.82 * G10 + \\ & 1.75 * H1 + 0.48 * H2 + 1.13 * H3 + 1.77 * H4 + 3.02 * H5 + \\ & 1.58 * M1 + 1.23 * M2 + 1.32 * M3 + 0.88 * M4 + 1.89 * M5 - \\ & 2.06 * M6 - 1.43 * M7 - 1.67 * M8 + 0.78 * M9 + 2.13 * U - \\ & 1.78 * GH44 + 1.16 * GH74 + 1.99 * GM39 + 1.08 * GM49 + \\ & 0.84 * MH54 + 2.58 * MH84 \end{aligned} \quad (8.3)$$

$$R^2 = 0.56$$

Die Regressionskoeffizienten der multiplen Regressionsgleichung besitzen die Einheit l/s km². Die Regressionskonstante von 7.36 l/s km² wird, wenn für eine Indikatorvariable oder Interaktion eine 1 für vorhanden steht, um den Regressionskoeffizienten erhöht oder verringert. Die Regressionskonstante entspricht Flächen im Untersuchungsraum, deren Indikatorvariablen durchgängig mit einer 0 belegt sind: dies sind Gebiete im Alpenen Mesozoikum mit sehr ergiebigen Grundwasserleitern, organischem Material und 'nicht Wald' als Landnutzung. Nur je eine Indikatorvariable derselben Kategorie (Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung, zusätzlich eventuell Interaktionen) einer Fläche besitzt eine 1 für vorhanden. Alle restlichen Indikatorvariablen derselben Kategorie zeigen 0 für nicht vorhanden. Diese Regressionskoeffizienten werden dann ebenfalls null und tragen nicht zur Berechnung der MAM(10)-Spenden bei. Die Bedeutung der Belegung einer Indikatorvariable oder Interaktion mit einer 1 kann aus Tabelle 8.3 entnommen werden. Die Interaktionen, die eine zusätzliche Varianzerklä-

Tab. 8.3 Bedeutung der Indikatorvariablen und Interaktionen

Belegung mit 1 = vorhanden		Belegung mit 1 = vorhanden		Belegung mit 1 = vorhanden	
<u>GEOLOGIE</u>		<u>PETROGRAPHIE</u>		<u>HYDROGEOLOGIE</u>	
G1	krist. Grundgebirge	M1	Alluvium	H1	sehr knapp oder keine
G2	Buntsandstein	M2	Moräne	H2	sehr knapp
G3	Muschelkalk	M3	Kalkgestein	H3	knapp
G4	Keuper	M4	Mergel	H4	gering
G5	Lias	M5	Toniges Material	H5	ergiebig
G6	Dogger	M6	Tonstein		
G7	Malm	M7	Sandiges Material		
G8	Tertiär	M8	Sandstein		<u>LANDNUTZUNG</u>
G9	Quartär	M9	Löß	U	Wald
G10	Junge Vulkanite				
<u>INTERAKTIONEN</u>					
<u>GEOLOGIE / HYDROGEOLOGIE</u>		<u>GEOLOGIE / PETROGRAPHIE</u>		<u>PETROGRAPHIE / HYDROGEOLOGIE</u>	
GH44	Keuper / gering	GM39	Muschelkalk / Löß	MH54	Tonig. Material / gering
GH74	Malm / gering	GM49	Keuper / Löß	MH84	Sandstein / gering

G, H, M, U Symbol der Indikatorvariable oder Interaktion
G = Geologie, H = Hydrogeologie, M = Petrographie, U = Landnutzung

rung ermöglichen, sind: geologisch Keuper oder Malm und hydrogeologisch geringe Grundwassermenge (GH44 und GH74), geologisch Muschelkalk oder Keuper und petrographisch Löß (GM39 und GM49), petrographisch Toniges Material oder Sandstein und hydrogeologisch geringe Grundwassermenge (MH54 und MH84).

Der Absolutwert der Regressionskoeffizienten wertet die Wichtigkeit der Indikatorvariable für die Schätzung der MAM(10)-Spende. Mit Beträgen der Regressionskoeffizienten zwischen 3.22 l/s km² und 8.82 l/s km² leisten die Indikatorvariablen der Geologie den größten Beitrag zur Schätzung der MAM(10)-Spenden. Je nach Ausprägung der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung wird diese Schätzung weiter modifiziert. Zwischen 0.48 l/s km² und 3.02 l/s km² beeinflusst die Hydrogeologie die Schätzung, die Petrographie zwischen 0.78 l/s km² und 2.06 l/s km² und ein Vorhandensein von Wald beeinflusst die Schätzung der MAM(10)-Spende um 2.1 l/s km². Zusätzlich zu den Haupteffekten verändern die Interaktionen zwischen 0.84 l/s km² und 2.58 l/s km² das Ergebnis der MAM(10)-Spenden.

Eine kausale Interpretation der einzelnen Indikatorvariablen ist nicht möglich, da mit den Interkorrelationen wechselseitige Abhängigkeiten bestehen. Die Beträge der Regressionskoeffizienten lassen jedoch vermuten, daß der korrelative Zusammenhang der MAM(10)-Spende zur Hydrogeologie, zur Petrographie und zur Landnutzung weniger stark ausgeprägt ist als der kor-

relative Zusammenhang zur Geologie. Um den Einfluß der einzelnen Variable auf die Schätzung zu quantifizieren, wurden multiple Regressionsmodelle mit codierten Prädiktorvariablen nur aus der Geologie, der Hydrogeologie, der Petrographie oder der Landnutzung berechnet. Zusätzlich wurden sämtliche möglichen Kombinationen dieser vier Gebietseigenschaften untersucht. Die Bestimmtheitsmaße zeigen jeweils die erklärende Wirkung auf die MAM(10)-Spenden, diese sind in Tabelle 8.4 aufgeführt.

Tab. 8.4 Schätzung der MAM(10)-Spende aus verschiedenen Kombinationen der Indikatorvariablen

Prädiktorvariable				R^2
Geologie				45 %
Hydrogeologie				9 %
Petrographie				20 %
Landnutzung				10 %
Geologie	Hydrogeologie			48 %
Geologie	Petrographie			46 %
Geologie	Landnutzung			45 %
Hydrogeologie	Petrographie			30 %
Hydrogeologie	Landnutzung			24 %
Petrographie	Landnutzung			29 %
Geologie	Hydrogeologie	Petrographie		50 %
Geologie	Hydrogeologie	Landnutzung		48 %
Hydrogeologie	Petrographie	Landnutzung		37 %
Geologie	Petrographie	Landnutzung		47 %
Geologie	Hydrogeologie	Petrographie	Landnutzung	51 %

Allein 45 % der Varianz kann aus den Indikatorvariablen der Geologie erklärt werden. Die Petrographie erklärt nur ungefähr 20 % und die Hydrogeologie und Landnutzung erklären nur 9 % und 10 % der Variation der MAM(10)-Spenden in Südwestdeutschland. Im Vergleich zur Schätzung der MAM(10)-Spende nur aus der Geologie erhöht die Einbeziehung aller Indikatorvariablen sowie einiger Interaktionen das Bestimmtheitsmaß um nur 6 %. Für eine effiziente Schätzung müßten also die Petrographie, Hydrogeologie und Landnutzung verworfen werden. Da jedoch hier ein möglichst gutes Schätzmodell von vorrangigem Interesse ist, wird die Schätzung der MAM(10)-Spende in Südwestdeutschland mit obiger Gleichung (Gleichung 8.3) durchgeführt.

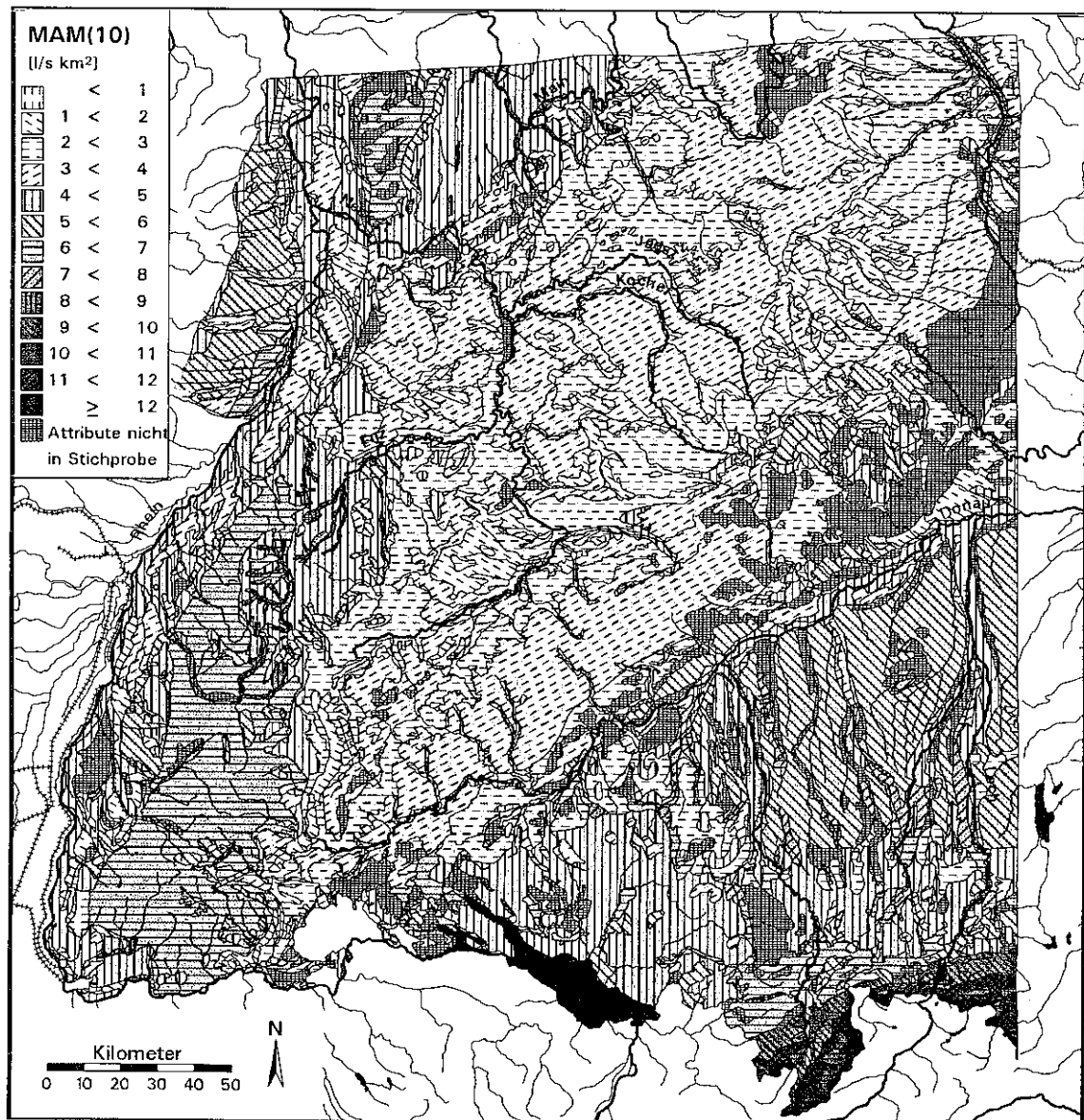


Abb. 8.4 Schätzung der MAM(10)-Spenden mit dem multiplen Regressionsmodell

Die mit dem multiplen Regressionsmodell ermittelten MAM(10)-Spenden in Südwestdeutschland sind in Abbildung 8.4 kartographisch dargestellt. Die Attributkombinationen, die nicht von der Stichprobe repräsentiert werden und deren Schätzung damit zufällig ist, sind mit einer Schraffur überlagert (siehe auch Kapitel 8.1.1, Abbildung 8.3). Im Gesamtgebiet werden MAM(10)-Spenden von weniger als 1 l/s km² bis über 12 l/s km² geschätzt. Die größten Abflussspenden zeigt der sehr niederschlagsreiche Voralpenraum mit 9 l/s km² bis größer 12 l/s km². Weitere hohe MAM(10)-Spenden mit 6 bis 7 l/s km² werden in den dem Voralpenraum vorgelagerten Bereichen des Altmoränenlandes, im kristallinen Schwarzwald und Odenwald und bei kleineren Flächen des Alt- und Jungmoränenlandes geschätzt. Schätzungen der

MAM(10)-Spenden zwischen 7 l/s km^2 und 9 l/s km^2 erfolgen mit nur kleinen Flächenanteilen im Untersuchungsraum. Die Täler im Nordschwarzwald und Sandsteinspessart sowie Teilflächen im Alpenvorland zeigen Attributkombinationen, die zu solchen Schätzungen führen. Niedrige bis mittlere MAM(10)-Spenden werden dem gesamten Bereich der Gäulandschaften sowie dem Keuper-Bergland, dem Albvorland und der Schwäbischen Alb zugeordnet. Außer auf der Schwäbischen Alb mit der sehr großen Variation der MAM(10)-Spenden, gibt die Schätzung weitgehend die berechneten Werten der MAM(10)-Spenden an den Pegeln wieder. Mit dem multiplen Regressionsverfahren werden Mittelwerte geschätzt, lokale Besonderheiten der MAM(10)-Spenden können deshalb mit diesem Verfahren und den zur Verfügung stehenden Prädiktorvariablen nicht wiedergegeben werden.

Sehr kleine geschätzte MAM(10)-Spenden zeigen diejenigen Flächen im Untersuchungsraum, die auf der Indikatorvariable G10 eine 1 besitzen, dies sind die Jungen Vulkanite. Wie schon erwähnt, können Gebiete dieses chronologisch-geologischen Attributes nicht von der Stichprobe der Gewässernetzflächen beschrieben werden (vgl. Kapitel 8.1.1). Die Schätzung der MAM(10)-Spenden zeigt dort meist Werte unter 1 l/s km^2 . Für die Rieslandschaft ist diese Schätzung sicher zu gering.

Es wurde ausschließlich Wert auf ein gutes Schätzmodell gelegt. Die Signifikanz der Regressionskoeffizienten und die Multikollinearität im strengen Sinne wurden deshalb nicht berücksichtigt. Inhaltliche Interpretationen der Wirkung der Variablen auf die MAM(10)-Spenden sind mit dieser Schätzfunktion nicht möglich. Worauf jedoch nicht verzichtet werden kann, ist eine Residualanalyse. Als Residuen werden die Differenzen zwischen geschätzten und beobachteten MAM(10)-Spenden bezeichnet. Damit das Modell akzeptiert werden kann, müssen die Residuen normalverteilt mit einem Mittelwert von null und stochastisch unabhängig sein. Der Mittelwert der Residuen im Gesamtgebiet ist mit -0.04 l/s km^2 fast null und mit dem Kolmogorov-Smirnov-Test wird auf dem 5 % Niveau Normalverteilung angezeigt. Die Vorzeichen und Beträge der Residuen zeigen keinen erkennbaren Zusammenhang zur Größe der MAM(10)-Spenden. Der stochastischen Unabhängigkeit wird damit nicht widersprochen. Zur Erkennung eventuell vorhandener räumlicher Strukturen der Residuen stellt Abbildung 8.5 die geschätzten und beobachteten MAM(10)-Spenden der EWA-Stationen in den Regionen von Südwestdeutschland einander gegenüber. Die meisten Regionen zeigen keine systematischen Über- oder Unterschätzungen der MAM(10)-Spenden. Die größten Abweichungen der Schätzung zu den berechneten MAM(10)-Spenden liegen im Voralpenraum. Hier bedeutet schon die Normierung des Abflusses auf die Fläche einen großen Fehlerbereich. Es ist in dieser Region eigentlich anstelle der Angabe eines Wertebereiches nur die qualitative Aussage 'sehr große MAM(10)-Spenden' möglich. Bezüglich der Residuen und der Einzugsgebietsflächen verhält es sich ähnlich auf der Schwäbischen Alb. Weitere relativ große Residuen zeigen die Festgesteinsbereiche des Schwarzwaldes. Die Prädiktorvariablen können die räumliche Variabilität der MAM(10)-Spenden innerhalb dieser Region nicht genau wiedergeben.

Zur Beurteilung des Modells wurde die Schätzung einer Bewertung unterzogen. Abweichungen von höchstens 10 % der beobachteten MAM(10)-Spenden stellen eine sehr gute Schätzung dar. Mit Intervallen von 20 Prozentpunkten werden drei weitere Güteklassen unterteilt. Von unbrauchbaren Schätzungen wird bei Abweichungen größer 50 % der berechneten MAM(10)-

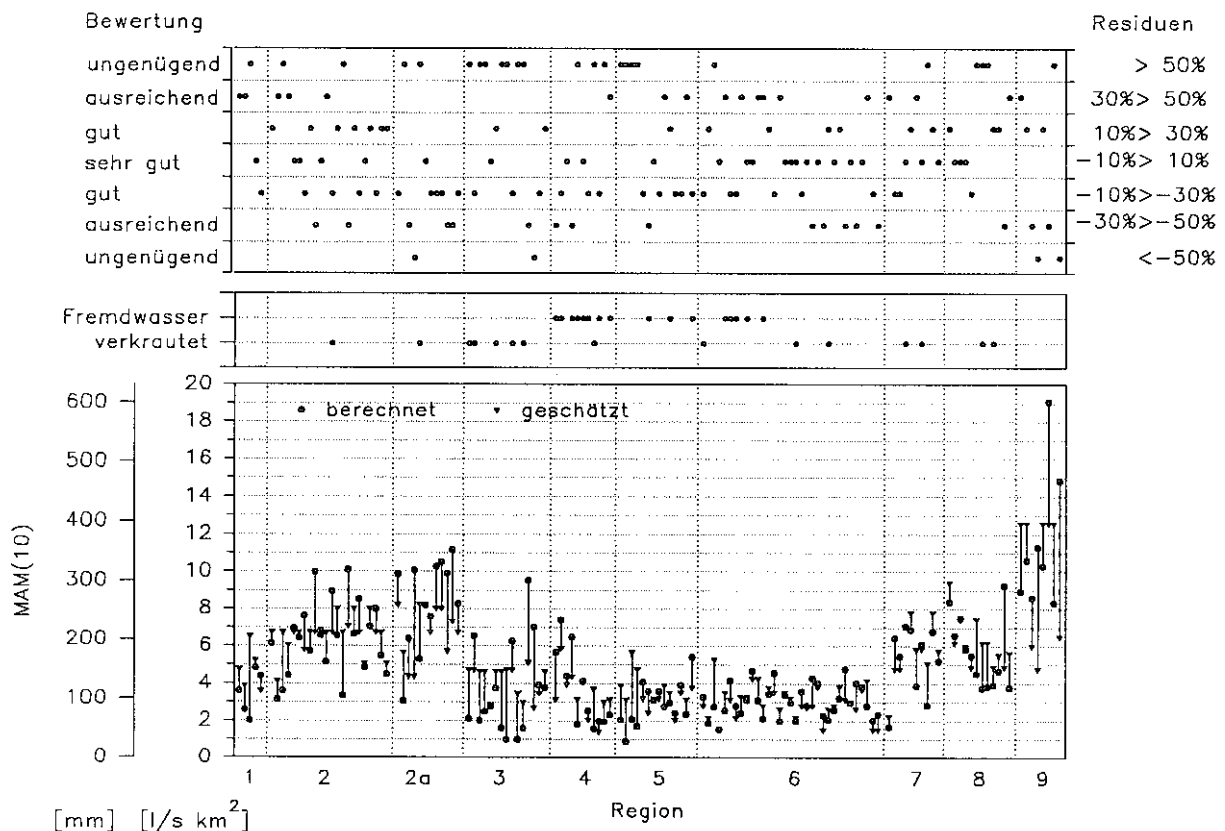


Abb. 8.5 Residuen der MAM(10)-Spenden

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

Spenden gesprochen. In 8 von 15 Fällen führten die mit dem multiplen Regressionsmodell ermittelten MAM(10)-Spenden auf der Schwäbischen Alb zu unbrauchbaren Schätzwerten. Im Voralpenraum wird nur in zwei Fällen gut geschätzt, 6 Stationen zeigen ausreichende bis ungenügende Schätzungen. Am besten werden die MAM(10)-Spenden in den Gäulandschaften geschätzt. Bei 83 % Prozent der berechneten MAM(10)-Spenden wird die Modellgüte im Schwarzwald mit sehr gut bis ausreichend bewertet. Ein Zusammenhang zwischen der Güte der Schätzung und Verkräutung oder Fremdwassereinfluß war nicht festzustellen.

Tabelle 8.5 faßt die Güte der Schätzung im gesamten Untersuchungsraum zusammen. Die Güte der Schätzung ist sehr gut bis gut bei 78 von 143 Fließgewässern oder bei 54 % der Meßstellen. Mit ausreichender Qualität erfolgt die Schätzung immerhin noch bei weiteren 25 % der Meßstellen. Ungenügende Schätzungen mit Residuen größer 50 % zeigten 30 Meßstellen und damit 21 % der Stichprobe.

Tab. 8.5 Bewertung der Schätzung der MAM(10)-Spenden mit dem multiplen Regressionsmodell

Bewertung	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit	Prozentuale Abweichung	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit
sehr gut	27	18.9 %	-10 % bis 10 %	27	18.9 %
gut	51	35.7 %	-30 % bis -10 % 10 % bis 30 %	21 30	14.7 % 21.0 %
ausreichend	35	24.5 %	-50 % bis -30 % 30 % bis 50 %	18 17	12.6 % 11.9 %
ungenügend	30	21.0 %	kleiner -50 % größer 50 %	25 5	17.5 % 3.5 %

Die langjährige MAM(10)-Spende in Südwestdeutschland läßt sich aus der Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung schätzen. Für die Wasserwirtschaft sind jedoch neben dem langjährigen Verhalten auch jährliche Extreme von Bedeutung. Der vorgestellte multiple Regressionsansatz wurde deshalb auch für jährliche MAM(10)-Spenden im Untersuchungsraum getestet. Es stellt sich die Frage, ob jährliche Werte in ähnlicher Weise auf die räumliche Variation der Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung zurückgeführt werden können wie das langjährige Mittel der MAM(10)-Spenden. Weiterhin wird dadurch geprüft, ob in den einzelnen Jahren ähnlich große erklärende Wirkungen der einzelnen Prädiktorvariablen wie beim langjährigen Schätzmodell ermittelt werden. Falls die einzelnen Prädiktorvariablen in jedem Jahr einen ähnlich großen prozentualen Anteil an der Ergebnisberechnung aufweisen, wäre der Nachweis einer allgemein gültigen Funktion erbracht. Die Kalibrierung der Koeffizienten für jedes Jahr wäre dann nicht notwendig. Außerdem wird mit dieser Vorgehensweise getestet, ob die erklärende Wirkung der genannten Geofaktoren an der Variation der MAM(10)-Spenden in niederschlagsreichen oder niederschlagsarmen Jahren unterschiedlich ist.

Der multiple Regressionsansatz wurde mit demselben Prädiktorvariablensatz wie dem für die langjährige Untersuchung verwendeten durchgeführt. Vom Jahr 1966 an lagen Zeitreihen der meisten südwestdeutschen Pegel vor (das Jahr 1965 enthält noch zu viele Fehldaten: die Möglichkeit der Modellerstellung bestand daher erst von diesem Jahr an). Es ist zu beachten, daß die Anzahl der EWA-Stationen in den Jahren variiert. Innerhalb des Zeitraumes von 1966 bis 1993 zeigen verschiedene Pegel Ausfallzeiten. Die Datengrundlagen der hydrometrischen Stationen sind deshalb nicht in jedem Jahr vollständig identisch.

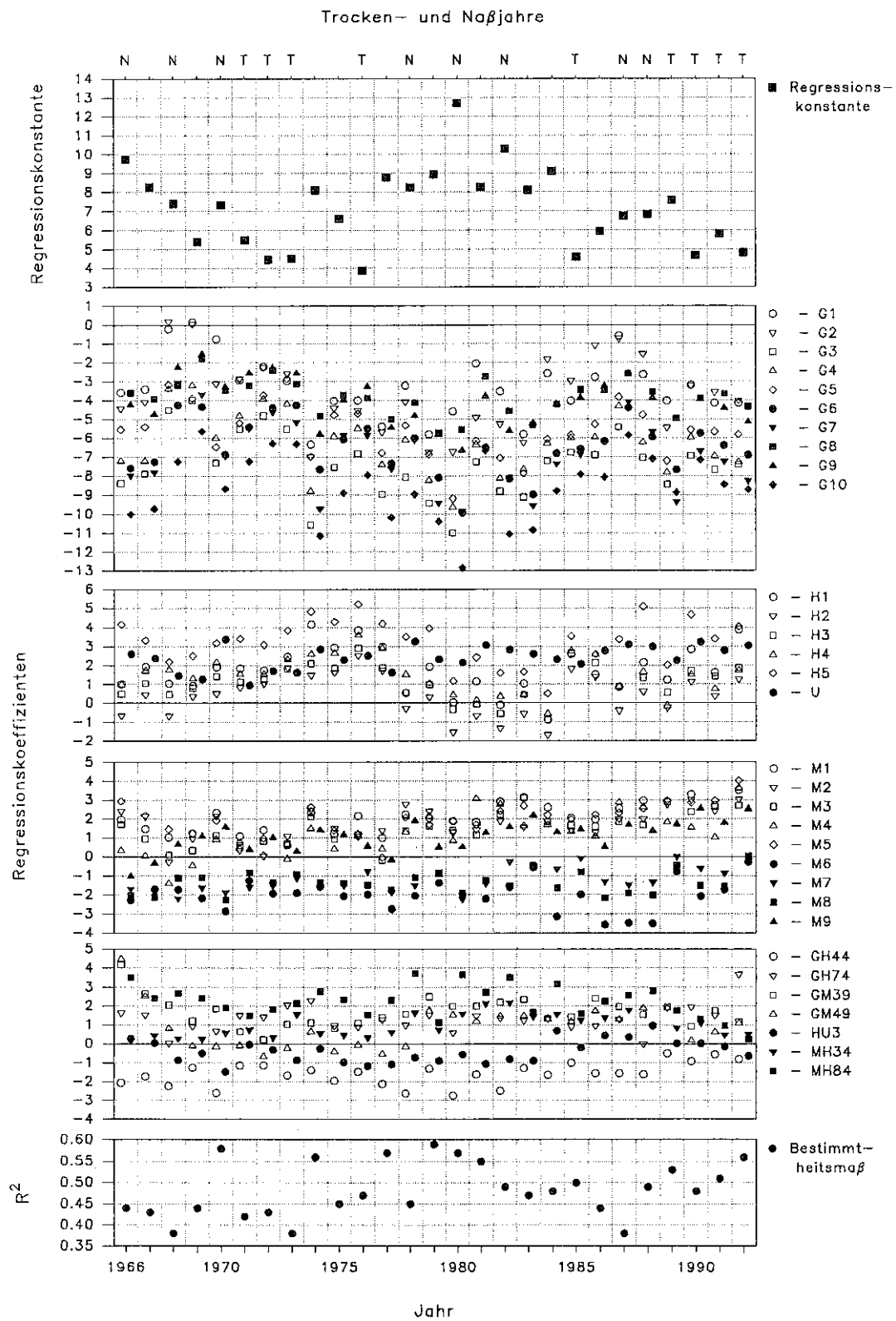


Abb. 8.6 Jährliche Regressionskoeffizienten zur Schätzung der MAM(10)-Spenden mit multiplen Regressionsmodellen

In Abbildung 8.6 sind die ermittelten Regressionskoeffizienten graphisch gegen die Jahre aufgetragen. Die Abszissenbezeichnungen T und N weisen besonders trockene und nasse Jahre aus (vgl. Kapitel 6.1.1). Die oberste Grafik enthält die Regressionskonstanten. Regressionskoeffizienten der Indikatorvariablen der Geologie (G1..G10), der Hydrogeologie (H1..H5) mit Landnutzung (U), der Petrographie (M1..M10) und der Interaktionen folgen (Bedeutung siehe Tabelle 8.3). Im untersten Bereich sind die Bestimmtheitsmaße der jährlichen Modelle wiedergegeben. In den nassen Jahren ist eine leichte Tendenz zu größeren Regressionskonstanten zu erkennen. Sie sind jedoch nicht unbedingt in den nassen Jahren am größten (zum Beispiel in den Jahren 1987 und 1988). Die Beträge der Regressionskoeffizienten sind bei den Indikatorvariablen der Geologie immer am größten. Sie erklären jeweils den größten Anteil der Varianz der MAM(10)-Spenden. Die Regressionskoeffizienten der Jahresmodelle variieren nicht gemeinsam mit den Regressionskonstanten. Sie weisen in allen Jahren unterschiedliche Anteile an der Regressionskonstanten auf. Es kann daher nicht von einem allgemein gültigen Modell gesprochen werden, die Koeffizienten müssen in jedem Jahr kalibriert werden.

Die Bestimmtheitsmaße variieren zwischen 38 % in den Jahren 1968, 1973 und 1987 und 59 % im Jahr 1979. Relativ große Bestimmtheitsmaße werden zum Beispiel in dem trockenen Jahr 1992 und in den nassen Jahren 1970 und 1980 erzielt. Das Jahr 1979 mit dem maximalen Bestimmtheitsmaß zeigt kein auffälliges Verhalten bezüglich Trockenheit. Die Güte der Schätzmodelle ist nicht mit besonderen Niederschlagsverhältnissen der Jahre in Verbindung zu bringen.

Als Untergrenze der praktischen Verwertbarkeit einer Regressionsgleichung zur Schätzung unbekannter Zielvariablen gilt ein Bestimmtheitsmaß von 50 % (STREIT 1979). Für 10 Jahre von insgesamt 27 Jahren kann ein brauchbares Modell etabliert werden. Die Schätzungen der übrigen 17 Jahre erlaubte nur eine unzureichende Erklärung der Variation der jährlichen MAM(10)-Spenden.

8.3 Räumliche Darstellung des Basisabflusses

Die Methode zur Bestimmung des Basisabflusses aus der Abflußganglinie beruht auf der Annahme, daß die mittlere langjährige Grundwasserneubildung mit dem mittleren langjährigen Grundwasserabfluß gleichzusetzen ist. In Kapitel 6.2.1 wurde gezeigt, daß sich diese Niedrigwasserkenngroße robust gegen unterschiedliche Meßzeiträume verhält. Mit der Regionalisierung des Basisabflusses wird die Abschätzung der langjährigen Grundwasserneubildung in Südwestdeutschland möglich. Die räumliche Übertragung der punktuell aus den Abflußdaten an den Pegeln ermittelten Basisabflußspenden (BF) nach dem DEMUTH-Verfahren erfolgt analog der Schätzung der MAM(10)-Spenden mit dem multiplen Regressionsansatz:

$$BF = f(\text{Geologie, Hydrogeologie, Petrographie, Landnutzung, Interaktionen}) \quad (8.4)$$

$$BF = f(G1..G10, H1..H5, M1..M10, U, GH32, GH44, GH74, GM39, GM43, GM49, HU3, HU4, MH34, MH54, MH84) \quad (8.5)$$

$$\begin{aligned} BF [l/s \text{ km}^2] = & 16.79 - 7.37 * G1 - 9.70 * G2 - 15.25 * G3 - 13.62 * G4 - \\ & 12.24 * G5 - 13.55 * G6 - 14.54 * G7 - 9.09 * G8 - 9.95 * G9 - \\ & 16.69 * G10 + 1.05 * H1 - 1.88 * H2 - 1.03 * H3 - 0.15 * H4 + \\ & 1.40 * H5 + 2.43 * M1 + 1.84 * M2 + 2.97 * M3 + 0.49 * M4 + \\ & 3.44 * M5 - 2.95 * M6 - 2.31 * M7 - 2.99 * M8 + 0.97 * M9 + \\ & 4.00 * U - 3.00 * GH44 + 2.96 * GH74 + 4.13 * GM39 + 1.95 * GM49 \\ & + 1.68 * MH54 + 4.55 * MH84 \end{aligned} \quad (8.6)$$

$$R^2 = 0.61$$

Das resultierende Modell erklärt 61 % der Variation der Basisabflußspenden. Die multiple Regressionsgleichung enthält dieselben Prädiktorvariablen, die zur Schätzung der langjährigen MAM(10)-Spenden beitragen. Die Interaktionen GH44, GH74, GM39, GM49, MH54 und MH84 liefern ebenfalls einen Beitrag zur Varianzaufklärung (Bedeutung siehe Tabelle 8.3). Die Regressionskoeffizienten der geologischen Indikatorvariablen bestimmen die Größenordnung des Basisabflusses, die Beträge ihrer Regressionskoeffizienten betragen zwischen 7.37 und 16.69. Mit Beträgen zwischen 0.49 und 4.55 modifizieren die Indikatorvariablen der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung und die Interaktionen die Ergebnisse der Basisabflußspendenberechnung weiter.

Angewendet wurde die multiple Regressionsgleichung in Abbildung 8.7. Maximale Basisabflußspenden größer 14 l/s km^2 wurden im Voralpenraum ermittelt. Kristalline Gebiete im Schwarzwald und Odenwald zeigen die nächst größeren Basisabflußspenden zwischen 8 und 14 l/s km^2 . Für größere Teilbereiche wurden hier Basisabflußspenden von 10 bis 12 l/s km^2 ermittelt. Die Randbereiche der Gäulandschaften und die Moränengebiete weisen nur wenig geringere Basisabflußspenden auf. Den Sandsteinflächen des Schwarzwaldes und des Sandsteinspessarts wurden Basisabflußspenden von 6 bis 8 l/s km^2 zugewiesen, lokal treten in den Talbereichen des Nordschwarzwaldes Basisabflußspenden von 12 bis 14 l/s km^2 auf. Der abweichende Charakter der tiefen Täler des Schwarzwaldes wurde bereits von DEMUTH 1993 beschrieben. Zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb beginnend und im Norden und Osten breiter werdend zeichnen sich die Gäulandschaften durch relativ kleine Basisabflußspenden aus. Auch das nach Süden anschließende Keuper-Bergland und Albvorland wurde mit relativ geringen Basisabflußspenden von 2 bis 4 l/s km^2 geschätzt. Die Oberrheinische Tiefebene und das Altmoränenland besitzen meist identische Attributkombinationen der verwendeten thematischen Daten, die Ergebnisse der Basisabflußschätzungen beschreiben deshalb auch den identischen Wertebereich von 4 bis 10 l/s km^2 . Basisabflußspenden unter 2 l/s km^2 werden hauptsächlich bei Jungen Vulkaniten geschätzt, die Beschreibung dieser Flächen ist mit den Gewässernetzflächen der hydrometrischen Stationen des EWA kaum möglich. Die Basisabflußspenden von 6 bis 8 l/s km^2 stellen Mittelwerte auf der Schwäbischen Alb dar. Hier sind die

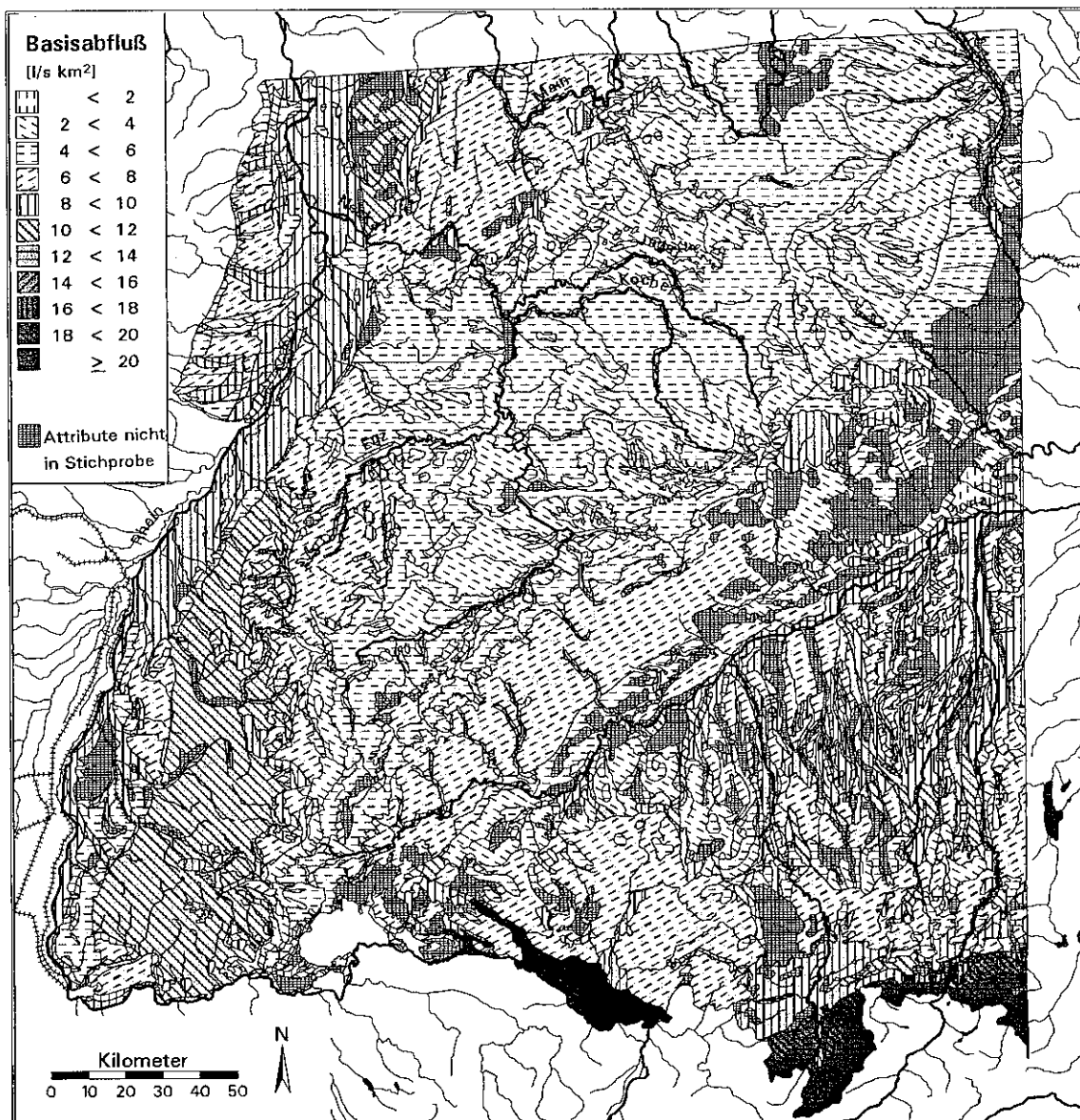


Abb. 8.7 Schätzung der Basisabflußspenden mit dem multiplen Regressionsmodell

Variationen aufgrund der schon häufig beschriebenen Problematik der topographischen Wasserscheiden sehr groß.

Die Anteile der einzelnen thematischen Daten (Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung) am Bestimmtheitsmaß der Schätzung der Basisabflußspenden ergaben ein ähnliches Bild wie im Falle der MAM(10)-Spenden (vgl. Tabelle 8.4).

Die Normalverteilungsannahme der Residuen wird auf dem 10 %-Niveau, bei einem Mittelwert von -0.16 l/s km^2 akzeptiert. Die Größe der Residuen hängt nicht von der Größe der berech-

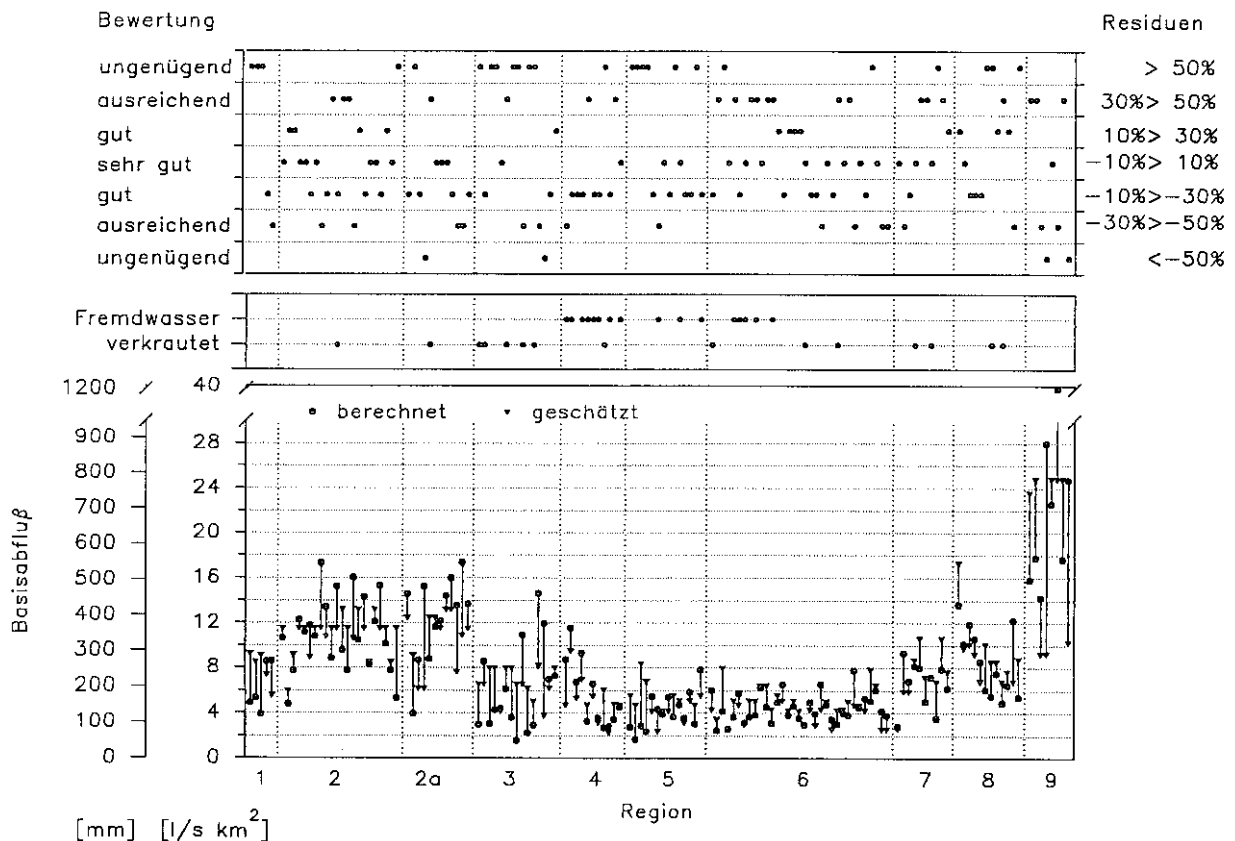


Abb. 8.8 Residuen der Basisabflußpenden

- | | |
|---|-------------------|
| 1 Oberrheinische Tiefebene | 5 Keuper-Bergland |
| 2 Schwarzwald und Odenwald | 6 Gäulandschaften |
| 2a Nord-Schwarzwald und Sandsteinspessart | 7 Altmoränenland |
| 3 Schwäbische Alb | 8 Jungmoränenland |
| 4 Vorland der Schwäbischen Alb | 9 Voralpen |

neten Basisabflußpenden ab, dies deutet auf stochastische Unabhängigkeit hin. In Abbildung 8.8 sind die berechneten und geschätzten Einzelwerte der Basisabflußpenden sowie eine Beeinflussung der Meßstellen und die Bewertung der Schätzung dargestellt. Absolut werden die Basisabflußpenden im Voralpenraum am ungenauesten durch das Modell wiedergegeben. Weitere hohe Beträge der Abweichungen sind bei den Meßstellen der Schwäbischen Alb zu verzeichnen. Die Bewertung des Modells mit Hilfe prozentualer Abweichungen zeigt meistens gute bis ausreichende Schätzungen. In der Oberrheinischen Tiefebene, auf der Schwäbischen Alb, zum Teil im Keuper-Bergland und im Jungmoränenland werden die Basisabflußpenden einiger Stationen jedoch nur ungenügend genau geschätzt.

Die Zusammenfassung der Güte der Schätzergebnisse aller Stationen in Südwestdeutschland in Tabelle 8.6 erbringt für 27 von 143 Pegeln oder 19 % sehr gute Ergebnisse. Gut ist die Schätzung in 47 Fällen (33 %) und ausreichend in 39 Fällen (27 %). Nur ungenügend werden die Basisabflußpenden von 30 EWA-Pegeln (21 %) geschätzt.

Tab. 8.6 Bewertung der Schätzung der Basisabflußspenden mit dem multiplen Regressionsmodell

Bewertung	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit	Prozentuale Abweichung	Absolute Häufigkeit	Relative Häufigkeit
sehr gut	27	18.9 %	- 10 % bis 10 %	27	18.9 %
gut	47	32.9 %	-30 % bis -10 % 10 % bis 30 %	13 34	9.1 % 23.8 %
ausreichend	39	27.3 %	-50 % bis -30 % 30 % bis 50 %	22 17	15.4 % 11.9 %
ungenügend	30	21 %	kleiner -50 % größer 50 %	25 5	17.5 % 3.5 %

Schema zur Abschätzung mittlerer MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden

Mit dem modifizierten multiplen Regressionsansatz wurde es möglich, codierte thematische Daten direkt als Prädiktorvariablen zu berücksichtigen. Ein weiterer Vorteil liegt in der Darstellbarkeit der Ergebnisse: Neben einer flächendeckenden kartographischen Darstellung ist es möglich, ein Schema zur Schätzung der Niedrigwasserabflußspenden zu entwerfen.

Mit Tabelle 8.7 können für ausgesuchte Kombinationen von Geofaktoren MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden in Südwestdeutschland abgeschätzt werden. In die Tabelle wurden nur die durch die Stichprobe repräsentierten Attributkombinationen aufgenommen. Außerdem wurde darauf verzichtet, die Karstgebiete auf der Schwäbischen Alb und die Jungen Vulkanite darzustellen.

Zu beachten ist bei der Anwendung des Schemas, daß es nur für Südwestdeutschland Gültigkeit besitzt. Die Abschätzung der MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden wurde ohne Berücksichtigung des Niederschlags vorgenommen. Dies bedeutet gleichzeitig, daß die anderen Attribute die Niederschlagsverteilung des Untersuchungsraumes beinhalten. Zum Beispiel erhält der Schwarzwald gegenüber den angrenzenden Regionen relativ große Jahresniederschläge. Geologisch wird dieses Gebiet durch kristallines Grundgebirge beschrieben. Da kein anderes Gebiet (in relativen Trockenlagen) innerhalb des Untersuchungsraumes dieses geologische Attribut zeigt, werden bei Vorhandensein von kristallinem Grundgebirge die erhöhten Niederschlagsmengen des Schwarzwaldes mitgeschätzt.

Tab. 8.7 Schema zur Abschätzung der mittleren langjährigen MAM(10)-Spenden und der Basisabflußspenden in Abhängigkeit der Geologie, Hydrogeologie, Petrographie und Landnutzung

1- 2	= Mittlere MAM(10)-Spende	[l/s km ²]
0- 2	= Mittlere Basisabflußspende	[l/s km ²]

Landnutzung		Wald					
Hydro-geologie		sehr ergiebig	ergiebig	gering	knapp	sehr knapp	sehr knapp oder keine
Geologie	Petrograph.						
Quartär	Sandiges Material	3- 4 8-10		5- 6 8-10	5- 6 6- 8	4- 5 6- 8	
	Sandstein			8- 9 12-14	4- 5 6- 8	4- 5 4- 6	
Bunt-sandstein	Tonstein					3- 4 6- 8	
	Sandstein			8- 9 12-14		4- 5 6- 8	
Keuper	Tonstein				2- 3 2- 4	1- 2 2- 4	
	Sandstein			3- 4 4- 6	2- 3 2- 4	1- 2 2- 4	
Lias	Tonstein				2- 3 4- 6	1- 2 2- 4	
Alpines Mesozoikum	Kalkgestein						12-13 24-26
Kristallines Grundgebirge	Kristallin			8- 9 12-14		6- 7 10-12	

Landnutzung		nicht Wald					
Hydro-geologie		sehr ergiebig	ergiebig	gering	knapp	sehr knapp	sehr knapp oder keine
Geologie	Petrograph.						
Quartär	Alluvium	4- 5 8-10	7- 8 10-12	6- 7 8-10	5- 6 8-10	5- 6 6- 8	
	Moräne		7- 8 10-12	6- 7 8-10	5- 6 6- 8	4- 5 6- 8	6- 7 8-10
	Kalkgestein	4- 5 8-10	7- 8 10-12	6- 7 8-10	5- 6 8-10	4- 5 6- 8	
	Mergel					4- 5 4- 6	5- 6 8-10
	Sandiges Material	1- 2 4- 6	4- 5 4- 6	3- 4 4- 6	2- 3 2- 4	2- 3 2- 4	
	Löß			5- 6 6- 8	5- 6 6- 8	4- 5 4- 6	
	Organisches Material	3- 4 6- 8	6- 7 8-10			3- 4 4- 6	

Fortsetzung Tab. 8.7:

Landnutzung		nicht Wald					
Hydro-geologie		sehr ergiebig	ergiebig	gering	knapp	sehr knapp	sehr knapp oder keine
Geologie	Petrograph.						
Tertiär	Mergel				5- 6 6- 8		6- 7 8-10
	Sandiges Material				3- 4 4- 6		
	Löß			5- 6 8-10	5- 6 6- 8		
Bunt-sandstein	Kalkgestein					5- 6 8-10	
	Löß			5- 6 6- 8		4- 5 6- 8	
Muschelkalk	Kalkgestein			2- 3 4- 6	2- 3 2- 4	1- 2 2- 4	2- 3 4- 6
	Toniges Material				2- 3 2- 4	2- 3 2- 4	
	Löß			4- 5 6- 8	3- 4 4- 6	2- 3 4- 6	4- 5 6- 8
Keuper	Kalkgestein			2- 3 2- 4	3- 4 4- 6	2- 3 4- 6	
	Toniges Material			3- 4 4- 6	3- 4 4- 6	3- 4 4- 6	
	Löß			2- 3 2- 4	3- 4 4- 6	3- 4 4- 6	
Lias	Toniges Material			5- 6 8-10	4- 5 6- 8	3- 4 6- 8	
	Löß					2- 3 2- 4	
Dogger	Kalkgestein					2- 3 4- 6	
	Toniges Material			5- 6 8-10	3- 4 4- 6	3- 4 4- 6	
Alpines Mesozoikum	Alluvium						10-11 20-22
	Kalkgestein						10-11 20-22
	Mergel						9-10 18-20

8.4 Räumliche Darstellung der Leerlaufkoeffizienten

Mit einer gemeinsamen Betrachtung von Geologie und Hydrogeologie gelang es DEMUTH & HAGEMANN 1993, einen hydrogeologischen Index zur Schätzung von Leerlaufkoeffizienten in Baden-Württemberg zu entwickeln. Die Variation der Leerlaufkoeffizienten von 56 ausgewählten Einzugsgebieten des European Water Archives konnten für die Sommerperiode mit 62 % und für die Winterperiode mit 55 % erklärt werden. Die Kartengrundlagen der Geologie und Hydrogeologie entsprechen in der genannten Studie denen der vorliegenden Niedrig-wasseruntersuchung. Auch das Berechnungsverfahren der Trockenwetterauslauflinie ist weitgehend identisch. Der Unterschied besteht nur in der Wahl der Trockenwetterauslauflinien, in der vorliegenden Studie muß eine Mindestdauer von 15 Tagen Trockenheit und ein kleinster Korrelationskoeffizient der Anpassung von 0.7 erfüllt sein (vgl. Kapitel 6.3). DEMUTH & HAGEMANN 1993 berücksichtigten Trockenwetterauslauflinien mit 7 Tagen Dauer und legten keinen Grenzwert der Anpassung fest.

Mit dem modifizierten multiplen Regressionsverfahren wurden Regressionsgleichungen zur Schätzung der Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses erstellt. Die Modelle wurden sowohl mit den Leerlaufkoeffizienten als auch mit den daraus ermittelten Halbwertszeiten berechnet. Herangezogen wurden arithmetische Mittel und Mediane der nach Saison (Sommer und Winter) getrennten Trockenwetterauslauflinien von 1950-1993.

Die erstellten Regressionsgleichungen erklären nur maximal 35 % der Variation bei der mittleren Sommerhalbwertszeit. Die medianen Sommerhalbwertszeiten können nur mit einem Bestimmtheitsmaß von 33 % und die arithmetischen Mittel und Mediane der Winterhalbwertszeiten nur mit Bestimmtheitsmaßen von 29 % geschätzt werden. Auch eine Gewichtung der Leerlaufkoeffizienten mit der Anzahl der ermittelten Trockenwetterauslauflinien in der Gesamtperiode führte zu keiner Verbesserung der Modelle. Die Bestimmtheitsmaße liegen alle unter dem Grenzwert von 50 %. Auf die Darstellung der Leerlaufkoeffizienten im Untersuchungsraum und die Residualanalyse wurde daher verzichtet.

$$\begin{aligned}
 \text{SHMN [d]} &= 20.19 - 4.64 * G1 + 1.69 * G2 + 0.91 * G3 - 3.88 * G4 - \\
 &6.38 * G5 - 6.02 * G6 + 5.45 * G7 + 4.44 * G8 - 1.28 * G9 - \\
 &6.68 * G10 - 6.74 * H1 - 0.32 * H2 + 0.44 * H3 - 2.05 * H4 + \\
 &11.94 * H5 + 6.01 * M1 - 2.05 * M2 + 3.55 * M3 + 1.57 * M4 + \\
 &1.03 * M5 + 1.75 * M6 + 0.81 * M7 + 6.26 * M8 + 9.62 * M9 - \\
 &0.60 * U - 3.65 * GH32 + 5.04 * GM43 + 4.26 * GM49 - 6.50 * HU3 \\
 &+ 5.28 * HU4 + 8.05 * MH54
 \end{aligned} \tag{8.7}$$

$$R^2 = 0.35$$

$$\begin{aligned}
\text{SHMD [d]} &= 23.54 - 8.06 * G1 - 1.27 * G2 - 3.03 * G3 - 7.81 * G4 - \\
&10.25 * G5 - 9.36 * G6 + 5.37 * G7 + 4.89 * G8 - 3.29 * G9 - \\
&11.40 * G10 - 6.96 * H1 + 1.49 * H2 + 1.36 * H3 - 0.88 * H4 + \\
&13.06 * H5 + 4.46 * M1 - 4.41 * M2 + 4.14 * M3 + 0.17 * M4 + \\
&0.87 * M5 + 2.66 * M6 + 0.34 * M7 + 7.55 * M8 + 8.56 * M9 - \\
&2.31 * U - 4.67 * GH32 - 4.20 * GH74 + 3.68 * GM39 + 5.34 * GM43 \\
&+ 6.01 * GM49 - 5.96 * HU3 + 5.02 * HU4 + 8.49 * MH54
\end{aligned} \tag{8.8}$$

$$R^2 = 0.33$$

$$\begin{aligned}
\text{WHMN [d]} &= 11.42 - 2.76 * G1 + 2.90 * G2 + 0.83 * G3 - 3.27 * G4 - \\
&3.29 * G5 - 4.19 * G6 + 1.51 * G7 + 0.80 * G8 - 0.60 * G9 - \\
&9.85 * G10 + 0.65 * H1 + 5.23 * H2 + 7.90 * H3 + 3.05 * H4 + \\
&16.34 * H5 + 8.18 * M1 + 2.67 * M2 + 4.56 * M3 + 6.41 * M4 + \\
&3.68 * M5 + 0.77 * M6 + 4.07 * M7 + 2.54 * M8 + 9.39 * M9 + \\
&3.49 * U - 3.84 * GH32 + 3.99 * GH44 + 6.57 * GM43 + 3.75 * GM49 \\
&- 6.62 * HU3 + 3.04 * HU4 + 4.63 * MH34 + 7.14 * MH54
\end{aligned} \tag{8.9}$$

$$R^2 = 0.26$$

$$\begin{aligned}
\text{WHMD [d]} &= 13.94 - 3.37 * G1 + 2.66 * G2 - 0.60 * G3 - 2.93 * G4 - \\
&4.23 * G5 - 5.20 * G6 + 0.34 * G7 + 2.10 * G8 - 1.47 * G9 - \\
&11.15 * G10 - 1.25 * H1 + 4.55 * H2 + 8.39 * H3 + 2.08 * H4 + \\
&15.08 * H5 + 8.83 * M1 + 3.52 * M2 + 5.58 * M3 + 6.95 * M4 + \\
&3.15 * M5 - 0.40 * M6 + 5.48 * M7 + 2.21 * M8 + 11.42 * M9 + \\
&2.78 * U - 3.36 * GH32 + 5.80 * GH44 + 5.97 * GM43 - 7.76 * HU3 \\
&+ 3.10 * HU4 + 5.36 * MH34 + 6.43 * MH54
\end{aligned} \tag{8.10}$$

$$R^2 = 0.26$$

SHMN : mittlere Sommerhalbwertszeit
SHMD : mediane Sommerhalbwertszeit
WHMN : mittlere Winterhalbwertszeit
WHMD : mediane Winterhalbwertszeit

Die nicht ausreichende Güte der Schätzmodelle für die Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien deutete sich bereits in Kapitel 6.3.2 mit der Interpretation der Halbwertszeiten an den Pegelorten an. Visuell interpretiert ergaben sich keine Zusammenhänge zu den geologischen, hydrogeologischen oder petrographischen Strukturen von Südwestdeutschland (siehe

auch Interpolation der medianen Halbwertszeiten mit dem Kriging-Verfahren, Kapitel 7.3, Abbildung 7.10a).

Die Berechnung der Trockenwetterauslauflinien führte bereits zu sehr großen Variationen der Leerlaufkoeffizienten innerhalb der Einzugsgebiete. Im Vergleich dazu beschreiben die Mittelwerte der Leerlaufkoeffizienten der Einzugsgebiete eine geringere Variation in Südwestdeutschland. Diese Mittelwerte der Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses sind mit dem hier gewählten modifizierten multiplen Regressionsansatz und den vorliegenden thematischen Datengrundlagen nicht räumlich darstellbar. Die Trockenwetterauslauflinien werden von vielen unterschiedlichen Steuerfaktoren beeinflusst, die Mittelwerte können nicht mehr nur auf die hydrogeologischen Eigenschaften der Gebiete und die Landnutzung zurückgeführt werden.

8.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden multiple Regressionsmodelle mit einem modifizierten multiplen Regressionsansatz für Südwestdeutschland berechnet. Mit diesem Ansatz ist es möglich, Zielvariablen flächendeckend zu schätzen, unter der Voraussetzung, daß die Attributkombinationen im Gesamtgebiet von den Pegeln beschrieben werden.

Aus der Geologie, der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung wurden die MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden geschätzt. Die hierbei erreichten Bestimmtheitsmaße betrugen 56 % und 61 %. Die Geologie hat dabei den größten erklärenden Anteil an diesen Bestimmtheitsmaßen. Die Schätzung der Niedrigwasserspends ergibt in beiden Fällen ein ähnliches Bild: mit allgemein geringeren MAM(10)-Abflußspenden als Basisabflußspenden. Große Niedrigwasserabflußspenden sind im Voralpenraum und im Schwarzwald und Odenwald zu verzeichnen. Gering sind die Niedrigwasserspends in den Gäulandschaften, im Albvorland und im Keuper-Bergland. Für beide Niedrigwasserkenngößen ergab die Residualanalyse bei 79 % der Meßstellen sehr gute bis ausreichende Schätzungen, 21 % der Meßstellen wurden nur ungenügend durch das multiple Regressionsmodell nachgebildet.

Ein analoges Vorgehen mit den Mittelwerten der Leerlaufkoeffizienten bzw. Halbwertszeiten führte nicht zum Erfolg. Die ermittelten Bestimmtheitsmaße lagen zwischen 26 % und 35 %, die Anteile der erklärten Varianz an der Gesamtvarianz waren damit zu gering für eine räumliche Schätzung mit ausreichender Güte.

9 Ergebnisse und Ausblick

Ziel der Arbeit war, die zeitliche und räumliche Variation von Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland zu untersuchen und eine Planungsgrundlage für die nutzbare Menge des natürlichen Wasserdargebots zu erarbeiten. Die untersuchten Niedrigwasserkenngrößen waren:

- (1) MAM(10)
das niedrigste arithmetische Mittel von 10 aufeinanderfolgenden Tageswerten des Abflusses innerhalb eines Jahres,
- (2) Basisabfluß nach DEMUTH 1989
der mittlere grundwasserbürtige Abfluß aus den monatlich niedrigsten Abflüssen einer mindestens zehnjährigen Zeitreihe berechnet und
- (3) Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses.

Die Datengrundlage war die Datenbank des FRIEND Projekts, das European Water Archive. Es wurden mittlere tägliche Abflüsse aus den Jahren 1950 bis 1993 von 165 hydrometrischen Stationen herangezogen. Die Mindestdauer der Zeitreihe mittlerer täglicher Abflüsse betrug 10 Jahre und die maximale Einzugsgebietsfläche lag bei 500 km².

Für die räumliche Übertragung der Niedrigwasserkenngrößen wurden verschiedene statistische Ansätze angewandt. Mit dem Einsatz der Geostatistik (Kriging-Verfahren) wurde geprüft, ob sich eine Inter- und Extrapolation eignet, eine räumliche Abschätzung von Niedrigwasserkenngrößen vorzunehmen. Die klassische Vorgehensweise zur Anwendung multipler Regressionsansätze in der Hydrologie wurde modifiziert, es wurde ein gewässernetzorientierter Ansatz entwickelt. Mit diesem modifizierten multiplen Regressionsansatz wurden Niedrigwasserkenngrößen unter Nutzung der Geologie, der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung flächendeckend in Südwestdeutschland abgeschätzt.

Zeitliche Variationen der Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland

- (1) Niedrigwasserkenngrößen aus der Abflußganglinie (Q_{347}) und der Abflußdauerlinie (MAM(10))
 - Das niedrigste arithmetische Mittel von 10 aufeinanderfolgenden Tageswerten des Abflusses innerhalb eines Jahres (mean annual 10 day minimum - MAM(10)) unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen Abflußmenge, die durchschnittlich während 347 Tagen des Jahres vorhanden oder überschritten wird (Q_{347}). Daher wurden stellvertretend für diese beiden Kenngrößen nur die MAM(10)-Spenden detailliert untersucht.

- Von 1950 bis 1993 zeigen die arithmetischen Mittel und Mediane der jährlichen MAM(10)-Spenden aller hydrometrischen Stationen kaum Differenzen. Es liegen symmetrische Verteilungen der MAM(10)-Spenden in dieser Zeitreihe vor. Trockene und relativ nasse Jahre konnten daher über die Quartile der MAM(10)-Spenden bestimmt werden. Wenn in einem Jahr in Südwestdeutschland MAM(10)-Spenden im ersten Quartil am häufigsten auftreten, wird dieses Jahr als trocken bezeichnet. Trocken waren die Jahre 1952-1954, 1959, 1962-1964, 1971-1973, 1976, 1985 und 1989-1992. Häufigste MAM(10)-Spenden des 4. Quartils bezeichnen nasse Jahre: dies sind die Jahre 1956, 1958, 1965, 1966, 1968, 1970, 1978, 1980, 1982, 1987 und 1988.
- Im Mittel des Gebietes Südwestdeutschland bedeuten trockene Jahre MAM(10)-Spenden unter 4 l/s km^2 (126 mm/a), nasse Jahre weisen MAM(10)-Spenden über 5.5 l/s km^2 (174 mm/a) auf. Die Spannweite der mittleren MAM(10)-Spenden von Südwestdeutschland zwischen dem trockensten und dem nassesten Jahr beträgt 4.8 l/s km^2 (151 mm/a). Im Jahr 1959 ist mit 3.2 l/s km^2 (101 mm/a) die mittlere MAM(10)-Spende am geringsten und im Jahr 1956 mit 8.0 l/s km^2 (253 mm/a) am höchsten. Der zehnjährige gleitende Gebietsmittelwert variiert zwischen 4.5 l/s km^2 und 5.2 l/s km^2 (142 bis 164 mm/a) um den langjährigen Gebietsmittelwert der MAM(10)-Spende von 4.9 l/s km^2 (155 mm/a). Eine Zeitreihe von zehn Jahren, welche für das Heranziehen eines Pegels als Minimalvoraussetzung formuliert wurde, kann das langjährige Mittel des MAM(10) in Südwestdeutschland gut quantifizieren.

(2) Basisabfluß nach dem DEMUTH-Verfahren

- Das DEMUTH-Verfahren ist ein modifiziertes objektiviertes Verfahren zur Berechnung des Basisabflusses nach WUNDT 1958 und KILLE 1970. Es wurde gezeigt, daß das DEMUTH-Verfahren eine gute Möglichkeit bietet, langjährige grundwasserbürtige Abflüsse zu berechnen. Dieses Verfahren verhält sich robust gegen unterschiedliche Dezennien. Die Basisabflußspenden der Meßstellen in Südwestdeutschland betragen zwischen 1.6 l/s km^2 (50 mm/a) und fast 39 l/s km^2 (1231 mm/a). Im Mittel der nicht anthropogen beeinflussten Stationen beträgt die Basisabflußspende in Südwestdeutschland 8 l/s km^2 (250 mm/a).

(3) Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses

- Die Berechnung der Trockenwetterauslauflinie basiert auf dem einfachen exponentiellen Speichermodell. Die Trockenwetterauslauflinien wurden für Trockenzeiten von mindestens 15 Tagen, getrennt nach Sommer- und Wintersaison, berechnet. Die Leerlaufkoeffizienten wurden zur besseren Interpretierbarkeit in Halbwertszeiten transformiert.
- Die Halbwertszeiten weisen sehr große Variationen in den Einzugsgebieten auf. Dies gilt gleichermaßen für die Sommerperiode wie für die Winterperiode. Die Variationskoeffizienten der Leerlaufkoeffizienten innerhalb der Einzugsgebiete betragen 0 bis 100 %.
- Die Differenzen zwischen den langjährigen Mittelwerten von 1950-1993 der Sommer- und Winter-Halbwertszeiten sind jedoch nur gering. Im Mittel beträgt der Unterschied

der saisonalen Halbwertszeiten der Einzugsgebiete nur 5 Tage. Für die hydro-metrischen Stationen in Südwestdeutschland wurden in der Sommerperiode mittlere Halbwertszeiten zwischen 8 und 86 Tagen und in der Winterperiode zwischen 11 und 75 Tagen berechnet.

Räumliche Variationen der Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland

(1) MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden nach dem DEMUTH-Verfahren

- Die MAM(10)-Spenden und die Basisabflußspenden zeigen in ihrer räumlichen Variation in Südwestdeutschland ähnliche Verteilungen. Geographische Regionen, die durch ihre naturräumlichen Eigenschaften definiert werden, weisen ähnliche Niedrigwasserspenden auf. Jedoch wird diese Tendenz im Untersuchungsraum durch größere Differenzen der Niedrigwasserspenden nahegelegener Einzugsgebiete lokal überdeckt.
- Die topographischen Erhebungen Alpenvorland und Schwarzwald sind durch maximale Niedrigwasserspenden charakterisiert. Die Schwäbische Alb zeichnet sich durch einen kleinräumigen Wechsel hoher und niedriger Niedrigwasserspenden aus. Flächenhaft kleine bis mittlere Niedrigwasserspenden zeigen die Oberrheinische Tiefebene, die Gäulandschaften, das Keuper-Bergland und das Albvorland.
- Ein wichtiger Faktor, der die räumliche Verteilung der Niedrigwasserabflußspenden steuert, ist die Niederschlagsverteilung in Südwestdeutschland. Hohe Niedrigwasserspenden zeigen die topographischen Erhebungen, sie erhalten die maximalen Niederschlagsmengen des Untersuchungsraumes. Die Beckenräume im Lee von Schwarzwald, Odenwald und Schwäbischer Alb weisen mit geringen Jahresniederschlägen auch geringere Niedrigwasserabflußspenden auf.

(2) Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses

- Im Gegensatz zu den Niedrigwasserspenden (MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden) können die mittleren Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses in Südwestdeutschland nicht nach den naturräumlichen Haupteinheiten differenziert werden. Die Trockenwetterauslauflinien werden von vielen unterschiedlichen Steuerfaktoren beeinflusst, die Mittelwerte der Leerlaufkoeffizienten spiegeln die hydrogeologischen Eigenschaften der Gebiete und die Landnutzung nicht wider. Am häufigsten sind mittlere und mediane Halbwertszeiten von 10 bis 20 Tagen im gesamten Untersuchungsraum zu beobachten. Der südliche und mittlere Schwarzwald und die östlich angrenzenden Gebiete aus den Regionen Gäulandschaften und Schwäbische Alb sowie Jungmoränenland und Voralpen weisen diese häufigsten Halbwertszeiten auf. Die Gäulandschaften mit den generell kleinen Niedrigwasserabflußspenden (MAM(10)- und Basisabflußspenden) zeigen große Variationen der Leerlaufkoeffizienten der Trockenwetterauslauflinien des Basisabflusses.
- Eine Differenzierung der Halbwertszeiten nach den hydrogeologischen oder nach den klimatischen Eigenschaften des Untersuchungsraumes ist schwierig. Zum Beispiel

zeigt das kristalline Grundgebirge des südlichen und mittleren Schwarzwaldes relativ einheitliche mediane sommerliche Halbwertszeiten. Die angrenzenden Gebiete im Tertiär und Jura weisen jedoch ähnliche Werte auf. Gebiete maximaler jährlicher Niederschlagsmengen, wie Schwarzwald und Voralpen, zeigen relativ kleine mediane sommerliche Halbwertszeiten. Wiederum ähnliche Werte treten in den relativ niederschlagsarmen Gäulandschaften, im Keuper-Bergland und im Albvorland auf.

Entwicklung einer Methode zur flächenhaften Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen mit multiplen Regressionsmodellen

- Die thematischen Datengrundlagen der Geologie, Hydrogeologie (täglich gewinnbare Grundwassermenge), Petrographie und Landnutzung lagen für den 59 000 km² großen Untersuchungsraum digital vor. Um diese flächendeckende Information zur Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen nutzen zu können, wurde ein modifizierter Ansatz zur Berechnung multipler Regressionsmodelle entwickelt.
- Die Niedrigwasserkenngrößen wurden nicht, wie allgemein üblich, aus den thematischen Daten der gesamten Einzugsgebiete geschätzt. Es wurden vielmehr fünf ungefähr 1 km² große Flächen oberhalb der Pegel zur Entwicklung der multiplen Regressionsmodelle herangezogen. Da fast ausschließlich autochthone Einzugsgebiete berücksichtigt wurden, entsprechen die thematischen Daten nahe den Pegeln weitgehend denen der Einzugsgebiete. Die Datengrundlage zur Entwicklung multipler Regressionsgleichungen bildeten die codierten thematischen Daten der Gewässernetzflächen.
- Mit diesem Ansatz war es möglich, die Niedrigwasserkenngrößen flächendeckend zu schätzen. Dies geschah unter der Voraussetzung, daß die Attributkombinationen im Gesamtgebiet von den Pegeln beschrieben werden. Im vorliegenden Fall wird ein Flächenanteil von ungefähr 9 % nicht von den hydrometrischen Stationen dargestellt. Die Gültigkeit der Regressionsmodelle umfaßt damit den größten Anteil des Untersuchungsraumes.

Regionale Schätzmodelle für Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland

(1) Anwendung des Kriging-Verfahrens auf Niedrigwasserkennwerte

- Mit dem Kriging-Verfahren wurden MAM(10)-Spenden, Basisabflußspenden und mediane Sommerhalbwertszeiten in Südwestdeutschland geschätzt. Alle drei Niedrigwasserparameter zeigten in ihren Semivariogrammen eine räumliche Erhaltungsneigung. Die Anpassung theoretischer Semivariogrammfunktionen und die Durchführung der Kriging-Interpolation war im Prinzip möglich. Die Anpassungen der theoretischen Semivariogrammfunktionen erfolgten bei allen Niedrigwasserkenngrößen mit Nuggetvarianzen. Dies beeinflußt vor allem die Standardabweichung der Schätzfehler stark.

- Die räumlichen Schätzungen der MAM(10)-Spenden und der Basisabflußspenden zeigen ähnliche Muster. Die maximalen Niedrigwasserspenden werden in den Voralpen und im Schwarzwald geschätzt. Ein weiteres Maximum tritt auf der mittleren Schwäbischen Alb auf. In den übrigen Teilen von Südwestdeutschland sind die geschätzten Niedrigwasserspenden räumlich schwer interpretierbar. Sie stimmen nicht mit den naturräumlichen Eigenschaften der Teilräume überein. Weder läßt sich ein Zusammenhang mit den klimatischen und topographischen noch mit den hydrogeologischen Eigenschaften feststellen.
- Die Schätzung der Halbwertszeiten der Trockenwetterauslauflinie des Basisabflusses wird durch Maximal- und Minimalwerte einzelner hydrometrischer Stationen geprägt. Die Meßstellen im Südwesten des Untersuchungsraumes zeigen flächenhaft Halbwertszeiten unter 20 Tage. Maximale Halbwertszeiten wurden im Kraichgau und auf der mittleren Schwäbischen Alb und dem Alpenvorland ermittelt. Die Schätzung der Halbwertszeiten zeigt keinen räumlichen Zusammenhang mit den Eigenschaften der oberflächennahen Grundwasserleiter.
- Die Standardabweichungen der Schätzfehler sind bei allen untersuchten Niedrigwasserkenngrößen groß. Sie übersteigen teilweise 100 %. Für alle Niedrigwasserkenngrößen ist die Güte der Schätzungen nicht ausreichend. Die Ergebnisse des Kriging-Verfahrens sind bei den drei Niedrigwasserparametern weder mit der Schätzung noch mit der Standardabweichung des Schätzfehlers zufriedenstellend.

(2) Anwendung des modifizierten multiplen Regressionsansatzes auf Niedrigwasserkennwerte

- Aus der Geologie, der Hydrogeologie, der Petrographie und der Landnutzung wurden die MAM(10)-Spenden und Basisabflußspenden geschätzt. Der erklärende Anteil der Geofaktoren war für die Geologie am größten. Es wurden Bestimmtheitsmaße von 56 % für die MAM(10)-Spenden und 61 % für die Basisabflußspenden erreicht. Die Schätzung der Niedrigwasserspenden ergab in beiden Fällen eine ähnliche räumliche Verteilung. Große Niedrigwasserabflußspenden sind im Voralpenraum und im Schwarzwald und Odenwald zu verzeichnen. Gering sind die Niedrigwasserspenden in den Gäulandschaften, im Albvorland und im Keuper-Bergland. Für beide Niedrigwasserkenngrößen ergab die Residualanalyse bei 79 % der Meßstellen sehr gute bis ausreichende Schätzungen, 21 % der Meßstellen wurden nur ungenügend durch das multiple Regressionsmodell nachgebildet.
- Ein analoges Vorgehen mit den Mittelwerten der Leerlaufkoeffizienten bzw. Halbwertszeiten lieferte nur Bestimmtheitsmaße zwischen 26 % und 35 %. Die Anteile der erklärten Varianz waren damit zu gering für eine räumliche Schätzung.

Verbesserung der multiplen Regressionsmodelle zur Schätzung von Niedrigwasserkenngrößen in Südwestdeutschland

Mit dem vorgestellten multiplen Regressionsverfahren können Niedrigwasserkennwerte flächendeckend geschätzt werden. Die Schätzmodelle erklären jedoch nur etwas mehr als die

Hälfte der räumlichen Variation der Niedrigwasserspenden (MAM(10) und Basisabflußspenden). Grundsätzlich ist es möglich, weitere Variablen zur Modellerstellung zu berücksichtigen. Es ist dabei unerheblich, welche Skalierung diese besitzen, numerische Variablen können mit kategorialen Variablen kombiniert werden. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Niederschlagsverteilung. Viele Autoren beschreiben den Zusammenhang der Niederschlagsmengen mit den Niedrigwasserkenngrößen. Einen großen Anteil der Übertragungsfunktionen im Niedrigwasserbereich enthält deshalb die Variable Niederschlag. Aufgrund der mangelnden Datengrundlage war es für diese Arbeit nicht möglich, den Niederschlag miteinzubeziehen. Für die Verbesserung der Schätzmodelle wäre es daher wünschenswert, die Niederschlagsverteilung in Südwestdeutschland zu berücksichtigen.

Literatur

- Ahmed S. & DeMarsily G. (1987): Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity. *Water Resources Research*, 23, 9, 1717-1737.
- 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. no. 156, 151-159.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. *Geologisches Jahrbuch, Reihe C, Heft 19*, 3-98.
- Armbruster, J. T. (1976): An infiltration index useful in estimating lowflow characteristics of drainage basins. *J. Research U.S. Geol. Survey* 4(5), 533-538.
- Armstrong, M. (1984): Problems with Universal Kriging. *Mathematical Geology*, 16, 1, 101-108.
- Arnell N. W. (1995): Grid mapping of river discharge. *Journal of Hydrology*, 167, 39-56.
- Arnell N. W., Brown D. A. & Reynard C. (1990): Impact of climatic variability and change on river flow regimes in the UK. *Institute of Hydrology, Report no. 107*, Wallingford.
- Aschwanden H. (1992): Niedrigwasserabflußmenge Q_{347} - Bestimmung und Abschätzung in alpinen schweizerischen Einzugsgebieten. *Landeshydrologie und -geologie, Mitteilung Nr. 18*.
- Aschwanden, H. & Weingartner, R. (1985): Die Abflussregime der Schweiz. *Geographisches Institut der Universität Bern. Abteilung Physikalische Geographie-Gewässerkunde. Publikation Gewässerkunde Nr. 65*.
- Aschwanden H., Weingartner R. & Leibundgut Ch. (1986): Zur regionalen Übertragung von Mittelwerten des Abflusses. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 30, 2/3, 52-61.
- Aschwanden, H. & Schädler, B. (1988): Die Abflussmenge Q_{347} als Grundlage für die Bestimmung der Restwassermenge. *Gas, Wasser, Abwasser*, 9, 491-496.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W., Schuchard-Fischer, Chr. & Weiber, R. (1994): *Multivariate Analysemethoden. Eine anwendungsorientierte Einführung*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York London Tokyo.
- Bahrenberg, G., Giese, E. & Nipper, J. (1992): *Statistische Methoden in der Geographie - Multivariate Statistik*, Stuttgart.

- Bako, M. D. & Hunt, D. N. (1988): Derivation of baseflow recession constant using computer and numerical analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 33, 4, 357-367.
- Bardossy, A. (1993): Stochastische Modelle zur Beschreibung der Raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlages. IHW Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe.
- Barnes, B. S. (1939): The structure of discharge-recession curves. *Transactions, American Geophysical Union, Reports and Papers*, 721-725.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: *Regionalisierung in der Hydrologie*. Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- Benson, M. A. & Matalas, N. C. (1967): Synthetic Hydrology based on regional statistical parameters. *Water Resources Research*, 3, 4, 931-935.
- Beran, M. A. & Gustard, A. (1977): A study into the lowflow characteristics of British rivers. *Journal of Hydrology*, 35, 147-157.
- Borchardt, C. (1991): Baden-Württemberg. Eine geographische Landeskunde. *Wissenschaftliche Länderkunden*, Bd. 8, Stuttgart.
- Boussinesq, J. (1904): Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal Mathématiques pures appl.*, 5-78.
- Brandsten, C. O. (1988): Seasonal variation in streamflow recessions in the mire complex Komosse, southern central Sweden. In: *Hydrol. of Wetlands and Man's influence in it*. (Proc. Inter. Symp., June 1988), 84-91.
- Browne, T. J. (1980): The problem of the spatially representing low streamflow. *Water Services, England*, 1980, 223-226.
- Browne, T. J. (1981): Derivation of a geological index for low flow studies. *Catena* 8, 265-280.
- Bucher B. (1993): Anwendung von Kriging-Verfahren zur Analyse und Optimierung von Grundwasser-Meßnetzen. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 3.
- Bundesministerium für Wirtschaft (Hrsg.) (1952) und (1955): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg.
- Burrough, P. A. (1986): *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. Utrecht.
- Chang, M. & Boyer, D. G. (1977): Estimates of low flows using watershed and climatic parameters. *Water Resources Research*, 13, 6, 997-1001.

- Coordinated Information on the European Environment (CORINE) Commission of the European Communities (1984): Soil map of the European Communities 1 : 1 000 000.
- Daniel, J. F. (1976): Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records. *Water Resources Research*, 12, 3, 360-364.
- Delhomme, J. P. (1978): Kriging in Hydrosiences. *Advances in Water Resources*, 1, 5, 251-266.
- DeMarsily, G. (1988): *Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers.* Academic Press, INC. London.
- Demuth, S. (1989): The Application of the West German IHP Recommendations for the analysis of Data from Small Research Basins. *IAHS Publ. no. 187*, 47-60.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Bd. 1, 205 Seiten. Freiburg i. Br.
- Demuth, S. (1994): Regionalization of low flows using a multiple regression approach - A review. *XVIIth Conference of Danube Countries*, 5.-7. Sept. '94, Budapest, 1, 115-122.
- Demuth, S. & Hagemann, I. (1993): Case study of regionalising base flow in SW Germany applying a hydrogeological index In: Gustard A., (ed.): *FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data)*, Volume I: *Hydrological Studies*. Institute of Hydrology, Wallingford, 86-98.
- Demuth, S. & Hagemann, I. (1994): Estimation of low flow parameters applying hydrogeological area information. *IAHS Publ. no. 221*, 151-157.
- Demuth, S. & Schreiber, P. (1994): Studying storage behaviour using an operational recession method. *IAHS Publ. no. 221*, 51-59.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik DVWK (Hrsg.) (1982): Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots, 1. Teilband. *Schriftenreihe des DVWK*, H. 58/1.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik DVWK (1983): *Niedrigwasseranalyse, Teil 1 : Statistische Analyse des Niedrigwasserabflusses. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft*, Verlag Paul Parey Hamburg, H. 120.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik (1988): *Statistische Methoden zur Niedrigwasseranalyse. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft*, Verlag Paul Parey Hamburg, H. 82.
- Dingman, S. L., Seely-Reynolds, D. & Reynolds R. C. (1988): Application of Kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resources Bulletin*, American Water Resources Association, 24, 2.

- Disse M. (1991): Untersuchung zur Struktur der räumlichen Variabilität in einem kleinen Einzugsgebiet. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe.
- Dongus, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes. Marburger geographische Schriften, Heft 72.
- Düster, H. (1994): Modellierung der räumlichen Variabilität seltener Hochwasser in der Schweiz. Geographica Bernensia, Geographisches Institut der Universität Bern.
- Dyck, S. (1976): Angewandte Hydrologie Teil 1: Berechnung des Durchflusses der Flüsse. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1983): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Architektur und technische Wissenschaften, Berlin.
- Dynowska, I. (1985): Baseflow within the Upper Vistula Basin. Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5. 1, 173-182.
- Einsele, G. (1978): Neubildung und Abfluss von Grundwasser in verschiedenen geologisch definierten Landschaftstypen. DVWK 10, Hydrologie Fortbildungskurs, Vortrag 13, Karlsruhe.
- Farvolden, R. N. (1963): Geological controls on ground-water storage and base flow. Journal of Hydrology 1, 219-249.
- Federer, C. A. (1973): Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. Water Resources Research, 9, 6, 1599-1604.
- Fuchs, L. & Rubach, H. (1983): Niedrigwasseranalyse unter besonderer Berücksichtigung einer regionalen Aussage. Wasser und Boden 1, 13-17.
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg Hrsg. (1989): Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg. 1 : 1 000 000.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1991): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Gloor R. & Walter M. (1986): Estimation des debits d'etiage sur des cours d'eau sans mesure directes. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 33, 37-100.
- Glos, E. & Lauterbach, D. (1972): Regionale Verallgemeinerung von Niedrigwasserdurchflüssen mit Wahrscheinlichkeitsaussage. Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft. Heft 37. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Gottschalk, L. (1993a): Correlation and covariance of runoff. Stochastic Hydrology Hydraulics 7. 85-101.

- Gottschalk, L. (1993b): Interpolation of runoff applying objective methods. *Stochastic Hydrology Hydraulics*. 7. 269-281.
- Groschopf, P. (1972): Markierungsversuche und karsthydrographische Forschungen auf der östlichen Schwäbischen Alb. In: 2. Internationale Fachtagung zur Untersuchung unterirdischer Wasserwege mittels künstlicher und natürlicher Markierungsmittel, Freiburg/Br. 1970. *Geologisches Jahrbuch. Reihe C*. 154-189.
- Gustard, A. (1983): Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. *Agricultural Water Management*, 6, 255-268.
- Gustard, A. (ed.) (1993): Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND). Volume I Hydrological Studies, Volume II Hydrological data, Volume III Inventory of streamflow generation studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Gustard, A., Marshall, D. C. W. & Sutcliffe, M. F. (1987): Low flow estimation in Scotland. Institute of Hydrology, Wallingford, UK. *Low Flow Studies*, Report no. 4.
- Gustard, A., Roald, L. A., Demuth, S., Lumadjeng, H. S. and Gross, R., Arnell, R. (1989): Flow Regimes from Experimental and Network Data. Vol. I, Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Gustard, A. & Gross, R. (1989): Low Flow regimes of northern and western Europe. *IAHS Publ. no. 187*.
- Gustard A. & Irving K. M. (1994): Classification of the low flow response of European soils. *IAHS Publ. no. 221*, 113-117. Wallingford.
- Hall, F. R. (1968): Base-Flow Recession - A Review. *Water Resources Research*, 4, 5, 973-983.
- Hamlin, M. J. & Wright, C. E. (1978): The effects of drought on the river systems. *Proc. Roy. Soc. Lond. Vol. A*. 363., 69-96.
- Handtke R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations-und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. Enke, Stuttgart.
- Holder, R. L. (1985): Multiple Regression in Hydrology. Institute of Hydrology, Wallingford.
- Horton, R. E. (1932): Drainage Basin Characteristics. *Transactions of the American Geophysics Union* 13, 350-361.
- Huttenlocher, F. (1972): Baden-Württemberg. Kleine geographische Landeskunde. Schriftenreihe der Kommission für geschichtliche Landeskunde, H. 2. Karlsruhe.

- IHP (ed.) (1983): Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Mitteilungen aus dem Tätigkeitsbereich der Arbeitsgruppe des Nationalkomitees der Bundesrepublik Deutschland für das IHP der UNESCO und für das OHP der WMO, Heft 4.
- IHP (1985): Empfehlung für die Auswertung der Meßergebnisse von kleinen hydrologischen Untersuchungsgebieten, IHP-Arbeitsgruppe, Koblenz.
- Institute of Hydrology (1980): Low Flow Studies Report. Institute of Hydrology, Wallingford.
- Institute of Hydrology (1987): Low flow estimation in Scotland. Institute of Hydrology, Report no. 101. Wallingford, UK.
- Jager, H. I., Sale, M. J. & Schmoyer R. L. (1990): Cokriging to Assess Regional Stream Quality in the Southern Blue Ridge Province. *Water Resources Research*, 26, 7, 1401-1412.
- James, L. D. & Thompson, O. (1970): Least squares estimation of constants in a linear recession model. *Water Resources Research*, 6, 4, 1062-1069.
- 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. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*. Jg. 19, 5, 132-136.
- Journel, A. G. & Huijbregts, C. (1978): *Mining Geostatistics*. Academic Press, New York.
- Keller R. (Hrsg.) (1978): *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*. Deutsche Forschungsgemeinschaft. Boppard.
- Kille, K. (1970): Das Verfahren MoMNO_q, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, Sonderheft Hydrogeologie/Hydrogeochemie*, 89-95.
- Kleeberg H. B. & Cemus J. (1992): Regionalisierung hydrologischer Daten - Definitionen. In: Kleeberg H. B. (ed.): *Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung*.
- Klein, G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformation. Entwicklung eines geökologischen Modells zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten. Dissertation Universität Freiburg.
- Knisel, Jr. W. G. (1963): Baseflow Recession Analysis for Comparison of Drainage Basins and Geology. *Journal of Geophysical Research*, 68, 12, 3649-3653.

- Kobus H. (1992): Vorwort. In: Kleeberg H. B. (ed.): Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1985): Niedrigwasserabflüsse in Baden-Württemberg. Donau- und Neckargebiet. Handbuch Hydrologie Baden-Württembergs. Teil 6. 6. 1 Hydrologische Verfahren und Grundlagen.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1988): Niedrigwasserabflüsse in Baden-Württemberg. Bodensee- und Rheingebiet/Maingebiet. Handbuch Hydrologie Baden-Württembergs. Teil 6. 6. 1 Hydrologische Verfahren und Grundlagen.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (1992): Ökologie der Fließgewässer. Niedrigwasser 1991. Handbuch Wasser 2. Karlsruhe.
- Landeshydrologie (1982): Handbuch für die Abflußmessung. Mitteilung der Landeshydrologie Nr. 4, Bern.
- Leibundgut, Ch. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Meßwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. Geomethodica, Veröff. 9 BGC: 141-170. Basel.
- 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. (1992): Internationale Aktivitäten auf dem Gebiet der Regionalisierung. In: Kleeberg H. B. (ed.): Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, 63-74.
- Linsley, Jr. R. K., Kohler, M. A. & Paulhus, J. L. H. (1949): The Basin. Physical description of the basin. Applied Hydrology. First Edition, Mc Graw - Hill Book Company, INC., 242-251.
- Loague, K. (1992): Soil water content at R-5. Part 1. Spatial and temporal variability. Journal of Hydrology, 139, 233-251.
- Maillet, E. (1905): Mécanique et physique du globe - Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Librairie Scientifique, A. Herman, Paris.
- Maniak, U. (1975): Beitrag zur Untersuchung von Niedrigwasser. Wasser und Boden 12, 307-311.

- Maniak, U. (1992): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. 2. Auflage. Springer-Lehrbuch.
- Marsh, T. & Lees, M. (1985): The 1984 Drought. Hydrological Data UK, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Marsh, T. J., Monkhouse, R. A., Arnell, N. W., Lees, M. L. & Reynard, N. S. (1994): The 1988-92 Drought, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Martin, G. N. (1973): Characterization of simple exponential baseflow recessions. *Journal of Hydrology (N.Z.)*. 12, 1, 57-62.
- Matheron, G. (1971): The Theory of Regionalized Variables and its Applications, *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau*, No. 5, 211 pp.
- McMahon, T. A. & Mein, R. G. (1986): Recession Analysis. *River and Reservoir Yield*, 82-87.
- Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg (1977): Sonderplan Wasserversorgung.
- Morgenschweis, G. (1990): Zur Ungenauigkeit von Durchflussmessungen mit hydrometrischen Flügeln. *DGM 34*, Heft 1/2, 16-21.
- Musiak, K., Inokuti, S. & Takahasi, Y. (1975): Dependence of low flow characteristics on basin geology in mountainous areas of Japan. *Publ. n°117 de l'Association Internationale des Hydrologues Symposium de Tokyo*.
- Myers, D. E. (1988): Some aspects of multivariate analysis. In: *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 223, Chung C. F., Fabbri A. G., Sinding-Larsen R. eds., D. Reidel, Dordrecht, 669-688.
- Naef, F. (1983): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. *Zwischenbericht an den Nationalfonds, VAW*.
- Narbe, S. (1968): The discharge recession as criterion on the retention capacity of basins. *Hydrological Aspects of the Utilization of Water*. IASH, No. 76, 162-167.
- Nathan, R. J. & McMahon, T. A. (1990): Evaluation of automated techniques for base flow and recession analysis. *Water Resources Research*, 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.

- Orsborn, J. F. (1974): Determining streamflows from geomorphic parameters. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*. 100, No. IR4, 455-475.
- Orsborn, J. F. (1975): Predicting ungaged flow in divers hydrologic provinces using river basin geomorphic characteristics. Publ. n° 117 de l'Association Internationale des Hydrologiques Symposium de Tokyo.
- Orsborn, J. F. (1976): Drainage basin characteristics applied to hydraulic design and water resources management. *Geomorphology and Engineering*, 141-171. State University of New York.
- Pereira, L. S. & Keller, H. M. (1982a): Factors affecting recession parameters and flow components in eleven small Pre-Alp basins. *IAHS Publ. no. 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. *IAHS Publ. no. 138*, 243-255.
- 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. (1964): The base-flow recession curve as an indicator of ground water. *Intern. Assoc. Scie. Hydrol. Publ. no. 33*, 202-212.
- Riggs, H. C. (1970): The transfer of information collected on representative basins. *IAHS Publ. no. 96*, 615-630.
- Riggs, H. C. (1972): Low flow investigations. *Techniques of Water Research Investigations of the United States, Book 4, Chap B1*, USGS Washington, D. C.
- Riggs H. C. (1990): Estimating flow characteristics at ungauged sites. *IAHS Publ. no. 191*, 159-170.
- Roald, L., Wesselink, A. J., Arnell, N. W., Dixon, J. M., Rees, G. & Andrews, A. J. (1993): European Water Archive. In: A. Gustard (ed.), *Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND)*. Vol. 1. Hydrological Studies. Institute of Hydrology. Wallingford. 7-20.
- Samper Calvete, F. J. & Neuman, S. P. (1989): Geostatistical analysis of groundwater quality data from the Madrid basin using adjoint state maximum likelihood cross-validation. *Geostatistics. Volume 2, Proc. of the third Int. Geostat. Congress, Sep. 5-9, 1988, Avignon, France / Armstrong M. (ed.), Kluwer Academic Publishers*, 725-726.
- Schröder, M. (1988): 15 Jahre Messungen an der Großlysimeteranlage St. Arnold. *Zeitreihenanalysen, Interzeptionsuntersuchungen, Simulationsmodelle. LWA Schriftenreihe. Heft 44*.

- Schroeder, R. C. M., Belke, D. & Brandt, T. (1978): Probleme der Niedrigwasseranalyse. Wasser und Boden 4, 86-89.
- Schwarzmaier, G. & Maier, H. (1990): Kriging-Analyse zur regionalen Übertragung von monatlichen Abflußwerten. Meteorologische Rundschau 42, 193-202.
- Schwentker F. & Streit U. (1983): Regionale Übertragung hydrologischer Parameter - ein Überblick. Kurzvortrag vor dem AK Hydrologie, Jahrestreffen vom 17.-20. November 1983 in Göttingen.
- Seo, D.-J., Krajewski, W. F., Azimi-Zonnoz, A. & Bowles, D. S. (1990): Stochastic Interpolation of Rainfall Data From Rain Gages and Radar Using Cokriging, 1. Design of Experiments. Water Resources Research, 26, 3, 469-477, 2. Results. Water Resources Research, 26, 5, 915-924.
- 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.
- Singh, K. P. (1968): Some factors affecting baseflow. Water Resources Research, 4, 5, 985-999.
- Singh, K. P. & Stall, J. B. (1971): Derivation of base flow recession curves and parameters. Water Resources Research, 7, 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-AIHS Publ. no.130, 415-420.
- Solow, A. R., Gorelick, S. M. (1986): Estimating Monthly Streamflow Values by Cokriging. Mathematical Geology, 18, 8, 785-809.
- Stauffer, F. (1988): Grundwassermodellierung unter Anwendung geostatistischer Methoden. Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich, unveröffentlicht.
- Strahler, A. N. (1957): Quantitative Analysis of watershed Geomorphology. Transaction of the American Geophysical Union 38, 913-920.
- Streil, J. (1979): Probleme der Niedrigwasseranalyse. Wasser und Boden 2, 34-35.
- Streit, W. (1979): Raumvariante Erweiterung von Zeitreihenmodellen: Ein Konzept zur Synthetisierung monatlicher Abflussdaten von Fließgewässern unter Berücksichtigung von Erfordernissen der wasserwirtschaftlichen Planung. Gießener Geographische Schriften, Heft 46.

- Struckmeier, W. (1990): Wasserhaushalt und Hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. Wasser und Abfall, LWA Schriftenreihe, Heft 45, Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen.
- Tallaksen, L. (1989): Analysis of time variability in recessions. IAHS Publ. no. 187, 85-96.
- Tallaksen, L. (1991): Recession rate and variability with special emphasis upon the influence of evapotranspiration. Rapportserie: Hydrologi. Universitetet i Oslo, Rapport Nr. 25.
- Tallaksen, L. M. (1995): A review of baseflow recession analysis. In: Journal of Hydrology. 165. 349-370.
- Tallaksen, L. & Erichsen B. (1994): Modelling low flow response to evapotranspiration. IAHS Publ. no. 221, 95-102.
- Tasker, G. D. (1982): Comparing methods of hydrologic regionalisation. Water Resources Bulletin, 18, 6, 965-970.
- Thomas, D. M. & Benson, M. A. (1970): Generalisation of streamflow characteristics from drainage basin characteristics. U. S. Geological Survey, Open File Report.
- Toebes, C. & Strang, D. D. (1964): On recession curves. Recession Equations. J. Hydrology, New Zealand, 3, 2, 2-15.
- Toussaint, B. (1981): Ermittlung der Leerlaufkoeffizienten nach MAILLET und des effektiv nutzbaren Gesteinshohlraumes in hessischen Flußgebieten durch Auswertung der Abflüsse im Trockenjahr 1976. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 25. Heft 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.
- Vandewiele, G. L. & Atlabachew, E. (1995): Monthly water balance of ungauged catchments obtained by geographical regionalization. Journal of Hydrology. 170. 277-291.
- Villeneuve, J. -P., Morin, G., Bobee, B. & Leblanc D. (1979): Kriging in the Design of Streamflow Sampling Networks. Water Resources Research, 15, 6, 1833-1840.
- Villinger, E. (1972): Seichter Karst und tiefer Karst auf der Schwäbischen Alb. In: 2. Internationale Fachtagung zur Untersuchung unterirdischer Wasserwege mittels künstlicher und natürlicher Markierungsmittel, Freiburg/Br. 1970. Geologisches Jahrbuch. Reihe C. 120-153.
- Villinger, E. (1981): Das modifizierte Verfahren MoMNQ-12 zur raschen Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus dem Vorfluterabfluß. Wasser Abwasser. Jg. 122, Heft 8, 335-339.

- Villinger, E. (1982): 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).
- Weisman, R. N. (1977): The effect of evapotranspiration on streamflow recession. *Hydrological Sciences Bulletin*, XXII, No. 3, Heft 9, 371-377.
- Wesselink A., Hagemann I., Demuth, S. & Gustard A. (1994): Computer application of regional low flow study in Baden-Württemberg. *IAHS Publ. no. 221*, 141-150.
- Wetzel & Betendorf (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.
- Weyer, K. U. (1972): Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. *Dissertation Universität Bonn*. 142 S.
- 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. *Journal of hydrology (N.Z.)*. 9, 2, 177-191.
- 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.
- Wright, C. E. (1970): Catchment characteristics influencing low flows. *Water and Water Engineering*, 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. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Mass für die verfügbaren Wassermengen. In: *Grahmann, R. "Die Grundwasser in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Forschungen zur deutschen Landeskunde"*, 104, 47-54.
- Zecharias, Y. B. & Brutsaert, W. (1988a): Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resources Research*, 24, 10, 1651-1658.
- Zecharias, Y. B. & Brutsaert, W. (1988b): The influence of basin morphology on groundwater outflow. *Water Resources Research*, 24, 10, 1645-1650.