

Weltdatenzentrum Abfluß
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Koblenz, Deutschland

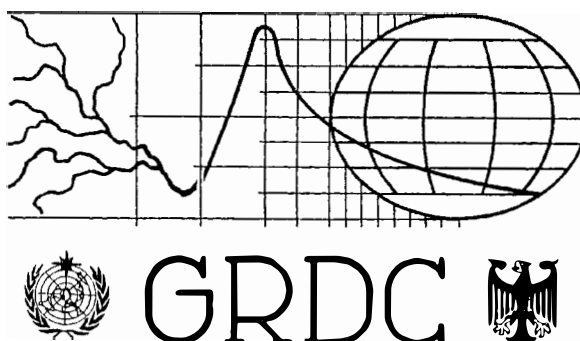
Global Runoff Data Centre
Federal Institute of Hydrology
Koblenz, Germany

Report No. 2

**Dokumentation bestehender Algorithmen zur
Übertragung von Abflußwerten auf
Gitternetze**

von

G.C. Wollenweber



May 1993

DOI: 10.5675/GRDC_Report_2

DOKUMENTATION BESTEHENDER ALGORITHMEN

ZUR ÜBERTRAGUNG VON

ABFLUßDATEN AUF GITTERNETZE

von

Dr. Gabriele C. Wollenweber

Abstract by the GRDC

Documentation of existing algorithms for transformation of runoff data to grid cells

The components of the water cycle represent important links in the climate system between atmosphere, oceans and land surfaces. Within coupled atmosphere-ocean-models the hydrologic system itself is described fairly inadequate, and incorrect calculations within General Circulation Models (GCM) may result.

Flohn (1992) estimated an error of about 20 % in atmospheric parameters because of insufficient modeling of the water cycle.

Within the World Climate Programme-Water Project B.3 which is under the auspices of the WMO the need of runoff data transformed into a gridded format was proposed. These data should be used for validation of the results of GCM-simulations as well as for the comparison with simulated flows resulted from macro-scale hydrological simulation models.

To suite different databases and requirements by the models two grid sizes were considered within the WCP-Water Project B.3:

A $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ grid used for operations within precise netted models and a $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ grid for a coarser resolution.

This paper reports on the presentation of different algorithms for calculating grid based runoff data:

A Statistical Methods

1) Interpolation methods

- * Areal weighted interpolation
- * Local weighted interpolation
- * Interpolation using isohypsometric maps
- * Rectification method for estimated runoff

2) Empirical Methods

B Mathematical Models for calculating runoff.

INHALTSVERZEICHNIS

I	Einleitung	5
II	Definition und Einflußfaktoren des Abflusses	10
II.1	Definition des Begriffes Abfluß	10
II.2	Definition der Begriffe Einzugsgebiet und Gittergebietsgröße	10
II.3	Faktoren, die den Abfluß beeinflussen	11
III	Statistische Methoden zur Übertragung von Abfluß- daten auf Gitterpunkte	13
III.1	Interpolationsverfahren	14
III.1.1	Auf Flächengewichten basierende Interpola- tionsverfahren	16
III.1.2	Auf Punktmessungen basierende Interpola- tionsverfahren	23
III.1.3	Abschätzung des Abflusses mit Hilfe von Iso- linienkarten	33
III.1.4	Korrekturverfahren für geschätzte Teilgebiets- abflüsse bei bekannten einzugsgebietsbe- zogenen Abflüssen	34
III.2	Empirische Beziehungen zwischen Abfluß, Klima und Einzugsgebietskenngößen	35
IV	Mathematische Modelle zur Berechnung des Abflusses	47
V	Zusammenfassung	59
VI	Literatur	63

SYMBOLLISTE

Ab	Abflußhöhe
A _c	Einzugsgebietsfläche
A _G	Gitterfläche
A _L	Verhältnis der in einem Gitter liegenden Fläche von Seen zur Gesamtfläche des Gitternetzes
A _F	Verhältnis der in einem Gitter liegenden Waldfläche zur Gesamtfläche des Gitternetzes
A _M	Verhältnis der in einem Gitter liegenden Feuchtgebietsfläche zur Gesamtfläche des Gitternetzes
A _o	Oberflächenabfluß
A _{Gr}	Grundwasserabfluß
A _i	Interflow
a, b, c, d	Gewichtsfaktoren
Bo	Bodenwärmestrom
B	Die Höhe der Barriere ist die Höhendifferenz zwischen der Höhe des betrachteten Gitters und der höchsten Erhebung in der betrachteten Richtung. Die Höhe des betrachteten Gebietes ergibt sich aus der Höhe des Schwerpunktes des Gitters und der Höhe von vier jeweils 4,4 Meilen voneinander entfernten den Schwerpunkt einfassenden Punkten, die auf einer senkrecht zur Höhe der gesuchten Barriere verlaufenden Linie liegen.
B _{SE}	Höhe der Barriere in südöstlicher Richtung (in Fuß)
B _{SW}	Höhe der Barriere in südwestlicher Richtung (in Fuß)
c _p	spezifische Wärme bei konstantem Druck
dd	Dichte des Flußsystemes in km/km ²
D _k	unabhängige Größe
D	kürzeste Entfernung
D _{SE}	kürzeste Entfernung von der meteorologischen Station oder vom Zentrum der Gittergebietsfläche zum Meer hin in südöstlicher Richtung (in Meilen)
D _{SW}	kürzeste Entfernung von der meteorologischen Station oder vom Zentrum der Gittergebietsfläche zum Meer hin in südwestlicher Richtung (in Meilen)

E	Evaporation vom Boden
e	Dampfdruck (in hPa)
e_s	Sättigungsdampfdruck (in hPa)
Eta	aktuelle Evapotranspiration
Etp	potentielle Evapotranspiration
f	Fehler
F_c	Formfaktor des Einzugsgebietes
ga	freier Parameter
gam	Psychrometerkonstante
H	Höhe der meteorologischen Meßstation oder mittlere Gebietshöhe
H_c	Höhe des Einzugsgebietes
h	Verzögerungsterm für den Abfluß
I	Interzeption
In	Infiltration
K	Verhältnis aus berechnetem zu gemessenem Abfluß
k	Speicherkonstante
L	Breitenkreisindex, der die Entfernung zu einer parallelen Bezugslinie darstellt, die durch einen Punkt, der 43,5 Meilen südlich der südlichsten Begrenzung der Insel liegt, geht.
Lat	Breitengrad des Schwerpunktes des Einzugsgebietes
LE_c	Länge des Einzugsgebietes
Lon	Längengrad des Schwerpunktes des Einzugsgebietes
L_s	dimensionslose Länge
L_v	Verdampfungswärme
m	deterministischer Anteil einer Größe
mV	mittlere areale Vergletscherung der Beobachtungsperiode in %
n	Manning Rauigkeitskoeffizient
Ni	Niederschlag
Nii	Niederschlagsintensität
Pam	pflanzenverfügbare Bodenfeuchte bei vorgegebener Feldkapazität
P_i	effektiver Niederschlag
PK	Pardé-Koeffizient
Q_c	Abflußhöhe des Einzugsgebietes

Q_G	Abflußhöhe der Gittergebietsfläche
Q_o	Meßwert am Gitterpunkt x_o, y_o
Q_i	Meßwert am Gitterpunkt x_i, y_i
r_a	aerodynamischer Widerstand (in s/m)
r_s	Bestandswiderstand (in s/m)
$relRel$	relative Reliefhöhe
Rel	Reliefenergie in m
R_n	gesamte Strahlungsbilanz
S_o	Neigung des Geländes
s	mittlere Neigung der Gebietsgitterfläche
se	Änderung der spezifischen Sättigungsfeuchte mit der Temperatur
S	Gewicht
S_B	Änderung des Bodenwasservorrates
S_{Gr}	Änderung des Grundwasservorrates
S_s	Änderung der Schneedecke
SM	Bodenfeuchte
Sp	Speicherterm
S_{Mc}	Bodenwassergehalt
T	Temperatur
Tr	Transpiration der Pflanzen
Wal	Waldanteil im Einzugsgebiet
x_i, y_i	Koordinaten eines Punktes
x_o, y_o	Koordinaten des Gitterpunktes
z	gesuchte Größe
ρ	Luftdichte

Der Index "i" bezieht sich auf das Einzugsgebiet, der Index "j" auf das Gittergebiet

I EINLEITUNG

Der Wasserkreislauf stellt eine wichtige Verbindung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean bzw. dem Land dar. Um möglichst realitätsnahe Ergebnisse beispielsweise mit Zirkulationsmodellen zu erhalten, müssen die hydrologischen Prozesse in den Modellen berücksichtigt werden. Bei gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen ist der hydrologische Zyklus bisher jedoch unzureichend beschrieben. Dies kann in den atmosphärischen Parametern zu Fehlern von etwa 20% führen (Flohn, 1992). Die Bedeutung gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Modelle wird auch bei der aktuellen Diskussion zur Auswirkung eines verstärkten Treibhauseffektes deutlich. Werden die Ozeane in den Modellrechnungen berücksichtigt, dann führt dies zu einer erheblichen Verzögerung des atmosphärischen Temperatursignales. Ein Vergleich zwischen einem reinen Zirkulationsmodell und einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell zeigt (Grassl, 1990):

- Die Kontinente erwärmen sich im Vergleich zur Meeresoberfläche schneller.
- Um die Antarktis und Nordamerika herum findet eine Erwärmung statt, die unterhalb der mittleren Erwärmung liegt oder die überhaupt ganz wegfällt. Gleichzeitig ist um den genannten Bereich herum eine große vertikale Durchmischung des Ozeanes zu erwarten.
- Das im Sommer zu erwartende Feuchtedefizit ändert sich bei dem gekoppelten Modell nicht wesentlich, falls es von dem Zirkulationsmodell überhaupt vorhergesagt wird.

Bei den genannten Modellrechnungen ist jedoch zu berücksichtigen, daß sie mit einer großen horizontalen Schrittweite für den Ozean (Schrittweite: 500 km) durchgeführt wurden.

Im Rahmen des Weltklimaprogrammes Wasser (WCP-Water) der WMO wurde auf den Bedarf an der Übertragung von gemessenen Abflußdaten auf Gitterpunkte hingewiesen. Diese Daten sollen zum einen der Validierung der Ergebnisse allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM)

dienen wie auch dem Vergleich mit von makroskaligen Modellen berechneten Abflußdaten. Auf Gitterpunkte bezogene Abflußdaten, die repräsentativ für die Gitterpunktsfläche sind, werden auch zur Abschätzung des momentanen und zukünftigen Wasserbedarfes benötigt. Mit ihnen können Fragen der Gewährleistung eines Dargebottes ausreichender Mengen von Wasser eher beantwortet werden als bei alleiniger Kenntnis des Gebietsniederschlages. Berücksichtigt man die für die verschiedenen Aufgaben geeigneten Skalen der Modellrechnungen und die weltweit unterschiedliche Datendichte der Abflüsse, so sind die gemessenen Werte auf unterschiedlich große Gitterpunktabstände zu interpolieren. Gebräuchlich sind $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ Grad und $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ Grad Gitternetze. Das erstgenannte Modellgitter umfaßt am Äquator 3080 km^2 , etwa 2350 km^2 in 45° Grad Breite, 1800 km^2 in 60° Grad Breite und 1000 km^2 in 70° Grad Breite. Bei dem $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ großen Gitterfeld beträgt die Flächenauflösung am Äquator 77000 km^2 und 25000 km^2 bei 70° Grad Breite.

In Abhängigkeit von den Fragestellungen sind Einschränkungen bezüglich der Methoden, mit denen die an Pegeln ermittelten Abflußdaten auf die Gitterpunkte umgerechnet werden, zu erwarten. Sollen die für Gitterpunkte berechneten Abflußwerte zur Verifikation der Zirkulationsmodelle dienen und soll mit ihnen beispielsweise abgeschätzt werden, ob eine Verstärkung des Treibhauseffektes mit einer Zunahme des Niederschlages und der Abflüsse verbunden ist, dann sollte der auf Gitterpunkte übertragene Abfluß möglichst nicht über klimatologische Größen parameterisiert werden. In diesem Fall ist zwischen Verfahren, in die klimatologische Größen als unabhängige Variable eingehen und Ansätzen, die unabhängig von diesen sind, zu unterscheiden. Die zuletzt genannten Ansätze können allerdings problematisch werden, falls keine und / oder nicht ausreichend viele zur Berechnung geeignete Abflußdaten vorliegen. Werden dagegen Informationen über ein möglichst gutes Aufteilen der vorhandenen Wassermenge benötigt, dann kann der Abfluß in Abhängigkeit vom Niederschlag, Verdunstung und dem Bodenwasserhaushalt bestimmt werden. Untersuchungen von Behr (1991) und Arnell (1991a) weisen darauf hin, daß eine Ermittlung der Abflußhöhen allein aus Gebietsabflüssen kaum zu

brauchbaren Ergebnissen führt. In diesem Fall fehlen wesentliche Informationen, wie etwa die orographischen Besonderheiten der Niederschlagsverteilung.

Die Übertragung von Abflußhöhen auf Gitterpunkte soll zum Vergleich mit den bei allgemeinen Zirkulationsmodellen berechneten Abflußhöhen dienen. Dies soll ermöglichen, die in den Zirkulationsmodellen benutzten Modellansätze zu prüfen und ihre Genauigkeit zu erhöhen. Allerdings treten bei dem Vergleich der berechneten Werte mit den auf Gitterpunkte extrapolierten Werten Probleme auf. So stellt sich beispielsweise die Frage, in wie weit die bei der Extrapolation herangezogenen Werte zu den festgestellten Ungenauigkeiten führen und für welche Fehler die in den GCM Modellen enthaltenen Ansätze verantwortlich sind. Zu berücksichtigen ist, daß das durch die Gitterbox abgedeckte Gebiet beachtliche Heterogenität und topographische Unterschiede enthalten kann, daß die Verdunstung von meteorologischen Parametern beeinflußt wird, daß die Vegetation oder der Bodenwassergehalt sich räumlich stark ändert, daß die Landnutzung sehr variabel ist, ... Ein anderes Problem beinhaltet, daß die GCM Modelle den Abfluß global handhaben. Effekte, wie Zeitunterschiede zwischen Niederschlag und Abfluß oder der unterschiedliche Verlauf des Gerinnes, können für die verschiedenen Einzugsgebiete nicht berücksichtigt werden.

Im Gegensatz zum Niederschlag oder auch zur Verdunstung stellt der an Pegeln bestimmte Abfluß einen integralen Wert über das Einzugsgebiet bzw. über den Teil des Einzugsgebietes zwischen dem stromaufwärts gelegenen und dem Bezugspegel dar. Werden der Abfluß bzw. die Abflußhöhe als Punktwerte betrachtet, dann geht die räumliche Differenzierung der Abflußbildung und der -konzentration verloren. Daher ist zu klären, in wie weit auf Punktwerten basierende Interpolationsverfahren auf flächenbezogene Größen übertragen werden können. Auf jeden Fall ist das Verhältnis von Einzugsgebietsgröße und Gittergebietsgröße zu berücksichtigen. Ist das Einzugsgebiet im Vergleich zur Gittergebietsgröße klein, dann dürften auf Punktmessungen basierende Interpolationsverfahren eher zu vernünftigen Ergebnissen führen. Bis zu welcher Größe des Ein-

zugsgebietes dies jedoch zulässig ist, bleibt zu klären. Die Ergebnisse hängen möglicherweise auch von den Klimazonen und von den Gebietscharakteristiken ab. Um den Abfluß von unterschiedlich großen Einzugsgebieten miteinander vergleichen zu können, sollte die auf die Größe des jeweiligen Einzugsgebiets bezogene Abflußhöhe oder Abflußspende betrachtet werden.

Um einen Überblick über vorhandene Algorithmen zur Übertragung von Abflüssen auf Gitterpunkte zu erhalten, wurde eine Literaturstudie mit einem Zeitaufwand von 1.5 Monaten durchgeführt. In ihr wurden gezielt die Zeitschriften Water Resources Research, Water Resources Bulletin bis 1980, die in der Bibliothek der BFG vorhandenen Ausgaben der IAHS Publikationen (bis 1980) nach Artikeln zu dem oben genannten Themenkreis durchgesehen. Es zeigte sich, daß nur wenige Veröffentlichungen zur direkten Übertragung von gemessenen Abflußdaten auf Gitterpunkte vorliegen. Aktuelle Arbeiten wurden im Rahmen des WCP Water Projektes B.3 und von Veröffentlichungen der WMO zum Global Runoff und den dazu parallel laufenden Workshops on the Global Runoff Data Set and Grid Estimation in Koblenz (1988) und bei dem 2nd Planning Meeting in Warschau (1992) veröffentlicht. Dagegen gibt es eine Vielzahl von auf Punktmessungen basierende Verfahren zur Übertragung von Niederschlagsdaten auf Gitterpunkte. Da vor allem im Fall vergleichbarer Größen von Gittergebiet und Einzugsgebiet noch zu klären ist, in wie weit solche Verfahren auch bei Abflußhöhen herangezogen werden können, enthält dieser Bericht einige bei der Übertragung von Niederschlagsdaten auf Gitterpunkte angewandte Methoden. Ein Vergleich von auf Punktmessungen und auf Flächengewichten beruhenden Algorithmen liegt bisher nicht vor.

Zur Übertragung von Abflüssen auf Gitterpunkte sind prinzipiell verschiedene Vorgehensweisen denkbar. Zum einen kann dies mit Hilfe statistischer Verfahren versucht werden. Dabei ist zwischen Verfahren mit und ohne Einbeziehen klimatologischer Daten zu trennen. Eine andere Möglichkeit stellt die Berücksichtigung und Modellierung der für die Abflußbildung relevanten Prozesse unter expliziter Erfassung der Eigenschaften des Einzugsgebietes (Höhe,

Vegetation, Bodenart) dar. Auf die verschiedenen Möglichkeiten der Übertragung der Abflußdaten wird in den Kapiteln III-IV eingegangen. Dabei werden im ersten Teil des dritten Kapitels Verfahren aufgezeigt, mit denen - zum Teil unter Zuhilfenahme klimatologischer Daten - über statistische Verfahren die Abflußwerte auf die Gitterpunkte übertragen werden können. Dieser Abschnitt enthält die ersten Ergebnisse des Vorschlages von Liebscher (1990a), die bei dem 2nd Planning Meeting in Warschau (1992) vorgetragen wurden. Im zweiten Teil dieses Kapitels werden auf Punktmessungen beruhende statistische Verfahren näher erläutert, die bei der Gewinnung von Gebietsniederschlägen Bedeutung gewonnen haben. In demselben Kapitel wird der Abfluß auch über empirische Beziehungen zwischen meteorologischen, hydrologischen und topographischen Daten auf den gesuchten Gitterpunkt extrapoliert. Im vierten Kapitel wird auf Möglichkeiten der Modellierung der Abflußbildungsprozesse eingegangen.

Die unterschiedliche weltweite Verteilung der Pegel, der räumlich und zeitlich wechselnde Einfluß menschlicher Aktivitäten in den Einzugsgebieten, die Vielfalt der physiogeographischen Bedingungen auch im globalen Maßstab sowie die unterschiedliche Datenqualität lassen erwarten, daß verschiedene Methoden zur Berechnung der Abflüsse an Gitterpunkten herangezogen werden müssen. Im Moment läßt sich noch nicht beurteilen, welche Verfahren wann eingesetzt werden sollen und welche nicht. Arnell's (1992) Untersuchungen zeigen, daß von den von ihm herangezogenen Methoden (einfache Mittelwertbildung, Zerlegung der Messungen großer Einzugsgebiete auf kleine Gitterflächengebiete, Regressionsuntersuchung und das Heranziehen von Wasserbilanzmodellen) keine wesentlich genauer als die andere ist. Bis auf das Verfahren der einfachen Mittelwertbildung unterschätzen alle anderen von ihm getesteten Methoden den tatsächlichen Abfluß. Die verschiedenen auf der Wasserbilanz basierenden Modelle führen zu den größten Unterschätzungen, obwohl die ausgewählten Modelle in Einzugsgebieten ohne große Änderungen des Niederschlages zu guten Ergebnissen führen. In wieweit diese Ergebnisse auf Gebiete mit anderen Abflußcharakteristiken übertragen werden können, bleibt noch zu klären.

II DEFINITIONEN UND EINFLUßFAKTOREN DES ABFLUSSES

II.1 Definition des Begriffes Abfluß

Unter dem **Abfluß** versteht man die durch die Schwerkraft verursachte Bewegung des Wassers unterhalb und oberhalb der Landoberfläche (DIN 4049, Teil 1, 1979). Er stellt die Summe aus Oberflächenabfluß, Abfluß im Bereich der ungesättigten Bodenzone und dem Grundwasserabfluß dar. Unter dem Durchfluß wird das Wasservolumen eines Einzugsgebietes verstanden, das in der Zeiteinheit den Querschnitt eines Flusses/Baches durchströmt. In diesem Bericht wird der Durchfluß dem Abfluß gleichgesetzt. Seine Dimension beträgt l/s oder m³/s. Wird das Wasservolumen betrachtet, das in einer bestimmten Zeitspanne (die anzugeben ist) abgeflossen ist, dann erhält man die **Abflußsumme** (Dimension: l oder m³). Wird sie auf das zugehörige Einzugsgebiet bezogen, dann wird sie als **Abflußhöhe** oder auch als **Gebietsabfluß** bezeichnet, mit der Dimension mm (DIN 4049, Teil 1, 1979). In wieweit sich der gemessene Abfluß aus dem Direktabfluß oder aus dem Basisabfluß zusammensetzt wird hier nicht untersucht. Dieser Aspekt ist allerdings bei der Modellierung der Prozesse, die zu dem bestimmten Abfluß führen, von Bedeutung.

II.2 Die Definition der Begriffe Einzugsgebiet und Gittergebietsgröße

Der Abfluß an der Pegelstelle stellt einen integralen Wert über das **Einzugsgebiet** dar. Dies ist die horizontale Projektion desjenigen Gebietes, aus dem Wasser einem bestimmten Ort/Pegel zufließt (DIN 4079, Teil 1, 1979). Die Größe des so definierten Einzugsgebietes unterscheidet sich vor allem bei größerer Neigung des Geländes deutlich von der tatsächlichen Größe des Gebietes. Entsprechend der Trennung zwischen unter- und oberirdischem Abfluß ist zwischen dem unter- und oberirdischem Einzugsgebiet zu unterschei-

den. Die Einzugsgebiete werden durch oberirdische (topographische) bzw. unterirdische (phreatische) Wasserscheiden begrenzt. Auf Grund geologischer Gegebenheiten weichen die beiden Einzugsgebiete in vielen Fällen voneinander ab. Da es im allgemeinen schwierig ist, das unterirdische Einzugsgebiet festzulegen, wird im folgenden angenommen, daß es mit dem oberirdischen übereinstimmt. Um korrekte Abflüsse zu erhalten, muß sich das Einzugsgebiet gut gegen andere Gebiete abgrenzen und an dem Pegel muß das gesamte aus dem Einzugsgebiet abfließende Wasser erfaßt werden.

Unter **Gittergebietsgröße** oder Gitterfläche wird die in die Horizontale projizierte Fläche verstanden, die im Falle eines quadratischen Gitters durch die umliegenden vier Punkte begrenzt wird.

II.3 Faktoren, die den Abfluß beeinflussen

Der Abfluß stellt das Endprodukt eines komplexen Prozesses dar. Bei ihm wird Wasser in Form von Regen oder Schnee zugeführt und über die Evaporation, Transpiration, Versickerung in den Boden, Grundwasserabfluß und Oberflächenabfluß abtransportiert. Die grundlegende Gleichung stellt die Kontinuitätsgleichung des Wassers dar. Entsprechend der zeitlichen Auflösung können einzelne Terme der Wasserbilanz vernachlässigt werden, so zum Beispiel die zeitliche Änderung der Bodenwasserbilanz (Speicherterm) bei Jahresmittelwerten. Im folgenden wird auf einige wichtige Parameter eingegangen, die bei der Abflußbildung von großer Bedeutung sind.

- Niederschlag

Die wichtigste Größe der Abflußbildung stellt der Niederschlag dar. Er ist sowohl zeitlich wie räumlich stark variabel, so daß es schwierig ist, eine gute Erfassung des Niederschlagsereignisses zu erhalten. Bei hoher zeitlicher Auflösung des Abflußverhaltens kann die Unkenntnis der Niederschlagsverteilung einen großen Fehler in der Abflußberechnung zur Folge haben. Welcher Anteil des Niederschlages innerhalb welcher Zeit als oberirdischer Abfluß

wirksam wird, hängt nicht nur von der Jahreszeit sondern auch von Parametern, wie dem im Boden vorhandenen Wassergehalt, der Bodenbeschaffenheit, der Verdunstung, der Vegetation, ., ab. Daher sollten diese Parameter in der Übertragung des Abflusses auf Gitterpunkte mit berücksichtigt werden.

- Lufttemperatur, Verdunstung und Vegetation

Die Lufttemperatur spielt bei der Abflußbildung eine wichtige Rolle. Sinkt sie unterhalb etwa 4°C, dann fällt der Niederschlag in Form von Schnee. Erst wenn dieser zu tauen beginnt, wird das Wasser (mit einer zeitlichen Verzögerung zum Schneefall) freigesetzt und kann zur Abflußbildung beitragen. Darüber hinaus hängt die Verdunstung von der Lufttemperatur ab. Sinkt diese, dann geht die Verdunstung zurück. Bei höheren Lufttemperaturen steigt die Verdunstung im allgemeinen an. Berücksichtigt man zusätzlich die Vegetation, dann erfahren Pflanzen bei vorgegebenem Bodenwassergehalt oberhalb eines von der Pflanzenart abhängigen Schwellenwertes der Temperatur einen Wasserstreß. Sie schließen ihre Stomata, die Transpiration geht zurück. Darüber hinaus weisen die verschiedenen Pflanzen unterschiedliche Verdunstungsfähigkeiten auf.

- Größe und Form des Einzugsgebietes

Die mittlere Abflußhöhe wird, wie Untersuchungen von Schwarzmair et al., (1991) zeigen, von der Größe des Einzugsgebietes beeinflusst. Kleinere Teileinzugsgebiete eines großen Einzugsgebietes liegen im allgemeinen eher in größeren Höhen als die größeren Teileinzugsbereiche. Da im Mittel der Niederschlag mit der Höhe anwächst, die Temperatur und somit die Verdunstung jedoch zurückgeht, nimmt die Abflußhöhe mit zunehmender Höhe über NN zu. Darüber hinaus kann der an dem Pegel bestimmte Abfluß bei kleineren Einzugsgebieten wegen der geringeren zeitlichen Verzögerung zum Niederschlag schneller auf diesen reagieren. Größere Einzugsgebiete wirken somit dämpfend auf die Variabilität der Abflußhöhe.

Die Form des Einzugsgebietes, die nach Horton (1932) über einen

Formfaktor F_{ci} in Abhängigkeit von der Fläche (A_{ci}) und der Länge des Einzugsgebietes (LE_{ci}) beschrieben werden kann, übt auf die

$$F_{ci} = A_{ci} / LE_{ci}^2 \quad (1)$$

mittlere Abflußhöhe nur einen geringen Einfluß aus (Liebscher, 1990b) .

- Topographie und Geländeeigenschaften

Wie schon bei dem Niederschlag und der Verdunstung erläutert, nimmt in mittleren Breiten der mittlere Niederschlag mit der Höhe zu, die mittlere Verdunstung jedoch ab (Behr, 1991). Dies führt zu einem Anstieg der mittleren Abflußhöhe mit wachsender Höhe über NN. Werden darüber hinaus noch die unterschiedlichen Bodeneigenschaften berücksichtigt, die im allgemeinen mit verschiedenem Wasserspeichervermögen verbunden sind, dann ist mit wechselnden Abflußhöhen, unterschiedlich hohem Grundwasserspiegel und Flußdichte zu rechnen.

- Seen und Gletscher

Seen und Gletscher stellen Wasserspeicher für den Abfluß dar. Sie bedingen im allgemeinen einen recht homogenen Abfluß über einen längeren Zeitraum. Bestimmt man das Verhältnis der Größe der Fläche des Sees / Gletschers zur Gittergebietsfläche, dann kann dieser Speicherterm mit dem anderer Gittergebietsflächen verglichen werden. Ebenso läßt sich die Verdunstung der Wasseroberflächen, die der maximal möglichen entspricht, einfach berechnen.

III STATISTISCHE METHODEN ZUR ÜBERTRAGUNG ERMITTELTEN ABFLUßDATEN AUF GITTERPUNKTE

Bei der Wahl von Verfahren zur Bestimmung der Abflußwerte an Gitterpunkten sind Parameter, wie die räumliche und zeitliche Verteilung der betrachteten Größe, die Stationsdichte, die Stations-

verteilung, das Verhältnis von Einzugsgebietsgröße zur Gittergebietsgröße, ... von großer Bedeutung. Liegen für die gesuchte Gitterpunktsfläche Abflußhöhen in ausreichender Meßdichte und Qualität vor, dann können Interpolationsverfahren herangezogen werden, die keine klimatologischen Daten benötigen. Ist die Anzahl der Daten jedoch nicht ausreichend oder fehlen überhaupt Messungen, dann kann die Abflußhöhe nur über Regressionsbeziehungen und/oder über hydrologische Modelle bestimmt werden. Wieviele Messungen mindestens für die Übertragung auf die Gitterpunkte vorliegen müssen, in wieweit diese Anzahl von klimatischen, topographischen und physiographischen Bedingungen und möglicherweise auch von dem Interpolationsverfahren abhängt, ist bisher noch nicht untersucht worden. Schwarzmaier et al., (1991) stellten für das Kriging-Verfahren fest, daß bei bereits in Regionalklassen unterteilten Abflußhöhen gute Ergebnisse erzielt werden, wenn die horizontale Entfernung der Stationen unterhalb 400 km liegt. Für die Bestimmung des theoretischen Variogrammes wurden von Schwarzmaier et al. (1990) 6 Stützpunkte als ausreichend erachtet. Eine von Geiger et al. (1986) durchgeführte Untersuchung zeigte den Bedarf an 10 dem gesuchten Punkt am nächsten liegenden Meßstationen.

Zunächst wird auf erste Ergebnisse des Verfahrens von Liebscher (1990a) eingegangen. Im Anschluß daran werden auf Punktmessungen beruhende Verfahren erörtert, die bei der Bestimmung des Gebietsniederschlages erfolgreich angewendet werden.

III.1 Interpolationsverfahren

Die Bestimmung einer Größe für einen vorgegebenen Punkt, an dem Messungen fehlen, kann beispielsweise durch räumliche Interpolation von an anderen Punkten gemessenen Werten durchgeführt werden. Stellen x_i und y_i die Koordinaten eines Punktes im zweidimensionalen Raum dar und beschreibt Q_i den Meßwert am Punkt x_i, y_i , dann kann für den gesuchten Punkt x_o, y_o der Wert Q_o über

$$Q_o = \sum_{i=1}^n b_i * Q_i \quad (2)$$

abgeschätzt werden. In der Gleichung 2 ist b_i der Wichtungsfaktor des Meßwertes Q_i an dem Punkt x_i, y_i . Diese Gleichung stellt die allgemeinste Form der Interpolationsfunktion dar. Die verschiedenen Techniken der Interpolation unterscheiden sich in der Formulierung des Gewichtes b_i .

Die einfachste Methode der Berechnung des mittleren Abflusses ist die der einfachen Mittelwertbildung. Nach dieser Methode berechnet Arnell (1992) den über die Gitterfläche gemittelten jährlichen Abfluß aus gemessenen Abflußwerten aller Einzugsgebiete einer Gitterfläche. Die so berechnete, auf die Gitterfläche bezogene Abflußhöhe, überschätzt die tatsächlichen Abflüsse, da im Falle des Vorliegens vieler Teileinzugsgebiete diese relativ klein sind und somit im Quellbereich des Flusses liegen, wo wegen der größeren topographischen Höhe auch höhere Abflüsse zu erwarten sind.

Die in diesem Kapitel erläuterten Ansätze enthalten einige Annahmen:

- Es wird davon ausgegangen, daß die den Abfluß beeinflussenden topographischen Eigenschaften, soweit sie nicht explizit in dem Interpolationsverfahren berücksichtigt werden, in allen Einzugsgebieten gleich sind.
- Es wird angenommen, daß in jedem Einzugsgebiet die räumliche Verteilung und die Intensität des Niederschlages dieselben sind wie in der Gitterfläche.
- Es wird vorausgesetzt, daß die Landnutzungen und die Bodeneigenschaften aller in der Gittergebietsfläche liegenden Einzugsgebiete die Verhältnisse der Gittergebietsfläche realistisch beschreiben, so daß der berechnete Abfluß repräsentativ ist.

III.1.1 Auf Flächengewichten basierende Interpolationsverfahren

In diesem Abschnitt wird auf erste Ergebnisse des Verfahrens von Liebscher (1990a) eingegangen. Bei der Bestimmung der Abflußhöhe können zwei Fälle unterschieden werden.

- Im Fall I liegt zumindest ein Einzugsgebiet vollständig in dem Gitterpunktsgebiet (Abbildung 1). In diesem Fall ergibt sich der Abfluß der Gitterfläche aus den mit den Einzugsgebietsflächen gewichteten Abflußdaten.

$$Q_{Gj} = \frac{1}{A_{Gj}} * \sum_{i=1}^n a_i * A_{ci} * Q_{ci} \quad (3)$$

mit

$$A_{Gj} = \sum_{i=1}^n a_i * A_{ci} \quad (4)$$

Q_{ci} beschreibt den einzugsgebietsbezogenen Abfluß, A_{ci} die Einzugsgebietsgröße, n die Anzahl der Einzugsgebiete und Q_{Gj} liefert den Abfluß der Gitterfläche A_{Gj} .

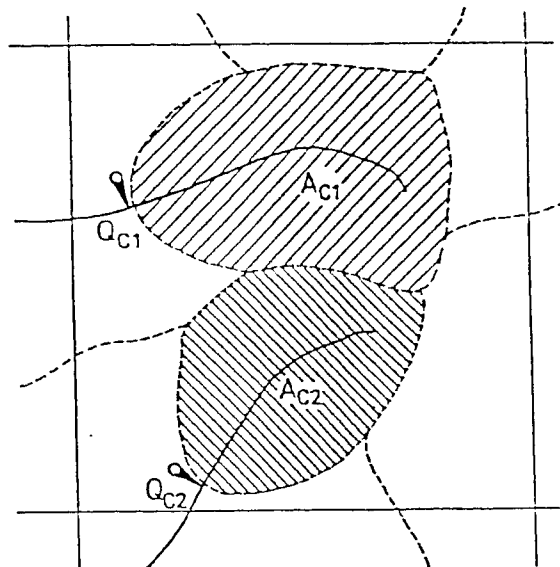


Abbildung 1: Fall I: Mindestens ein Einzugsgebiet liegt innerhalb einer Gittergebietsfläche.

- Im Fall II (Abb. 2) umfaßt ein Einzugsgebiet mehr als eine Gittergebietsfläche.

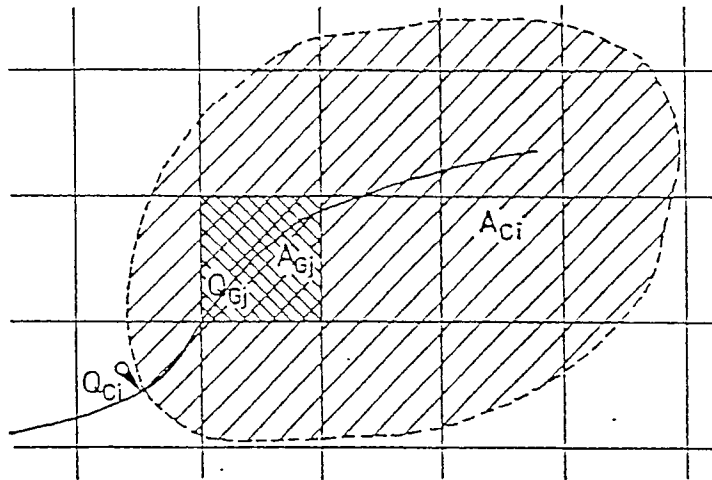


Abbildung 2: Fall II: Mehrere Gittergebietsflächen liegen innerhalb eines Einzugsgebietes.

Nach der Auswahl der Station und unter Berücksichtigung der Topographie und anderer Charakteristika des Einzugsgebietes läßt sich der auf die Gittergebietsfläche (A_{gj}) bezogene Abfluß (Q_{gj}) berechnen. Dabei ist Q_{ci} der Abfluß des Einzugsgebietes A_{ci} . Der

$$Q_{gj} = a_i \cdot \frac{A_{gj}}{A_{ci}} \cdot Q_{ci} \quad (5)$$

Parameter a_i ist der Wichtungsfaktor, in den die Charakteristiken des Einzugsgebietes und der Gittergebietsfläche berücksichtigt werden. Über ihn können die zu Beginn des Kapitels aufgezeigten Annahmen umgangen werden.

Predeek und Isele (1992) wenden das oben angegebene Verfahren II auf die Einzugsgebiete der Aller (15000km²) und der Isar (9000 km²) an. Die Gitterfläche beträgt für die Rechnungen 0.5° * 0.5° Grad. Ein Vergleich der für die Gitterflächen berechneten Abflußspende mit der am Pegel gewonnenen, zeigt bei der Aller im Jahres-

mittel ein Unterschätzen von bis zu 7%. Bei der Isar beträgt die Differenz bis zu 8%. Werden die Abflußspenden der Teileinzugsgebiete mit berücksichtigt, dann fällt der Unterschied geringer aus. In den meisten Fällen ergeben die Rechnungen eine Unterschätzung der Abflußspende. Dies ist um so erstaunlicher, als viele in die Rechnungen eingehende kleine Teileinzugsgebiete bei der Aller in höheren Regionen liegen und somit mehr Niederschlag und einen größeren Abfluß erwarten lassen. Dieser wird offensichtlich durch die zu gering bestimmten Abflüsse der im niedrigen Flachland der Aller liegenden Teileinzugsgebiete überkompensiert.

Schädler (1992) bestimmt für den in der Schweiz gelegenen Teil des Rheintales den Abfluß an Gitterpunkten. Im Gegensatz zu den beiden zuvor genannten Autoren berücksichtigt er die Höhe des Geländes durch Unterteilen der Einzugsgebiete und Gittergebiete in Höhenklassen. Der Gitterpunktsabstand beträgt 0.5° Grad. Den Untersuchungen liegen nur gemessene Abflußdaten und topographische Daten zu Grunde. Die Berechnungen liefern auf die Gittergebietsfläche bezogene Tagesmittelwerte. Der Wichtungsfaktor der Gleichung 2 wird so abgeschätzt, daß die gewichtete Summe aller Teileinzugsgebiete die Höhenverteilung der Gitterzelle am besten repräsentiert.

Dazu wird zunächst für jede Höhenklasse k (d.h. die in einer bestimmten Höhe anzutreffende Fläche) das Gewicht c_k berechnet.

$$c_k = \frac{A_{Gk}}{\sum_{i=1}^n A_{ck,i}} \quad (6)$$

mit

A_{Gk} Fläche der Gitterzelle für die Höhenklasse k

$A_{ck,i}$ Fläche des i -ten Einzugsgebietes für die Höhenklasse k

Der endgültige Wichtungsfaktor a_i ergibt sich durch Multiplikation des Wichtungsfaktors c_k mit der Fläche des Einzugsgebietes derselben Höhenklasse ($A_{ck,i}$)

$$a_i = A_{ci} / \left(\sum_{k=1}^m c_k * A_{ck,i} \right) \quad (7)$$

wobei m die Anzahl der Höhenklassen ist.

Die Methode wurde anhand eines Vergleiches von Tageswerten des Abflusses einzelner Einzugsgebiete mit den für drei auf die Gittergebietsfläche bezogenen Abflüssen getestet. Die berechnete Jahresganglinie des Abflusses überschätzt die gemessenen Werte zum Teil deutlich. Wie groß die mittlere Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Werten ist, wird von dem Autor nicht angegeben. Es bleibt zu testen, wie sich dieses Verfahren für andere Gitterpunkte verhält und wie die so berechneten Abflußdaten mit gemessenen Daten übereinstimmen, wenn ein Einzugsgebiet mehrere Gittergebietsflächen umfaßt.

Arnell (1992) berechnet den Abfluß nach der Methode II. Die Untersuchungen basieren auf den Daten des FRIEND Projektes. Für die in der Gleichung 5 benötigten Gewichte wählt er als Parameter den auf jedes Gittergebiet (A_{gj}) fallenden Niederschlag (Ni_{gj}), also eine klimatologische Größe. Je größer der auf die Gitterfläche fallende Anteil des gesamten Niederschlages ist, desto höher ist der Beitrag dieser Gitterzelle zum Gesamtabfluß. Der Abfluß der Gittergebietsflächen ergibt sich zu

$$Q_{gj} = Q_{ci} * \frac{Ni_{gj}}{Ni_{ci}} * A_{gj}^{-1} \quad (8)$$

Diese Gleichung setzt voraus, daß das Verhältnis von mittlerem jährlichem Abfluß (Q_{ci}) zu mittlerem jährlichem Niederschlag (Ni_{ci}) innerhalb des gesamten Einzugsgebietes gleich ist. Dies ist sicherlich eine starke Vereinfachung. Sie führt vor allem im trockeneren Bereich des Einzugsgebietes zu einer Überschätzung des Abflusses. Wäre die tatsächliche Verdunstung bekannt, dann würde die Differenz aus Niederschlag und tatsächlicher Verdunstung ein bes-

seres Gewicht für die Bedeutung der einzelnen Teilbereiche darstellen.

Ozga-Zielinska (1992) berechnet den auf die Gitterfläche bezogenen Abfluß. In den Wichtungsfaktor gehen der Niederschlag, die Gebietshöhe über NN und der nichtbewaldete Anteil des Einzugsgebietes ein.

$$a_j = (a_{nj} + a_{hj} + a_{fj}) / 3 \quad (9)$$

Die Gewichte werden folgendermaßen bestimmt:

- für den Niederschlag (a_{Ni})

$$a_{nj} = Ni_j / Ni$$

mit

$$Ni = \frac{1}{A_c} \sum_{j=1}^n Ni_j * A_{Gj} \quad (10.1)$$

- für die Höhe (H_j) über NN (a_{hj})

$$a_{hj} = \frac{H_j}{H} \quad (10.2)$$

mit

$$H = \frac{1}{A_c} \sum_{j=1}^n H_j * A_{Gj}$$

- für die nicht bewaldete Fläche (An_j) des Untersuchungsgebietes, wobei A_{fj} die nichtbewaldete Fläche der Gittergebietsfläche ist:

$$a_{fj} = \frac{An_j}{A}$$

mit

(10.3)

$$An_j = A_{fj}/A_{Gj}$$

$$A = \frac{1}{A_c} \sum_{j=1}^n F_j * A_{Gj}$$

Gilyén-Hofer (1992) berücksichtigt zusätzlich zur Relieffhöhe, den Anteil der Bewaldung des Gebietes und die Infiltration. Die Untersuchungen wurden in den nördlichen Bergen Ungarns durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über eine Höhe von 92 m über NN bis 965 m über NN. Die Einzugsgebietsgrößen liegen zwischen 86 km² - 595 km². Wird die Abflußhöhe über eine lineare Regression beschrieben, dann beträgt der Korrelationskoeffizient bei alleiniger Berücksichtigung des relativen Reliefs $r = 0.64$, $r = 0.52$ im Fall der Berücksichtigung des Anteiles der Bewaldung des Gebietes und $r = -0.56$ bei der alleinigen Erfassung der Infiltration. Wird die Abflußhöhe über eine Regression in Abhängigkeit von den oben genannten drei Variablen beschrieben, dann steigt der Korrelationskoeffizient um 0.01 gegenüber der alleinigen Berücksichtigung des relativen Reliefs an. Zur Übertragung der gemessenen Abflußdaten auf Gittergebietsflächen schlägt Gilyén - Hofer für den Fall II folgendes Vorgehen vor: Zunächst soll der Abfluß (Q_j^*) des j-ten Gitters über eine lineare Regression in Abhängigkeit von den drei genannten Parametern (D_k) abgeschätzt wer-

$$Q_j^* = c + \sum_{k=1}^1 d_k * D_{k,j} \quad (11)$$

den. Unter Berücksichtigung der Größe der j-ten Gitterfläche (A_{Gj}), des an einem Pegel gewonnenen (Q'_{ci}) und geschätzten Abflusses (Q_j^*) ergibt sich für den Abfluß (Q_{Gj}) der Gitterzelle

$$Q_{Gj} = (b + \sum_{k=1}^1 d_k * D_{k,j}) * \frac{Q'_{ci} * A_{Gj}}{\sum_{j=1}^n Q_j^* * A_{Gj}} \quad (12)$$

Bei dem von Liebscher (1990a) diskutierten Fall I berücksichtigt Gilyén - Hofer, daß innerhalb einer Gitterfläche Einzugsgebiete auftreten, die vollständig in dieser Gitterfläche und/oder in mehreren Gitterflächen liegen und von denen Messungen vorliegen. Diese werden über den Term I der Gleichung 13 entsprechend der Gleichung 12 für das Einzugsgebiet berechnet. Innerhalb einer Gitterfläche treten jedoch oft auch Bereiche (A_{Goi}) ohne Messungen auf. Deren Abfluß wird über den Term II abgeschätzt. In ihm wird der Abfluß zunächst über eine lineare Regression (Gleichung 11) angenähert. Unter der Annahme eines konstanten Verhältnisses aus insgesamt gemessener (Q_{ci}) zu abgeschätzter Abflußhöhe (Q_{ci}^*), und unter Einführung eines zusätzlichen Gewichtes S_i ergibt sich für den Abfluß:

$$Q_{Gj} = \underbrace{\sum_i Q_{Gi}}_{\text{I}} + A_{Goi} * \underbrace{\left(b + \sum_{k=1}^l d_k * D_{ki} \right)}_{\text{I}} * \underbrace{\sum_i S_i}_{\text{I}} * \underbrace{\frac{Q_i}{Q_i^*}}_{\text{II}} \quad (13)$$

Während des "Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data" in Warschau (WMO,1992) einigten sich die Teilnehmer auf die Betrachtung der Abflußhöhe anstelle des Abflusses und auf einen Algorithmus, in den -je nach Wahl- bis zu drei Arten von Information enthalten sind. Die Abflußhöhe kann, in Abhängigkeit von der gewünschten Zusatzinformation, am Ende jeder Berechnungsebene bestimmt werden. Die Abflußhöhe ergibt sich am Gitterpunkt als gewichtetes Mittel aus den in der Gitterfläche liegenden Werten. In die Gewichte gehen das Verhältnis von Gitterfläche und der Fläche jeder in ihr liegenden Zone ein. Im ersten Schritt wird von einer Abflußhöhe ausgegangen, die in jedem Teileinzugsgebiet konstant ist. Soll die gitterpunktsbezogene Abflußhöhe ohne Zusatzinformation berechnet werden, dann wird ein Gitternetz über das Untersuchungsgebiet gelegt und die Abflußhöhe als gewichteter Mittelwert berechnet. Für den Fall guter horizontaler Auflösung des Gitternetzes kann es bei einem großen Verhältnis von Einzugs-

gebietsfläche zu Gittergebietsfläche zu Abflußhöhen kommen, die sich an nebeneinander liegenden Gitterpunkten nicht voneinander unterscheiden. Eine größere räumliche Variabilität kann man über den zweiten Teil des Verfahrens erziehlen. Dieses basiert auf empirischen Beziehungen zwischen Abfluß und physiographischen Größen. Im dritten Teil des Verfahrens werden zusätzlich klimatologische Größen in den Algorithmus, sei es über empirische Beziehungen oder über die Wasserbilanzgleichung, mit erfaßt.

III.1.2 Auf Punktmessungen basierende Interpolationsverfahren

Im folgenden wird auf weitere Möglichkeiten der Übertragung von gemessenen Abflußhöhen / Abflußspenden auf Gitterpunkte eingegangen. Schwarzmaier et al. (1991) haben das Kriging-Verfahren, die Quadranten - Methode und die Regression auf Abflußdaten angewendet. Isolinieninterpolationen, Thiessen-Polygone und gewichtete Mittelwerte wurden ebenfalls für Abflußdaten herangezogen (World Climate Research Programme, 1989). Die hier angewandten statistischen Verfahren setzten voneinander unabhängige Punktmessungen oder eine innerhalb des gesamten Gebietes zusammengehörende räumliche Struktur voraus. In wieweit sich diese Verfahren zur Übertragung flächenbezogener Daten auf Gitterpunkte eignen, muß geklärt werden, ebenso ob Größen, wie die Landflächennutzung, die Reliefenergie, die mittlere Höhe, die geomorphologischen Eigenschaften und die Flußsysteme dieses Gebietes, mit berücksichtigt werden müssen. Zunächst wird der von Rudolf (1992) auf Niederschlagsdaten angewandte Algorithmus skizziert. Danach dienen verschiedene Arbeiten zu Interpolationsmethoden der Frage, wie sehr sich die Ergebnisse voneinander unterscheiden, welche Interpolationsmethoden die besten Ergebnisse erwarten lassen und welche Verfahren physikalische Strukturen am geeignetsten berücksichtigen. Die im folgenden beschriebenen Untersuchungen zeigen, daß das Kriging-Verfahren gute Ergebnisse erwarten läßt. Daher wird diese Methode mathematisch genauer betrachtet. Anhand von Untersuchungen (Schwarzmaier et al. ,1989, 1990, 1991) wird auf Probleme mit diesem Verfahren hingewiesen.

Rudolf (1992) berechnet den Gebietsniederschlag im 2.5° -Raster über arithmetische Mittelbildung des für Gitterpunkte bestimmten Niederschlages. Dabei wird der Niederschlag an Gitterpunkten eines 0.5° Grad Gitternetzes aus den zunächst unregelmäßig verteilten monatlichen Messungen über eine gewichtete Interpolation bestimmt. Die Gewichte werden bei Berücksichtigung der Krümmung der Erdoberfläche nach Willmott et al., (1985) und im Fall einer ebenen Grundfläche nach Shepard (1968) berechnet. Die Gewichtsfunktion setzt sich aus einem entfernungs- und richtungsabhängigen Anteil zusammen. Da die Extremwerte der räumlichen Verteilung im allgemeinen durch Meßwerte nicht ausreichend belegt werden, gehen zusätzlich räumliche Gradienten des Niederschlagsfeldes in den Algorithmus ein.

Creutin und Obled (1982) versuchen mit Hilfe mehrerer Interpolationsmethoden die im Südostteil des Zentralmassives von Frankreich ($200 \text{ m} < \text{Höhe} < 1200 \text{ m}$) gemessenen Niederschlagsdaten darzustellen und den mittleren Niederschlag eines Einzugsgebietes zu berechnen. Die Grundlage dazu bilden Niederschlagsdaten, die auf Ereignisse mit einer Dauer von mindestens 6 h und auf Niederschläge mit einer Andauer von 2 - 5 Tagen zurückzuführen sind. Es liegen 81 Niederschlagsereignisse mit $N_i > 50 \text{ mm}$ für den Herbst von 1956 - 1976 vor. Es werden folgende Verfahren getestet: 1) Nearest neighbour Methode (Die gesuchte Größe stimmt mit dem am nächsten liegenden Meßwert überein), 2) arithmetischer Mittelwert, 3) spline- und surface fitting, 4) Optimale Interpolation (nach Gandin), 5) Kriging Methode, 6) Interpolationen, die auf empirischen Orthogonalfunktionen basieren, EOF (z.T. werden diese Verfahren auch als verallgemeinerte harmonische Analyse von Zufallsprozessen betrachtet). Das Kriging-Verfahren und die optimale Interpolation nach Gandin haben ähnliche Gewichte, jedoch unterscheiden sich die Randbedingungen. Bei den meisten der oben angegebenen Verfahren nehmen die Gewichte mit wachsendem Abstand ab. Nur bei der EOF können auch entfernter liegende Stationen hohe Gewichte aufweisen. Die Ursache dafür liegt in der speziellen Berücksichtigung der Heterogenität des Meßfeldes durch die EOF, während bei Gandin und bei dem Kriging-Verfahren die "Nach-

barschaft" nur über Kreise, bzw. Ellipsen berücksichtigt wird. Die Verfahren werden durch einen Vergleich mit den an 26 Stationen durchgeführten Messungen, deren Daten jedoch nicht in die Berechnungen eingehen, getestet. Es zeigt sich, daß die Methoden auf Niederschlagsereignisse mit einer Andauer von mehr als 6 h, aber auch auf Stundenwerte angewandt werden können. Die Untersuchungen weisen auf einen starken Zusammenhang zwischen dem klimatologischen Mittel des Niederschlagsfeldes und der Standardabweichung hin. Jedoch war es nicht möglich, Cluster oder eine einfache Beziehung zwischen dem Niederschlag, der Niederschlagsintensität und der Meßhöhe über NN zu erstellen.

Bestimmt man den Korrelationskoeffizienten zwischen dem berechneten und dem gemessenen Niederschlag, dann weist der nearest neighbour Algorithmus die größten Unterschiede zu den anderen Verfahren in dem Korrelationskoeffizienten auf. Die Methoden der Interpolation nach Gandin, des Krigingverfahrens und der Spline-Interpolation zeigen die beste Übereinstimmung. Der arithmetische Mittelwert scheint recht zufriedenstellend zu sein. Jedoch unterschätzt er hohe Werte systematisch und überschätzt niedrige Werte. Die EOF Interpolation scheint nach diesen Untersuchungen das beste Verfahren zu sein. Faßt man die hier gewonnenen Ergebnisse zusammen, dann wird folgendes deutlich:

- Für Bereiche mit intensiven und stark schwankenden Niederschlagsereignissen liefern die komplexen Methoden bessere Abschätzungen.
- Trotz der möglichen Meßfehler liefern Interpolationsverfahren bessere Ergebnisse als Glättungsverfahren. Dies gilt vor allem für Punktabschätzungen und zum Zeichnen von Karten. Dies gilt auch bei flächenbezogenen Werten.
- Unter den aufwendigen Methoden ziehen die Autoren das Verfahren von Gandin vor, auch wenn das Kriging-Verfahren weniger starke Einschränkungen (intrinsic Hypothese) aufweist. Es ist jedoch aufwendiger und scheint nicht besser zu arbeiten als die anderen Verfahren.

Singh und Chowdhury (1986) vergleichen 13 verschiedene Methoden zur Berechnung des mittleren Gebietsniederschlags. Dabei werden folgende Verfahren anhand von Niederschlagsmessungen aus New Mexiko (Fläche 1 und 2) und aus dem River Ray Einzugsgebiet (England, Fläche 3) getestet: 1) der ungewichtete Mittelwert, 2) das über Gebietsgruppen gewichtete Mittel, 3) das mit der einzelnen Fläche gewichtete mittlere oder Thiessen-Polygon, 4) der mit der Höhe gewichtete Mittelwert, 5) der über eine Dreiecksfläche gewichtete Mittelwert, 6) der mit der Entfernung und mit der Höhe gewichtete Mittelwert, 7) die Isohyetenmethode, 8) Trendflächenanalyse (lineare Funktion, quadratische und kubische Funktion), 9) $1/(\text{Abstand}^2)$ - Wichtung, 10) Zweiachsen-Methode, 11) Modifizierte Polygon Methode, 12) die Finite Elemente Methode und 13) die Varianzanalyse. Die Niederschlagsdaten lagen in Form von Tages-, Monats- und Jahreswerten vor. Der Datensatz war für die verschiedenen Untersuchungsgebiete unterschiedlich groß. Die Untersuchungen ergaben für die erste Fläche (16900 km² groß, mit 13 Regenmessern bestückt, Höhenbereich: 1700 - 2500 m) ein Übereinstimmen der interpolierten Werte innerhalb einer Genauigkeit von 10%, bezogen auf das Verfahren 7. Nur die Verfahren 6 und 8 (für den kubischen Fall) führten zu größeren Unterschieden. Bei den Monatswerten und auch bei den Jahreswerten wich die Methode 6 stärker von den Ergebnissen der anderen Verfahren ab. Einige von diesen führten sogar zu denselben Werten. Überraschenderweise fielen einfache Methoden, wie beispielsweise die einfache Mittelwertbildung, nicht aus dem Rahmen. Die für die zweite Fläche (155400 km² groß, 20 Regenmesser) interpolierten Werte zeigen ein besseres Übereinstimmen der Methode 6 mit den anderen Verfahren. Die extrapolierten Jahres- und Monatswerte liegen innerhalb einer Variation von 10%, während die Tageswerte sich stärker als bei der ersten Fläche voneinander unterscheiden. Für das dritte Untersuchungsgebiet (18.6 km², recht flach und trocken, 17 Regenmesser mit Tagesmessungen) konnten die Verfahren 2, 4, 5, 6, 8 nicht herangezogen werden. Die restlichen 8 Verfahren führen zu einem Unterschied von 5% in den Ergebnissen. Somit ergibt sich keine deutliche Bevorzugung eines der angewandten Verfahren, wenn man von dem Verfahren 6 absieht.

Tabios III und Salas (1985) vergleichen verschiedene Möglichkeiten der räumlichen Interpolation des Niederschlages. Die Untersuchung umfaßt folgende Verfahren: 1) Thiessen Polygon oder auch Nearest Neighbour 2) Polynom Interpolation und zwar sowohl über die Least Square Fit-Annäherung wie auch über die Lagrange Annäherung, 3) 1/Abstands-Interpolation (Abstand = r), wobei sowohl $1/r$ wie auch $1/r^2$ berücksichtigt wird, 4) Multiquadratische Interpolation, 5) Optimale Interpolation und das 6) Kriging Verfahren. Im Gegensatz zur vorhergehenden Arbeit werden hier auch Interpolationstechniken untersucht, die die räumlichen Strukturen der zu untersuchenden Größe berücksichtigen. Basiert die räumliche Interpolation auf mehrdimensionaler Erfassung der Information, dann wird die räumliche Kovarianzstruktur der Prozesse zusätzlich zum Mittelwert erhalten. Nach einer kurzen mathematischen Beschreibung werden die Verfahren auf im Norden der Vereinigten Staaten (Einzugsgebietsgröße: 52000 km²) durchgeführten Niederschlagsmessungen angewendet. Als Daten liegen Jahresniederschläge von 29 Stationen über einen Zeitraum von 30 Jahren vor. Um einen Vergleich zu den Rechnungen zu erhalten, werden die Daten einiger Stationen nicht zu den Interpolationen herangezogen. Ihre Werte dienen allein der Beurteilung der Güte der Interpolationsergebnisse. Bei den Berechnungen wird Homogenität und Isotropie des Mittelwertes, der Varianz und der räumlichen Kovarianzstruktur vorausgesetzt. An den verschiedenen Stationen wird der Mittelwert des Niederschlages durch alle Verfahren (bis auf das polynome Interpolationsverfahren) gut wiedergegeben. Insgesamt sind die Multiquadratische Interpolation, die optimale Interpolation und das Kriging-Verfahren den anderen Methoden überlegen. Die Ergebnisse stimmen für Stationen, die im Zentrum des Untersuchungsgebiets liegen, besser mit den Messungen überein, als bei am Rand liegenden Stationen. Die Varianz wird von allen Verfahren unterschätzt, wobei die Polynominterpolation zu den schlechtesten Ergebnissen führt. Die optimale Interpolation weist den kleinsten Interpolationsfehler auf. Jedoch liegt der Fehler der Multiquadratischen Interpolation nicht weit davon entfernt. Somit läßt sich der Jahresniederschlag am besten durch die optimale Interpolation und durch das Kriging-Verfahren bestimmen. Die wesentlich

einfachere multiquadratische Interpolation führt im Vergleich zu den zuvor genannten Verfahren ebenfalls zu guten Ergebnissen.

Bárdossy und Muster (1992) untersuchen Interpolationsmethoden für die räumliche Interpolation des Niederschlages. Als Verfahren werden herangezogen: 1) Nearest Neighbour, 2) ein Interpolationsverfahren, dessen Gewicht umgekehrt proportional zum Abstand zwischen Meßpunkten und Interpolationspunkt ist, 3) Multivariate lineare Regression, 4) einfaches Kriging-Verfahren, 5) Kriging-Verfahren unter Berücksichtigung eines Trends der Daten durch die Methode der Zufallszahlenfunktion der Ordnung k (Matheron, 1973), 6) Kriging-Verfahren unter Berücksichtigung eines externen Trends (Ahmed, 1987), 7) bedingte Erwartungen unter Berücksichtigung eines multivariaten Niederschlagsmodelles (Bárdossy und Plate, 1991). Nach einer kurzen mathematischen Beschreibung der verschiedenen Verfahren werden diese auf im Einzugsgebiet der Ruhr (etwa 5000 km²) durchgeführte Niederschlagsmessungen angewendet. Es liegen tägliche Niederschlagsmessungen über einen Zeitraum von 14 Jahren an 41 Meßstellen vor. Zunächst werden die Niederschlagsereignisse Großwetterlagen, wie sie von Baur et al. (1944) oder Hess et al. (1969) definiert wurden, zugeordnet. Die meisten im Winter anzutreffenden Niederschläge treten bei einem Tief Westeuropa (Wz) auf, die des Sommers bei einem Tief Mitteleuropa (TM). Die Untersuchungen zeigen, daß die meteorologischen Bedingungen einen größeren Einfluß als die Wahl des Interpolationsverfahrens auf die Interpolationsgüte aufweisen. Je nach Wetterlage ist ein anderes Verfahren das beste. Im Fall einigermaßen homogener Niederschlagsverteilung (Wz) weichen die Abschätzungsfehler nicht deutlich von einander ab. In diesem Fall ist der Schätzfehler selbst eines so einfachen Verfahrens wie das des Nearest Neighbour kleiner als der aller anderen Methoden bei nicht homogenen Niederschlägen. Das Verfahren 3 benötigt gemessene Daten am Interpolationspunkt, um das Modell zu kalibrieren. Daher sollten mit ihm nur Datenlücken gefüllt werden. Die Verfahren 1) und 2) sollten nicht benutzt werden. Die Verfahren 4) und 6) benötigen empirische Variogramme, deren Erstellung aufwendig ist. Die Verfahren 5) und 7) führen zu niedrigeren Abschätzungsfehlern. Nach

dieser Untersuchung sollte die nicht homogen verteilte Größe für den Gitterpunkt nach der Methode 6) bestimmt werden. Da der Abfluß wesentlich vom Niederschlag bestimmt wird, sollte untersucht werden, ob die Interpolation des Abflusses auf Gitterpunkte zu besseren Ergebnissen führt, wenn zunächst eine Unterteilung der Daten nach Wetterlagen erfolgt.

Muster und Bardossy (1992) untersuchen, wie sich die Anordnung der Niederschlagsmeßstationen auf den Gebietsniederschlag auswirkt. Das einfache Kriging-Verfahren ist bei Teileinzugsgebieten und einer geringen Anzahl von Meßpunkten der Thiessen Polygon-Methode überlegen.

Die zitierten Untersuchungen zeigen, daß in vielen Fällen dem Kriging als Interpolationsverfahren der Vorzug gegeben wird. Daher wird zunächst auf die grundsätzlichen Annahmen dieses Verfahrens näher eingegangen. Eine gute mathematische Beschreibung wurde von Venkatram (1988) veröffentlicht. Mit diesem Algorithmus können Parameter auf die Gitterpunkte extra- oder interpoliert werden, für die keine Messungen vorliegen. Im Idealfall hängt die Gewichtsfunktion nicht von den Einzelmessungen ab. Das Kriging-Verfahren bietet im Gegensatz zu vielen anderen Interpolationsmethoden eine Abschätzung des Interpolationsfehlers an. Im Falle der richtigen Beschreibung des empirischen Variogrammes werden die Stützstellen bei der Berechnung richtig in sich abgebildet. Die Genauigkeit der Schätzung wird vor allem durch die relative Lage der Meßpunkte zu einander bestimmt und weniger durch die gesamte Anzahl vorliegender Daten (Schwarzmaier et al., 1990). Bei dem Verfahren wird angenommen, daß sich die gesuchte Größe $z(x)$ aus einem deterministischen $m(x)$ (bei der atmosphärischen Turbulenz entspricht dies dem Trend oder dem Mittelwert) und einem stochastischen (entspricht dem turbulenten) Anteil $f(x)$ zusammensetzt.

$$z(x) = m(x) + f(x) \quad (14)$$

Da Messungen immer nur einen Teil der Realisierungen erfassen, ist der deterministische Anteil schwer bestimmbar. Daher wird bei

dem **einfachen Kriging-Verfahren** von der Konstanz des Mittelwertes $m(x)$ im Untersuchungsgebiet ausgegangen. Liegen viele Daten vor, dann kann auch eine lokale Konstanz von $m(x)$ vorausgesetzt werden. Im Gegensatz dazu wird bei dem **universellen Kriging-Verfahren** die Modellierung des Trends $m(x)$ versucht. Da dies im allgemeinen jedoch schwierig ist, wird in den meisten Fällen das einfache Kriging-Verfahren herangezogen. Im Prinzip ist es denkbar, den in den Daten vorhandenen Trend $m(x)$ durch Modellrechnungen zu beschreiben und bei dem universellen Kriging-Verfahren mit zu berücksichtigen. Die Beurteilung der Güte der Modellrechnungen ergibt sich aus der Reduktion des Fehlers bei dem universellen Kriging-Verfahren im Vergleich zum einfachen Kriging-Verfahren. Bei diesem Verfahren muß eine Annahme über die räumliche Verteilung der stochastischen Komponente $f(x)$ getroffen werden. Dies geschieht über das Semivariogramm ($\text{Var}_{i,j}$), das ein Ensemblemittel der Korrelation zweier an verschiedenen Punkten durchgeführten Realisierungen darstellt.

$$\text{Var}_{i,j} = E(z(x_i) - z(x_j))^2 / 2 \quad (15)$$

Bei der weiteren Untersuchung wird von homogenen und isotropen Verhältnissen ausgegangen. In diesem Fall ist das Semivariogramm invariant gegenüber einer Translation und Rotation. Es hängt nur von dem Abstand der Punkte, an denen die Messungen durchgeführt wurden, ab. Bei der Durchführung des Kriging-Verfahrens wird die für den Gitterpunkt gesuchte Größe über eine lineare gewichtete Mittelwertbildung abgeschätzt. Für die Gewichte (b_i) gilt, daß das Ensemblemittel der Differenz zwischen Schätzwert $z^*(x_o)$ und wirklichem Werte $z(x_o)$

$$E(z^*(x_o) - z(x_o)) = 0 \quad (16)$$

null ist und die Varianz minimal ist.

$$\text{Var} = (E(z^*(x_o) - z(x_o))^2) \quad (17)$$

Unter diesen Bedingungen ergibt sich das Semivariogramm zusammen

mit der Gleichung 15 zu

$$\text{Var} = E(-\sum b_i * \sum b_j * (z(x_i) - z(x_j))^2/2 + \sum b_j * (z(x_j) - z(x_o))^2) \quad (18)$$

Das theoretische Semivariogramm kann nicht einfach aus den Beobachtungswerten bestimmt werden. Vielmehr wird zunächst ein empirisches Semivariogramm ($\text{Var}'_{i,j}$) berechnet, das wegen der oben beschriebenen Näherung nur von den Meßwerten in einem Abstand ($x_i - x_j$) abhängt.

$$\text{Var}'_{i,j} = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N (z(x_i) - z(x_j))^2 \quad (19)$$

An dieses Semivariogramm wird eine Modellfunktion angepaßt. Mögliche geeignete Ansätze werden von Venkatram (1988) angegeben. Das Verfahren liefert somit keine analytische Funktion für den Verlauf des Variogrammes, sondern nur Schätzungen in Abhängigkeit vom Abstand zum Bezugspunkt. Der Erfolg des Kriging-Verfahrens hängt von der Anwendbarkeit der Annahme isotroper und homogener Verhältnisse, der räumlichen Dichte der Datenpaare pro gewählter Schrittweite und von dem Auffinden eines das empirische Variogramm gut beschreibenden Modellverlaufes ab.

Schwarzmaier et al. (1988, 1990, 1991) versuchen anhand mehrerer Verfahren die an Pegeln erhaltenen Abflußhöhen auf Gitterpunkte ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Grad) zu übertragen. Nach der Festlegung von Gebieten mit "einheitlichen" Abflußregimen versuchen sie die Übertragung mit Hilfe der Quadrantenmethode, dem einfachen Kriging-Verfahren, der multiplen Regressionsanalyse und mittels der erweiterten Regressionsanalyse. Während die ersten beiden genannten Methoden keine zusätzlichen Daten benötigen, müssen bei den Regressionsansätzen Sekundärdaten bekannt sein. Die Verfahren wurden auf monatliche Abflußhöhen aus dem Nordosten des nordamerikanischen Kontinentes zwischen 60° und 90° Grad westlicher Länge und 40° und 50° Grad nördlicher Breite der Jahre 1978 - 1980 angewandt. Bei

der Quadrantenmethode wird ein orthogonales Rasternetz über den Schwerpunkt des Einzugsgebietes gelegt. Aus jeder Meßstelle, die dem Bezugspunkt in jedem einzelnen Quadranten am nächsten liegt (insgesamt aus vier Meßwerten) wird der gewünschte Wert berechnet, wobei das Gewicht umgekehrt proportional zum Quadrat des Abstandes zum Bezugspunkt ist. Über die Quadrantenmethode und das Kriging-Verfahren kann nur die horizontale Distanz der zu interpolierenden Größen berücksichtigt werden. Die Höhenabhängigkeit wird nicht erfaßt. Die Untersuchungen zeigen, daß sich die Abflußwerte großer Einzugsgebiete glättend auf den Verlauf der empirischen Variogramme auswirken. Eine Ursache dafür liegt in der geringeren Retention höherer Abflüsse kleinerer Einzugsgebiete, die in vergleichbaren Regionen wie die größeren Einzugsgebiete liegen. Dieser Effekt steigt mit sinkender Einzugsgebietsgröße an. Die Untersuchungen ergeben für den Monat Mai bei der Kreuzvalidierung einen mittleren quadratischen Schätzfehler von 42.7 % für das Kriging-Verfahren und von 42.6% für die Quadrantenmethode. Im Januar liegt der mittlere quadratische Fehler bei beiden Methoden bei 23.6%. Der Unterschied zwischen beiden Verfahren ist somit in den von den Autoren genannten Fällen gering. Mit Hilfe des Kriging-Verfahren können die Abflußwerte nicht für jeden Monat berechnet werden. In diesen streuen die Variogrammwerte in etwa um den Wert der jeweiligen Varianz (Schwarzmaier et al., 1990). Nahe beieinander liegende Einzugsgebiete weisen somit fast die gleichen Variogrammwerte auf wie weiter auseinander liegende. In wieweit dies beispielsweise von der jeweiligen Wetterlage abhängt, wurde nicht untersucht. Die räumliche Verteilung der Abflußwerte wird durch das Kriging-Verfahren in etwa realistisch nachgebildet. Allerdings treten in Randzonen und dort, wo die Dichte der Meßstellen abnimmt, größere Fehler auf. Insgesamt ist für das Kriging-Verfahren ein relativ dichtes und homogenes Datennetz notwendig. Bei der Wahl des Distanzschrittes muß berücksichtigt werden, daß eine ausreichende Anzahl von Wertepaaren zur Verfügung steht, da mit sinkender Anzahl von Datenpaaren die Berechnung der Variogrammwerte immer unzuverlässiger wird (Schwarzmaier et al., 1991). Auf die mit den Regressionsansätzen durchgeführten Ergebnisse wird im Kapitel III.2 näher eingegangen.

III.1.3 Abschätzung des Abflusses mit Hilfe von Isolinienkarten

Des weiteren soll geklärt werden, ob der für einen Gitterpunkt berechnete Abfluß sich genauer bestimmen läßt, wenn als Grundlage nicht die an Pegelstellen gewonnenen Abflußwerte, sondern Isolinienkarten des Abflusses eingehen. Rochelle et al. (1989) untersuchen, wie genau sich Abflußdaten aus Isolinienkarten des Abflusses berechnen lassen. Als Interpolationsverfahren werden folgende Schemata getestet:

- Der für einen Gitterpunkt (in der Arbeit=Pegel) zu bestimmende Abfluß wird über eine lineare Interpolation aus der am nächsten liegenden Isolinie berechnet. Dabei steht die Entfernungslinie senkrecht auf der Isolinie des Abflusses und geht durch den Pegel.
- Bei dem zweiten Verfahren (CNTR) wird der Abfluß auf dieselbe Weise bestimmt, nur daß jetzt der Bezugspunkt das Zentroid des Einzugsgebietes darstellt und nicht die Pegelstelle.
- Die dritte Methode ist ein rechnergestütztes Interpolationsverfahren mit GIS, das eine bivariate quintische Routine zur Abschätzung des Abflusses an dem Pegel benutzt.

An Daten liegen mittlere jährliche Abflußdaten von 1895 Pegeln aus den Jahren von 1951 - 1980 aus dem Nordosten der USA, den mittleren Appalachen und der Southern Blue Ridge Province vor. Die Interpolationen werden für Punkte durchgeführt, für die Messungen bestehen. Der bei der Berechnung des Abflusses auftretende Fehler setzt sich aus dem bei der räumlichen Festlegung des Verlaufes der Isolinien entstehenden und aus dem Interpolationsfehler zusammen. Betrachtet man die Häufigkeitsverteilungsfunktion des Interpolationsfehlers (tatsächlicher Abfluß abzüglich interpolierter Abfluß), dann ergeben das dritte und erste Verfahren vergleichbare Ergebnisse. Die Interpolation führt im Mittel zu einer Unterschätzung des Abflusses. Bei der zweiten Methode (CNTR) weicht der Interpolationsfehler nicht deutlich von null ab. Die Ursache dafür dürfte in der Höhenabhängigkeit des Abflusses, in der Wahl des Bezugspunktes (Schwerpunkt des Einzugsgebietes oder des Pegels) und in der Art der Erstellung der Isolinien des Abflusses liegen. Die

Ergebnisse zeigen keinen regionalen Unterschied in den verschiedenen Interpolationsmethoden (F-Test). Die Einzugsgebietsgröße beeinflusst nicht signifikant die Variation der Abflußinterpolation. Allerdings wächst der Interpolationsfehler bei allen drei Verfahren mit wachsendem Abfluß an. Ein signifikanter Unterschied in der Interpolation von Hand und mittels Software kann nicht festgestellt werden. Allerdings zeigten die mit dem Rechner erstellten Interpolationen eine höhere Variabilität als die mit der Hand erstellten.

III.1.4 Korrekturverfahren für geschätzte Teilgebietsabflüsse bei bekannten einzugsgebietsbezogenen Abflüssen

Wird aus gemessenen Abflußhöhen nach einem der in dem Kapitel III.1 angegebenen Verfahren die Abflußhöhe für die Teileinzugsgebiete berechnet, dann stimmt die daraus resultierende Gebietsabflußhöhe bei räumlich differenzierten Gebieten im allgemeinen nicht mit der ursprünglich gemessenen Abflußhöhe überein. Streit (1984, 1985) schlägt ein aus zwei Schritten bestehendes Angleichverfahren für die Teilgebietswerte vor. Er beginnt mit einer ersten Abschätzung der Abflußhöhen der Teileinzugsgebiete beispielsweise über die Quadrantenmethode. Die Schätzung der Abflußwerte weist nach der Bestimmung des Gebietsabflusses gegenüber dem "wahren" Einzugsgebietsabfluß einen Fehler auf, dessen Aufteilung auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete unbekannt ist. Bei dem von ihm entwickelten Algorithmus wird angenommen, daß der Fehler für alle Untereinzugsgebiete konstant ist und daß die Korrekturwerte aller Teileinzugsgebiete das gleiche Vorzeichen wie der Gesamtgebietsfehler aufweisen. Die zweite Voraussetzung dieses Verfahrens ist, daß die räumliche Variation des Fehlerterms über das Einzugsgebiet null ist. Da der Fehler nicht bekannt ist, wird eine Kontrollvariable eingeführt, die der Bedingung genügt, daß die Variation des Fehlers identisch dem Produkt aus der Variation der Kontrollvariablen und einer Konstanten ist. Streit wendet dieses Verfahren 1984 auf Niederschlagsmessungen und 1985 auf Abflußhöhen an. Er gibt jedoch für den zuletzt genannten Fall nicht an, wie

er die Kontrollvariable und die Korrektur für das Einzugsgebiet der Iller explizit berechnet. Ein anderes Problem dieses Verfahrens liegt in den enthaltenen Vereinfachungen. So wird zum Beispiel vorausgesetzt, daß zwischen den Abflußhöhen der Teileinzugsgebiete und des gesamten Einzugsgebietes kein Wasser verdunstet und / oder als Grundwasser verloren geht. Dies beschränkt das Verfahren auf größere Zeitskalen, wenn der Grundwasserabfluß vernachlässigt werden kann oder auf kleine Einzugsgebiete, bei denen der Grundwasserabfluß und die Verdunstung von untergeordneter Bedeutung sind.

Solomon et al. (1968) korrigieren die für bestimmte Punkte berechneten Abflüsse durch das an Pegeln bekannte Verhältnis aus berechnetem zu gemessenem Abfluß (vgl. Kapitel III.2).

III.2 Empirische Beziehungen zwischen Abfluß, Klima und Einzugsgebietskenngrößen

In diesem Abschnitt werden einige über Regressionen gewonnene Ansätze aufgezeigt. Mit ihnen kann der Abfluß in Abhängigkeit von bekannten klimatologischen, aber auch von topographischen und die Vegetation enthaltenden Parametern bestimmt werden. Aschwanden (1986) stellt auf Grund einer Analyse von 17 Untersuchungen zur Übertragung von Abflußwerten fest, daß die Anzahl der klimatischen und physiographischen Parameter sehr viel größer ist als die Anzahl der zur Abschätzung der Abflußwerte herangezogenen signifikanten Einflußgrößen. Über die Methode der Hauptkomponentenanalyse können die Parameter, die von Bedeutung sind, bestimmt werden. Basierend auf Hochwasseruntersuchungen sind die wichtigsten linear unabhängigen Einflußgrößen der Niederschlag, die Einzugsgebietsfläche, die mittlere Höhe, die Reliefenergie, die Flußdichte, der Waldanteil und die areale Vergletscherung.

Solomon et al. (1968) versuchen als eine der ersten, den zu Gittergebietsflächen gehörenden Abfluß zu bestimmen. Dazu legen sie ein Gitternetz mit einer Gitterweite von 10 km über das Einzugsge-

biet (Neufundlandinsel, 43000 Meilen²). Unter Berücksichtigung physiographischer und klimatologischer Parameter wird zunächst eine Regressionsbeziehung für die Jahresmittel der Temperatur und des Niederschlages unter Zuhilfenahme von an verschiedenen Stationen gemessenen Werten erstellt. Im folgenden werden die Indizes für die Gitterflächen und Einzugsgebiete aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen.

$$T = -0.0248 \cdot L + 0.0132 \cdot D_{SW} + 0.0012 \cdot B_{SE} - 0.002 \cdot H + 42.6833 \quad (20)$$

für die Westseite

$$N_i = -0.0459 \cdot L - 0.1205 \cdot D_{SW} + 0.0069 \cdot B_{SE} + 0.0248 \cdot H + 110,2979 \cdot s - 0.0096 \cdot D^2 + 0.000003 \cdot B_{SW}^2 + 59.6580 \quad (21)$$

für die Ostseite

$$N_i = -0.0623 \cdot L - 0.014 \cdot D_{SE} + 171.2319 \cdot s + 0.0265 \cdot H \cdot (1 - 0.00034 \cdot H) - 0.0067 \cdot B_{SE} - 0.0049 \cdot D^2 + 57.6843$$

Schätzt man die Verdunstung für jede Gitterfläche mit dem Ansatz von Turc (1961) ab, dann läßt sich unter Heranziehen der Wasserbilanz der Gebietsabfluß berechnen. Vergleicht man diesen mit dem Abfluß, der über eine an Pegel angepaßte Regression bestimmt wird, dann zeigt sich der Bedarf an einer iterativen Korrektur des in die Wasserbilanz eingehenden Niederschlages. Dies erfolgt unter Berücksichtigung des Verhältnisses aus gemessenem und berechnetem Gebietsabfluß ($K = \text{gemessener Abfluß} / \text{berechneter Abfluß}$) in der Form

$$\text{korrigierter Niederschlag} = K \cdot \text{zuvor berechneter Gebietsabfluß} + \text{zuvor berechnete Verdunstung}$$

Die korrigierten Werte des Niederschlages dienen der erneuten

Berechnung des Gebietsabflusses über die Wasserbilanzgleichung. Vergleicht man den so erhaltenen Wert erneut mit dem über die Regression bestimmten Abfluß, dann kann die Iteration bei Unterschreiten eines zuvor vorgegebenen Schwellenwertes abgebrochen werden. Im anderen Fall muß die Iteration weiter geführt werden. Aus den am Ende erhaltenen Gebietsabflüssen läßt sich die endgültige Regressionsbeziehung für die Gittergebietsabflüsse als Funktion physiographischer Eigenschaften der Gittergebietsflächen aufstellen.

Für die Westseite

$$\begin{aligned}
 Ab = & -0.03383 \cdot L - 2.605 \cdot A_L - 0.0518 \cdot D_{SE} \cdot (1 - 0.0027 \cdot D_{SE}) \\
 & - 0.2569 \cdot D_{SW} \cdot (1 - 0.0007 \cdot D_{SW}) + 110.1479 \cdot s - 0.0103 \cdot B_{SE} + \\
 & 0.0192 \cdot H \cdot (1 + 0.00008 \cdot H) + 0.004 \cdot B_{SW} \cdot (1 + 0.0004 \cdot B_{SW})
 \end{aligned}
 \tag{22}$$

Für die Ostseite

$$\begin{aligned}
 Ab = & -0.1537 \cdot L - 1.42164 \cdot A_F - 1.38404 \cdot A_S - 0.02411 \cdot G - \\
 & 0.00761 \cdot D \cdot (D - 36.2) - 0.000065 D_{SE}^2 + 130.4902 \cdot s - \\
 & 0.000666 \cdot D_{SW} \cdot (74.71 - D_{SW}) + 0.01341 \cdot H \cdot (1 - 0.00024 \cdot H) - \\
 & 0.00418 \cdot B_{SW} - 0.000013 \cdot B_{SE}^2 + 61.93
 \end{aligned}$$

Vergleicht man die auf diese Art berechneten Abflußhöhen mit gemessenen Werten, die nicht in die Berechnungen eingehen (Kreuzvalidierung), dann wird ein Unterschätzen der gemessenen Abflußhöhen deutlich. Der Unterschied beträgt 10% für Einzugsgebiete mit einer Mindestgröße von 100 Meilen² und 18% bei einem 13.3 Meilen² großem Einzugsgebiet.

Diese Untersuchung liefert auch eine Aussage zu einem sinnvollen Größenverhältnis von Einzugsgebietsgröße und Gittergebietsgröße. Sieht man von Spezialfällen (die jedoch nicht genauer definiert werden) ab, dann ist nach Ansicht der Autoren mit einer ausreichenden Genauigkeit der übertragenen Abflußwerte zu rechnen,

wenn das Verhältnis von Einzugsgebietsgröße zur Gitterflächengröße größer als 6 ist. Allerdings enthält die Untersuchung keine explizite Aussage darüber, welcher relative Fehler für die Autoren in diesem Fall noch zulässig ist.

Arnell (1992) zieht eine multiple Regression heran, um mit dem in seiner Arbeit zitierten Ansatz von Gustard et al. (1989) den Abfluß zu berechnen.

$$Ab = 0.91 * Ni - 0.8 * Etp + 84 \quad (23)$$

Aus FRIEND Daten erhält er einen Korrelationskoeffizienten von $r^2=0,97$ und einen Standardfehler von 86 mm. Anhand desselben Datensatzes testet er auch den Ansatz von Dooge (1989) ($Ab = Ni - Eta$). Der so berechnete Abfluß reagiert empfindlich auf die Formulierung der Verdunstung. Er hängt von den auf die Gitterpunkte bezogenen

$$Eta = Ni - \frac{Ni}{(1 + (Ni/Etp)^2)^{1/2}} \quad (24)$$

Klimadaten (z.B. Niederschlag) ab, so daß das Ergebnis keine von klimatologischen Parametern unabhängige Größe ist. Dafür liefert dieser Ansatz eine Schätzung des Abflusses für das gesamte Gebiet, das von dem Modellgitter überlagert ist.

Moss (1991) berechnet im Rahmen von Netzwerk Design Technologien Jahresabflüsse über einen Regressionsansatz und vergleicht die so erhaltenen Werte mit Messungen. In seine Untersuchungen gehen Daten von 146 Pegeln mit Datenlängen von 32-76 Jahren ein. Darüber hinaus liegt ein vollständiger Datensatz von 1955 - 1984 vor. Das Untersuchungsgebiet ist der obere zentrale Teil der USA. Die Größe der Einzugsgebiete liegt zwischen 32 und 24730 km². Die Parameter a, b, c werden über eine Regression an alle vorhandenen

$$y = a + b * \log(A_c) + c * \log(Ni) + f \quad (25)$$

Daten angepaßt. Jedoch werden die Werte dieser Parameter in dem Artikel nicht angegeben. Zu berücksichtigen ist, daß unter y der Logarithmus des mittleren jährlichen Abflusses zu verstehen ist. Bei einem Vergleich mit gemessenen Abflüssen erhält der Autor einen Korrelationskoeffizienten von $r^2 = 0.99$ und einen Standardfehler der Abschätzung von 14%.

Gilyén-Hofer (1992), auf deren Arbeit bereits im Abschnitt III.1.1 näher eingegangen wurde, erhält aus ihren in den nördlichen Bergen Ungarns durchgeführten Untersuchungen folgende Ansätze für die Abflußhöhe in Abhängigkeit

- von dem relativen Relief (relRef)

$$Ab = 71.5 + 11.6 * relRel \quad (26)$$

- von dem Anteil des Waldes im Untersuchungsgebiet (Wal)

$$Ab = 24.4 + 4.8 * Wal \quad (27)$$

- von dem Infiltrationskoeffizienten (In)

$$Ab = 115.1 - 13.1 * In \quad (28)$$

Ihre Untersuchungen zeigen eine Verbesserung des Korrelationskoeffizientens um 0.01, wenn der Abfluß nicht nur in Abhängigkeit vom relativen Relief, sondern von allen drei Parametern beschrieben wird. Im Gegensatz zu der Arbeit von Arnell (1992) enthält diese Formulierung keine Abhängigkeit von klimatologischen Größen.

Aschwanden (1986a, 1986b) schlägt ein Verfahren zur Berechnung von Abflußhöhen für Einzugsgebiete ohne Messungen vor, deren Werte für die Übertragung auf Gitterpunkte benötigt werden. Der Ansatz basiert auf der Abschätzung des mittleren Jahresabflusses (Ab_{Jahr}) und auf der Übertragbarkeit monatlicher Pardé-Koeffizienten einer zuvor bestimmten repräsentativen Station auf das betrachtete Ein-

zugsgebiet. Bei dem auf die Schweiz angewandten Verfahren wird das Land zunächst anhand monatlicher Pardé - Koeffizienten (Pk_i) in

$$Pk_i = \frac{Ab_i}{Ab_{\text{Jahr}}} \quad i=1, \dots, 12 \quad (29)$$

Abflußregime unterteilt. Die monatlichen Abflüsse von Einzugsgebieten ohne Messungen resultieren aus der Einordnung des betrachteten Einzugsgebietes in die zuverige Regimetypisierung, der Bestimmung der langjährigen mittleren Abflußhöhe und der Gleichung 29. Die Wahl eines repräsentativen Einzugsgebietes beruht im wesentlichen auf der mittleren Einzugsgebietshöhe, der Einzugsgebietsfläche, der Vergletscherung, dem Waldanteil, der Flußdichte, speziellen hydrogeologischen Verhältnissen wie Karst oder ausgedehnte Grundwasserkörper und auf Siedlungsflächen. Zudem muß das Referenzgebiet innerhalb desselben Klimagebietes liegen. Die mittlere jährliche Abflußspende wird auf das ungemessene Einzugsgebiet über einen Regressionsansatz unter Berücksichtigung einer Einzugsgebietsgröße von 10 - 500 km² übertragen. Über H wird die mittlere

$$Ab_{c, \text{Jahr}} = \left(0.6617 * \frac{H_c}{H_{\text{Ref}}} + 0.3904 * \frac{Ni_c}{Ni_{\text{Ref}}} \right) * Ab_{\text{Ref}} \quad (30)$$

Höhe (in m) des Einzugsgebietes (Index: c) bzw. des Referenzgebietes (Index: Ref) und über $Ab_{c, \text{Jahr}}$ die mittlere jährliche Abflußspende beschrieben. Aschwanden's Untersuchungen zeigen, daß regional differenzierte Regressionsbeziehungen für die Alpen, das Mittelland und die Alpensüdseite die besten Abschätzungen liefern (Tabelle 1). Das Verfahren wird für zwei in der Schweiz liegende Gebiete getestet. Die Güte der Abschätzung hängt wesentlich von dem Auffinden eines für das zu untersuchende Einzugsgebiet repräsentativen Gebietes ab. In beiden Fällen kann das saisonale Abflußverhalten, die Lage des Abflußmaximums und die Größenordnung der Monatsabflüsse richtig abgeschätzt werden.

Copp (1991) stellt Regressionsansätze zur Berechnung von monatlichen Abflußwerten für Einzugsgebiete vor, für die keine Messungen vorliegen. In die Ansätze geht die mittlere Höhe, die geographische Breite, die Größe der Fläche des Einzugsgebietes und das Jahresmittel des Abflusses ein. Die Gleichungen gelten für Gebiete, deren Flüsse einen Teil ihres Wassers aus im Einzugsgebiet liegendem Schnee beziehen. Es wird vorausgesetzt, daß das Einzugsgebiet so klein ist, daß

- die Zeit, während der das Wasser über den Untergrund zum Fluß/Bach fließt, unter einem Monat liegt,
- die Niederschlagsverteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes

Alpen nordseite:

$$\begin{aligned} \text{Ab} = & 1.39 \cdot \text{Ni}(\text{So}) - 158.45 \cdot \text{Ni}(\text{So-Wi})^2 - 11152.54 \cdot \ln(\text{T} + 273.15) \\ & + 66.59 \cdot \ln(\text{mV} + 1) + 62792 \end{aligned} \quad r^2 = 0.95$$

Inneralpine Zone:

$$\begin{aligned} \text{Ab} = & 1.08 \cdot \text{Ni}(\text{So}) - 134.73 \cdot \text{Ni}(\text{So-Wi})^2 + 105.99 \cdot \ln(\text{mV} + 1) + 362 \end{aligned} \quad r^2 = 0.8$$

Alpen südseite:

$$\begin{aligned} \text{Ab} = & 2.06 \cdot \text{Ni}(\text{So}) - 18901.57 \cdot \ln(\text{T} + 273.15) - 0.24 \cdot \text{Rel} + 105978 \end{aligned} \quad r^2 = 0.87$$

Ni(So)	mittlerer Sommerniederschlag (April-September) in mm
Ni(So-Wi)	Quotient Sommer-zu Winterniederschlag
T	mittlere Jahresgebietstemperatur in °C
Rel	Reliefenergie in m
mV	mittlere areale Vergletscherung in der Beobachtungsperiode in %

Tabelle 1: Regional differenzierte Regressionsbeziehung zur Abschätzung der langjährigen mittleren Abflußhöhe (mm) in der Schweiz liegender Einzugsgebiete.

gleich ist,

- die Zeit, während der das Wasser als Schnee vorliegt, von der

Lufttemperatur des Untersuchungsgebietes abhängt,

- die Lufttemperatur von der Höhe über NN und von der geographischen Breite bestimmt wird.

Die Koeffizienten der Regressionsgleichung werden mit Hilfe der Monats- bzw. Jahresabflußdaten, die in den Cascade Mountains (2310 Fuß < Höhe < 5800 Fuß, 5 Meilen² < Einzugsgebiet < 535 Meilen²) be-

Ab_{Monat}

$$----- = C_0 + C_1 \cdot H_c + C_2 \cdot Lat + C_3 \cdot H_c^2 + C_4 \cdot Lat^2 + C_5 \cdot A_c \quad (31)$$

Ab_{Jahr}

stimmt wurden, ermittelt. Die Tabelle 2 enthält die berechneten Koeffizienten für den Fall, daß die Einzugsgebietsgröße nicht berücksichtigt wird und die Tabelle 3 bei zusätzlicher Erfassung der Einzugsgebietsgröße. Mit diesen Ansätzen werden Monatsabflüsse für kleine Einzugsgebiete berechnet, für die Messungen vorliegen. In 97% der Berechnungen überlappen sich die 90% Konfidenzintervalle der gemessenen und berechneten mittleren monatlichen Abflüsse. Wie entsprechende Koeffizienten für andere Gebiete aussehen, bleibt zu klären.

Month (1)	C_0 (2)	$C_1(10)^2$ (3)	C_2 (4)	$C_3(10)^7$ (5)	$C_4(10)^4$ (6)	R^2 (7)
October	561.6317 561.7	- -	-24.6771 -24.64	- -	2.7294 2.720	0.63
November	16.0077 16.0	-1.9153 -1.92	- -	- -	- -	0.84
December	58.3295 58.3	-2.6075 -2.61	-0.7958 -0.80	- -	- -	0.92
January	70.4144 70.4	-2.4793 -2.48	-1.1003 -1.10	- -	- -	0.92
February	66.6318 66.6	-2.0662 -2.07	-1.0668 -1.7	- -	- -	0.91
March	58.2401 58.2	-1.4810 -1.48	-0.9694 -0.97	- -	- -	0.90
April	32.2722 32.3	2.9927 2.98	-0.5587 -0.56	- -	- -	0.67
May	-1148.0549 -1148.1	12.1250 12.42	48.3170 48.32	-14.4727 -14.5	-5.1320 -5.132	0.63
June	-87.0797 -87.1	11.5010 11.50	1.5397 1.54	-10.8766 -10.9	- -	0.90
July	-62.8361 -62.9	3.5574 3.56	1.2081 1.21	- -	- -	0.87
August	-6.2846 -6.4	-5.3291 -5.33	0.3204 0.32	10.2376 10.3	- -	0.87
September	336.8994 336.9	-3.0901 -3.09	-14.5567 -14.59	5.5446 5.5	1.6079 1.608	0.83

NOTE: $P_i = C_0 + C_1 (MBE) + C_2 (LAT) + C_3 (MBE)^2 + C_4 (LAT)^2$, where P_i is the percentage of the total annual runoff which occurs during the i th month ($i = 1$ for October). The upper set of values represent the SAS output rounded to four decimal places. The lower set represents the values which should be used to ensure a round-off error of less than 1 percent of the annual runoff for each monthly estimate, e.g., $P_{Oct} = 561.7 - 24.64 (LAT) + 0.272 (LAT)^2$.

Tabelle 2: Monatliche Regressionskoeffizienten ohne Berücksichtigung der Einzugsgebietsfläche (A_c)

Month (1)	C ₀ (2)	C ₁ (10) ³ (3)	C ₂ (4)	C ₃ (10) ⁷ (5)	C ₄ (10) ¹ (6)	C ₄ (10) ¹ (7)	R ² (8)
October	561 6937 561 7	-	-24 6371 -24 64	-	2.7204 2.72	-	0.63
November	16.0077 16 0	-1 9159 -1.92	-	-	-	-	0.84
December	58 3295 58 3	-2.6075 -2.61	-0 7958 -0.80	-	-	-	0.92
January	70 4144 70.4	-2.4793 -2.48	-1.1003 -1.10	-	-	-	0.92
February	66 6318 66 6	-2.0662 -2.07	-1 0668 -1.07	-	-	-	0.91
March	58 2401 58 2	-1 4810 -1.48	-0 9694 -0.97	-	-	-	0.90
April	28 8512 28 9	3 6097 3 61	-0 4956 -0.50	-6 1532 -6 2	-	-3 2696 -3 3	0.77
May	-1137 8371 -1137 8	13 3800 13 4	47 7483 47 75	-15 8346 -15 8	-5 0605 -5 061	-4 3999 -4 9	0.72
June	-87 0797 -87.1	11.5010 11.5	1.5397 1.54	-10 8766 -10.9	-	-	0.90
July	-60.7841 -60.8	3 6168 3.62	1.1452 1.15	-	-	3 9017 3.9	0.90
August	-3 4581 -3.5	-5.8655 -5.87	0 2665 0.27	11 0504 11.1	-	2.7970 2.8	0.90
September	336 8994 336 9	-3 0901 -3.09	-14 5867 -14.59	5 5446 5.5	1 6079 1.608	-	0.83

NOTE: $P_i = C_0 + C_1 (MBE) + C_2 (LAT) + C_3 (MBBE)^2 + C_4 (LAT)^2 + C_5 (AREA)$, where P_i is the percentage of the total annual runoff which occurs during the i th month ($i = 1$ for October). The upper set of values represent the SAS output rounded to four decimal places. The lower set represents the values which should be used to ensure a round-off error of less than 1 percent of the annual runoff for each monthly estimate, e.g., $P_{Oct} = 561.7 - 24.64 (LAT) + 0.272 (LAT)^2$.

Tabelle 3: Monatliche Regressionskoeffizienten mit Berücksichtigung der Einzugsgebietsfläche (A_e)

In der bereits unter III.1.2 zitierten Arbeit von Schwarzmaier, et al. (1991) wird der an einem Gitterpunkt anzutreffende Abfluß auch über eine Regressionsanalyse berechnet. Der Niederschlag, die quadrierte Temperatur, die Reliefenergie, die Dichte des Entwässerungssystems, der relative Anteil der Seenflächen, der Formfaktor sowie die geographische Länge und Breite des Schwerpunktes des Einzugsgebietes sind von Bedeutung. Über die Varianzanalyse wird der angenommene Einfluß der Vegetationsart auf den mittleren Jahresabfluß bestätigt. Eine Klassifizierung der Vegetation ergibt die Beschränkung auf zwei Vegetationsklassen, die des kalten, laubabwerfenden Waldes mit immergrünen Pflanzen und die mit demselben Wald, aber ohne immergrüne Pflanzen. Die Regressionsgleichungen für die mittleren monatlichen Abflüsse innerhalb der Klimaregion Cfa in Nordamerika sind der Tabelle 4 zu entnehmen. Zu berücksichtigen ist, daß y nicht die Abflußhöhe, sondern den natürlichen Logarithmus der Abflußhöhe ($y = \ln(\text{Abflußhöhe} + 1)$) angibt.

Vegetationstyp 1: kalter, laubabwerfender Wald mit immergrünen Pflanzen

Winter

$$y = -4.06214 + 0.00591 \cdot Ni + 0.00041 \cdot Rel - 9.28124 \cdot dd - 12.19089 \cdot r_{see} - 0.07935 \cdot F_c + 0.02424 \cdot Lat + 0.08925 \cdot Lon - 0.00469 \cdot T^2$$

Frühjahr

$$y = -12.86178 + 0.00262 \cdot Ni - 0.00005 \cdot Rel - 2.83176 \cdot dd - 12.19089 \cdot r_{see} - 0.3712 \cdot F_c + 0.18530 \cdot Lat + 0.13716 \cdot Lon - 0.00161 \cdot T^2$$

Sommer

$$y = -4.89233 + 0.00451 \cdot Ni + 0.00041 \cdot Rel - 9.28124 \cdot dd - 12.19089 \cdot r_{see} - 0.07595 \cdot F_c + 0.07595 \cdot Lat + 0.08925 \cdot Lon - 0.00225 \cdot T^2$$

Herbst

$$y = 2.94176 + 0.00387 \cdot Ni + 0.00086 \cdot Rel - 15.73071 \cdot dd - 12.19089 \cdot r_{see} - 0.2125 \cdot F_c - 0.0798 \cdot Lat + 0.04133 \cdot Lon - 0.00046 \cdot T^2$$

Vegetationstyp 2: kalter, laubabwerfender Wald ohne immergrüne Pflanzen

Winter

$$y = 8.86128 + 0.0125 \cdot Ni - 0.00132 \cdot Rel - 1.13345 \cdot dd - 42.89666 \cdot r_{see} - 0.46789 \cdot F_c - 0.02916 \cdot Lat - 0.06684 \cdot Lon - 0.00469 \cdot T^2$$

Frühling

$$y = -0.35029 + 0.01243 \cdot Ni - 0.00086 \cdot Rel - 3.19281 \cdot dd - 42.90666 \cdot r_{see} + 0.42707 \cdot F_c + 0.13179 \cdot Lat - 0.01892 \cdot Lon - 0.00161 \cdot T^2$$

Sommer

$$y = 10.22668 + 0.0062 \cdot Ni - 0.00132 \cdot Rel - 1.13345 \cdot dd - 42.90666 \cdot r_{see} + 0.46789 \cdot F_c - 0.02661 \cdot Lat - 0.06684 \cdot Lon - 0.00225 \cdot T^2$$

Herbst

$$y = 14.08151 + 0.01214 \cdot Ni - 0.00177 \cdot Rel - 0.92591 \cdot dd - 42.90666 \cdot r_{see} + 0.50871 \cdot F_c - 0.08425 \cdot Lat - 0.11475 \cdot Lon - 0.00046 \cdot T^2$$

Tabelle 4: Gleichungen zur Bestimmung der mittleren monatlichen Abflüsse (1978 - 1980) innerhalb der Klimaregion Cfa in Nordamerika

Gleichungen zur Bestimmung des mittleren Abflusses der Wintermonate (für den Zeitraum 1978 bis 1980) in Nordamerika.			Gleichungen zur Bestimmung des mittleren Abflusses der Sommermonate (für den Zeitraum 1978 bis 1980) in Nordamerika.		
v 1	q = 4.4412*t + 0.3532*n + -67.1432	r = 0.745	v 1	q = -51.4358*t + -0.3487*n + 1533.9884	r = 0.745
v 2	q = -2.1640*t + 0.1027*n + 56.0690	r = 0.725	v 2	q = -7.4411*t + 0.1126*n + 194.6525	r = 0.856
v 8	q = 1.7059*t + 1.2330*n + -15.6992	r = 0.810	v 8	q = -10.4796*t + 0.1807*n + 200.9733	r = 0.368
v10	q = 0.1891*t + 0.5422*n + 4.5891	r = 0.834	v10	q = -0.4019*t + 0.1584*n + 15.8052	r = 0.214
v11	q = -0.0173*t + 0.7340*n + -14.4403	r = 0.757	v11	q = -0.6578*t - 1.1890*n + 0.0058*n**2 + 91.0283	r = 0.4420
v12	q = 10.9823*t + 0.9518*n + -195.6290	r = 0.862	v12	q = 19.2260*t + 0.1570*n - 391.3279	r = 0.3611
v14	q = 0.1733*t + 0.2250*n + 2.0145	r = 0.455	v14	q = -6.1189*t + 0.4100*n + 130.7837	r = 0.359
v16	q = 0.7		v16	q = -1.0202*t + -0.0761*n + 25.1479	r = 0.635
v19	q = 0.7350*t + 0.2455*n + -5.1440	r = 0.600	v19	q = -2.3902*t + 0.5640*n + 52.8129	r = 0.585
v21	q = 1.5182*t + 0.3434*n + -9.9675	r = 0.438	v21	q = -1.1260*t + 0.1003*n + 22.2680	r = 0.400
v22	q = 1.1626*t + 0.1031*n + 27.3618	r = 0.615	v22	q = 0.0032*t + 0.6700*n + 39.4240	r = 0.300
v23	q = 5.55 * exp(-0.0374*t) - 1	r = 0.257	v23	q = -0.4282*t + 0.2242*n + 4.1602	r = 0.580
v24	q = 5.55 * exp(-0.0374*t) - 1	r = 0.257	v24	q = -0.4282*t + 0.2242*n + 4.1602	r = 0.580
v25	q = 5.55 * exp(-0.0374*t) - 1	r = 0.257	v25	q = -0.4282*t + 0.2242*n + 4.1602	r = 0.580
v26	q = 0.7596*t + 0.4990*n + -16.6868	r = 0.677	v26	q = -7.0317*t + 0.8874*n + 107.4826	r = 0.816
v27	q = 0.7596*t + 0.4990*n + -16.6868	r = 0.677	v27	q = -7.0317*t + 0.8874*n + 107.4826	r = 0.816
v28	q = 0.7596*t + 0.4990*n + -16.6868	r = 0.677	v28	q = -7.0317*t + 0.8874*n + 107.4826	r = 0.816

Gleichungen zur Bestimmung des mittleren Abflusses der Frühjahrsmonate (für den Zeitraum 1978 bis 1980) in Nordamerika.			Gleichungen zur Bestimmung des mittleren Abflusses der Herbstmonate (für den Zeitraum 1978 bis 1980) in Nordamerika.		
v 1	q = -7.6618*t + 0.4981*n + 194.2679	r = 0.737	v 1	q = 1.2033 * exp(0.1910*t) * exp(0.001*n)	r = 0.446
v 2	q = -1.5581*t + 0.0827*n + 39.0758	r = 0.813	v 2	q = -2.6010*t + 0.1466*n + 89.4751	r = 0.434
v 8	q = 4.8749*t + 0.9799*n + 6.4361	r = 0.692	v 8	q = -0.9077*t + 1.1534*n + -36.4034	r = 0.802
v10	q = -2.1328*t + 0.7115*n + 31.0876	r = 0.399	v10	q = -0.8154*t + 0.2860*n + 11.2732	r = 0.525
v11	q = -3.0733*t + 0.6769*n + 32.0631	r = 0.691	v11	q = -0.6069*t + 0.1965*n + 9.1808	r = 0.428
v12	q = 5.5157*t + 0.8606*n + -129.6859	r = 0.761	v12	q = 21.2236*t + 0.1820*n - 363.9098	r = 0.586
v14	q = 0.6892*t + 0.8315*n + -5.7956	r = 0.473	v14	q = 0.5592*t + 0.4836*n + -3.9634	r = 0.630
v16	q = 0.8876*t + 0.1256*n + 13.8425	r = 0.555	v16	q = 1.7	
v19	q = 47.8		v19	q = 0.4415*t + 0.6117*n + -12.1263	r = 0.814
v21	q = -0.5591*t + 0.7660*n + -1.11475	r = 0.706	v21	q = -0.2121*t + 0.0333*n + 3.2035	r = 0.573
v22	q = 2.0361*t + 0.3631*n + 22.4277	r = 0.650	v22	q = 1.9938*t + 0.0186*n + 28.2153	r = 0.628
v23	q = -0.2938*t + 0.6673*n + -16.4731	r = 0.648	v23	q = 6.2	
v24	q = -0.2938*t + 0.6673*n + -16.4731	r = 0.648	v24	q = 6.2	
v25	q = -0.2938*t + 0.6673*n + -16.4731	r = 0.648	v25	q = 6.2	
v26	q = 0.6646*t + 0.6412*n + -19.1059	r = 0.677	v26	q = -0.1754*t + 0.4983*n + 5.5055	r = 0.677
v27	q = 0.6646*t + 0.6412*n + -19.1059	r = 0.677	v27	q = -0.1754*t + 0.4983*n + 5.5055	r = 0.677
v28	q = 0.6646*t + 0.6412*n + -19.1059	r = 0.677	v28	q = -0.1754*t + 0.4983*n + 5.5055	r = 0.677

Tabelle 5: Gleichungen zur Bestimmung des mittleren Abflusses der Wintermonate (für den Zeitraum 1978 - 1980) in Nordamerika

Der Abfluß von Gitterflächen ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Grad) großer Räume, wie beispielweise von Kontinenten, wurde von den genannten Autoren ebenfalls mittels eines Regressionsverfahrens für Nordamerika abgeschätzt. Im Gegensatz zu dem ersten Teil der Untersuchungen beschränken sich die Aussagen hier nicht auf Gebiete mit einheitlichem Abflußverhalten. Für die Berechnungen werden Daten zum Einzugsgebiet (z.B.: mittleren Höhe), zum Gebietsniederschlag, zur Lufttemperatur und zum dominanten Vegetationstyp benötigt. Die Regressionsbeziehungen sind in der Tabelle 5 angegeben. Dabei sind die Temperatur mit T und der Vegetationstyp mit V ($1 < V < 28$) abgekürzt.

Im Gegensatz zu den vorigen Arbeiten bestimmen Bruijnzeel et al. (1983) den mit einer geringen zeitlichen Verzögerung auf einen Sturm folgenden direkten Abfluß eines 19 ha großen Gebietes (Kali Mondo River basin). Das Einzugsgebiet liegt am hügeligen nördlichen Bergrücken von Zentral Java und erstreckt sich über eine Höhe von 508 - 714 m über NN. Dieser direkte Abfluß, der allerdings nur etwa 5 - 7% des monatlichen Abflusses während der nassen Jahreszeit ausmacht, kann allein über den Niederschlag mit

$$Ab = 0.009 \cdot Ni^{1.415} \quad (32)$$

einem Korrelationskoeffizienten von $r^2=0.9$ parametrisiert werden.

Kinosita (1983) bestimmt den in einem Abflußkanal auftretenden Spitzenabfluß für die feucht tropischen Bereiche Asiens in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität und der Größe des Einzugsgebietes. Der Verzögerungsterm f liegt im Fall des Toneflusses

$$Ab = f \cdot Ni \cdot A_c / 3.6 \quad (33)$$

(Japan) zwischen $0.6 < f < 0.8$. Jedoch wird in der Untersuchung nicht angegeben, wie er in Abhängigkeit von den Eigenschaften des Untersuchungsgebietes ermittelt werden kann.

IV MATHEMATISCHE MODELLE ZUR BERECHNUNG DES ABFLUSSES

In den bisher betrachteten Gleichungen wurden die bei der Abflußbildung auftretenden physikalischen Prozesse nicht explizit behandelt. Bei den im Kapitel III.2 enthaltenen Ansätzen, in die zum Teil auch klimatologische Daten eingehen, wurde teilweise versucht, deren Auswirkungen zu erfassen. Dazu wurden die Gittergebietsfläche und das Einzugsgebiet in Bereiche mit homogenen Eigenschaften unterteilt und ein statistischer Zusammenhang zwischen der Abflußhöhe und der Eigenschaft gesucht. Im Gegensatz dazu soll in diesem Kapitel auf die Modellierung dieser Prozesse näher eingegangen werden. Dabei werden außer bei Vörösmarty et al. (1989, 1991) "einfache" Wasserbilanzmodelle betrachtet. In sie gehen die an Gitterpunkten vorliegenden Daten, die repräsentativ für die Gittergebietsfläche sind, als Eingangsdaten ein. Die Grundlage für die Modellrechnungen bildet die Kontinuitätsgleichung.

$$N_i = I + E + Tr + A_o + A_i + A_{Gr} + S_B + S_{Gr} + S_s \quad (34)$$

$$\begin{array}{ccc} I \text{-----} I & I \text{-----} I & I \text{-----} I \\ \text{Eta} & \text{Ab} & \text{Sp} \end{array}$$

$$Ab = N_i - Eta - Sp$$

mit

I	: Interzeption	
E	: Evaporation vom Boden	Evapotranspiration (Eta)
Tr	: Transpiration der Pflanzen	
A _o	: Oberflächenabfluß	
A _{Gr}	: Grundwasserabfluß	Abfluß (Ab)
A _i	: Interflow	
S _B	: Änderung des Bodenwasservorrates	
S _{Gr}	: Änderung des Grundwasservorrates	Speicherterm
S _s	: Änderung der Schneedecke	(Sp)

In Abhängigkeit von der Aufgabenstellung und der damit verbundenen Zeit- und Raumskala kann die Wasserbilanzgleichung durch Vernachlässigen einzelner Terme vereinfacht werden. Berücksichtigt man die gesuchte Genauigkeit in der Abflußhöhe, den Wissensstand zu den einzelnen Prozessen, den mit ihrer Modellierung verbundenen Aufwand, dann muß abgewogen werden, ob und welche einzelne Prozesse durch einfache Beziehungen, wie z.B. durch Regressionsbeziehungen, ausreichend genau beschrieben werden können. Dies zeigt den Übergang zu den im vorigen Kapitel skizzierten Verfahren. Aschwanen (1986) stellt fest, daß es an gut gesicherten Grundlagen fehlt, um anhand von Gebietscharakteristika und klimatischen Gegebenheiten entsprechende Beziehungen für die Verdunstung aufzustellen, die es erlauben, Resultate von einem Gebiet auf ein anderes zu übertragen. Er zeigt auch, daß trotz einer "physikalischeren" Betrachtung der in der Wasserbilanz enthaltenen Prozesse die Wasserbilanzmethode in den Untersuchungsgebieten nur in 47% der Fälle ein befriedigendes Resultat erzielt ($\pm 10\%$). In 28% der Fälle ergeben sich Abweichungen zu den gemessenen Werten von über 20%. Die Untersuchungen von Arnell (1992) lassen ebenfalls keine deutliche Bevorzugung der Wasserbilanzmodelle gegenüber den statistischen Methoden erkennen.

Im Gegensatz zu den im Kapitel III.2 und zum Teil auch im Kapitel III.1 angegebenen Verfahren gehen in die Wasserbilanzmodelle klimatologische Größen ein. Die daraus berechneten Abflußhöhen erfüllen somit nicht den bei der Validierung der GCM geäußerten Wunsch nach der Unabhängigkeit von klimatologischen Größen. Nichtsdestoweniger ermöglicht die physikalischere Beschreibung der einzelnen Terme eine bessere Abschätzung von Auswirkungen, wie z.B.: die der eines anderen Vegetationsbestandes, der Bewässerung von Kulturen unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Grundwassers, der Versiegelung des Untergrundes, des Anlegens von Seen, der Temperaturerhöhung, ... auf die Abflußhöhe.

Die räumliche Verteilung und Intensität des Niederschlages spielt bei der Berechnung der Abflußhöhe eine große Rolle. Der Gebietsniederschlag kann aus Punktmessungen beispielsweise über ei-

nes der im Kapitel III genannten Interpolationsverfahren unter Berücksichtigung seiner räumlichen Verteilung berechnet werden. In den meisten Fällen liegt keine Information zur aktuellen Evapotranspiration vor. Da selbst eindimensionale Modelle häufig schon zu aufwendig sind, werden in vielen Untersuchungen vereinfachte Ansätze herangezogen. Diese basieren auf den Methoden des turbulenten Massentransportes, auf Energiebilanzmodellen, auf Wasserbilanzmethoden und der Kombination von Wasser- und Wärmebilanzmethoden, auf Wetterdaten, dem Konzept der potentiellen Verdunstung sowie der Bestimmung der Evapotranspiration des Bodens und der Pflanzen. Die Gebietsevapotranspiration ergibt sich aus der Flächengröße und der Evapotranspiration. Schrödter (1985) gibt eine Zusammenstellung verschiedener Ansätze der potentiellen Evapotranspiration und eine Übersicht über die dazu erforderlichen Daten. Dyck (1983) stellt in seiner Übersicht einige häufig verwendete Zusammenhänge zwischen der aktuellen und der potentiellen Evapotranspiration zusammen. Aufwendigere Modelle versuchen den tatsächlichen Feuchtefluß über die Modellierung der Untergrundeigenschaften, der atmosphärischen Bedingungen und der in den Pflanzen anzutreffenden Prozesse zu berechnen.

Unterteilt man das Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete und / oder umfaßt eine Gittergebietsfläche mehrere Einzugsgebiete, dann muß vor allem bei hoher zeitlicher Auflösung das Speicherverhalten des Untergrundes, wie auch die zeitliche Verzögerung des Abflusses berücksichtigt werden. Einfache Speicherkonzepte, wie z.B. das eines linearen Reservoirs ($S_p = A_b \cdot k_1$), eines einfachen logarithmischen Reservoirs ($S_p = \ln(A_b/k_2)$) oder eines einfachen nichtlinearen Reservoirs ($S_p = (A_b^n \cdot k_3)$) können bei der Berechnung des Abflusses herangezogen werden (Dyck, 1983). Dabei werden über S_p der Speicher und über k_1 , k_2 , k_3 die Speicherkonstanten beschrieben. Das Abflußverhalten wird beispielsweise bei Vörösmarty et al. (1989, 1990) über ein Wassertransportmodell berücksichtigt.

Im folgenden werden zunächst einige Ansätze zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration angegeben, die auf der potentiellen Evapotranspiration beruhen. Danach wird auf weitere Modellierungen

eingegangen. Da sehr viele Wasserbilanzmodelle in der Literatur veröffentlicht sind, werden hier nur einige wenige betrachtet, die verschiedene physikalische Prozesse mit unterschiedlicher Genauigkeit erfassen. Am Ende wird auf zwei Modelle eingegangen, die über dimensionslose Kennzahlen die Prozesse beschreiben.

Dyck (1983) stellte einige Möglichkeiten zusammen, wie man aus bekannter potentieller Evapotranspiration (Etp) die aktuelle (Eta) bestimmt. Sind die aktuelle Bodenfeuchte (SM) und die bei der Feldkapazität der Pflanze zur Verfügung stehende Bodenfeuchte (Pam) bekannt, dann kann die Eta über (Minhas et al., 1974)

$$\text{Eta/Etp} = \frac{1 - \exp(-ga \cdot SM)}{1 - 2 \cdot \exp(-ga \cdot Pam) + \exp(-ga \cdot SM)} \quad (35)$$

berechnet werden. Norero (1969) setzt die Kenntnis der Bodenkonzstante b und des Wassergehaltes des Bodens (SM_c , in %) für den Fall voraus, bei dem die $\text{Eta} = 0.5 \cdot \text{Etp}$ ist.

$$\text{Eta/Etp} = (1 + (SM_c/SM)^{(b \cdot k)})^{-1} \quad (36)$$

Dabei gilt: $k = 2.69 \cdot \exp(-0.09 \cdot \text{Etp})^{-0.62}$

Bei Baier und Robertson (1966) muß die in der j -ten Zone am Ende des vorhergehenden Tages verfügbare Bodenfeuchte ($SM_{j,i-1}$), die der Pflanze zur Verfügung stehende Bodenfeuchte bei vorgegebener Feldkapazität (Pam) und der ihr zur Verfügung stehende Teil der Bodenfeuchte bekannt sein, bei der Eta kleiner als Etp ist und Pflanzenstress einsetzt (z_j).

$$\text{Eta/Etp} = \sum_{j=1}^n k_j \cdot (SM_{j,i-1} / Pam_j) \cdot z_j \quad (37)$$

Dyck gibt ebenfalls einen Ansatz von Koitzsch an, in den nur die

aktuelle Bodenfeuchte zu verschiedenen Zeiten eingeht.

$$\text{Eta}/\text{Etp} = \frac{1}{1-0.533 \cdot \text{SM}_i} \cdot \frac{\text{SM}_{i-1}}{\text{Pam}} \quad (38)$$

Für Monatswerte der Eta zitiert Dyck einen Ansatz von Budyko, in den die aktuelle Bodenfeuchte und Pam eingehen.

$$\text{Eta}/\text{Etp} = \text{SM}_i/\text{Pam} \quad (39)$$

Löpmeier (1991) berechnet die aktuelle Verdunstung auf der Grundlage der Penman-Monteith-Beziehung. Sie berücksichtigt die gesamte Strahlungsbilanz (R_n), den Bodenwärmestrom (B_o), die Dichte (ρ), die spezifische Wärme bei konstantem Luftdruck (c_p), den Sättigungsdampfdruck (e_s , in hPa), den Dampfdruck (e , in hPa), die Änderung der spezifischen Sättigungsfeuchte mit der Temperatur (se), die Psychrometerkonstante (gam , in hPa/K = 0.67), den aerodynamischen Widerstand (ra , in s/m) und den Bestandswiderstand (rs , in s/m). Über die Festlegung typischer, an phänologische Phasen

$$\text{Eta} = \frac{se \cdot (R_n - B_o) + \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e) / ra}{se + gam \cdot (1 + ra/rs)} \quad (40)$$

der Pflanzen gekoppelte Jahrestage geht die Entwicklung der Pflanzen in den Algorithmus ein. Der Pflanzenwiderstand und der Bodenwiderstand werden in dem Bestandswiderstand erfaßt. Um den Bodenwassergehalt und eine mögliche Reduktion der Verdunstung abschätzen zu können, wird die Berechnung der Verdunstung an das von Braden (1982) entwickelte und später (1991, zitiert von Löpmeier) modifizierte Bodenwassermodell angekoppelt.

Müller et al. (1992) bestimmen die Eta eines Pflanzenbestandes über Etp und einen Korrekturfaktor r . In ihn

$$\text{Eta} = r \cdot \text{Etp} \quad (41)$$

geht das Verhältnis w , von tatsächlichem pflanzennutzbarem zu maximal möglichem pflanzennutzbarem Wasservorrat in der Durchwurzelungsschicht und ein biologisch-physiologischer Parameter β ein. Bei der Bestimmung der Eta wird vorausgesetzt, daß die Verdunstung des nach Niederschlägen auftretenden Interzeptionswassers pro Zeiteinheit um 30% über der Etp nach Turc liegt.

Arnell (1992) berechnet den mittleren jährlichen Abfluß eines großen Einzugsgebietes (im Bereich von Nord- und Westeuropa), über das ein Gitternetz mit einer Maschenweite von $0.5^\circ * 0.5^\circ$ Grad gelegt wurde. Die aktuelle Verdunstung wird über die Turc-Pike Beziehung (Dooge, 1989) bestimmt.

$$\text{Eta} = \frac{\text{Ni}}{(1 + (\text{Ni}/\text{Etp})^2)^{1/2}} \quad (42)$$

In einer anderen Arbeit (Arnell, 1991) berechnet er die aktuelle Verdunstung aus dem Niederschlag und der potentiellen Evapotranspiration unter Berücksichtigung der monatlichen Bodenfeuchte. Die von ihm herangezogene grundlegende Gleichung lautet:

$$\text{SM}_j = \text{Ni}_j - \text{Eta}_j - \text{Ab}_j + \text{SM}_{j-1} \quad (43)$$

Dabei beschreibt j den betrachteten und $j-1$ den vorhergehenden Monat, SM_j den Bodenfeuchtegehalt am Ende des Monats j . Die aktuelle Evapotranspiration Eta_j hängt von der Bodenfeuchte des vorhergehenden Monats (SM_{j-1}) ab. Es kann nur Wasser abfließen, wenn die Differenz $\text{Ni}_j - \text{Eta}_j$ das Bodenfeuchtedefizit überschreitet. Von dem Autor werden verschiedene Methoden der Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration getestet.

- Ausgehend von dem monatlichen Niederschlag, der Etp und einer linearen Beziehung zwischen Evapotranspiration und Bodenfeuchte bestimmt er die aktuelle Evapotranspiration
- Die aktuelle Eta wird aus Monatswerten des Niederschlages und der Etp (Thornthwaite) berechnet, wobei eine lineare Beziehung

zwischen der Eta und Etp der folgenden Art besteht.

$$Eta_i = r * Etp_i$$

mit (44)

$$\begin{aligned} r &= 1 - \exp(-0.668 * SM_{i-1} / S_{max}) && \text{falls ein Defizit da ist} \\ r &= 1 && \text{sonst} \end{aligned}$$

Dabei sind Eta_i , Etp_i Tageswerte der jeweiligen Evapotranspiration (30 Tage pro Monat). SM_{i-1} ist die Bodenfeuchte des Vortages und S_{max} wird als konstant vorausgesetzt.

- Liegt der Niederschlag unter der potentiellen Evapotranspiration, dann beträgt die Bodenfeuchte des j-ten Monats

$$SM_j = SM_{j-1} * \exp((-Etp_j - Ni_j) / S_{max}) \quad (45)$$

Nur wenn der Niederschlag die Etp übertrifft und wenn der Bodenfeuchtegehalt am Ende des Monats sein Maximum S_{max} ($S_{max} = \text{const} = 150 \text{ mm}$) erreicht, kann Wasser abfließen.

$$Ab_j = Ni_j - Etp_j - SM_j + SM_{j-1} \quad (46)$$

Das Wasserbilanzmodell wird mit der dritten Beziehung für die aktuelle Verdunstung anhand des FRIEND Datensatzes von Nord- und Westeuropa getestet. Die Ergebnisse werden von der Beziehung zwischen der Eta und der Etp beeinflusst. Nur im Fall geringer Evapotranspiration sind die Resultate von der Form des Modelles und der Parametrisierung relativ unabhängig. Die über die monatliche Wasserbilanzgleichung berechnete Abflußhöhe unterschätzt wie auch die anderen statistischen Verfahren den mittleren Abfluß.

Fitzharris und Grimmond (1982) bestimmen den Abfluß über ein Wasserbilanzmodell unter Einbeziehen von vorhandenem Schnee. Die Nettoevaporation wird über die gesamte Strahlungsbilanz (R_n), die Steigung der Sättigungsdampfkurve des Feuchtthermometers (D) und

die Psychrometerkonstante (γ) bestimmt.

$$E_{tp} = R_n \cdot (D / (D + \gamma)) \quad (47)$$

Tulu (1991) berechnet den Abfluß aus einem im zentralen Hochland von Äthiopien liegenden Einzugsgebiet. Das von ihm vorgestellte Modell umfaßt in vertikaler Richtung drei Strömungskomponenten, den Oberflächenabfluß, den Interflow und den Grundwasserabfluß. Letzterer setzt sich aus einem Anteil, der den Fluß in kurzer Zeit erreicht und einen Anteil, der eine längere Zeit dazu benötigt, zusammen. Die aktuelle Evapotranspiration ergibt sich aus der von Kersch (1982) modifizierte Form der potentiellen Evapotranspiration nach Penman, aus einem von der Jahreszeit abhängigen Parameter und aus dem aktuellen Bodenfeuchtegehalt, den Bodenfeuchtegehalt am Welkepunkt und dem Bodenfeuchtegehalt bei vorhandener Feldkapazität. Die Infiltration wird über den exponentiellen Ansatz von Dyck (1980) beschrieben. Das Modell benötigt als Eingangsdaten Monatswerte der Temperatur, der relativen Feuchte, des Windes, der Sonnenscheindauer und des Niederschlages sowie eine Information über die Flächennutzung und die Feldkapazitäten der Untergründe. Ein Vergleich mit Abflußmessungen des Guder Einzugsgebietes (592 km²) ergibt eine Korrelation von $r = 0.9$.

Sophocleous et al. (1987) untersuchen die Auswirkung unterschiedlicher Vegetation und Bewässerung auf das Grundwasser im Rattle Snake Einzugsgebiet (3768 km²). Dazu wird das Einzugsgebiet zunächst in vier durch die Temperatur und den Niederschlag definierte Bereiche unterteilt. Entsprechend den vorliegenden Bodenarten wird jedes Gebiet in weitere Untergebiete mit jeweils gleicher Bodenart und somit gleicher Wasserkapazität untergliedert. Für jede "homogene" Bodenart erfolgt eine weitere Unterteilung nach dem Anbau von Pflanzen und deren Bewässerung. Über die Kenntnis des flächenmäßigen Anteiles jeder Komponente läßt sich ein Mittelwert der Terme der Wasserbilanz des Einzugsgebietes bestimmen. Zu ihrer Berechnung müssen neben den oben genannten Größen Tagesmittel der Temperatur und des Niederschlages bekannt sein. Die aktuelle Verdunstung, die Bodenfeuchte in verschiedenen

Tiefen und der Abfluß ergeben sich aus dem Niederschlag, der Bodenzusammensetzung und dessen verfügbarer Wasserkapazität, dem Eindringen von Wasser in unterschiedlich tief liegende Bodenschichten und dem Anbau und dem Bewässern verschiedener Kulturpflanzen. Vergleicht man den Oberflächenabfluß mit dem gemessenen, dann weisen die Rechnungen einen Unterschied zu den Messungen von bis zu 10.5% auf. Der unterirdische Abfluß, der bei den Rechnungen ein integraler Wert über das Einzugsgebiet ist, weicht von dem allerdings nur an einem einzelnen Punkt gemessenen Wert um 15% ab. Würde man die Gitterfläche nach denselben Kriterien unterteilen wie das Einzugsgebiet, dann könnte der für den Gitterpunkt repräsentative Abfluß als ein über den Flächenanteil gewichteter Mittelwert bestimmt werden.

Müftüoglu (1991) beschreibt monatliche Abflußhöhen über ein nichtlineares Modell. Er geht davon aus, daß sich der Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes aus einem stark nichtlinearen Part (Term II) mit einer kurzen und / oder geringen Verzögerung zum Niederschlag und aus einem linearen Anteil mit großer zeitlicher Verschiebung zum Niederschlag (Term I) zusammensetzt.

$$Q_m = \sum_{i=1}^l h_i * P_i + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n h_{i,j} * P_{i+1} * P_{j+1} \quad (48)$$

I-----I

I

I-----I

II

Über l und n werden die Länge der linearen und nichtlinearen Zeitintervalle erfaßt. Das gesamte betrachtete Zeitintervall resultiert aus der Summe beider Zeiten (m=l+n). Unter P_i wird der effektive Niederschlag verstanden, der der abflußwirksame Anteil des gefallenen Niederschlages ist. Die durch die Untergrundeigenschaften, die Größe des Einzugsgebietes und durch die Landnutzung bedingte zeitliche Verzögerung des Abflusses wird über h_i bzw. $h_{i,j}$ in dem Modell berücksichtigt. Diese Terme beschreiben das "Ge-

dächtnis" des Einzugsgebietes. Sie stellen eine für jedes Einzugsgebiet typische Größe dar und müssen über eine Kreuzkorrelation von Abfluß und effektivem Niederschlag explizit bestimmt werden. Werden Monatsmittel oder noch längere Mittelungsintervalle betrachtet, dann sind beide Terme nur einmal für jedes Einzugsgebiet zu bestimmen. Bei kurzfristigeren Mittelwerten hängen sie jedoch in starkem Maße von den Eigenschaften (Geomorphologie, Flächennutzung, Größe) des Einzugsgebietes ab. Das Modell wird auf monatliche Abflußhöhen (1936 - 1965) des River Lee (UK) Einzugsgebietes (584 Meilen²) angewandt. Der effektive Niederschlag wird durch Beschreiben der aktuellen Evapotranspiration über den Ansatz von Thornthwaite bestimmt. Der geringste mittlere quadratische Fehler tritt bei einer linearen Verzögerung von $l=7$ Monaten auf und bei einer nichtlinearen von $n=2$ Monaten. Vergleicht man dies mit den Ergebnissen eines linearen Modelles, dann ist der mittlere quadratische Fehler in allen Fällen bei dem hier vorgestellten Modell kleiner. Bei dieser Art von Modellen ist jedoch zu berücksichtigen, daß eine räumliche Konstanz und / oder eine Gleichverteilung des effektiven Niederschlages vorausgesetzt wird. Dieser Fehler gewinnt mit wachsender Größe des Einzugsgebietes an Bedeutung.

Vörösmarty et al. (1989) entwickelten ein makroskaliges Modell, mit dem auf der Skala von Kontinenten der monatliche oder jährliche Abfluß von großen Flußsystemen, wie beispielsweise des Amazonas, berechnet werden kann. Das Modell setzt sich aus einem Wasserbilanzmodell und aus einem Wassertransportmodell zusammen. Mit dem ersten Modell wird die Wasserbilanz jeder Gitterzelle ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Grad) berechnet, mit dem zweiten der Transport entlang des Flußsystems. Das Wasserbilanzmodell sagt die Bodenfeuchte aus der Wechselwirkung von Niederschlag, auch in Form von Schnee und potentieller Evapotranspiration voraus. Übersteigen der Niederschlag und die Schneeschmelze die Etp, dann kann die Bodenfeuchte bis zur maximalen Feldkapazität, die über die Bodenstruktur und die Wurzeltiefe bestimmt wird, zunehmen. Wird diese Feldkapazität überschritten, dann fließt das überschüssige Wasser in einen Abflußspeicher und der gesuchte Abfluß wird als lineare Funktion der Speichergröße betrachtet. Ist die Etp größer, dann wird die zeit-

liche Änderung der Bodenfeuchte über das Produkt aus Bodenfeuchte, einem Feuchteverzögerungsterm und der Summe aus Etp, Niederschlag und Schneeschmelze bestimmt. Das Wassertransportmodell verbindet die Ergebnisse des Wasserbilanzmodelles mit dem Netzwerk des Flußsystemes, der Transferrate des Wassers innerhalb dieses Systems, dessen Timing und dem Ausmaß der Überschwemmungen in den Überschwemmungsgebieten. Dabei wird ein linearer Transport des Abflusses zwischen den Gitterzellen angenommen. In das Modell gehen der Niederschlag, die Etp, die Temperatur, die Nettostrahlung, die Bodeneigenschaften, die Vegetation und die Topographie ein. Mit dem Modell werden jährliche und halbjährliche Zeitreihen der Bodenfeuchte, der Abflüsse und der Evapotranspiration des Amazonas / Tocantin Gebietes ($0.5^\circ * 0.5^\circ$ Grad) berechnet. Ein Vergleich mit gemessenen jährlichen Abflüssen zeigt eine schlechte Übereinstimmung mit den Modellrechnungen, wenn die Einzugsgebiete deutlich kleiner als eine Gittergebietsfläche sind. Bei größeren Einzugsgebieten unterschätzen die Modellrechnungen die Messungen weniger. Das zeitliche Verhalten und die Größe des Abflusses werden je nach gewähltem Teileinzugsgebiet gut (innerhalb 1%) und mit bis zu einer 33%-tigen Übereinstimmung mit Messungen bestimmt.

Vörösmarty et al.(1991) wenden eine modifizierte Version des oben genannten Modelles auf das Einzugsgebiet des Sambesiflusses an. Dieser Fluß liegt wie auch der Amazonas im Bereich der Tropen, jedoch unterscheiden sich die klimatologischen und topographischen Gegebenheiten deutlich voneinander. Die Modellrechnungen mit nicht ausreichend auf den Sambesifluß angepaßten Parametern führen zu großen Fehlern in den regionalen Abflüssen. Erst die Berücksichtigung der tatsächlichen Hochwassergebiete des Flusses und die exaktere Berechnung der Wasserbilanz führte zu einer besseren Übereinstimmung von Modellrechnungen und Messungen. Vergleicht man einige Modellparameter, so fallen unter anderem ähnliche Transferkoeffizienten (Sambesifluß: $20 < K < 30$, Amazonas: $20 < K < 25$) auf.

Julien et al.(1990) entwickeln eine charakteristische Länge, bei deren Überschreiten die räumliche Variabilität der Topographie und der Oberflächenrauigkeit nur einen geringen Einfluß auf den

Abfluß ausübt. Dazu quantifizieren sie den Einfluß der räumlichen Variabilität der Neigung des Geländes, der Oberflächenrauigkeit, der Breite des Bereiches, in dem das Wasser oberirdisch abfließt und der Intensität des Niederschlagsüberschusses auf den Abfluß. Unter der Intensität des Niederschlagsüberschusses wird hierbei die Differenz aus der Intensität des gefallenen Niederschlages und der Infiltration des Wassers (Holton und Dunnens Infiltration) in den Boden verstanden. Die Untersuchungen werden mit einem eindimensionalen Finite-Elemente-Modell durchgeführt. Es basiert auf der kinematischen Wellennäherung der St.-Venant Impulsgleichung und der Kontinuitätsgleichung. Der auf die Strömung wirkende Widerstand wird über die Manning Widerstandsbeziehung formuliert. Es zeigt sich, daß eine charakteristische Länge L_s (in m) bestimmt

$$L_s = \left(\frac{t_r^{5/3} \cdot S_o^{1/2} \cdot N_{ii}^{2/3}}{n} \right) \quad (49)$$

werden kann, wenn die Niederschlagsdauer (in Sekunden), die Niederschlagsintensität (N_{ii} , in m/s), die mittlere Neigung des Geländes S_o und der Manning Rauigkeitskoeffizient n bekannt sind. Diese charakteristische Länge ist mit einer sich aus der horizontalen Projektion desjenigen Geländes, entlang der der Abfluß abströmt (L), zu vergleichen. Ist L_s größer als L , dann üben die räumliche Variabilität der Topographie und der Oberflächenrauigkeit nur einen geringen Einfluß auf den aus räumlich gemittelten hydrologischen Werten berechneten Abfluß aus.

Sivapalan et al. (1987) beschreiben mit Hilfe eines aus dimensionslosen Gleichungen bestehenden "einfachen" konzeptionellen Modells den auf einen Sturm folgenden Abfluß. Als Einflußgrößen gehen die Topographie des Einzugsgebietes, die Bodeneigenschaften und die räumliche Variabilität des Niederschlages ein. Das Modell berücksichtigt sowohl die Infiltration (nach Horton, 1933) wie auch die im Bereich von feuchten Gebieten anzutreffende Infiltration, bei der die Oberfläche von unten her kommend durch den Niederschlag und den unterirdischen Abfluß gesättigt ist. Der Abfluß

wird über fünf dimensionslose Ähnlichkeitsparameter und über drei Hilfsgrößen bestimmt. Zu den Ähnlichkeitsparametern gehören zwei skalierte hydraulische Leitungsparameter, zwei skalierte Parameter, die die Bodenfeuchte beschreiben und ein Boden-Topographie Index. Die Autoren hoffen, daß der Abfluß durch dimensionslose Kennzahlen charakterisiert und beim Vorliegen nahezu gleicher Kennzahlen direkt auf andere Einzugsgebiete übertragen werden kann. In der Untersuchung wird das Modell nicht mit Messungen verglichen. Die Güte der Übereinstimmung mit dem tatsächlichen Oberflächenabfluß kann daher nicht beurteilt werden. Darüber hinaus stellt sich die Frage, ob eine Übereinstimmung aller fünf dimensionsloser Zahlen überhaupt möglich ist. Dennoch ist diese Arbeit ein interessanter Versuch, die den Abfluß bildenden Prozesse mit Hilfe dimensionsloser Kennzahlen zu beschreiben. In wieweit dies auch für Tages-, Monats- und Jahresmittel des Abflusses möglich ist oder die Anwendungen beispielsweise durch die Topographie oder die Größe der Einzugsgebiete begrenzt werden, muß noch geklärt werden.

V ZUSAMMENFASSUNG

Bei dieser Untersuchung wurde auf verschiedene Verfahren eingegangen, mit denen an Pegeln bestimmte Abflußdaten auf Gitterpunkte übertragen werden können. In Abhängigkeit von der Problemstellung, für die die Abflußdaten gewonnen werden, der räumlichen und zeitlichen Dichte der Messungen, dem Vorliegen zusätzlicher Hintergrundinformation und der mit den Messungen verbundenen Fehlern, sind verschiedene Verfahren zur Übertragung erforderlich. Es steht zu erwarten, daß nicht ein und dasselbe Verfahren für verschiedene Gittergebietsgrößen oder Problemstellungen das geeignetste sein wird. Im Kapitel III wurde auf verschiedene Interpolationsverfahren eingegangen. In dem ersten Teil dieses Kapitels wurden Ergebnisse und Erweiterungen des von Liebscher (1990a) vorgeschlagenen Algorithmus vorgestellt. In sie gehen als Gewichte die Fläche des Einzugsgebietes, des Gittergebietes oder Flächen mit homogenen

Eigenschaften wie die gleicher Höhe über NN ein. Eine weitere Unterteilung nach der Orientierung des Geländes, der Landnutzung, der Vegetation, der Untergrundeigenschaften und klimatologischer Größen ist vorstellbar. Im zweiten Teil dieses Kapitels wurden auf Punktmessungen beruhende Interpolationsverfahren betrachtet, die zur Berechnung des Gebietsniederschlages angewendet werden. Schwarzmaier et al. (1990, 1991) haben einige recht erfolgreiche Verfahren für die Übertragung der Abflußhöhen herangezogen. Die Autoren weisen auf die Abhängigkeit der Güte der extrapolierten Daten von der Datendichte und der Lage des Bezugspunktes innerhalb des Datengebietes hin. Ein Vergleich von auf Flächengewichten beruhenden Algorithmen mit den auf Punktmessungen basierenden liegt bisher nicht vor.

Im Kapitel III.2 wird der Abfluß über Regressionsansätze in Abhängigkeit von Gebietskenngrößen und klimatologischen Parametern beschrieben. Eine weitere Möglichkeit stellt das Heranziehen der Wasserbilanz (Kapitel IV) dar. Dazu wird zunächst der Niederschlag auf die Gitterpunkte übertragen. Die durch Messungen im allgemeinen nicht direkt erfaßbare aktuelle Evapotranspiration muß - je nach Fragestellung - über ein den Untergund, die Vegetation und die atmosphärischen Bedingungen berücksichtigendes Mehrschichtenmodell oder über einen einfachen Ansatz zum Beispiel auch mit Hilfe der potentiellen Evapotranspiration bestimmt werden.

Die Anwendung vieler in diesem Bericht zitierter Verfahren setzt die Festlegung der für den Abfluß wichtigen unabhängigen Größen voraus. Ihre Berücksichtigung in Modellen ist jedoch schwierig, da die dazu benötigten Hintergrundinformationen, wie beispielsweise die Bodenzusammensetzung, oft fehlen. Um dieses Problem zu umgehen, wird die Fläche, die durch die Gittergebietsfläche und die Einzugsgebiete abgedeckt wird, in Bereiche mit möglichst homogenen Eigenschaften unterteilt. Berücksichtigt man das Verhältnis des Anteiles dieser Flächen zur gesamten Fläche, dann kann die innerhalb des Untersuchungsgebiets gemessene Abflußhöhe auf Gitterpunkte übertragen werden. Arnell (1992) weist darauf hin, daß für eine realistische Bestimmung der gesuchten Ab-

flußhöhe auch klimatologische Größen, wie beispielsweise der Niederschlag, von Bedeutung sind.

Liegen weder für das Einzugsgebiet, noch für die Gitterpunktsfläche Abflußmessungen vor, dann kann die Abflußhöhe mit einem Regressionsansatz oder über die Wasserbilanz bestimmt werden. Bei dem ersten Verfahren müssen zunächst die unabhängigen Parameter für die jeweiligen Untersuchungsgebiete und bei großskaligen Untersuchungsbereichen möglichst auch Gebiete mit ähnlichem Abflußverhalten definiert werden. Schwarzmaier et al. (1991) erhalten bei einer Unterteilung der USA nach der Klimaklassifikation von Köppen-Geiger keine brauchbaren Ergebnisse. Aschwanden (1986) führt eine Regionalisierung der Schweiz über Pardé-Koeffizienten durch, Seifert (1972) eine für Kanada und Steiner (1965) für die USA. Eine allgemeinere global einsetzbare Methode der Festlegung von Gebieten mit ähnlichen Eigenschaften stellt die Clusteranalyse (Backhaus et al., 1986) dar.

Wird die Abflußhöhe über die Wasserbilanzgleichung berechnet, dann werden die physikalischen Prozesse der Abflußbildung berücksichtigt. Im Idealfall kann der Abfluß nach der Unterteilung des Untersuchungsgebietes in Bereiche homogener Eigenschaften für jede Klasse bestimmt werden. Zur möglichst realitätsnahen Erfassung des Abflusses kann das Einzugsgebiet in Untereinzugsgebiete unterteilt werden, wobei das Abfließen des Wassers wiederum explizit modelliert werden kann. Unter Berücksichtigung des prozentualen Anteiles des Teileinzugsgebietes an der Gittergebietsfläche ergibt sich der für den Gitterpunkt gesuchte Abfluß. Auch bei dieser Methode gehen klimatologische und physiographische Daten ein. Im Vergleich zu den zuvor genannten Verfahren ist hier die größte räumliche und zeitliche Auflösung möglich, sofern die benötigte Hintergrundinformation vorliegt.

Nur wenige Arbeiten prüfen die Qualität verschiedener Möglichkeiten der Übertragung von Abflußhöhen auf Gitterpunkte. Dabei ist als Test für die Übertragungsgüte am besten die Kreuzvalidierung geeignet. Arnell (1992, 1991) kann anhand seiner Untersuchungen

keine der genannten prinzipiellen Verfahren bevorzugen. Ob dies von weiteren Untersuchungen aus Bereichen unterschiedlichen Abflußverhaltens bestätigt werden kann, bleibt noch zu klären. Ebenfalls steht bisher offen, wie viele Messungen bei dem im Kapitel III genannten Interpolationsverfahren mindestens vorliegen müssen, ohne zu einem deutlichen Anstieg des Fehlers zu führen.

VI LITERATUR

Ahmed, S., De Marsily, G., 1987; Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity. Water Resources Research, 23, 1717 - 1737

Arnell, N., 1991; Developing Grid-Based Estimates of Hydrological Characteristics in Northern and Western Europe Using FRIEND Data Base. NATO Advanced Research Workshop on Opportunities for Hydrological Data in Support of Climate Change Studies. Lahnstein, 26 - 30 August, 1991

Arnell, N., 1992; Producing Grid Maps of Average Annual Runoff: Some preliminary Results. Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data, Warsaw, 6.4. - 9. 4.1992

Aschwanden, H., Weingartner, R., Leibundgut, C., 1986; Zur regionalen Übertragung von Mittelwerten des Abflusses. Teil 1: Raumtypisierung des Abflußregimes der Schweiz. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 30 (2/3), 52 - 61

Aschwanden, H., Weingartner, R., Leibundgut, C., 1986; Zur regionalen Übertragung von Mittelwerten des Abflusses. Teil 2: Quantitative Abschätzung der mittleren Abflußverhältnisse. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 30 (4), 93 - 99

Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W., Schuchard-Fischer, C., Weiber, R., 1986; Multivariate Analysemethoden. Springer Verlag, Berlin, 115 - 159

Baier, W., Robertson, G. W., 1966; A New Versatile Soil Moisture Budget. Can. J. Plant Sci., 46

Bárdossy, A., Muster, H., 1992; Spatial Interpolation of Daily Rainfall Amounts Under Different Meteorological Conditions. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe

Bárdossy, A., Plate, E. J., 1991; Modelling Daily Rainfall using a Semi-Markov Representation of Circulation Pattern Occurrence. Journal of Hydrology, 122, 33 - 47

Baur, F., Hess, P., Nagel, 1944; Kalender der Großwetterlagen Europas 1881 - 1939. Bad Homburg

Behr, O. 1991; Methodik zur regionalen digitalen Analyse und Simulation des Wasserhaushaltes. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich, Nr. 64, Wien, 1991.

Braden, H., 1982; Simulationsmodell für den Wasser-, Energie- und Stoffhaushalt in Pflanzenbeständen. Bericht des Inst. f. Met. und Klimatologie der Universität Hannover, Nr. 23

Bruijmzeel, L. A., Sampurno, S. P., 1983; Evaluation of runoff sources in a forested basin in a wet monsoonal environment: a combined hydrological and hydrochemical approach. Hydrology of humid tropical regions with particular reference to the hydrological effects of agriculture and forestry practice (Proc. of the Hamburg Symposium, August, 1983), IAHS Publ. 140, 165 - 174

Copp, H. D., 1991; Monthly Runoff Distribution Related to Basin Geography. Water Resources Bulletin, 27 (2), 177 - 188

Creutin, J. D., Obled, C., 1982; Objective Analyses and Mapping Techniques for Rainfall Fields: An Objective Comparison. Water Resources Research, 18 (2), 413 - 431

DIN 4049 Teil 1, 1979; Hydrologie

Dooge, J. C. I., 1989; The Role of the Hydrological Cycle in Climate. In: Berger, A., Schneider, S., Duplessy, J. Cl., Climate and Geo-Sciences. Kluwer: Dordrecht, 355 - 366

Dyck, S., Becker, A., Flemming, G., 1980; Angewandte Hydrologie, Teil 2. Verlag für Bauwesen, Berlin, 528 S.

Fitzharris, B. B., Grimmond, C. S. B., 1982; Assessing snow storage and melt in a New Zealand mountain environment. IAHS Publ. 138, 161 - 168

Flohn, H., 1992; Festkolloquium anlässlich des 80. Geburtstages von Herrn Prof. Dr. Flohn, Universität Bonn

Geiger, H., Steli, A., Castellazi, U., 1986; Regionalisierung der Starkniederschläge und Ermittlung typischer Niederschlagsganglinien. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie Nr. 33

Gilyén-Hofer, 1992; Grid Estimation of Runoff Data; Some preliminary results and notes. Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data, Warsaw, 6.4. - 9. 4.1992

Grassl, H., 1990; The Exceptionale Role of the Water Cycle for Global Climate. Mitt. Geol.-Paläont.Inst. Univ. Hamburg, 69, 195 - 211

Gustard, A., Roald, L. A., Demuth, S., Lumadjeng, H. s., Gross, R., 1989; Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND). Institute of Hydrology, Wallingford, Oxon, 2 vols.

Haldny, 1991; Runoff Gridding - Current State and Development. NATO Advanced research workshop on opportunities for hydrological data in support of climate change studies, Lahnstein, 26 - 30, August 1991

Hess, P., Brezowsky, H., 1969; Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des deutschen Wetterdienstes, Nr. 113, Bd. 15, 2. neu bearbeitete und ergänzte Auflage, Offenbach a. Main, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Horton, R. E., 1932; Drainage Basin Characteristics. Transactions of the Am. Geophys. Union, 13, 350 - 361

Horton, R. E., 1933; The role of infiltration in the hydrologic cycle, Eos Trans. AGU, 14, 446 - 460

Isele, K., Predeek, A., 1992; A Study on The Transformation of Point-Measured Runoff Data Into Grid-Based Data. Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data, Warsaw, 6.4.-9.4. 1992 (unpublished report)

Julien, P. Y., Noglen, G. E., 1990; Similarity and Length Scale for Spatially Varied Overland Flow. Water Resources Research, 26 (8), 1819 - 1832

Kerscher, H., 1982; Versuch der Entwicklung von Rechenprogrammen zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration mit programmierbaren Klein- oder Taschenrechnern. Zeitschrift für Bewässerungswirtschaft, DLG, Frankfurt 87 - 161

Kinosita, T., 1983; Runoff and flood characteristics in some humid regions. Hydrology of humid Tropical Regions with particular reference to the hydrological effects of agriculture and forestry practice (Proc. of the Hamburg Symposium, August, 1983). IAHS Publ. 140, 53 - 62

Liebscher, H. J., 1990a; Collaborative Paper; Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data; IIASA, WMO. IAHS, Cp-90-09, November 1990

Liebscher, H. J., 1990b; Abfluß. Allgemeine Hydrologie Band 1, 462 - 538. Lehrbuch der Hydrologie. Gebr. Borntraeger Berlin, Stuttgart. (Herausg. Baumgartner, A., Liebscher, H.J.)

Löpmeier, F. J., 1991; Die Bestimmung der realen Evapotranspiration unter besonderer Berücksichtigung von Fernerkundungsmethoden. DWD intern, Nr. 45, Beiträge zur Agrarmeteorologie, Nr. 6/91; Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 1991

- Matheron, G., 1973;** The intrinsic random functions and their applications. Adv. Appl. Prob., 5, 439 - 468
- Matthwes, E., 1984;** Vegetation, Land Use and Seasonal Albedo Data Sets: Documentation of Archived Data Tape. NASA Technic, Memorandum 86107
- Minhas, B. S., Parikh, K. W., Srinivasan, T. N., 1974;** Towards The Structure of a Production Function for Wheat Yields With Dated Input or Irrigation Water. Water Resources Research, 10(3), 383 - 393
- Moss, M. E., Tasker, G. D., 1991;** An Intercomparison of Hydrological Network-Design Technologies. Hydrological Sciences - Journal-des Sciences Hydrologiques, 36, 3, 209 - 221
- Müftüoğlu, R. F., 1991;** Monthly Runoff Generation by Non-Linear Models. Journal of Hydrology, 125, 277 - 291
- Müller, J., Müller, G., Schellin, H. G., 1992;** Der Vegetationsfaktor bei der Abschätzung der aktuellen verdunstung - Ein Beitrag zum Wasserhaushalt von Kulturpflanzen. Annalen der Meteorologie, 27, Deutsche Meteorologen-Tagung 1992, vom 16 - 20. März 1992 in Berlin
- Muster, H., Bárdossy, A., 1992;** Areal Rainfall Estimation Uncertainty Depending on Atmospheric Circulation Pattern, Number and Distribution of Raingauges. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe
- Norero, A. L., 1969;** A Formula to Express Evapotranspiration As a Function of Soil Moisture and Evaporative Demands of the Atmosphere. Utah State University Thesis.
- Ozga-Zielinska, 1992;** The Methods of Gathering Runoff in Form of Grid-Based Data, Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data, Warsaw, 6.4. - 9. 4.1992

Rochelle, B. P., Stevens, D. L. Jr, Church, M. R., 1989; Uncertainty analysis of runoff estimates from a runoff contour map. Water Resources Bulletin, 25 (3), 491 - 498

Rudolf, B., Hauschild, H. Reiss, M., Schneider, U., 1992; Die Berechnung der Gebietsniederschläge im 2.5°-Raster durch ein objektives Analyseverfahren. Meteorologische Zeitschrift, 1 (1), 32 - 50

Schädler, B., 1992; WCP-Water Project B.3 - Development of Grid-Related Estimates of Hydrological Variables; Report on gridding of hydrological data in Switzerland. Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data, Warsaw, 6.4. - 9. 4.1992

Schrödter, H., 1985; Verdunstung; Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo

Schwarzmaier, G., Mayer, H., 1989; Processing of Global Runoff Data. Annales Geophysicae, 3, 221 - 226

Schwarzmaier, G., Mayer, H., 1990; Kriging Analyse zur regionalen Übertragung von monatlichen Abflußwerten. Meteorologische Rundschau, 42, 193 - 202

Schwarzmaier, G., Mayer, H., Baumgartner, A., 1991; Wasserabfluß von den Landoberflächen der Erde. Schlußbericht zu diesem Projekt, Forschungsvorhaben 07 KF 114-6 im Auftrag des BMFT

Seifried, A., 1972; Canadian River Regimes. Freib. Geogr. Mitt., 12

Shepard, D., 1968; A Two - Dimensional interpolation function for irregularly spaced Data. Proc. 23rd ACM Nat. Conf., Brandon/-Systems Press, Princeton NJ, 517 - 524

Singh, V. P., Chowdhury, P. K., 1986; Comparing Some Methods of Estimating Mean Areal Rainfall. Water Resources Bulletin, 22, 275 - 282

Sivapalan, M., Beven, K., Wood, E. F., 1987; On Hydrologic Similarity. 2. A Scaled Model of Storm Runoff Production. Water Resources Research, 23 (12), 2266 - 2278

Solomon, S. I., Denouvilliez, J. P., Chart, E. J., Woolley, J. A., Cadou, C., 1978; The Use of a Square Grid System for Computer Estimation of Precipitation, Temperature and Runoff. Water Resources Research, 4 (5), 919 - 929

Sophocleous, M., McAllister, J. A., 1987; Basinwide Water-Balance Modeling With Emphasis on Spatial Distribution of Ground Water Recharge. Water Resources Bulletin, 23 (6) 997 - 1010

Steiner, D., 1965; A Multivariate Statistical Approach to Climate Regionalization and Classification. Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch aardrijkskundic Genootschap, LXXXII, 1 - 15

Streit, U., 1984; Angleich-Verfahren für geschätzte Teilgebiets-Niederschläge bei bekanntem Gesamtgebiets-Niederschlag. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Koblenz, 28 (1), 11 - 16

Streit, U., 1985; Spatial Disaggregation on Hydrology Data Using an Adjusting Approach. Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5.2, Kirchzarten 1985, 615 - 633, ISBN 3-922749-05-4

Tabios III, G. Q., Salas, J. D., 1985; A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation. Water Resources Bulletin, 21 (3), 365 - 380

Tulu, T., 1991; Simulation of Streamflows for ungaged catchments. Journal of Hydrology, 129, 3 - 17

Turc, L., 1961; Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle. Ann. Agron., 12,13 - 50

Venkatram, A., 1988; On the Use of Kriging in the Spatial Analysis of Acid Precipitation Data. Atmospheric Environment, 22, 1963 - 1975

Vörösmarty, C. J., Moore III, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., 1989; Continental Scale Models of Water Balance and Fluvial Transport; An Application to South America. Global Biogeochemical Cycles, 3 (3), 241 - 265

Vörösmarty, C. J., Moore III, B., Grace, A. L., Peterson, B. J., Rastetter, E. B., Melillo, J., 1991; Distributed Parameter Models to Analyse the Impact of Human Disturbance of the Surface Hydrology of a Large Tropical Drainage Basin in Southern Africa. Hydrology for the Water Management of Large River Basins (Proceedings of the Vienna Symposium, August, 1991, IAHS Publ. 201, 233 - 244

Willmott, C. J., Rowe, C. M., Philpot, W. D., 1985; Small-Scale Climate Maps: A Sensitivity Analysis of Some Common Assumptions Associated With Grid-Point Interpolation And Contouring. The Amer. Cartograph. 12 (1), 5 - 16

WMO 1989; World Climate Research Programme, The Global Water Runoff Data Project. Workshop on the Global Runoff Data Set Grid Estimation, Koblenz, FRG, 10 - 15 November 1988; June 1989, WCRP - 22, WMO/TD - No. 302

WMO 1992; Second Planning Meeting on Grid Estimation of Runoff Data. Warsaw / Miedzeszyn, 6 to 9 April 1992; final report

Age Group	Percentage
18-24	10%
25-34	15%
35-44	20%
45-54	25%
55-64	30%
65-74	35%
75-84	40%
85+	45%

Report No. 2	Dokumentation bestehender Algorithmen zur Übertragung von
May 1993	Abflußwerten auf Gitternetze. (Incl. abstract in English by GRDC: Documentation of existing algorithms for transformation of runoff data to grid cells). G.C. Wollenweber

Report No. 3 GRDC - Status Report 1992.
June 1993