

**Institut für Hydrologie
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg**

Andreas Güntner

**Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells
TOPMODEL im Brugga-Einzugsgebiet**

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Freiburg im Breisgau, 1997

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	X
Tabellenverzeichnis	XIII
Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	XIV
Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	XV
Zusammenfassung	XIX
Summary	XXI
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2 Vorgehensweise	2
2 Das Untersuchungsgebiet	3
2.1 Lage und Topographie	3
2.2 Geologie und Böden	4
2.3 Landnutzung	5
2.4 Klima	5
2.5 Hydrologie	8
3 Das Niederschlag-Abfluß-Modell TOPMODEL	10
3.1 Einführung	10
3.2 Modellbeschreibung	11
3.2.1 Grundkonzeption und Abflußbildung	11
3.2.2 Ungesättigte Zone und Verdunstung	18
3.2.3 Schneeschmelzmodul	19
3.2.4 Abflußtransformation im Gewässernetz	20
3.2.5 Eingangsdaten und Parameter	21

3.3	Methoden zur Bestimmung des topographischen Indizes	22
3.3.1	Übersicht	22
3.3.2	Digitale Geländeanalyse zur Berechnung des topographischen Indizes	22
3.3.2.1	Bestimmung von Fließwegen und Indexberechnung	22
3.3.2.2	Interaktion mit dem Gewässernetz	24
3.3.3	Welcher Algorithmus ist der 'Richtige' ?	26
3.4	Zusammenfassung	27
4	Kartierung von Sättigungsflächen	29
4.1	Einführung	29
4.2	Konzepte zur Kartierung von Sättigungsflächen	29
4.2.1	Allgemeine Beschreibung	29
4.2.2	Vorgehensweise im Brugga-Einzugsgebiet	32
4.2.2.1	Vereinfachung der Flächenausscheidung	32
4.2.2.2	Kartierschlüssel	33
4.2.2.3	Detaillierte Beschreibung der Flächeneinheiten	35
4.3	Ergebnisse der Kartierarbeiten und Diskussion	37
4.3.1	Allgemeine Beobachtungen	38
4.3.2	Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen	39
4.3.3	Räumliche Verteilung der Flächeneinheiten	40
4.3.4	Bildung von Sättigungsoberflächenabfluß - Abflußbeiwert von Sättigungsflächen	43
4.3.5	Sättigungsflächen als beitragende Flächen für schnellen Direktabfluß	43
4.4	Fazit	44
5	Ermittlung der TOPMODEL-Eingangsdaten	46
5.1	Übersicht	46
5.2	Gebietsniederschlag	46
5.2.1	Vorgehensweise	46
5.2.2	Diskussion der Verfahren zur Ermittlung des Gebietsniederschlags	47
5.3	Gebietsverdunstung	48
5.3.1	Auswahl einer indirekten Methode zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration	48
5.3.2	Höhenabhängige Bestimmung der Gebietsmittelwerte von Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit	51
5.3.3	Bestimmung eines Gebietsmittelwertes der Globalstrahlung	52
5.4	Temperatur	54
5.5	Abfluß	55

5.6	Topographischer Index	55
5.6.1	Übersicht	55
5.6.2	Methoden zur Optimierung des Verfahrens zur Indexberechnung unter Berücksichtigung der Geländekartierung	55
5.6.3	Ergebnisse und Diskussion	57
5.7	Vertikale Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit - Rezessionsanalyse	69
5.8	Fazit	72
6	TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet	73
6.1	Modellkalibrierung	73
6.1.1	Gütemaße	73
6.1.2	Modellierungszeitraum	75
6.1.3	Ergebnisse und Diskussion	76
6.2	Sensitivität von Parametern	82
6.3	Modellverifikation	84
6.3.1	Ergebnisse	84
6.3.2	Diskussion der Simulationsergebnisse und Modellparameter - Naturdatenvergleich	85
6.4	Weitere Modellanwendungen	92
6.4.1	Einfluß der Verteilungsfunktion des topographischen Indizes	92
6.4.2	Modellierung mit Tageswerten	93
6.5	Fazit	95
7	Gültigkeit der TOPMODEL-Konzeption im Brugga-Einzugsgebiet	97
8	Schlußfolgerungen und Ausblick	105
	Literaturverzeichnis	107
	Anhang A - Beispiele von Sättigungsflächen	113
	Anhang B - Karten	119

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1.1 Vorgehensweise
- Abb. 2.1 Brugga-Einzugsgebiet
- Abb. 2.2 Mittlere monatliche Niederschlagssummen an verschiedenen Stationen im Untersuchungsgebiet und in Freiburg für die Periode 1931-1960
- Abb. 2.3 Abflußregime Brugga / Oberried. Monatliche Abflußkoeffizienten (MoMQ / MQ) in der Periode 1945-1993
- Abb. 3.1 Schema der TOPMODEL-Konzeption
- Abb. 3.2 Prozentuale Aufteilung des zum Zeitpunkt t_1 erzeugten Abflusses auf die folgenden Zeitschritte für MAXBAS = 5
- Abb. 3.3 Beispiel zur Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsfläche. Ausschnitt aus einem rasterbasierten Geländemodell mit Höhenangaben und Fließwegen zwischen den Zellen. Zellen (rot), die ganz oder teilweise in eine einzelne Zelle (blau) entwässern, für
a) *single-flow-direction* Algorithmus
b) *multiple-flow-direction* Algorithmus
- Abb. 4.1 Vergleich von TOPMODEL-Sättigungsflächen mit Geländekartierungen - aktuelle Kartierung von Sättigungsflächen
- Abb. 4.2 Vergleich von TOPMODEL-Sättigungsflächen mit Geländekartierungen - Kartierung der mittleren Bodenfeuchte
- Abb. 5.1: Expositionsverteilung der Zellen des digitalen Geländemodells im Brugga-Gebiet, Anteile einzelner Sektoren in Prozent
- Abb. 5.2 Horizontal gemessene Globalstrahlung und expositionskorrigierter Gebietswert für einen strahlungsreichen und strahlungsarmen Tag
- Abb. 5.3 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit *single-flow-direction* Algorithmus ($h = 100$, kein CIT)
- Abb. 5.4 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h = 1$, kein CIT)
- Abb. 5.5 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 9.36$), berechnet mit dem *single-flow-direction* Algorithmus ($h = 100$, kein CIT)
- Abb. 5.6 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 10.02$), berechnet mit dem *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h = 1$, kein CIT)

- Abb. 5.7 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 8.96$), berechnet mit dem *single-flow-direction* Algorithmus unter Berücksichtigung von Bachzellen ($h = 100$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$)
- Abb. 5.8 Zahl der Bachzellen im Brugga-Gebiet für unterschiedliche Werte von $CIT [\text{m}^2]$ am Beispiel des *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h = 1$)
- Abb. 5.9 Räumliche Verteilung von Bachzellen im Brugga-Gebiet für unterschiedliche Werte von $CIT [\text{m}^2]$ am Beispiel des *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h = 1$)
- Abb. 5.10 Werte des Gütemasses k bei der Berechnung des topographischen Indizes mit unterschiedlichen Werte für $CIT [\text{m}^2]$ und $h [-]$
- Abb. 5.11 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit dem im Vergleich zu Geländebeobachtungen besten Verfahren ($h = 10$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$)
- Abb. 5.12 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 8.97$), berechnet mit dem im Vergleich zu Geländebeobachtungen besten Verfahren ($h = 10$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$)
- Abb. 5.13 Verteilungsfunktionen des topographischen Indizes für verschiedene Berechnungsverfahren im Brugga-Gebiet (Klassenbreite 0.5)
a) *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h = 1$, kein CIT)
b) *single-flow-direction* Algorithmus ($h = 100$, kein CIT)
c) gemäß Optimierung bestes Verfahren ($h = 10$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$)
- Abb. 5.14 (a): Trockenwetterauslauflinie des Brugga-Einzugsgebietes am Pegel Oberried, ermittelt aus Tageswerten der Periode 1975-1984 ($MQ = 1.5 \text{ m}^3/\text{s}$). (b)-(d): transformierte Trockenwetterauslauflinie auf unterschiedliche Achseneinteilungen mit Geradenanpassung und Bestimmtheitsmaß r^2
- Abb. 6.1 TOPMODEL-Batchsimulationen für die Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96) mit variablen Werten von $0.01 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} < T_0 < 100 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$, $0.005 \text{ m}^{-1} < M < 0.5 \text{ m}^{-1}$, $1 \text{ mm} < SRMAX < 1000 \text{ mm}$. Darstellung von Simulationen mit einem Gütemaß $k_{\text{ombeff}} > 0.500$ (Maximum = 0.527)
- Abb. 6.2 Beispiel der Verteilung des Gütemaßes k_{ombeff} für Batchsimulationen in der Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96); Parameterraum $T_0 - M$ mit $SRMAX = 110 \text{ mm}$
- Abb. 6.3 TOPMODEL-Simulation der Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96) mit Parametersatz (1)
- Abb. 6.4 *Qualitativer* Vergleich der Schneehöhen an der Station Feldberg mit den von TOPMODEL simulierten mittleren Wasseräquivalenten der Schneedecke des Brugga-Einzugsgebietes (Parametersatz (1))

- Abb. 6.5 Verteilungen der Gütemaße eff, logeff und kombeff im Parameterraum $T_0 - M$ - SRMAX für Simulationen in der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96)
- | | |
|----------------------------|------------------------|
| a) kombeff, SCMAX konstant | b) eff, SCMAX konstant |
| c) logeff, SCMAX konstant | d) kombeff, M konstant |
| e) eff, M konstant | f) logeff, M konstant |
| g) kombeff, T_0 konstant | h) eff, T_0 konstant |
| i) logeff, T_0 konstant | |
- Abb. 6.6 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parametersatz (2)
- Abb. 6.7 Ausschnitt aus der TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (24.04.96 - 12.06.96) mit Parametersatz (2)
- Abb. 6.8 Räumliche Verteilung der modellierten Sättigungsflächen in der Verifikationsperiode im Zeitraum
- | | |
|----|---|
| a) | mit dem geringsten Anteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes (1.6 %) vom 07.09.96 bis 23.09.96 |
| b) | mit dem größten Anteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes (18.7 %) am 28.05.96 |
- Abb. 6.9 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parameter $M = 34$ mm, sonst unveränderter Parametersatz (2)
- Abb. 6.10 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) für Tageswerte mit Parametersatz (7)
- Abb. 7.1 Schematische Darstellung der Lage (rot) und möglichen Variabilität (grün) von Sättigungsflächen gemäß der TOPMODEL-Konzeption (links) und einer typischen Situation im Brugga-Einzugsgebiet (rechts). Querschnitt (oben) und Draufsicht (unten)
- Abb. 7.2 Schematisierte makrotopographische Darstellung von Muldenlagen im digitalen Geländemodell (50×50 m² Zellen) (links) und tatsächliche mesotopographische Struktur im Gelände (rechts). Lage (rot) und mögliche Variabilität (grün) von Sättigungsflächen
- Abb. 7.3 oberer Abbildungsteil: schematisierte Darstellung eines Grundwasserleiters in einem Hang eines flachen Einzugsgebietes (a) und eines steilen Einzugsgebietes (b)
unterer Abbildungsteil: Repräsentation derselben Hänge auf der Grundlage eines DGM in TOPMODEL
- Abb. 7.4 Verteilung des topographischen Indizes im Brugga-Gebiet berechnet auf der Grundlage
- | | |
|-----|--|
| (a) | der tatsächlichen Höhenangaben des DGM |
| (b) | der durch den Faktor 10 geteilten Höhenangaben des DGM |

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1	Mittlere Jahres- und Sommerniederschläge an verschiedenen Stationen des Untersuchungsgebietes und in Freiburg für die Periode 1931-1960 in mm
Tab. 2.2	Mittlere monatliche und jährliche Zunahme der Niederschlagssummen pro 100 Meter Höhendifferenz zwischen verschiedenen Stationen des Untersuchungsgebietes für die Periode 1931-1960 in %, bezogen auf die Niederschlagssumme der Station Oberried
Tab. 2.3	Gewässerkundliche Hauptwerte der Brugga am Pegel Oberried, Periode 1934-1979, Abflüsse und Abflußspenden
Tab. 4.1	Häufig auftretende feuchte- und nässeanzeigende Pflanzenarten im Brugga-Einzugsgebiet und ihre Feuchtezahl nach ELLENBERG (1991)
Tab. 4.2	Ausdehnung der kartierten Flächeneinheiten und Anteile an der Gesamtfläche im Brugga-Einzugsgebiet und Teileinzugsgebieten
Tab. 5.1	Eigenschaften der Polygone zur Bestimmung des Gebietsniederschlages (Höhenangaben in m ü. NN)
Tab. 5.2	Gütemaß k für die Berechnung des topographischen Indizes mit Verfahren II für unterschiedliche Werte von NC im Vergleich zu Verfahren I
Tab 5.3	Eigenschaften der Verteilungsfunktion des topographischen Indizes für verschiedene Berechnungsverfahren im Brugga-Gebiet
Tab. 6.1	TOPMODEL-Parametersätze, Gütemaße und Ergebnisse für verschiedene Simulationen (1) beste Anpassung für die Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96) (2) beste Anpassung für verkürzte Kalibrierperiode (20.07.95 - 27.01.96) (3) Modellverifikation mit Parametersatz (2) (20.04.96 - 29.10.96) (4) beste Anpassung für die Rekalibrierung der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) (5) Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parametersatz (4) unter Verwendung der Verteilung des topographischen Indizes berechnet mit dem multiple-flow-direction Algorithmus (6) Rekalibrierung von (5) (7) Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Tageswerten
Tab. 6.2	Wasserbilanzgrößen im Brugga-Einzugsgebiet für das fast vollständige hydrologische Jahr 1996 (01.11.95 - 29.10.96) in mm

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

- Abb. A1 Beispiel der Abgrenzung einer Fläche der Einheit *Sättigungsfläche* mit scharfen Übergängen zu Standorten ohne entsprechende Merkmale.
Ausgewählte Bodenprofile
Standort: Bereich Gegendrum (Hofsgrund), 100 m westlich Dobelbauernhof, (RW 3417925, HW 5308075). Vermutlich unteres Ende einer Seitenmoräne
- Abb. A2 Beispiel für eine scharf begrenzte Sättigungsfläche mit Naßgley-Profil und typischer nässeanzeigender Vegetation
Standort: Bereich Schauinsland, 200m südöstlich der Bergstation (RW 3417300, HW 5308450). Quellaustritt 20 Höhenmeter unterhalb Hangtop
- Karte 1 Einzugsgebiet Brugga - Sättigungsflächen
- Karte 2 Einzugsgebiet Brugga - Topographischer Index und Sättigungsflächen

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

a_i	lokale Einzugsgebietsfläche, die durch Punkt i entwässert, pro Einheitslänge orthogonal zur Fließrichtung [m]
A	Gesamtfläche des Einzugsgebietes [m ²]
A_i	lokale Einzugsgebietsfläche der Zelle i [m ²]
A_b	Einzugsgebietsfläche, die aus einer Bachzelle in tieferliegende Zellen weitergeleitet wird [m ²]
CFMAX	Gradtagfaktor [m K ⁻¹ d ⁻¹], bzw. ein entsprechender Bruchteil dieses Wertes für kürzere Simulationszeitschritte
CFR	Korrekturgröße zum Gradtagfaktor für den Prozeß des Wiedergefrierens [-]
CIT	<i>channel initiation threshold</i> , Schwellenwert der Einzugsgebietsfläche, bei deren Überschreitung Bachzellen bei der Berechnung des topographischen Indizes berücksichtigt werden [m ²]
CWH	Kapazität zum Rückhalt von flüssigem Wasser in der Schneedecke, Anteil am Wasseräquivalent der Schneedecke [-]
diff	kumulierte Differenz zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen [mm]
DGM	digitales Geländemodell
$DIF_{akt}(t)$	berechnete diffuse Strahlung am Meßstandort zum Zeitpunkt t [W m ⁻²]
DIR_{hSCS}	potentielle kurzweilige Direktstrahlung auf horizontale Fläche für transparente Atmosphäre [W m ⁻²]
DIR_{gSCS}	potentielle kurzweilige Direktstrahlung auf geneigte Fläche für transparente Atmosphäre [W m ⁻²]
e	Tagesmittel des Dampfdrucks [hPa]
eff	Modelleffizienz
ETa	aktuelle Evapotranspiration [m]
ETp	potentielle Evapotranspiration [m]
ET_{PENM}	potentielle Evapotranspiration nach PENMAN [mm]
ET_{PENMh}	Stundensumme der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN [mm]
f	TOPMODEL-Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe im Bodenprofil [m ⁻¹]

h	HOLMGREN-Exponent zur Bestimmung der Konvergenz von Fließwegen bei der Berechnung des topographischen Indizes aus einem digitalen Geländemodell
HSUN(t)	Winkel zwischen der Horizontalen und der direkten Einstrahlung zum Zeitpunkt t (Sonnenstand) [Grad]
I_i	topographischer Index am Punkt i
I_G	Wert des topographischen Indizes, der von 6.8 % der Zellen des Einzugsgebietes überschritten wird
k	Gütemaß zur Optimierung der Berechnung des topographischen Indizes anhand von Geländedaten
kombeff	kombinierte Modelleffizienz
logeff	Modelleffizienz auf der Grundlage von logarithmierten Abflußwerten
L	spezifische Verdunstungswärme [$J\ cm^{-2}\ mm^{-1}$]
L	effektive Länge einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung [m]
L_k	effektive Länge einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung zu einer tieferliegenden Zelle k [m]
L^*	spezifische Verdampfungswärme in [$Ws\ kg^{-1}$]
M	TOPMODEL-Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe im Bodenprofil [m]
MAXBAS	Parameter zur Festlegung der Abflußtransformation im Gewässernetz [-]
n_{eff}	effektive Porosität [-]
NC	Anteil der Einzugsgebietsfläche einer Bachzelle, der in tieferliegende Zellen weitergeroutet wird [-]
r	Grundwasserneubildungsrate [$m\ h^{-1}$]
q_i	Durchfluß in der gesättigten Zone am Punkt i pro Einheitslänge senkrecht zur Fließrichtung [$m^2\ h^{-1}$]
q_{GW}	Abflußspende des unterirdischen Abflusses [$m\ h^{-1}$]
q_v	Sickerrate aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [$m\ h^{-1}$]
Q_0	Grundwasserabfluß für ein mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes von $SD = 0$ [$m^3\ h^{-1}$]
Q_{GW}	unterirdischer Abfluß [$m^3\ h^{-1}$]
Q_{sim}	simulierter Gesamtabfluß [$m^3\ h^{-1}$]

Q_{sat}	simulierter Sättigungsoberflächenabfluß [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]
Q_{S}	unterirdischer Abfluß zum Zeitpunkt $\tau = 0$ [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]
r^2	Bestimmtheitsmaß
R_{G}	Globalstrahlung, Tagessumme [J cm^{-2}]
R_{Gh}	Stundenmittel der Globalstrahlung in [W m^{-2}]
$R_{\text{akt}}(t)$	gemessene Globalstrahlung auf horizontale Fläche zum Zeitpunkt t [W m^{-2}]
$R_{\text{g}}(t)$	Globalstrahlung auf beliebig ausgerichtete Fläche zum Zeitpunkt t [W m^{-2}]
R_{F}	wiedergefrierende Wassermenge nach Schneeschmelze [m]
s	Kantenlänge einer Zelle des digitalen Geländemodells [m]
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa K^{-1}]
S_{R}	Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche [-]
SD_i	aktuelles Sättigungsdefizit des Bodenprofils am Punkt i [m]
\overline{SD}	mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes [m]
$SOLAR(t)$	Solarkonstante für den aktuellen Tag der Berechnungen [W m^{-2}]
SR_{MAX}	maximal mögliche Füllung des Speichers SRZ [m]
SRZ_t	Füllhöhe des Speichers SRZ [m] zum Zeitpunkt t
SUZ_t	Füllhöhe des Speichers SUZ [m] zum Zeitpunkt t
t_d	Verzögerungsfaktor für die vertikale Wasserbewegung aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [h m^{-1}]
T	aktuelle Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
T	laterale Transmissivität [$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$]
T_h	Stundenmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe [$^{\circ}\text{C}$]
T_0	laterale Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils [$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$]
TT	Temperaturgrenzwert für flüssigen oder festen Niederschlag bzw. Schneeschmelze oder Wiedergefrieren [$^{\circ}\text{C}$]
U_h	Stundenmittel der relativen Luftfeuchtigkeit [%]
v	Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m s^{-1}]

v_h	Stundenmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe in $[m\ s^{-1}]$
z	Flurabstand der gesättigten Zone [m]
\bar{z}	mittlerer Flurabstand im Untersuchungsgebiet [m]
β_i	lokale Hangneigung [Grad]
β_k	Hangneigungswinkel zwischen Zelle i und einer tieferliegenden Zelle k
γ	Psychrometerkonstante (= $0.65\ hPa\ K^{-1}$)
λ	Mittelwert des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet
ϑ	Neigung einer Fläche [Grad]

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

In dem Projekt „Tracerhydrologisch gestützte Ausweisung und Modellierung von Abflußkomponenten im mesoskaligen Bereich“ am Institut für Hydrologie der Universität Freiburg wird versucht, die Niederschlag-Abfluß-Modellierung mit Hilfe von tracerhydrologischen Verfahren zu erweitern. Mit der Einbindung von Tracerdaten soll eine verbesserte prozeßorientierte Modellierung erreicht werden. Hinsichtlich der Bestimmung von zeitlich oder räumlich verteilten dominierenden Prozessen der Abflußbildung hat dabei insbesondere die Untersuchung von Abflußkomponenten eine große Bedeutung. In diesem Rahmen werden zunächst bestehende Niederschlag-Abfluß-Modelle in dem mesoskaligen Mittelgebirgseinzugsgebiet der Dreisam im südlichen Schwarzwald auf ihre Eignung untersucht. So soll neben den hydrologischen Modellen PRMS (LEAVESLEY et al., 1983) und HBV (BERGSTRÖM & FORSMAN, 1973) auch TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) eingesetzt werden.

TOPMODEL versucht die Effizienz eines einfachen konzeptionellen Modells mit einer geringen Zahl von Parametern zu verbinden mit den Möglichkeiten eines komplexeren Modells zu physikalisch-basierten und flächendetaillierten Aussagen (BEVEN et al., 1995: 627). Zahlreiche TOPMODEL-Anwendungen in den letzten Jahren belegen die Attraktivität dieses Ansatzes. Hinsichtlich der oben genannten Zielsetzungen des Dreisam-Projektes ist der Schwerpunkt, der in TOPMODEL auf die Bestimmung einer einzelnen Abflußkomponente, dem Sättigungsoberflächenabfluß, gelegt wird, von besonderem Interesse. Die bedeutende Rolle der Topographie, die die Modellkonzeption dabei sowohl für die flächendetaillierte Festlegung von beitragenden Flächen des Sättigungsoberflächenabflusses als auch für die Simulation der unterirdischen Abflußkomponente annimmt, erscheint für das steil reliefierte Untersuchungsgebiet ein vielversprechender Ansatz zu sein.

TOPMODEL soll in dieser Arbeit im 40 km² umfassenden Brugga-Einzugsgebiet eingesetzt werden. Da dies die erste Anwendung des Modells im Forschungsprojekt darstellt, sollen grundlegende Erfahrungen in der Modellhandhabung gesammelt werden. Entsprechend müssen Wege für eine geeignete Ermittlung der Eingangsdaten neu erstellt werden. Ein Schwerpunkt dieser Arbeit soll dabei in der Bestimmung der der Modellierung zugrundeliegenden topographischen Information bestehen. Dies ist darüber hinaus insbesondere von Interesse, da der hier untersuchte topographische Index auch unabhängig von TOPMODEL ein Mittel zur Regionalisierung hydrologisch relevanter Informationen darstellt.

Die Anwendung von TOPMODEL soll Aussagen über die Eignung des Modells für die Niederschlag-Abfluß-Simulation, sowie für die Bestimmung von Abflußkomponenten und Sättigungsflächen im Untersuchungsgebiet ermöglichen. Im Vordergrund soll hierfür der Vergleich mit Geländebeobachtungen und Felddaten stehen. Simulationsergebnisse und Parametersätze sollen in Bezug zu den Naturdaten, aber auch durch eine modellimmanente Kontrolle auf ihre Plausibilität und Sensitivität geprüft werden. Schließlich soll somit die Gültigkeit der TOPMODEL-Konzeption und ihrer Annahmen für das Brugga-Gebiet diskutiert werden. Eine Beurteilung der weiteren Anwendbarkeit des Modells oder von Teilen daraus hinsichtlich der prozeßorientierten Fragestellungen im Projekt sollte somit möglich werden.

1.2 Vorgehensweise

Die Vorgehensweise in dieser Arbeit entspricht prinzipiell einer klassischen Anwendung eines hydrologischen Niederschlag-Abfluß-Modells (Abb. 1.1), wobei der Bezug auf bestehende und selbst zu erhebende Geländeinformationen und auf prozeßorientierte Fragestellungen ein besonderes Gewicht erhält. Bei der Bestimmung der Eingangsdaten müssen Verfahren entwickelt werden, die vor allem die Höhenabhängigkeit der meteorologischen Größen im Untersuchungsgebiet berücksichtigen. Aus einer Vielzahl von Algorithmen zur Bestimmung des topographischen Indizes wird über den Vergleich mit einer Kartierung von Sättigungsflächen im Brugga-Einzugsgebiet ein geeignetes Verfahren ausgewählt. Hierfür müssen passende Kriterien entwickelt werden, nach denen die Kartierung durchzuführen ist. Mit Hilfe einer Rezessionsanalyse der Abflußreihe am Pegel Oberried wird eine geeignete Konzeption der den unterirdischen Abfluß bildenden Zone in TOPMODEL ermittelt. Schließlich werden die Ergebnisse beider Verfahren zusammen mit anderen Geländeinformationen dazu verwendet, eine prozeßorientierte Modellverifikation durchzuführen. Über den Vergleich von gemessenen und simulierten Ganglinien hinausgehend, werden dabei weitere Aspekte wie die Ausdehnung von Sättigungsflächen und die Anteile von Abflußkomponenten berücksichtigt.

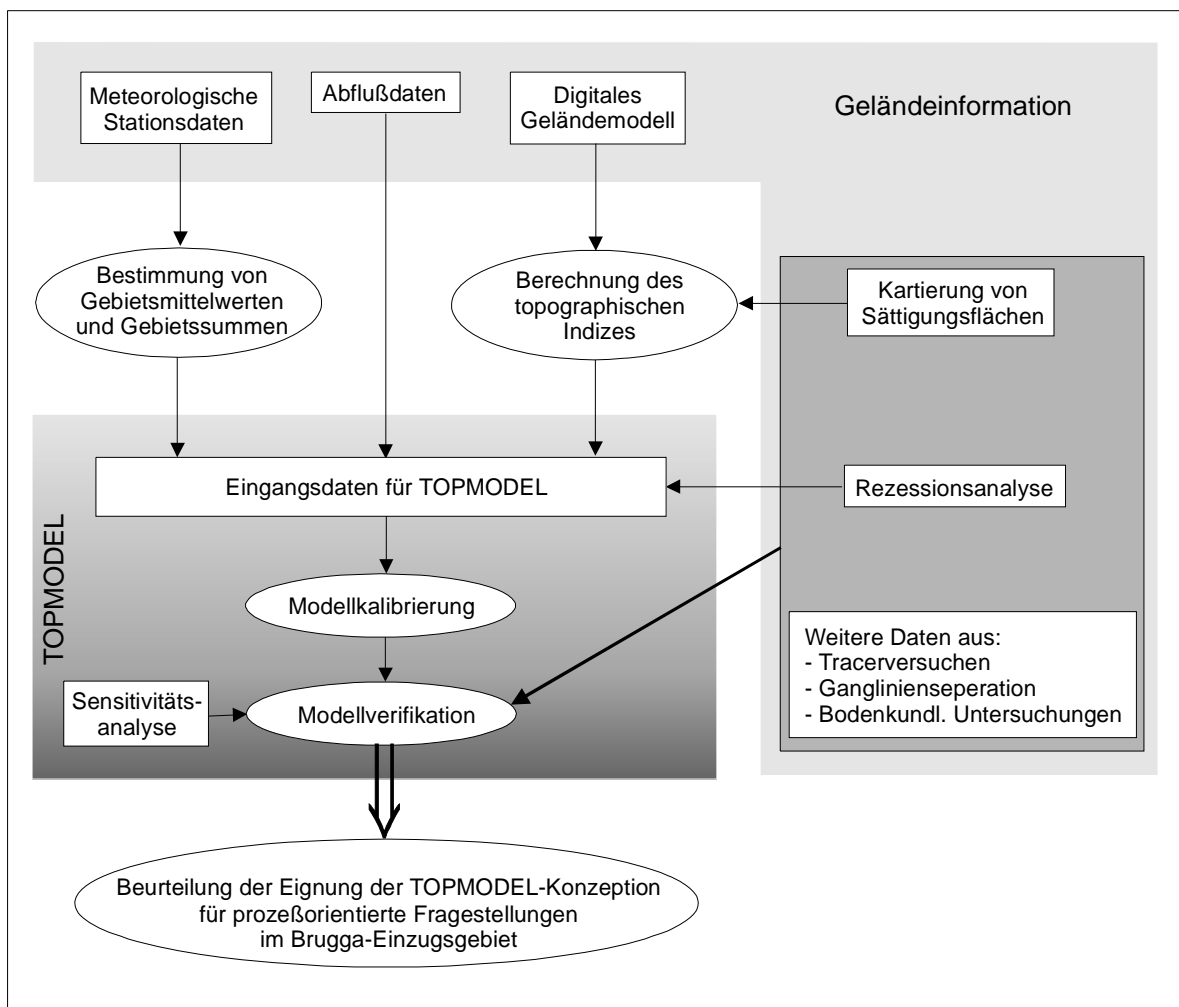


Abb. 1.1 Vorgehensweise

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Lage und Topographie

Das Einzugsgebiet der Brugga befindet sich im südlichen Schwarzwald in Südwestdeutschland. Mit einer Fläche von 40 km² kann es im Rahmen hydrologisch relevanter Größenordnungen der Mesoskala zugeordnet werden (DOOGE, 1988: 77). Es weist eine große Höhendifferenz zwischen dem Gebietsauslaß (Pegel Oberried, 434 m ü. NN) und dem höchsten Punkt am Feldberg-Gipfel (1493 m ü. NN) auf (Abb. 2.1). Das überwiegend steile Relief besitzt ein mittleres Gefälle von 17,5°.

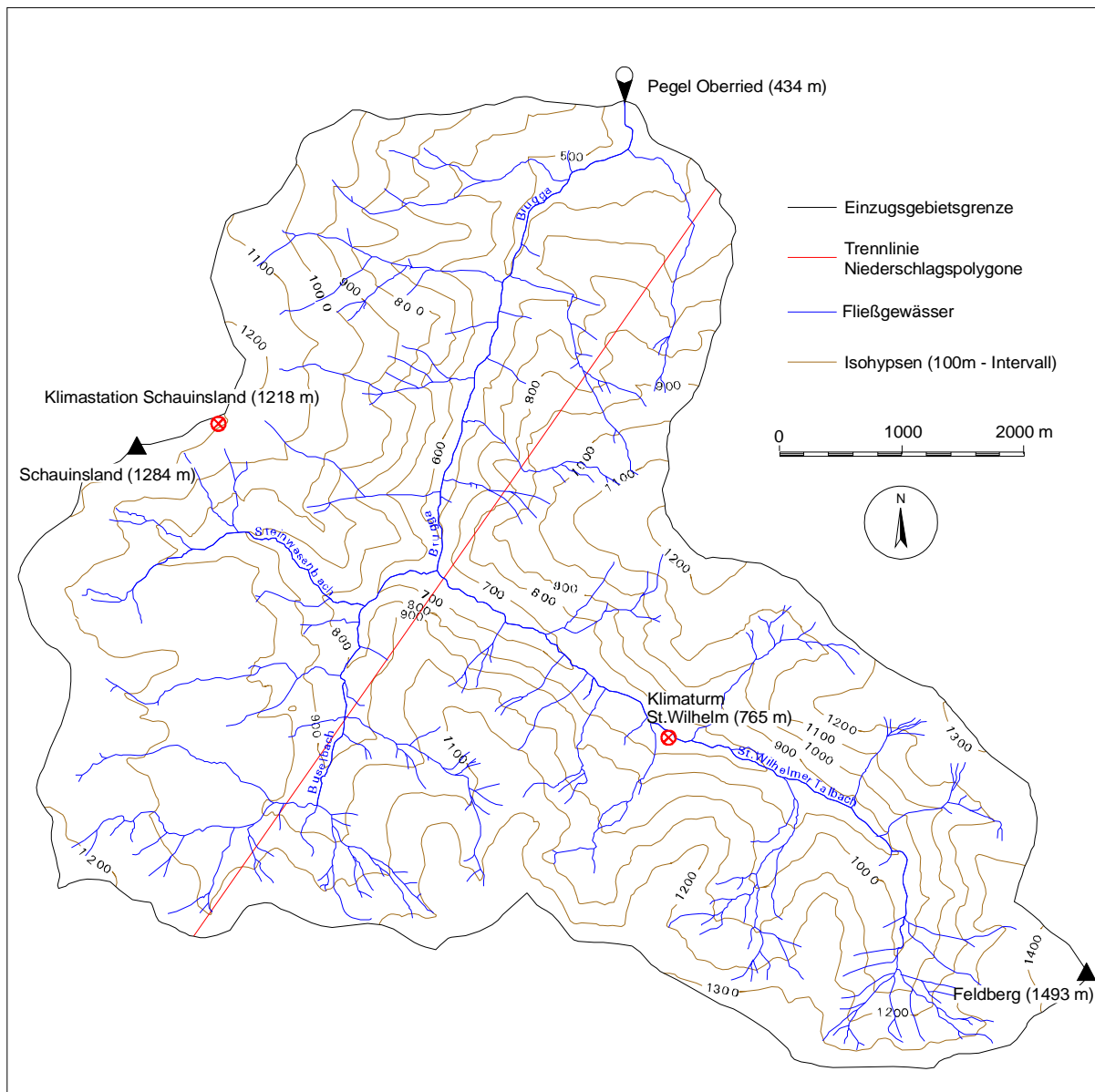


Abb. 2.1 Brugga-Einzugsgebiet

Morphologisch kann das Einzugsgebiet in drei Haupteinheiten untergliedert werden:

- Hochflächen mit eher geringem Gefälle aus Resten eines permischen bzw. tertiären Flachreliefs (LIEHL, 1988: 45, STAHR, 1979: 37) mit einem Anteil von etwa 20 % an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes
- steile Hangbereiche der Talflanken mit einem Gefälle bis zu 50° (75 % des Einzugsgebietes)
- sehr schmale Talböden im Kerbtal der Brugga, etwas breitere Talböden im oberen Teil des St. Wilhelmer Tales mit einer ansatzweise trogtalähnlichen Form (insgesamt 5 % der Einzugsgebietsfläche)

Die Bedeutung der pleistozänen Vergletscherung in Teilen des Einzugsgebietes (v.a. der Würm-Eiszeit) für die heutige Ausprägung der Topographie wird neben der erwähnten Trogtalbildung an zahlreichen weiteren Erosionsformen deutlich. Kare (Katzensteigkar, Wittenbachkar) sowie Karoide und Firnmulden bilden zahlreichen Verebnungen mit mehr oder weniger steilen Rückwänden vor allem in den höhergelegenen, sonst steilen, nordexponierten Bereichen des Untersuchungsgebietes. Teilweise kann eine Anordnung in übereinanderliegenden Stufen beobachtet werden (SCHREINER, 1981: 196).

Die große Reliefenergie der Westabdachung des Schwarzwaldes zum Oberrheingraben bewirkt darüber hinaus eine stark durch fluviale Erosionsformen geprägte Topographie. Neben den tief eingeschnittenen, kerbtalförmigen Haupttälern ist das Untersuchungsgebiet durch zahlreiche sehr steile Seitentäler und Bacheinschnitte (Dobel) charakterisiert. Letztere verbinden die Hochflächen und hochgelegene Muldenlagen über die steilen Talflanken mit dem Haupttal (siehe auch LIEHL, 1988: 48). Die glaziale Talform des St. Wilhelmer Tales wurde stellenweise durch Schwemm- und Schuttkegel überprägt.

2.2 Geologie und Böden

Das Brugga-Gebiet liegt vollständig im Bereich des kristallinen Grundgebirges des Schwarzwaldes. Vorherrschende Gesteinsarten gehören hier den Gruppen der Gneise und Anatexite an (GLA, 1977). Außer an wenigen Felsausragungen an den Talflanken des St. Wilhelmer Tales und in den Karwänden stehen diese Gesteine nicht direkt oberflächlich an. Durch periglaziale Prozesse entstandene lehmigsteinige Schuttfolgen, die der Zersatzzone des Ausgangsgesteins aufliegen, bilden einen bedeutenden Teil des anstehenden Substrates. Diese weisen oftmals eine charakteristische Schichtung auf (STAHR, 1979: 47-54). Die skelettreiche *Basisfolge* ist gekennzeichnet durch ein in Gefällsrichtung eingeregelttes Skelett, eine starke Verdichtung, eine Paralleltexur des Feinmaterials und eine interne Schichtung. Sie wird überdeckt von einer regellos, locker gelagerten, feinerdereichereren Hauptfolge und einer oft blockigen Deckfolge. Unter Felsen bilden sich Sturzhalden als oberste Schicht teilweise noch heute fort (SCHREINER, 1981: 197). Die Mächtigkeiten können zwischen einigen Dezimetern bis zu 10 Metern im Hangfußbereich betragen (siehe auch HÜTTNER & WIMMENAUER, 1967), im Durchschnitt 1-2 Meter (HÄDRICH et al., 1979: 67). Die unterschiedlichen Eigenschaften der einzelnen Schuttfolgen, insbesondere der Übergang zwischen Basis- und Hauptfolge, haben einen wichtigen Einfluß auf den Wasserhaushalt und die Abflußbildung (STAHR, 1979; FEGER, 1995: 9). Aufgrund der hohen Grobporenanteile des an der Oberfläche anstehenden Substrats (10 - > 15 Vol %) kann von sehr hohen Infiltrationsraten ausgegangen werden (STAHR, 1979: 141).

Weiterhin treten glaziale Ablagerungen im Untersuchungsgebiet auf. Neben den (aus hydrologischer Sicht) wenig bedeutenden Endmoränen im St. Wilhelmer Tal und im Bereich der Kare haben Grundmoränen vor allem im südwestlichen Teil des Brugga-Gebietes, im Einzugsgebiet des Buselbaches, eine großflächige Verbreitung (GLA, 1977). Das überwiegend sandig-lehmige, skeletthaltige Material ist gesteinsähnlich dicht gelagert (STAHR, 1979: 53). Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern treten auf. Der obere Teil kann durch spätere periglaziale Prozesse überformt und aufgelockert worden sein (STAHR, 1979: 53; SCHREINER, 1981: 192).

Holozäne, meist grobkörnige Schwemm- und Schuttkegel sowie holozäne Talfüllungen sind flächenmäßig von geringer Bedeutung. In Talabschnitten mit geringem Gefälle können feinere Auelehme vorliegen (SCHREINER, 1981: 199).

Verbraunung, Verlehmung, mäßige Versauerung und gehemmte Humifizierung führen im Untersuchungsgebiet als wesentliche Prozesse der Bodenbildung überwiegend zum Bodentyp der Braunerden (HÄDRICH et al., 1979: 69 und 72). Je nach der Mächtigkeit und Bodenart des anstehenden Verwitterungsmaterials und der physiologischen Gründigkeit besitzen diese Böden eine nutzbare Feldkapazität (nFK) des effektiven Wurzelraumes zwischen 50 mm und 220 mm (STAHR et al., 1979: 117-172). STAHR (1979: 138) stellt im Mittel eine Zunahme der nFK mit der Meereshöhe wegen der zunehmenden Gründigkeit der Böden fest. In steilen Erosionslagen treten geringmächtige Ranker auf. Auf Hochflächen und Verebnungen, in Quellmulden und Karböden kommt als charakteristischer hydromorpher Boden der Stagnogley vor. Die Stagnogley- oder Hangogleybildung wird durch die dicht gelagerten Schichten der Basisfolge oder der Grundmoräne unterstützt (HÄDRICH et al., 1979: 75). Unter den perhumiden Bedingungen der Hochlagen des Untersuchungsgebietes kommt es durch die Anhäufung von Auflagehumus zur (Hoch-)moorbildung.

2.3 Landnutzung

Rund 75 % der Einzugsgebietsfläche sind bewaldet. In den höheren Lagen überwiegen Fichtenwälder, in tieferen Lagen zunehmend Tannen-Buchen-Gesellschaften. Insbesondere die schwach geneigten Hochflächen und die Talböden des Einzugsgebietes sind unbewaldet und werden als (Hoch-)weiden genutzt. Ackerbauliche Nutzung tritt im Brugga-Gebiet nicht auf. Siedlungsflächen in den Talböden nehmen etwa 2 % der Gesamtfläche des Einzugsgebietes in Anspruch.

2.4 Klima

Die großen Höhenunterschiede im Brugga-Einzugsgebiet bewirken eine starke Heterogenität der Klimatelemente. Die **Jahresmitteltemperaturen** liegen zwischen 10.3 °C in tiefen Lagen (Station Freiburg-Herdern, Periode 1951-1980) und 2.5 °C in den Gipfelregionen (Station Feldberg, Periode 1951-1980) (FVA, 1994: 55). Bei normaler atmosphärischer Schichtung nimmt die Temperatur um 0.6 °C je 100 m Höhendifferenz ab (TRENKLE, 1988: 92). Typisch für das Winterhalbjahr sind Inversionswetterlagen mit einer Obergrenze der bodennahen Kaltluftschicht bei etwa 600 -

800 m ü. NN (TRENKLE, 1988:92). Dies hat zur Folge, daß die Gradienten für die Abnahme der Monatsmitteltemperaturen mit der Höhe in den Wintermonaten (0.4 °C / 100 m) geringer sind als im Sommerhalbjahr (0.7 °C / 100 m).

Gekoppelt mit dem Temperaturprofil tritt im Jahresmittel eine Zunahme der **relativen Luftfeuchtigkeit** mit der Höhe auf (Station Freiburg 74 %, Station Feldberg 82 %, jeweils Periode 1951-1970) (TRENKLE, 1988: 87). Während Inversionswetterlagen entsteht ebenfalls eine deutlich umgekehrte Höhenabhängigkeit.

Die Verteilung der **Jahresniederschläge** im Untersuchungsgebiet wird ebenfalls in starkem Masse von der Topographie bestimmt. Generell ist eine Zunahme der mittleren Jahresniederschläge mit der Höhe festzustellen (Tab. 2.1). In der Periode 1931-1960 wurden in Oberried (463 m ü. NN) im Mittel 1316 mm, an der Wetterstation auf dem Feldberggipfel (1486 m ü. NN) 1732 mm gemessen. Die Werte der Stationen Schauinsland (1218 m ü. NN) mit 1585 mm und Hofsggrund (1030 m ü. NN) mit 1791 mm Jahresniederschlag zeigen den Unterschied zwischen einer Gipfelstation und einer östlich davon im Lee gelegenen Meßstelle. An letzterer wird jährlich rund 200 mm mehr Niederschlag gemessen, obwohl sie knapp 200 Höhenmeter tiefer liegt als die Schauinslandstation. Dies kann zurückgeführt werden auf erhöhte Meßfehler durch hohe Windgeschwindigkeiten an der Gipfelstation (z.B. TRENKLE, 1988: 87) und durch die Verfrachtung von Schneeniederschlägen in die windgeschützten Leelagen. Der Anteil des Schneeniederschlages an den Jahresniederschlägen liegt zwischen 25 % in den tiefen Lagen des Einzugsgebietes und bis zu 45 % in den Hochlagen (FVA, 1994: 67).

Tab. 2.1 **Mittlere Jahres- und Sommerniederschläge an verschiedenen Stationen des Untersuchungsgebietes und in Freiburg für die Periode 1931-1960 in mm (Daten aus TRENKLE (1988) und FVA (1994))**

Station	Freiburg- Wetteramt	Oberried	St.Wilhelm	Hofsggrund	Schauinsland	Feldberg
Höhe (m ü.NN)	269	463	920	1030	1218	1486
mittlerer Jahresniederschlag	849	1316	1696	1791	1585	1732
Sommerniederschlag (Mai-Oktober)	520	750	926	1020	879	916
Verhältnis Sommer- Winterniederschlag (%)	158	132	120	132	125	112

Der jahreszeitliche Verlauf der Niederschläge zeigt ein Maximum in den Monaten Juni-August (Abb. 2.2). Mit zunehmender Höhe tritt verstärkt ein sekundäres Maximum in den Monaten Januar und Februar auf. Der Anteil der Sommerniederschläge am Jahresniederschlag nimmt tendenziell ab (Tab. 2.1). Im Winterhalbjahr dominieren im Untersuchungsgebiet zyklonale Frontalniederschläge mit der für (Mittel-)Gebirge charakteristischen Zunahme der Niederschlagsmengen mit der Höhe, im Sommerhalbjahr dominieren konvektive Prozesse die Niederschlagsbildung (WEISCHET, 1979: 13).

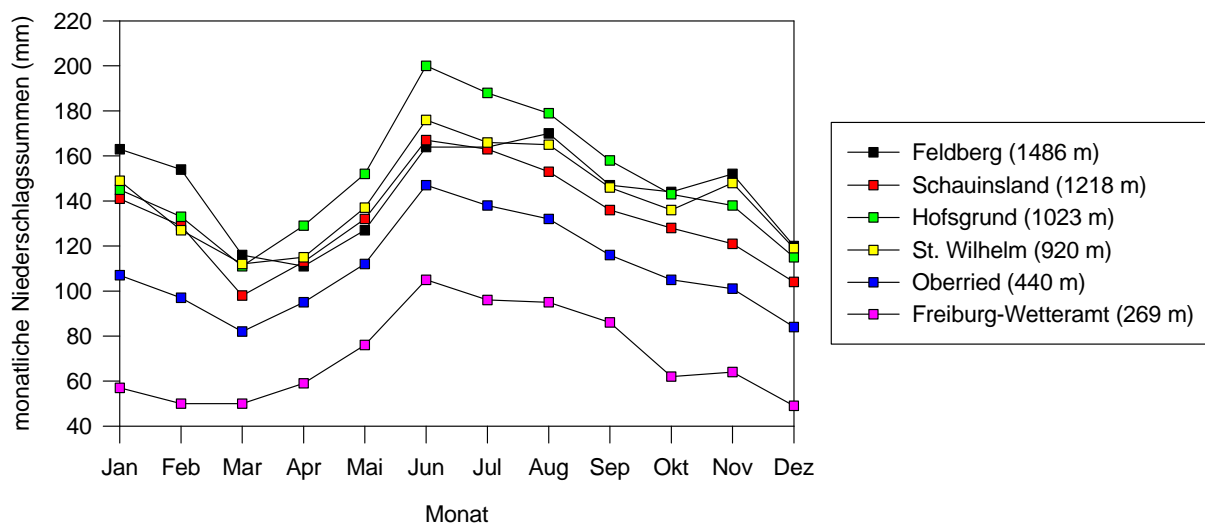


Abb. 2.2 Mittlere monatliche Niederschlagssummen an verschiedenen Stationen im Untersuchungsgebiet und in Freiburg für die Periode 1931-1960 (Daten aus TRENKLE (1988) und FVA (1994))

Die mittlere Zunahme der Niederschlagssummen mit der Höhe zwischen der Station Oberried und den höher gelegenen Stationen St.Wilhelm und Hofsggrund beträgt für die Periode 1931-1960 bei Jahresniederschlägen 84 mm pro 100 m Höhendifferenz. Dies entspricht einer Zunahme von 6.3 % / 100 m bezogen auf die Niederschlagssummen in Oberried (Tab. 2.2). Für monatliche Niederschlagssummen ist dieser Wert in der untersuchten Periode zwischen den Stationen Oberried und Hofsggrund im Jahresverlauf annähernd konstant. Beim Vergleich der Gradienten zwischen Oberried und St.Wilhelm zeigt sich hingegen eine stärkere Zunahme der monatlichen Niederschlagssummen im Winterhalbjahr (Monate November-April mit 7.9 % / 100 m) im Vergleich zum Sommerhalbjahr (Monate Mai-Oktober mit 5.2 % / 100 m).

Dieser größere Anteil der Winterniederschläge der Station St.Wilhelm, der auch in Tabelle 2.1 deutlich wird, kann mit dem Stau feuchter Luftmassen westlich des Feldberggebietes beim Vorherrschen der in diesem Zeitraum aus westlicher Richtung kommenden advektiven Niederschlägen begründet werden. Für die Station Hofsggrund ist dieser Staueffekt hingegen nicht von Bedeutung.

Tab. 2.2 Mittlere monatliche und jährliche Zunahme der Niederschlagssummen pro 100 Meter Höhendifferenz zwischen verschiedenen Stationen des Untersuchungsgebietes für die Periode 1931-1960 in %, bezogen auf die Niederschlagssumme der Station Oberried (Daten aus TRENKLE (1988) und FVA (1994))

	Höhen- differenz (m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr	Sommer (5-10)	Winter (11-4)
Oberried- Hofsgrund	567	6.3	6.5	6.2	6.3	6.3	6.4	6.4	6.3	6.4	6.4	6.5	6.5	6.4	6.3	6.4
Oberried- St.Wilhelm	457	8.6	6.8	8.0	4.6	4.9	4.3	4.4	5.5	5.7	6.4	10.2	9.1	6.3	5.2	7.9
Oberried- Schauinsland	755	4.2	4.4	2.6	2.5	2.4	1.8	2.4	2.1	2.3	2.9	2.6	3.2	2.7	2.3	3.2

Der Vergleich der mittleren Niederschlagssummen der Station Oberried mit der Station Schauinsland zeigt eine Zunahme mit der Höhe, die deutlich unter den Gradienten der zuvor genannten Stationen liegt. Wie bereits im Zusammenhang mit den Jahressummen genannt, kann hierfür die Gipfellage der Station Schauinsland als Begründung angeführt werden.

Auffallend sind die im Vergleich zu tiefer liegenden Stationen geringen Jahressummen der Station Feldberg (Tab. 2.1). So liegt trotz eines Höhenunterschiedes von 566 Metern in der untersuchten Periode die Jahressumme nur 32 mm über der Jahressumme der Station St.Wilhelm. Diese äußerst geringe Zunahme mit der Höhe kann nicht allein auf systematische Meßfehler an der Gipfelstation zurückzuführen sein. Dies wird an Abbildung 2.2 deutlich: Der vermutete Meßfehler müßte insbesondere in den Wintermonaten mit einem hohen Anteil von Schneeniederschlägen erkennbar werden. Abbildung 2.2 zeigt aber gerade in den Monaten Januar und Februar höhere Niederschläge an der Station Feldberg. Eine geringere Niederschlagszunahme in größeren Höhen des Einzugsgebietes und im Staubereich des Feldberges kann somit vermutet werden. Allerdings ist die Trennung von tatsächlichen orographischen Charakteristika der Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet von Einflüssen der Niederschlagsmessung und lokalen Besonderheiten des einzelnen Meßstandortes anhand der vorliegenden Datengrundlage unsicher.

2.5 Hydrologie

Die hohe mittlere Abflußspende der Brugga am Pegel Oberried mit 39.1 l/s km^2 (Tab. 2.3) ist Ausdruck der humiden Bedingungen in ihrem Einzugsgebiet und der vollständiger Lage des Einzugsgebietes im Bereich des kristallinen Grundgebirges. Abflußvolumen, die ungemessen das Einzugsgebiet verlassen, sei es durch eine Abweichung der unterirdischen von der oberirdischen Wasserscheide oder durch den Grundwasserabstrom am Gebietsauslaß, sind sehr gering.

Tab. 2.3 Gewässerkundliche Hauptwerte der Brugga am Pegel Oberried, Periode 1934-1979, Abflüsse und Abflußpenden (Daten aus LfU, 1979)

NQ	0.10	Nq	2.5	(03.09.1964)
MNQ	0.36	MNq	9.0	
MQ (m ³ /s)	1.6	Mq (l/s km ²)	39.1	
MHQ	17.6	MHq	442.4	
HQ	51.0	Hq	1279.2	(23.11.1944)

Das jährliche Abflußregime der Brugga (Abb. 2.3) zeigt ein Maximum durch Schneeschmelze im April und minimale Werte in den Monaten August und September. Ab November steigen die monatlichen Abflußkoeffizienten wegen der geringen Verdunstung wieder deutlich an. Das Regime kann einem pluvio-nivalen Typ zugeordnet werden.

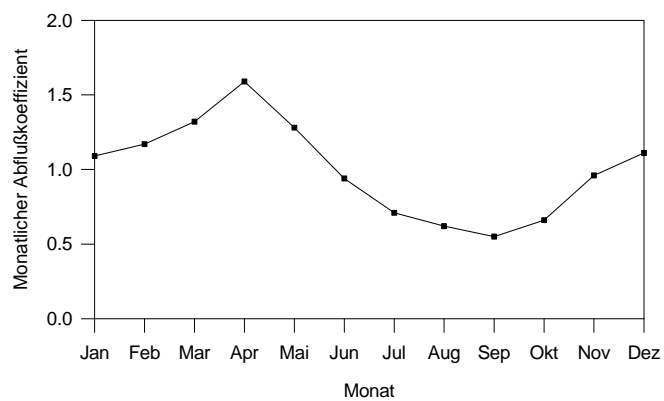


Abb. 2.3 Abflußregime Brugga / Oberried. Monatliche mittlere Abflußkoeffizienten (Pardé-Koeffizienten MoMQ / MQ) der Periode 1945-1993 (Datenquelle: FRIEND-Datenbank)

3 Das Niederschlag-Abfluß-Modell TOPMODEL

3.1 Einführung

TOPMODEL ist ein konzeptionelles, semi-distribuiertes Niederschlag-Abfluß-Modell. Die Konzeption des Modells versucht einen Kompromiß einzugehen zwischen der Komplexität eines flächendetaillierten, physikalisch begründeten Modells einerseits und dem grob vereinfachenden Ansatz eines flächenkonzentrierten, konzeptionellen Modells ohne physikalische Basis andererseits. Eine geringe Zahl von Parametern, die als physikalisch interpretierbar angesehen werden, soll eine einfache und nachvollziehbare Anwendung des Modells gewährleisten. Das große Interesse, das TOPMODEL im Rahmen der Einzugsgebietsmodellierung hervorgerufen hat, ist weiterhin darin begründet, daß es als eines der ersten Modelle das Konzept der variablen beitragenden Flächen hinsichtlich der Bestimmung von Sättigungsflächenabfluß beinhaltet. Der diesbezüglich als sehr wichtig angesehene Faktor Topographie wird auf anschauliche Weise berücksichtigt.

Seit der ersten Veröffentlichung durch BEVEN & KIRKBY (1979) wurde TOPMODEL in zahlreichen Versionen zur Niederschlag-Abfluß-Modellierung und zur flächenverteilten Modellierung von Bodenfeuchtezuständen und Grundwasserständen eingesetzt (z.B. BEVEN et al., 1984; HORNBERGER et al., 1985; DURAND et al., 1992; ROBSON et al., 1992; QUINN & BEVEN, 1993; ROBSON et al., 1993; IORGULESCU & JORDAN, 1994; AMBROISE et al., 1996b; MOORE & THOMPSON, 1996; FRANCHINI et al., 1996; SEIBERT et al., 1997). Unter Beibehaltung des grundlegenden Konzeptes wurden mehrfach einzelne Ansätze und Modellannahmen modifiziert (z.B. BEVEN & WOOD, 1983; BEVEN et al., 1984; HORNBERGER et al., 1985; SIVAPALAN et al., 1987; BARLING et al., 1994; AMBROISE et al., 1996a). Unterschiedlichste Formen einzelner Programmmodule z.B. zur Wasserbewegung in der ungesättigten Zone oder zur Abflußtransformation im Gewässernetz wurden in den verschiedenen Anwendungen verwendet. TOPMODEL ist somit kein feststehendes Programmpaket, sondern vielmehr ein Satz konzeptioneller Werkzeuge zur Erfassung des hydrologischen Verhaltens von Einzugsgebieten (BEVEN et al., 1995: 627). Die folgende Beschreibung von TOPMODEL (Kap. 3.2) richtet sich in den Grundzügen nach der zusammenfassenden Darstellung in BEVEN et al. (1996), wobei Besonderheiten der hier verwendeten Version hervorgehoben werden.

Die in dieser Arbeit verwendete TOPMODEL-Version wurde in Visual Basic für Windows von JAN SEIBERT, Department of Earth Sciences, Uppsala University, Schweden programmiert (Version 2/97). Bedienungsfreundliche Oberflächen ermöglichen eine einfache Parameterauswahl. Alle Modellvariablen können für den Simulationszeitraum graphisch dargestellt werden. Das Programm ermöglicht die Durchführung von Monte-Carlo-Simulationen und Batch-Simulationen. Bei *Monte-Carlo-Simulationen* werden ein oder mehrere Parameter innerhalb eines vom Benutzer festgelegten Intervalls nach dem Zufallsverfahren variiert und jeweils Simulationen durchgeführt. *Batch-Simulationen* ermöglichen die Stapelbearbeitung von Simulationen mit vom Benutzer zuvor festgelegten Parametersätzen.

3.2 Modellbeschreibung

3.2.1 Grundkonzeption und Abflußbildung

Der Gebietsabfluß wird in TOPMODEL als die Summe der Abflüsse aus zwei verschiedenen Herkunftsräumen bestimmt (Abb. 3.1): einerseits Abfluß aus einer gesättigten unterirdischen Zone, andererseits Sättigungsoberflächenabfluß, der durch Niederschläge auf bis zur Geländeoberfläche gesättigten Gebieten gebildet wird (CAPPUS, 1960; DUNNE & BLACK, 1970).

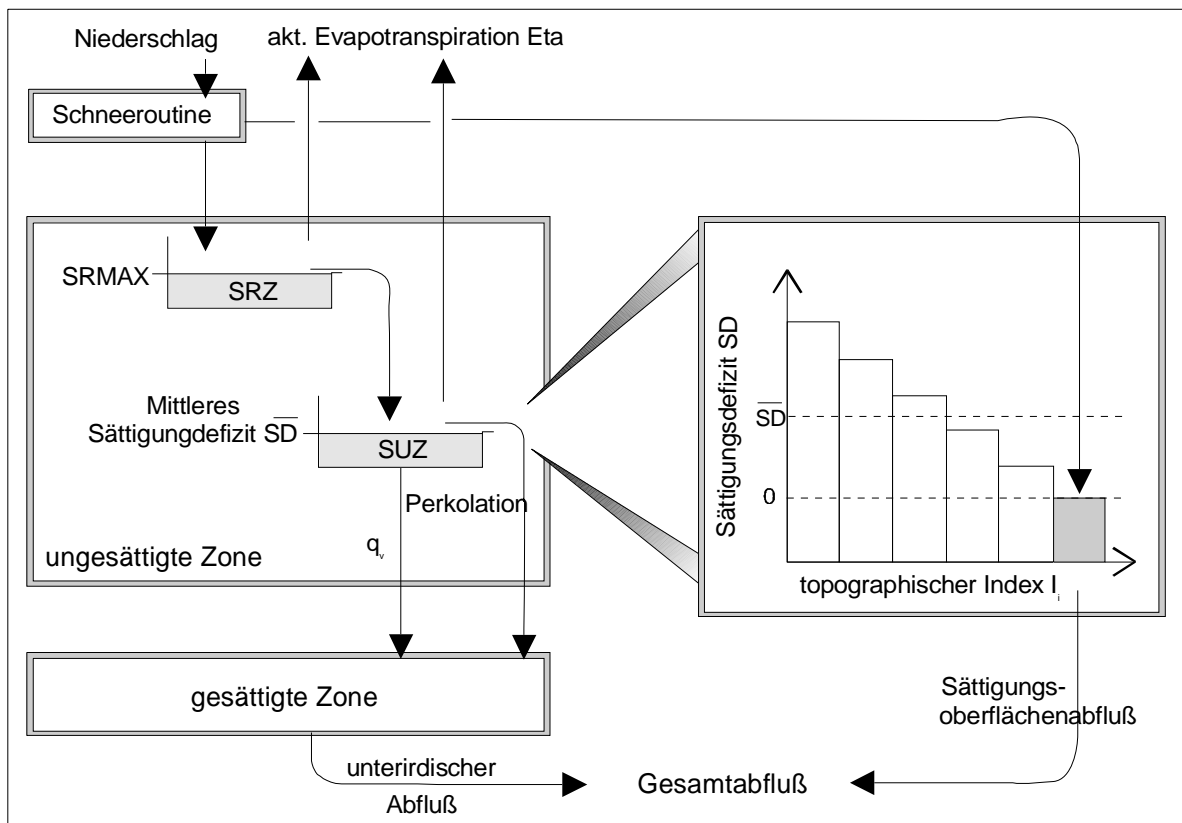


Abb. 3.1 Schema der TOPMODEL-Konzeption

Die TOPMODEL-Konzeption beruht auf zwei fundamentalen Annahmen:

- Annahme 1: Die Dynamik der gesättigten Zone kann durch eine Folge von Gleichgewichtszuständen angenähert werden.
- Annahme 2: Der hydraulische Gradient der gesättigten Zone kann durch die Neigung der Geländeoberfläche beschrieben werden.

In der ursprünglichen Fassung tritt eine weitere Annahme hinzu:

- Annahme 3: Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nimmt im Bodenprofil exponentiell mit der Tiefe ab.

In neueren Modellkonzeptionen können auch andere Formen der tiefenabhängigen Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit angenommen werden (AMBROISE et al., 1996a; IORGULESCU, 1996). Bei den folgenden ausführlichen Ableitungen wird zunächst die ursprüngliche exponentielle Form verwendet, da sich diese für das Untersuchungsgebiet als die am besten zutreffende Form erwiesen hat (Kap. 5.7). Am Ende dieses Kapitels werden kurz die alternativen Ansätze zusammengefaßt.

Mit Annahme 3 kann die Abhängigkeit der Transmissivität T vom Sättigungsdefizit eines Bodenprofils ebenfalls durch eine exponentielle Funktion beschrieben werden (Gleichung 3.1).

$$T = T_0 \cdot \exp\left(-\frac{SD}{M}\right) \quad (3.1)$$

mit T_0 laterale Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils [$m^2 h^{-1}$]
 SD aktuelles Sättigungsdefizit des Bodenprofils [m]
 M Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung [m]

Parameter M kann als Beschreibung der Tiefe der hydraulisch wirksamen Bodenzone des Einzugsgebietes verstanden werden. Ein großer Wert von M steht bei gleichbleibendem T_0 für eine geringmächtigere aktive Zone als ein kleineres M .

Gleichung (3.1) kann alternativ unter Verwendung des Flurabstandes z [m] geschrieben werden zu:

$$T = T_0 \cdot \exp(-z \cdot f) \quad (3.2)$$

Parameter f [m^{-1}] steht näherungsweise zu M in Beziehung gemäß

$$f = \frac{n_{\text{eff}}}{M} \quad (3.3)$$

mit n_{eff} effektive Porosität [-]

Alle folgenden Beziehungen können auf der Grundlage von Gleichung (3.2) formuliert werden. TOPMODEL ermöglicht somit Aussagen über den Flurabstand der gesättigten Zone, die beispielsweise in vergleichenden Untersuchungen mit gemessenen Grundwasserdaten verwendet wurden (z.B. JORDAN, 1994; MOORE & THOMPSON, 1996; SEIBERT et al., 1997). Da der Schwerpunkt in dieser Arbeit auf einem Vergleich mit Bodenfeuchtekartierungen liegt und keine Grundwassermeßstellen zur Verfügung stehen, wird im Folgenden die Formulierung auf der Basis des Sättigungsdefizites (Gleichung 3.1) weitergeführt.

Mit Annahme 2 und Gleichung (3.1) kann gemäß der Darcy-Gleichung für jeden Punkt i des Einzugsgebietes der Durchfluß q_i [$m^2 h^{-1}$] in der gesättigten Zone pro Einheitslänge senkrecht zur Fließrichtung bestimmt werden (Gleichung 3.4).

$$q_i = T_{0i} \cdot \tan \beta_i \cdot \exp\left(-\frac{SD_i}{M}\right) \quad (3.4)$$

mit β_i lokale Hangneigung [Grad]
 SD_i Sättigungsdefizit am Punkt i [m]

Mit Annahme 1 und unter der Voraussetzung einer räumlich gleichförmigen Grundwasserneubildungsrate r [$m h^{-1}$] (Annahme 4) ist der Durchfluß q_i auch gegeben durch:

$$q_i = r \cdot a_i \quad (3.5)$$

mit a_i lokale Einzugsgebietsfläche, die durch Punkt i entwässert, pro Einheitslänge orthogonal zur Fließrichtung [m]

Aus der Kombination der Gleichungen (3.4) und (3.5) läßt sich das Sättigungsdefizit am Punkt i gemäß Gleichung (3.6) bestimmen.

$$SD_i = -M \cdot \ln\left(\frac{r \cdot a_i}{T_{0i} \cdot \tan \beta_i}\right) = -M \cdot \left(I_i + \ln\left(\frac{r}{T_{0i}}\right)\right) \quad (3.6)$$

mit

$$I_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) \quad (3.7)$$

I_i ist der Wert des **topographischen Indizes** am Punkt i. Er beschreibt die Tendenz der Akkumulation von Wasser an einem Punkt des Einzugsgebietes (Variable a_i) und dessen Tendenz zur Bewegung hangabwärts durch Gravitationskräfte (Variable β_i).

Das mittlere Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes der Fläche A [m^2] ergibt sich aus Gleichung (3.6) zu:

$$\overline{SD} = \frac{1}{A} \cdot \int_A SD_i \cdot dA = \frac{1}{A} \cdot \int_A \left(-M \cdot \left(I_i + \ln\left(\frac{r}{T_{0i}}\right)\right)\right) \cdot dA = -\frac{M}{A} \int_A (I_i - \ln T_{0i} + \ln r) \cdot dA \quad (3.8)$$

Nach Ersetzen von r in Gleichung (3.8) aus Gleichung (3.6) und unter der Annahme einer räumlich gleichförmigen Transmissivität T_0 (Annahme 5) kann nach Umformen von Gleichung (3.8) das Sättigungsdefizit SD_i am Punkt i in Beziehung gesetzt werden zum mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes \overline{SD} (Gleichung 3.9).

$$SD_i = \overline{SD} - M \cdot \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda \right) \quad (3.9a)$$

oder in der Formulierung mit dem Flurabstand z_i am Punkt i bzw. dem mittleren Flurabstand im Untersuchungsgebiet \bar{z} :

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \cdot \left(\ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda \right) \quad (3.9b)$$

wobei

$$\lambda = \frac{1}{A} \cdot \int_A I_i \cdot dA \quad (3.10)$$

λ ist der Mittelwert des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet.

Gleichung (3.9a) bestimmt die Abweichung des Sättigungsdefizites an einem beliebigen Punkt vom mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes über die Abweichung des topographischen Indizes an diesem Punkt vom Gebietsmittelwert des Indizes λ . Um so größer der Wert des topographischen Indizes, desto kleiner ist das Sättigungsdefizit dieses Punktes im Vergleich zum mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes. Punkte mit demselben Wert des topographischen Indizes zeigen gemäß dieser Konzeption ein identisches hydrologische Verhalten. Für die Modellierung muß somit nicht die geographische Lage eines Punktes im Untersuchungsgebiet bekannt sein, sondern nur der Wert des topographischen Indizes. Als Eingangsgröße benutzt TOPMODEL allein die Verteilungsfunktion der Indexwerte im Untersuchungsgebiet. Eine Interaktion zwischen geographisch benachbarten Punkten wird nicht berücksichtigt. In diesem Sinne kann TOPMODEL nicht als distribuiertes Modell bezeichnet werden.

Punkte mit $SD_i \geq 0$ sind bis zur Geländeoberfläche wassergesättigt. Für jeden Zeitschritt der Modellierung wird der Anteil der gesättigten Fläche an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes über Gleichung (3.9a) bestimmt. Diese Fläche ist das Herkunftsgebiet des Sättigungsflächenabflusses Q_{sat} . Der auf diesen Flächenanteil fallende Niederschlag wird vollständig und unmittelbar (im selben Zeitschritt) in Abfluß umgesetzt. Über die Änderung des mittleren Sättigungsdefizites \overline{SD} während der Simulationsperiode (siehe auch Gleichung 3.17) ändert sich der Anteil von Sättigungsflächen im Einzugsgebiet. Auf diese Weise ist in TOPMODEL das Konzept der variablen beitragenden Flächen für Sättigungsflächenabfluß implementiert.

Mit diesem Ansatz ermöglicht TOPMODEL für jeden Modellierungszeitschritt die Darstellung der räumlichen Verteilung von Bereichen mit einem bestimmten Sättigungsdefizit bzw. Flurabstand. Alle

übrigen Berechnungen im Rahmen der TOPMODEL-Konzeption werden hingegen flächenkonzentriert durchgeführt.

Der **Abfluß aus der gesättigten unterirdischen Zone** Q_{GW} [$m^3 h^{-1}$] bzw. q_{GW} [$m h^{-1}$] kann durch die Integration von Gleichung (3.4) über die Länge l [m] der Strecke, entlang welcher Grundwasser in Gewässerläufe des Einzugsgebietes übertreten kann, bestimmt werden. Durch Ersetzen von SD_i mit Gleichung (3.9a) folgt:

$$Q_{GW} = \int_1 q_i \cdot dl = \int_1 T_{0i} \cdot \tan \beta_i \cdot \exp\left(-\frac{SD_i}{M}\right) \cdot dl = \int_1 T_{0i} \cdot a_i \cdot \exp\left(-\lambda - \frac{\overline{SD}}{M}\right) \cdot dl \quad (3.11)$$

Unter der oben gestellten Annahme 5 einer gleichförmigen Transmissivität über das Einzugsgebiet ergibt sich Gleichung (3.12):

$$Q_{GW} = A \cdot T_0 \cdot \exp\left(-\lambda - \frac{\overline{SD}}{M}\right) = Q_0 \cdot \exp\left(-\frac{\overline{SD}}{M}\right) \quad (3.12a)$$

bzw.

$$q_{GW} = \frac{Q_0}{A} \cdot \exp\left(-\frac{\overline{SD}}{M}\right) \quad (3.12b)$$

mit

$$A = \int_1 a_i \cdot dl \quad (3.13)$$

$$Q_0 = A \cdot T_0 \cdot \exp(-\lambda) \quad (3.14)$$

Q_0 ist der Grundwasserabfluß für ein mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes von $\overline{SD} = 0$.

Der simulierte Gesamtabfluß Q_{sim} des Untersuchungsgebietes ist dann

$$Q_{sim} = Q_{sat} + Q_{GW} \quad (3.15)$$

Andere Funktionen der Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit

Anstelle der den obigen Ableitungen zugrundeliegenden exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe (*Fall 1*) kann eine lineare (*Fall 2*) oder eine gleichförmige Funktion (*Fall 3*) angenommen werden (AMBROISE et al.: 1996a). Analog zu Gleichung (3.1) kann die entsprechende Funktion der lateralen Transmissivität T in Abhängigkeit vom Sättigungsdefizit SD des Bodenprofils formuliert werden. Für *Fall 2* ergibt sich eine parabolische Beziehung (Gleichung 3.16)

$$T = T_0 \cdot \left(1 - \frac{SD}{M}\right)^2 \quad (3.16)$$

mit T_0 laterale Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils [m²/h]
SD aktuelles Sättigungsdefizit des Bodenprofils [m]
M Skalierungsparameter zur Beschreibung der Form der Beziehung [m]

und für *Fall 3* eine lineare Beziehung (Gleichung 3.17).

$$T = T_0 \cdot \left(1 - \frac{SD}{M}\right) \quad (3.17)$$

Entsprechend den Gleichungen (3.2) - (3.12), mit den übrigen unveränderten Annahmen, kann der Abfluß aus der gesättigten unterirdischen Zone Q_{GW} in Abhängigkeit vom aktuellen mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes \overline{SD} für *Fall 2* abgeleitet werden zu (Gleichung 3.18):

$$Q_{GW} = Q_0 \cdot \left(1 - \frac{\overline{SD}}{M}\right)^2 \quad (3.18)$$

beziehungsweise für *Fall 3* gemäß Gleichung (3.19):

$$Q_{GW} = Q_0 \cdot \left(1 - \frac{\overline{SD}}{M}\right) \quad (3.19)$$

Rezessionsverhalten

Gemäß AMBROISE et al. (1996a: 2140) kann die zeitliche Änderung des unterirdischen Abflusses (dQ_{GW}/dt) für Zeiträume ohne Grundwasserneubildung für die unterschiedlichen Formen der Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit jeweils aus den Gleichungen (3.12), (3.18) bzw. (3.19) bestimmt werden.

Es ergibt sich für die exponentielle Leitfähigkeitsbeziehung (*Fall 1*) der Grundwasserabfluß Q_{GW} zu einem beliebigen Zeitpunkt τ gemäß einer parabolischen Funktion 1.Ordnung zu:

$$Q_{GW} = Q_S \cdot \left(1 + \frac{\tau \cdot Q_S}{A \cdot M}\right)^{-1} \quad (3.20)$$

mit Q_S unterirdischer Abfluß zum Zeitpunkt $\tau = 0$
 A Einzugsgebietsfläche

Entsprechend gilt für *Fall 2* eine parabolische Funktion 2.Ordnung:

$$Q_{GW} = Q_S \cdot \left(1 + \frac{\tau \cdot \sqrt{Q_0 \cdot Q_S}}{A \cdot M}\right)^{-2} \quad (3.21)$$

und für *Fall 3* eine exponentielle Funktion:

$$Q_{GW} = Q_S \cdot \exp\left(\frac{-\tau \cdot Q_0}{A \cdot M}\right) \quad (3.22)$$

Die Gleichungen (3.20)- (3.22) beschreiben das Auslaufverhalten des unterirdischen Speichers von TOPMODEL in Trockenwetterperioden unter den gegebenen Modellannahmen. Eine Transformation dieser Gleichungen in eine lineare Form in Abhängigkeit von der Zeit τ ergibt entsprechend Gleichungen (3.23 - 3.25):

$$\frac{1}{Q_{GW}} - \frac{1}{Q_S} = \frac{\tau}{A \cdot M} \quad (Fall 1) \quad (3.23)$$

$$\frac{1}{\sqrt{Q_{GW}}} - \frac{1}{\sqrt{Q_S}} = \frac{\tau \cdot \sqrt{Q_0}}{A \cdot M} \quad (Fall 2) \quad (3.24)$$

$$\ln Q_{GW} - \ln Q_S = \frac{-\tau \cdot Q_0}{A \cdot M} \quad (Fall 3) \quad (3.25)$$

Mit Hilfe einer Rezessionsanalyse von gemessenen Abflußganglinien können über diese Beziehungen Aussagen über die Gültigkeit einer bestimmten Leitfähigkeitsbeziehung für das Untersuchungsgebiet hinsichtlich der TOPMODEL-Anwendung gemacht werden (Kap. 5.7).

3.2.2 Ungesättigte Zone und Verdunstung

Der Anteil des Niederschlags- oder Schneeschmelzwassers, der nicht direkt über die Sättigungsflächen zum Abfluß gelangt, wird in der hier verwendeten TOPMODEL-Version durch zwei Speicher geführt (Abb. 3.1), die die Verdunstung und die vertikale Bewegung in der ungesättigten Zone konzeptionalisieren.

Ein erster Speicher SRZ repräsentiert zur Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration die Wasserspeicherung in der durchwurzelten Bodenzone (BEVEN et al., 1995: 639), sowie den Interzeptionsspeicher der Vegetation (FRANCHINI et al., 1996: 297) und die Muldenspeicherung an der Geländeoberfläche. SRZ wird durch Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser maximal bis SRMAX gefüllt. SRMAX entspricht näherungsweise der nutzbaren Feldkapazität bis zur effektiven Durchwurzelungstiefe. Die aktuelle Evapotranspiration ET_a [m] wird aus der potentiellen Evapotranspiration ET_p [m] gemäß Gleichung (3.26) bestimmt:

$$ET_a = ET_p \cdot \left(1 - \frac{SRZ_t}{SRMAX} \right) \quad (3.26)$$

mit SRZ_t aktuelle Füllhöhe des Speichers SRZ [m] zum Zeitpunkt t
 $SRMAX$ maximal mögliche Füllung des Speichers SRZ [m]

Niederschlagseinträge, die SRMAX überschreiten, gelangen in den zweiten Speicher SUZ. Dessen maximale Füllhöhe entspricht dem aktuellen mittleren Sättigungsdefizit \overline{SD} des Bodens. Einträge, die diese Größe überschreiten, gelangen direkt in die gesättigte Zone. Aus dem Speicher SUZ kann Verdunstung stattfinden, wenn die im Speicher SRZ bestimmte aktuelle Evapotranspiration nicht der potentiellen entspricht. Ist Speicher SUZ in diesem Fall gefüllt, wird diesem der entsprechende Differenzbetrag entnommen.

Für die Beschreibung der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone wird eine ausschließlich vertikale Bewegungsrichtung angenommen. In der vorliegenden TOPMODEL-Version wird ein modifizierter Ansatz nach BEVEN & WOOD (1983: 148) verwendet, der eine Verzögerung der Wasserbewegung in Abhängigkeit vom aktuellen Sättigungsdefizit vorsieht (Gleichung 3.27).

$$q_v = \frac{SUZ_t}{\overline{SD} \cdot t_d} \quad (3.27)$$

mit q_v Sickerrate aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [$m \ h^{-1}$]
 SUZ_t aktuelle Füllhöhe des Speichers SUZ
 \overline{SD} mittleres Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes [m]
 t_d Verzögerungsfaktor [$h \ m^{-1}$]

In der hier benutzten TOPMODEL-Version wird in Gleichung (3.27) das mittlere Sättigungsdefizit \overline{SD} verwendet. Bisherige Versionen bestimmen die lokale Sickerrate q_{vi} anhand des lokalen Sättigungsdefizites SD_i für jeden Punkt i im Einzugsgebiet (bzw. für jede Klasse i von Punkten mit

einem Sättigungsdefizit innerhalb eines bestimmten Intervalls). Die anschließende Aktualisierung des Sättigungsdefizites (Gleichung 3.28) erfolgt bei jenem Verfahren dann aber gleichförmig über das gesamte Untersuchungsgebiet, unabhängig vom Sättigungsdefizit des Punktes i . Die bei diesem Verfahren entstehende Inkonsistenz durch die Rückführung der flächendetaillierten Berechnung auf die anschließende flächenkonzentrierte Betrachtung wird durch den in dieser Arbeit verwendeten Ansatz umgangen. Dieser führt alle Berechnungen der ungesättigten Zone ausschließlich flächenkonzentriert durch.

Das mittlere Sättigungsdefizit \overline{SD} des Einzugsgebietes wird am Ende eines jeden Zeitschrittes Δt der Simulationsperiode aktualisiert, indem die gemäß obiger Beschreibung ermittelte Sickerwassermenge q_v subtrahiert und der erzeugte Grundwasserabfluß q_{GW} (Gleichung 3.12b) addiert wird (Gleichung 3.28).

$$\overline{SD}_t = \overline{SD}_{t-1} + (q_{GW} - q_v) \cdot \Delta t \quad (3.28)$$

3.2.3 Schneeschmelzmodul

Ein Schneeschmelzmodul entsprechend dem Taggrad-Verfahren (BERGSTRÖM, 1975) ist in der verwendeten TOPMODEL-Version implementiert. Niederschläge werden entweder als Regen oder Schnee simuliert, je nachdem ob die Lufttemperatur zum Zeitpunkt des Niederschlages größer oder kleiner einem Grenzwert TT [$^{\circ}C$] ist. Alle Schneeniederschläge können mit einem Korrekturfaktor $SFCF$ [-] multipliziert werden. Mit $SFCF$ können systematische Fehler bei der Messung des Schneeniederschlages oder durch die nicht explizit berücksichtigte Sublimation der Schneedecke korrigiert werden. Die Schneeschmelze erfolgt bei Temperaturen $T > TT$ gemäß

$$SM = CFMAX \cdot (T - TT) \quad (3.29)$$

mit	SM	Schmelzwassermenge [m]
	CFMAX	Gradtagfaktor [$m K^{-1} d^{-1}$], bzw. ein entsprechender Bruchteil dieses Wertes für kürzere Simulationszeitschritte
	T	aktuelle Lufttemperatur [$^{\circ}C$]
	TT	Temperaturgrenzwert für flüssigen oder festen Niederschlag bzw. Schneeschmelze oder Wiedergefrieren [$^{\circ}C$]

Schmelzwasser und Regenniederschläge können in der Schneedecke bis zu der maximalen Menge zurückgehalten werden, die dem Anteil CWH [-] am Wasseräquivalent der Schneedecke entspricht. Bei $T < TT$ kann ein Teil des flüssigen Wassers in der Schneedecke wiedergefrieren:

$$RF = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T) \quad (3.30)$$

mit RF wiedergefrierende Wassermenge [m]
 CFR Korrekturgröße zum Gradtagfaktor $CFMAX$ für den Prozeß des Wiedergefrierens [-]

Bei der Anwendung und Beurteilung der Simulationen des Schneeschmelzmoduls ist zu berücksichtigen, daß dieses in TOPMODEL flächenkonzentriert für das gesamte Untersuchungsgebiet angewandt wird. Die benötigten Eingangsdaten der Lufttemperatur sind somit ein Gebietsmittelwert, eine höhenabhängige Variabilität kann nicht berücksichtigt werden (Kap. 5.4).

3.2.4 Abflußtransformation im Gewässernetz

Der in Gleichung (3.15) bestimmte Gesamtabfluß Q_{sim} wird zur Berücksichtigung der Fließzeiten im Gewässernetz bis zum Gebietsauslaß über eine Wichtungsfunktion (SEIBERT, 1996: 5) zeitlich verteilt (Gleichung 3.31).

$$Q_{sim}(t) = \sum_{i=1}^{MAXBAS} c(i) \cdot Q_{sim}(t - i + 1) \quad (3.31)$$

wobei
$$c(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \cdot \frac{4}{MAXBAS^2} \cdot du \quad (3.32)$$

mit $Q_{sim}(t)$ simulierter Gesamtabfluß zum Zeitpunkt t
 $MAXBAS$ Parameter zur Festlegung der Lage des Schwerpunktes der Wichtungsfunktion $c(i)$

Die Anwendung des *MAXBAS-Verfahrens* bewirkt eine zeitliche Aufteilung des zu einem bestimmten Zeitpunkt erzeugten Abflusses auf die nachfolgenden Zeitschritte entsprechend einer Dreiecksverteilung (Abb. 3.2).

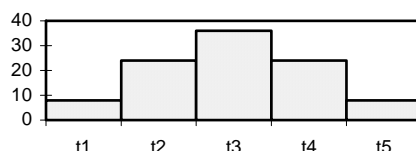


Abb. 3.2 Prozentuale Aufteilung des zum Zeitpunkt t_1 erzeugten Abflusses auf die folgenden Zeitschritte für $MAXBAS=5$

3.2.5 Eingangsdaten und Parameter

Als Eingangsdaten der Modellierung mit TOPMODEL werden Zeitreihen des Gebietsniederschlags, des Gebietsmittels der Lufttemperatur und der potentiellen Evapotranspiration für die Simulationsperiode benötigt. Zur Beurteilung der Güte der Abflußsimulation wird eine Zeitreihe des gemessenen Abflusses am Gebietsauslaß benutzt.

Weiterhin werden die Werte des topographischen Indizes für Teilflächen des Untersuchungsgebietes benötigt. Diese können auf der Grundlage eines digitalen Geländemodells für einzelne Zellen bestimmt werden (Kap. 3.3). Für die Modellierung wird dann die kumulative Verteilungsfunktion der Indexwerte im Einzugsgebiet als Eingangsgröße verwendet. Diese muß in diskreter Form mit einer Klasseneinteilung der Indexwerte vorliegen.

Das Hauptprogramm von TOPMODEL enthält 4 Parameter (Kap. 3.2.1 und 3.2.2), die als räumlich gleichverteilt über das Untersuchungsgebiet angenommen werden:

T_0	laterale Transmissivität bei vollständiger Sättigung des Bodenprofils [$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$]
M	Parameter zur Beschreibung der Form der exponentiellen Beziehung zwischen lateraler Transmissivität und Sättigungsdefizit des Bodens [m]
SRMAX	maximal mögliche Füllung des Verdunstungsspeichers SRZ, entspricht näherungsweise der nutzbaren Feldkapazität für die effektive Durchwurzelungstiefe des Bodens [m]
t_d	Verzögerungsfaktor für die vertikale Wasserbewegung aus der ungesättigten in die gesättigte Zone [h m^{-1}]

Durch die Einbeziehung der Module zur Schneeschmelze und Abflußtransformation im Gewässernetz (Kap. 3.2.3 und 3.2.4) treten bei der in dieser Arbeit verwendeten TOPMODEL-Version mit TT, CFMAX, SFCF, CWH, CFR sowie MAXBAS sechs weitere Parameter hinzu.

TOPMODEL wird oft insofern als ein physikalisch begründetes Modell bezeichnet, als die oben genannten Parameter des Hauptprogrammes prinzipiell aus Geländeuntersuchungen bestimmt werden können (BEVEN & KIRKBY, 1979: 43; SIVAPALAN et al., 1987: 2267). Angesichts der Modellierung auf flächenkonzentrierter Basis sind diese jedoch als mittlere oder effektive Parameter für das Untersuchungsgebiet zu betrachten. Ihre Bestimmung wird somit durch die Skalenproblematik bei der Übertragung aus der Punkt- oder Hangskala der Messung auf die Einzugsgebietsskala erschwert. Diese Parameter sind demnach vielmehr als *Prozeßparameter* denn als *physikalische Parameter* zu benennen (SOROOSHIAN & GUPTA, 1995: 24). FRANCHINI et al. (1996: 295) weisen in diesem Sinne auf die Einschränkungen in der Bezeichnung von TOPMODEL als physikalisch begründetes Modell hin.

3.3 Methoden zur Bestimmung des topographischen Indizes

3.3.1 Übersicht

Die Bestimmung des topographischen Indizes $I = \ln(a / \tan \beta)$ erfordert für Teilflächen des Untersuchungsgebietes die Abschätzung der Hangneigung β und der lokalen Einzugsgebietsfläche a pro Einheitslänge orthogonal zur Fließrichtung. Erste Verfahren führten eine manuelle Gebietseinteilung in Hangflächen anhand von Linien des größten Gefälles durch (BEVEN & KIRKBY, 1979: 52). Bei der für die Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsfläche notwendigen Festlegung von Fließwegen konnten dabei Einflüsse, die nicht allein durch die Topographie verursacht werden (z.B. Drainagen) vom Bearbeiter berücksichtigt werden. Mit der Verfügbarkeit von digitalen Geländemodellen (DGM) wurde die Möglichkeit zu automatisierten Berechnungsmethoden des topographischen Indizes auf der Basis der Zellen des DGM gegeben. Obgleich somit eine größere Effizienz erreicht werden kann, wirft die digitale Geländeanalyse wichtige methodische Fragen auf, wie beispielsweise hinsichtlich der Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsfläche. Verschiedene Algorithmen zur Berechnung der Einzugsgebietsfläche und des topographischen Indizes auf der Grundlage von rasterbasierten Höhenmodellen werden in der Literatur vorgestellt (O'CALLAGHAN & MARK, 1984; QUINN et al., 1991; LEA, 1992; COSTA-CABRAL & BURGESS, 1994; HOLMGREN, 1994; QUINN et al., 1995; TARBOTON, 1997). Im Folgenden wird die Theorie einzelner Verfahren vorgestellt, deren Eignung für das Brugga-Gebiet in Kapitel 5.6 untersucht wird.

3.3.2 Digitale Geländeanalyse zur Berechnung des topographischen Indizes

3.3.2.1 Bestimmung von Fließwegen und Indexberechnung

Die Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsfläche einer Zelle eines rasterbasierten digitalen Geländemodells erfordert eine Festlegung von Fließwegen zwischen den einzelnen Zellen. Somit kann der betrachteten Zelle die Fläche all jener Zellen, die in diese entwässern, als lokale Einzugsgebietsfläche A_i [m²] zugeordnet werden.

Ein einfacher Ansatz ist der *single-flow-direction* Algorithmus, der als Fließrichtung aus einer Zelle nur die in die am tiefsten gelegene Nachbarzelle zulässt (O'CALLAGHAN & MARK, 1984) (Abb. 3.3a). Jeder einzelnen Zelle ist somit eine geometrisch eindeutige, nur in diese Zelle entwässernde, höherliegende Fläche A_i [m²] zugeordnet. Die effektive Länge L [m] einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung für die betrachtete Zelle wird der Kantenlänge s [m] der Zelle gleichgesetzt. Das lokale Gefälle im Bereich der betrachteten Zelle entspricht der Höhendifferenz zwischen dieser und der am tiefsten darunter liegenden Nachbarzelle Δh [m] pro Kantenlänge s . Der topographische Index I_i einer Zelle i berechnet sich demnach zu (Gleichung 3.33):

$$I_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) = \ln\left(\frac{A_i / L}{\Delta h_i / s}\right) = \ln\left(\frac{A_i}{\Delta h_i}\right) \quad (3.33)$$

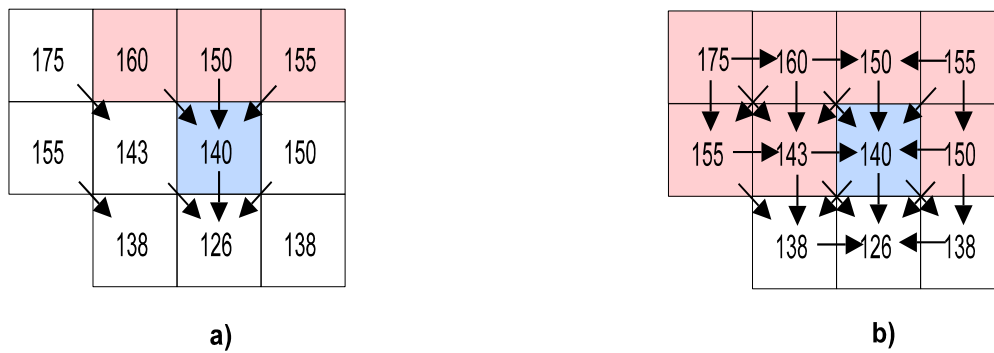


Abb. 3.3 Beispiel zur Bestimmung der lokalen Einzugsgebietsfläche. Ausschnitt aus einem rasterbasierten Geländemodell mit Höhenangaben und Fließwegen zwischen den Zellen. Zellen (rot), die ganz oder teilweise in eine einzelne Zelle (blau) entwässern, für
a) single-flow-direction Algorithmus
b) multiple-flow-direction Algorithmus

Beim *multiple-flow-direction* Algorithmus von QUINN et al. (1991) sind als Fließrichtungen aus einer Zelle die Richtungen in alle tieferliegenden Zellen möglich (Abb. 3.3b). Hier findet also eine Aufteilung der in einer Zelle akkumulierten Einzugsgebietsfläche auf mehrere tieferliegenden Zellen statt. Diese Aufteilung erfolgt mit einer gefälleabhängigen Wichtung. Der Anteil der weitergegebenen akkumulierten Fläche in eine Zelle mit steilerem Gefälle ist somit größer als der in eine Zelle mit kleinerem Gefälle. Die effektive Länge L einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung ist für Zellen in kardinaler oder diagonalen Fließrichtung unterschiedlich. Bei maximal 8 möglichen Fließrichtungen ergibt sich aus geometrischen Überlegungen L für Zellen in kardinaler Fließrichtung zu $1/8$ des Umfangs U [m] eines der Zelle flächengleichen Kreises. Für Zellen in diagonalen Fließrichtung ist $L = U / (8 \cdot \sqrt{2})$.

Der topographische Index I_i einer Zelle i mit n tieferliegenden Zellen kann dann gemäß Gleichung (3.23) ermittelt werden:

$$I_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) = \ln\left(\frac{A_i / L}{\tan \beta_i}\right) = \ln\left(\frac{A_i / \sum_{k=1}^n L_k}{\sum_{k=1}^n (\tan \beta_k \cdot L_k) / \sum_{k=1}^n L_k}\right) = \ln\left(\frac{A_i}{\sum_{k=1}^n (\tan \beta_k \cdot L_k)}\right) \quad (3.34)$$

- mit
- A_i lokale Einzugsgebietsfläche der betrachteten Zelle i [m²]
 - L_k effektive Länge einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung zu einer tieferliegenden Zelle k [m]
 - β_k Hangneigungswinkel zwischen Zelle i und einer tieferliegenden Zelle k

Der in eine tieferliegende Zelle k weitergeleitete Flächenanteil A_k ist:

$$A_k = \frac{A_i \cdot (\tan \beta_k \cdot L_k)}{\sum_{k=1}^n (\tan \beta_k \cdot L_k)} \quad (3.35)$$

Die beiden dargestellten Ansätze führen zu einer unterschiedlichen räumlichen Verteilung der Indexwerte. Der *single-flow-direction* Algorithmus ergibt stark konvergierende Fließmuster, die sich durch eher linienhafte Strukturen sowie schroffe Übergänge zwischen Zellen mit hohen Indexwerten und solchen mit niedrigen Werten auszeichnen. Der *multiple-flow-direction* Algorithmus führt hingegen zu stärker divergierenden Fließmustern mit kontinuierlicheren Übergängen zwischen Bereichen mit hohen und niedrigen Indexwerten. Die Verteilungsfunktion der Indexwerte für ein Untersuchungsgebiet ist im ersten Fall flacher bei einem kleineren Mittelwert als im Falle des *multiple-flow-direction* Algorithmus (QUINN et al., 1991: 63; QUINN et al., 1995: 170).

Eine generalisierte Formulierung der beiden Verfahren wurde von HOLMGREN (1994) vorgestellt. Durch die Einführung eines Exponenten h in Gleichung (3.35) kann die gefälleabhängige Wichtung der in eine tieferliegende Zelle weitergeleiteten Fläche modifiziert werden (Gleichung 3.36).

$$A_k = \frac{A_i \cdot (\tan \beta_k \cdot L_k)^h}{\sum_{k=1}^n (\tan \beta_k \cdot L_k)^h} \quad (3.36)$$

Mit $h=1$ entspricht die Berechnung dem *multiple-flow-direction* Algorithmus nach QUINN et al. (1991). Werte von $h > 1$ betonen stärker die Fließrichtungen mit größerem Gefälle, h im Bereich von 100 ergibt eine dem *single-flow-direction* Algorithmus entsprechende Verteilung der Indexwerte. Die Wahl des Exponenten h ermöglicht somit Übergänge zwischen den stark divergierenden bzw. konvergierenden Fließmustern der beiden zuerst genannten Algorithmen einzustellen.

3.3.2.2 Interaktion mit dem Gewässernetz

Bei den in Kapitel 3.3.2.1 vorgestellten Verfahren zur Berechnung des topographischen Indizes aus einem rasterbasierten digitalen Geländemodell erfolgt eine kontinuierliche Akkumulation der Einzugsgebietsfläche bis zum Gebietsauslaß. Die am tiefsten gelegene Zelle erhält schließlich die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes als lokale Einzugsgebietsfläche A zur Berechnung des Indexwertes. Diese Vorgehensweise erzeugt deutlich ansteigende Indexwerte in Richtung Gebietsauslaß. Nicht berücksichtigt wird hierbei eine mögliche Interaktion der Wasser- d.h. Flächenakkumulation mit dem Gewässernetz des Einzugsgebietes. Durch den Übertritt von Wasser aus der gesättigten Zone in ein Fließgewässer kann jenes aus dem Einzugsgebiet entzogen werden, ohne im Zuge der Berechnung des topographischen Indizes in tieferliegenden Zellen noch von Bedeutung zu sein. Diese Problemstellung wirft im Rahmen der digitalen Geländeanalyse zur Indexbestimmung folgende Fragen auf:

- Wie kann der Beginn und Verlauf eines für die Indexberechnung zu berücksichtigenden Fließgewässers aus dem digitalen Geländemodell ermittelt werden ?
- Wie können jene Zellen eines digitalen Geländemodells, die ein Fließgewässer repräsentieren, für die Indexberechnung konzeptionalisiert werden ?

QUINN et al. (1995: 172) schlagen in Anlehnung an MORRIS & HEERDEGAN (1989: 136) die Einführung eines Schwellenwertes CIT (*channel initiation threshold*) [m^2] vor. Überschreitet die lokale Einzugsgebietsfläche einer Zelle diesen Grenzwert, wird diese Zelle als Bachzelle markiert. Ausgehend von dieser Zelle werden alle jeweils am tiefsten liegenden Nachbarzellen bis zum Gebietsauslaß ebenfalls als Bachzellen markiert. Auf diese Weise kann ein Gewässernetz für das Einzugsgebiet festgelegt werden. Es muß in diesem Zusammenhang betont werden, daß der somit gefundene Beginn eines Bachlaufes nicht mit der tatsächlichen Situation im Gelände übereinstimmen muß. Neben der grundlegenden Problematik der Festlegung eines Bachbeginns im Gelände ist hierfür insbesondere der Einfluß der Zellengröße (Kantenlänge) des verwendeten digitalen Höhenmodells von Bedeutung. QUINN et al. (1995: 174) zeigen, daß der nach ihren Kriterien beste CIT (siehe unten) mit zunehmender Auflösung des DGM kleinere Werte annimmt. Da die Breite eines Bachlaufes zumeist deutlich unter der Kantenlänge des DGM liegt, richtet sich die Wahl eines geeigneten Wertes von CIT nach dem vermuteten Beginn des Bacheinflusses auf die Indexberechnung. CIT ist in diesem Sinne ein synthetischer Wert, der nur in Zusammenhang mit der Indexberechnung zu beurteilen ist.

Hinsichtlich der Berechnung eines Wertes des topographischen Indizes für eine Bachzelle wird davon ausgegangen, daß der Ausfluß aus einer Bachzelle wesentlich größer ist, als dies anhand des Gefälles der Oberfläche der gesättigten Zone ($\tan \beta$) bestimmt wird, da zusätzlich Wasser über das Fließgewässer abgeführt wird (RHODE & SEIBERT, 1996). In dieser Arbeit wird daher ein Algorithmus benutzt, der die in die Indexberechnung eingehende lokale Einzugsgebietsfläche einer Bachzelle A_b reduziert auf den Schwellenwert CIT ($A_b = \text{CIT}$). A_b ist somit unabhängig von der gesamten Einzugsgebietsfläche A_i , die dieser Bachzelle von oberhalb aus dem Einzugsgebiet zugeteilt wird. Die effektive Länge L einer Strecke orthogonal zur Fließrichtung für die betrachtete Bachzelle wird unverändert wie für jede andere Zelle bestimmt (Kap. 3.3.2.1). Andere Vorgehensweisen sind möglich (QUINN et al., 1995: 173; RHODE & SEIBERT, 1996).

Für die akkumulierte Einzugsgebietsfläche, die aus einer Bachzelle in tieferliegende Zellen weitergeleitet wird, sind ebenso mehrere Ansätze denkbar. Wenn $A_b = \text{CIT}$, so ist es naheliegend, den restlichen Anteil der lokalen Einzugsgebietsfläche einer Bachzelle, der nicht in die Indexberechnung eingeht ($A - A_b$), als den in den Bach entwässernden Teil anzunehmen. Dieser ist in grober Vereinfachung für tieferliegende Zelle hinsichtlich der Berechnung des Indizes nicht mehr von Bedeutung, sodaß aus der Bachzelle eine Fläche von der Größe des CIT nach unten weitergeleitet wird.

Eine variablerer Ansatz bestimmt die aus einer Bachzelle weitergeleitete Fläche A_b zu einem bestimmten Bruchteil (NC, mit $0 \leq \text{NC} \leq 1$) der gesamten lokalen Einzugsgebietsfläche A . NC wird zu Beginn der Berechnungen als Parameter festgelegt. Bei einer Bachzelle, die durch stärker konvergierende Fließwege charakterisiert ist (großes A), ist A_b somit größer als für eine Bachzelle mit kleinerem A .

Alle in diese Kapitel vorgestellten Verfahren zur Beschreibung der Interaktion zwischen Flächenakkumulation und Gewässernetz führen zu einer mehr oder weniger starken Absenkung der sehr hohen Indexwerte entlang der Tallinien, insbesondere in Richtung Gebietsauslaß, wie sie bei

Algorithmen ohne eine derartige Berücksichtigung auftreten. Für die Verteilungsfunktion des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet ergibt die Einführung des CIT einen Rückgang der Schiefe zu sehr hohen Indexwerten und somit eine Erniedrigung des Mittelwertes (QUINN et al., 1995: 173, sowie Kap. 5.6.3).

3.3.3 Welcher Algorithmus ist der 'Richtige' ?

In Kapitel 3.3.2 wurden verschiedene Ansätze und Varianten zur Berechnung der räumlichen Verteilung des topographischen Indizes aus rasterbasierten digitalen Geländemodellen vorgestellt. Grundlage einer Beurteilung, welches Verfahren für ein Untersuchungsgebiet am besten geeignet ist, muß die Feststellung sein, daß durch die Diskretisierung im digitalen Geländemodell eine Generalisierung der natürlichen topographischen Gegebenheiten vorgenommen wird. Mit der Auswahl eines Verfahrens zur Indexberechnung soll versucht werden, auf dieser Datenbasis jenen Aussagen bezüglich Fließwegen und -akkumulation, die mit Hilfe der kontinuierlichen Information gemacht werden könnten, möglichst nahe zu kommen. Ein Vergleich von Ergebnissen verschiedener Algorithmen mit Geländebeobachtungen, die ebenfalls entsprechende Aussagen ermöglichen, ist aus dieser Sicht eine wichtige Beurteilungsmöglichkeit.

In der Literatur sind keine Untersuchungen bekannt, die eine derartige Evaluation verschiedener Berechnungsmethoden des topographischen Indizes durchführen. Im Rahmen der zahlreichen TOPMODEL-Anwendungen wird zumeist der klassische *multiple-flow-direction* Algorithmus nach QUINN et al. (1991) verwendet. Eine Diskussion des angewandten Verfahrens wird in der Regel nicht vorgenommen.

Allein auf der Grundlage der Information des digitalen Geländemodells schlagen QUINN et al. (1995: 174) eine Analysemöglichkeit zur Bestimmung eines bestmöglichen Wertes für CIT vor. Demnach ist dieser Wert erreicht, wenn die Verteilungsfunktion der berechneten Indexwerte bei abnehmendem CIT eine signifikante Änderung ihrer Momente (z.B. dichtester Wert) zeigt oder die Zahl der Bachzellen sprunghaft ansteigt (vgl. Kapitel 5.6.3). Für diesen CIT treten gemäß dieser Autoren keine Artefakte in der räumlichen Indexverteilung durch eine zuvor ungeeignete Wahl von CIT mehr auf (QUINN et al. , 1995: 174). Für den Exponenten h schlägt HOLMGREN (1994: 333) einen Wert von $4 < h < 6$ als am besten geeignet vor, ohne jedoch eine naturdatenbezogene Begründung dafür anzugeben.

Die Frage nach dem 'richtigen' Berechnungsverfahren des topographischen Indizes muß weiterhin unter dem Gesichtspunkt der Signifikanz ihrer unterschiedlichen Ergebnisse für die Zielsetzung der jeweiligen Untersuchung gestellt werden. Hier ist folgende Unterscheidung möglich:

- 1) Die Verteilungsfunktion des topographischen Indizes wird als Eingangsgröße für eine TOPMODEL-Anwendung zur Abflusssimulation benötigt.
- 2) Neben der Simulation des Gesamtabflusses liegt das Interesse der TOPMODEL-Anwendung in der Untersuchung von modellierten Abflußkomponenten.
- 3) Die räumliche Verteilung von Grundwasserständen, Bodenfeuchtezuständen, Vernässungszonen, etc. soll (ev. auch ohne Anwendung von TOPMODEL) ermittelt werden. (Der topographische Index als Werkzeug zur Regionalisierung von hydrologischen Informationen.)

Unterschiedliche Berechnungsverfahren führen zu teilweise stark voneinander abweichenden räumlichen Mustern des topographischen Indizes (QUINN et al., 1995; WOLOCK & MCCABE, 1995; sowie Kapitel 3.3.2 und 5.6.3). Für die Ermittlung von flächendifferenzierten Aussagen (Zielsetzung 3) anhand des Indizes ist deshalb das gewählte Berechnungsverfahren von großer Bedeutung. Für die Zielsetzungen 1 und 2 sind gemäß der TOPMODEL-Konzeption hingegen nur Änderungen von Eigenschaften der Verteilungsfunktion des Indizes ausschlaggebend. Mehrere Studien untersuchen die Auswirkung unterschiedlicher Verteilungsfunktionen (überwiegend aufgrund unterschiedlicher Zellengrößen des DGM) auf TOPMODEL-Abflußsimulationen (WOLOCK & PRICE, 1994; ZHANG & MONTGOMERY, 1994; BRUNEAU et al., 1995; QUINN et al., 1995; WOLOCK & MCCABE, 1995; FRANCHINI et al., 1996; IORGULESCU, 1996). Bezüglich deren Signifikanz kommen die Autoren zu unterschiedlichen Ergebnissen. WOLOCK & MCCABE (1995) zeigen, daß eine Modellierung auf der Grundlage des *single-flow-direction* Algorithmus bzw. des *multiple-flow-direction* Algorithmus nach einer getrennten Kalibrierung (für die unterschiedliche TOPMODEL-Parametersätze erhalten werden) zu identischen Simulationen der Ganglinie und der Abflußkomponenten führt. Eine Auswahl des besser geeigneten Verfahrens anhand des realistischeren Parametersatzes wird durch die Einschränkung der physikalischen Interpretierbarkeit der Parameter und deren großer Variabilität auf der Einzugsgebietsskala erschwert (Kap. 3.2.5).

Zusammenfassend wird deutlich, daß keine zufriedenstellenden, naturdatenbezogenen Kriterien für die Auswahl eines bestimmten Berechnungsverfahrens des topographischen Indizes vorliegen. QUINN et al. (1995: 181) schließen ihre Studie mit der Bemerkung, daß es ohne aussagekräftige Geländedaten keine beste Berechnungsmethode des topographischen Indizes gäbe. Die Geländeuntersuchungen im Rahmen dieser Arbeit (Kapitel 4) sollen in diesem Sinne eine Entscheidungshilfe geben.

3.4 Zusammenfassung

Die semi-distribuierte Konzeption des Niederschlag-Abfluß-Modells TOPMODEL ermöglicht die Beschreibung der Lage von Sättigungsflächen und deren zeitlich variable Ausdehnung. Der simulierte Gesamtabfluß besteht aus den Komponenten Sättigungsoberflächenabfluß und unterirdischer Abfluß. Das Hauptmodul enthält vier Anpassungsparameter. Folgende wesentliche Annahmen liegen der Konzeption zugrunde:

- Die Modellierung kann flächenkonzentriert über das gesamte Einzugsgebiet erfolgen. Prozeßparameter und Eingangsdaten haben eine gleichförmige Verteilung im Untersuchungsgebiet oder können durch Gebietsmittelwerte angegeben werden.
- Die Dynamik der gesättigten Zone kann durch eine Folge von Gleichgewichtszuständen angenähert werden.
- Der hydraulische Gradient der gesättigten Zone entspricht der Neigung der Geländeoberfläche.
- Die Änderung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe kann durch eine exponentielle (oder lineare oder konstante) Funktion ausgedrückt werden.
- Die laterale Wasserbewegung in der ungesättigten Zone ist vernachlässigbar.

Das Sättigungsdefizit von Teilflächen wird als Funktion des mittleren Sättigungsdefizites des Untersuchungsgebietes und des topographischen Indizes dieser Teilfläche bestimmt. Für Teilflächen mit demselben Wert des topographischen Indizes wird ein hydrologisch identisches Verhalten angenommen. Der topographische Index ist somit ein Werkzeug zur Regionalisierung von Bodenfeuchtezuständen unter den genannten Annahmen. Für seine Berechnung auf der Grundlage eines digitalen Geländemodells stehen verschiedene Algorithmen zur Verfügung, die sich in der Festlegung von Fließwegen und der Berücksichtigung des Gewässernetzes unterscheiden. Die Auswahl eines geeigneten Verfahrens sollte anhand von Geländebeobachtungen erfolgen.

4 Kartierung von Sättigungsflächen

4.1 Einführung

Verschiedene Berechnungsverfahren des topographischen Indizes, modellierte Sättigungsflächen und letztendlich die Konzeption von TOPMODEL sollen im Vergleich mit Geländebeobachtungen beurteilt werden. Es muß die Vorgehensweise einer hierfür geeigneten Geländearbeit festgelegt werden. Die Auswahl eines Verfahrens soll einerseits die Modellverifikation und -diskussion für die mesoskaligen Größenordnung des Untersuchungsgebietes ermöglichen, andererseits ist sie an der zeitlichen Durchführbarkeit im Rahmen dieser Arbeit auszurichten.

Der Vergleich der räumlichen Verteilung von modellierten Sättigungsflächen mit der tatsächlichen Verteilung im Untersuchungsgebiet kann für Einzelzeitpunkte anhand einer aktuellen Geländekartierung von gesättigten Flächen vollzogen werden, für längere Zeiträume anhand der Bestimmung der mittleren Standortverhältnisse. Beide Konzepte sollen zunächst allgemein vorgestellt werden (Kap. 4.2.1), die tatsächliche Vorgehensweise im Brugga-Gebiet wird in Kapitel 4.2.2 dargelegt.

4.2 Konzepte zur Kartierung von Sättigungsflächen

4.2.1 Allgemeine Beschreibung

Die zeitliche Variabilität von gesättigten Flächen in kleinen Einzugsgebieten wurde von TANAKA et al. (1988) für einzelne Zeitpunkte während eines Niederschlagsereignisses, von MEROT (1988) sowie von AMBROISE (1986) für einzelne Untersuchungszeitpunkte in verschiedenen Witterungsperioden in direkter Relation zum gemessenen Abfluß bestimmt. Auch COSANDAY & OLIVEIRA (1996) und KIRNBAUER et al. (1996) berichten über die Ausdehnung von Sättigungsflächen zu verschiedenen Zeitpunkten. DUNNE et al. (1975) haben umfangreiche Untersuchungen zur variablen Ausdehnung von Sättigungsflächen während Einzelereignissen und in Abhängigkeit von Jahreszeiten durchgeführt. Die Eignung von z.B. Boden- und Vegetationsmerkmalen zur Identifikation dieser Variabilität wird von den Autoren diskutiert. Grundsätzlich kann die Bestimmung des aktuellen Bodenfeuchtezustandes an Bodenproben erfolgen. Bohrproben, bei denen die Fließgrenze des Bodens erreicht ist, sind wassergesättigt (BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG, 1994: 114). AMBROISE (1986: 623) unternimmt die Abschätzung der Bodensättigung durch Beprobung 'mit dem Fuß'.

Eine derartige Vorgehensweise ermöglicht den direkten Vergleich der modellierten Ausdehnung von Sättigungsflächen für einzelne Modellierungszeitschritte mit den zu diesen Zeitpunkten vorliegenden Geländekartierungen (Abb. 4.1). Eine Modellverifikation ist somit für einzelne Zeitschritte möglich. Darüber hinaus ergibt dieses Konzept einen detaillierten Einblick in die Reaktion des Untersuchungsgebietes hinsichtlich der Dynamik von Sättigungsflächen. Das Verfahren ist allerdings nur in kleinen Einzugsgebieten durchführbar, in denen die flächendeckende Abgrenzung der gesättigten Bereiche in einem zeitlichen Maßstab vollzogen werden kann, der deutlich kleiner ist als deren zeitliche Variabilität ist. Weiterhin sind zahlreiche Kartierzeitpunkte zu verschiedensten Witterungsperioden notwendig, um ein möglichst breites Spektrum der Flächenverteilung zu erfassen.

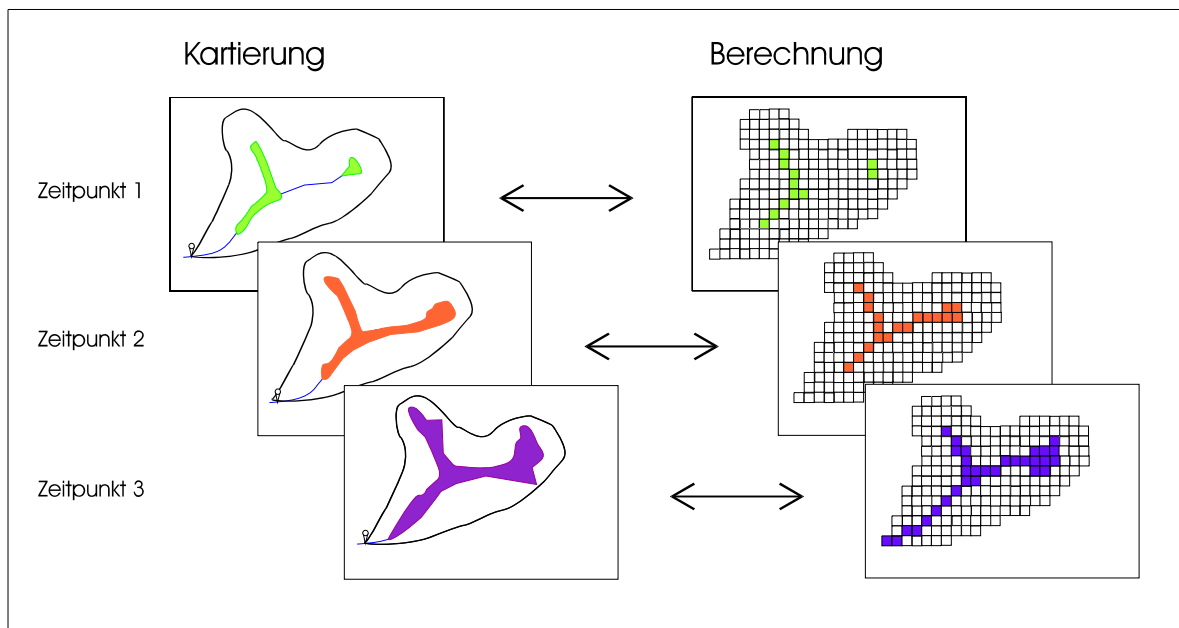


Abb. 4.1 Vergleich von TOPMODEL-Sättigungsflächen mit Geländekartierungen - aktuelle Kartierung von Sättigungsflächen

Eine Alternative zur aktuellen Kartierung von Sättigungsflächen stellt das Konzept dar, zeitlich integrativ den langjährigen mittleren Bodenfeuchtezustand flächendetailliert im Untersuchungsgebiet zu bestimmen. Anhand von weiter unten dargestellten Kriterien kann im Idealfall für jeden Standort ein (Index-)Wert über die Kartierung bestimmt werden, der diesen mittleren Zustand beschreibt. Dieser kann anschließend mit dem für die entsprechenden Zelle aus dem DGM errechneten topographischen Index verglichen werden oder in Bezug gesetzt werden zu der mit TOPMODEL berechneten Dauer der Sättigung dieser Zelle während längerer Modellierungszeiträume (Abb. 4.2). Der Vergleich mit dem topographischen Index ist möglich, da dieser die Tendenz zur Akkumulation und Abwärtsbewegung von Wasser an einzelnen Standorten beschreibt. Er kann somit ebenfalls als Maß für einen mittleren Feuchtezustand des Standortes angesehen werden. Schließlich kann auf diese Weise die Häufigkeitsverteilung von kartierten Flächen verschiedener mittlerer Sättigungswerte zu der Häufigkeitsverteilung des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet in Relation gesetzt werden.

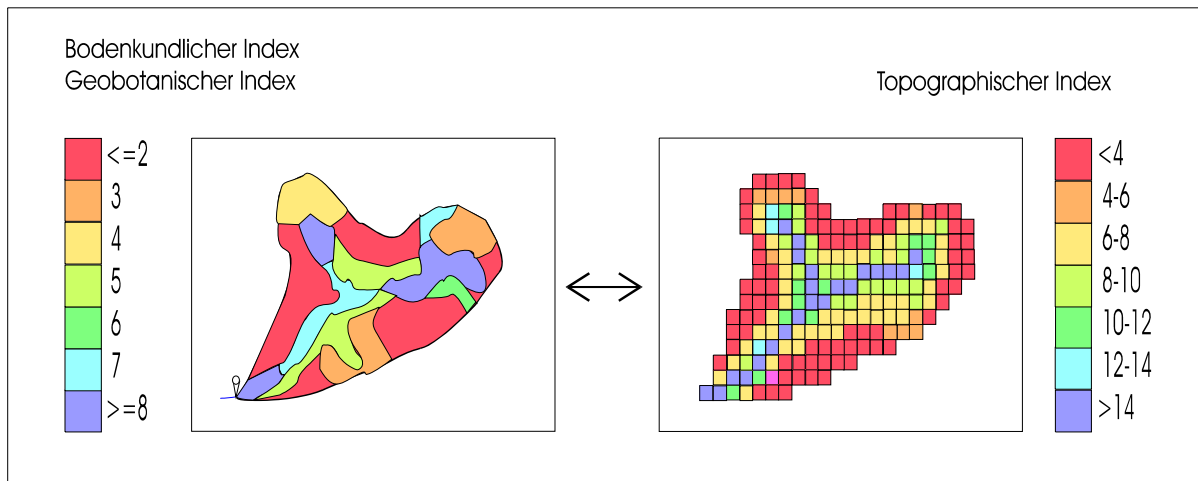


Abb. 4.2 Vergleich von TOPMODEL-Sättigungsflächen mit Geländekartierungen - Kartierung der mittleren Bodenfeuchte

DUNNE & MOORE (1975: 308-315) weisen auf Bodeneigenschaften und Vegetationsmerkmale als mögliche Indikatoren für die Wassersättigung eines Standortes hin. Als Kriterium zur Bestimmung des mittleren Bodenfeuchtezustandes können Profilm Merkmale der Böden herangezogen werden. Hydromorphe Merkmale, also Oxidations- und Reduktionsmerkmale, ermöglichen Rückschlüsse über die Dauer von Trocken- und Naßphasen sowie über den Schwankungsbereich der gesättigten Zone. MEROT et al. (1995) erstellen eine Klassifizierung von Standorten in 9 Gruppen anhand der Häufigkeit und Tiefe des Auftretens von Rostflecken und Eisenkonkretionen, sowie der Tiefe von Gleymerkmalen in Bodenprofilen ('*Bodenkundlicher Index*'). Die Mitte des Go-Horizontes fällt in etwa mit dem mittleren Grundwasserstand zusammen (REHFUESS, 1990: 102).

Die Humusform eines Standortes kann Hinweise über die langjährigen Bodenfeuchteverhältnisse geben, da mit länger andauernden Naßphasen nahe der Bodenoberfläche im allgemeinen der Humusgehalt im Oberboden steigt, die Humusform von aeromorphen zu hydromorphen Formen und schließlich zu Torf übergeht. Andere Faktoren, die den Humusgehalt beeinflussen, wie klimatische Bedingungen oder die stoffliche Zusammensetzung des Bestandesabfalls, sind dabei jedoch zu berücksichtigen.

Weiterhin kann die Vegetation zur Beurteilung eines langfristigen mittleren Bodenfeuchtezustandes eines Standortes herangezogen werden. Die Bestimmung von Zeigerpflanzen ermöglicht neben qualitativen Aussagen auch eine skalierte Erhebung anhand von Feuchtezahlen. Die Feuchtezahl einer Art drückt deren 'durchschnittliches ökologisches Verhalten gegenüber der Bodenfeuchtigkeit bzw. dem Wasser als Lebensmedium' aus (ELLENBERG, 1991: 15). Jeder Pflanzenart ist für mitteleuropäische Standortsbedingungen eine Feuchtezahl zugeordnet, die innerhalb einer Ordinalskalierung Werte zwischen 1 ('Pflanze an oftmals austrocknenden Stellen lebensfähig und auf trockene Böden beschränkt') und 9 ('Schwergewicht auf durchnäßten (luftarmen) Böden') (ELLENBERG, 1991: 68) annehmen kann. Die Aufnahme der Pflanzenarten eines Standortes ergibt somit über die Bestimmung einer mittleren Feuchtezahl eine Aussage über den ökologischen Feuchtegrad des Standortes ('*Geobotanischer Index*').

Mit Hilfe einzelner oder einer Kombination der vorgestellten Klassifizierungsansätze können für einen Untersuchungsraum Flächen gleicher Charakteristika hinsichtlich ihres mittleren Bodenfeuchtezustandes ausgeschieden werden und der oben genannte Vergleich mit dem

topographischen Index beziehungsweise mit der Dauer der von TOPMODEL berechneten Sättigung durchgeführt werden.

4.2.2 Vorgehensweise im Brugga-Einzugsgebiet

4.2.2.1 Vereinfachung der Flächenausscheidung

Die in Kapitel 4.2.1 vorgestellte zeitlich verteilte Kartierung von Sättigungsflächen ist im Rahmen dieser Arbeit insbesondere unter der Berücksichtigung der Größe des Untersuchungsraumes (40 km²) nicht durchführbar. Die der Kartierarbeit im Brugga-Einzugsgebiet zugrundeliegende Idee entspricht daher dem Konzept zur Bestimmung des mittleren Feuchtezustandes eines Standortes.

Aufgrund von Erfahrungen bei vorbereitenden Geländebegehungen und von zeitlichen Einschränkungen wurden Vereinfachungen an der in Kapitel 4.2.1 vorgestellten detaillierten Flächenerfassung vorgenommen. So wird grundsätzlich gemäß der dortigen Ausführungen versucht, anhand von Zeigerpflanzen und Bodenprofilmerkmalen eine Flächenausscheidung hinsichtlich der langfristigen mittleren Bodenfeuchte durchzuführen. Allerdings wird die Differenzierung der Flächen auf zwei verschiedene Hauptklassen beschränkt. Diese Vereinfachung ist durch folgenden Aspekte begründet:


- Von direktem hydrologischen Interesse hinsichtlich der Bildung von Sättigungsoberflächenabfluß sind nur Flächen, bei denen Boden- oder Vegetationsmerkmale den Einfluß von zumindest zeitweise hohen Bodenwassergehalten und damit einer potentiellen Sättigung anzeigen. Dies schließt Standorte ohne hydromorphe Merkmale im Bodenprofil und ohne feuchte- oder nassezeigende Vegetation von einer weiteren Unterteilung bei der Kartierung aus.
- Aufgrund der steilen Topographie im Untersuchungsgebiet sind die Übergänge zwischen vernäßten Stellen und angrenzenden trockeneren Standorten zumeist räumlich sehr scharf ausgebildet. So kann an den Rändern von Quellmulden in Hanglagen und an den sich hangabwärts anschließenden Fließ- und Sickerstreifen oft innerhalb einer Distanz von 1 Meter der Wechsel von z.B. Hang-Naßgleyen zu Braunerden ohne jegliche hydromorphe Merkmale festgestellt werden. (vgl. Kap. 4.3.2 und Anhang A). Da auch in den Tälern zumeist keine großflächigen ebenen Talböden entlang der Bachläufe auftreten, sind auch dort jene Übergangstandorte selten, die eine detailliertere Flächendifferenzierung im 'nassen' Bereich des Flächenspektrums erforderlich machen würden.
- Die Nutzbarkeit von bestehenden Kartierungen im Rahmen der forstlichen Standortkartierung für den Forstbezirk Kirchzarten (FVA, 1996) wurde geprüft. Die Klassifizierung von Flächen wird dabei unter anderem hinsichtlich ihres Wasserhaushaltes vorgenommen. Eine Differenzierung von Standortseinheiten erfolgt im Untersuchungsgebiet für die Wasserhaushaltsstufen mäßig trocken bis frisch, außerdem wird als Sonderfläche die Standortseinheit 'Quellige Lagen' ausgeschieden. Die erstgenannten Standortseinheiten sind Flächen mit durchschnittlich relativ geringen Bodenwassergehalten, die für die Bildung von Sättigungsoberflächenabfluß keine Bedeutung haben. Die Dominanz des Bodentyps Braunerde (ohne Rostflecken oder mit nur wenigen Rostflecken in größerer Tiefe) auf diesen Standortseinheiten belegt dies. Die Standortseinheit 'Quellige Lagen' ist hingegen gut in die Ausweisung von Sättigungsflächen gemäß der hydrologischen Problemstellung übertragbar, wie zahlreiche Überprüfungen dieser Standorte bei den Geländebegehungen gezeigt haben. Eine flächendeckende Bearbeitung des Brugga-Einzugsgebietes im zeitlichen Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde erst unter Zuhilfenahme dieser bestehenden Kartierung möglich. Die Flächenausweisung berücksichtigt daher die Vorgaben


der forstlichen Standortkartierung und die damit verbundene starke Vereinfachung für die hydrologische Fragestellung.

4.2.2.2 Kartierschlüssel

Im Rahmen der Kartierarbeiten im Brugga-Einzugsgebiet werden die *Flächeneinheiten Sättigungsflächen, Moore, kleinreliefierte Senken* sowie *Mischfläche* ausgeschieden. Ihre jeweiligen Eigenschaften werden im Folgenden zusammengestellt.

1) Flächeneinheit *Sättigungsflächen*

Flächensignatur: 

Einzelnsignatur: 

Bodentypen: im *gesamten* Profil hydromorph geprägte Böden, vorwiegend Naßgley, Anmoorgley, Moorgley, Quellengley, Stagnogley, selten typischer Gley oder Pseudogley

in Hanglagen > 9 % Neigung die entsprechenden Varietäten wie Hangnaßgley, etc.

in Talböden stellenweise Aueböden

Vegetation: feuchte- und nässeanzeigende Pflanzenarten mit hohem Deckungsgrad bzw. aspektbildend (Tab. 4.1)


Tab. 4.1 Häufig auftretende feuchte- und nässeanzeigende Pflanzenarten im Brugga-Einzugsgebiet und ihre Feuchtezahl nach ELLENBERG (1991)


Aconitum napellus	Blauer Eisenhut	7
Caltha palustris	Sumpfdotterblume	9
Carex flava	Gelbe Segge	9
Chrysosplenium alternifolium	Wechselblättriges Milzkraut	8
Filipendula ulmaria	Mädesüß	8
Juncus acutifloris	Spitzblütige Binse	8
Juncus effusus	Flutterbinse	7
Lotus uliginosus	Sumpf-Hornklee	8
Myosotis palustris	Sumpf-Vergißmeinnicht	8
Parnassia palustris	Sumpfh Herzblatt	8
Ranunculus flammula	flammender Hahnenfuss	9
Scirpus sylvaticus	Waldsimse	8
Viola palustris	Sumpfveilchen	9

Bedeutung der Feuchtezahlen (ELLENBERG, 1991: 68):

- 7 Feuchtezeiger, Schwergewicht auf gut durchfeuchteten, aber nicht nassen Böden
- 8 zwischen 7 und 9 stehend
- 9 Nässezeiger, Schwergewicht auf oft durchnäßten (luftarmen) Böden

2) Flächeneinheit *Moore*


Flächensignatur: 

Einzel­signatur: 

Bodentyp: Moor
teilweise entwässert und in Zersetzung

Vegetation: Hochmoor- oder Wald-(Übergangsmoor)vegetation
teilweise Feuchtwiesen

3) Flächeneinheit *Kleinreliefierte Senken*


Flächensignatur: 

Bodentypen: kleinräumiger Wechsel zwischen verschiedenen Gley-Subtypen bzw. -Varietäten gemäß Flächeneinheit 1 und Braunerden, stellenweise Übergangstypen

Vegetation: in den feuchteren Teilbereichen Feuchte- und Nässezeiger wie bei Flächeneinheit 1

Flächen, die in ihren Eigenschaften der Flächeneinheit *Sättigungsflächen* entsprechen haben einen Anteil von 50% an der Gesamtfläche der Flächeneinheit Kleinreliefierte Senken

4) Flächeneinheit *Mischfläche*

Flächensignatur: 

Bodentypen: Moor, Moorgley, Naßgley in kleinräumigem Wechsel

Vegetation: Nässezeiger und Moorvegetation

Vorkommen: Muldenlage bei Hofgrund-Halde (Buselbach-Einzugsgebiet)

4.2.2.3 Detaillierte Beschreibung der Flächeneinheiten

Sättigungsflächen

Die Ausweisung der Flächeneinheit *Sättigungsflächen* erfolgt primär nach den in Tabelle 4.1 aufgelisteten Zeigerpflanzen. Bei der Beurteilung des mittleren Bodenwasserhaushaltes anhand der Zeigerpflanzen müssen neben dem Wasser andere Standortfaktoren, die das Auftreten einer Art in der Konkurrenz zu anderen Arten mitbestimmen, berücksichtigt werden. Im Untersuchungsgebiet sind dies insbesondere die Faktoren Licht (Wald- oder Wiesenstandorte) und Stickstoffversorgung (Weideflächen oder ungedüngte Standorte). Andere Faktoren wie Temperatur oder Bodenreaktion sind hingegen weniger variabel und wirken sich daher weniger differenzierend auf das Artenspektrum aus. Die angegebenen Feuchtezahlen sind auch aus diesen Gründen nur Richtwerte, die lokale oder gesellschaftsspezifische Abweichungen nicht ausschließen (DIERSCHKE; 1994: 228). Beispielsweise wird *Acconitum napellus* mit einer vergleichsweise niedrigen Feuchtezahl von 7 (Tab. 4.1) belegt, wohingegen diese Art im Untersuchungsgebiet typisch für quellig feuchte Standorte ist (WILMANS, 1988: 103). Derartige gebietsspezifische Charakteristika müssen beachtet werden.

Standorte, auf denen eine der in Tabelle 4.1 genannten Arten aspektbildend auftritt, oder mehrere Arten zusammen einen hohen Deckungsgrad erreichen, werden in die Flächeneinheit *Sättigungsflächen* aufgenommen. Insbesondere an Standorten, bei denen durch Kultivierung und landwirtschaftliche Nutzung der naturnahe Pflanzenbestand verändert wurde oder der Deckungsgrad der Zeigerpflanzen nur gering ist, werden Flächenabgrenzungen verstärkt nach bodenkundlichen Kriterien durchgeführt.

Bodenkundliches Kriterium für die Ausweisung der Flächeneinheit *Sättigungsfläche* ist das Vorhandensein hydromorph geprägter Horizonte durch Stau- oder Grundwassereinfluß in der *gesamten* Mächtigkeit des Bodenprofils. Die Profilnahme erfolgt mit einem 1-Meter-Pürckhauer-Bohrstock.

Vorherrschende Bodentypen dieser Flächeneinheit gehören der Klasse der Gleye an. Typische Gleye mit einem mächtigeren Go-Horizont, der den Schwankungsbereich des Grundwassers umfaßt, sind auf kleine ebene Flächen entlang der Hauptgewässer beschränkt. Typisch ist hingegen das Vorkommen von Naßgley, Anmoorgley oder Moorgley. In steileren Bereichen treten die entsprechenden Hangvarietäten der genannten Bodentypen auf und an Quellaustritten, Quellnischen und anschließenden Hangstreifen Quellengleye. Gemeinsam ist allen genannten Bodentypen (ausgenommen der typische Gley), daß sie durch einen langanhaltend oberflächennahen Grundwasserstand überwiegend reduzierte Merkmale und hohe Humusgehalte oder hydromorphe Humusformen und Torf aufweisen.

Aus der Klasse der Stauwasserböden treten insbesondere Stagnogleye in dieser Flächeneinheit auf. Diese bilden im dichteren Ausgangsmaterial (Geschiebelehme) beispielsweise in den Karböden oder den höher gelegenen Karoiden oftmals den Übergang zur Flächeneinheit *Moore*. In Talböden gehören stellenweise Aueböden dieser Flächeneinheit an.

Standorte mit einem Kombinationsprofil aus hydromorphen Horizonten und Horizonten ohne Redoxmerkmale werden nicht zu dieser Flächeneinheit gerechnet. So werden beispielsweise Standorte mit einem Ah-Bv-Go-Gr-Profil (Bodentyp Gley-Braunerde) nur im unteren Teil des Profils von Grundwasser beeinflusst, eine Sättigung des gesamten Profils tritt nach bodenkundlichem Prozeßverständnis nicht ein. Dieses Kriterium wird bei der Kartierung zur Flächenabgrenzung in Gebieten genutzt, in denen die Vegetation allein keine eindeutige Aussage ermöglicht.

Sättigungsflächen mit geringer Ausdehnung, die im Rahmen der Genauigkeit der Kartierung nicht als Flächen dargestellt werden können, werden durch Einzelsignaturen gekennzeichnet. Flächen der

Standortseinheit 'Quellige Lagen' gemäß der forstlichen Standortkartierung werden in diese Flächeneinheit *Sättigungsflächen* übernommen. Die häufige Überprüfung dieser Flächen an verschiedensten Stellen des Untersuchungsgebietes belegt, daß die 'quelligen Lagen' die genannten Kriterien hinsichtlich der hydrologischen Beurteilung als Sättigungsfläche sehr gut erfüllen. Die Übertragbarkeit ist somit gewährleistet.

Moore

Moore entstehen unter dem Einfluß von ständig an der Geländeoberfläche anstehendem Grundwasser oder durch Niederschläge direkt geliefertem Stauwasser. Die ständig wassergesättigten Bedingungen verzögern den Abbau der organischen Substanz und führen zur Bildung von Torfhorizonten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989: 434). Unter den im Untersuchungsgebiet bestehenden humiden Bedingungen kommt es durch die über das Grundwasser des Mineralbodens hinauswachsende Moosvegetation zur Hochmoorbildung.

Hinsichtlich der Kartierung von Sättigungsflächen erfüllen Moorflächen gemäß ihrer Entstehungsvoraussetzungen daher theoretisch die Bedingung der Wassersättigung im gesamten Profil. Hinsichtlich der Frage ihrer hydrologischen Reaktion (siehe auch Kap. 4.3.4) werden vermoorten Flächen jedoch als eigenständige Flächeneinheit ausgedehnt:

- Natürliche Moorflächen sind durch eine sehr hohe Porosität (über 80 % Porenvolumen) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989: 435) und einen oft kleinräumigen Wechsel von bis zur Oberfläche gesättigten Bereichen und darüber hinausgewachsenen gesättigten Torf- und Moosinseln gekennzeichnet. Diese Erhebungen sind nach niederschlagsfreien Perioden nicht wassergesättigt.
- Die klassische Form des Oberflächenabflusses als ein Fließen von Wasser auf der obersten Bodenschicht kann auf Moorflächen nicht beobachtet werden.
- Anthropogene Eingriffe haben die natürlichen hydrologischen Bedingungen von Moorflächen verändert. Durch Entwässerungsmaßnahmen wurde der Grundwasserspiegel abgesenkt, die vollständige Sättigung des Bodenprofils ist nicht mehr gegeben. Derartige Flächen besitzen dennoch aus bodenkundlicher Sicht weiterhin ein Moorprofil, jedoch mit stärker zersetzten, vererdeten Torfhorizonten.

Die Flächeneinheit *Moore* wird im Rahmen dieser Kartierung anhand von bodenkundlichen Kriterien abgegrenzt. Demnach sind Moore Böden mit Torfhorizonten (Gehalt der organischen Substanz > 30 %) mit einer Mächtigkeit von mehr als 30 cm. Die ausgedehnten Moorflächen besitzen oft Mächtigkeiten der Torfaufgabe von mehr als 1 Meter. Kleinere vermoorte Stellen, die insbesondere durch das Aufwachsen von Sphagnum-Moosen innerhalb von *Sättigungsflächen* auftreten, werden durch Einzelsignaturen gekennzeichnet.

Flächen der Standortseinheiten 'Hochmoor', 'Hochmoor in Zersetzung' und 'Moorränder und sonstige vermoorte Lagen' gemäß der forstlichen Standortkartierung werden in diese Flächeneinheit übernommen.

Kleinreliefierte Senken

Rinnen- und Muldenbereichen sowie Tallagen im Bereich des Zusammentreffens mehrerer Seitentäler und -bäche sind im Untersuchungsgebiet oftmals durch ein kleinräumig sehr unruhiges Relief gekennzeichnet. Derartige Bereiche fungieren beispielsweise als lokale Erosionsbasis für grobes Material der angrenzenden Hänge und Täler. Die Flächen sind geprägt durch den dichten Wechsel von Bacheinschnitten mit dazwischenliegenden Rücken oder durch die ungleichmäßige Lagerung von oft blockhaltigem Schuttmaterial. Diese Topographie bedingt einen kleinräumigen Wechsel von Bodentypen und Pflanzengesellschaften innerhalb einer Distanz von wenigen Metern. Beispielsweise werden einzelne Bachläufe mit Gleyböden durch schmale Rücken mit Braunerden voneinander getrennt.

In Fällen, in denen diese kleinräumige Variabilität im Maßstab der Kartierung nicht differenziert erfaßt werden kann, werden die Standorte der Flächeneinheit *Kleinreliefierte Senken* zugeordnet. Die Abgrenzung derartiger Flächen erfolgt in dem Sinne, daß etwa 50 % der Gesamtfläche dieser Flächeneinheit als *Sättigungsflächen* entsprechend der Kriterien in Kapitel 4.2.2.2 angesprochen werden können, die andere Hälfte der Fläche erfüllt diese Kriterien nicht.

Die Standortseinheiten 'Frische Rinnen', 'Unruhige Rinnenrandlage', 'Talsenke', 'Schluchtwald' und 'Hochlagen-Rinnen' gemäß der forstlichen Standortskartierung zeigen oftmals die genannten Eigenschaften. Die entsprechenden Standorte wurden nach eigener Geländeüberprüfung der Flächeneinheit *Kleinreliefierte Senken* oder *Sättigungsflächen* zugeordnet, einzelne Flächenabgrenzungen wurden verändert.

Mischfläche

Eine weitere Flächeneinheit, die eine Verschneidung der beiden Hauptgruppen darstellt, wird für ein 36000 m² großes Areal bei Hofgrund-Halde ausgeschieden. Diese Muldenlage ist gekennzeichnet durch einen kleinräumigen Wechsel der Flächeneinheiten *Sättigungsfläche* und *Moor*, der im Maßstab dieser Kartierung nicht detailliert erfaßt werden kann. Naßgleye und Moorgleye wechseln sich ab mit echten Moorböden, die stellenweise durch Gräben entwässert werden. Einzelne Profile zeigen aber auch in der Horizontabfolge eine starke Inhomogenität, die durch die wechselnde Abfolge von Mineralbodenhorizonten und (überdeckten) Torfhorizonten gekennzeichnet ist. An der deshalb kartierten Mischfläche haben die beiden Hauptflächeneinheiten einen Anteil von jeweils etwa 50 %.

4.3 Ergebnisse der Kartierarbeiten und Diskussion

Die Kartierarbeiten wurden im September und Oktober 1996 durchgeführt. Wegen beständigen Hochdruckwetterlagen waren die Niederschlagsmengen in dieser Periode gering (vgl. Abb. 6.6). Bei einer Gesamtfläche des Brugga-Einzugsgebietes bis zum Pegel Oberried von 40 km² konnte für eine Fläche von etwa 25 km² auf die Ergebnisse der forstlichen Standortskartierung (FVA, 1994; FVA, 1996) zurückgegriffen werden, ca. 15 km² (nicht bewaldete Flächen und Privatwälder) wurden selbst kartiert. Die Kartierung erfolgte mit einer aus der deutschen Grundkarte verkleinerten Kartengrundlage im Maßstab 1:10000.

Alle im Folgenden verwendeten Ortsbezeichnungen und Gewässernamen entsprechen der Benennung in den Topographischen Karten 1:25000 des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg, Blätter 8013, 8113, 8114, Auflage 1992/1993.

4.3.1 Allgemeine Beobachtungen

Die Kartierungen zeigen, daß die Abgrenzung von Sättigungsflächen anhand des in Kapitel 4.2.2.2 genannten Kartierschlüssels im gesamten Untersuchungsgebiet gut möglich ist. Geobotanische und bodenkundliche Kriterien führen meist zu kongruenten Resultaten oder ermöglichen zumindest in ihrer Kombination eine klare Flächenausscheidung. Darüber hinaus zeigt die zum Kartierzeitpunkt beobachtete aktuelle Ausdehnung gesättigter Flächen eine gute Übereinstimmung mit den so abgegrenzten Sättigungsflächen (siehe auch Kap. 4.3.2).

Durch anthropogene Eingriffe sind die natürlichen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet teilweise erheblich gestört. Die bebauten und in ihrer natürlichen Oberflächenbeschaffenheit stark veränderten Gebiete der Ortschaften Oberried, Hofgrund und St. Wilhelm sowie des Bergwildparkes Steinwasen sind in der Karte 1 (Anhang B) separat ausgewiesen. Mögliche Sättigungsflächen in diesen Bereichen sind durch bauliche Maßnahmen und Drainagen fast völlig überdeckt. Eine Kartierung dieser Bereiche ergibt keine aussagekräftigen Ergebnisse.

Auch außerhalb der geschlossenen Siedlungsgebiete sind die natürlichen hydrologischen Verhältnisse stellenweise beeinträchtigt. In der Umgebung der genannten Ortschaften sowie einer Vielzahl von Höfen sind eine große Zahl von Quellen zur Trinkwassergewinnung und zur Wasserversorgung des Weidebetriebs gefaßt. Oftmals entwässert der Überlauf der Quelfassung direkt in die angrenzende Fläche. Eine Störung hinsichtlich des Auftretens von Sättigungsflächen ist nicht anzunehmen. Die Entnahmemengen sind gering. Einzelne Fassungsanlagen führen die Quellschüttung jedoch vollständig ab, sodaß mögliche Sättigungsflächen dort nicht zur Ausbildung kommen. Bezogen auf die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes sind derartige Beeinträchtigungen jedoch vernachlässigbar.

Die Bildung von Oberflächenabfluß auf versiegelten Flächen ist hinsichtlich der Modellierung von schnellen Abflußkomponenten im Rahmen einer Fehlerabschätzung zu berücksichtigen. Aufgrund des geringen Flächenanteils von vollständig versiegelten Straßen im Untersuchungsgebiet und dem zumeist fehlenden direkten Anschluß von Forstwegen an das Gewässernetz kann der Beitrag von dort gebildetem schnellem Direktabfluß vernachlässigt werden. Die Bedeutung des in den Ortschaften auf Wegen und Hausdächern gebildeten Abflusses muß je nach Entwässerungsverfahren (Kanalisation, Regenwasserabführung in den Vorfluter oder Versickerung) hingegen berücksichtigt werden.

Die Drainage einzelner Standorte der Flächeneinheit *Sättigungsflächen* durch künstliche Gräben ist aufgrund der geringen Zahl derartiger Standorte in annähernd ebener Lage vernachlässigbar (Ausnahme *Mischfläche*).

Hingegen ist die künstliche Drainage von Moorflächen hinsichtlich der hydrologischen Reaktion dieser Standorte von Bedeutung. Dies führte unter anderem auch zur gesonderten Ausweisung dieser Flächeneinheit (Kap. 4.2.2.3). Insbesondere die großen Moorflächen im Karboden des Katzensteigkars und im Bereich des Kohlwaldes nördlich Notschrei (Einzugsgebiet Buselbach) sowie die *Mischfläche* bei Hofgrund/Halde werden durch Entwässerungsgräben drainiert, sodaß zum Kartierzeitpunkt auf diesen Fläche keine gesättigten Bedingungen in Oberflächennähe beobachtet werden konnten (siehe auch Kapitel 4.3.4).

4.3.2 Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen

Eine auffallende Erscheinung im Untersuchungsgebiet ist der auf kürzester Distanz auftretende Übergang von Sättigungsflächen mit den dem Kartierschlüssel entsprechenden Eigenschaften zu Flächen ohne nässeanzeigende Boden- und Vegetationsmerkmale (Abb. A1 und A2, Anhang A). Dies kann bei den meisten Flächenabgrenzungen im Gelände festgestellt werden. Zumeist können diese Beobachtungen auf die Topographie im Hangmaßstab zurückgeführt werden, die die Ausdehnung der Sättigungsflächen eindeutig vorgibt: Die Lage vieler Sättigungsflächen im Bereich von Quellmulden wird hangaufwärts und seitlich durch die Versteilung der Muldenberandung begrenzt. Die steile Topographie legt ebenso die sich an Quellen oder Quellhorizonte hangabwärts anschließende Ausdehnung der Sättigungsflächen fest. Dem größten Gradienten folgend ist bis zum Erreichen eines Baches ein Hangstreifen gesättigt, der in seiner Breite der Breite der Quellmulde oder des Quellhorizontes entspricht. In stärker ausgeprägten Erosionsformen (Rinnen) wird dieser Streifen durch die räumliche Konzentration des Bodenwassers eingeengt. Die scharfe Begrenzung der Sättigungsflächen ist teilweise auch durch die Inhomogenität des anstehenden Substrates bedingt. Der Wechsel von gering- und höherdurchlässigen Bereichen in Hangschuttdecken oder glazialen Ablagerungen führt zu diskret abgegrenzten Bereichen, in denen austretendes Bodenwasser zu einer Sättigung der Oberfläche führt (Abb. A1, Anhang A).

Die Kartierarbeiten zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den nach geobotanischen und bodenkundlichen Merkmalen kartierten Sättigungsflächen einerseits und der zum Kartierzeitpunkt (September / Oktober 1996) aktuellen Ausdehnung der gesättigten Flächen andererseits. Die im Hangmaßstab topographisch festgelegte und bodenkundlich sowie botanisch nachgezeichnete (maximale) Ausdehnung der Sättigungsflächen wird im Einflußbereich der im Untersuchungsgebiet überwiegend perennierend schüttenden Quellen auch zum Kartierzeitpunkt bei der angenommenen geringsten Speicherfüllung erreicht. Eine deutliche Variabilität der Ausdehnung der Sättigungsflächen in Abhängigkeit von Witterung oder Jahreszeit kann an diesen Standorten ausgeschlossen werden. Durch diese Beobachtungen wird auch die für die Kartierung gemachte Vereinfachung, Übergangsstandorte nicht differenziert auszuscheiden, näherungsweise bestätigt (Kap. 4.2.2.1).

Ein kleinerer Teil der nach den bodenkundlichen und geobotanischen Kriterien kartierten Sättigungsflächen war zum Kartierzeitpunkt nicht bis zur Geländeoberfläche gesättigt. Dies umfaßt oftmals Bereiche am Rande von weniger steil geneigten Sättigungsflächen oder Bereiche in flacheren Abschnitten der Talböden in der Umgebung der Hauptvorfluter. Diese Standorte weisen dann beispielsweise ein typisches Gleyprofil auf, dessen Go-Horizont dem Schwankungsbereich des Grundwassers entspricht. Derartige potentiellen Sättigungsflächen wurden entsprechend dem Kartierschlüssel ebenfalls in die Flächeneinheit *Sättigungsflächen* aufgenommen.

Die der klassischen Konzeption der variablen beitragenden Flächen entsprechende Vorstellung der in Abhängigkeit von den Niederschlagseinträgen expandierenden und kontrahierenden Sättigungsflächen (CAPPUS, 1960: 503; HEWLETT & HIBBERT, 1967: 277; DUNNE et al., 1975: 307) ist im Brugga-Einzugsgebiet gemäß der genannten Geländebeobachtungen überwiegend nicht zutreffend. Entsprechend den Ergebnissen von KIRNBAUER et al. (1996: 19) ist vor allem aufgrund der topographischen Gegebenheiten diese Variabilität in weiten Bereichen des Untersuchungsgebietes stark eingeschränkt. Diese Feststellung ist dennoch während anderer Witterungsperioden zu überprüfen, auch wenn die aufgestellten Kriterien für die Abgrenzung von Sättigungsflächen die Gültigkeit der Aussage über den Kartierzeitpunkt hinaus gewährleisten sollen. So beobachten DUNNE et al. (1975: 313) beispielsweise eine Ausdehnung der gesättigten Bereiche in ihrem Untersuchungsgebiet während der Schneeschmelze auch auf Standorte mit 'gut drainierten Böden'

(d.h. ohne Staunässemerkmale). Entsprechend beschreibt STAHR (1979) für den Südschwarzwald die Sättigung von Böden bei einer schnell ablaufenden Schneeschmelze, die ‘kurzzeitig zu oberflächlichen Abflüssen im Wald’ (STAHR, 1979: 31) führen kann. Auch für hydrologische Extremsituationen wie Niederschlagsereignisse mit einem langjährigen Wiederkehrintervall bezüglich ihres Niederschlagsvolumens kann eine kurzfristige Sättigung anderer Flächen des Einzugsgebietes nicht ausgeschlossen werden. Eine witterungs- oder ereignisabhängige Geländeuntersuchung konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden.

4.3.3 Räumliche Verteilung der Flächeneinheiten

Tabelle 4.2 stellt die Ausdehnung der einzelnen Flächeneinheiten und deren Anteile an der Gesamtfläche für das Gesamteinzugsgebiet und für Teileinzugsgebiete dar. Die Ausdehnung der durch Einzelsignaturen erfaßten Flächen wird dabei nicht berücksichtigt. Die letzte Zeile der Tabelle 4.2 gibt die Summe aller Flächeneinheiten für die einzelnen Einzugsgebiete an. Da gemäß der Darstellung in Kapitel 4.3.2 die Flächeneinheiten auch einzelne zum Kartierzeitpunkt nicht bis zur Geländeoberfläche gesättigte Flächen beinhaltet, wird die Summe als *Potentielle Sättigungsflächen* bezeichnet. Entsprechend der Beschreibung in Kapitel 4.2.2.3 wird die Ausdehnung der *Kleinreliefierten Senken* nur zu 50% in die Flächensumme einbezogen.

Tab. 4.2 Ausdehnung der kartierten Flächeneinheiten und Anteile an der Gesamtfläche im Brugga-Einzugsgebiet und Teileinzugsgebieten

	Brugga/Oberried		St.Wilhelmer Tal		Katzensteig		Buselbach	
	10 ⁴ m ²	%	10 ⁴ m ²	%	10 ⁴ m ²	%	10 ⁴ m ²	%
Gesamtfläche	4016.6	100.0	1540.2	100.0	142.,6	100.0	605.5	100.0
Sättigungsflächen	209.7	5.2	86.9	5.6	6.8	4.8	62.5	10.3
Moore	26.7	0.7	12.8	0.8	3.7	2.6	13.1	2.2
kleinreliefierte								
Senken	17.7	0.4	6.4	0.4	0	0	10.3	1.7
Mischfläche	3.5	0.1	0	0	0	0	3.5	0.6
potentielle Sättigungsflächen	248.8	6.2	102.9	6.6	10.5	7.4	84.4	14.0

Die Kartierung ergibt eine Gesamtfläche der potentiellen Sättigungsflächen von annähernd 2.5 km² für das Brugga-Einzugsgebiet. Dies entspricht 6.2 % der Einzugsgebietsfläche von 40.2 km².

Aus Tabelle 4.2 und Karte 1 (Anhang B) wird die unterschiedliche Verteilung der Sättigungsflächen auf die Teileinzugsgebiete deutlich. Mit einem Anteil von 14 % an der Einzugsgebietsfläche besitzt das Buselbach-Gebiet den höchsten Wert. Das nicht zu den Teileinzugsgebieten St.Wilhelmer Talbach und Buselbach gehörende Restgebiet (Steinwasenbach und Brugga bis Oberried) zeigt mit 3.4 % einen deutlich unterdurchschnittlichen Flächenanteil der potentiellen Sättigungsflächen.

Dieser geringe Anteil der Sättigungsflächen im Einzugsgebiet des Steinwasenbachs und der Brugga zwischen Mündung des St.Wilhelmer Talbaches und Pegel Oberried ist unter anderem mit dem großen Anteil bebauter und in ihrem natürlichen Zustand stark veränderten Flächen zu begründen. Die

Ortschaften Oberried und Hofgrund und der Bereich des Bergwildparkes Steinwasen (siehe Karte 1) verdecken Sättigungsflächen, die aufgrund der Tallage (Oberried) oder Muldenlage (Hofgrund) in diesen Gebieten unter einem natürlichen Zustand anzunehmen wären. Insbesondere die hochgelegene, durch konvergierende Hänge geprägte Firmmulde um Hofgrund ließe großflächige Sättigungsflächen erwarten. Gefaßte Quellen, Drainagen und Kanalisierung der Fließgewässer lassen heute jedoch nur noch wenige vernähte Stellen erkennen. In Karte 1 sind die Siedlungsbereiche und die stark in ihrem natürlichen Zustand veränderten Flächen separat ausgewiesen. Sie haben eine Ausdehnung von 1.24 km². Werden diese Bereiche nicht für die Gesamtfläche des Einzugsgebietes berücksichtigt, werden also nur die kartierbaren, annähernd naturnahen Flächen einbezogen, beträgt der Anteil der potentiellen Sättigungsflächen am Gesamtgebiet 6.8 %.

Die räumliche Verteilung der Sättigungsflächen in den weniger durch menschliche Eingriffe veränderten Bereichen des Untersuchungsgebietes läßt einige Charakteristika erkennen, die im Folgenden diskutiert werden sollen.

Entlang der Hauptvorfluter des Untersuchungsgebietes (St.Wilhelmer Talbach, Buselbach, Brugga) aber auch an manchen kleineren Nebengewässern (z.B. Wittelsbach, Tiefenbach, Haldenbächle) können durchgehende, bachbegleitende Sättigungsflächen beobachtet werden, die zwei Erscheinungsformen zeigen. Vorallem entlang der Hauptvorfluter macht allein die Gewässerbreite mit dem unmittelbar daran anschließenden schmalen (1-5 Meter) Uferstreifen der bachbegleitenden Vegetation die Kartierung einer gesättigten Fläche notwendig. Diese beschreibt somit die Gewässeroberfläche und die daran anschließende Zone mit an der Geländeoberfläche anstehendem und in direktem Kontakt mit dem Wasserspiegel im Gewässer stehenden Grundwasser.

Neben dieser Form einer bachparallelen Sättigungsfläche kommen insbesondere in tief eingeschnittenen Bachläufen (Dobel) in unmittelbarer Umgebung des Gewässers Sättigungsflächen zu den eben beschriebenen hinzu, in denen Hangwasser austritt und direkt dem Bach zufließt. Diese durch effluente Verhältnisse geprägten Flächen sind entlang der am Hangfuß auftretenden Quellhorizonte oder in der Form einzelner kleiner Quellmulden bachparallel angelegt.

Häufig sind Sättigungsflächen mit größerer Ausdehnung in Muldenlagen des Einzugsgebietes zu finden. Schöne Beispiele sind hochgelegene Mulden wie die Erlenbacher Weiden, der Oberlauf des Schwarzenbaches/Toter Mann oder der Bereich um Gegendrum bei Hofgrund, weiterhin typische Karböden wie im Katzensteig- und Wittenbach-Kar, oder Konfluenzbereiche mehrerer Dobel oder Seitentäler wie im Napf und großräumig im Oberlauf des Buselbaches. Auch kleinere Firmmulden oder Karoide wie in hochgelegenen Bereichen des Napf zwischen Stübenwasen und Feldberg oder östlich Notschrei sind in diesem Zusammenhang zu nennen. Gemeinsam ist diesen Bereichen eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte kreisförmige Morphologie, die sich durch eine konvergierende Ausrichtung der Hänge auszeichnet. Dies führt zur Konzentration der Fließwege im zentralen, tief gelegenen Teil der Mulden und dort zur Ausbildung von Sättigungsflächen. Die auch dort im Hangmaßstab oftmals steile und kleinstrukturierte Topographie führt jedoch zumeist nicht zu einer großflächig zusammenhängenden, sondern vielmehr zu einer linienförmigen Ausprägung der Sättigungsflächen.

An extrem wasserreichen Standorten der genannten Muldenbereiche kommt es zur Moorbildung. Moore im Karboden des Katzensteig-Kars, im Bereich des Kohlwaldes zwischen Notschrei und Schmelzplatz oder kleinere Moorflächen im Wittenbach-Kar oder in den Karoiden des Napf sind hierfür Beispiele. Moore (und Sättigungsflächen) treten weiterhin auf abflußträgen Standorten mit einem relativ geringen Gefälle im Bereich der Wasserscheide des Brugga-Einzugsgebietes auf. Die perhumiden klimatischen Bedingungen an diesen hochgelegenen Standorten fördern die Moorbildung.

Beispiele hierfür sind die größere Moorfläche nördlich des Haldenköpfles und einzelne Moore in der Umgebung von Notschrei.

Die Lage aller bisher genannten Sättigungsflächen und Moore entlang der Gewässer in Talböden oder Tobeln, in Muldenbereichen oder auf abflußträgen Verebnungen ist im wesentlichen auf den Einfluß der Topographie hinsichtlich der Konzentration und Abwärtsbewegung des Wassers zurückzuführen.

Zahlreiche kartierte Sättigungsflächen im Brugga-Einzugsgebiet können aufgrund ihrer Lage im Gelände nicht den bisher genannten Bereichen und damit einer topographischen Entstehung zugeordnet werden. Dies trifft beispielsweise zu für Flächen an steilen, nicht konkav gewölbten Hängen in den Rückwänden von Katzensteig- und Wittelsbach-Kar, an den südlichen Talhängen des St. Wilhelmer Tales im Bereich St. Wilhelm bis Hohe Brücke oder für Sättigungsflächen im Oberlauf des Schanzbaches. Eine auffallende Erscheinung im Untersuchungsgebiet sind weiterhin sehr hoch liegende Sättigungsflächen, die nur wenige Meter bis Dekameter unterhalb der Wasserscheide an geraden Hängen oder an den Oberhängen der beschriebenen Muldenbereiche liegen. Für das Auftreten dieser Sättigungszonen sind überwiegend geologische Faktoren ausschlaggebend. So können diese zum einen auf Klüfte des kristallinen Grundgebirges zurückzuführen sein, die durch die steilen Hänge angeschnitten werden und zur Bildung von Kluftquellen führen. SCHWEGLER (1995: 47-56) hat mit Hilfe von hydrochemischen Untersuchungen von Quellwässern auf derartige Kluftquellen geschlossen. Zum anderen können die Sättigungsflächen in kurzer Distanz unterhalb der Wasserscheide auf Quellaustritte an der Schichtgrenze zwischen den lehmig-steinigen Verwitterungsdecken der Hochflächen und dem kristallinen Grundgebirge zurückzuführen sein. Diese Verwitterungsdecken bestehen aus pleistozänen und möglicherweise tertiärem Verwitterungsmaterial, das von den geringmächtigen, sich kaum bewegenden pleistozänen Firndecken nicht abgeräumt worden ist (SCHREINER, 1981:198). SCHWEGLER (1995: 47-56) konnte Quellwässer dieses Herkunftsraumes mit hydrochemischen Merkmalen charakterisieren.

Die räumliche Verteilung von Sättigungsflächen kann weiterhin durch Substratunterschiede des Bodens beeinflusst werden. Auffällig ist beispielsweise die große Ausdehnung von Sättigungsflächen und Mooren im Oberlauf des Buselbaches, i.e. im Bereich des Kohlwaldes zwischen Schmelzplatz, Notschrei und Halde. In diesem Bereich stehen gemäß der geologischen Karte (GLA, 1977; Kap. 2.2) großflächig würmeiszeitliche Moränen an, die aufgrund eines dicht gelagerten, eher lehmigen Substrates geringere Durchlässigkeiten und somit eine größere Tendenz zur Bildung von gesättigten Flächen annehmen lassen. Eigene Bohrstocksondierungen in Sättigungsflächen nördlich des Haldenköpfles bestätigen dies. Hier wurde in einigen Dezimetern Tiefe ein lehmiges, dichtes Substrat angetroffen, das als Staukörper für die darüberliegenden gesättigten Schichten wirkt.

4.3.4 Bildung von Sättigungsflächenabfluß - Abflußbeiwert von Sättigungsflächen

Gemäß dem Ansatz von CAPPUS (1960) wird der auf eine gesättigte Fläche fallende Niederschlag vollständig in Oberflächenabfluß umgesetzt. Auch in TOPMODEL wird dieses Konzept benutzt, um für jeden Zeitschritt die Oberflächenkomponente des Gesamtabflusses zu ermitteln (BEVEN & KIRKBY, 1979).

Die genauere Betrachtung der im Brugga-Einzugsgebiet kartierten Sättigungsflächen macht jedoch deren kleinräumige Inhomogenität deutlich. Eine gleichmäßig ebene Beschaffenheit der

Geländeoberfläche liegt zumeist nicht vor. Charakteristisch ist eine unruhige Mikrotopographie, gekennzeichnet durch ein enges Muster aus in den obersten Bodenhorizont eingetieften Hohlformen und darüber hinausstehenden vegetationsbedeckten Erhebungen. Vor allem auf Wiesen in steilen Lagen mit Weidebetrieb kann durch Viehtritt eine streifenförmige, quer zum Hang verlaufende Anordnung dieser Oberflächenbeschaffenheit beobachtet werden. Die Hohlformen können als Retentionsräume für Oberflächenabfluß wirken. Die über der gesättigten Geländeoberfläche liegenden Grasrücken stellen aufgrund ihrer hohen Porosität Speicherräume für auftreffende Niederschläge dar. Sproß und Blätter der Pflanzen wirken als Interzeptionsspeicher. Alle Erscheinungen können somit hinsichtlich der Abflußbildung als Speicher betrachtet werden, für deren Reaktion auf ein Niederschlagsereignis eine Abhängigkeit von der durch die Vorbedingungen abhängigen Speicherfüllung angenommen werden kann (vgl. Abb. A1 und A2, Anhang A).

Diese Annahme wird auch von KIRNBAUER et al. (1996) aufgestellt, die bei der Untersuchung einer einzelnen 'Feuchtfäche' eine Dynamik ihres Abflußbeiwertes feststellen. Größere Anteile des Niederschlags fließen bei größeren Niederschlagsereignissen sowie bei einer höheren Vorfeuchte ab. Die Abflußbeiwerte schwanken zwischen 0.3 und 0.9.

'Mikrotopographisch angelegte Retentionsräume' (KIRNBAUER et al., 1996: 19) sind im Brugga-Gebiet auch insbesondere auf Moorflächen von Bedeutung. In den natürlichen Hochmooren im Untersuchungsgebiet mit einer welligen Oberflächenstruktur unterliegen Bereiche, die durch das Aufwachsen einer Moosvegetation höher liegen, einer Variabilität ihres Sättigungszustandes. In anthropogen beeinflussten Moorflächen mit zur Drainage eingezogenen Gräben ist dies von noch größerer Bedeutung. Moore können somit bei geringer Vorfeuchte bedeutende Speicherräume darstellen, die hinsichtlich der Bildung von Oberflächenabfluß eine gedämpfte Reaktion zeigen.

Die der Modellkonzeption von Sättigungsoberflächenabfluß und deren Implementierung in TOPMODEL entsprechende unmittelbare und vollständige Umsetzung des Niederschlages in Oberflächenabfluß ist daher im Brugga-Einzugsgebiet überwiegend nicht gültig. Die Geländebegehungen zeigen, daß Sättigungsflächen und Moorflächen aufgrund ihrer Mikrotopographie und dem Vegetationsbestand eine Modifikation dieses Konzeptes erforderlich machen. Quantitative Aussagen bedürfen jedoch einer detaillierteren Untersuchung.

4.3.5 Sättigungsflächen als beitragende Flächen für schnellen Direktabfluß

Gemäß der klassischen Vorstellung von Sättigungsflächen befinden sich diese in den Talböden, angrenzend an die Fließgewässer im Talweg (z.B. DUNNE et al., 1975: 306). Ihre räumliche Variabilität wird von dort ausgehend bestimmt durch die Schwankungen des auch mit dem Gewässer in hydraulischer Verbindung stehenden Grundwasserspiegels. Auf den Sättigungsflächen während eines Niederschlagsereignisses gebildeter Oberflächenabfluß kann somit direkt dem Gewässer zufließen und wird ohne bedeutende zeitliche Verzögerung abflußwirksam. Die Begriffe 'Sättigungsflächen' und 'beitragende Flächen' werden in diesem Sinne oft gleichbedeutend verwendet. Auch die Modellvorstellung in TOPMODEL beinhaltet dieses Konzept des unmittelbaren Beitrags der Sättigungsflächen.

COSANDAY & OLIVEIRA (1996) weisen jedoch darauf hin, daß im Gelände auftretende Sättigungsflächen nicht als beitragende Flächen abflußwirksam werden, wenn keine räumliche Verbindung zu einem Fließgewässer besteht. Auf diesen Sättigungsflächen gebildeter

Oberflächenabfluß reinfiltiert hangabwärts in höher durchlässiges, nicht gesättigtes Material und ist für die Bildung eines schnellen Direktabflusses bedeutungslos (COSANDAY & OLIVEIRA, 1996: 756).

Für das Brugga-Einzugsgebiet können Sättigungsflächen *ohne* oberflächliche Verbindung zu einem Fließgewässer der Karte 1 näherungsweise entnommen werden. Im Untersuchungsgebiet sind dies ausschließlich kleine Sättigungsflächen im Bereich diffuser Quellaustritte oder sehr schwach schüttender Quellen. Insbesondere auf südexponierten Hängen (Schauinsland, Erlenbacher Weiden) mit tiefgründigen lehmig grusigen Deckschichten erstrecken diese sich nur über eine kurze Distanz zungenförmig hangabwärts. Andere Sättigungsflächen führen nach einer Hangversteilung in sehr grobes, oft blockiges Material, in dem gebildeter Oberflächenabfluß ebenfalls vollständig infiltriert. Gerade im letzten Fall ist die Ausscheidung einer Fläche ohne oberflächlichen Anschluß an ein Fließgewässer nicht immer eindeutig möglich, da zwar zum Kartierzeitpunkt eine derartige Verbindung nicht beobachtbar war, aufgrund des Auftretens einer rinnenartigen Morphologie jedoch in feuchteren Perioden die Ausbildung eines Fließgewässers anzunehmen ist. Möglich ist jedoch auch ein sehr schneller Beitrag aufgrund hoher Fließgeschwindigkeiten in dem sehr groben Material. Die Kartierung dieser periodisch oder episodisch wasserführenden Rinnen kann im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden.

Die Gesamtausdehnung von Sättigungsflächen, die wegen einer fehlenden Verbindung nicht als beitragende Flächen für die Bildung von schnellem Direktabfluß von Bedeutung sind, ist im Untersuchungsgebiet gering. Sie umfassen 0.075 km², dies entspricht einem Anteil von 3% an der Gesamtfläche der kartierten Sättigungsflächen von 2.48 km² im Brugga-Einzugsgebiet.

4.4 Fazit

Zum Vergleich mit der räumlichen Verteilung des topographischen Indizes und mit Modellierungsergebnissen wird ein Kartierverfahren entwickelt, das unabhängig von Einzelereignissen und jahreszeitlichen Variabilitäten die Abgrenzung von potentiellen Sättigungsflächen ermöglicht. Anhand von bodenkundlichen Merkmalen und Zeigerpflanzen kann eine konsistente Flächenabgrenzung im gesamten Untersuchungsgebiet durchgeführt werden. Die so kartierten Sättigungsflächen haben einen Anteil von 6.2 % an der Gesamtfläche des Brugga-Einzugsgebietes. Die ausgeschiedenen Flächen waren auch zum Kartierzeitpunkt im Spätsommer zu einem großen Teil bis zur Geländeoberfläche gesättigt. Zudem konnten scharfe Übergänge zwischen den kartierten Sättigungsflächen und Standorten ohne entsprechende nässeanzeigende Merkmale festgestellt werden. Oftmals bedingt die steile Topographie und die punktförmige Entstehungsursache (Quellaustritt) diese eindeutig festgelegte Lage von Sättigungsflächen. Das klassische Konzept der variablen Ausdehnung von zum Sättigungsoberflächenabfluß beitragenden Flächen wird somit durch die Geländebeobachtungen im Brugga-Gebiet überwiegend nicht bestätigt. Die Gültigkeit dieser Feststellung für hydrologische Extremsituationen konnte im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht untersucht werden.

Für annähernd alle Sättigungsflächen besteht eine direkte Verbindung zu einem Fließgewässer, sodaß bei einem Niederschlagsereignis ein sofortiger Beitrag des Sättigungsoberflächenabflusses zum Gesamtabfluß vorliegt. Aufgrund von Rückhalt in mikrotopographischen Retentionsräumen der Geländeoberfläche und aufgrund der Interzeption kann entgegen der klassischen Theorie davon ausgegangen werden, daß der auf Sättigungsflächen fallende Niederschlag nicht vollständig in

Sättigungsflächenabfluß umgesetzt wird. Ein von den Vorbedingungen abhängiger Abflußbeiwert der Sättigungsflächen kann angenommen werden.

Die Lage von Sättigungsflächen im Brugga-Gebiet weist vielfach auf eine topographisch bedingte Entstehung im Bereich von konvergenten Fließwegen oder abflußträgen Verebnungen hin. Zahlreiche Sättigungsflächen können jedoch nicht durch topographische Merkmale erklärt werden. Geologische Erscheinungen (Schicht- und Kluftquellen) und Substratunterschiede sind wichtige Faktoren für die räumliche Verteilung von Sättigungsflächen. Weiterhin kann ein Einfluß der deutlichen Höhenabhängigkeit der Klimaelemente vermutet werden.

5 Ermittlung der TOPMODEL-Eingangsdaten

5.1 Übersicht

Für die Anwendung von TOPMODEL im Einzugsgebiet der Brugga steht eine etwa 15-monatige Zeitreihe (Juli 1995 - Oktober 1996) mit Abfluß- und Klimadaten in einer stündlichen Auflösung zur Verfügung. Die flächenkonzentrierte Konzeption des Modells erfordert zunächst die Bestimmung von Gebietsmittelwerten bzw. -summen der klimatischen Eingangsdaten (Kap. 5.2 - 5.4). Für flächendetaillierte Aussagen von TOPMODEL hinsichtlich der räumlichen Verteilung von Sättigungsflächen wird in Kapitel 5.6 ein im Vergleich zu den Geländekartierungen geeignetes Berechnungsverfahren des topographischen Indizes ermittelt. Eine Rezessionsanalyse einer langjährigen Reihe von Abflußdaten am Pegel Brugga/Oberried wird zur Bestimmung einer TOPMODEL-Konzeption der Bodenzone durchgeführt (Kap. 5.7).

5.2 Gebietsniederschlag

5.2.1 Vorgehensweise

Für den Untersuchungszeitraum liegen vom Klimaturm im St.Wilhelmer Tal (765 m ü. NN) und von der Meßstation des Umweltbundesamtes am Schauinsland (1218 m ü. NN) kontinuierliche Datenreihen mit Niederschlagsdaten in der erforderlichen zeitlichen Auflösung als Stundenwerte vor. Daten anderer Meßstationen (Niederschlagsschreiber Gfällmatte und Notschrei, Station Feldberg) sind nur für Einzelzeiträume und/oder in zu grober Auflösung verfügbar. In die Ermittlung des Gebietsniederschlages können diese nicht einbezogen werden, sie können lediglich für einen abschnittswisen qualitativen Vergleich berücksichtigt werden.

Tab. 5.1 **Eigenschaften der Polygone zur Bestimmung des Gebietsniederschlages (Höhenangaben in m ü. NN)**

Polygon	Flächenanteil am Gesamtgebiet (%)	mittlere Höhe des Polygons	Höhenlage des Meßstandortes	Höhenerstreckung des Polygons
St. Wilhelm	53.1	1057	765	529 - 1493
Schauinsland	46.9	901	1218	434 - 1284

Für die Bestimmung des Gebietsniederschlages wird zunächst versucht, den beiden verfügbaren Stationen eine repräsentative Fläche des Einzugsgebietes zuzuweisen. Eine Aufteilung gemäß der Polygonmethode ordnet der Station am Klimaturm St.Wilhelm den östlichen Teil des Einzugsgebietes zu, der durch mögliche Staueffekte des Feldberggebietes beeinflusst wird. Der Schauinsland-Station werden die übrigen 47 % des Einzugsgebietes zugeteilt (Tab. 5.1 und Abb. 2.1).

Zwei Ansätze werden auf dieser Grundlage zur Bestimmung des Gebietsniederschlages angewandt:

Verfahren 1: Korrektur der Stationsniederschläge auf die mittlere Höhe des ihnen zugewiesenen Polygons über monatlich differenzierte Gradienten der Höhenabhängigkeit des Niederschlages (Tab. 2.2).

Verfahren 2: Keine Korrektur der Stationsniederschläge.

Beide Verfahren berechnen anschließend den Gebietsniederschlag als flächengewichteten Mittelwert der Polygonwerte.

Aufgrund der Bedeutung der Höhenabhängigkeit des Niederschlages im Einzugsgebiet (Kap. 2.4) wird mit Verfahren 1 ein Ansatz gewählt, der an den Stationsdaten eine dies berücksichtigende Korrektur vornimmt. Für die Polygone, die den beiden Stationen zugeordnet werden, wird jeweils die mittlere Meereshöhe aus dem digitalen Geländemodell bestimmt (Tab. 5.1). Mit den aus langjährigen Meßreihen bestimmten Gradienten der Niederschlagszunahme mit der Meereshöhe zwischen den Stationen Oberried und Schauinsland (Tab. 2.2) werden die Schauinsland-Stundenwerte auf die mittlere Höhe des Polygons der Station Schauinsland reduziert. Die jahreszeitliche Schwankung der Höhenabhängigkeit wird berücksichtigt, indem die monatlichen Gradienten verwendet werden. Entsprechend werden die Meßwerte des Klimaturms St.Wilhelm mit den Gradienten zwischen den Stationen Oberried und St.Wilhelm (Tab. 2.2) korrigiert. Der Gebietsniederschlag errechnet sich anschließend als flächengewichteter Mittelwert aus den Polygonwerten der beiden Stationen.

Bei Verfahren 2 wird keine höhenabhängige Korrektur der Stationsdaten vorgenommen. Der Gebietsniederschlag errechnet sich als einfacher (polygon-)flächengewichteter Mittelwert der beiden Stationsmeßwerte.

5.2.2 Diskussion der Verfahren zur Ermittlung des Gebietsniederschlages

Die den beiden Niederschlagsstationen zugewiesenen Polygone zeigen eine Höherstreckung, die die Meßdaten der beiden Stationen angesichts der Höhenabhängigkeit der Niederschläge als nicht repräsentativ für diese Polygone annehmen läßt. Aus diesem Grund erscheint zunächst eine entsprechende Korrektur der Stationsdaten angebracht.

Eine Überprüfung der Wasserbilanz für den Untersuchungszeitraum Juli 1995 - Oktober 1996 zeigt jedoch eine Überschätzung der mit Verfahren 1 bestimmten Gebietsniederschläge. Selbst unter Berücksichtigung der eingeschränkten Anwendbarkeit der Wasserbilanzmethode für einen derartig kurzen Zeitraum und angesichts der Unsicherheit der Abfluß- und Verdunstungsdaten (Kap. 5.3 und 5.5) ist die Überschätzung signifikant. Diese Feststellung wird bestätigt durch die Modellierung mit TOPMODEL, bei der mit Niederschlagsdaten aus Verfahren 1 kein Parametersatz für eine angemessene Simulation der beobachteten Abflüsse gefunden werden konnte. Die simulierten Abflüsse sind stets größer als die gemessenen.

Verfahren 1 geht von der Annahme aus, daß die anhand des Vergleichs Oberried / DWD-Station St.Wilhelm bestimmten Gradienten auf den Klimaturm St.Wilhelm übertragbar sind. Weiterhin wird angenommen, daß diese Gradienten auch für größere Meereshöhen des betrachteten Teilraumes in derselben linearen Form zutreffend sind. Die Gradienten sind ermittelt für das Höhenintervall Oberried (463 m) - St.Wilhelm (DWD) (920 m). Hingegen erfolgt die Korrektur der Stationsdaten des Klimaturms St.Wilhelm (765 m) mit diesen Gradienten für ein Höhenintervall bis zur maximalen Meereshöhe des Untersuchungsgebiets von 1493 m am Feldberg. Die Niederschlagswerte des Klimaturms werden dabei auf die mittlere Höhe des Polygons von 1057 m angehoben (Tab. 5.1). In Kapitel 2.4 wird für eine langjährige Datenreihe nur eine minimale Zunahme der Jahresniederschläge zwischen den Stationen St. Wilhelm (DWD) und Feldberg festgestellt, die nicht allein auf Meßfehler an der Gipfelstation zurückgeführt werden kann. Dies legt die Annahme nahe, daß die Niederschlagszunahme mit der Meereshöhe für höher liegende Zonen des Untersuchungsgebiets im

Einflußbereich des stauenden Feldberggebietes weniger stark ist als in tieferen Zonen. Auf diese Weise kann die Überschätzung der Gebietsniederschläge mit Verfahren 1 erklärt werden. Weiterhin ist die Übertragbarkeit der Gradienten zwischen den beiden Stationen bei St.Wilhelm durch lokale Einflüsse im Bereich der Meßstandorte möglicherweise nicht gegeben. Außerdem ist die Gültigkeit der für Monats- oder Jahressummen beobachteten Höhenabhängigkeit für kurze Zeitschritte wie z.B. Stundenwerte kritisch zu beurteilen (DYCK & PESCHKE, 1995: 158).

Die genannten Aspekte zeigen, daß mit der vorliegenden Datengrundlage eine fundierte Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit und weiterer topographischer Effekte auf die Niederschläge im Untersuchungsgebiet nicht möglich ist. Als Eingangsgröße der TOPMODEL-Modellierung wird deshalb der Gebietsniederschlag nach dem einfachen Verfahren 2 ohne Korrektur der Stationswerte benutzt. Dieses Verfahren ermittelt für die Untersuchungsperiode (20.07.95 - 29.10.96) eine Gebietsniederschlagssumme von 2118 mm, 110 mm weniger als mit Verfahren 1 berechnet. Die Niederschlagssummen erscheinen im Rahmen der Wasserbilanz des hydrologischen Jahres 1996 plausibel (Tab. 6.2).

Insbesondere im Sommerhalbjahr mit vorherrschender konvektiver Niederschlagsbildung ist die horizontale Variation der Niederschläge neben der vertikalen von großer Bedeutung. Die Berücksichtigung von nur zwei Stationen bei der Ermittlung des Gebietsniederschlages erfaßt diese Variabilität nur ungenügend. Zusammenfassend ist also die Unsicherheit des ermittelten Gebietsniederschlages hervorzuheben. Dieser Fehler muß bei der Beurteilung der Simulationsergebnisse berücksichtigt werden.

5.3 Gebietsverdunstung

5.3.1 Auswahl einer indirekten Methode zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration

Die Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration (ET_p) erfolgt auf der Grundlage meteorologischer Daten mit Hilfe einer empirischen oder physikalisch-halbempirischen Formel. Die Auswahl einer bestimmten Berechnungsmethode richtet sich nach der Verfügbarkeit bestimmter meteorologischer Meßgrößen, nach der Anwendbarkeit auf die gewünschte zeitliche Auflösung, nach der Eignung des Verfahrens für die gegebenen klimatologischen Randbedingungen und nach dem Anspruch an die Genauigkeit der ermittelten Werte.

Berechnungsmethoden, die eine Verbindung des Energiehaushaltsverfahrens und des Massentransportansatzes darstellen, erweisen sich am besten geeignet zur indirekten Verdunstungsbestimmung (SCHRÖDTER, 1985: 106; DVWK, 1996: 29). Sie können Unzulänglichkeiten der empirischen Einzelverfahren ausgleichen, die durch deren Beschränkung auf wenige Meßgrößen oder die Ableitung von Parametern für bestimmte Klimaregionen verursacht werden.

Die Notwendigkeit der Berechnung von Stundenwerten der potentiellen Evapotranspiration als Eingangsdaten für die TOPMODEL-Modellierung schließt viele empirische Verfahren aus, die für die Berechnung von Monats- oder Jahressummen ausgelegt sind. Allein der Ansatz nach PENMAN

ermöglicht die Berechnung der ETp derart kurzer Zeiträume. Andere Verfahren wie die Formel nach TURC können auf Tageswerte angewandt werden, wobei eine Aufteilung auf Stundenwerte näherungsweise über eine sinusförmige Verteilung der Tagessumme durchgeführt werden kann.

Als Datenbasis stehen für den Untersuchungszeitraum Stundenwerte der Globalstrahlung, Lufttemperatur, relativen Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit für die Stationen Klimaturm St. Wilhelm, Umweltbundesamt Schauinsland und REKLIP-Klimaturm Freiburg-Ebnet zur Verfügung.

Gemäß der Empfehlung aus DVWK (1996: 42) wird aus den genannten Gründen und der hierfür ausreichenden Datengrundlage das Kombinationsverfahren nach PENMAN zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration im Brugga-Gebiet verwendet. Untersuchungen von KRAUSE (1995: 104) ergeben damit im Brugga-Gebiet für eine Sommerperiode plausible Werte. Die ebenfalls empfohlene TURC-Formel wird wegen ihrer ausschließlichen Anwendbarkeit für positive Lufttemperaturen (DVWK, 1996: 35) ausgeschlossen.

Die Kombinationsformel nach PENMAN in der von WENDLING et al. (1991) modifizierte Form ist in einen Strahlungsterm E_R und einen Ventilations-Feuchte-Term E_A gegliedert:

$$ETp_{PENM} = \frac{s}{s + \gamma} \cdot E_R + \frac{\gamma}{s + \gamma} \cdot E_A \quad (5.1)$$

mit ETp_{PENM} potentielle Evapotranspiration nach PENMAN [mm]
 s Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in [hPa K⁻¹]
 γ Psychrometerkonstante (= 0.65 hPa K⁻¹)

wobei für Tageswerte gilt:

$$E_R = \frac{0.6 \cdot R_G}{L} \quad (5.2)$$

und

$$E_A = 0.063 \cdot (1 + 1.08 \cdot v) \cdot (e_s(T) - e) \cdot S_R \quad (5.3)$$

mit R_G Globalstrahlung, Tagessumme [J cm⁻²]
 L spezielle Verdunstungswärme [J cm⁻² mm⁻¹]
 v Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m s⁻¹]
 $e_s(T)-e$ Tagesmittel des Sättigungsdefizites [hPa] in Abhängigkeit von T und e
 T Tagesmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]
 e Tagesmittel des Dampfdrucks [hPa]

S_R Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche [-]

Gleichungen (5.1-5.3) können unter Verwendung der relativen Luftfeuchtigkeit, der Globalstrahlung anstelle des Schätzwertes aus der Sonnenscheindauer in Gleichung (5.3) und einer Näherungsformel für die Temperaturfunktion $s/s+\gamma$ für die Berechnung von Stundenwerten der potentiellen Evapotranspiration umgeformt werden zu (DVWK, 1996: 38):

$$ET_{p_{PENMh}} = g(T_h) \cdot \frac{3600}{L^*} \cdot \left(0,6 \cdot R_{Gh} + 37,6 \cdot (1 + 1,08 \cdot v_h) \cdot \left(1 - \frac{U_h}{100} \right) \right) \quad (5.4)$$

wobei

$$g(T_h) = \frac{s}{s+\gamma} \approx 2,3 \cdot \frac{T_h + 22}{T_h + 123} \quad (5.5)$$

mit	$ET_{p_{PENMh}}$	Stundensumme der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN [mm]
	T_h	Stundenmittel der Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]
	L^*	spezifische Verdampfungswärme in [Ws kg ⁻¹]
	R_{Gh}	Stundenmittel der Globalstrahlung in [W m ⁻²]
	v_h	Stundenmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe in [m s ⁻¹]
	U_h	Stundenmittel der relativen Luftfeuchtigkeit [%]

5.3.2 Höhenabhängige Bestimmung der Gebietsmittelwerte von Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit

Die Bestimmung der Gebietsverdunstung auf der Grundlage der Daten der drei weiter oben genannten Stationen muß insbesondere die Höhenabhängigkeit der meteorologischen Eingangsgrößen Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit im Untersuchungsgebiet berücksichtigen. Diese kann näherungsweise aus den vorliegenden Daten bestimmt werden, da die Höhenlagen der Meßstationen (Freiburg-Ebnet: 332 m ü. NN, St. Wilhelm: 765 m ü. NN, Schauinsland: 1218 m ü. NN) fast vollständig die Höhendifferenzen des Einzugsgebietes (Pegel Oberried: 444 m ü. NN, Feldberg-Gipfel: 1493 m ü. NN) umfassen. Die Meßdaten der etwa 5.5 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes im Zartener Becken gelegenen Station Freiburg-Ebnet können für die Abschätzung der Höhenabhängigkeit der meteorologischen Größen im unteren Bereich des Brugga-Einzugsgebietes verwendet werden, da dieses bei Oberried selbst in diese Beckenlage mündet.

Für die einzelnen Zeitschritte in der erforderlichen stündlichen Auflösung wird die Änderung der Meßgrößen Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit mit der Meereshöhe jeweils zwischen den Stationen Freiburg-Ebnet und St. Wilhelm sowie zwischen St. Wilhelm und Schauinsland ermittelt. Dabei wird vereinfacht von einer linearen Beziehung ausgegangen. Anhand der so erhaltenen Gradienten wird jeweils ein Flächenmittelwert der genannten Größen für die beiden Teilflächen des Einzugsgebietes oberhalb und unterhalb des Niveaus des Klimaturms St. Wilhelm ermittelt. Dieser Flächenmittelwert wird als gewichteter Mittelwert berechnet, wobei die Wichtung den Anteilen einzelner Höhenstufen an den Teilflächen entspricht. Entsprechend dem Flächenanteil der beiden Teilflächen am Gesamtgebiet (18 % bzw. 82 % für die unterhalb bzw. oberhalb von St. Wilhelm gelegenen Teilflächen) kann schließlich ein Gebietsmittelwert der genannten meteorologischen Eingangsgrößen bestimmt werden.

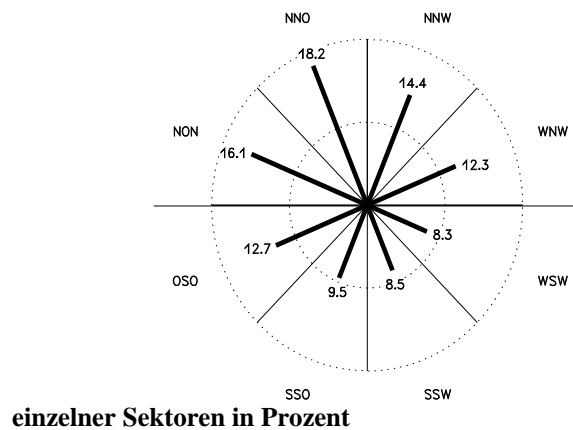
Die bei diesem Verfahren angenommenen linearen Gradienten in der Höhenabhängigkeit der Meßgrößen stellen eine Vereinfachung dar, die die tatsächlichen Verhältnisse im Einzugsgebiet möglicherweise nur ungenügend wiedergeben können. Insbesondere lokalklimatische Abweichungen von diesem Muster, beispielsweise durch Tal-/Bergwindssysteme, können bei der vorliegenden Datengrundlage nicht erfaßt werden oder gehen bereits implizit über die dadurch beeinflussten Meßdaten in die Berechnung ein. Das Verfahren ermöglicht jedoch die übergeordnete Höhenabhängigkeit der Meßgrößen im mesoskaligen Maßstab des Untersuchungsraumes näherungsweise zu erfassen. Es berücksichtigt somit auch die im Gebiet häufig auftretende inverse Schichtung der Atmosphäre. Eine derartige höhenabhängige Interpolation wird beispielsweise auch von GURTZ et al. (1996: 227) für Einzugsgebiete mit großen Höhenunterschieden in der Nordostschweiz angewandt.

Grundsätzlich wird in dieser Arbeit ein Verfahren bevorzugt, das die Gebietsverdunstung aus Gebietsmittelwerten der Eingangsgrößen bestimmt. Die alternative Möglichkeit der Berechnung der Verdunstung von Teilflächen (Pixel) des Einzugsgebietes und eine anschließende Aggregation der Einzelwerte zur Gebietsverdunstung wird nicht angewandt. Trotz der Nichtlinearität der Prozesse und der Berechnungsmethode bezüglich der meteorologischen Eingangsgrößen wird dem zuerst genannten Verfahren der Vorzug gegeben, da eine genauere flächendetaillierte Verteilung dieser Größen bei der gegebenen Datengrundlage nicht zu ermitteln ist. Eine befriedigende Basis für die Anwendung des zweiten Verfahrens kann somit nicht bereitgestellt werden.

5.3.3 Bestimmung eines Gebietsmittelwertes der Globalstrahlung

Die räumliche Verteilung der Globalstrahlung ist von der Ausrichtung von Teilflächen zur solaren Einstrahlung abhängig. An den Meßstationen wird die Globalstrahlung auf eine horizontale Fläche erfaßt. Die Klassierung der aus dem digitalen Geländemodell bestimmten Flächenexposition aller Zellen des Brugga-Einzugsgebietes zeigt ein Übergewicht der nordexponierten Flächen (Abb. 5.2). Dies macht deutlich, daß der für eine horizontale Fläche erhaltene Meßwert nicht als repräsentativ für das Untersuchungsgebiet angenommen werden kann. Für die Bestimmung eines Gebietsmittelwertes der Globalstrahlung als weitere in die Berechnung der Verdunstung eingehende Größe wird daher ein Verfahren angewandt, das die Neigung und Exposition von Teilflächen berücksichtigt.

Abb. 5.1: Expositionsverteilung der Zellen des digitalen Geländemodells im Brugga-Gebiet, Anteile



Nachdem für alle Zellen des DGM des Brugga-Einzugsgebietes die Neigung und Exposition bestimmt wurde, werden diese in Klassen gleicher Ausprägung (Klassenbreite Neigung 5°, Klassenbreite Exposition 22.5°) zusammengefaßt. Für jede der im Untersuchungsraum so erhaltenen 192 Klassen wird nach dem unten beschriebenen Verfahren nach KEDING (1984) für jeden Zeitschritt die Globalstrahlung ermittelt. Anschließend wird der Gebietsmittelwert der Globalstrahlung als flächengewichteter Mittelwert der Einzelwerte der verschiedenen Klassen berechnet.

Das Verfahren zur Berechnung der aktuellen Globalstrahlung auf beliebig geneigte Flächen nach KEDING (1984: 13-38) ermittelt zunächst die potentielle kurzweilige Direktstrahlung auf eine horizontale Fläche am Erdboden unter der Annahme einer transparenten Atmosphäre (*standard clear sky beam radiation*) $DIR_{h_{SCS}}$:

$$DIR_{h_{SCS}}(t) = SOLAR(t) \cdot \sin(HSUN(t)) \quad (5.6)$$

mit	$DIR_{h_{SCS}}$	potentielle kurzweilige Direktstrahlung auf horizontale Fläche für transparente Atmosphäre [$W m^{-2}$]
	$SOLAR(t)$	Solarkonstante für den aktuellen Tag der Berechnungen [$W m^{-2}$]
	$HSUN(t)$	Winkel zwischen der Horizontalen und der direkten Einstrahlung zum Zeitpunkt t (Sonnenstand) [Grad]
	t	Berechnungszeitpunkt (Tag im Jahr und Stunde)

Die Solarkonstante $SOLAR$ wird für die einzelnen Tage im Jahr aufgrund ihrer jahreszeitlichen Schwankung zeitlich differenziert berechnet. Der Sonnenstand $HSUN$ wird für die aktuelle Stunde t in Abhängigkeit von der Deklination der Sonne und der Breitenlage des Untersuchungsgebietes bestimmt (detaillierte Darstellung siehe KEDING (1984: 14-16)).

Die potentielle Direktstrahlung auf eine beliebig ausgerichtete Fläche kann entsprechend berechnet werden zu:

$$DIR_{g_{SCS}}(t) = SOLAR(t) \cdot \cos(GSUN(t)) \quad (5.7)$$

mit DIR_{gSCS} potentielle kurzwellige Direktstrahlung auf geneigte Fläche für transparente Atmosphäre [$W m^{-2}$]
 $\cos(GSUN(t))$ Skalarprodukt des Winkels zwischen der Flächennormalen der geneigten Fläche und der direkten Einstrahlung zum Zeitpunkt t [-]

$GSUN(t)$ wird bestimmt in Abhängigkeit vom Hangneigungswinkel und der Exposition der betrachteten Fläche, sowie vom Sonnenstand $HSUN(t)$ und dem Azimutwinkel der solaren Einstrahlung.

Zur Berücksichtigung der Atmosphäre wird in Abhängigkeit von der Transmissivität der Atmosphäre und dem Sonnenstand die (für einen wolkenlosen Himmel) potentielle diffuse Strahlung $DIF_{pot}(t)$ zum Berechnungszeitpunkt bestimmt. Der Anteil der diffusen Strahlung $DIF_{akt}(t)$ an der aktuell gemessenen Globalstrahlung $R_{akt}(t)$ kann dann über eine nichtlineare Beziehung bestimmt werden.

Schließlich kann die zum Berechnungszeitpunkt aktuelle Globalstrahlung (Direktstrahlung + diffuse Strahlung) für eine beliebig ausgerichtete Fläche ermittelt werden. Der Algorithmus in Gleichung (5.8) vergleicht dazu die an einem horizontalen Meßstandort tatsächlich gemessene Globalstrahlung mit der potentiellen Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel. Die zwei Terme in Gleichung (5.8) bestimmen daraus jeweils den Anteil der Direktstrahlung und der diffusen Strahlung für die bearbeitete Fläche zum Berechnungszeitpunkt.

$$R_g(t) = \underbrace{DIR_{gSCS}(t) \cdot \frac{R_{akt}(t) - DIF_{akt}(t)}{DIR_{hSCS}(t)}}_{\text{direkter Strahlungsterm}} + \underbrace{DIF_{akt}(t) \cdot \left(\frac{DIR_{gSCS}(t)}{DIR_{hSCS}(t)} \cdot \left(1 - \frac{DIF_{akt}(t)}{R_{akt}(t)} \right) + \frac{1 + \cos(\vartheta)}{2} \cdot \frac{DIF_{akt}(t)}{R_{akt}(t)} \right)}_{\text{diffuser Strahlungsterm}} \quad (5.8)$$

mit $R_g(t)$ Globalstrahlung auf beliebig ausgerichtete Fläche [$W m^{-2}$]
 $R_{akt}(t)$ gemessene Globalstrahlung auf horizontale Fläche [$W m^{-2}$]
 $DIF_{akt}(t)$ berechnete diffuse Strahlung am Meßstandort [$W m^{-2}$]
 ϑ Neigung der betrachteten Fläche [Grad]

Für die gemessene Globalstrahlung wird der Mittelwert der Stundenwerte der Stationen St. Wilhelm und Schauinsland verwendet. Auf diese Weise kann näherungsweise eine unterschiedliche Bewölkungssituation im Untersuchungsgebiet berücksichtigt werden.

Das vorgestellte Verfahren führt insbesondere zu Zeitpunkten mit einem hohen Anteil der Direktstrahlung an der gemessenen Globalstrahlung zu Gebietswerten der Globalstrahlung, die unter den gemessenen Werten liegen. Zu diesen Zeitpunkten zeigt sich die Bedeutung der mehrheitlich nördlich exponierten, sonnenabgewandten Teilflächen. Für Tage mit hohem diffusen Strahlungsanteil oder für Morgen- und Abendstunden entspricht der Gebietswert der Globalstrahlung stärker den auf horizontaler Fläche gemessenen Werten (Abb. 5.2).

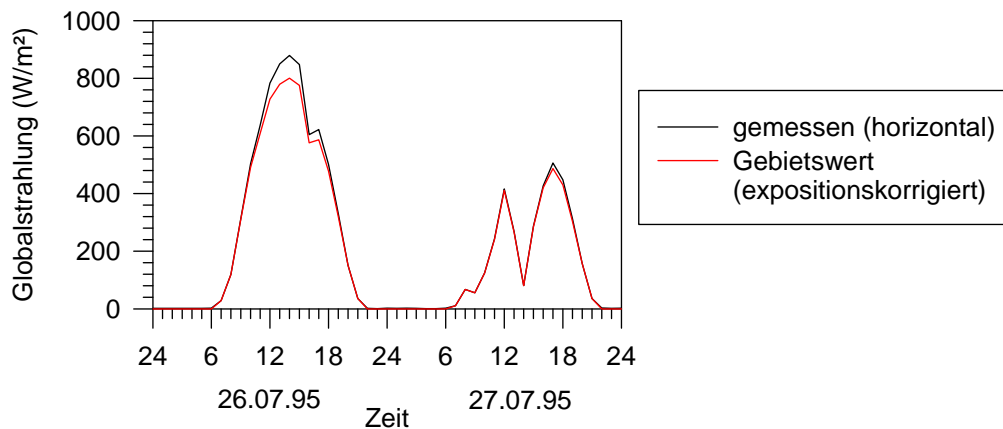


Abb. 5.2 Horizontal gemessene Globalstrahlung und expositions-korrigierter Gebietswert für einen strahlungsreichen und strahlungsarmen Tag

Das Verfahren berücksichtigt nicht den Einfluß der Beschattung einzelner Flächen durch umliegende Geländeerhebungen. Diese Erscheinung kann im Rahmen dieser Arbeit nicht in die Berechnungen aufgenommen werden. Die Meßdaten der Globalstrahlung am Klimaturms St. Wilhelm enthalten bereits implizit einen entsprechenden Fehler. Aufgrund ihrer Tallage ist diese Station durch eine deutliche Horizontüberhöhung gekennzeichnet (KRAUSE, 1995: 18), die zu Tages- oder Jahreszeiten mit tiefem Sonnenstand zu einer Beschattung des Meßgerätes führt.

5.4 Temperatur

Als Eingangsdaten für das Schneeschmelzmodul im Rahmen der TOPMODEL-Anwendung werden Gebietsmittelwerte der Lufttemperatur benötigt. Hier werden die auf die mittlere Einzugsgebietshöhe linear interpolierten Werte der Stationen Freiburg-Ebnet, St. Wilhelm und Schauinsland verwendet (Erläuterungen siehe Kap. 5.3.2). Die Höhenlage der Stationen umfaßt annähernd die vollständige Höhenerstreckung des Untersuchungsgebietes. Somit ist das Verfahren prinzipiell auch sensitiv gegenüber häufig auftretenden inversen Schichtungen der Atmosphäre. Die eingeschränkte Brauchbarkeit eines Gebietsmittelwertes für die Modellierung wird jedoch in Kapitel 6.1.3 diskutiert.

5.5 Abfluß

Abflußdaten liegen für den Pegel Oberried als 10-Minuten-Werte vor. Die Erfassung erfolgt über die Aufzeichnung von Wasserständen mit einer Drucksonde. Die Umrechnung auf Abflußwerte wird nach

einer vorrichtungsbedingten Korrektur gemäß der P-Q-Beziehung der LfU durchgeführt (ERHARDT, 1995: 18). Anschließend wird eine Aggregation zu Stundenmittelwerten vorgenommen.

5.6 Topographischer Index

5.6.1 Übersicht

Für die Bestimmung der räumlichen Verteilung des topographischen Indizes steht für das Untersuchungsgebiet ein rasterbasiertes digitales Geländemodell mit einer Zellengröße von 50 x 50 m² zur Verfügung. Verschiedene Methoden der Indexberechnung, die zu unterschiedlichen räumlichen Verteilungen führen, wurden in Kapitel 3.3 vorgestellt. Es wurde betont, daß die Berücksichtigung von Geländebeobachtungen für die Auswahl eines bestimmten Verfahrens notwendig ist. Mit den Ergebnissen der Kartierarbeiten im Brugga-Einzugsgebiet (Kap. 4) ist eine flächendeckende Information über die Verteilung von Sättigungsflächen vorhanden, die für die Bestimmung eines geeigneten Verfahrens zur Indexberechnung herangezogen werden kann. Im Folgenden werden Methoden entwickelt, die eine Berücksichtigung dieser Kartierung bei der Auswahl eines Verfahrens ermöglichen (Kap. 5.6.2). Ergebnisse verschiedener Berechnungsverfahren und deren Eignung für das Brugga-Einzugsgebiet werden in Kapitel 5.6.3 vorgestellt und diskutiert.

5.6.2 Methoden zur Optimierung des Verfahrens zur Indexberechnung unter Berücksichtigung der Geländekartierung

Gemäß der TOPMODEL-Theorie (Kap. 3.2.1) wird mit sinkendem Sättigungsdefizit sukzessive eine größere Fläche des Einzugsgebietes bis zur Geländeoberfläche wassergesättigt, beginnend mit den Flächen mit dem höchsten Wert des topographischen Indizes. Diese Feststellung bildet die Grundlage des Vergleichs der räumlichen Verteilung der Werte des topographischen Indizes mit der kartierten Verteilung von Sättigungsflächen. Es sind somit bei der rasterbasierten Betrachtung insbesondere die Zellen mit den höchsten Indexwerten für eine derartige Gegenüberstellung von Interesse.

Eine erste qualitative Beurteilung eines bestimmten Berechnungsverfahrens ist in diesem Sinne über einen visuellen Vergleich der räumlichen Verteilung des topographischen Indizes mit den kartierten Sättigungsflächen möglich.

Eine deutlichere visuelle Kontrolle ist durch die Darstellung ausgewählter Zellen möglich: Bezogen auf die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes, ausgenommen der Siedlungs- und Gewerbeflächen, beträgt der Anteil aller kartierten Sättigungsflächen 6.8 % (Kap. 4.3.3). Für jedes Berechnungsverfahren des Indizes kann nun jeweils der Wert des topographischen Indizes I_G bestimmt werden, der gerade von 6.8 % aller Zellen überschritten wird. Auch hier werden nur die Zellen berücksichtigt, die außerhalb der Siedlungsflächen liegen. (Da verschiedene Berechnungsverfahren zu unterschiedlichen Verteilungsfunktionen des Indizes führen, ist I_G jeweils unterschiedlich.) Eine flächenhafte Darstellung allein dieser Teilmenge aller Zelle erlaubt anschließend eine übersichtliche visuelle Beurteilung des jeweiligen Verfahrens im Vergleich mit der Geländekartierung.

Die zuletzt vorgestellte Vorgehensweise wird mit dem Ziel einer quantitativen Beurteilungsmöglichkeit automatisiert. Hierzu werden zunächst die kartierten Sättigungsflächen in eine Rasterdarstellung transformiert. Wie der Vergleich mit der Polygondarstellung zeigt, ist hierfür eine Zellengröße von $10 \times 10 \text{ m}^2$ geeignet, ohne daß bedeutende Informationsverluste auftreten. Die räumliche Verteilung des topographischen Indizes aus verschiedenen Berechnungsverfahren kann nun ebenfalls (ohne Änderung des Informationsgehaltes) in diese Zellengröße überführt werden. Durch eine Verschneidung der beiden Datenebenen kann anschließend die Zahl der Zellen bestimmt werden, die einen Indexwert I_i größer I_G aufweisen und innerhalb der kartierten Sättigungsflächen liegen. Auf diese Weise ist es möglich ein *quantitatives Gütemaß* k für die Berechnung des topographischen Indizes aufzustellen:

k ist der innerhalb der kartierten Sättigungsflächen liegende Flächenanteil der Zellen mit einem Indexwert $I_i > I_G$ an der Gesamtfläche der Sättigungsflächen A_{sat} .

$$k = \frac{A_{\text{sat}}(I_i > I_G)}{A_{\text{sat}}} \quad \text{mit} \quad 0 \leq k \leq 1 \quad (5.9)$$

Größere Werte von k zeigen eine bessere Übereinstimmung der Indexberechnung mit den kartierten Sättigungsflächen. Eine optimale Eignung eines Verfahrens liegt für $k=1$ vor. Bei einer Optimierung anhand von Gütemaß k muß allerdings berücksichtigt werden, daß dieses auf der Grundlage von Datenebenen mit unterschiedlichen Datenkonzeptionen ermittelt wird (kartierte Sättigungsflächen: Polygondaten; topographischer Index: Rasterdaten). Auch nach der Transformation auf ein gemeinsames Rasterdatenformat bleibt die Problematik der unterschiedlichen Informationsbasis bestehen. Die Aussagekraft von k wird dadurch eingeschränkt.

Zusammenfassend werden im wesentlichen folgende drei Vorgehensweisen bei der Beurteilung verschiedener Berechnungsverfahren des topographischen Indizes verwendet (GÜNTNER et al., 1997):

- Visueller Vergleich der räumlichen Verteilung der Indexwerte mit den kartierten Sättigungsflächen.
- Visueller Vergleich von räumlichen Darstellungen der Zellen mit den größten 6.8 % der Indexwerte mit den kartierten Sättigungsflächen.
- Ermittlung des quantitativen Gütemasses k , das die Übereinstimmung der Lage von Zellen mit den größten 6.8 % der Indexwerte mit den kartierten Sättigungsflächen beschreibt.

5.6.3 Ergebnisse und Diskussion

Gemäß der theoretischen Darstellung in Kapitel 3.3 wird der Einfluß von drei verschiedenen Parametern auf die Indexberechnung untersucht:

- h HOLMGREN-Exponent; beschreibt die Ausprägung der Konvergenz von Fließwegen [-]
- CIT *channel initiation threshold*; Grenzwert, bei dessen Überschreitung durch die lokale Einzugsgebietsfläche der Einfluß eines Fließgewässers auf die Indexberechnung berücksichtigt wird [m²]
- NC Anteil der lokalen Einzugsgebietsfläche, der aus einer Bachzelle in die tieferliegenden Zellen weitergeleitet wird [-]

Die Verteilung des topographischen Indizes (Abb. 5.3 und 5.4) im Brugga-Einzugsgebiet zeigt insgesamt eine anschauliche räumliche Struktur, die anhand der topographischen Geländevorstellung gut nachvollziehbar ist. Die Talböden von Bruggatal, St. Wilhelmer Tal, Buselbach und Steinwasenbach treten mit sehr hohen Indexwerten hervor. Aber auch Kare, kleine Seitentäler sowie steilere Tobel können anhand von höheren Indexwerten erkannt werden. Steile Talflanken und die Gipfelregionen einzelner Höhenzüge sind durch kleine Indexwerte charakterisiert. Diese Indexverteilung entspricht in einem ersten sehr groben Vergleich gut der Verteilung von kartierten Sättigungsflächen (Karte 1, Anhang B). Deren räumliche Struktur zeigt ebenfalls ein dichteres Vorkommen in den Talböden der Haupt- und Seitentäler, der Kare und in hochgelegenen Muldenlagen im Buselbach- oder St. Wilhelmer-Gebiet.

Der Vergleich der räumlichen Verteilung des Indizes für den *single-flow-direction* Algorithmus (Abb. 5.3) mit dem *multiple-flow-direction* Algorithmus (Abb. 5.4) zeigt eine linienhaftere Struktur im ersten Fall. Die Zonen mit höheren Indexwerten sind hier zumeist auf den Talweg konzentriert, während beim *multiple-flow-direction* Algorithmus eine breitere Zone um die tiefsten Lagen im Talboden höhere Indexwerte zeigt. Diese gedämpfte Struktur der Indexverteilung wird auch insbesondere den höheren Lagen des Einzugsgebietes deutlich. Der *single-flow-direction* Algorithmus zeigt hier einen wesentlich größeren Anteil von Zellen mit sehr kleinen Indexwerten. Die Unterschiede zwischen beiden Verfahren sind durch die stärkere Konvergenz der Fließwege im ersten Fall begründet (Kap. 3.3.2.1).

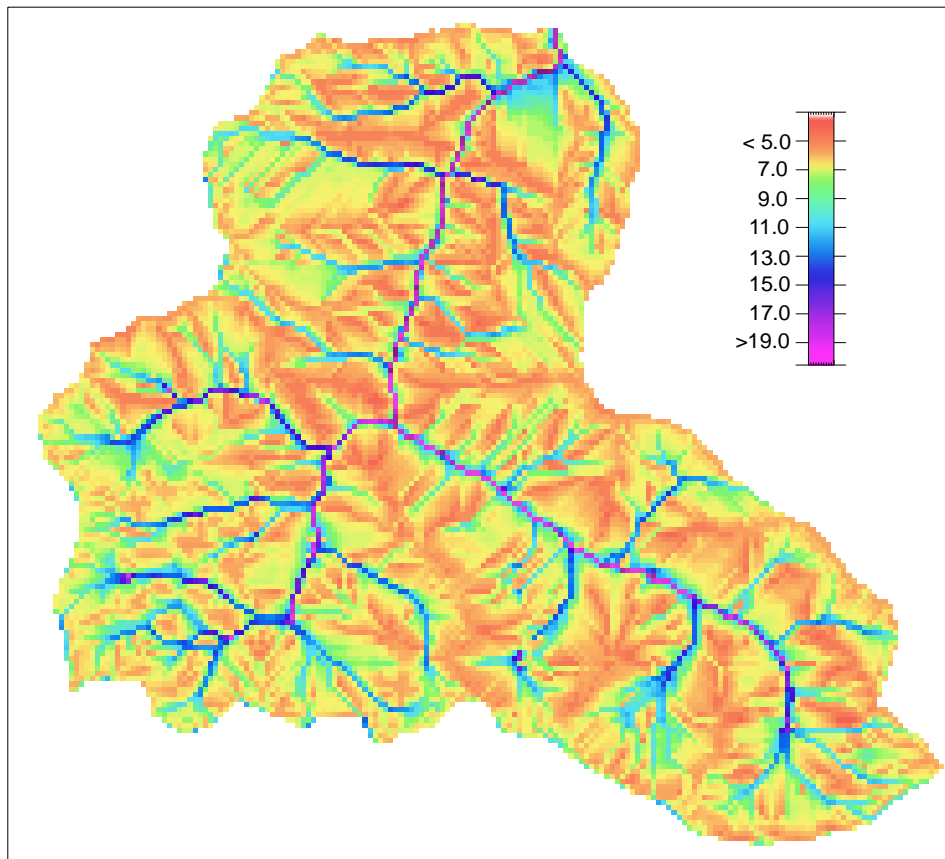


Abb. 5.3 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit *single-flow-direction* Algorithmus ($h=100$, kein CIT)

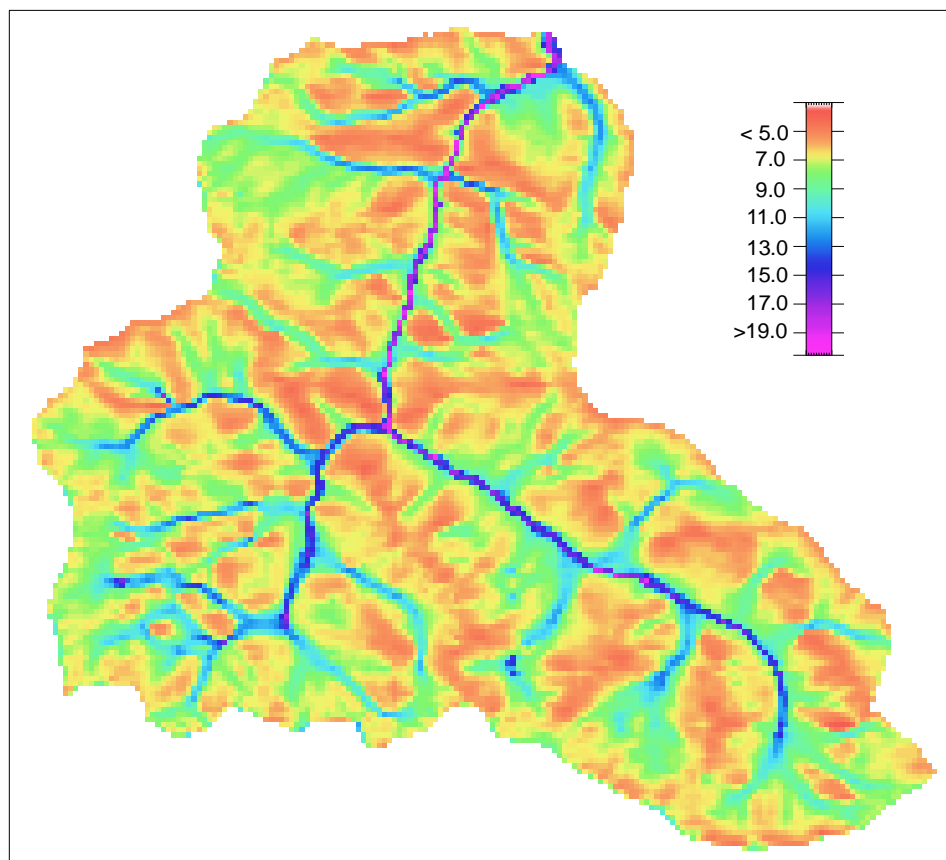


Abb. 5.4 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h=1$, kein CIT)

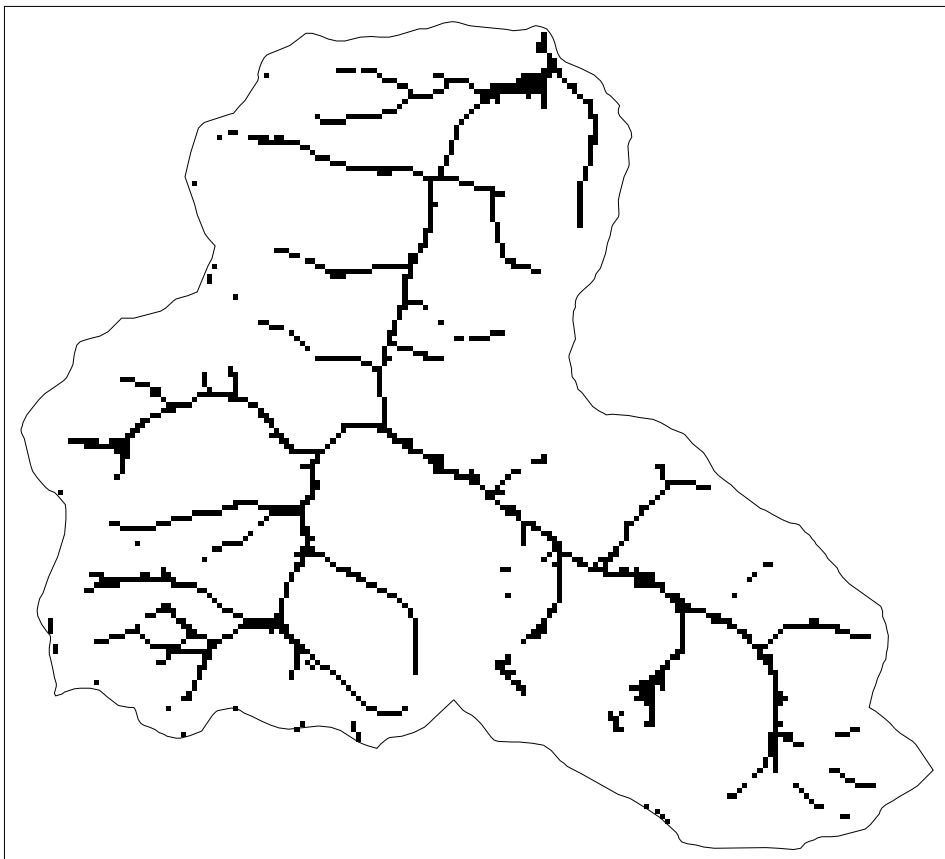


Abb. 5.5 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 9.36$), berechnet mit dem *single-flow-direction* Algorithmus ($h=100$, kein CIT)

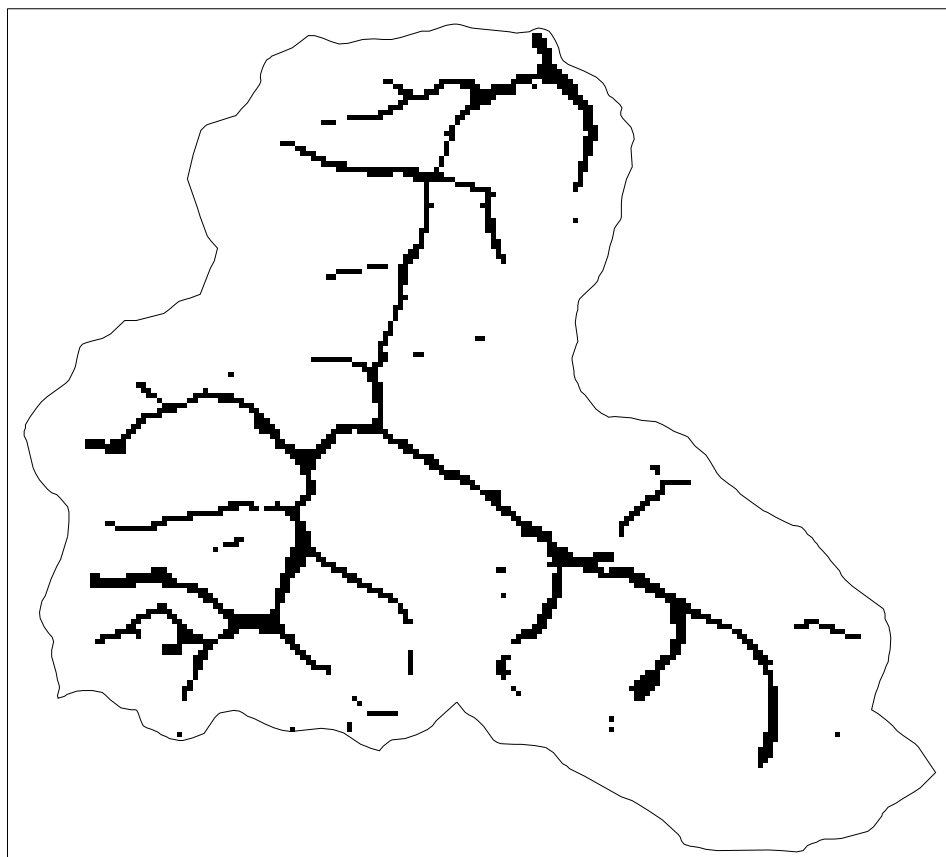


Abb. 5.6 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 10.02$), berechnet mit dem *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h=1$, kein CIT)

Deutlicher wird der Vergleich bei einer Gegenüberstellung der Zellen mit den jeweils größten Indexwerten mit $I_i > I_G$ (siehe Kap. 5.6.2) (Abb. 5.5 und 5.6). Diese sind beim *multiple-flow-direction* Algorithmus überwiegend entlang der Haupttäler sowie in den tieferliegenden Bereichen der wichtigsten Nebentäler bzw. Kare lokalisiert. Sie zeigen vielfach eine breite Struktur, die mehrere nebeneinander liegende Zellen im Talboden einschließt. Beim *single-flow-direction* Algorithmus hingegen sind die Talböden oftmals nur durch eine Reihe einzelner Zellen charakterisiert. Dafür werden wesentlich mehr Zellen in den höher gelegenen Bereichen von Seitentälern und Muldenlagen (also im Oberlauf kleiner Gewässer) einbezogen. Ein visueller Vergleich mit den kartierten Sättigungsflächen (Karte 1, Anhang B) ergibt eine bessere Übereinstimmung für den *single-flow-direction* Algorithmus. Dies liegt im wesentlichen an der hier weniger starken Dominanz von Zellen mit hohen Indexwerten in den Talböden der Haupttäler. Im Verteilungsmuster der Sättigungsflächen treten die Talböden im Vergleich zu Sättigungsflächen in höher gelegenen Bereichen oder an Hängen ebenfalls nicht allzu deutlich hervor. In manchen Bereichen des Einzugsgebietes erscheint allerdings der *multiple-flow-direction* Algorithmus ein angemesseneres Muster von Zellen mit hohen Indexwerten zu ergeben. Insbesondere im Oberlauf des Buselbaches zeigt das breitere Auftreten von Zellen mit hohen Indexwerten eine bessere Übereinstimmung mit der dort großflächigen Verbreitung von Sättigungsflächen und Mooren. Diese Bereiche sind oft durch eine geringere Hangneigung charakterisiert, die zu stärker divergierenden Fließwegen führt. Dies kann besser durch den *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h=1$) wiedergegeben werden.

Abbildung 5.7 zeigt am Beispiel des *single-flow-direction* Algorithmus, daß die Berücksichtigung von Fließgewässern bei der Indexberechnung durch die Einführung eines Wertes für CIT zu einer deutlichen Verminderung von hohen Indexwerten führt. Dies betrifft besonders deutlich Zellen in den Haupttälern mit zunehmender Annäherung an den Gebietsauslaß. Der maximale Indexwert liegt beim Verfahren ohne CIT in diesem Beispiel bei 20.58, mit einem $CIT = 100000 \text{ m}^2$ beträgt der maximale Wert 14.98. Die Einführung des CIT bewirkt also eine Verminderung der Spannweite der Verteilungsfunktion der Indexwerte. Dies bedeutet insbesondere für die hohen Indexwerte, daß nun Zellen am Gebietsauslaß zwar noch immer sehr hohe Indexwerte aufweisen können, aber nicht mehr zwangsläufig ein Unterschied der Werte zu höherliegenden Zellen des Einzugsgebietes, die ebenfalls durch eine Lage im Bereich von stark konvergierenden Fließwegen charakterisiert sind, bestehen muß. Das Berechnungsverfahren mit CIT leitet nicht mehr die gesamte Einzugsgebietsfläche bis zum Gebietsauslaß weiter (was beim Verfahren ohne CIT zu den dort sehr hohen Indexwerten führt, siehe Kap. 3.3.2.2), sondern für die Berechnung des Indexwertes einer Zelle ist nur noch die lokale Einzugsgebietsfläche der näheren Umgebung, nicht mehr die des gesamten darüberliegenden Einzugsgebietes von Bedeutung.

Im Bezug zur Konzeption des topographischen Indizes und zu den Geländebeobachtungen hat die Berücksichtigung von Fließgewässern durch die Einführung des CIT bei der Indexberechnung somit einen sehr wichtigen Effekt. Die Ungleichheit, die ohne CIT zwischen unterschiedlich weit vom Gebietsauslaß entfernt liegenden Sättigungsflächen hinsichtlich des für sie berechneten Indexwertes besteht, wird mit CIT ausgeglichen. Dies ist im Sinne des topographischen Indizes als ein Werkzeug zur Regionalisierung von Flächen mit gleicher hydrologischer Reaktion in Bezug auf ihren Sättigungszustand. Für das Brugga-Einzugsgebiet bestätigen die Geländebeobachtungen diese Konzeption. So kann *kein* Unterschied zwischen den Eigenschaften von Sättigungsflächen in den Talböden entlang der Hauptvorfluter im Vergleich zu z.B. hochliegenden Sättigungsflächen an den Oberläufen kleiner Bäche festgestellt werden. Höhere Indexwerte für die erstgenannten Flächen im Vergleich zu Letzteren sind aus dieser Sicht nicht begründet. Die Effekte des CIT auf die Indexberechnung werden durch die Geländebeobachtungen also gestützt.

Abb. 5.7 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 8.96$), berechnet mit dem *single-flow-direction* Algorithmus unter Berücksichtigung von Bachzellen ($h=100$, $CIT=100000 \text{ m}^2$); Unterschiede zu Abb. 5.5 sind hervorgehoben (siehe Text)

Eine weitere Auswirkung der Indexberechnung mit CIT wird insbesondere im Vergleich von Abbildung 5.7 mit 5.5 deutlich. Eine große Zahl von Zellen mit hohen Indexwerten, die in Abbildung 5.5 eine Verbindung zwischen den Talböden z.B. des Bruggatales und des St.Wilhelmer Tales zu höherliegenden Bereichen mit hohen Indexwerten herstellen, verschwinden auf der Darstellung in Abbildung 5.7 (siehe Hervorhebung). Diese Zellen befinden sich im steilen Unterlauf von kleineren Bächen, die aus hochliegenden Quellmulden oder Karen über die steilen Talflanken ins Haupttal führen. Die Einführung von CIT führt nun zu einer Reduktion der aus den hochliegenden Bereichen weitergeleiteten Einzugsgebietsfläche. (Es wird angenommen, daß ein Teil des akkumulierten Wassers in den Bächen abgeführt wird und für die Indexberechnung in tieferliegenden Zellen ohne Bedeutung ist, siehe Kap. 3.3.2.2.) Auf diese Weise wird die lokale Einzugsgebietsfläche der Zellen in den steilen Lagen der Talflanken deutlich reduziert, der berechnete topographische Index wird somit kleiner im Vergleich zur Berechnung ohne CIT. Sie gehören dann nicht mehr zu den Zellen mit den größten 6.8 % der Indexwerte. Die Geländebeobachtungen (Karte 1, Anhang B) entsprechen dem sehr gut. In den genannten Bereichen treten neben dem schmalen Gewässerlauf keine angrenzenden Sättigungsflächen auf. Dies ist eine charakteristische Erscheinung, die bei der Mehrzahl der über steile Tobel oder Karhänge zum St.Wilhelmer- oder Bruggatal führenden Gewässer anzutreffen ist.

Zur Bestimmung eines optimalen Wertes von CIT wird zunächst das von QUINN et al. (1995) vorgeschlagene Verfahren (Kap. 3.3.3) getestet. Demnach kann ein geeigneter Wert anhand von deutlichen Änderungen in den Eigenschaften der Verteilungsfunktion des Indizes oder der Zahl der Bachzellen erhalten werden. Die Zahl der ermittelten Bachzellen im Brugga-Gebiet für unterschiedliche Werte von CIT (Abb. 5.8) zeigt keinen eindeutigen sprunghaften Anstieg wie er von QUINN et al. (1995) vorgestellt wird. Ein Wert von CIT $\approx 60000 \text{ m}^2$ kann als unterer Richtwert gelten.

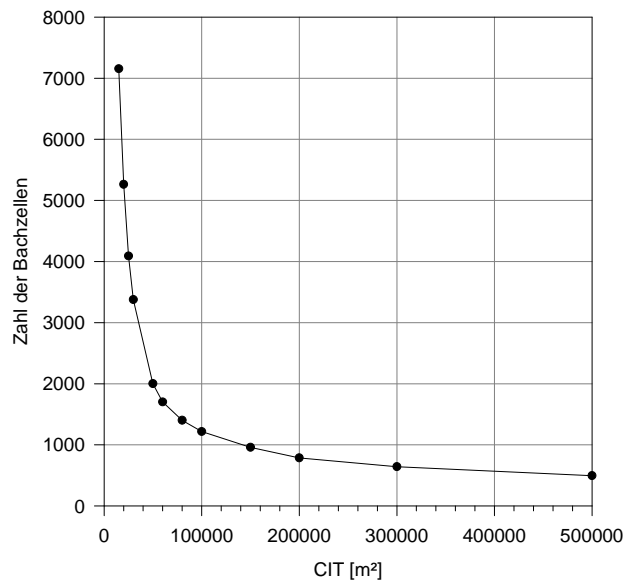


Abb. 5.8 Zahl der Bachzellen im Brugga-Gebiet für unterschiedliche Werte von CIT [m²] am Beispiel des *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h=1$)

Die oben beschriebene Reduktion von hohen Indexwerten bei der Indexberechnung im Bereich von Gewässern in den steilen Talflanken ist ein im Bezug zu den Geländebeobachtungen wichtiges Resultat der Berücksichtigung von CIT. Als Bedingung für die Wahl der optimalen Größe von CIT kann somit gefordert werden, daß dieser Effekt bei den Indexberechnungen erfaßt werden muß. Somit kann ein oberer Grenzwert festgelegt werden. Es kann anhand der Darstellung der ermittelten Bachzellen gezeigt werden (Abb. 5.9), daß für CIT 200000 m^2 bei manchen Tobeln im Napf die Berücksichtigung von Fließgewässern bereits nicht mehr erfolgt. Der gesuchte Wert für CIT sollte daher kleiner sein.

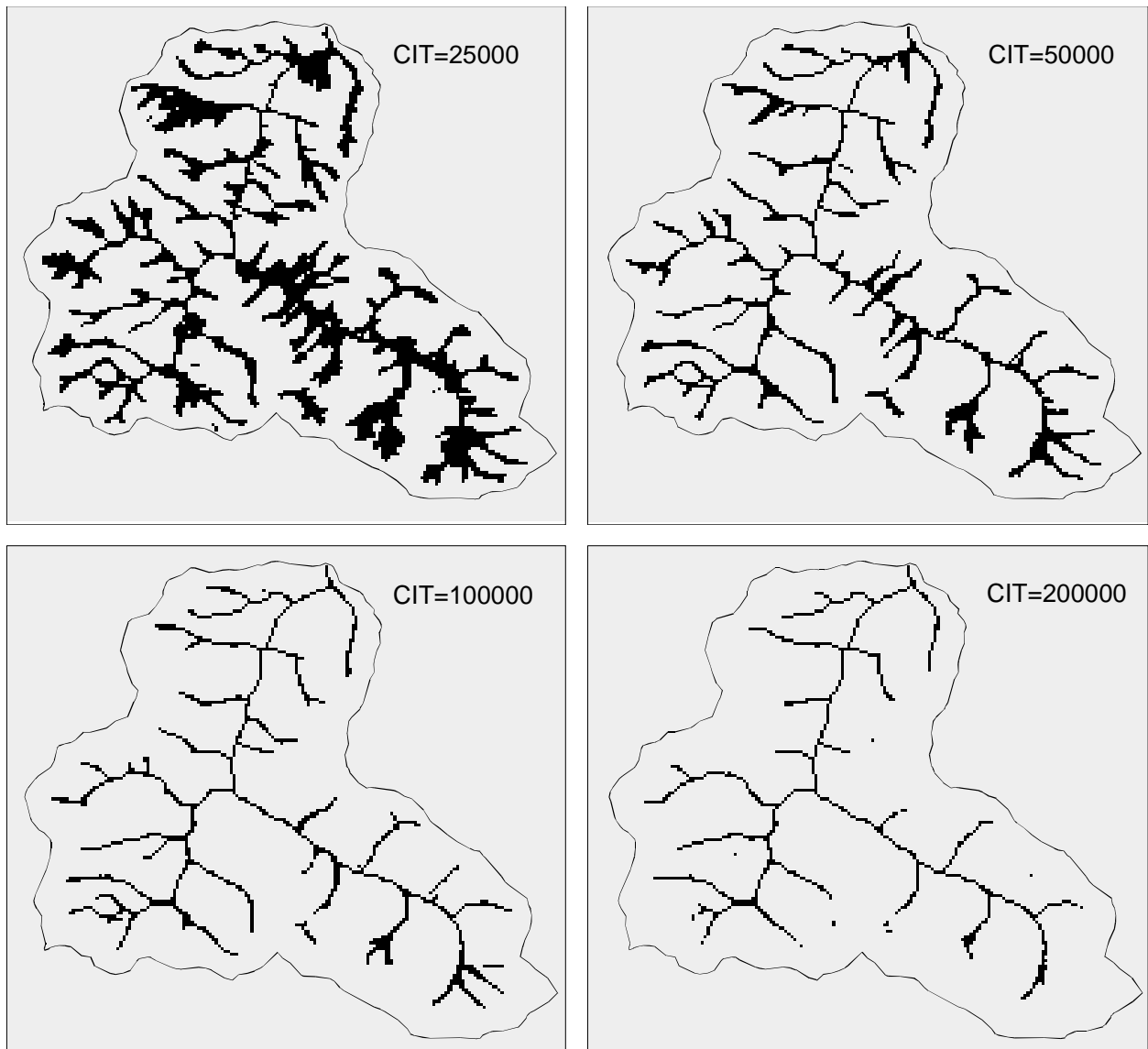


Abb. 5.9 Räumliche Verteilung von Bachzellen im Brugga-Gebiet für unterschiedliche Werte von CIT [m²] am Beispiel des *multiple-flow-direction* Algorithmus ($h=1$)

Abbildung 5.9 zeigt weiterhin, daß besonders für CIT \approx 50000 m² keine reine linienhafte Struktur der Bachzellen mehr vorliegt, sondern viele neben den Talwegen (und damit neben den eigentlichen Gewässern) liegende Zellen als Bachzellen behandelt werden. Dies führt im Vergleich zur Kartierung zu unrealistischen Strukturen des Indizes, da vielfach zu geringe Indexwerte berechnet werden. CIT sollte demnach mindestens so groß gewählt werden, daß ein mit dem Gewässernetz vergleichbares Muster von Bachzellen ermittelt wird. Allerdings muß in diesem Zusammenhang auf die in Kapitel 3.3.2.2 betonten Einschränkungen hinsichtlich des Vergleichs eines für die Indexberechnung ermittelten CIT mit dem tatsächlichen Beginn eines natürlichen Gewässers hingewiesen werden.

Zusätzlich zu den bisher dargestellten visuellen Vergleichen verschiedener Berechnungsverfahren wurden mit dem Ziel von quantitativen Aussagen für verschiedene Kombinationen der Parameter h und CIT die jeweiligen Werte des Gütemasses k (Gleichung 5.9) berechnet (Abb.5.10).

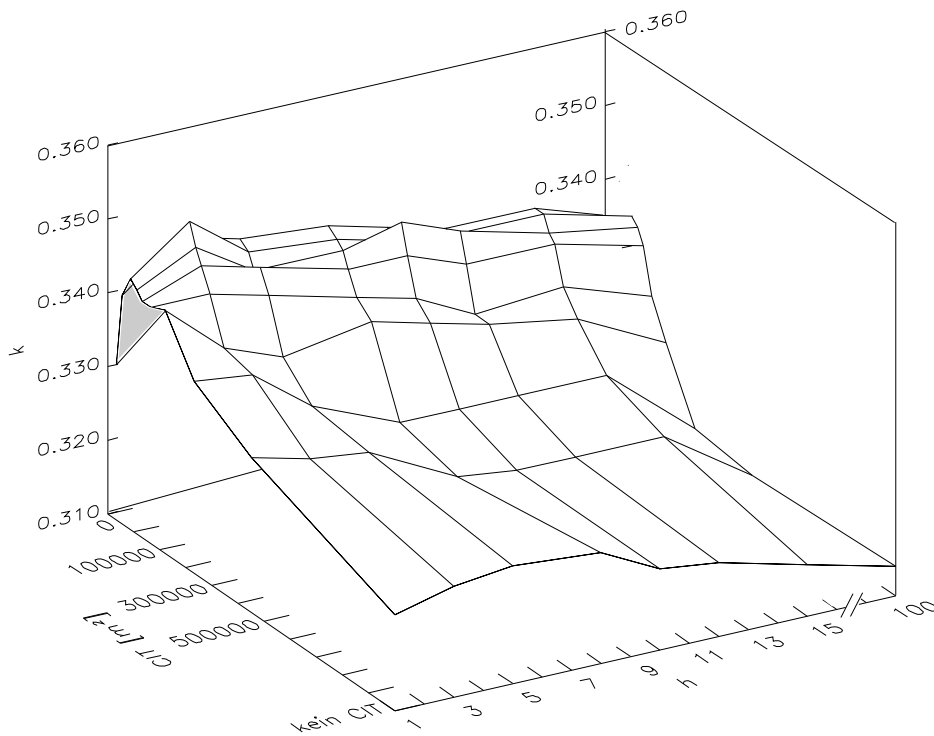


Abb. 5.10 Werte des Gütemasses k bei der Berechnung des topographischen Indizes mit unterschiedlichen Werte für CIT [m²] und h [-]

Die Güte der Berechnungsverfahren zeigt demnach eine deutliche Abhängigkeit von CIT und h . Der Wert von k sinkt im allgemeinen für $h < 3$ und für $h > 10$ beziehungsweise für $CIT < 50000 \text{ m}^2$ und für $CIT > 100000 \text{ m}^2$. Innerhalb dieses Optimumsbereiches treten bei geringen Unterschieden von k zwei Maxima mit $h = 3$, $CIT = 80000 \text{ m}^2$ ($k = 0.349$) und $h = 10$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$ ($k = 0.345$) auf. Die absoluten Werte des Gütemaßes sind eher gering. Eine ausführliche Diskussion dieser Feststellung folgt später in diesem Kapitel.

Insgesamt entspricht der Optimumsbereich sehr gut den durch einen visuellen Vergleich aufgestellten Kriterien. Obwohl die Indexberechnung mit $h = 10$ und $CIT = 100000 \text{ m}^2$ gemäß k nur ein sekundäres Optimum ergibt, wird aufgrund des visuellen Vergleichs diese Kombination als die im Vergleich zum Optimum mit $h = 3$ besser geeignete betrachtet. Dies beruht insbesondere auf den stärker konvergierenden Fließwegen, die anstelle von einem breiten Muster von Zellen mit hohen Indexwerten im Talboden eine größere Zahl von entsprechenden Zellen in den höhergelegenen Bereichen des Einzugsgebietes am Oberlauf der Gewässer berücksichtigt. Visuell entspricht die größere Bedeutung dieser höherliegenden Bereiche besser dem räumlichen Muster der kartierten Sättigungsflächen, auch wenn es nicht durch ein höheres k belegt werden kann. Angesichts der Einschränkungen in der Aussagekraft von k (Kap. 5.6.2) und der geringen absoluten Unterschiede erscheint der eher subjektive Einfluß in der Wahl des besten Berechnungsverfahrens jedoch gerechtfertigt. Mit einem Wert von 10 führen die Berechnungen zu einer Indexverteilung, die eine Stellung zwischen den stark konvergierenden bzw. divergierenden Fließmustern des *single-flow-direction* Algorithmus bzw. des *multiple-flow-direction* Algorithmus aufweist. Da h exponentiell in die Indexberechnung eingeht (Gleichung 3.36), ist die räumliche Struktur der Indexwerte bereits stärker dem *single-flow-direction* Algorithmus ähnlich, als die bisher betrachtete Spannweite von $1 \leq h \leq 100$ vermuten läßt (Abb. 5.11). $CIT = 100000 \text{ m}^2$ liegt in einem Bereich, für den bei der Indexberechnung sowohl die Berücksichtigung von Gewässern in den steilen Talflanken als auch eine realistische Ausbildung des Gewässernetzes vorliegt.

Abb. 5.11 Topographischer Index im Brugga-Einzugsgebiet, berechnet mit dem im Vergleich zu Geländebeobachtungen besten Verfahren ($h=10$, $CIT=100000 \text{ m}^2$)

Abb. 5.12 Räumliche Verteilung der Zellen mit den 6.8 % größten Werten des topographischen Indizes ($I_G = 8.97$), berechnet mit dem im Vergleich zu Geländebeobachtungen besten Verfahren ($h=10$, $CIT=100000 \text{ m}^2$)

Neben der Auswirkung von h und CIT auf die Indexberechnungen wurde der Einfluß unterschiedlicher Konzeptionen zur Behandlung von Bachzellen untersucht. In allen bisher vorgestellten Analysen wurde ein einfache Verfahren angewandt, bei dem die aus einer Bachzelle in tieferliegende Zellen weitergeleitete Fläche gleich dem Wert von CIT ist, also für jede Bachzelle konstant ist (Verfahren I). Bei Verfahren II kann mit dem Parameter NC diese weitergeleitete Fläche in Abhängigkeit von der jeweiligen lokalen Einzugsgebietsfläche der Bachzelle festgelegt werden (Kap. 3.3.2.2).

Tab. 5.2 Gütemaß k für die Berechnung des topographischen Indizes mit Verfahren II für unterschiedliche Werte von NC im Vergleich zu Verfahren I (Beispiel mit $h = 10$, $CIT = 100000 \text{ m}^2$)

Verfahren	NC	k
I	-	0.344
II	0.0	0.321
	0.2	0.326
	0.4	0.328
	0.6	0.333
	0.8	0.334
	1.0	0.344

Gemäß dem Beispiel in Tabelle 5.2 führt das Verfahren II zu keiner Verbesserung der Übereinstimmung mit der Geländekartierung gemäß Kriterium k . Berechnungen mit $NC = 1.0$ entsprechen in ihrer Güte dem Verfahren I. Der visuelle Vergleich von Verfahren I zu Verfahren II mit $NC = 1.0$ zeigt für Verfahren I ein etwas häufigeres Auftreten von hohen Indexwerten in höheren Lagen des Einzugsgebietes an den Oberläufen der Gewässer und eine entsprechend geringere Zahl von Zellen mit hohen Indexwerten in den Talböden der Haupttäler als Verfahren II. Diese Unterschiede sind allerdings nicht sehr deutlich ausgeprägt. Auch bei anderen Beispielrechnungen für unterschiedliche Werte von h und CIT werden ähnliche Ergebnisse erzielt. Die in den obigen Analysen gewählte einfache Bachzellenkonzeption gemäß Verfahren I kann für das Brugga-Gebiet somit als brauchbares Verfahren im Rahmen der Berechnung des topographischen Indizes beurteilt werden.

Das Berechnungsverfahren mit $h=10$, $CIT=100000 \text{ m}^2$ und einer Bachzellenkonzeption, bei der die aus einer Bachzelle in tieferliegende Zellen weitergeleitete Fläche gleich dem Wert von CIT ist, kann somit im Rahmen der in dieser Untersuchung getesteten Algorithmen als das für das Brugga-Einzugsgebiet am besten geeignete Verfahren angenommen werden. Sowohl visuelle Kriterien als auch ein quantitatives Gütemaß ermöglichen im Vergleich mit kartierten Sättigungsflächen diese Aussage. Dieses Verfahren wird angewandt zur Berechnung der Verteilungsfunktion der Indexwerte für das Brugga-Einzugsgebiet, auf der die Modellierung mit TOPMODEL basiert (Kap. 3.2.1). Abbildung 5.13 und Tabelle 5.3 zeigen deren Lage und Eigenschaften im Vergleich zu den klassischen Algorithmen. Unterschiede bestehen vor allem in der Reduktion der hohen Indexwerte durch die Einführung von CIT. Die Verteilungsfunktion des optimierten Verfahrens ist für Indexwerte < 9 eher der des *multiple-flow-direction* Algorithmus ähnlich. Für die TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Gebiet wird eine diskrete kumulative Verteilungsfunktion mit einer Klassenbreite der Indexklassen von 0.3 als Eingangsgröße verwendet.

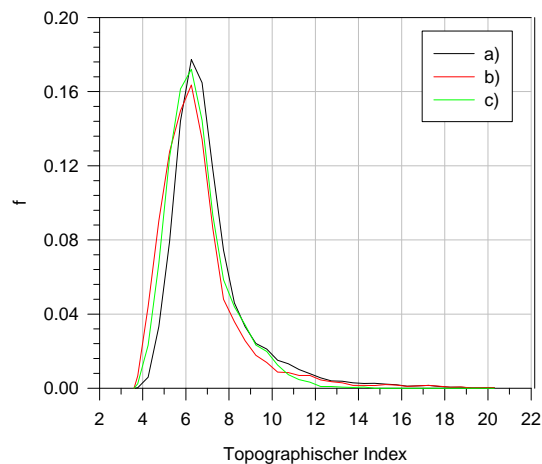


Abb. 5.13 Verteilungsfunktionen des topographischen Indizes für verschiedene Berechnungsverfahren im Brugga-Gebiet (Klassenbreite 0.5)
 a) *multiple-flow-direction* Algorithmus (h=1, kein CIT)
 b) *single-flow-direction* Algorithmus (h=100, kein CIT)
 c) gemäß Optimierung bestes Verfahren (h=10, CIT=100000 m²)

Tab 5.3 Eigenschaften der Verteilungsfunktion des topographischen Indizes für verschiedene Berechnungsverfahren im Brugga-Gebiet (siehe auch Abb. 5.13)

h [-]	CIT [m ²]	Minimum	Maximum	Median	Mittelwert	I _G
1	-	3.54	20.58	6.67	7.15	10.02
100	-	3.42	20.58	6.25	6.63	9.36
10	100000	3.42	14.98	6.32	6.55	8.97

Die absoluten Werte des Gütemasses k sind generell gering (Abb. 5.10). Von den kartierten Sättigungsflächen (die einen Anteil von 6.8 % an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes haben) korrespondieren beim besten ermittelten Verfahren 34.5 % mit den 6.8 % höchsten Indexwerten. Mehrere Gründe können für diese relativ geringe quantitative Übereinstimmung genannt werden, die auch teilweise Rückschlüsse auf die prinzipielle Eignung des topographischen Indizes für die Bestimmung von Sättigungsflächen zulassen:

- Die dem Vergleich gemäß Gütekriterium k zugrundeliegende Informationsbasis besteht einerseits aus den Polygondaten der kartierten Sättigungsflächen und andererseits aus den Rasterdaten des topographischen Indizes. Diese unterschiedlichen Datenformate führen beim Verfahren zur Ermittlung von k (auch nach einer Transformation auf ein gemeinsames Rasterdatenformat, siehe auch Kap. 5.6.2) zwangsläufig zu Unterschieden in der Lage von Flächengrenzen, die eine Verminderung von k bewirken (vgl. Karte 2, Anhang B).

- Fehler in den vorgegebenen Höhendaten des digitalen Geländemodells können die Güte der Übereinstimmung von Indexberechnungen mit Geländebeobachtungen vermindern. Die Fehler entstehen durch die Generierung des DGM aus Fernerkundungsdaten, die die Vegetationsoberfläche und nicht die tatsächliche Geländeoberfläche repräsentieren. An Waldgrenzen oder bei Siedlungsbereichen können Ungenauigkeiten auftreten, die zum Beispiel zu einem verschobenen Verlauf des Talweges im Vergleich zur tatsächlichen Situation im Gelände führen.
- Fehler in der Lokalisation von Sättigungsflächen aufgrund einer ungenauen Ortsbestimmung bei der Kartierung führen zu einer Verminderung der Übereinstimmung mit dem topographischen Index.
- Durch die Orientierung des DGM und der Einschränkung möglicher Fließrichtungen zwischen den Zellen wird ein Fehler erzeugt, der eine verminderten Übereinstimmung mit den kartierten Flächen begründet: Aus einer Zelle sind acht Fließrichtungen möglich, die durch einen Winkel von 45° voneinander getrennt sind. Dies führt insbesondere bei stärker dem *single-flow-direction* Algorithmus ähnlichen Verfahren zu dem Fehler, daß tatsächliche Fließrichtungen, die einen dazwischenliegenden Winkel einnehmen, nicht entsprechend erfaßt werden können. Bei stärker divergierenden Fließmustern (kleines h) ist dieser Fehler von kleinerer Bedeutung (TARBOTON, 1997: 311).
- Der Vergleich der Indexdarstellungen mit der Karte der Sättigungsflächen ergibt (Karte 2, Anhang B), daß die Auflösung des digitalen Geländemodells für die exakte Ermittlung der Lage von Sättigungsflächen im Brugga-Einzugsgebiet zu grob ist. Die Geländebeobachtungen haben vielfach gezeigt, daß topographische Strukturen in einer Größenordnung von einigen Metern für die genaue Lage von Sättigungsflächen ausschlaggebend sind. So kann eine größere Muldenlage (z.B. Kar) beispielsweise durch einzelne erosiv eingetiefte Senken (z.B. Bachläufe) in sich weiter gegliedert sein. Diese kleineren Geländeformen können durch die grobe Auflösung des DGM mit einer Kantenlänge der Zellen von 50 m nicht erfaßt werden. Die Indexberechnungen führen somit zwar zu einer topographisch begründeten Struktur von Sättigungsflächen, die im Einzugsgebietsmaßstab vielfach zutreffend ist, die jedoch zumeist im Hangmaßstab nicht nachvollzogen werden kann. Diese wichtige Feststellung erklärt zu einem wesentlichen Teil die geringen Werte der berechneten Übereinstimmung gemäß Kriterium k. Außerdem wird die Beziehung zwischen der gegebenen Auflösung der Datengrundlage und den mit der Anwendung des Konzeptes des topographischen Indizes erzielbaren Ergebnissen deutlich. Für flächendetailliertere Aussagen zur Lage von Sättigungsflächen muß ein DGM in höherer Auflösung verwendet werden.
- Die relativ geringe Güte der Übereinstimmung von hohen Indexwerten mit kartierten Sättigungsflächen verdeutlicht weiterhin eine prinzipielle Einschränkung des Konzeptes des topographischen Indizes zur Bestimmung von Sättigungsflächen. Deren Lage wird neben dem Faktor Topographie, der allein vom topographischen Index berücksichtigt wird, auch durch den Faktor Geologie bestimmt (vgl. Karte 2, Anhang B). Die Geländebeobachtungen zeigen zahlreiche gesättigte Flächen, die beispielsweise Kluft- oder Schichtquellen zuzuordnen sind (Kap. 4.3.3). Diese können nicht durch den topographischen Index erfaßt werden. Weiterhin müssen die dem Konzept des Indizes zugrundeliegenden Annahmen berücksichtigt werden. Dessen räumliche Struktur wird unter der Voraussetzung gleichmäßiger Bodeneigenschaften im gesamten Untersuchungsgebiet ermittelt (gleichförmige Verteilung der Transmissivität). Substratunterschiede können im Brugga-Gebiet jedoch die Verteilung von Sättigungsflächen beeinflussen (Kap. 4.3.3). Das Konzept des einfachen topographischen Indizes kann diese Erscheinungen nicht erfassen. Auch die Annahme eines gleichförmigen Niederschlagseintrages, die der Bestimmung der

Indexverteilung zugrunde liegt, muß angesichts der Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet hinterfragt werden. Es kann die These aufgestellt werden, daß die über längere Zeiträume deutliche Höhenabhängigkeit der Niederschläge und der Verdunstung im Brugga-Gebiet unter sonst gleichen Bedingungen zu einem größeren Anteil von Sättigungsflächen in höheren Lagen des Gebietes führt. Dieser anhand der Kartierung tatsächlich bestehende größere Anteil kann dann teilweise auf die Höhenabhängigkeit zurückgeführt werden. Einen Hinweis darauf geben auch die perhumide Bedingungen voraussetzenden, nur in den Hochlagen über 1000 m auftretenden Hochmoore (siehe auch WILMANS, 1988: 102). Eine Trennung des Faktors Klima von den Einflüssen der Topographie und Geologie ist allerdings im Untersuchungsgebiet schwierig.

Die Ergebnisse der Analyse der Berechnungsmethoden sind nur für die gegebene Auflösung des digitalen Geländemodells mit einer Kantenlänge von 50 m gültig. Bei Indexberechnungen mit anderen Zellgrößen werden sich deutlich andere Werte von CIT oder h für die beste Übereinstimmung mit Geländebeobachtungen ergeben (QUINN et al., 1995: 174). Eigenschaften der Verteilungsfunktionen der Indexwerte sind in systematischer Weise abhängig von der Auflösung des DGM. Der Mittelwert nimmt mit kleiner werdender Zellengröße ab (WOLOCK & PRICE, 1994: 3047; ZHANG & MONTGOMERY, 1994: 1022; BRUNEAU et al., 1995: 75; QUINN et al., 1995: 168; WOLOCK & MCCABE, 1995: 1322; BRAUN et al., 1996: 85). Die ermittelten Parametersätze der TOPMODEL-Modellierung sind ihrerseits von der Verteilungsfunktion des Indizes (insbesondere von ihrem Mittelwert) abhängig, sodaß dieser Einfluß bei deren Beurteilung berücksichtigt werden muß (Kap. 6.3.2).

5.7 Vertikale Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit

Gemäß der Darstellung in Kapitel 3.2.1 beruht die TOPMODEL-Konzeption auf der Annahme einer bestimmten Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe des Bodenprofils. In der vorliegenden TOPMODEL-Version kann für die Modellierung zwischen einer exponentiellen, linearen oder gleichförmigen Beziehung gewählt werden. Die klassische exponentielle Beziehung (BEVEN & KIRKBY, 1979: 48) wird in den meisten Modellanwendungen benutzt, da sie vielfach als befriedigende Annäherung an die vorliegenden Bodencharakteristika gilt (BEVEN, 1984). AMBROISE et al. (1996a: 2138) konnten hingegen zeigen, daß eine lineare Beziehung besser den Abflußbeobachtungen in ihrem Untersuchungsgebiet entsprach. Für jede angenommene Beziehung kann unter Berücksichtigung der übrigen TOPMODEL-Annahmen eine charakteristische Funktion zur Beschreibung der Trockenwetterauslauflinie des modellierten unterirdischen Abflusses aufgestellt werden (Kap 3.2.1). Eine Analyse der Trockenwetterauslauflinie des Untersuchungsgebietes kann die Wahl einer hinsichtlich der TOPMODEL-Anwendung geeigneten Leitfähigkeitsbeziehung ermöglichen (AMBROISE et al., 1996a).

In dieser Hinsicht wurde für das Brugga-Einzugsgebiet eine Rezessionsanalyse durchgeführt. Als Datengrundlage steht eine zehnjährige Reihe (1975-1984) von Tageswerten des Abflusses am Pegel Oberried sowie Gebietsniederschläge und Gebietsmittelwerte der Lufttemperatur zur Verfügung. Die Vorgehensweise entspricht der *matching strip* Methode, bei der aus der Überlagerung einzelner Auslauflinien subjektiv eine allgemeine Trockenwetterauslauflinie ermittelt wird. Obgleich diese Vorgehensweise keine exakt reproduzierbaren Ergebnisse liefert, wird ihr in der vorliegenden Untersuchung der Vorzug gegenüber stärker automatisierten Methoden gegeben, da somit anhand der klimatischen Daten eine Auswahl von ungestörten Segmenten vorgenommen werden kann (NATHAN & MCMAHON, 1990: 1468).

Zunächst wurden hierzu etwa 50 Segmente aus der gesamten Zeitreihe ausgewählt, die frühestens zwei Tage nach dem Scheitel des vorangegangenen Ereignisses beginnen (DEMUTH, 1993: 79), kontinuierlich sinkende Abflußwerte aufweisen und eine Mindestdauer von vier Tagen besitzen (TALLAKSEN, 1995: 36). Mit Hilfe der Niederschlags- und Temperaturdaten wurden davon anschließend etwa 25 Segmente ausgewählt, bei denen keine Beeinflussung durch Niederschlagsereignisse oder Schneeschmelze angenommen werden konnte. Nach der graphischen Überlagerung der Segmente wurde subjektiv eine Ausgleichskurve als allgemeine Trockenwetterauslauflinie durch die Kurvenschar gelegt (Abb. 5.14 a). Eine getrennte Bearbeitung für das Sommer- und Winterhalbjahr führte in der Untersuchungsperiode zu keinen unterschiedlichen Resultaten.

Es muß hervorgehoben werden, daß die Zielsetzung der Rezessionsanalyse in dieser Arbeit nicht die Ausscheidung verschiedener zum Abfluß beitragender Speicherräume und deren Eigenschaften ist. Vielmehr sollen Hinweise erhalten werden für eine geeignete Konzeptionalisierung des einzelnen in TOPMODEL verwendeten Speichers, aus dem die unterirdische Abflußkomponente gebildet wird. Durch die Auswahl von Rezessionsästen, die frühestens zwei Tage nach dem vorangegangenen Abflußmaximum beginnen und der Berücksichtigung der Niederschlagsdaten kann der Einfluß von Oberflächenabfluß (der zweiten Abflußkomponente in TOPMODEL) ausgeschlossen werden. Eine weitere Festlegung des Startwertes (z.B. auf MQ) für die Rezessionsanalyse des unterirdischen Abflusses ist dann im Rahmen dieser Fragestellung nicht notwendig.

Die allgemeine Trockenwetterauslauflinie wird für verschiedene Transformationen der Abflußwerte gegen die Zeit aufgetragen (Abb. 5.14 b-d). Gemäß Gleichungen (3.23) - (3.25) entspricht ein linearer

Kurvenverlauf in der Darstellung $1/Q_{GW}$ der exponentiellen Leitfähigkeitsbeziehung, ein linearer Verlauf in der Darstellung $1/\sqrt{Q_{GW}}$ der linearen Leitfähigkeitsbeziehung, beziehungsweise ein linearer Verlauf in der Darstellung $\ln(Q_{GW})$ der gleichförmigen Leitfähigkeitsbeziehung. Aus Abbildung (5.14) wird deutlich, daß eine Geradenanpassung an die Rezessionslinie am besten für die Transformation $1/Q_{GW}$ möglich ist ($r^2 = 0.997$). Insbesondere die logarithmisch transformierten Abflußwerte, aber auch die Transformation $1/\sqrt{Q_{GW}}$ zeigen hingegen eine schlechtere Anpassung. Die klassische exponentielle Beziehung zwischen hydraulischer Leitfähigkeit und Tiefe im Bodenprofil kann somit für das Brugga-Gebiet als die am besten geeignete Annahme für die Modellierung mit TOPMODEL verwendet werden.

Gleichwohl wird deutlich, daß dieses Ergebnis nicht den physikalisch richtigen Zustand wiedergeben muß. Eine genauere Betrachtung der logarithmisch transformierten Abflußwerte (Abb. 5.14 d) zeigt, daß näherungsweise eine Unterteilung in drei lineare Bereiche möglich ist. Diese können verschiedenen linearen Speicherräumen mit unterschiedlichen Auslaufkonstanten zugeordnet werden. Wengleich diese Konzeption besser den klassischen physikalischen Vorstellungen vom Untersuchungsgebiet entspricht, muß hingegen im Rahmen des stark konzeptionellen Modells TOPMODEL, das nur eine unterirdische Abflußkomponente kennt, der erstgenannte Ansatz als der besser geeignete betrachtet werden (siehe auch Kap. 7).

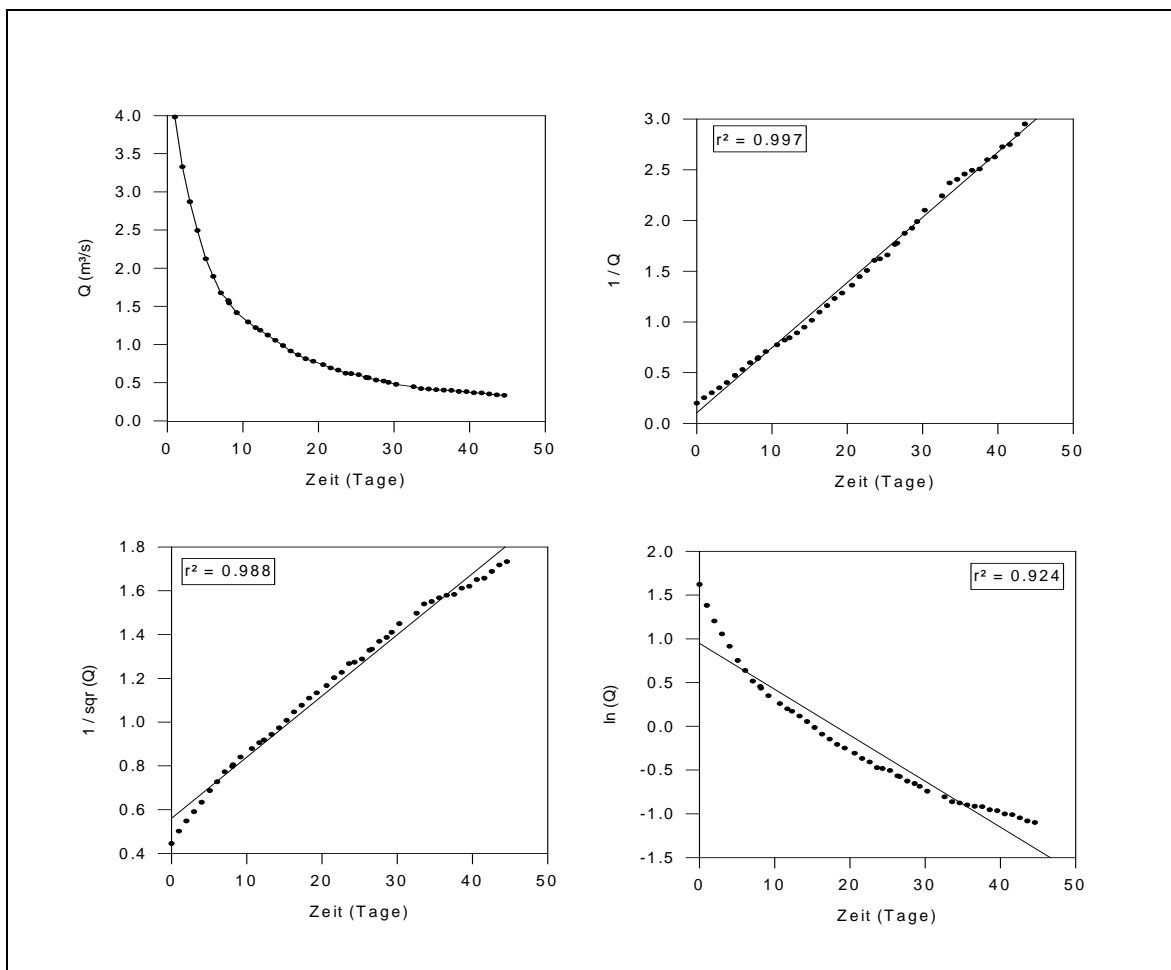


Abb. 5.14 (a): Trockenwetterauslauflinie des Brugga-Einzugsgebietes am Pegel Oberried, ermittelt aus Tageswerten der Periode 1975-1984 ($MQ = 1.5 \text{ m}^3/\text{s}$). (b)-(d): transformierte Trockenwetterauslauflinie auf unterschiedliche Achseneinteilungen mit Geradenanpassung und Bestimmtheitsmaß r^2

Gleichung (3.23) kann für den exponentiellen Fall mit der aus Abbildung (5.14 b) bestimmten Geradensteigung α und der Einzugsgebietsfläche A geschrieben werden zu:

$$\frac{1}{Q_{GW}} - \frac{1}{Q_S} = \frac{\tau}{A \cdot M} \Leftrightarrow \alpha = \frac{1}{A \cdot M} \Leftrightarrow M = \frac{1}{A \cdot \alpha} \quad (5.10)$$

Somit kann der Modellparameter M , der die Form der exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe bestimmt, aus der Rezessionsanalyse bestimmt werden. Für das Brugga-Gebiet wird anhand der Tageswerte der Periode 1975-1984 mit $A=40.160 \text{ km}^2$ und $\alpha=0.064$ mit Gleichung 5.10 der Parameter $M=34 \text{ mm}$ erhalten.

5.8 Fazit

Als Eingangsdaten der TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet werden für die benötigte zeitliche Auflösung in Stundenwerten Gebietsniederschläge aus Datenreihen der Stationen Schauinsland und Klimaturm St.Wilhelm bestimmt. Eine Korrektur der Stationswerte zur Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit der Niederschläge anhand von langjährigen monatlichen Gradienten der Niederschlagszunahme mit der Höhe führt nicht zu plausiblen Ergebnissen. Der Gebietsniederschlag wird somit als einfacher flächengewichteter Mittelwert der beiden Stationswerte ermittelt. Die Unsicherheit des Niederschlag-Inputs aufgrund der eingeschränkten Datengrundlage muß bei der Beurteilung der Simulationsergebnisse berücksichtigt werden.

Gebietswerte der potentiellen Evapotranspiration werden nach dem PENMAN-Verfahren berechnet. Die darin eingehenden Größen Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit werden als flächengewichtete Gebietsmittelwerte über eine lineare Interpolation von Meßwerten zwischen den Stationen Schauinsland, St.Wilhelm und Ebnet bestimmt. Für die Bestimmung eines Gebietsmittelwertes der Globalstrahlung wird ein rasterbasiertes Verfahren angewandt, das die Einstrahlung einzelner Rasterflächen in Abhängigkeit von Exposition und Neigung der Fläche sowie von Jahres- und Tageszeit bestimmt.

Zur Bestimmung der Verteilung des topographischen Indizes als Eingangsgröße der TOPMODEL-Modellierung werden verschiedene Berechnungsverfahren des topographischen Indizes hinsichtlich ihrer Eignung im Brugga-Gebiet untersucht. Für eine Beurteilung anhand der Geländekartierung von Sättigungsflächen werden visuelle Kriterien und ein quantitatives Gütemaß entwickelt. Ein Mittelweg zwischen den klassischen Algorithmen bezüglich der Konvergenz von Fließwegen (HOLMGREN-Exponent=10) und die Berücksichtigung von Bachzellen ab einer Einzugsgebietsfläche von 100000 m^2 zeigen die beste Übereinstimmung mit der kartierten Verteilung von Sättigungsflächen. Wichtige Charakteristika der beobachteten Verteilungsmuster werden mit diesem Verfahren erfaßt.

Die insgesamt eher geringe Güte der Korrespondenz von Indexverteilung und Geländekartierung weist andererseits auf die Einschränkungen des rasterbasierten Verfahrens für die Bestimmung der räumlichen Verteilung von Sättigungsflächen hin. Die Indexberechnungen führen aufgrund der groben Auflösung des digitalen Geländemodells (50x50 m²) zu einer topographisch begründeten Struktur von Sättigungsflächen, die im Einzugsgebietsmaßstab zwar vielfach zutreffend ist, die jedoch im Hangmaßstab anhand der Kartierung nicht genau nachvollzogen werden kann. Zum anderen erweist sich die einfache Konzeption des topographischen Indizes als nicht ausreichend für die vollständige Bestimmung von gesättigten Bereichen im Brugga-Gebiet. Einflüsse insbesondere der Geologie und der Klimafaktoren auf die Lage von Sättigungsflächen können nicht erfaßt werden. Der Vergleich der Kartierung mit der Indexverteilung hebt anhand von charakteristischen Unterschieden im räumlichen Muster die Begründung von Sättigungsflächen durch andere als topographische Faktoren hervor.

Die Rezessionsanalyse einer langjährigen Abflußreihe am Pegel Oberried ermöglicht die Auswahl einer für TOPMODEL geeigneten Konzeption des unterirdischen Speichers. Ein erforderlicher Modellparameter kann bestimmt werden. Die angenommene Konzeption entspricht jedoch nicht der physikalisch-basierten Geländevorstellung.

6 TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet

6.1 Modellkalibrierung

6.1.1 Gütemaße

Für die Anpassung von TOPMODEL an das Einzugsgebiet der Brugga stehen gemessene Abflüsse am Pegel Oberried und Informationen aus der Kartierung von Sättigungsflächen als Referenz zur Verfügung. Folgende Maßzahlen werden zur Beurteilung der Güte der Simulationen berücksichtigt:

- 1) Die Modelleffizienz eff gemäß NASH & SUTCLIFFE (1970: 288) beschreibt die Güte der simulierten Ganglinie in Relation zu der einfachen Wahl des Mittelwertes der gemessenen Abflüsse für jeden Modellierungszeitschritt.

$$eff = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (-\infty < eff \leq 1) \quad (6.1)$$

mit Q_{obs} gemessener Abfluß zu einem Modellierungszeitpunkt

Q_{sim}	simulierter Abfluß zu einem Modellierungszeitpunkt
$\overline{Q_{obs}}$	mittlerer gemessener Abfluß über den Modellierungszeitraum

Eine perfekte Anpassung ergibt die Effizienz $eff=1$.

- 2) Während bei der Bestimmung der Modelleffizienz eff jeder Abflußwert gleich gewichtet wird, ermöglicht die Verwendung logarithmisch transformierter Abflußwerte eine stärkere Gewichtung von Niedrigwasserperioden im Rahmen der Modellgüte. Die Modelleffizienz für logarithmierte Abflüsse $logeff$ ist (SEIBERT, 1996: 8):

$$\log eff = 1 - \frac{\sum (\ln Q_{obs} - \ln Q_{sim})^2}{\sum (\ln Q_{obs} - \ln \overline{Q_{obs}})^2} \quad (-\infty < \log eff \leq 1) \quad (6.2)$$

Eine perfekte Anpassung ergibt $logeff=1$.

- 3) Eine gute Modellanpassung über die gesamte Spannweite der auftretenden Abflüsse erfordert gleichzeitig hohe Werte von eff und $logeff$. Deshalb wird in dieser Arbeit zur Kalibrierung primär ein kombiniertes Gütemaß $kombeff$ (kombinierte Modelleffizienz) verwendet:

$$kombeff = eff \cdot \log eff \quad (0 \leq eff \leq 1) \quad (6.3)$$

für $eff \geq 0$ und $logeff \geq 0$

Die multiplikative Verknüpfung der beiden Ausgangsmaße kommt im Vergleich zu einer additiven Verknüpfung stärker der Forderung nach gleichzeitig hohen Werten beider Ausgangsmaße nach. Eine perfekte Anpassung ergibt auch für dieses Gütemaß $kombeff=1$.

- 4) Das Bestimmtheitsmaß r^2 wird im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Optimierung der Modellanpassung verwendet. Es ermöglicht aufgrund des fehlenden absoluten Vergleiches von simulierten und gemessenen Abflüssen zu einem Modellierungszeitschritt (Gleichung 6.4) nur eine eingeschränkte Aussagekraft über die Güte der Modellanpassung. Ein (maximaler) Wert von $r^2=1$ muß theoretisch nicht einer perfekten Anpassung entsprechen. Simulierte und gemessene Ganglinie können dann zueinander parallelverschoben sein. Diese Einschränkung der Aussagekraft von r^2 gilt insbesondere für kurze Modellierungszeiträume, in denen eine Kontrolle der Simulation über die Wasserbilanz nicht möglich ist. Da r^2 dennoch in vielen entsprechenden Untersuchungen benutzt wird, wird es hier zur Vervollständigung mit angegeben werden.

$$r^2 = \frac{\left(\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}) \cdot (Q_{sim} - \overline{Q_{sim}}) \right)^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2 \cdot \sum (Q_{sim} - \overline{Q_{sim}})^2} \quad (0 \leq r^2 \leq 1) \quad (6.4)$$

mit $\overline{Q_{sim}}$ mittlerer simulierter Abfluß über den Modellierungszeitraum

- 5) Die Abflußsummen der simulierten und gemessenen Abflüsse über den Modellierungszeitraum werden anhand der kumulierten Abweichungen der einzelnen Zeitschritte miteinander verglichen.

$$\text{diff} = \sum(Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}) \quad (6.5)$$

Im Optimum ist $\text{diff}=0$. Neben der Betrachtung des Wertes von diff am Ende der Simulationsperiode muß dessen zeitlicher Verlauf während der Simulationsperiode berücksichtigt werden. So können auch mögliche systematische Abweichungen von simulierter und gemessener Ganglinie erkannt werden, die sich in ihrer Summe am Ende des Zeitraumes wieder aufheben.

- 6) TOPMODEL berechnet für jeden Modellierungszeitschritt den Anteil der gesättigten Flächen an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes. Diese Werte können zur Beurteilung der Güte der Simulation mit dem kartierten Flächenanteil von Sättigungsflächen im Brugga-Gebiet (6.2 %) unter Berücksichtigung der jeweiligen Annahmen verglichen werden.

6.1.2 Modellierungszeitraum

Für die Modellierung stand insgesamt der Zeitraum 20.07.95 - 29.10.96 in der gewünschten zeitlichen Auflösung in Stundenwerten zur Verfügung. Für eine fundierte Modellanwendung wurde dieser Zeitraum in eine Kalibrier- und eine Verifikationsperiode unterteilt. Da der Gesamtzeitraum nur ein Winterhalbjahr umfaßt, wurde dieses bis zum Ende der Schneeschmelze in die Kalibrierperiode einbezogen. Eine Aufteilung der schneebeeinflussten Periode auf die Kalibrier- und Verifikationsperiode erschien wegen der Trennung von Akkumulationsphase und Schneeschmelze nicht angebracht. Die Kalibrierperiode umfaßt somit den Zeitraum 20.07.95 - 19.04.96 (6600 Datensätze bei Stundenwerten), die Verifikationsperiode umfaßt die nicht durch Schneeniederschläge und -schmelze beeinflusste Periode 20.04.96 - 29.10.96 (4600 Datensätze).

Aus statistischer Sicht sollte gemäß einer groben Regel die Zahl der Zeitschritte der Kalibrierperiode mindestens das 20-fache der Zahl der anzupassenden Parameter umfassen (SOROOSHIAN & GUPTA, 1996: 49). Bei 4 Parametern des Hauptmoduls von TOPMODEL (T_0 , M , $SRMAX$, t_d), einem Routing-Parameter ($MAXBAS$), sowie 5 Parametern des Schneeschmelzmoduls wird diese Anforderung erfüllt. Andererseits erlaubt der nur einige Monate umfassende Zeitraum nicht oder nur in eingeschränktem Maße die Berücksichtigung einer ausreichenden Zahl unterschiedlicher Witterungsperioden, Jahreszeiten oder gar von Trocken- oder Feuchtjahren. Die allgemeine Gültigkeit der ermittelten Modellparameter ist somit begrenzt. Insbesondere gilt dies für die nur auf wenige Ereignisse bezogene Kalibrierung der Parameter des Schneemoduls.

In der vorliegenden TOPMODEL-Version können die Werte der Zustandsvariablen (Speicherfüllungen, Sättigungsdefizit) am Beginn der Simulation nicht initialisiert werden. Anstelle dessen muß der eigentlichen Simulationsperiode eine Vorlaufperiode vorangehen. Bei den folgenden Simulationen wird der Kalibrierperiode ein etwa 2-monatiger synthetischer Zeitraum vorangestellt, der mit Daten aus den vorliegenden Zeitreihen gerade so gewählt ist, daß der simulierte Abfluß am Ende der Vorlaufperiode dem gemessenen Abfluß zu Beginn der Kalibrierperiode entspricht. Dieser Zeitraum erweist sich als ausreichend lang, sodaß zu Beginn der Kalibrierperiode die Zustandsvariablen mit sinnvollen Werten belegt sind.

6.1.3 Ergebnisse und Diskussion

Monte-Carlo-Simulationen

In Voruntersuchungen wurde zunächst die Auswirkung einzelner Parameter auf die Modellierungsergebnisse analysiert. Neben der manuellen Variation der Parameter wurden Monte-Carlo-Simulationen verwendet (Kap. 3.1), bei denen für die einzelnen Simulationen mehrere Parameter gleichzeitig innerhalb eines zunächst breiten Intervalls nach dem Zufallsprinzip variiert wurden. Für die weitere Vorgehensweise bei der Kalibrierung wurden dadurch zwei wichtige Ergebnisse erhalten:

Der Parameter t_d , der einen Verzögerungsfaktor für die Wasserbewegung aus der ungesättigten in die gesättigte Zone darstellt (Gleichung 3.27), ergibt die besten Simulationsergebnisse, wenn er bei einer beliebigen Kombination der anderen Parameter Werte von $t_d < 0.01 \text{ h m}^{-1}$ annimmt. In diesen Fällen wird der Speicher SUZ nicht (oder nur bei sehr großen Niederschlagsereignissen kurzfristig) aktiviert, d.h. eintreffendes Niederschlagswasser wird ohne zeitliche Verzögerung in die gesättigte Zone weitergeleitet. Größere Werte von t_d führen hingegen zu einer Verlangsamung der Perkolatation und somit zu einer verzögerten Reaktion des unterirdischen Abflusses. Dies zeigt sich in der simulierten Abflußganglinie durch eine Abflußerhöhung einige Zeitschritte nach einem Niederschlagsereignis (und nach Beendigung des Oberflächenabflusses). Die gemessenen Abflüsse entsprechen nicht dieser Charakteristik. Für die weiteren Kalibrierungen kann der Parameter somit auf $t_d = 0.001 \text{ h m}^{-1}$ festgesetzt werden. Eine Verzögerung der vertikalen Wasserbewegung zur gesättigten Zone über mehr als einen Modellierungszeitschritt (1 Stunde) wird somit ausgeschlossen (Diskussion siehe Kap. 6.3.2).

Weiterhin kann festgestellt werden, daß der Parameter MAXBAS, der die Abflußtransformation im Gewässernetz beschreibt, ein Optimum der Güte der Simulationen im Bereich von MAXBAS=5 ergibt. Dies bedeutet, daß der größte Teil des in einem Modellierungszeitschritt gebildeten Gesamtabflusses zwei Zeitschritte (2 Stunden) später den Gebietsauslaß passiert (Kap. 3.2.4). Dieser physikalisch realistische Wert kann für die folgenden Kalibrierungen vorläufig festgesetzt werden. Eine feinere Abstimmung kann am Ende des Kalibriervorganges vorgenommen werden.

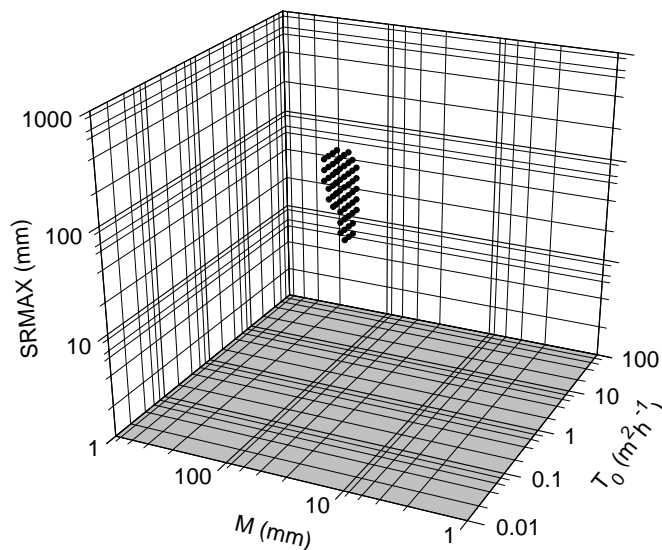


Abb. 6.1 TOPMODEL-Batchsimulationen für die Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96) mit variablen Werten von $0.01 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} < T_0 < 100 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$, $0.005 \text{ m}^{-1} < M < 0.5 \text{ m}^{-1}$, $1 \text{ mm} < \text{SRMAX} < 1000 \text{ mm}$. Darstellung von Simulationen mit einem Gütemaß $\text{kombeff} > 0.500$ (Maximum = 0.527)

Batchsimulationen

Die Zahl der anzupassenden Parameter des Hauptmoduls verringert sich durch die genannten Festlegungen auf drei (T_0 , M , SRMAX). Von den Parametern des Schneeschmelzmoduls erweisen sich CFR und CWH (Kap. 3.2.3) als weitgehend insensitive für die Modellierungsergebnisse. Sie werden gemäß anderer Erfahrungen in der Anwendung des Taggradverfahrens auf $\text{CFR} = 0.05$ und $\text{CWH} = 0.1$ festgelegt (BERGSTRÖM, 1975: 86; BERGSTRÖM, 1995: 448; SEIBERT, 1996).

Neben den drei genannten Parametern des TOPMODEL-Hauptprogrammes sind demnach noch die Parameter TT, CFMAX und SFCF des Schneemoduls anzupassen. In einem ersten Schritt werden diese auf physikalisch realistische Werte festgelegt: $\text{TT} = 0.0^\circ\text{C}$, $\text{SFCF} = 1.0$ und CFMAX wird gemäß der Erfahrungen der Modellierung mit dem Niederschlag-Abfluß-Modell HBV im Brugga-Gebiet (UHLENBROOK, 1997, mündliche Mitteilung) mit $\text{CFMAX} = 0.07 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ h}^{-1}$ angenommen. Eine genauere Anpassung dieser Schneeparameter und eine Untersuchung ihrer Interaktion mit den Parametern des Hauptmoduls erfolgt im Anschluß an deren grobe Festlegung.

Für den verbleibenden dreidimensionalen Raum der Parameter T_0 , M und SRMAX wurden Batchsimulationen (Kap. 3.1) durchgeführt, bei denen die Parameter systematisch innerhalb bestimmter Intervalle variiert wurden. In einer ersten groben Untersuchung wurden die Intervallgrenzen sehr weit gesteckt, sodaß jeweils mehrere Größenordnungen berücksichtigt wurden. Die Simulationen zeigen einen engen Parameterbereich, der zu guten Ergebnissen führt (Abb. 6.1).

Das Bestehen sehr unterschiedlicher Parametersätze, die zu gleich guten Simulationen führen, kann demnach für die TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet ausgeschlossen werden.

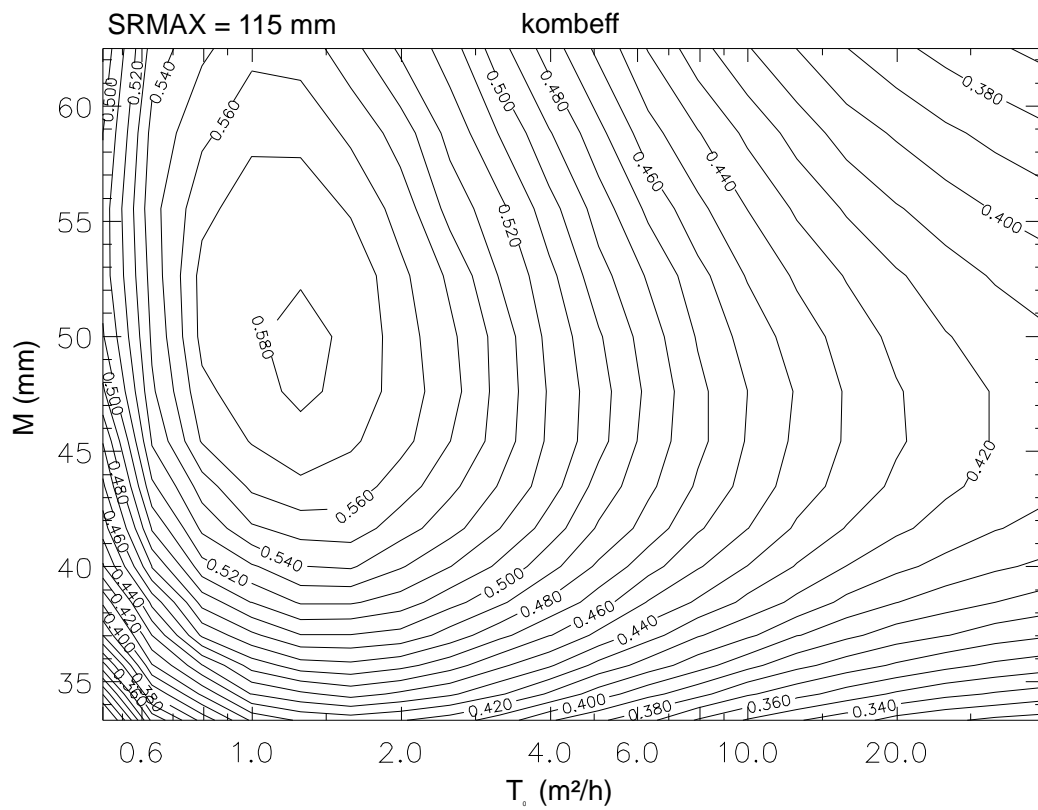


Abb. 6.2 Beispiel der Verteilung des Gütemaßes kombeff für Batchsimulationen in der Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96); Parameterraum T_0 - M mit SRMAX=110 mm

Nach dieser ersten groben Festlegung der Parameter des Hauptprogrammes wurden diese durch eine sukzessive Einengung des Parameterraumes mit Hilfe von Batchsimulationen genauer bestimmt. Auch bei einer detaillierteren Betrachtung zeigt sich anhand der unimodalen Verteilung des Gütemaßes kombeff (Abb. 6.2) das Vorliegen eines singulären Parametersatzes zur besten Modellanpassung. Die beste Anpassung wird zunächst für $T_0 = 1.3 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$, $M = 50 \text{ mm}$ und $\text{SRMAX} = 110 \text{ mm}$ gefunden. Eine Variation der Parameter des Schneeschmelzmoduls ausgehend von den oben genannten Grundwerten zeigt, daß $\text{CFMAX} = 0.07 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ h}^{-1}$ die beste Simulation ergibt. Bessere Simulationen werden insbesondere bei einer Erhöhung des Temperaturgrenzwertes TT erhalten. Eine Erhöhung des Korrekturfaktors der Schneeniederschläge $\text{SFCF} > 1.0$ führt zu einer Verbesserung vor allem gemäß Gütemaß logeff. Weiterhin entspricht somit die simulierte Abflußsumme während der Schneeschmelze besser der gemessenen Abflußsumme. Eine Untersuchung mit Hilfe von Batchsimulationen zur Interaktion von Parametern des Schneeschmelzmoduls mit Parametern des TOPMODEL-Hauptprogrammes für die Kalibrierperiode zeigt, daß letztere nur undeutlich von einer Veränderung der Schneeparameter beeinflusst werden. Eine Feineinstellung von MAXBAS ergibt ein Optimum bei $\text{MAXBAS} = 6.0$. Der Parametersatz für die beste Anpassung in der Kalibrierperiode ist in Tabelle 6.1 (1) zusammengefaßt.

Eine detaillierte Diskussion der Signifikanz und der Interaktion der Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls wird in Kapitel 6.2 vorgenommen.

Diskussion

Die graphische Darstellung der Simulationsergebnisse der Kalibrierperiode in Abbildung 6.3 zeigt zahlreiche deutliche Abweichungen der simulierten von der gemessenen Ganglinie. Die Abflüsse im September 1995 werden bei zu flach simulierten Rezessionsästen systematisch überschätzt. Parameter M steuert die Dynamik des unterirdischen Abflusses (Gleichung 3.12). Eine Erniedrigung von M führt einerseits zu steileren Rezessionsästen, andererseits aber auch zu einer noch größeren Überschätzung des Abflusses im Bereich der Hochwasserscheitel. Auch bei Batchsimulationen mit variablen Parametern T_0 , M und SRMAX nur für diesen kurzen Zeitraum (Anfang September - Mitte Oktober 1995) konnte kein Parametersatz gefunden werden, der eine gute Simulation ermöglicht. Da zudem die simulierte aktuelle Verdunstung in diesem Zeitraum bereits fast vollständig der potentiellen Verdunstung entspricht, können diese Schwierigkeiten in der Modellanpassung möglicherweise mit einem zu hoch angenommenen Niederschlagsinput erklärt werden.

Weiterhin zeigen für die Kalibrierperiode die durch Schneeniederschläge bzw. Schneeschmelze beeinflussten Zeiträume überwiegend schlechte Abflußsimulationen. Ende November 1995 wird eine Schneeschmelze simuliert, die anhand der gemessenen Abflußdaten nicht nachvollzogen werden kann. Das zu einem großen Teil durch die Schneeschmelze hervorgerufene Abflußereignis Ende März 1996 bleibt von der Simulation fast vollständig unberücksichtigt. Abbildung 6.4 zeigt einen *qualitativen* Vergleich der Schneehöhen an der Station Feldberg (höchster Punkt des Einzugsgebietes) mit den von TOPMODEL simulierten Wasseräquivalenten der Schneedecke (Gebietsmittel). Trotz der eingeschränkten Vergleichbarkeit beider Größen kann eine annähernd gute Übereinstimmung in der zeitlichen Variabilität festgestellt werden. Auffallend ist jedoch, daß im Rahmen der Simulation mehrmals ein schnelleres und vollständiges Abschmelzen der Schneedecke (im gesamten Einzugsgebiet) zwischen Schneeniederschlägen im November 95 - Januar 96 ermittelt wird, während auf dem Feldberg vor allem ab Ende Dezember 1995 eine persistente Schneedecke beobachtet wurde. Dieser Vergleich weist auf die eingeschränkte Brauchbarkeit der in die Schneemodellierung in TOPMODEL eingehenden Gebietsmittelwerte der Lufttemperatur hin. Angesichts der großen Höhenunterschiede im Untersuchungsgebiet und häufiger Inversionswetterlagen, für die nicht der angenommene lineare Temperaturgradient mit der Höhe vorliegt, ist es nicht möglich, die Dynamik der Schneeakkumulation und -schmelze ohne eine höhenabhängige Zonierung in der Modellkonzeption ausreichend zu erfassen. Weiterhin ist die einfache Konzeption des nur die Temperatur berücksichtigenden Taggrad-Verfahrens nicht ausreichend (BRAUN, 1985). Das entgegen der Geländebeobachtung simulierte vollständige Abschmelzen der Schneedecke vor den ergiebigen Schneeniederschlägen im Februar 1996 kann teilweise als Grund für die völlige Unterschätzung des Schmelzereignisses im März 1996 genannt werden. Weiterhin kann diese Unterschätzung mit einem

Tab. 6.1 TOPMODEL-Parametersätze, Gütemaße und Ergebnisse für verschiedene Simulationen

- (1) beste Anpassung für die Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96)
- (2) beste Anpassung für verkürzte Kalibrierperiode (20.07.95 - 27.01.96)
- (3) Modellverifikation mit Parametersatz (2) (20.04.96 - 29.10.96)
- (4) beste Anpassung für die Rekalibrierung der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96)
- (5) Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parametersatz (4) unter Verwendung der Verteilung des topographischen Indizes berechnet mit dem multiple-flow-direction Algorithmus
- (6) Rekalibrierung von (5)
- (7) Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Tageswerten

Simulation		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Hauptparameter								
T_0	$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$	1.3	1.6	1.6	1.6	1.6	7.1	0.7

M	mm	52	43	43	41	41	40	42
SRMAX	mm	110	140	140	100	100	100	85
t_d	h mm ⁻¹	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
MAXBAS	-	6.0	6.0	6.0	6.5	6.5	6.0	1.0
Schneeparameter								
TT	°C	1.2	1.2	(1.2)	(1.2)	(1.2)	(1.2)	(0.0)
CFMAX	mm °C ⁻¹ h ⁻¹	0.07	0.07	(0.07)	(0.07)	(0.07)	(0.07)	(0.07)
SFCF	-	1.3	1.3	(1.3)	(1.3)	(1.3)	(1.3)	(1.4)
CFR	-	0.05	0.05	(0.05)	(0.05)	(0.05)	(0.05)	(0.05)
CWH	-	0.1	0.1	(0.1)	(0.1)	(0.1)	(0.1)	(0.1)
Gütemaße								
eff	-	0.81	0.85	0.93	0.93	0.88	0.93	0.91
logeff	-	0.70	0.84	0.89	0.91	0.86	0.90	0.90
kombeff	-	0.57	0.72	0.82	0.84	0.76	0.84	0.81
r ²	-	0.81	0.88	0.93	0.94	0.90	0.94	0.91
diff	mm	-51	-88	-8	-29	-31	-29	-29
Summenwerte								
Q _{obs}	mm	737	588	497	497	497	497	497
Q _{sim}	mm	788	677	505	526	528	527	526
Q _{sat}	mm	82	69	52	54	95	51	87
Q _{sat} / Q _{sim}	%	10.4	10.1	10.2	10.3	17.9	9.6	16.6
A _{sat}	%	5.7	5.7	4.4	4.6	8.9	4.7	8.7
Spannweite A _{sat}	%	1.6-22.7	1.6-22.7	1.6-18.7	1.6-18.7	5.7-20.3	3.0-11.2	3.8-35.8
P	mm	1113	943	984	984	984	984	984
ETp	mm	413	294	497	497	497	497	497
ETa	mm	353	259	427	408	407	408	404
ETa / ETp	%	85.5	88.1	85.9	82.1	81.9	82.1	81.2
Wasserbilanz (P-Q _{sim} -ETa)	mm	-28	7	52	50	51	51	54

(Q_{sat}: Sättigungsoberflächenabfluß; A_{sat}: Anteil der Sättigungsflächen am Einzugsgebiet; Spannweite: minimaler und maximaler Wert in der Simulationsperiode; Parameter in () ohne Auswirkung auf Simulationsperiode)

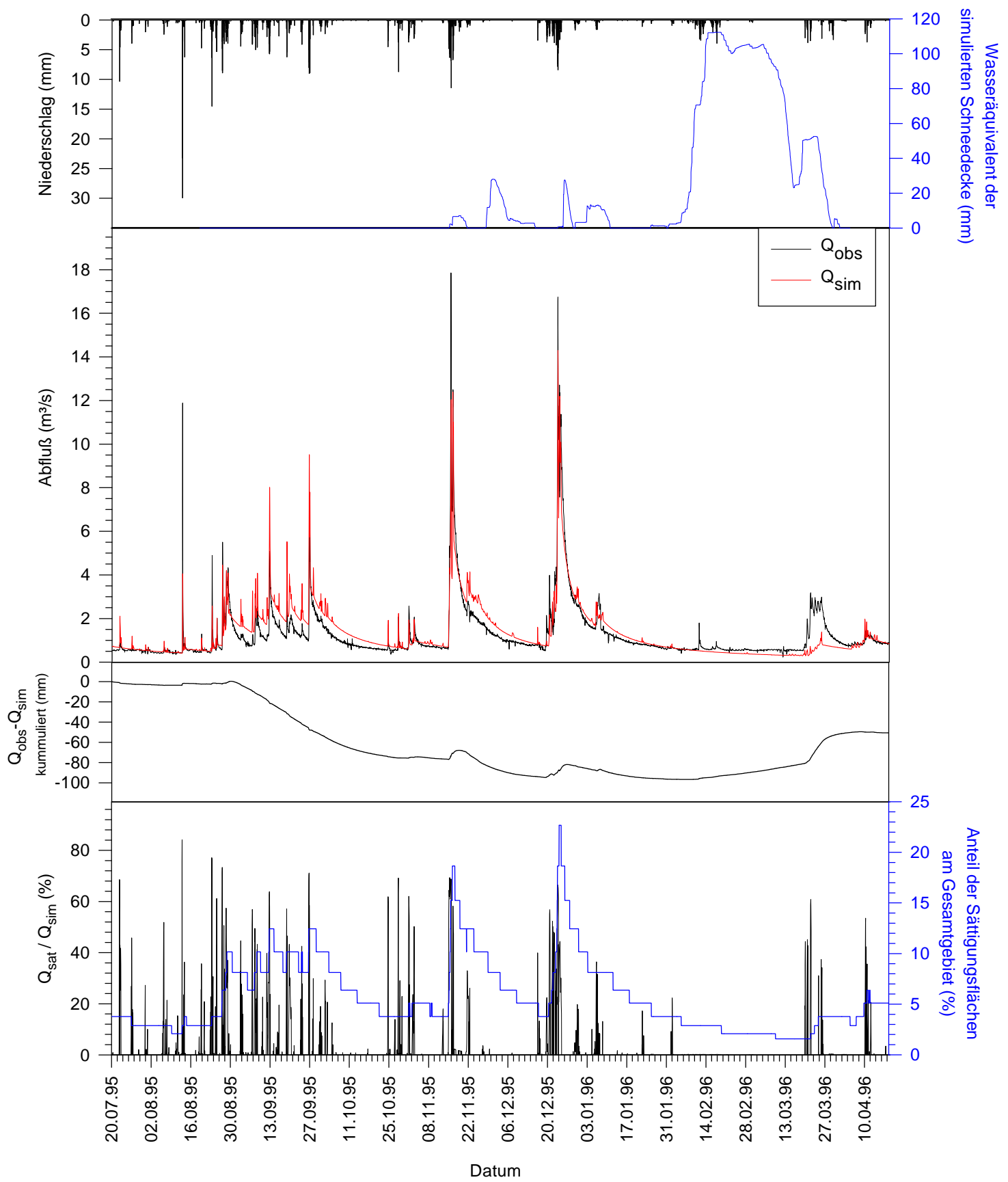


Abb. 6.3 TOPMODEL-Simulation der Kalibrierperiode (20.07.95 - 19.04.96) mit Parametersatz (1), Stundenwerte

zu gering simulierten Direktabfluß begründet werden. Der mit kleiner 3 % zu niedrig simulierte Anteil von Sättigungsflächen zu Beginn der Schneeschmelze (vgl. Kap. 4.3.2) oder eine nicht durch das Modell erfassbare verminderte Leitfähigkeit der obersten Bodenhorizonte durch Eisbildung sind hierfür mögliche Ursachen (FVA, 1994: 68).

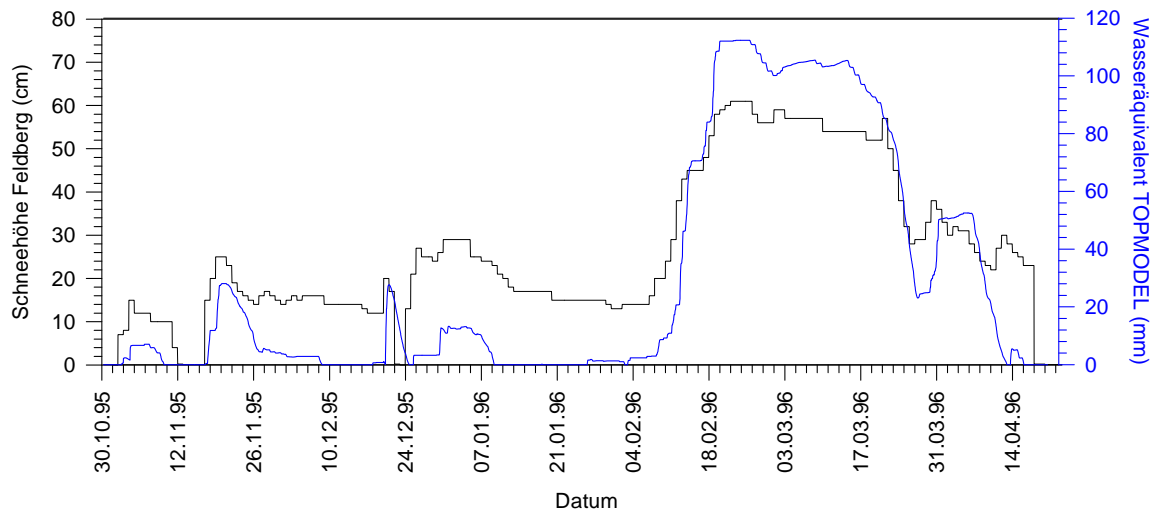


Abb. 6.4 *Qualitativer Vergleich der Schneehöhen an der Station Feldberg mit den von TOPMODEL simulierten mittleren Wasseräquivalenten der Schneedecke des Brugga-Einzugsgebietes (Parametersatz (1))*

Neukalibrierung

In einem weiteren Bearbeitungsschritt wurde versucht, den Einfluß der ungenügenden Simulation der schneebeeinflussten Periode Februar - April 1996 auf die Auswahl der Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls (T_0 , M , $SRMAX$) zu erfassen. Es soll ansatzweise die Fragestellung beantwortet werden, inwieweit die ermittelten Parameter der Kalibrierperiode auf andere Perioden übertragbar sind oder wie stark sie Artefakte der schlechten Schneesimulation darstellen. In der genannten Periode ist neben dem unterschätzten Hauptereignis der Schneeschmelze Ende März 1996 auch die davorliegende Rezession schlecht durch die Simulation wiedergegeben. Einzelne Niederschlags- oder kleine Schneeschmelzereignisse werden nicht in der simulierten Abflußganglinie erfaßt, die somit kontinuierlich sinkende Abflüsse aufweist. Die gemessene Ganglinie bleibt hingegen auf einem im Mittel annähernd gleichbleibenden Abflußniveau, da diese kleinen Ereignisse immer wieder zu einer zwischenzeitlichen Abflußerhöhung führen. Die Diskrepanz zwischen gemessener und simulierter Ganglinie wird insbesondere bei der Betrachtung der Optimierungsfläche gemäß Gütemaß \log_{eff} deutlich, das vor allem die Niedrigwasserperiode bewertet. Diese erreicht ihr Optimum für $M=63$ mm und liegt damit bei einem deutlich höheren Wert von M als gemäß Gütemaß kom_{eff} (Tab.6.1 (1)), das die Anpassung über die gesamte Schwankungsbreite des Abflusses beurteilt. Der höhere Wert von M ergibt eine flachere Rezession, die die oben beschriebene Diskrepanz auszugleichen versucht.

Die Kalibrierung wurde wiederholt für einen verkürzten Zeitraum der ursprünglichen Kalibrierperiode, in dem die stark schneebeeinflusste Periode Februar - April 1996 nicht inbegriffen ist (20.07.95 - 27.01.96). Die Ergebnisse dieser Neukalibrierung sind in Tabelle 6.1 (2) zusammengefaßt. Bei einer deutlich besseren Güte der Anpassung insbesondere im Niedrigwasserbereich (logeff) werden teilweise deutlich andere Werte für die Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls erhalten. Es kann somit gefolgert werden, daß die fehlerhafte Simulation der genannten stark schneebeeinflussten Periode eine deutliche Auswirkung auf die angepaßten Parameter in der ursprünglichen Kalibrierperiode hat. *Für einen weitere Anwendung in anderen Simulationsperioden ist daher der davon weitgehend unbeeinflusste Parametersatz (2) der Neukalibrierung besser geeignet.*

Die oben genannte überschätzende Abflußsimulation im September 1995 bleibt allerdings auch für Parametersatz (2) bestehen. Hierdurch wird der schlechte Wert des Gütemaßes diff begründet.

6.2 Sensitivität von Parametern

Die Sensitivität und Interaktion der Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls wird anhand der Verifikationsperiode (Kap. 6.1.2) untersucht. Wie die Darstellung in Kapitel 6.1.3 gezeigt hat, werden die Parameter stark durch die schlechten Simulationsergebnisse der Schneeschmelze in der Kalibrierperiode beeinflusst. Für die modellimmanente Diskussion der Sensitivität von Parametern wird daher der Verifikationsperiode der Vorzug gegeben, da hier ein geringerer Fehler durch schlechte Simulationsergebnisse vorliegt (vgl. Kap. 6.3.1).

Im Parameterraum SRMAX - T_0 - M werden Batchsimulationen (Kap. 3.1) innerhalb realistischer Parameterintervalle durchgeführt. In *Abbildung 6.5* wird aus dem Parametersatz der besten Anpassung jeweils ein Parameter als konstant gewählt (SRMAX in Zeile 1; M in Zeile 2; T_0 in Zeile 3) und die Verteilung verschiedener Gütemaße (kombeff in Spalte 1; eff in Spalte 2; logeff in Spalte 3) für variable Werte der beiden anderen Parameter dargestellt.

Abbildung 6.5 (a,d,g) zeigt, daß anhand des Gütemaßes kombeff aufgrund der unimodalen Ausprägung der Optimierungsfunktion eine eindeutige Auswahl eines Parametersatzes möglich ist. (Die Gültigkeit dieser Aussage für einen größeren Parameterraum wurde bereits in Kapitel 6.1.3 dargestellt). Die Signifikanz der einzelnen TOPMODEL-Parameter für die Modellanpassung bei einer Beurteilung der gesamten Spannweite auftretenden Abflüsse ist groß.

Der Optimumsbereich aller Gütemaße liegt in einem annähernd identischen Parameterraum. Allein für logeff liegt Parameter M im Optimum in einem Bereich mit kleineren Werten, die ein steileres Rezessionsverhalten der Ganglinie bewirken. Die Modellierung ist bezüglich eff relativ insensitiv gegenüber Veränderungen von SRMAX > 60 (*Abb. 6.5 e,h*). SRMAX gibt die maximale Füllmenge des Verdunstungsspeichers an (Kap. 3.2.2). Eine Erhöhung von SRMAX vergrößert die zur Evapotranspiration verfügbare Wassermenge, sodaß die modellierte aktuelle Evapotranspiration größer wird (Gleichung 3.26), die perkolierende Wassermenge hingegen geringer. Somit sinkt der simulierte Gesamtabfluß. Große Werte von SRMAX wirken sich also insbesondere in Niedrigwasserperioden auf die Simulation aus. Bei der von eff bewerteten gesamten Spannweite der Abflüsse ist dies von geringerem Einfluß auf das Gütemaß als bei dem nur das Niedrigwasser bewertenden Gütemaß logeff (*Abb. 6.5 f,i*). Logeff zeigt die genannte Insensitivität gegenüber SRMAX nicht.

Abb. 6.5 Verteilungen der Gütemaße eff , $logeff$ und $kombeff$ im Parameterraum T_0 - M - $SRMAX$ für Simulationen in der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96)

a) $kombeff$, $SCMAX$ konstant	b) eff , $SCMAX$ konstant	c) $logeff$, $SCMAX$ konstant
d) $kombeff$, M konstant	e) eff , M konstant	f) $logeff$, M konstant
g) $kombeff$, T_0 konstant	h) eff , T_0 konstant	i) $logeff$, T_0 konstant

Interdependenzen zwischen einzelnen Modellparametern können in Darstellungen wie in Abbildung 6.5 im 2-dimensionalen Parameterraum anhand von diagonal verlaufenden Bereichen mit gleichen Werten der Optimierungsfunktionen erkannt werden (SOROOSHIAN & GUPTA, 1983).

Auffallend ist hier eine leichte gegenseitige Abhängigkeit der Werte von SRMAX und M (Abb. 6.5 h,i). Gemäß logeff führt eine Erhöhung von SRMAX bei gleichzeitiger Erhöhung von M zu gleich guten Simulationen. Ein größerer Wert von M führt einerseits zu einer flacheren Ausprägung der Trockenwetterauslauflinie (Gleichung 3.12), andererseits ergibt ein größerer Wert von SRMAX eine Erhöhung der aktuellen Verdunstung, somit größere Werte des Sättigungsdefizites und schließlich einen steileren Verlauf der Rezession (Gleichung 3.12). Beide Effekte sind also gegenläufig und führen zu der erkennbaren Interaktion beider Parameter. Ein Kriterium zur Auswahl einer bestimmten Parameterkombination besteht jedoch im Vergleich der jeweiligen simulierten und gemessenen Abflußsummen (siehe obige Diskussion zu den Parametersätzen (3) und (4)). Eine leichte Interaktion zwischen den beiden Parametern kann auch anhand von Gütemaß eff festgestellt werden. Hier ergibt jedoch ein kleinerer Wert von M gleichzeitig mit einem größerem SRMAX gleich gute Simulationsergebnisse, da eff im Vergleich zu logeff stärker Perioden mit hohen Abflüssen bewertet. Die Verstärkung der Dynamik des unterirdischen Abflusses durch die Erniedrigung von M führt nach Niederschlagsereignissen zu größeren Abflüssen als bei kleinerem M. Dieser Effekt wird ansatzweise durch die größere Verdunstung (größeres SRMAX) kompensiert.

Zusammenfassend zeigen sich anhand dieser Untersuchung nur geringe Indifferenzen und Interdependenzen der Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls. Die gemäß der Zielsetzung in dieser Arbeit über die gesamte Spannweite der auftretenden Abflüsse gewünschte Parameterkalibrierung ist insbesondere mit dem dafür eingeführten kombinierten Gütemaß $kombeff$ eindeutig möglich.

6.3 Modellverifikation

6.3.1 Ergebnisse

Als Verifikationszeitraum der TOPMODEL-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet dient die Periode 20.04.96 - 29.10.96 (siehe Kap. 6.1.2). In diesem Zeitraum tritt keine Beeinflussung durch Schneeniederschläge oder -schmelze auf. Es wird zur Modellverifikation der kaum durch die ungenügende Schneesimulation beeinflusste Parametersatz (2) (Tab. 6.1 (2)) der Kalibrierung verwendet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6.1 (3) zusammengefaßt.

Gemäß der verwendeten Gütemaße wird eine sehr gute Simulation erreicht ($eff = 0,9$), mit einer besseren Anpassung als für die Kalibrierperiode. Auch visuell zeigt sich eine gute Übereinstimmung der gemessenen und modellierten Ganglinien (Abb. 6.6). Einschränkungen dieser Feststellung ergeben sich für zu flach simulierte Trockenwetterauslauflinien und bei einer uneinheitlichen Unter- und Überschätzung kurzer Abflußspitzen nach Niederschlagsereignissen. Ein kürzerer Ausschnitt der Verifikationsperiode (24.04.96 - 12.06.96, Abb. 6.7) zeigt, daß die Dynamik der gemessenen Ganglinie auch im Detail gut durch die Simulation wiedergegeben werden kann. Abflußspitzen mit einer Dauer von einigen Stunden bis zu einem Tag werden sowohl in Niedrigwasserperioden als auch in Perioden mit insgesamt höheren Abflüssen durch Sättigungsflächenabfluß in TOPMODEL zutreffend nachgebildet.

Eine Neukalibrierung der Verifikationsperiode (Tab. 6.1 (4)) resultiert in einer im Vergleich zur Simulation mit Parametersatz (2) nur noch geringfügigen Verbesserung der Modelleffizienz. Eine Verschlechterung tritt hingegen gemäß Gütemaß diff ein, das die Differenz zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen angibt (Kap. 6.1.1). Die über den Kalibrierzeitraum hinausgehende Gültigkeit des kalibrierten Parametersatzes (2) kann somit unter den in Kapitel 6.1.2 gemachten Einschränkungen hinsichtlich der Kürze der Untersuchungsperiode belegt werden.

6.3.2 Diskussion der Simulationsergebnisse und Modellparameter - Naturdatenvergleich

Der simulierte **Anteil von Sättigungsflächen** am Gesamtgebiet beträgt für die Verifikationsperiode durchschnittlich 4.4 % (Tab. 6.1 (3)). Dieser Wert liegt zwar etwas unter dem im Rahmen der Kartierung ermittelten Anteil von 6.2 % (Kap. 4.3.3), entspricht aber unter Berücksichtigung des vermuteten durchschnittlichen Abflußbeiwertes von Sättigungsflächen kleiner 1 (Kap. 4.3.4) gut den Geländebeobachtungen. Von geringer Übereinstimmung mit Feldaufnahmen ist hingegen die modellierte Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen. Minimale Anteile von bis zu 1.6 % sowie maximale Anteile bis zu 18.7 % können anhand der Geländebeobachtungen, die überwiegend topographisch festgelegte Sättigungsflächen mit einer geringen Variabilität erwarten lassen, nicht verifiziert werden (Kap. 4.3.2, vgl. Abb. 6.8). Ein detaillierter Vergleich der simulierten mit der gemessenen Ganglinie zeigt (Abb. 6.6 und 6.7), daß teilweise kurze Hochwasserereignisse während Niedrigwasserperioden (August und September 1996) und größere Ereignisse in Folge der ersten stärkeren Niederschläge nach Niedrigwasserperioden (z.B. Anfang Mai 1996 und Mitte Oktober 1996) unterschätzt werden, während Abflußspitzen in Hochwasserperioden überschätzt werden (Mai 1996). Diese Phänomene können jeweils mit einem zu kleinen bzw. zu großen Anteil von Sättigungsflächen und dem somit zu gering bzw. zu groß simulierten Sättigungsoberflächenabfluß erklärt werden. Mit einer Einschränkung hinsichtlich der Unsicherheit des Niederschlagsinputs (Kap. 5.2.2) kann somit anhand der Simulationsergebnisse eine geringere Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen als besser geeignet für das Brugga-Gebiet betrachtet werden.

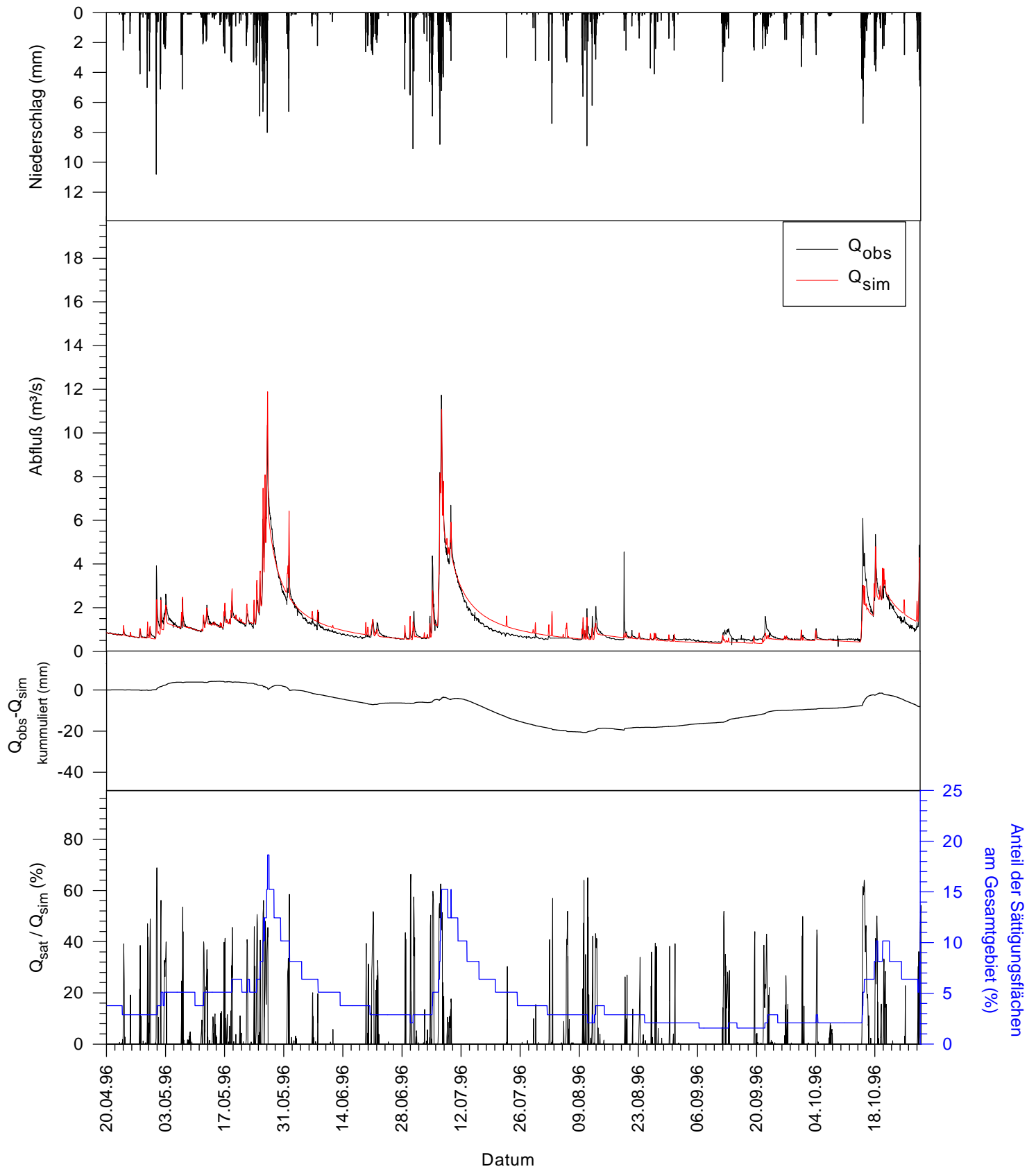


Abb. 6.6 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parametersatz (2), Stundenwerte

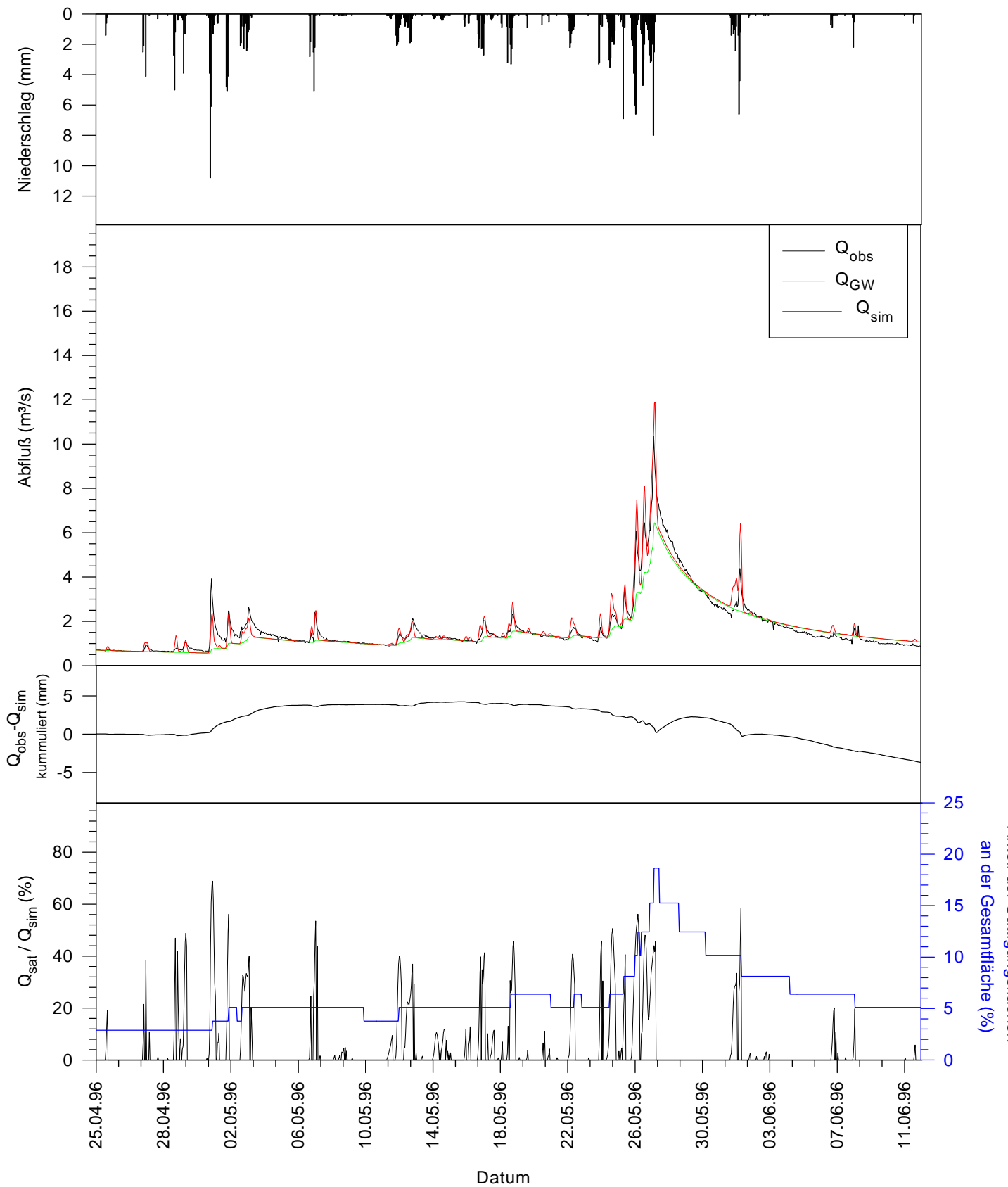
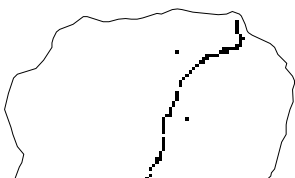


Abb. 6.7 Ausschnitt aus der TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (24.04.96 - 12.06.96) mit Parametersatz (2), Stundenwerte

a)



b)



Abb. 6.9 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) mit Parameter $M = 34$ mm, sonst unveränderter Parametersatz (2), vgl. Abb. 6.6

Der Anteil des **Sättigungsoberflächenabflusses** Q_{sat} am simulierten Gesamtabfluß Q_{sim} beträgt für die Verifikationsperiode im Mittel 10.2 % (Tab. 6.1 (3)). Für Einzelereignisse (d.h. für einzelne Stundenwerte) ergibt sich vielfach ein Anteil von 40 bis 60 %, im Maximum 70 % (Abb. 6.6 und 6.7). Anhand einer Abflußkomponentenbestimmung mit der elektrischen Leitfähigkeit als Tracer werden von LEIBUNDGUT et al. (1996: 253) und LINDENLAUB et al. (1997) Anteile der direkten Komponente mit dem Herkunftsraum *Oberfläche* für kurze Zeiträume (Stunden) mit bis zu 45 % angegeben. Der Anteil der direkten Abflußkomponente wird hier eher noch unterschätzt, weil die diesem Ergebnis zugrunde liegenden Annahme eines konservativen Verhaltens des Tracers Leitfähigkeit nur in grober Näherung gilt (LEIBUNDGUT et al., 1996: 253). Werden Beiträge durch HORTON-Oberflächenabfluß bzw. Beiträge von versiegelten Flächen zur Direktabflußkomponente vernachlässigt, stimmt dieses Ergebnis in der Größenordnung gut mit dem modellierten Anteil des Sättigungsoberflächenabflusses überein. Die Vernachlässigung einer direkten Abflußkomponente durch HORTON-Oberflächenabfluß erscheint zulässig angesichts der überwiegend grobkörnigen Böden im Untersuchungsgebiet, für die auch bei hohen Niederschlagsintensitäten keine Überschreitung der Infiltrationsrate angenommen werden kann (Kap. 2.2 und STAHR, 1979: 141). Im Südschwarzwald werden 'oberflächliche Abflüsse im bewachsenen Gebiet im Sommer auch bei stärksten Gewitterregen nicht beobachtet' (STAHR, 1979: 31). Der geringe Anteil von versiegelten Flächen im Brugga-Gebiet (< 2 %), für die darüber hinaus oftmals kein direkter Anschluß ans Gewässernetz besteht, erlaubt näherungsweise auch die Vernachlässigung dieser Direktabflußkomponente. Genauer zu prüfen ist hingegen der potentielle Beitrag der sehr schnell reagierenden Blockschutthalden, für die möglicherweise ebenfalls eine dem Ereigniswasser ähnliche Tracerkonzentration angenommen werden kann.

Für **Parameter SRMAX** wird über die Kalibrierung $SRMAX = 140$ mm erhalten. SRMAX repräsentiert die maximal mögliche Füllung des Speichers, der Wasser für die Evapotranspiration zur Verfügung stellt (Bodenzone, Interzeptionsspeicher, Muldenrückhalt an der Geländeoberfläche) (Kap. 3.2.2). In einem groben Vergleich mit der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes verschiedener Bodenprofile über Gneis im Feldberggebiet, die zwischen 50 mm und 220 mm betragen kann (Kap. 2.1.2; STAHR, 1979: 138; STAHR et al., 1979: 117-172), ist der Wert von SRMAX als Mittelwert plausibel. Eine weitere Möglichkeit zur Verifikation besteht über die simulierte aktuelle Evapotranspiration, die stark von SRMAX beeinflusst wird (siehe Diskussion von SRMAX in Kap. 6.2). Für das hydrologische Jahr 1996 ist ihr Anteil an der potentiellen Verdunstung mit 87 % (Tab. 6.2) etwas zu gering im Vergleich zu einer erwarteten aktuellen Verdunstung, die unter den perhumiden Bedingungen des Untersuchungsgebietes annähernd der potentiellen Verdunstung entsprechen sollte (KELLER, 1978). Die Größenordnung von SRMAX ist jedoch realistisch. Eine Verkleinerung von SRMAX wie in der Rekalibrierung der Verifikationsperiode ($SRMAX = 100$ mm) würde den genannten Anteil der aktuellen Verdunstung fälschlicherweise noch weiter verringern. Die nach PENMAN bestimmte potentielle Verdunstung liegt mit 677 mm pro Jahr etwa 10 % über langjährigen Mittelwerten (vgl. KELLER, 1978). Insgesamt ergibt die simulierte Wasserbilanz ein sehr gutes Ergebnis, das allerdings durch eine leichte Verringerung der Verdunstung zugunsten der Abflußsumme noch besser dem gemessenen Abfluß entsprechen würde.

Tab. 6.2 Wasserbilanzgrößen im Brugga-Einzugsgebiet für das fast vollständige hydrologische Jahr 1996 (01.11.95 - 29.10.96) in mm

Gebietsniederschlag P gemäß Verfahren 2 (Kap. 5.2.1)	1575
potentielle Evapotranspiration (ET _p), berechnet nach PENMAN	677
aktuelle Evapotranspiration (ET _a), modelliert mit TOPMODEL	591
ET _a / ET _p (%)	87.3
Abfluß Q _{obs} , gemessen am Pegel Oberried	1002
Abfluß Q _{sim} , modelliert mit TOPMODEL	977
Wasserbilanz, modelliert (P - ET _a - Q _{sim})	7

Eine Verifizierung des **Parameters Transmissivität T_0** ist zum einen aufgrund des Fehlens einer entsprechenden Datengrundlage aus dem Untersuchungsgebiet und wegen der starken modellimmanenten Beeinflussung dieses Parameters durch die Auflösung des dem topographischen Index zugrundeliegenden digitalen Geländemodells schwierig. Für größere Rasterzellen des DGM ergeben sich größere Mittelwerte der berechneten Verteilung des topographischen Indizes (Kap. 5.6.3). Wie Untersuchungen von BRUNEAU et al. (1995), WOLOCK & MCCABE (1995) und FRANCHINI et al. (1996) zeigen, führt die Kalibrierung von TOPMODEL dann jeweils zu größeren Werten von T_0 . Auch die Modellkalibrierung im Brugga-Gebiet auf der Grundlage einer anderen Indexverteilung mit einem größeren Mittelwert bestätigt diese Feststellung (Kap. 6.6.1). BRAUN et al. (1996) und FRANCHINI et al. (1996) schlagen Verfahren zur Reskalierung der durch die Zellgröße beeinflussten Parameter vor, um die genannten artifiziellen Effekte für eine physikalisch-basierte Beurteilung zu minimieren. Hierfür notwendige Modellanwendungen auf der Grundlage von digitalen Geländemodellen mit unterschiedlicher Auflösung wurden im Brugga-Gebiet nicht durchgeführt. Die verwendete Auflösung von 50 x 50 m² läßt einen künstlichen, zu großen Wert von T_0 erwarten, der den tatsächlichen Gebietsmittelwert der physikalischen Größe 'Transmissivität' und einen Rastereffekt beinhaltet (FRANCHINI et al., 1996: 324).

Den einzigen, sehr groben Anhaltspunkt über Fließgeschwindigkeiten oder die hydraulische Leitfähigkeit der Substrate im Untersuchungsgebiet liefert ein Markerversuch mit Uranin in einer steilen Blockschutthalde im St.Wilhelmer Tal. Bei einer Fließstrecke von 100 m und einer Höhendifferenz von etwa 35 m wurde dort eine mittlere Fließgeschwindigkeit von etwa 7.5 m h⁻¹ bestimmt (MEHLHORN, 1997, mündliche Mitteilung). In einer Abschätzung über die Darcy-Gleichung ergibt sich somit ein Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = 6.0 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$, der angesichts des grobkörnigen Substrates realistisch ist. Mit einer Abschätzung der mittleren Mächtigkeit der Hangschuttdecken von 2 m (HÄDRICH et al., 1979: 67) wird die Transmissivität für eine theoretische vollständige Füllung der wasserführenden Schicht zu $1.2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ erhalten. Insbesondere für die lehmigen Verwitterungsdecken und dicht gelagerten Grundmoränen der Hochlagen sind hingegen um einige Größenordnungen geringere Durchlässigkeitsbeiwerte und Transmissivitäten anzunehmen. Für das Brugga-Gebiet ergibt die Parameteranpassung der TOPMODEL-Anwendung den effektiven Wert der Transmissivität T_0 bei vollständiger Sättigung des zum unterirdischen Abfluß beitragenden Bodenprofils von $T_0 = 1.6 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} = 4.4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Im Rahmen der sehr groben Abschätzungen liegt dieser Wert in einer für das Brugga-Gebiet realistischen Größenordnung.

Parameter t_d wird bei der Kalibrierung mit $t_d = 0.001 \text{ h mm}^{-1}$ so klein ermittelt, daß für Niederschlagseinträge keine Verzögerung der vertikalen Wasserbewegung zur gesättigten Zone über den aktuellen Zeitschritt hinaus auftritt (Kap. 6.1.3). Ein entsprechendes Resultat erhalten IORGULESCU & JORDAN (1994: 265) für die TOPMODEL-Anwendung mit Stundenwerten im Haute-Mentue-Einzugsgebiet. Im Brugga-Gebiet ist eine entsprechend schnelle Reaktion des unterirdischen Abflusses für die hoch durchlässigen Schuttdecken der steilen Talflanken aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeiten plausibel. Für die feinkörnigeren Substrate v.a. der Verwitterungsdecken der Hochlagen ist hingegen die derartig schnelle Passage der ungesättigten Zone im allgemeinen nicht zutreffend. Eine direkte Reaktion des unterirdischen Abflusses kann aber auch hier durch Druckfließen, *groundwater ridging* oder über präferentielle Fließwege möglich sein. Im Rahmen der TOPMODEL-Simulation, in der nur ein Speicher zur Bildung des unterirdischen Abflusses zur Verfügung steht, ist also dessen durch den kleinen Wert von t_d verursachte unmittelbare Reaktion auf Niederschläge angesichts der Geländevorstellung insgesamt sinnvoll. Ein prozeßbezogener, für die ungesättigte Zone physikalisch realistischer und vergleichbarer Wert von t_d liegt somit jedoch nicht vor.

Der kalibrierte **Parameter MAXBAS** = 6 entspricht einer mittleren Fließzeit des gebildeten Abflusses im Gewässernetz des Brugga-Gebietes bis zum Gebietsauslaß am Pegel Oberried von 2.5 Stunden. Tracerversuche in Oberflächengewässern des Einzugsgebietes ergaben bei mittleren Abflüssen Fließzeiten von 290 bzw. 280 Minuten zwischen Schmelzplatz bzw. Napf und Pegel Oberried (UHLENBROOK, 1997, mündliche Mitteilung). Angesichts der oberstromigen Lage der beiden Einspeisestellen und höherer Fließgeschwindigkeiten bei Hochwasserabflüssen, (die Kalibrierung von MAXBAS ist überwiegend an Abflußspitzen ausgerichtet), ist der ermittelte Wert von MAXBAS physikalisch plausibel.

6.4 Weitere Modellanwendungen

6.4.1 Einfluß der Verteilungsfunktion des topographischen Indizes

Allen bisher vorgestellten TOPMODEL-Simulationen lag als Verteilung des topographischen Indizes die mit dem im Vergleich zu Geländebeobachtungen besten Algorithmus zur Indexberechnung ermittelte Verteilung zugrunde (*best-Verteilung*) (Kap.5.6.3). Für eine Untersuchung der Auswirkung unterschiedlicher Verteilungsfunktionen des topographischen Indizes auf die Simulationsergebnisse wird im Folgenden beispielhaft die in TOPMODEL-Anwendungen häufig verwendete, mit dem multiple-flow-direction Algorithmus bestimmte Indexverteilung (*mfd-Verteilung*) benutzt. Die Simulationsergebnisse für die Verifikationsperiode mit dem anhand der *best-Verteilung* optimierten Parametersatz (4) sind in Tabelle 6.1 (5) dargestellt. Die simulierte Abflußsumme des Sättigungsoberflächenabflusses Q_{sat} ist bei annähernd gleich großer Abflußsumme des Gesamtabflusses Q_{sim} wesentlich größer als in Simulation (4) (Anteil des Sättigungsoberflächenabflusses: 17.9 %). Die Modelleffizienz für Simulation (5) ist schlechter, da nun Abflußspitzen nach Niederschlagsereignissen systematisch überschätzt werden. Dies wird überwiegend begründet durch die größeren Indexwerte der *mfd-Verteilung* (maximaler Indexwert: 20.58, im Vergleich maximaler Indexwert *best-Verteilung*: 14.98) (siehe auch Tab. 5.3 und

Abb. 5.13). Flächen mit größeren Werten des topographischen Indizes sind zu einem bestimmten mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes früher gesättigt als Flächen mit kleineren Indexwerten (Gleichung 3.9). Dies führt bei Simulation (5) zu einem durchschnittlich größeren Anteil der Sättigungsflächen am Einzugsgebiet (8.9 %) und zu der genannten Überschätzung von Hochwasserereignissen durch Sättigungsoberflächenabfluß.

Für die Verifikationsperiode wurde eine Neukalibrierung der Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls auf der Grundlage der *mfd-Indexverteilung* durchgeführt (Tab. 6.1 (6)). Die beste Anpassung führt zu nahezu identischen Gütemaßen und Simulationsergebnissen wie die auf der Grundlage der *best-Verteilung* durchgeführten Simulation (4). Dies zeigt zunächst, daß die Wahl einer bestimmten Indexverteilung keinen entscheidenden Einfluß auf die durch eine Kalibrierung erzielbare Güte einer Simulation ausübt. Die ermittelten Parameter für die Anpassungen (4) bzw. (6) sind mit Ausnahme von T_0 annähernd gleich. Die deutliche Änderung der Transmissivität T_0 zeigt deren starke Signifikanz für die Bestimmung der Abflußkomponenten im Rahmen der TOPMODEL-Konzeption in Abhängigkeit von der Information aus der Verteilung des topographischen Indizes. Die höheren Indexwerte der *mfd-Verteilung* führen zu einem größeren Mittelwert λ des topographischen Indizes im Untersuchungsgebiet.

Gemäß Gleichung 3.14

$$Q_0 = A \cdot T_0 \cdot \exp(-\lambda)$$

kann dies für die Bestimmung der unterirdischen Abflußkomponente durch eine Vergrößerung von T_0 ausgeglichen werden. Für einen der Simulation (4) anhand der *best-Indexverteilung* ($\lambda = 6.55$, $T_0 = 1.6 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$) entsprechenden Wert von Q_0 kann T_0 für die *mfd-Verteilung* ($\lambda = 7.15$) mit Gleichung 3.14 zu $T_0 = 2.9 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ bestimmt werden. Der gemäß der besten Anpassung von Simulation (6) tatsächlich noch höhere Wert von $T_0 = 7.1 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ führt darüber hinaus zu einer Verminderung des Sättigungsoberflächenabflusses. Dies geschieht über die weitere Erhöhung der unterirdischen Abflußkomponente (Gleichungen 3.12 - 3.14), einem somit größeren mittleren Sättigungsdefizit (Gleichung 3.18) und einem daraus resultierenden kleineren Anteil gesättigter Flächen im Untersuchungsgebiet (Gleichung 3.8). In der Summe können also durch die Veränderung von T_0 die Effekte unterschiedlicher Verteilungsfunktionen des topographischen Indizes auf die TOPMODEL-Simulationen der Abflußkomponenten ausgeglichen werden. Die Auswahl eines im Vergleich zu Felddaten realistischeren Wertes von T_0 ist für deren geringe absolute Abweichung angesichts der großen, nicht näher quantifizierbaren Variabilität im Untersuchungsgebiet nicht möglich.

Die beispielhafte Untersuchung der Auswirkung zweier Indexverteilungen auf die TOPMODEL-Simulationsergebnisse im Brugga-Einzugsgebiet kann die Feststellung von FRANCHINI et al. (1996: 311), wonach TOPMODEL-Simulationen eine fehlende Sensitivität gegenüber der verwendeten Indexverteilung zeigen, nicht bestätigen. Dies entspricht Ergebnissen anderer TOPMODEL-Anwendungen z.B. von WOLOCK & PRICE (1994), ZHANG & MONTGOMERY (1994) und IORGULESCU (1996). Insbesondere für die Modellierung der beiden Abflußkomponenten erweist sich die Indexverteilung im Brugga-Gebiet als sensitiv. Andererseits kann gezeigt werden, daß eine Rekalibrierung der Modellparameter unterschiedliche Indexverteilungen in ihrem Einfluß auf die simulierten Abflüsse ausgleichen kann (siehe auch BRUNEAU et al., 1995; QUINN et al., 1995; WOLOCK & MCCABE, 1995). Die dabei entscheidende Bedeutung des Parameters T_0 , dessen Erhöhung

größere Mittelwerte des Indizes egalisiert, korrespondiert mit entsprechenden Ergebnissen anderer TOPMODEL-Simulationen (WOLOCK & MCCABE, 1995; FRANCHINI et al., 1996).

6.4.2 Modellierung mit Tageswerten

Zur Untersuchung der zeitlichen Auflösung der Modellierung auf die TOPMODEL-Ergebnisse werden die Simulationen für das Brugga-Einzugsgebiet beispielhaft mit einem Zeitschritt von einem Tag wiederholt. Ein derartiger Modelltest ist insbesondere auch von Interesse, da oftmals keine ausreichende Datengrundlage für die Modellierung mit einer hohen zeitlichen Auflösung z.B. in Stundenwerten zur Verfügung steht.

Die bisher verwendeten Stundenwerte der Eingangsdaten wurden zu Tagesmittelwerten bzw. Tagessummen aggregiert und anschließend eine Parameteranpassung sowohl für die Kalibrier- als auch für die Verifikationsperiode durchgeführt. Für die Kalibrierperiode wurden ähnliche unzureichende Ergebnisse vor allem aufgrund der mangelhaften Schneesimulation wie mit Stundenwerten erhalten. Im folgenden wird daher die Diskussion nur anhand der Verifikationsperiode geführt. Kalibrierte Parameter und Simulationsergebnisse sind in Tabelle 6.1 (7) und Abbildung 6.10 zusammengefaßt. Bei nur geringfügig schlechteren Gütemaßen bestehen Unterschiede zur

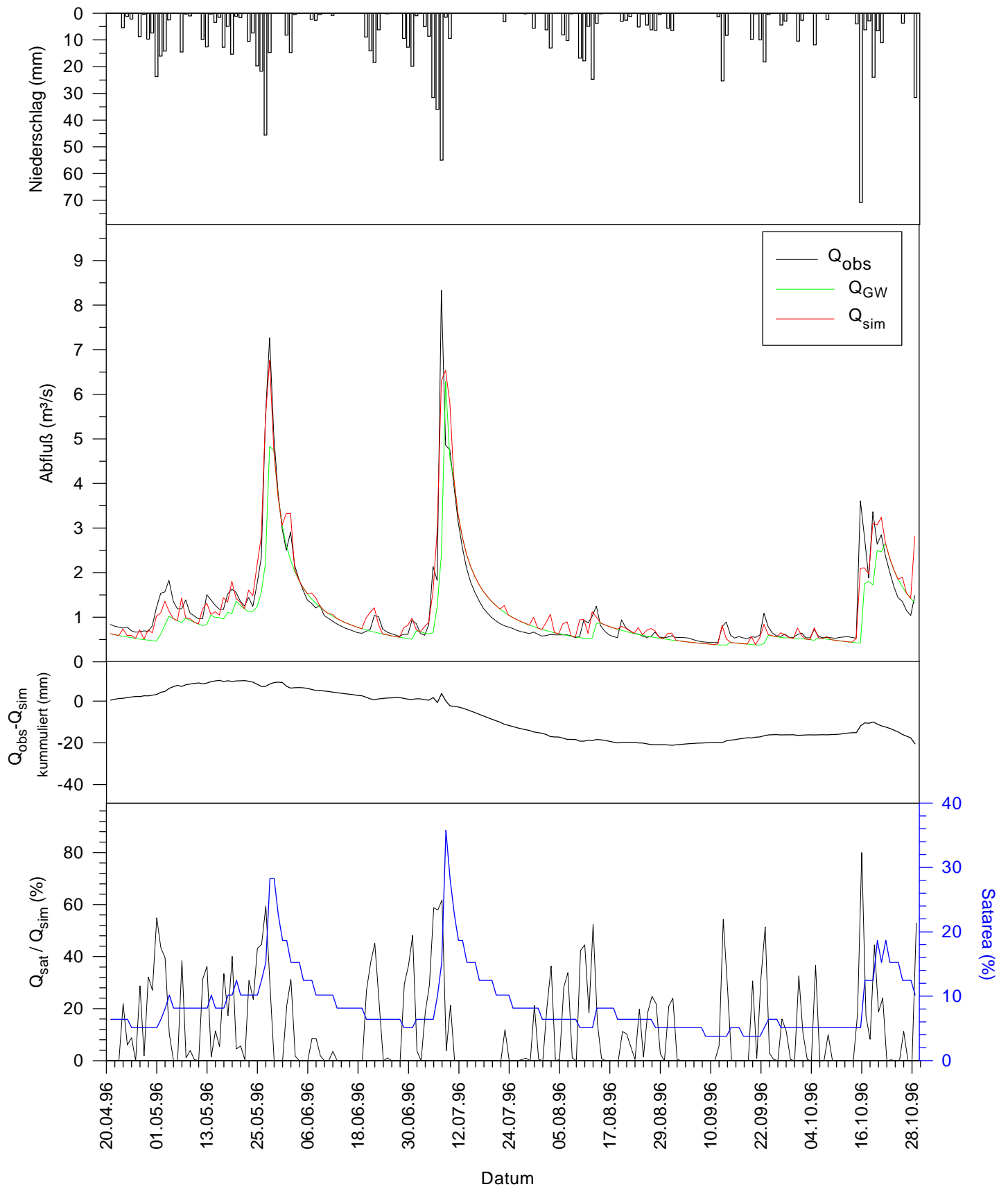


Abb. 6.10 TOPMODEL-Simulation der Verifikationsperiode (20.04.96 - 29.10.96) für Tageswerte mit Parametersatz (7)

Simulation (3) mit Stundenwerten vor allem hinsichtlich des größeren Anteils der Sättigungsflächen am Gesamteinzugsgebiet (im Mittel 8.7 %, maximal 35.8 %) und somit des Sättigungsoberflächenabflusses. Ein derartiger großer Anteil von Sättigungsflächen nicht den durch die Geländekartierungen erzielten Ergebnissen (Kap. 4.3).

Während Parameter M für die Kalibrierung mit Tageswerten eine nahezu unveränderte Größe im Vergleich zu der Kalibrierung mit Stundenwerten annimmt, zeigen T_0 und SRMAX etwas kleinere Werte. Simulierte und gemessene Ganglinie stimmen visuell zufriedenstellend überein (Abb. 6.10). Die Feststellung von BRUNEAU et al. (1995: 76) über eine stark abnehmende Modelleffizienz bei einer größeren zeitlichen Auflösung der Modellierung kann anhand dieser Anwendung nicht bestätigt werden. Die Zunahme des Anteils von Sättigungsoberflächenabfluß, die Konstanz des Parameters M sowie die Abnahme von T_0 , die durch die Abnahme der Niederschlagsintensität bei größeren Zeitschritten begründet werden kann, entsprechen hingegen den Beobachtungen von BRUNEAU et al. (1995). Die Autoren können weiterhin eine systematische Zunahme von SRMAX bei größeren Zeitschritten der Modellierung feststellen. Für das Brugga-Gebiet ergibt die Parameteranpassung hingegen einen kleineren Wert von SRMAX. Es muß dabei berücksichtigt werden, daß die genannten Autoren ihre Untersuchung anhand der Modelleffizienz eff durchführen, während in dieser Arbeit für die Parameteranpassung das kombinierte Gütemaß komb_{eff} verwendet wird. Eine separate Betrachtung von eff zeigt auch für die Simulation im Brugga-Gebiet für SRMAX höhere Werte bei der Verwendung von Tageswerten.

Die Modellierung mit Tageswerten zeigt, daß im Brugga-Einzugsgebiet gute Simulationsergebnisse bei der Ermittlung von Abflußganglinien mit TOPMODEL auch für eine geringere zeitliche Auflösung der Eingangsdaten möglich sind. Angesichts der deutlichen Unterschiede in der Modellierung der Sättigungsflächen und Abflußkomponenten ist die Anwendbarkeit von großen Zeitschritten (wie z.B. Tageswerten) für diese Fragestellung hingegen nicht geeignet. Für die Erfassung von Prozessen wie Sättigungsoberflächenabfluß, die in einer zeitlichen Skala von wenigen Stunden ablaufen, muß das darauf angewandte Modell wie TOPMODEL ebenso in einer dazu konsistenten zeitlichen Auflösung angewandt werden. Die Ergebnisse der Simulation mit Tageswerten können in dieser Hinsicht keine physikalisch interpretierbare Aussage liefern.

6.5 Fazit

Die Modellierung mit TOPMODEL erfolgt für das Brugga-Einzugsgebiet bis zum Pegel Oberried für den Zeitraum 20.07.95 - 29.10.96. Ein kombiniertes Gütemaß der Modelleffizienz aus nicht transformierten und logarithmierten Abflüssen, das die Güte der Simulation gleichmäßig über die gesamte Spannweite der Abflußmengen beurteilt, wird als Optimierungskriterium zur Parameterkalibrierung verwendet. Die Festlegung eines singulären Parametersatzes zur besten Modellanpassung ist damit eindeutig möglich. Für einen Kalibrierzeitraum, der nicht stark durch Schneeniederschläge beeinflusst ist, werden die Parameter des TOPMODEL-Hauptmoduls zu $T_0 = 1.6 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$, $M = 43 \text{ mm}$, $\text{SRMAX} = 140 \text{ mm}$, $t_d = 0.001 \text{ h mm}^{-1}$ und $\text{MAXBAS} = 6.0$ ermittelt. Die Insensitivität und Interdependenz dieser Parameter ist gering. In der Verifikationsperiode werden damit sehr gute Modellierungsergebnisse erhalten. Einige Stunden andauernde Abflußspitzen können durch Sättigungsoberflächenabfluß modelliert werden. Die Simulation der durch Schneeniederschläge oder Schneeschmelze beeinflussten Zeiträume ist jedoch unbefriedigend. Die schlechte Eignung der

flächenkonzentrierten, einfachen Konzeption des verwendeten Taggrad-Verfahrens sowie eine tatsächlich größere Direktabflußkomponente bei der Schneeschmelze im Brugga-Gebiet sind hierfür mögliche Gründe.

Der durchschnittliche Anteil von simulierten gesättigten Flächen entspricht mit 4.4 % gut den Geländebeobachtungen. Die simulierte Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen ist hingegen deutlich zu groß. Die Diskussion der simulierten Abflußganglinie und von Parameter M im Vergleich zu Ergebnissen einer Rezessionsanalyse bestätigt die bessere Eignung einer geringeren Variabilität von Sättigungsflächen. Der simulierte Anteil von Sättigungsoberflächenabfluß am Gesamtabfluß beträgt über den Modellierungszeitraum 10 %, für kurze Zeiträume (Stundenwerte) bis zu 60 %. Diese Ergebnisse sind in einem ersten groben Vergleich mit einer Ganglinienseparation mit Tracerverfahren näherungsweise plausibel. Die kalibrierten Parameter T_0 , SRMAX und MAXBAS nehmen verglichen mit Geländeabschätzungen physikalisch sinnvolle Werte an. Die Parameter t_d und M können hingegen im Rahmen des Naturdatenvergleichs nicht verifiziert werden.

Der Einfluß unterschiedlicher Verteilungen des topographischen Indizes auf die Simulationsergebnisse kann insbesondere für die modellierten Abflußkomponenten gezeigt werden. Eine Rekalibrierung der Parameter gleicht diese Unterschiede jedoch wieder aus. Die Notwendigkeit der Modellierung auf der Grundlage zeitlich hoch aufgelöster Daten (Stundenwerte) wird hervorgehoben. Simulationsergebnisse von Abflußkomponenten und Sättigungsflächen bei Simulationen mit Tageswerten können durch Geländeergleiche nicht verifiziert werden.

Die ambivalenten Resultate beim Naturdatenvergleich von Simulationsergebnissen und Parameterwerten zeigen die Notwendigkeit zur detaillierten Überprüfung der TOPMODEL-Konzeption und der Modellannahmen, um schließlich gemäß der Zielsetzung eine Beurteilung von TOPMODEL auch aus prozeßorientierter Sicht zu ermöglichen (Kap.7).

7 Gültigkeit der TOPMODEL-Konzeption im Brugga-Einzugsgebiet

Nach der Darstellung und Diskussion der Ergebnisse und Parametersätze verschiedener TOPMODEL-Simulationen im Brugga-Einzugsgebiet in Bezug zu Geländedaten (Kap. 6) sollen schließlich die grundlegenden Annahmen der TOPMODEL-Konzeption hinsichtlich deren Gültigkeit im Untersuchungsgebiet beurteilt werden. Eine Zusammenfassung der wesentlichen TOPMODEL-Annahmen wird in Kapitel 3.4 gegeben.

Die **flächenkonzentrierte Konzeption** von TOPMODEL ist insbesondere hinsichtlich der meteorologischen Faktoren problematisch. Die daraus folgende Annahme einer gleichförmigen Neubildungsrate zur gesättigten Zone über das gesamte Untersuchungsgebiet ist für das Brugga-Gebiet mit großen Höhenunterschieden nicht gültig. Neben der Verteilung der Niederschläge (Kap. 2.4) kann auch die Verdunstung eine höhenabhängige (und teilweise landnutzungsabhängige) räumlichen Variabilität aufweisen. Die räumliche Verteilung der Neubildungsrate und somit von gesättigten Flächen wird durch diese Faktoren mitbestimmt. Sowohl für die modellierte aktuelle Verteilung von Sättigungsflächen als auch für die Bestimmung eines langfristigen mittleren Zustandes der Bodenfeuchte ist die Annahme einer gleichförmigen Neubildungsrate somit nicht ausreichend. Abweichungen der modellierten zu kartierten Sättigungsflächen können teilweise darauf zurückgeführt werden (Kap. 5.6.3). Für die Modellierung von Schneeniederschlägen und Schneeschmelze ist die Verwendung eines Gebietsmittelwertes der Lufttemperatur im Brugga-Gebiet bei Höhenunterschieden von über 1000 m und einem Abflußregime mit einer starken nivalen Komponente ungeeignet. Die ungenügende Schneemodellierung führt zu starken Abweichungen der simulierten zu den gemessenen Abflüssen (Kap. 6.1.3).

Auch die Bodeneigenschaften werden in der hier verwendeten TOPMODEL-Version nicht räumlich verteilt betrachtet. Die schlechte Eignung der gleichförmig angenommen Transmissivität für die Verteilung des topographischen Indizes wurde angesichts der vermuteten deutlichen Variabilität im Brugga-Gebiet in Kapitel 5.6.3 dargestellt. Es muß darauf hingewiesen werden, daß eine räumlich variable Verteilung der Transmissivität im Rahmen von TOPMODEL theoretisch berücksichtigt werden kann. Anstelle des hier verwendeten topographischen Indizes $I = \ln(a/\tan\beta)$ kann analog ein kombinierter Boden-Topographie-Index (BEVEN et al., 1986)

$$I = \ln\left(\frac{a}{T_0 \cdot \tan\beta}\right) \quad (7.1)$$

benutzt werden, bei dem die Transmissivität T_0 zur Indexberechnung für jede Rasterzelle bekannt sein muß. Im Brugga-Gebiet ist die Anwendung dieses Indizes aufgrund der fehlenden quantitativen Information zu den Transmissivitäten nicht möglich.

Die Dynamik der unterirdischen gesättigten Zone wird in TOPMODEL durch eine Folge von **Gleichgewichtszuständen** beschrieben (Kombination der Gleichungen 3.4 und 3.5). Diese Annahme

führt im Rahmen der Modellkonzeption zu einer Änderung des Sättigungsdefizites von einem Modellierungszeitschritt zum nächsten, die an jedem betrachteten Punkt des Untersuchungsgebietes genau denselben Wert annimmt (Gleichung 3.9). Für die alternative Formulierung der TOPMODEL-Gleichungen mit dem Flurabstand der gesättigten Zone anstelle des Sättigungsdefizites entspricht dies einer zu sich parallelen vertikalen Verschiebung der Oberfläche der gesättigten Zone über das gesamte Einzugsgebiet (FRANCHINI, et al. 1996: 306). Dieses Gleichgewichtskonzept setzt voraus, daß zum unterirdischen Abfluß an einem beliebigen Punkt die vollständige lokale Einzugsgebietsfläche dieses Standortes innerhalb eines Modellierungszeitschrittes beiträgt (Gleichung 3.5). Die Fließgeschwindigkeiten in der gesättigten Zone sind jedoch zumeist so klein, daß der Beitrag nur aus einem Teilbereich erfolgt, sodaß der Gleichgewichtszustand nicht eintritt (BURLING et al., 1994: 1031). Untersuchungen der zeitlichen Veränderung von Grundwasserständen an Hängen z.B. von HINTON et al. (1993) und SEIBERT et al. (1997) zeigen ein entsprechendes ungleichmäßiges Verhalten. Vor allem in flach geneigten Gebieten muß die größere Bedeutung des Matrixpotentials im Vergleich zum Gravitationspotential für die Wasserbewegung im Boden berücksichtigt werden (ANDERSON & KNEALE, 1982: 79). Auch für das Brugga-Gebiet kann grundsätzlich keine Gültigkeit des Gleichgewichtsansatzes angenommen werden. Jedoch kann aufgrund der steilen Topographie und teilweise hoher Fließgeschwindigkeiten dieser zumindest näherungsweise als zulässig betrachtet werden. Für die in dieser Arbeit durchgeführte Untersuchung des Gesamtabflusses, der Abflußkomponenten oder der langfristigen durchschnittlichen Verteilung von Bodenfeuchtezuständen ist die eingeschränkte Gültigkeit des Gleichgewichtsansatzes darüber hinaus weniger von Bedeutung. Für eine zeitlich und räumlich höher aufgelöste Modellierung von Bodenfeuchte oder Grundwasserflurabständen ist dies hingegen wesentlich. Bei derartigen Zielsetzungen können unbefriedigenden Anwendungen von TOPMODEL unter anderem in dieser Hinsicht erklärt werden (JORDAN, 1994: 379; SEIBERT et al., 1997).

In Anbetracht der steilen Topographie im Brugga-Einzugsgebiet kann eine weitere TOPMODEL-Annahme, wonach der **hydraulische Gradient der gesättigten Zone** der Neigung der Geländeoberfläche entspricht, näherungsweise als gültig betrachtet werden. Diese Feststellung gilt zumindest bezüglich der Bestimmung von Abflusssmengen in der unterirdischen Zone im Maßstab des Einzugsgebietes. Die Annahme wird jedoch hinsichtlich ihrer Gültigkeit in einer kleineren Skala am Ende dieses Kapitels nochmals diskutiert.

Die Rezessionsanalyse einer langjährigen Datenreihe hat gezeigt, daß eine **exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit** mit der Tiefe eine zutreffende Konzeptionalisierung des den unterirdischen Abfluß erzeugenden Speichers im Rahmen der TOPMODEL-Annahmen darstellt (Kap. 5.7). Dieser Ansatz ermöglicht im Brugga-Einzugsgebiet gute Abflusssimulationen (Kap.6). Im Vergleich mit den geologischen bzw. bodenkundlichen Charakteristika des Untersuchungsgebietes (Kap.,2.2), den Ergebnissen aus der Bestimmung von Abflußkomponenten mit Tracerverfahren (LINDENLAUB et al., 1997) und der klassischen Rezessionsanalyse auf der Grundlage einer linearen Speicherkonzeption (Kap. 5.7) erscheint die Annahme eines einzelnen Speicherraumes für die Bildung des unterirdischen Abflusses im Rahmen einer geländebezogenen Interpretation im Brugga-Gebiet jedoch nicht zutreffend. Die genannten Vergleichsmöglichkeiten lassen vielmehr eine Aufteilung des unterirdischen Abflusses auf Herkunftsräume mit unterschiedlichen Speichereigenschaften und Konzentrationen von Wasserinhaltsstoffen annehmen. So ist eine Aufteilung in den Kluftaquifer des kristallinen Grundgebirges, die darüberliegende Zersatzzone und die oberflächlich anstehenden Verwitterungsdeckschichten und/oder Hangschuttdecken denkbar (z.B. LINDENLAUB et al. 1997). Interessant ist die Feststellung, daß die Dynamik dieser Herkunftsräume, die gemäß der klassischen

Vorstellung durch die Parallelschaltung mehrerer Linearspeicher (Speicher mit einer konstanten Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe) mit unterschiedlichen Speicherkonstanten beschrieben werden kann (siehe auch Abb. 5.14 d), konzeptionell ebenso durch einen einzigen Speicher mit einer exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit erfaßt werden kann. Die annähernd exponentielle Verteilung der Speicherkonstanten der verschiedenen Einzellinearspeicher ist dafür eine mögliche Erklärung.

Eine weitere Annahme von TOPMODEL ist die Vernachlässigbarkeit von **lateralen Fließwegen** in der ungesättigten Zone. Die TOPMODEL-Konzeption beschreibt dort ausschließlich die vertikale Wasserbewegung. Für die Bildung einer lateralen Komponente in der ungesättigten Zone ist hingegen die vertikale Anisotropie eines Bodens an einem geeigneten Standort ausreichend (BURLING et al., 1994: 1030 nach ZAVLASKY & SINAI, 1981). Für die Verwitterungsdecken im Untersuchungsgebiet kann vielfach die durch periglaziale Prozesse entstandene Schichtenfolge mit teilweise oberflächenparallel gelagertem groben Material und Gefüge angenommen werden (Kap. 2.2). Sowohl an Schichtgrenzen als auch durch das eingeregeltere Substrat kann die Bildung lateraler Fließkomponenten in der ungesättigten Zone vermutet werden, deren Vernachlässigung nicht gerechtfertigt ist. Zusammen mit der Struktur des gesättigten Bereiches (siehe letzter Abschnitt) weist die gesamte Darstellung der unterirdischen Zone in TOPMODEL eine sehr starke Konzeptionalisierung auf, die insgesamt nicht einer an Einzelprozessen orientierten Geländevorstellung (z.B. hinsichtlich Fließwegen in der ungesättigten Zone, Beitrag verschiedener Komponenten der gesättigten Zone) entspricht.

Die grundlegende Konzeption von TOPMODEL bezüglich der **Bildung von Sättigungsflächenabfluß** beruht auf einer Sättigung von Flächen durch den Anstieg der Oberfläche der gesättigten Zone zur Geländeoberfläche, also einer Sättigung 'von unten' (CAPPUS, 1960; FREEZE, 1972: 1275; DUNNE et al., 1975: 307; BEVEN & KIRKBY, 1979). Die Lage der Oberfläche der gesättigten Zone unterliegt den Modellannahmen entsprechend allein der Kontrolle durch die Topographie, sodaß mit Hilfe des topographischen Indizes die räumliche Verteilung von Sättigungsflächen bestimmt werden kann. Unter Berücksichtigung der Neubildung zur gesättigten unterirdischen Zone und des unterirdischen Abflusses ist auf diese Weise die Variabilität der Ausdehnung der Sättigungsflächen modellierbar (Kap. 3.2.1 und Abb. 7.1 links). Dieses Konzept setzt relativ geringmächtige, homogene Böden (BEVEN et al., 1995: 658) und die Durchgängigkeit der gesättigten Zone im gesamten Untersuchungsgebiet voraus.

Für eng begrenzte Bereiche in den Talböden oder flach geneigten Lagen hat diese Konzeption im Brugga-Gebiet Gültigkeit (Abb. 7.1 rechts). Wie die Kartierung der Sättigungsflächen zeigt (Kap. 4.3.2 und 4.3.3), sind zahlreiche Sättigungsflächen jedoch auch z.B. an Schichtquellen, Kluftquellen oder lokalen Stauwasserzonen über undurchlässigerem Material vorzufinden. Diese Sättigungsflächen sind somit an andere Grund- oder Stauwasserleiter gebunden (z.B. Kluftgrundwasserleiter des kristallinen Grundgebirges), die mit der TOPMODEL-Konzeption nicht erfaßt werden können (Abb. 7.1 rechts). Auch die vielfach räumlich festgelegte Ausdehnung dieser Flächen (z. B. aufgrund der Zugehörigkeit zu einer punktförmig austretenden Quelle und dem sich anschließenden Hangstreifen) entspricht nicht dem variablen TOPMODEL-Konzept.

Abb. 7.1 **Schematische Darstellung der Lage (rot) und möglichen Variabilität (grün) von Sättigungsflächen gemäß der TOPMODEL-Konzeption (links) und einer typischen Situation im Brugga-Einzugsgebiet (rechts). Querschnitt (oben) und Draufsicht (unten).**

Anhand der Ergebnisse der Kartierarbeiten wurde betont, daß für viele Sättigungsflächen wegen der sie begrenzenden steilen Topographie keine starke Variabilität ihrer Ausdehnung angenommen wird (Kap. 4.3.2). Im Bezug zu den Ergebnissen der TOPMODEL-Simulation, die demgegenüber eine deutliche Variabilität ermittelt (Kap. 6.3, Abb. 6.8), stellt sich die Frage, warum gerade ein Modell, das insbesondere die Topographie berücksichtigt, diese Geländebeobachtungen nicht entsprechend erfassen kann. Im folgenden sollen hierfür mögliche Erklärungen gegeben werden.

Im Gegensatz zu der von TOPMODEL angenommen homogenen Verteilung der Transmissivität tritt beim Übergang aus der gesättigten Muldenlage zum angrenzenden Hangbereich ein Wechsel zu einem stärker durchlässigen Substrat auf. Durch Transportprozesse am Hang, die dort zu einem Abtrag insbesondere von feinerem Material (SCHREINER, 1981: 198) und einer anschließenden Akkumulation in einer Muldenlage oder am Hangfuß führen, ist dies eine für das Brugga-Gebiet plausible Erklärung. Für ein Einzugsgebiet in den Vogesen treffen AMBROISE et al. (1996b: 2156) anhand der Simulationsergebnisse mit TOPMODEL eine entsprechende Annahme.

Die kleinräumige Struktur der Topographie wird in der TOPMODEL-Simulation nicht ausreichend detailliert erfaßt. In der groben Auflösung des DGM in $50 \times 50 \text{ m}^2$ Zellen sind Muldenbereiche als einheitliche, insgesamt flache Bereiche abgebildet, in denen eine Ausdehnung der Sättigungsflächen aus einer zentralen Lage zu den etwas höher gelegenen Randbereichen stattfinden kann (*Makrotopographie*). Die detaillierte Geländedarstellung zeigt hingegen oftmals im Muldenbereich ein kleinräumiges Relief, in dem die auftretenden Höhenunterschiede eine räumliche Festlegung von gesättigten Flächen bewirken (Abb. 7.2) (vgl. auch Kap. 5.6.3). Eine Sättigung der zwischenliegenden Erhebungen tritt aufgrund der angrenzenden 'Drainage' nicht ein. Die von TOPMODEL angenommene quasi-parallele Lage der Oberfläche der gesättigten Zone zur Geländeoberfläche ist in diesem kleinen Maßstab nicht gültig. Diese topographischen Erscheinungen können als *Mesotopographie* bezeichnet werden. Somit wird die Abgrenzung zu ähnlichen, im Dezimeterbereich auftretenden Strukturen hervorgehoben, die in dieser Arbeit (Kap. 4.3.4) und von KIRNBAUER et al. (1996: 19) unter dem Namen *Mikrotopographie* Speicherräume in Sättigungsflächen darstellen.

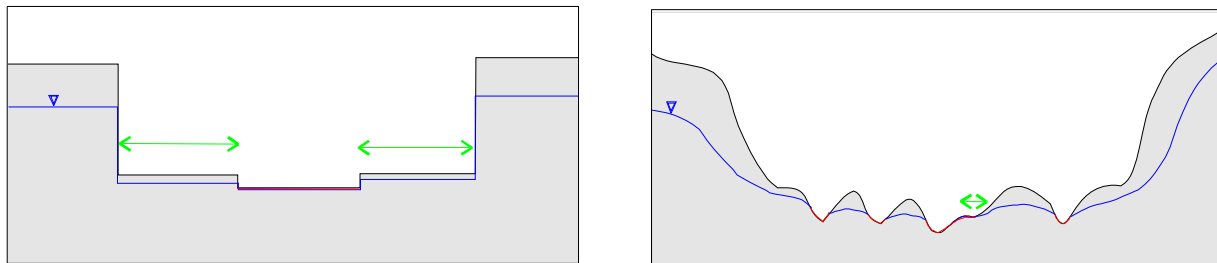


Abb. 7.2 Schematisierte makrotopographische Darstellung von Muldenlagen im digitalen Geländemodell ($50 \times 50 \text{ m}^2$ Zellen) (links) und tatsächliche mesotopographische Struktur im Gelände (rechts). Lage (rot) und mögliche Variabilität (grün) von Sättigungsflächen

Eine eingehende Untersuchung der TOPMODEL-Ansätze führt zu einer weiteren Erklärung für die Abweichungen zwischen beobachteter und simulierter Variabilität von Sättigungsflächen:

Es sollen zunächst zwei Hänge derselben Form, aber mit unterschiedlicher Neigung betrachtet werden, die denselben unterirdischen Abfluß Q abführen (Abb. 7.3). Die Anwendung der Darcy-Gleichung ergibt unter der Voraussetzung gleicher Durchlässigkeitsbeiwerte im geneigten Abschnitt des steileren Hanges einen geringeren Flurabstand z_a (Abb. 7.3 a, oben) als im Falle des flacheren Hanges mit z_b (Abb. 7.3 b, oben).

Die Repräsentation dieser beiden Hänge auf der Grundlage eines DGM in TOPMODEL ist im unteren Teil der Abbildung 7.3 dargestellt. Die Berechnung des topographischen Indizes zeigt, daß der Unterschied der Indexwerte zwischen den Zellen 1 und 2 in beiden Fällen (steiler und flacher Hang derselben Form) gleich ist. Nur die absoluten Indexwerte sind unterschiedlich (siehe auch FRANCHINI et al., 1996: 318). Dieser Effekt kann deutlich gezeigt werden, wenn für die Indexberechnung des Brugga-Gebietes anstelle des realen DGM ein synthetisches DGM derselben Rastergröße aber mit durch den Faktor 10 geteilten Höhendaten verwendet wird. Die sich ergebende Verteilungsfunktion dieses flacheren Einzugsgebietes zeigt dieselbe Form der Verteilung und ist nur um einen bestimmten Betrag zu höheren Indexwerten verschoben (Abb. 7.4).

Abb. 7.3 oberer Abbildungsteil: schematisierte Darstellung eines Grundwasserleiters in einem Hang eines flachen Einzugsgebietes (a) und eines steilen Einzugsgebietes (b)
 unterer Abbildungsteil Repräsentation derselben Hänge auf der Grundlage eines DGM in TOPMODEL

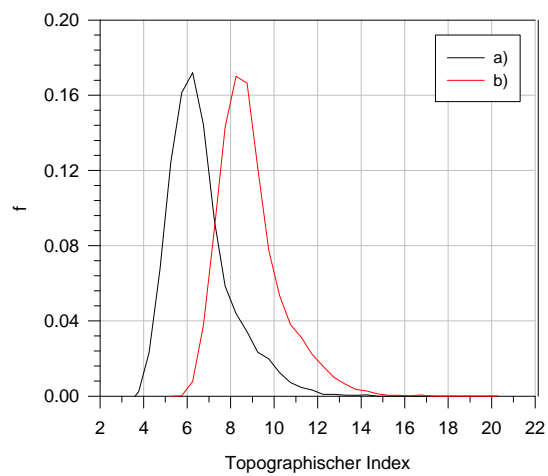


Abb. 7.4 Verteilung des topographischen Indizes im Brugga-Gebiet berechnet auf der Grundlage
 (a) der tatsächlichen Höhenangaben des DGM (vgl. Abb. 5.13 c)
 (b) der durch den Faktor 10 geteilten Höhenangaben des DGM

Entsprechend ist der Mittelwert des topographischen Indizes λ um diesen Betrag erhöht. Auf der Grundlage von Gleichung (3.9 b), die die Beziehung des Flurabstandes in einer Rasterzelle in Abhängigkeit vom Indexwert dieser Rasterzelle und vom mittleren Flurabstand \bar{z} bzw. Indexwert des Einzugsgebietes λ beschreibt, kann somit für ein steiles und ein flaches Einzugsgebiet gezeigt werden (Notation siehe Abb. 7.3, unten):

flaches Einzugsgebiet

$$z_{a1} = \bar{z}_a - \frac{1}{f} \cdot (I_{a1} - \lambda_a)$$

$$z_{a2} = \bar{z}_a - \frac{1}{f} \cdot (I_{a2} - \lambda_a)$$

steiles Einzugsgebiet

$$z_{b1} = \bar{z}_b - \frac{1}{f} \cdot (I_{b1} - \lambda_b)$$

$$z_{b2} = \bar{z}_b - \frac{1}{f} \cdot (I_{b2} - \lambda_b)$$

Gemäß obiger Erklärung zur Verteilung der Indexwerte ist

$$(I_{a1} - \lambda_a) = (I_{b1} - \lambda_b) = \Delta I_1$$

und

$$(I_{a2} - \lambda_a) = (I_{b2} - \lambda_b) = \Delta I_2$$

Somit gilt

$$z_{a1} = \bar{z}_a - \frac{1}{f} \cdot \Delta I_1$$

$$z_{b1} = \bar{z}_b - \frac{1}{f} \cdot \Delta I_1$$

$$z_{a2} = \bar{z}_a - \frac{1}{f} \cdot \Delta I_2$$

$$z_{b2} = \bar{z}_b - \frac{1}{f} \cdot \Delta I_2$$

Sei $z_{a2} = z_{b2} = 0$ folgt

$$\bar{z}_a = -\frac{1}{f} \cdot \Delta I_2$$

$$\bar{z}_b = -\frac{1}{f} \cdot \Delta I_2$$

und somit

$$\bar{z}_a = \bar{z}_b$$

Daraus folgt für die Zellen 1

$$z_{a1} = z_{b1}$$

Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zu der tatsächlichen Situation, bei der unter sonst identischen Bedingungen am Hang des steileren Einzugsgebietes ein größerer Flurabstand als im flacheren Einzugsgebiet erwartet werden kann. Tritt beim Anstieg des Grundwasserstandes gerade eine Sättigung am flachen Hang ein, so tritt gemäß dieser TOPMODEL-Konzeption aufgrund derselben Verringerung des Flurabstandes auch am steilen Hang eine Sättigung auf. Gemäß der einfachen Geländevorstellung ist der steile Hang jedoch noch nicht gesättigt.

Diese Insensitivität der relativen Verteilung der Werte des topographischen Indizes zwischen einzelnen Rasterzellen bezüglich den absoluten Höhendifferenzen zwischen diesen Zellen führt also insbesondere in einem steilen Einzugsgebiet zu einem Fehler in der Modellierung der Variabilität der Ausdehnung von Sättigungsflächen. Dieser kann letztendlich auf die Ungültigkeit der TOPMODEL-Annahme einer zur Geländeoberfläche parallelen Oberfläche der gesättigten Zone in der Skala einzelner Zellen zurückgeführt werden, die bereits modellimmanent im Widerspruch zu der zellendetaillierten Bestimmung unterschiedlicher Flurabstände steht. Angesichts der teilweise sehr steilen Topographie des Brugga-Einzugsgebietes ist diese Problematik als weitere Erklärung für die im Vergleich zu Geländebeobachtungen unbefriedigend modellierten Variabilität von Sättigungsflächen von Bedeutung.

Fazit

Die flächenkonzentrierte Konzeption von TOPMODEL ist bezüglich der Annahme einer räumlichen Gleichverteilung der meteorologischen Faktoren (Niederschlagsinput, Lufttemperatur), der Bodeneigenschaften und somit der Neubildung zur gesättigten Zone für das Brugga-Gebiet nicht zutreffend. Die Annahme einer exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe kann anhand einer Rezessionsanalyse als gültige Konzeption im Rahmen der TOPMODEL-Anwendung für das Untersuchungsgebiet verifiziert werden. Die gesamte Darstellung der unterirdischen Zone in TOPMODEL weist jedoch eine sehr starke Konzeptionalisierung auf, die im Brugga-Einzugsgebiet einer an Einzelprozessen orientierten Geländebeschreibung (z.B. hinsichtlich Fließwegen in der ungesättigten Zone, Beiträgen verschiedener Komponenten der gesättigten Zone) nicht entspricht. Die TOPMODEL-Konzeption von topographisch begründeten, variablen beitragenden Flächen des Sättigungsoberflächenabflusses ist für das Brugga-Gebiet nicht ausreichend. Durch andere Faktoren erzeugte und dadurch oft in ihrer Ausdehnung festgelegte Sättigungsflächen können nicht erfaßt werden. Die im Vergleich mit den Geländebeobachtungen auch für topographisch begründete Sättigungsflächen zu stark simulierte variable Ausdehnung kann mit der in der Modellierung nicht berücksichtigten Inhomogenität der Transmissivität im Gelände, der zu groben Repräsentation der Topographie im digitalen Geländemodell und mit der Ungültigkeit der TOPMODEL-Annahme einer zur Geländeoberfläche parallelen Oberfläche der gesättigten Zone insbesondere für steile Einzugsgebiete begründet werden.

8 Schlußfolgerungen und Ausblick

Die Anwendung des Niederschlag-Abfluß-Modells TOPMODEL im Brugga-Einzugsgebiet führt zu überwiegend guten Simulationsergebnissen bei der Bestimmung der Abflußganglinie am Pegel Oberried. Mathematische Modelle können jedoch oft sehr gute Anpassungen ergeben, wenn nur eine genügend große Zahl von Parametern bei der Kalibrierung zur Verfügung steht. TOPMODEL stellt mit vier Parametern im Hauptprogramm eine bemerkenswerte Ausnahme dar. Dieser oft genannte Vorzug des Modells (BEVEN, 1995: 163) kann anhand des Kalibriervorganges und der Sensitivitätsanalyse bei der Anwendung im Brugga-Gebiet bestätigt werden. Die Auswahl eines singulären Parametersatzes zur besten Modellanpassung ist eindeutig und mit einem relativ geringen Zeitaufwand möglich. TOPMODEL kann somit für eine reine Abflußsimulation als eine attraktive Modellkonzeption angesehen werden.

Die Notwendigkeit des Gebrauchs unterschiedlicher Gütemaße zur Beurteilung einer Modellanpassung ist hervorzuheben. Wie die Untersuchung der Sensitivität von Parametern zeigt, ermöglicht die Betrachtung mehrerer Gütemaße, die unterschiedliche Bereiche der Ganglinie beurteilen, spezifischere Aussagen hinsichtlich der Wirkung eines Parameters auf die Simulationsergebnisse. Die in dieser Arbeit entwickelte kombinierte Modelleffizienz ist ein geeignetes Gütemaß für eine gleichmäßig gute Modellkalibrierung über die gesamte Spannweite auftretender Abflüsse.

Ohne die Möglichkeit zur Überprüfung weiterer Variablen und Annahmen des kalibrierten Modells kann nicht ausgeschlossen werden, daß gute Abflußsimulationen durch unrealistische Prozesse im Modell erzeugt werden (u.a. WATTS, 1996:163). Die Kartierung von Sättigungsflächen im Brugga-Gebiet erweist sich als eine sehr hilfreiche Grundlage für eine entsprechende Modelldiskussion. Bodenkundliche und geobotanische Kriterien ermöglichen Aussagen zu Charakteristika von Flächen, die über den aktuellen hydrologischen Zustand hinausgehen. Der Nutzen einer interdisziplinären Vorgehensweise wird somit unterstrichen.

Die Geländebeobachtungen zeigen, daß das klassische Prinzip der räumlich variablen beitragenden Flächen von Sättigungsoberflächenabfluß im Brugga-Einzugsgebiet überwiegend nicht zutreffend ist. Das heterogene Vorkommen unterschiedlicher Stau- und Grundwasserkörper zusammen mit der steilen Topographie sind hierfür ausschlaggebend. Eine grundlegende Annahme der auf Sättigungsoberflächenabfluß spezialisierten TOPMODEL-Konzeption ist somit im Untersuchungsgebiet nicht erfüllt. Bei einem realistischen Mittelwert der simulierten Anteile der Sättigungsflächen am Gesamteinzugsgebiet wird deren räumliche Variabilität daher deutlich überschätzt. Weiterhin weisen die Geländebeobachtungen in Sättigungsflächen auf die Bedeutung des Interzeptionsspeichers und von mikrotopographisch bedingten Speicherräumen der Geländeoberfläche bzw. der obersten Bodenhorizonte für die Abflußbildung hin. *Maßgebend für die Dynamik des Sättigungsoberflächenabflusses im Brugga-Einzugsgebiet ist somit nicht die räumliche Variabilität von Sättigungsflächen, sondern deren zeitlich variabler Abflußbeiwert.*

Zukünftige Geländearbeiten könnten diese These bekräftigen. Möglich ist hierzu eine witterungs- und ereignisbezogene Untersuchung einzelner Sättigungsflächen, wobei einerseits deren räumliche Variabilität überprüft wird, andererseits durch eine parallele Niederschlags- und Abflußmessung quantitative Aussagen über den Abflußbeiwert ermittelt werden. In diesem Zusammenhang könnte auch eine detaillierte tracerhydrologische Beprobung durchgeführt werden. Die Bestimmung der Abflußkomponente Oberflächenabfluß im Rahmen einer Ganglinienseparation mit natürlichen Tracern ist durch die Unsicherheit in der Festlegung der entsprechenden Ausgangskonzentration des untersuchten Tracers eingeschränkt. Die Geländebeobachtungen von Sättigungsflächen zeigen, daß Sättigungsoberflächenabfluß eher mit einem ständigen Wechsel von Fließen auf der Oberfläche und in der obersten Bodenschicht, zumeist der Humusaufgabe, beschrieben werden kann. Der Beitrag von *Return Flow* kann bedeutend sein. Der Einfluß dieser Vorgänge auf die Konzentration von natürlichen

Tracern im Abfluß von Sättigungsflächen könnte durch die genannten Untersuchungen quantifiziert werden. Eine durchzuführende zeitlich hochaufgelöste Ganglinienseparation am Pegel Oberried (möglichst in Stundenwerten) kann zukünftig eine detailliertere Beurteilung der von TOPMODEL ermittelten Anteile von Sättigungsoberflächenabfluß ermöglichen und somit zusammen mit den vorgestellten Ergebnissen der Geländearbeit das Prozeßverständnis zur Bildung von Sättigungsoberflächenabfluß im Untersuchungsgebiet weiter verbessern.

Die TOPMODEL-Konzeption der Bodenzone mit der Annahme eines einzelnen Speichers zur Bildung des unterirdischen Abflusses, der durch eine exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe charakterisiert ist, ist für das Brugga-Einzugsgebiet eine zu überraschend guten Abflußsimulationen führende Vereinfachung. Aus rein konzeptioneller Sicht ist dieser Ansatz ein geeigneter Weg zur Erfassung der Dynamik des unterirdischen Abflusses. Im Vergleich zu der sonst üblichen Verknüpfung mehrerer Einzellinearspeicher wird somit die geringe Zahl von TOPMODEL-Parametern gewährleistet. Hinsichtlich einer prozeßorientierten Fragestellung ist diese Konzeption jedoch ungeeignet, da die im Brugga-Gebiet bestehenden unterschiedlichen Herkunftsräume hinsichtlich ihrer jeweiligen Beiträge oder ihrer hydrochemischen Eigenschaften nicht getrennt betrachtet werden können.

Die Untersuchung verschiedener rasterbasierter Berechnungsverfahren des topographischen Indizes auf der Grundlage eines digitalen Geländemodells zeigt die Notwendigkeit der kritischen Auswahl eines bestimmten Verfahrens anhand entsprechender Geländebeobachtungen. Die in vielen Anwendungen des topographischen Indizes ungeprüfte Wahl eines bestimmten Algorithmus kann bei flächendetaillierten Aussagen zu Fehlern führen. Die Brauchbarkeit des topographischen Indizes als ein *unabhängiges* Werkzeug zur Regionalisierung von Bodenfeuchtezuständen wird durch diesen Bezug auf Gebietscharakteristika allerdings eingeschränkt. Bisher können keine allgemeinen Richtlinien angegeben werden, welches Verfahren zur Indexberechnung in einem Gebiet, in dem keine detaillierten Geländedaten z.B. von Sättigungsflächen zur Verfügung stehen, am besten geeignet ist. Entsprechende Untersuchungen wie die in dieser Arbeit könnten jedoch zukünftig weitere naturdatenbezogene Hinweise liefern, welches Berechnungsverfahren unter bestimmten Randbedingungen am besten anzuwenden ist.

Für das Brugga-Gebiet, in dem neben der Topographie weitere Faktoren für die Entstehung von Sättigungsflächen verantwortlich sind, ist das einfache Konzept des topographischen Indizes für ihre Bestimmung nicht ausreichend. Eine Weiterentwicklung des Indizes durch die Einbindung von flächenverteilten klimatischen Randbedingungen wäre denkbar. Die theoretisch bereits mögliche Implementierung von räumlich verteilten Bodeneigenschaften ist aufgrund des Umfangs der dazu benötigten Datengrundlage schwierig. Heterogene geologische Bedingungen (Klüftung, Schichtung) können nicht berücksichtigt werden.

Für prozeßorientierte Fragestellungen ist das Niederschlag-Abfluß-Modell TOPMODEL im Brugga-Einzugsgebiet aufgrund zahlreicher nicht gültiger Konzepte und Annahmen insgesamt nicht geeignet. Die Ergebnisse der Geländearbeit sind für weitere Studien zur Verbesserung der prozeßnahen Modellierung eine wertvolle Grundlage.

Literaturverzeichnis

- Ambroise, B. (1986): Role hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes Vosges, France). In: Colloque sur l'environnement, Universités du Rhin Supérieur, Strasbourg. 620-625
- Ambroise, B. (1988): Interactions eaux souterraines - eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes Vosges, France): Role hydrologique des surfaces saturées. In: Dahlblom, P.; Lindh, G. (Hrsg.): Interaction between groundwater and surface water. International Association for Hydraulic Research, Delft. 231-238
- Ambroise, B.; Beven, K.; Freer, J. (1996a): Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrologic similarity. *Water Resources research*, 32(7), 2135-2145
- Ambroise, B.; Freer, J.; Beven, K. (1996b): Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resources research*, 32(7), 2147-2159
- Anderson, M.G.; Kneale, P.E. (1982): The influence of low-angled topography on hillslope soil-water convergence and stream discharge. *Journal of Hydrology*, 57, 65-80
- Barling, R.D.; Moore, I.D.; Grayson, R.B. (1994): A quasi-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Water Resources Research*, 30(4), 1029-1044
- Bergström, S. (1975): The development of a snow routine for the HBV-2 model. *Nordic Hydrology*, 6, 73-92
- Bergström, S. (1995): the HBV Model. In: Singh, V.P.: *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado. 443-476
- Bergström, S.; Forsman, A. (1973): Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff-model. *Nordic Hydrology*, 4, 147-170
- Beven, K.J. (1984): Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal*, 29: 425-434
- Beven, K.J. (1986): Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In: Abrahams, A.D. (Hrsg.): *Hillslope processes*. Allen and Unwin, Boston. 187-202
- Beven, K.J.; Kirkby, M.J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43-70
- Beven, K.J.; Wood, E. (1983): Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65: 139-158
- Beven, K.J.; Kirkby, M.J.; Schofield, N.; Tagg, A.F. (1984): Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, 69, 119-143
- Beven, K.; Lamb, R.; Quinn, P.; Romanowicz, R.; Freer, J. (1995): TOPMODEL. In: Singh, V.P.: *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado. 627-668

- Bodenkundliche Kartieranleitung (1994), Arbeitsgruppe Boden der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und der Geologischen Landesämter, 4.Auflage, Hannover
- Braun, L.N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, Heft 21
- Braun, P.; Molnar, T.; Kleeberg, H.B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 40(2), 83-90
- Bruneau, P.; Gascuel-Oudou, C.; Robin, P.; Merot, P.; Beven, K. (1995): Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. Hydrological Processes, 9: 69-81
- Cappus, P. (1960): Etude des lois de l'écoulement, Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche, 07/08-1960, Vol.A, 493-520
- Cosanday, C., de Oliveira, M. (1996): Surfaces saturées, surfaces contributives: localisation et extension dans l'espace du bassin versant. Hydrological Sciences Journal, 41(5), 751-761
- Costa-Cabral, M., Burges, J. (1994): Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. Water Resources Research, 30(6), 1681-1692
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1
- Dooge, J.C.I. (1988): Hydrology in perspective. Hydrological Sciences Journal, 33, 61-85
- Keller, R.; DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) (1978) (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland
- Dierschke, H. (1994): Pflanzensoziologie, Grundlage und Methoden; UTB Verlag, Stuttgart
- Dunne, T.; Black, R.D. (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resources Research, 6, 478-490
- Dunne, T.; Moore, T.R.; Taylor, C.H. (1975): Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. Hydrological Science Bulletin, 10(3), 305-327
- Durand; P.; Robson, A.; Neal, C. (1992): Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. Journal of Hydrology, 139, 1-14
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen; DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238
- Dyck, S.; Peschke, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin
- Ellenberg, H. (1991): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa, Scripta geobotanica, Vol.18, Verlag Erich Goltze, Göttingen

- Erhardt, A. (1995): Untersuchungen zur Abflußkonzentration im Einzugsgebiet der Brugga. Diplomarbeit der Professur für Hydrologie, Universität Freiburg
- Feger, K.H. (1995): Exkursionsführer zur bodenkundlichen Exkursion in den Süd- und Mittelschwarzwald. Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Universität Freiburg
- Franchini, M.; Wendling, J; Obled, Ch.; Todini, E. (1996): Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of hydrology*, 175, 293-338
- Freeze, R.A. (1972): Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2.) Upstream source areas. *Water Resources Research*, 8, 1272-1283
- FVA (1996): Standortskarte des Forstbezirks Kirchzarten, Maßstab 1:10000, Forstliche Versuchsanstalt Freiburg, Abteilung Botanik und Standortskunde
- FVA (1994): Erläuterungen zu den Standortskarten des Forstbezirks Kirchzarten, Forstliche Versuchsanstalt Freiburg, Abteilung Botanik und Standortskunde
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1977): Geologische Karte von Freiburg i. Br. und Umgebung 1:50000
- Güntner, A.; Uhlenbrook, S.; Seibert, J.; Leibundgut, Ch. (1997): Estimation of saturation excess overland flow areas- comparison of topographic index calculations with field mapping. In: Diekkrüger, B.; Richter O. (Hrsg.): *Regionalization in Hydrology. Landschaftökologie und Umweltforschung*, Heft 25, Braunschweig
- Gurtz, J. et al. (1996): Zur Modellierung von Wasserhaushalt und Abfluss im alpinen Raum. In: Markert, B. (Hrsg.): *Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. Gerd Peschke, IHI Zittau.* 223-235
- Hädlich, F.; Moll, W.; Stahr, K. (1979): Böden. In: Zöttl, H.W. (1979) (Hrsg.): *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*, Band 28, 55-81
- Hewlett; D., Hibbert, A.R. (1967): Factors affecting the reponse of small watersheds to precipitation in humid areas, in: Sopper, W.E. ; Lull, H.W. (Hrsg.) (1967): *Forest hydrology*, Pergamon Press. 275-290
- Hinton, M.J.; Schiff, S.L.; English, M.C. (1993): Physical properties governing groundwater flow in a glacial till catchment. *Journal of Hydrology*, 142, 229-249
- Holmgren, P. (1984): Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8, 327-334
- Hornberger, G.M.; Beven, K.J.; Cosby, B.J.; Sappington, D.E. (1985): Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, 21(12), 1841-1850
- Hüttner, R.; Wimmenauer, W. (1967): Erläuterungen zur geologischen Karte Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 8013, Stuttgart

- Iorgulescu, I. (1996): Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant, Thèse de doctorat, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne
- Iorgulescu, I.; Jordan, J.-P. (1994): Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 159, 255-273
- Jordan, J.P. (1994): Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 153, 357-382
- Keding, I. (1984): Die räumliche Verteilung der effektiven Sonneneinstrahlung im Gebirge. Dargestellt am Beispiel eines hydrologischen Einzugsgebietes im Schwarzwald; Diplomarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg i. Br.
- Kirnbauer, R.; Pirkl, H.; Haas, P.; Steidl, R.. (1996): Abflußmechanismen - Beobachtung und Modellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48(1/2), 15-26
- Krause, L. (1995): Auswahl eines repräsentativen Standortes einer Klimameßstation zur Datenaufnahme für die Modellierung der potentiellen Gebietsverdunstung im Brugga-Einzugsgebiet; Diplomarbeit am Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg
- Lea, N.L. (1992): An aspect driven kinematic routing algorithm. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D.(Hrsg.): *Overland flow: hydraulics and erosion mechanics*. Chapman & Hall, New York
- Leibundgut, Ch.; Lindenlaub, M.; Mehlhorn, J. (1996): Traverhydrologische Ansätze in der Niederschlag-Abfluß-Simulierung. In: Markert, B. (Hrsg.): *Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*. Festschrift anlässlich des 60. Geburtstages von Prof. Dr. Gerd Peschke, IHI Zittau. 247-255
- LfU (Landesanstalt für Umweltschutz) (1979) (Hrsg.): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Baden-Württemberg*, Karlsruhe
- Leavesley, G.H.; Lichty, R.W.; Troutman, B.; Saindon, L.G. (1983): *Precipitation.runoff modelling system. User's manual*. USGS Water Resources Investigations Report 83-4238, 207 S.
- Liehl, E. (1988): Oberflächenformen und Landschaftsgeschichte. In: *Breisgau-Hochschwarzwald*, Schillinger Verlag, Freiburg. 36-52
- Lindenlaub, M.; Leibundgut, Ch.; Mehlhorn, J.; Uhlenbrook, S. (1997): Interactions of hard rock aquifers and debris cover for runoff generation. In: *Hardrock Hydrosystems. Proceedings of Rabat Symposia S2*. IAHS-Publ. 241
- Merot, Ph (1988): Les zones de sources à surface variable, la question de leur localisation. *Hydrologie continentale*, Vol.3, N°2, 105-115
- Merot, Ph. et al. (1995): Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 9, 27-34
- Moore, R.D.; Thompson, J.C. (1996): Are water table variations in a shallow forest soil consistent with the TOPMODEL concept ? *Water Resources Research*, 32(3), 663-669
- Morris, D.M.; Heerdegan, R.G. (1988): Automatically derived catchment boundaries and channel network and their hydrological applications. *Geomorphology*, 1, 131-141

- Nash, J.E.; Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290
- Nathan, R.J.; McMahon, T.A. (1990): Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7), 1465-1473
- O'Callaghan, J.F.; Mark, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P., Planchon, O., (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 59-79
- Quinn, P.F.; Beven, K.J. (1993): Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration für Plynlimon, Mid-Wales. *Hydrological Processes*, 7, 425-448
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Lamb, R (1995): The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes*, 9, 161-182
- Rehfuess, K.E. (1990): *Waldböden - Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung*, Pareys Studentexte, Nr. 29, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin
- Rohde, A.; Seibert, J. (1996): Potential use of wetness classification in Scandinavian catchments. Contribution to Nordic Hydrologic Conference, Iceland, August 1996
- Robson, A.J.; Beven, K.; Neal, C. (1992): Towards identifying sources of subsurface flow: a comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes*, 6, 199-214
- Robson, A.J.; Whitehead, P.G.; Johnson, R.C. (1993): An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. *Journal of Hydrology*, 145, 357-370
- Scheffer, F.; Schachtschabel, P. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*, Enke Verlag, Stuttgart
- Schreiner, A. (1981): Quartär, in: *Erläuterungen zur Geologischen Karte Freiburg i. Br. und Umgebung*, 1:50000, Geologisches Landesamt, Baden-Württemberg, 2.Auflage, Stuttgart, 1981
- Schrödter, H. (1985): *Verdunstung*, Springer Verlag, Berlin
- Schwegler, M. (1995): *Klassifizierung von Quellen nach Hydrochemie und Herkunftsräumen im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald)*, Diplomarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg i. Br.
- Seibert, J. (1996): *HBV light, Version 1.1, User's Manual*, Uppsala University, Department of Earth Sciences, Hydrology
- Seibert, J.; Bishop, K.; Nyberg, L. (1997): A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels, submitted to *Hydrological Processes*
- Sivapalan, M.; Beven, K.J.; Wood, E.F. (1987): On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12), 2266-2278

- Sorooshian, S.; Gupta, V.K. (1983): Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research*, 19(1), 260-268
- Sorooshian, S.; Gupta, V.K. (1995): Model calibration, in: Singh, V.P.: *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado. 23-68
- Stahr, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für die Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. *Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen*, Heft 9
- Stahr, K.; Hildebrand, E.E.; Zöttl, H.W. (1979): Höhenabhängigkeit der Bodenentwicklung im Gneisschwarzwald. In: Zöttl, H.W. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*, Bd. 28. 117-172
- Tallaksen, L.M. (1995): A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165, 349-370
- Tanaka, T.; Yasuhara, M.; Sakai, H.; Marui, A. (1988): The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and the mechanism of its generation. *Journal of Hydrology*, 102, 139-164
- Tarboton, D.G. (1997): A new method for determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319
- Trenkle, H. (1988): Das Klima. In: *Breisgau-Hochschwarzwald*, Schillinger Verlag, Freiburg. 83-95
- Watts, G. (1996): Hydrological modelling in practice. In: Wilby, R. (Hrsg.): *Contemporary hydrology*. John Wiley & Sons, Chichester. 151-194
- Weischet, W. (1979): Naturraum und Klima. In: Zöttl, H.W. (1979) (Hrsg.): *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*, Band 28. 3-21
- Wendling, U.; Sschelin, H.G.; Thomä, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. *Zeitschrift Meteorologie*, 41, 468-475
- Wilmans, O. (1988): Die Pflanzenwelt im Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald. *Breisgau-Hochschwarzwald*, Schillinger Verlag, Freiburg. 101-137
- Wolock, D.M.; Price, C.V. (1994): Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, 30(11), 3041-3052
- Wolock, D.M.; McCabe, G.J. (1995): Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31(5), 1315-1324
- Zhang, W.; Montgomery, D.R. (1994): Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, 30(4), 1019-1028

Anhang A - Beispiele von Sättigungsflächen

Abb. A1 Beispiel der Abgrenzung (rot) einer Fläche der Einheit *Sättigungsfläche* mit scharfen Übergängen zu Standorten ohne entsprechende Merkmale. Ausgewählte Bodenprofile, Bezeichnungen gemäß Bodenkundliche Kartieranleitung (1994).

Standort: Bereich Gegendrum (Hofsgrund), 100 m westlich Dobelbauernhof, (RW 3417925, HW 5308075). Vermutlich unteres Ende einer Seitenmoräne.

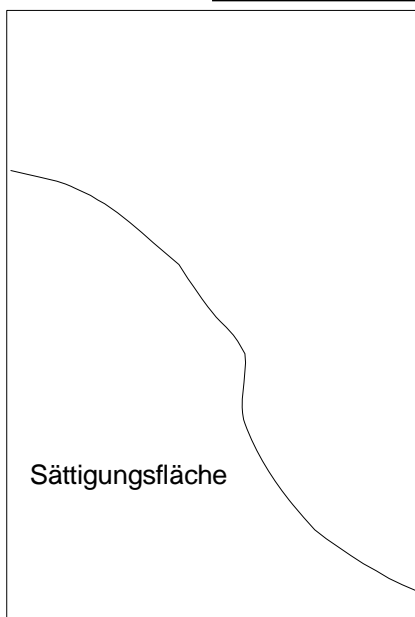
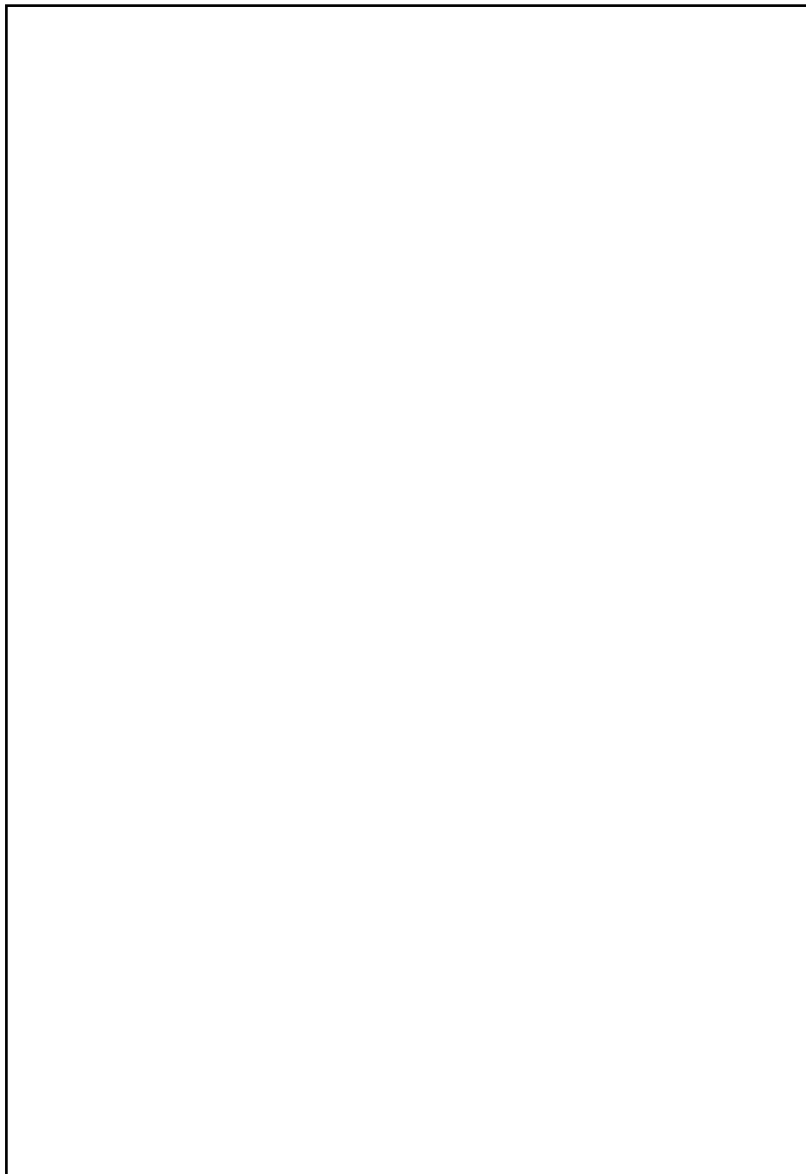


Abb. A2 Beispiel für scharf begrenzte Sättigungsfläche (linke Bildhälfte) mit Naßgley-Profil und typischer nässeanzeigender Vegetation:

JUNCUS ACUTIFLORIS (Spitzblütige Binse)

ACONITUM NAPELLUS (Blauer Eisenhut)

FILIPENDULA ULMARIA (Mädesüß)

Fläche auf der rechten Bildhälfte mit Braunerde-Profil, keine nässeanzeigende Vegetation:

CARLINA ACAULIS (Silberdistel), typisch für mäßig trockene Standorte

Standort: Bereich Schauinsland, 200m südöstlich der Bergstation (RW 3417300, HW 5308450). Quellaustritt 20 Höhenmeter unterhalb Hangtop

Anhang B - Karten

Karte 1 Einzugsgebiet Brugga - Sättigungsflächen

Karte 2 Einzugsgebiet Brugga - Topographischer Index und Sättigungsflächen