Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Margret Johst

Die Weiterentwicklung und Anwendung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet, Kitzbüheler Alpen, Österreich



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Juli 2003

Institut für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Margret Johst

Die Weiterentwicklung und Anwendung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet, Kitzbüheler Alpen, Österreich

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. S. Uhlenbrook

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Juli 2003

Inhaltsverzeichnis

INHAI	LTSVERZEICHNIS	1
VERZI	EICHNIS DER ABBILDUNGEN	IV
VERZI	EICHNIS DER TABELLEN	VII
VERZ	EICHNIS DER ABKÜRZUNGEN UND SYMBOLE	VIII
ZUSAN	MMENFASSUNG	XII
EXTEN	NDED SUMMARY	XIV
1 EIN	LEITUNG	1
1.1	Problemstellung	1
1.2	Zielsetzung	2
1.3	Methodisches Vorgehen	3
2 DAS	S EINZUGSGEBIETSMODELL TAC ^D	4
2.1	Modellkonzeption und –aufbau	4
2.2	Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten	5
2.3	Modellmodule	6
2.3.	1 Schneemodul	
2.3. 2.3.	.2 Interzeptions- und Oberflächenmodul	
2.3.	4 Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsmodul	
2.3.	5 Wellenablauf	
2.4	Statistische Gutemaße	12
2.5	Anwendungsumgebung	13
2.5.	2 Konzeption	
2.5.	3 Programmstruktur	
2.6	Fazit	
3 ANS	SÄTZE ZUR EROSIONSMODELLIERUNG IN TAC ^D	17
3.1	Einleitung	17
3.2	Vorgehensweise	17
3.3	Die Prozesse der Bodenerosion	
<i>3.3.</i>	.1 Bodenerosion durch Regentropfen ("Splash", Spritzerosion)	
5.5. 3.3.	<i>.2 Bouenerosion aurch Overjiachenaujiuss (wash)</i> <i>3 Sonstige Ablösungsprozesse</i>	
3.4	Modellierung der Bodenerosion	19
3.5	Die Universal Soil Loss Equation (USLE)	

3	.6	Das Limburg Soil Erosion Model (LISEM)	
	3.6.1	Einleitung	
	3.6.2	Modellstruktur und Algorithmen des Erosionsmoduls	
	3.6.3 3.6.4	Einbindung in TAC ² Anwendung im Dreisam-Finzugsgehiet	25
3	5.0.4 7	Fazit	
5	.,		
4]	DAS	UNTERSUCHUNGSGEBIET	30
4	.1	Allgemeines	
4	.2	Klimatische Verhältnisse	
4	.3	Hydrogeologie	
4	.4	Morphologie	
4	.5	Pedologie	
4	.6	Vegetation und Landnutzung	
4	.7	Hydrologie	
4	.8	Fazit	
_			41
5 1	AUF	BEREITUNG DER EINGANGSDATEN - PREPROCESSING	
5	.l	Meteorologische und hydrologische Eingangsdaten	
	5.1.1	Messneiz una Datentage Niederschlag	
	5.1.3	Wind	
	5.1.4	Lufttemperatur	
	5.1.5	Sonnenscheindauer	
	5.1.7	Abfluss	
5	.2	Raumbezogene Eingangsdaten	52
	5.2.1	Digitales Höhenmodell, Einzugsgebietsabgrenzung und räumliche Diskretisierung	
	5.2.2	Ausweisung der Sättigungsflächen	
	5.2.3	Raumgliederung	
	5.2	2.3.2 Vorgehensweise	
	5.2.4	Modifikation der Abflussbildungsroutine	
	5.2.5	Vegetationsbeckungsgrad und Blattflächenindex	59
	5.2.6	Gerinnenetz	
5	.3	Fazit	
6 1	MOE	DELLANWENDUNG - PROCESSING	64
6	.1	Vorgehensweise	64
6	.2	Parameterwerte und Ergebnisse des ersten Modelllaufs	
6	.3	Kalibrierung	67
6	.4	Validierung	70
6	.5	Diskussion der Teilergebnisse	71
	6.5.1	Schneeschmelze	
	0.3.2	Aojiusse der Teileinzugsgebiete Nachlaufende Welle	
	6.5.4	Hochwasser	

6.6	Modellierung in 15-Minuten-Zeitschritten	77
6.7	Fazit	81
7 MC	DELLANALYSE UND BEWERTUNG - POSTPROCESSING	82
7.1	Regionalisierung der meteorologischen Eingangsdaten	82
7.2	Berechnung und Regionalisierung der Evapotranspiration	84
7.3	Simulationsergebnisse	85
7.4	Modellkonzept	86
7.4 7.4 7.4	 4.1 Schnee-, Interzeptions- und Bodenmodul 4.2 Hydrologische Raumgliederung 4.3 Abflussbildungsroutine und laterale Flieβprozesse 	
7.5	Parametersensitivität und Unsicherheit der Modellergebnisse	90
7.6	Fazit	91
8 SC	HLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK	92
LITEI	RATURVERZEICHNIS	94
ANHA	ANG	

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 2.1 Schematischer Modellaufbau von TAC^D (aus SIEBER 2003, verändert)
- Abb. 2.2 Bestimmung des abflusswirksamen Anteils des Niederschlag- oder Schneeschmelzwassers (nach BERGSTRÖM 1992)
- Abb. 2.3 Reduktion der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte (aus UHLENBROOK 1999)
- Abb. 2.4Speicherkonzept und Abflussbildungsparameter in TAC^D (aus ROSER 2001, 43, verändert)a) zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher b) Sättigungsflächen
- Abb. 2.5 Benennung der Entwässerungsrichtung einer Zelle nach dem D8-Prinzip (aus ROSER 2001, nach O'CALLIGHAN & MARK 1984)
- Abb. 2.6Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und Dynamischen Modellen
(aus ROSER 2001, nach VAN DEURSEN 1995) a) low level linkage b) high level linkage
- Abb. 2.7 Räumliche Fließbewegung und zeitliche Änderung der Zellattribute in einem dynamischen 2,5-D-System (aus ROSER 2001,ergänzt nach VAN DEURSEN 1995)
- Abb. 2.8 Gliederung der dynamischen Modelle in PCRaster in fünf Anweisungsblöcke (aus Ro-SER 2001)
- Abb. 3.1 Loslösung der Bodenpartikel durch Regentropfen (aus FRIELINGHAUS 1996)
- Abb. 3.2 Fließdiagramm des Bodenerosionsmodells LISEM (aus DE ROO & JETTEN 1999)
- Abb. 3.3 Berechnung der Fließbreite und der mittleren Höhe der überstauenden Wasserschicht für eine Rasterzelle in LISEM (aus LISEM 2003b)
- Abb. 3.4 Simulierte räumliche Verteilung der Bodenerosion durch Regentropfenaufprall im Dreisam-Einzugsgebiet am 20.02.1999 um 15:00 Uhr
- Abb. 3.5 Simulierte Transportkapazität des Oberflächenabflusses in den Gerinnen und auf den Sättigungsflächen des Dreisam-Einzugsgebiets am 20.02.1999 um 15:00 Uhr
- Abb. 4.1 Dreidimensionale Darstellung des Löhnersbach-Einzugsgebiets
- Abb. 4.2 Einzugsgebiet des Löhnersbachs mit den Messstationen
- Abb. 4.3 Mittlere monatliche Niederschläge an den Klimastationen Saalbach und Schmittenhöhe, Messperiode 1931-1960 (HDÖ 2002)
- Abb. 4.4 Bergzerreißung infolge von Sackungsprozessen
- Abb. 4.5 Nordost exponiertes Kar mit tief eingeschnittenen Runsen östlich des Hochkogels
- Abb. 4.6 Schotterkörper im Unterlauf eines Seitengrabens
- Abb. 4.7 Die Böden des Löhnersbach-Einzugsgebiets (nach MARKART & KOHL 1993a), Auflösung 10 * 10 m²
- Abb. 4.8 Die Vegetation im Löhnersbach-Einzugsgebiet (nach BURGSTALLE & SCHIFFER 1993, Pflanzengesellschaften nach ZILLGENS 2002 zusammengefasst), Rastergröße 10*10 m²
- Abb. 4.9 Abflussregime der Saalach (1961-1999, HDÖ 2002) und des Löhnersbachs (1995-2000) nach Pardé (MQ_{mon}/MQ_{jahr})
- Abb. 4.10 Niederschlag an der Station Schattberg und Abflussganglinien der Pegel Limbergalm und Rammern während a) niedriger Vorfeuchte und intensiver Niederschläge b) hoher Vorfeuchte und gemäßigter, lang anhaltender Niederschläge (aus TILCH ET AL 2003)

- Abb. 5.1 Lage der Messstationen im Umfeld des Löhnersbach-Einzugsgebiets, Kartenmaßstab 1:100 000 (erstellt nach BEV 2000)
- Abb. 5.2 Sinuskurve des Azimutwinkels der Sonnenstrahlen als Vorlage für den Tagesgang der Lufttemperatur
- Abb. 5.3 Gemessene und disaggregierte Tagesgänge der Lufttemperatur im Frühjahr 1998
- Abb. 5.4 Vorgehensweise zur Disaggregierung der täglichen Sonnenscheindauer
- Abb. 5.5 Schema der Berechnung der tatsächlichen Globalstrahlung unter Berücksichtigung der topographischen und himmelsmechanischen Gegebenheiten im von VAN DAM (2000) entwickelten PCRaster Modell POTRAD5 (aus ROSER 2001)
- Abb. 5.6 Fließdiagramm des Verdunstungsmodells ETP mit den verwendeten Größen und deren Verknüpfung (aus ROSER 2001, verändert)
- Abb. 5.7 Übersicht über die Dauer der Abflussmessungen am Gebietsauslass (Pegel Rammern) und den Pegeln zweier mikroskaliger Teileinzugsgebiete zwischen 01.01.1996 und 31.12.2001
- Abb. 5.8 Sättigungsflächen im Löhnersbach-Einzugsgebiet nach zwei verschiedenen Kartierungen (PIRKL 1990, KIRNBAUER ET AL. 1996)
- Abb. 5.9 Vergleich der unterschiedlichen Karten zur Lage der Sättigungsflächen (Quellen: Kirnbauer- und Pirkl-Kartierung der Feuchtflächen, Bodenkarte nach MARKART & KOHL 1993a, Vegetationskarte nach BURGSTALLER & SCHIFFER 1993)
- Abb. 5.10 Hydrologische Karte nach PIRKL (1990) mit Zuweisung der unterschiedlichen Abflusskomponenten
- Abb. 5.11 Entscheidungspfad zur Ausweisung von Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse
- Abb. 5.12 Raumgliederung für das Löhnersbach-Einzugsgebiet (SOF: Sättigungsoberflächenabfluss; HOF: Horton'scher Oberflächenabfluss; ZA: schneller, gegebenenfalls schneller, verzögerter oder stark verzögerter Zwischenabfluss; GWA: verstärkter oder geringfügiger Grundwasserabfluss)
- Abb. 5.13 Die Speichertypen im Löhnersbach-Einzugsgebiet, ihre lateralen und vertikalen Fließbeziehungen an einem idealisierten Hangprofil sowie die Flächenanteile der Räume gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse
- Abb. 5.14 Gewässernetz im Löhnersbach-Einzugsgebiet
- Abb. 5.15 Beispiele für die Darstellung des Gerinnenetzes im Rasterformat
- Abb. 6.1 Jahresniederschläge des Kalibrierungs- und Validierungsjahres im Vergleich zum langjährigen Mittel
- Abb. 6.2 Ergebnisse der Korrelationsanalysen a) kf-Wert und b) Feldkapazität der untersuchten Profile in den jeweiligen Raumgliederungsklassen
- Abb. 6.3 Unkalibrierte und kalibrierte Abfluss-Simulationen für das Löhnersbach-Einzugsgebiet, dargestellt für die Messperiode 01.01.2000 29.08.2000
- Abb. 6.4 Abfluss-Simulationen für das Löhnersbach-Einzugsgebiet für den Sommer 1997 der Validierungsphase
- Abb. 6.5 Simulationen mit unterschiedlichen Parametersätzen des Schneemoduls (Frühjahr 2000)
- Abb. 6.6 Umwandlung der Schmelzwassermenge in den Gesamtabfluss (Frühjahr 2000), Teilergebnisse: Mittelwert pro Rasterzelle

Abb. 6.7	Vergleich der gemessenen Schneehöhe mit dem simulierten Wasseräquivalent der Schneedecke an der Station Schmittenhöhe (Winter 1999/2000)
Abb. 6.8	Abfluss-Simulation für das Einzugsgebiet des Pegels Klingleralm, dargestellt für die Messperiode 01.01.2000 – 30.09.2000
Abb. 6.9	Beitrag der einzelnen Abflusskomponenten zum Gesamtabfluss (Sommer 2000)
Abb. 6.10	Simulationsergebnisse für verschiedene Werte der Speicherkonstanten des allgem. Hangschutts (AH_k) und der Sättigungsflächen (MTD_k) und für die hydraulische Ankopplung der Felsflächen an das Gerinnenetz (Sommer 2000)
Abb. 6.11	Abflussreaktionen des Löhnersbachs im Vergleich zu St Wilhelmer Talbach und Brugga
Abb. 6.12	Abfluss-Simulation für das Löhnersbach-Einzugsgebiet mit stündlicher Auflösung (Sommer 2000)
Abb. 6.13	Abfluss-Simulation für das Löhnerbach-Einzugsgebiet mit 15-minütiger Auflösung (Sommer 2000)
Abb. 7.1	Verteilung der Jahresniederschläge für das a) Validierungsjahr und b) Kalibrierungsjahr und Lage der Niederschlagsstationen (rote Punkte)
Abb. 7.2	Vergleich von gemessener und simulierter Lufttemperatur an der Station Schattberg im Sommer 2000 (Kalibrierungsperide)
Abb. 7.3	Räumliche Verteilung der Lufttemperatur am 01.06.2000 um 11:00 Uhr
Abb. 7.4	Schneedeckenverteilung (Wasseräquivalent des Schnees) am 01.06.2000 um 11:00 Uhr
Abb. 7.5	Räumliche Verteilung der jährlichen potenziellen Verdunstung für die Kalibrierungs- zeitspanne (01.10.1999 bis 30.09.2000)
Abb. 7.6	Räumliche Verteilung des simulierten Abflusses vor, während und nach einem Nieder- schlagsereignis am 21.06.2000 (Gebietsniederschlag um 17:00 Uhr: 19,5 mm)
Abb. 7.7	Überlauf des oberen Speichers (schwarz markierte Zellen) während des Niederschlags- ereignisses am 21.06.2000 (Gebietsniederschlag um 17:00 Uhr: 19,5mm)
Abb A 1	Elieldiagramm zum Madallaufhau von TAC ^D mit den einzelnen Madallmadulen und

- Abb. A.1 Fließdiagramm zum Modellaufbau von TAC^D mit den einzelnen Modellmodulen und dazugehörigen Parametern, Übergabegrößen und Ausgabegrößen (aus OTT 2002, angepasst für das Löhnersbach-Einzugsgebiet)
- Abb. A.2 Abfluss-Simulation für das Kalibrierungsjahr (01.10.1999 30.09.2000) auf Stundenwertbasis
- Abb. A.3 Abfluss-Simulation für das Kalibrierungsjahr (01.10.1999 30.09.2000) auf 15-Minuten-Basis
- Abb. A.4 Abfluss-Simulation für das Validierungsjahr (01.10.1996 30.09.1997) auf Stundenwertbasis
- Abb. A.5 Simulation der potenziellen und aktuellen Verdunstung sowie der Interzeptionsverdunstung im Kalibrierungsjahr (01.10.1999 – 30.09.2000)

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 3.1	Niederschlagsintensität, medianer Tropfendurchmesser, mittlere Fallgeschwindigkeit und kinetische Energie bei unterschiedlichen Arten des Niederschlags (aus SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998)
Tab. 3.2	Übersicht über verschiedene Erosionsmodelle (aus DE ROO 1993, ergänzt)
Tab. 4.1	Extremwerte und langjähriges Mittel der Lufttemperatur (HDÖ 2002)
Tab. 4.2	Gewässerkundliche Hauptzahlen der Saalach 1961-1999 (HDÖ 2002), der Dreisam 1994- 1995 und der Brugga 1934-1979 (UHLENBROOK 1999, Datenquelle: LfU)
Tab. 5.1	Höhenkorrelation der monatlichen Niederschlagssummen aller Messstationen (HZG: Herzogalm, STB: Schattberg, NSR: Niesrachalm, SLB: Saalbach, SMT: Schmittenhöhe), grau hinterlegt: negative Steigung oder Bestimmtheitsmaß > $0,7$
Tab. 5.2	Vegetationsbedeckungsgrad und Blattflächenindex der Vegetationsklassen (nach SCHUL- LA1997, BREMICKER 2000 und LARCHER 2001)
Tab. 5.3	Klassifizierung der Gewässer im Löhnersbachgebiet
Tab. 6.1	Abgeschätzte Bodenkennwerte zur Berechnung des Parameters FC und Werte des Para- meters BETA
Tab. 6.2	Optimierter Parametersatz von TAC ^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet nach 110 Kalibrie- rungsläufen im Zeitraum 01.10.1999 – 30.09.2000
Tab. 6.3	Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Kalibrierungsphase
Tab. 6.4	Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Validierungsphase
Tab. 6.5	Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Modellierung in 15.Minuten-Zeitschritten (Kalibrierung nicht abgeschlossen)
Tab. 7.1	Simulierte Verdunstung des Löhnersbach-Einzugsgebietes im Vergleich zu Werten ver- gleichbarer Gebiete

- Tab. A.1 Grobe Abschätzung der Faktoren für die Allgemeine Bodenabtragsgleichung (aus SCHWERTMANN ET AL. 1990)
- Tab. A.2 Übersicht über die Messdaten im Löhnersbach-Einzugsgebiet (aus KIRNBAUER ET AL. 1996)

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

А	$[m^2]$	Fläche einer Rasterzelle
А	$[t ha^{-1}]$	mittlerer jährlicher Bodenabtrag
ABAG		Allgemeine Bodenabtragsgleichung
AH_k	$[\Delta t^{-1}]$	Speicherkonstante des allgemeinen Hangschutts
ANSWERS		Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation
AS	[-]	Aggregatstabilität
α	[-]	Parameter des Wellenablaufs
BETA	[-]	Modellparameter der Bodenroutine
β	[-]	Parameter des Wellenablaufs
β_t	[°]	Gefällewinkel des Hanges
c	[-]	empirischer Koeffizient zur Berechnung der Transportkapazität
С	$[kg m^{-3}]$	Partikelkonzentration
С	[-]	Bedeckungsfaktor
CFMAX	$[mm \circ C^{-1} \Delta t^{-1}]$	Zeitschritt-Grad-Faktor
CFR	[-]	refreezing coefficient
Coh	[kPa]	Kohäsionskraft
COV	[-]	Vegetationsbedeckungsgrad
CREAMS		Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems
c _t	[-]	empirisch bestimmter Skalierungsparameter
CWH	[-]	coefficient of water holding capacity
d	[-]	empirischer Koeffizient zur Berechnung der Transportkapazität
Df	[kg]	Loslösung durch Oberflächenabfluss (flow detachment)
DFG		Deutsche Forschungsgesellschaft
DP	[kg]	Deposition
Ds	[kg]	Loslösung durch Niederschlag (splash detachment)
δ	[°]	Deklination der Sonne
E	[kg]	Partikelaustrag
EROSION-3D		Modell zur räumlich differenzierten Berechnung der Bodenerosion
EPIC		Erosion Productivity Impact Calculator
EUROSEM		European Soil Erosion Model
ET _a	[mm]	aktuelle Evapotranspiration
ET _p	[mm]	potentielle Evapotranspiration
FC	[mm]	max. Bodenwasserspeicherung

$\mathbf{f}_{\mathbf{k}}$	[-]	Küstenfaktor zur Berechnung der potentiellen Verdunstung
GFZ		GeoForschungsZentrum Potsdam
GIS		Geographisches Informationssystem
GW		Grundwasser
GWA		Grundwasserabfluss
HDÖ		Hydrographischer Dienst in Österreich
HOF		Horton' scher Oberflächenabfluss
HQ	$[m^3 s^{-1}]$	Hochwasserabfluss, oberer Grenzwert in einem betrachteten Zeitraum
h	[mm]	Höhe der überstauenden Wasserschicht
h _s	[°]	Stundenwinkel
h _{SI}	[mm]	maximale Schichtdicke des Wassers auf der benetzten Oberfläche
HZG		Niederschlagsstation Herzogalm
Ι	$[mm h^{-1}]$	Niederschlagsintensität
Κ	[-]	Bodenerodierbarkeitsfaktor
k	$[\Delta t^{-1}]$	Speicherkonstante
KE	[J m ⁻²]	kinetische Energie des Niederschlags
KGL		Niederschlagsstation Klingleralm
KINEROS		Kinematic Runoff and Erosion Model
LAI	$[m^2 m^{-2}]$	Blattflächenindex
LISEM		Limburg Soil Erosion Model
logR _{eff}	[-]	logarithmierte Modelleffizienz
LP	[-]	Modellparameter der Bodenroutine
LS		unterer Speicher (lower storage)
LS	[-]	Topographiefaktor
LT	[°C]	Lufttemperatur
melt	[mm]	Schmelzwassermenge
MHq	$[1 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}]$	mittlere Hochwasserspende
MHQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Hochwasserabfluss
MNq	[l s-1 km- ²]	mittlere Niedrigwasserspende
MNQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Niedrigwasserabfluss
Mq	$[1 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}]$	mittlere Abflussspende
MQ	$[m^3 s^{-1}]$	mittlerer Abfluss, arithmetisches Mittel der Abflüsse im
		betrachteten Zeitraum
MTD_k	$[\Delta t^{-1}]$	Speicherkonstante der Sättigungsflächen
MUSLE		Modified Universal Soil Loss Equation
Ν	[mm]	Niederschlag
Ν	[-]	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning

NQ	$[m^3 s^{-1}]$	Niedrigwasserabfluss, unterer Grenzwert im betrachteten Zeit- raum
NSR		Niederschlagsstation Niesrachalm
$\Omega_{ m s}$	[°]	Azimutwinkel (Winkel zwischen Projektion der Sonnenstrahlen und Norden
$\hat{\Omega}$	[°]	Gefälleazimutwinkel (Expositionsrichtung, von Norden im Uhr- zeigersinn)
Р	[-]	Erosionsschutzfaktor
Р	[mm]	Input in die Bodenroutine
Р	$[mm \Delta t^{-1}]$	Freilandniederschlag
φ	[°]	geographische Breite
P _i	$[mm \Delta t^{-1}]$	interzipierter Niederschlag
q	$[m^{3} (s \cdot m)^{-1}]$	laterale Zuflüsse
Q	$[m^3 s^{-1}]$	Abfluss
Q	$[m^3 m^{-1} s^{-1}]$	Abflussrate des Oberflächenabflusses
R	[-]	Regen- und Oberflächenabflussfaktor
r	[-]	Gewichtung des Entfernungsreziproks
$ ho_s$	[kg m ⁻³]	Dichte der Bodenpartikel
recharge	[-]	Anteil des infiltrierenden Wassers zur Weiterleitung in
		die Abflussbildungsroutine
refreezing_melt	[mm]	wiedergefrorenes Schmelzwasser
RUSLE		Revised Universal Soil Loss Equation
R _G	$[J \text{ cm}^{-2}]$	Globalstrahlung
ρ	[kg m ⁻³]	Dichte der Luft
r ²	[-]	Bestimmtheitsmaß
R _{eff}	[-]	Modelleffizienz
S	[mm]	Speicherinhalt
S	[-]	Sinus der Hangneigung
SFCF	[-]	snow fall correction factor, Korrekturfaktor
SImax	[mm]	maximale Interzeptionsspeicherkapazität
SLB		Klimastation Saalbach
SMT		Klimastation Schmittenhöhe
SOF		Sättigungsflächenabfluss
SSD	[-]	relative Sonnenscheindauer
S _{sm}	[mm]	Bodenfeuchte
STB		Niederschlagsstation Schattberg
t	[s]	Zeit
TC	[kg m ⁻³]	Transportkapazität
t _J	[-]	Tagnummer im Julianischen Kalender
Т	[°C]	Temperatur

TAC		tracer aided catchment model
$\hat{\Theta}$	[°]	Abweichungswinkel zwischen der Normalen zum Hang und den Sonnenstrahlen
T _{korr}	[°C]	modifizierte Temperatur
T _{mess}	[°C]	gemessene Temperatur
TT	[°C]	Temperaturschwellenwert
TT_melt	[°C]	Schwellenwert für Schneeschmelze
TU		Technische Universität
u	$[m s^{-1}]$	Windgeschwindigkeit
U	[m]	benetzter Umfang
US		oberer Speicher (upper storage)
USLE		Universal Soil Loss Equation
V	[m ³]	Abflussvolumen
v	$[m s^{-1}]$	Fließgeschwindigkeit
VE	[mm]	Volumenfehler
Vs	$[cm s^{-1}]$	Sinkgeschwindigkeit der Partikel
W		Wasserstand
WBS-FLAB		wissensbasiertes System zur Ausweisung von Flächen gleicher Abflussbildung
WEPP		Water Erosion Prediction Model
х	[m]	Fließstrecke
Y	[-]	Wirkungsfaktor zur Scherkraft des Bodens
Ζ	[°]	Zenitwinkel
ZA		Zentinwinkel

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Modifikation und Anwendung des flächendetaillierten prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC^D (tracer aided catchment model, distribuiert) in dem in den Kitzbüheler Alpen (Österreich) gelegenen mesoskalige Einzugsgebiet des Löhnersbaches. Zudem sollten Ansätze zur Erosionsmodellierung in TAC^D aufgezeigt, erörtert und gegebenenfalls eine Erosionsmodellierung durchgeführt werden.

Das *prozessorientierte Einzugsgebietsmodell TAC^D* wurde im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald) entwickelt und ist modular aufgebaut. Das Schnee- und das Bodenmodul wurden dem HBV-Modell entnommen. Im Sinne einer prozessorientierten Modellierung werden die einzelnen Abflussbildungsprozesse für Räume gleicher dominanter Abflussbildungsmechanismen durch in Reihe geschaltete Einzellinearspeicher konzeptionalisiert. Ferner sind in TAC^D Verfahren zur Regionalisierung der Modelleingangsdaten (IDW-Verfahren und Höhenregression) und die Berechnung statistischer Gütemasse integriert. TAC^D wird innerhalb des Geographischen Informationssystems PCRaster angewendet, das die klassischen GIS-Anwendungen direkt mit der dynamischen Modellierung verknüpft.

Die bestehenden *Bodenerosionsmodelle* simulieren den Bodenabtrag entweder als langjährig mittlere Jahressumme mithilfe empirischer Beziehungen oder für einzelne Niederschlags- und Abflussereignisse über physikalisch basierte Berechnungen der einzelnen Erosionsprozesse (Ablösung, Transport, Ablagerung). Der Hauptanwendungsbereich der Modelle liegt in ackerbaulich genutzten Gebieten. Das in PCRaster entwickelte Erosionsmodul des *Bodenerosionsmodells LISEM* (Limburg Soil Erosion Model) wurde in TAC^D integriert und trotz zahlreicher Unsicherheiten für das Dreisam-Einzugsgebiet angewandt. Die simulierte räumliche Verteilung der einzelnen Erosionsprozesse erschien plausibel. Eine umfassende Bewertung des erweiterten TAC^D-Modells wurde aufgrund großer Unsicherheiten und modell-technischer Probleme für die Anwendung im Dreisam-Einzugsgebiet nicht vorgenommen.

Das 16,5 km² große *Löhnersbach-Einzugsgebiet* befindet sich in der Nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen und ist Teil des danubischen Entwässerungssystems. Aufgrund des kontinentalen Klimas und der starken Reliefierung ist das zwischen 1100 und 2249 m ü. A. gelegene Gebiet durch eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität der klimatischen Größen gekennzeichnet. Der mächtige Hangschuttkörper der Talbereiche ist bedingt durch das verwitterungsanfällige Ausgangsgestein und die tektonischen und hangdynamischen Prozesse im Einzugsgebiet. Er stellt den Hauptumsatzraum des Wassers dar. Die vorherrschenden Bodentypen sind Braunerden, Podsole und Ranker. Das nicht dauerhaft besiedelte Gebiet ist jeweils zu etwa einem Drittel mit Fichtenwald, Zwergsträuchern und Borstgrasweiden bewachsen. Der Löhnersbach hat ein nivales Abflussregime und weist eine für einen Wildbach typische episodisch hohe Wasser- und Geschiebeführung auf.

Der eigentlichen Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Löhnersbach-Einzugsgebiet ging die Zusammenstellung, Plausibilisierung und *Aufbereitung der Modelleingangsdaten*, die Ausweisung von Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse und die Modifikation der Abflussbildungsroutine für das Löhnersbach-Einzugsgebiet voraus. Da die für die Berechnung der potentiellen Verdunstung nach Penman-Monteith benötigten Klimagrößen nicht in der erforderlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung zur Verfügung standen, wurde das Berechnungsverfahren nach Turc-Wendling angewandt. Die *Raumgliederungskarte* für das Löhnersbach-Einzugsgebiet wurde auf der Grundlage empirischer Rauminformationen unter Berücksichtigung experimenteller Untersuchungsergebnisse erstellt.

Die *TAC^D-Anwendung* erfolgte für eine jeweils einjährige Kalibrierungs- und Validierungszeitspanne mit einer räumlichen Auflösung von 50 * 50 m² für Stunden- und 15-Minutenwerte. Der Gesamtabfluss und die systeminternen Teilprozesse konnten insgesamt zufriedenstellend modelliert werden, womit die Eignung von TAC^D für Einzugsgebiete in der Nördlichen Grauwackenzone bestätigt wurde. Neben der allgemeinen Abflussdynamik wurden die nachlaufenden Hochwasserwellen, die winterlichen Niedrigwasserabflüsse und die Trockenwetterauslaufkurven besonders gut simuliert.

Im Zuge der Modellanwendung konnten Schwächen bezüglich der *Simulation schneller unterirdischer Fließprozesse* aufgezeigt werden. Über die Parameter der horizontal in Reihe geschalteten Einzellinearspeicher lässt sich lediglich das Abflussvolumen, jedoch nicht die laterale Fließgeschwindigkeit steuern. Letztere kann nur über die räumliche oder zeitliche Auflösung modifiziert werden. Durch eine Modellierung mit 15-minütiger Auflösung konnten im Löhnersbach-Einzugsgebiet schnelle unterirdische Fließprozesse besser simuliert werden und damit eine bessere Anpassung der Hochwasserspitzen und der Abflussschwankungen während der Schneeschmelze erreicht werden. Für zukünftige TAC^D-Anwendungen wird, speziell für Einzugsgebiete der unteren Mesoskale, der Einbau einer Anweisungsschleife in die Abflussbildungsroutine vorgeschlagen. Über einen zusätzlichen Modellparameter könnte die Anzahl der Schleifendurchläufe und damit die lateralen Fließgeschwindigkeiten gebiets- bzw. substratspezifisch gesteuert werden. Zur Validierung der Modellergebnisse, Überprüfung der Parameterwerte und zur Ermittlung der Herkunftsräume schneller Abflusskomponenten sollten weitere experimentelle Untersuchungen im Einzugsgebiet des Löhnersbaches durchgeführt werden.

Stichworte:

Einzugsgebietsmodell prozessorientiert flächendetailliert Speicherkonzepte Raumgliederung Löhnersbach-Einzugsgebiet Erosionsmodellierung

Extended summary

The aim of this thesis was the modification and application of the process oriented catchment model TAC^{D} (tracer aided catchment model, distributed) to the meso-scale Löhnersbach basin, which is located in the Kitzbüheler Alps in Austria. Furthermore, the possibilities of modelling erosion in TAC^{D} should be shown and discussed. If possible the extended model should be applied.

The *process oriented catchment model* TAC^{D} was developed in the Brugga basin (Black Forest) and has a modular structure. The snow and the soil module are copied from the HBV model. In order to model the runoff generation close to reality, the catchment is divided into areas dominated by the same runoff generation processes. The various runoff processes are conceptionalized by single linear storages and linear storage cascades. Furthermore, methods to regionalise the input data (IDW-method, elevation regression) and formulas to calculate the model efficiency are integrated into this catchment model. TAC^D is developed in the Geographic Information System PCRaster, which combines the classical GIS-applications directly with the dynamic modelling.

The established *soil erosion models* simulate the soil erosion either as longterm averages of annual soil loss with the aid of empirical equations or for single rainfall- and runoff events by calculating the main erosion processes (detachment, transport, deposition) on a physical basis. The models are mainly used in agricultural catchments. The erosion module of the *soil erosion model LISEM* (Limburg Soil Erosion Model), which was developed in PCRaster, was integrated in TAC^D. The expanded model was applied to the Dreisam catchment despite many uncertainties. The simulated spatial distribution of the different erosion processes seemed to be accurate. The expanded model was not evaluated in detail, because of the high uncertainties and unsolved problems during the model application.

The *Löhnersbach basin* with a catchment size of 16.5 km² is situated in the Nördliche Grauwackenzone of the eastern Alps and is therefore part of the danube drainage system. Because of its continental climate and its altitude between 1100 and 2249 m a. m. s. l. the catchment is characterised by a high spatial and temporal variability of the climatic parameters. The dominant water transfer is observed in the enormous debris cover in the valleys, which is a result of the geologic situation and the tectonic and erosion processes in the catchment. The dominating soil types are the cambisols, podsols and regosols. The mostly unsettled basin is covered by pine forest, dwarf-shrubs and pastures of nardus stricta. The Löhnersbach has a nivale runoff regime and is characterised of episodic floods with dangerous bed loads.

Before the model could be applied in the Löhnersbach catchment the *input data* had to be acquired, quality-checked and preprocessed. The zones with the same runoff generation processes had to be defined and the runoff routine had to be modified to the Löhnersbach catchment. As the climatic parameters for the calculation of the potential evapotranspiration according to Penman-Monteith were not available, the Turc-Wendling method of calculation was used. The *spatial division into zones of the*

same runoff generation processes was based on empirical maps. Results of experimental studies were also taken into account.

 TAC^{D} was *applied* with a spatial resolution of 50 * 50 m² for hourly and 15-minutes time steps. The calibration and validation period were each one year long. The runoff for the whole catchment and the different processes within the system could be modeled satisfactorily, which verifies the applicability of TAC^D in this alpine region. The general runoff dynamic, the subsequent flood waves, the base flow, and the runoff recession during dry conditions were simulated very well.

Through the application of TAC^{D} to the Löhnersbach catchment it could be pointed out, that *fast flow processes in the underground* could not be simulated well. The parameters of the linear storages control only the runoff volume but not the lateral flow velocities. The latter can only be modified by the spatial and temporal resolution. The model application with 15-minute time steps allowed a better simulation of fast underground flow processes. The result was a better simulation of flood peaks and runoff fluctuations during snowmelt periods. For further applications of TAC^{D} , especially to those catchments in the lower meso-scale, it is suggested to integrate a loop in the runoff routine. An additional model parameter could control the amount of steps of the loop, regulating the lateral flow velocities based on catchment or substrate characteristics. In order to validate the model results and the parameter values further experimental studies in the Löhnersbach basin are necessary.

Keywords:

catchment model process-oriented distributed storage concepts spatial delineation Löhnersbach catchment modelling soil erosion

1 Einleitung

Einzugsgebietsmodelle spielen in der hydrologischen Forschung und der wasserwirtschaftlichen Planung eine wichtige Rolle. Sie dienen der Erforschung des Wasser- und Stoffkreislaufes, der Prognose hydrologischer Extremsituationen und der Simulation der Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen. Während die ersten Einzugsgebietsmodelle empirische Black-Box-Modelle waren, entstanden in den letzten Jahrzehnten im Zuge verbesserter Messmethoden, gestiegener Prozesskenntnis und leistungsfähigerer Rechner zunehmend physikalisch basierte, flächendifferenzierte Modelle.

1.1 Problemstellung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Bündel-Projektes "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" in Zusammenarbeit der Arbeitsgruppen des Instituts für Hydrologie der Universität Freiburg, der Technischen Universität Wien (TU Wien) und des GeoForschungsZentrums (GFZ) Potsdam. Ziel des Projektes ist es, neue Erkenntnisse zur Abflussbildung in mesoskaligen Einzugsgebieten zu gewinnen und damit eine Optimierung konzeptioneller Einzugsgebietsmodelle zu erreichen.

Das rasterbasierte, konzeptionelle Einzugsgebietsmodell TAC^D (tracer aided catchment model, distribuiert) wurde im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald) entwickelt, wobei insbesondere tracerhydrologische Untersuchungsergebnisse berücksichtigt wurden (UHLENBROOK 1999, ROSER 2001). Die systeminternen Teilprozesse werden in TAC^D in einzelnen Modulen berechnet. Ein besonderes Augenmerk liegt im Gegensatz zu anderen Niederschlag-Abfluss-Modellen auf der prozessorientierten Modellierung der Abflussbildung. TAC^D wurde in zwei mesoskaligen Einzugsgebieten des Südschwarzwalds, der Brugga mit 40 km² und der Dreisam mit 258 km² Einzugsgebietsfläche, in stündlicher Auflösung erfolgreich angewandt (ROSER 2001, OTT 2002). Zudem wurden Untersuchungen zur Parametersensitivität und Modellunsicherheit von TAC^D durchgeführt (SIEBER 2003). Zur weiteren Verifizierung des TAC^D-Modellkonzepts sind Anwendungen in verschiedenen Naturräumen und unterschiedlichen räumlichen Skalen innerhalb des mesoskaligen Bereiches notwendig.

Eine wesentliche Grundlage für die Anwendung des TAC^D-Modells ist eine Raumgliederung nach gleichen dominanten Abflussbildungsmechanismen. Diesbezüglich wird im Rahmen des DFG-Bündelprojekts "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung" ein allgemeingültiges Regelwerk zur Ausweisung hydrologischer Homogenbereiche für geologisch und topographisch ähnliche Gebiete entwickelt. Mithilfe dieser Regeln werden in dem wissensbasierten System FLAB (**Fl**ächen gleicher Abflussbildung, PESCHKE ET AL. 1998) hydrologische Raumgliederungen auf der Grundlage breitenverfügbarer Daten durchgeführt. Bei der TAC^D-Anwendung für das Dreisam-Einzugsgebiet wurden bereits nach wenigen Kalibrierungsläufen gute Simulationsergebnisse erzielt, da die Parameterwerte der Modellanwendung im Brugga-Einzugsgebiet weitgehend auf das Dreisam-Einzugsgebiet übertragbar waren. Verschiedene Autoren wiesen jedoch darauf hin, dass die Regionalisierung von Modellparametern schwierig ist (z. B. UH-LENBROOK ET AL. 1998). Wäre eine Übertragung der TAC^D- Parameter auf andere Gebiete grundsätzlich möglich, könnte das Modell auch für Einzugsgebiete ohne Abflussmessungen angewendet werden.

Der in der Nördlichen Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen gelegene Löhnersbach mit einer Einzugsgebietsfläche von 16 km² stellt bei extremen Hochwasserereignissen und der damit verbundenen starken Geschiebeführung eine große Gefahr für die Unterlieger dar. Zur Erforschung des Ursachenkomplexes der Hochwasser dieses Wildbaches wurden 1991 von der TU Wien ein meteorologisch-hydrologisches Messnetz eingerichtet und zahlreiche Untersuchungen der Gebietseigenschaften durchgeführt (KIRN-BAUER ET AL. 1996, ZILLGENS ET AL. 2002). Zur Bestimmung des Herkunftraums der episodisch auftretenden "nachlaufenden" Hochwasserwellen und zur Erweiterung des allgemeinen Prozessverständnisses werden seit 2001 vom Institut für Hydrologie der Universität Freiburg zudem tracerhydrologische Experimente durchgeführt (TILCH ET AL. 2003). Damit sind die Vorraussetzungen für eine TAC^D-Anwendung bezüglich der Datenlage und der Prozesskenntnisse erfüllt.

Die Modellierung der langfristigen oder ereignisabhängigen Bodenerosion ist für die Landwirtschaft von großem Interesse, da Bodenverlust und Ertragsrückgang in engem Zusammenhang stehen (RICHTER 1998). Zudem können Oberflächengewässer durch den Eintrag von Nähr- und Schadstoffen erheblich belastet werden (BORK & SCHRÖDER 1996). Die Vielfalt der Erosionsformen, die große räumliche Variabilität und die hohe Komplexität der Prozesse erschwert jedoch eine modellhafte Beschreibung des Bodenabtrags, zumal im Gegensatz zur hydrologischen Modellierung kontinuierliche Messdaten nur selten vorliegen. Zur Abschätzung der Bodenerosion werden komplexe Regressionsgleichungen oder physikalisch basiertere Berechnungsverfahren angewendet (SCHMIDT 2000, DE ROO 1993).

1.2 Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Anwendung des prozessorientierten TAC^D-Modells für das alpine Einzugsgebiet des Löhnersbachs. Für die Raumgliederung nach gleichen dominanten Abflussbildungmechanismen lagen hier detaillierte Rauminformationen und experimentelle Untersuchungsergebnisse vor. Die damit entwickelten subjektiven Raumgliederungsansätze sollten als Grundlage für ein zukünftiges objektiviertes Raumgliederungsverfahren in der Nördlichen Grauwackenzone dienen.

Je nach Datenlage und dominanten Abflussbildungsprozessen muss TAC^D gebietsspezifisch modifiziert werden. Das für das Löhnersbach-Einzugsgebiet angepasste TAC^D-Modell war unter Einbeziehung zusätzlicher Daten zu überprüfen und zu bewerten ("multi-response-validation"). Im Zuge der Modellanwendung sollten gegebenenfalls Schwächen im Modellkonzept aufgedeckt und Lösungsvorschläge zur modellhaften Beschreibung der Abflussbildungsprozesse in der Nördlichen Grauwackenzone geliefert werden. Zudem war zu überprüfen, ob eine Anwendung von TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet ohne eine aufwendige Kalibrierung lediglich aufgrund des Prozessverständnisses und der Erfahrungen bisheriger Modellanwendungen möglich ist.

Am GFZ Potsdam wird derzeit ein physikalisch basierteres Niederschlag-Abfluss-Modell für das Löhnersbach-Einzugsgebiet angewendet. Die damit erzielten Simulationsergebnisse sollen in Zukunft mit den in der vorliegenden Arbeit erreichten TAC^D-Ergebnissen verglichen werden, und gegebenenfalls einzelne Module zwischen beiden Modellen ausgetauscht werden.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit war die Einbindung eines Erosionsmoduls in TAC^{D} . Im Sinne einer Pilotstudie sollten verschiedene Erosionsmodelle bezüglich ihrer Integrierbarkeit in TAC^{D} bewertet, die Möglichkeiten und Probleme der Erosionsmodellierung aufgezeigt, und gegebenenfalls eine Erosionsmodellierung mit TAC^{D} durchgeführt werden.

1.3 Methodisches Vorgehen

Vor der eigentlichen Modellanwendung waren umfangreiche Vorarbeiten notwendig. Zunächst erfolgte eine Einarbeitung in die Programmstruktur des Geographischen Informationssystems PCRaster und das Modellskript von TAC^D sowie eine Literaturstudie zu den bisherigen Untersuchungen im Löhnersbach-Einzugsgebiet. Daneben wurden im Austausch mit den Arbeitsgruppen der TU Wien und dem GFZ Potsdam die notwendigen Modelleingangsdaten zusammengestellt und einer umfangreichen Plausibilitätsprüfung unterzogen. Im Zuge der Aufbereitung der Modelleingangsdaten wurde eine Disaggregierung der Zeitreihen und eine Aggregierung der räumlichen Daten vorgenommen. In Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe Abflussbildung am Institut für Hydrologie, Freiburg, wurden im Löhnersbach-Einzugsgebiet die dominanten Abflussbildungsprozesse ausgewiesen und eine entsprechende Raumgliederung vorgenommen. Die Speicherkonzepte des Abflussbildungmoduls von TAC^D wurden für die einzelnen Raumgliederungsklassen gebietsspezifisch angepasst. Zudem wurde das Verdunstungmodell nach Turc-Wendling (ROSER 2001) entsprechend den Vorgaben von OTT (2002) um ein Verfahren zur Modifikation der Lufttemperatur erweitert. Schließlich konnte TAC^D in der gebietsspezifisch modifizierten Version für das Löhnersbach-Einzugsgebiet kalibriert und anhand eines unabhängigen Datensatzes validiert werden. Die Ergebnisse einzelner Modellmodule wurden unter Einbeziehung zusätzlicher Daten (z. B. Schneehöhe) überprüft und bewertet. Abschließend erfolgte eine Gesamtbewertung der Simulationsergebnisse und des Modellkonzeptes.

Parallel zur TAC^D-Anwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet wurde eine umfangreiche Literaturrecherche zur Erosionsmodellierung vorgenommen. Eine vertiefte Einarbeitung erfolgte in die häufig angewandte Universal Soil Loss Equation (USLE) und zwei physikalisch basiertere Erosionsmodelle (EROSION-3D und LISEM). Das Erosionsmodul von LISEM (Limburg Soil Erosion Model) wurde in TAC^D integriert und einige Testläufe für das Dreisam-Einzugsgebiet durchgeführt.

2 Das Einzugsgebietsmodell TAC^D

2.1 Modellkonzeption und –aufbau

Das ursprünglich semi-distribuierte, von UHLENBROOK (1999) konzipierte Einzugsgebietsmodell TAC (tracer aided catchment model) wurde für die flächendetaillierte Anwendung innerhalb des dynamischen GIS PCRaster weiterentwickelt (ROSER 2001). Die feinere räumliche und damit auch höhere zeitliche Auflösung von TAC^D (TAC, distribuiert) ermöglichte die Integration flächendetaillierterer Regionalisierungsverfahren und prozessorientierterer Ansätze zur Abflussbildung- und Abflusskonzentration, wodurch sehr gute Simulationsergebnisse im Brugga-Einzugsgebiet erreicht werden konnten (ROSER 2001).

Das Niederschlag-Abfluss-Modell TAC^D ist ein komplexes Grey-Box-Modell, das im Sinne einer prozessorientierten Einzugsgebietsmodellierung die systeminternen Teilprozesse in einzelnen Module nachbildet, wobei im Gegensatz zu anderen Niederschlag-Abfluss-Modellen der Schwerpunkt auf einer möglichst prozessnahen Simulation der Abflussbildung liegt. Die modulare Struktur ermöglicht einerseits den Einbau von Bausteinen anderer konzeptioneller Modelle (z.B. HBV, WASIM-ETH, POTRAD), anderer-

seits die Ausgabe von einzelnen Modulergebnissen. Letzteres dient der Plausibilisierung des Modellkonzepts und der Simulationsergebnisse. Das Modell setzt sich aus dem Schneemodul, dem Oberflächen- und Bodenmodul, dem Abflussbildungs- und dem Wellenablaufmodul zusammen (Abbildung 2.1). Das Abflussbildungsmodul basiert auf einer Gliederung des Einzugsgebiets in hydrotopähnliche Räume, zu deren Ausweisung experimentelle, idealerweise tracerhydrologische Untersuchungsergebnisse hinzugezogen werden. Die Simulation der einzelnen Abflussbildungsprozesse erfolgt mithilfe einfacher Speicheranalogien. Neben dem Gesamtabfluss können in TAC^D sämtliche Zwischenergebnisse der Berechnungen für das Gesamtgebiet oder einzelne Rasterzellen ausgegeben werden. Ein detailliertes Fließdiagramm mit den einzelnen Modellmodulen, ihren Übergabegrößen und Parametern ist in Abbildung A.1 im Anhang dargestellt.



Abb. 2.1: Schematischer Modelllaufbau von TAC^D (aus SIEBER 2003, verändert)

TAC^D wurde für die im Südschwarzwald gelegenen mesoskaligen Einzugsgebiete der Brugga (ROSER 2001) und der Dreisam (OTT 2002) auf Stundenwertbasis mit einer räumlichen Auflösung von 50 * 50 m^2 bzw. 200 * 200 m^2 erfolgreich angewandt.

2.2 Regionalisierung der klimatischen Eingangsdaten

Vor der eigentlichen Niederschlag-Abfluss-Modellierung werden in TAC^D zunächst die meteorologischen Eingangsdaten regionalisiert. Für den Niederschlag und die Sonnenscheindauer wird dabei die Interpolationsmethode des *Inverse Distance Weighting-Verfahrens (IDW)* angewendet, die die räumliche Verteilung der Messdaten in Abhängigkeit der Entfernung der jeweiligen Rasterzelle von den nächstgelegenen Messstationen berechnet. Jeder Zelle wird der gewichtete Mittelwert aller Stationsmesswerte zugewiesen, wobei in die Gewichtung die inverse Potenz der Entfernungen zwischen der jeweiligen Zelle und den Messstationen nach folgendem Prinzip eingeht (ROSER 2001, 31):

$$z(x_0) = \frac{\sum z(x_i \cdot d_{ij}^{-r})}{\sum d_{ij}^{-r}}$$
(2.1)

mit

 $z(x_0)$: gesuchter Wert in der zu berechneten Zelle x_0

 $z(x_i)$: Messwerte in den Zellen x_i

 d_{ij} : Entfernung zwischen der Zelle x_0 und den Zellen x_i [m]

r: Gewichtung des Entfernungsreziproks, in $TAC^{D} = 2$

Durch eine Gewichtung des Entfernungsreziproks mit zwei wird in der Regel eine gleichmäßige räumliche Verteilung erreicht. Bei stark voneinander abweichenden Messwerten zeichnen sich Inseleffekte um die einzelnen Stationen ab. Stehen für einen Zeitschritt nur an einer Station Messwerte zur Verfügung, wird dieser Wert auf das ganze Gebiet übertragen.

Die Lufttemperatur wird über eine gebietsspezifische, zeitlich variable Höhenregression unter Berücksichtigung der atmosphärischen Schichtung regionalisiert (Abschnitt 5.1.4) und anschließend entsprechend relief- und bewölkungsbedingter Abschattungseffekte modifiziert. Die Strahlungsverhältnisse jedes Zeitschrittes werden mithilfe verschiedener astronomischer Größen folgendermaßen berechnet (SCHULLA, 1997, zit. in OTT 2002, 27):

$$\cos\hat{\Theta} = \cos\beta_t \cdot \cos Z + \sin\beta_t \cdot \sin Z \cdot \cos(\Omega_s - \hat{\Omega})$$
(2.2)

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh_s = \sin \beta_t \tag{2.3}$$

$$\cos\Omega_s = \frac{(\sin\delta\cos\phi - \cos\delta\sin\phi\cosh_s)}{\sin Z}$$
(2.4)

$$\delta = -23.4 \cdot \cos[\frac{360 \cdot (t_J + 10)}{365}] \tag{2.5}$$

$$h_s = 15 \cdot (12 - t) \tag{2.6}$$

mit $\hat{\Theta}$: Abweichungswinkel zwischen der Normalen zum Hang und den Sonnenstrahlen [°]

- β_t Gefällewinkel des betrachteten Hanges [°]
- Z Zenitwinkel [°]
- $\hat{\Omega}$: Gefälleazimutwinkel (Expositionsrichtung, von Norden im Uhrzeigersinn) [°]
- Ω_s : Azimutwinkel (Winkel zwischen Projektion der Sonnenstrahlen und Norden [°]
- δ : Deklination der Sonne (Winkel zwischen Sonnenstrahlen und Äquatorebene) [°]
- ϕ : geographische Breite [°]
- *h_s*: Stundenwinkel (Winkel, um den die Erde sich drehen muss, um den betrachteten Meridian direkt unter die Sonne zu drehen) [$^{\circ}$]
- t_J : Tagnummer im Julianischen Kalender (1. Januar = 1, 31. Dezember = 365)
- t: wahre örtliche Sonnenzeit

Die eigentliche Modifikation der Lufttemperatur erfolgt in Abhängigkeit von der Sonnenscheindauer, des Zenitwinkels und des Winkels zwischen der Hangnormalen und den Sonnenstrahlen nach folgenden Beziehungen:

$$T_{korr} = T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot \ln \frac{\cos \Theta}{\cos Z} \qquad 0,2 \le \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} \le 5,0 \qquad (2.7)$$

$$T_{korr} = T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \qquad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} > 5,0 \qquad (2.8)$$

$$T_{korr} = T_{mess} - c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \qquad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} < 0,2 \qquad (2.9)$$

mitSSD:Sonnenscheindauer [-] c_t :empirisch bestimmter Skalierungsparameter [-]

Auch bei der Regionalisierung des Niederschlags wird eine Höhenkorrelation der langjährigen mittleren Jahresniederschläge berücksichtigt. Einzelheiten hierzu sind in Abschnitt 5.1.2 für das Löhnersbach-Einzugsgebiet dargestellt.

2.3 Modellmodule

2.3.1 Schneemodul

Das Schneemodul wurde, ebenso wie das Bodenmodul, dem Einzugsgebietsmodell HBV (BERGSTRÖM 1976, 1992) entnommen und basiert auf dem lediglich von der Lufttemperatur abhängigen *Grad-Tag-Verfahren*. Unterhalb eines Schwellenwertes der Lufttemperatur *TT* [°*C*] (*,,threshold temperature"*) wird der windkorrigierte Niederschlag als Schnee simuliert. Hierbei wird der bei Schneefall auftretende systematische Messfehler über einen konstanten Korrekturfaktor *SFCF* [-] (*,,snow fall correction factor"*) berücksichtigt. Überschreitet die Lufttemperatur einen für Wald- und Freiflächen unterschiedlichen Grenzwert *TT_melt* [°*C*], setzt die Schneeschmelze ein. Für die Berechnung der Schmelzwassermenge (Gleichung 2.10) muss der üblicherweise verwendete Tag-Grad-Faktor in den der höheren zeitlichen Auflösung von TAC^D entsprechenden *"Zeitschritt-Grad-Faktor" (CFMAX) [mm Δt⁻¹]* umgerechnet werden.

$$melt_t = CFMAX \cdot (T_t - TT \quad melt)$$
(2.10)

mit $melt_t$:Schmelzwassermenge des Zeitschritts $\Delta t \ [mm \ \Delta t^{-1}]$ CFMAX:Zeitschritt-Grad-Faktor $\ [mm \ C^{-1} \ \Delta t^{-1}]$ T_t :auf Höhenzone interpolierte Lufttemperatur der Stunde t [°C] TT_melt :Temperaturschwellenwert [°C]

Die Schneedecke speichert das Schmelzwasser bis zu einem bestimmten Anteil ihres Wasseräquivalents *CWH* [-] ("coefficient of water holding"). Das überschüssige Schmelzwasser wird an die Bodenroutine weitergegeben. Sinkt die Temperatur unter den Schwellenwert *TT*, gefriert ein bestimmter Anteil des gespeicherten Schmelzwassers, der über den *Parameter CFR* [-] ("coefficient of refreezing") definiert wird (Gleichung 2.11).

refreezing
$$melt_t = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T_t)$$
 (2.11)

mit $refreezing_melt_t$: wiedergefrorenes Schmelzwasser des Zeitschritts $\Delta t \ [mm \Delta t^{-1}]$ CFR: coefficient of refreezing [-]

Für Zeitspannen mit Schneebedeckung werden in TAC^D monatlich konstante Werte der potentiellen Verdunstung [mm Δt^{-1}] angegeben.

2.3.2 Interzeptions- und Oberflächenmodul

Im Interzeptionsmodul wird die vorübergehende Speicherung des Niederschlags an Pflanzenoberflächen berechnet, die zu einer Reduktion des Freilandniederschlags und einer Erhöhung der aktuellen Verdunstung führt. Die Interzeptionsspeicherkapazität der jeweiligen Pflanzengesellschaft wird nach SCHULLA (1997) in Abhängigkeit von der Blattfläche $LAI [m^2 m^{-2}]$ (*"leaf area index"*), der Vegetationsbedeckung *COV* [-] (*"coverage"*) und der maximalen Benetzung bestimmt (Gleichung 2.12). Für die maximale Schichtdicke des Wassers wurde von OTT (2002) entsprechend Literaturangaben ein Wert von 0,3 mm festgesetzt. Die für das Löhnersbach-Einzugsgebiet bestimmten monatlichen Werte der Modellparameter *LAI* und *COV* sind in Abschnitt 5.2.4 aufgelistet.

$$SI_{\max} = COV \cdot LAI \cdot h_{SI} + (1 - COV) \cdot h_{SI}$$
(2.12)

mit SI_{max}: Interzeptionsspeicherkapazität [mm]

COV : Vegetationsbedeckungsgrad [-]

LAI: Blattflächenindex $[m^2 m^{-2}]$

 h_{SI} : maximale Schichtdicke des Wassers auf der benetzten Oberfläche [mm]

Solange die Niederschlagsmenge kleiner als die Interzeptionsspeicherkapazität ist, wird ein vom Vegetationsbedeckungsgrad abhängiger Anteil des Niederschlags im Blattwerk zurückgehalten. Die Berechnung des interzipierten Niederschlags erfolgt in TAC^D nach einer empirischen Formel gemäß DAM (2000):

$$P_{i} = SI_{\max} \cdot \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{COV \cdot P}{SI_{\max}}}\right)$$
(2.13)

mit P_i : interzipierter Niederschlag [mm] P: Freilandniederschlag [mm]

Die Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher ist bei ausreichender Speicherfüllung gleich der potentiellen Verdunstung, andernfalls gleich der Wassermenge im Speicher. In TAC^D wird die Interzeption nicht für den festen Niederschlag, sondern erst für das Schmelzwasser berücksichtigt.

In der Oberflächenroutine werden der direkt ins Gerinne fallende Niederschlag und der Oberflächenabfluss auf Siedlungsflächen berechnet. Für jede Gerinnezelle wird über die ihr zugewiesene reale Gerinnebreite zunächst der Gerinne-Flächenanteil berechnet. Während der dem Gerinneanteil entsprechende Teil des Niederschlags direkt zum Gerinneabfluss beiträgt, durchläuft die restliche Niederschlagsmenge das Boden- bzw. Abflussbildungsmodul. Da im Löhnersbach-Einzugsgebiet keine bedeutsamen Siedlungsflächen vorhanden sind, wird bezüglich der Beschreibung des Siedlungsflächenabflusses auf ROSER (2001, 50) verwiesen.

2.3.3 Bodenmodul

Das aus dem HBV-Modell übernommene Bodenmodul beschreibt die Prozesse Muldenrückhalt, aktuelle Evapotranspiration, Bodenwasserspeicherung und Versickerung mithilfe der drei Parameter *FC* [mm] (*"field capacity"*), *BETA* [-] und *LP* [-] (UHLENBROOK 1999, 105 ff). Mit Ausnahme der Sättigungsflächen, deren Abflussbildungskonzept eine Anwendung des Bodenmoduls erübrigt, werden den verschiedenen Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse unterschiedliche Parameterwerte zugewiesen. Können für die einzelnen Raumgliederungsklassen keine typischen Bodenkennwerte gefunden werden, muss die Zuweisung der Bodenparameter auf der Grundlage anderer Flächeninformationen (z. B. Bodenoder Vegetationskarten) erfolgen.

Der Parameter *FC* bestimmt die maximale Wassermenge, die im Boden und im Muldenspeicher zurückgehalten werden kann. Er wird aus den Bodenkennwerten Feldkapazität und Bodenmächtigkeit abgeleitet. Der Anteil des infiltrierenden Wassers, der an die Abflussbildungsroutine weitergegeben wird, berechnet sich über das Verhältnis der aktuellen Bodenfeuchte und dem Parameter *FC*, wobei die unterschiedlichen Reaktionen der jeweiligen Bodentypen zusätzlich durch den Parameter *BETA* berücksichtigt werden. Die nichtlineare Funktion lautet:

$$\frac{\text{recharg } e}{P} = \left(\frac{S_{sm}}{FC}\right)^{BETA}$$
(2.14)

mitrecharg e:Anteil des infiltrierenden Wassers, der in die Abflussbildungsroutine
weitergeleitet wird [-]P:Input in das Bodenmodul [mm] S_{sm} :aktuelle Bodenfeuchte [mm]FC:maximale Speicherung des Bodens und Muldenspeichers [mm]BETA:Anpassungsparameter [-]



Abb. 2.2: Bestimmung des abflusswirksamen Anteils des Niederschlag- oder Schneeschmelzwassers (nach BERGSTRÖM 1992)



Abb. 2.3: Reduktion der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte (aus UHLENBROOK 1999)

Dieses Konzept berücksichtigt, dass bereits ohne Aufsättigung des Bodens Wasser zum Abfluss gelangen kann, wie es in der Natur als Makroporenabfluss beobachtet wird. Erreicht die aktuelle Bodenfeuchte den Wert des Parameters *FC*, wird alles infiltrierende Wasser direkt weitergeleitet. Die Auswirkung verschiedener *BETA*-Werte auf den abflusswirksamen Anteil des Niederschlag- und Schmelzwassers ist in Abbildung 2.2 dargestellt. Je kleiner *BETA*, desto mehr Wasser wird in die Abflussbildungsroutine weitergeleitet.

Die aktuelle Evapotranspiration aus dem Bodenspeicher wird über die Parameter *LP* und *FC* gesteuert (Abbildung 2.3). Liegt der aktuelle Bodenwassergehalt unterhalb eines durch *LP* festgelegten Grenzwertes, wird die aktuelle Verdunstung entsprechend der linearen Gleichung 2.16 berechnet. Andernfalls entspricht die aktuelle der potentiellen Verdunstung.

$$ET_a = ET_p$$
 wenn $S_{sm} \ge LP \cdot FC$ (2.15)

$$ET_a = ET_p \cdot \frac{S_{sm}}{LP \cdot FC}$$
 wenn $S_{sm} < LP \cdot FC$ (2.16)

mit *ET_a*; aktuelle Evapotranspiration [mm]

- *ET_p*: potentielle Evapotranspiration [mm]
- *LP:* Anteil von FC, oberhalb dessen $ET_a = ET_p$ ist [-]

2.3.4 Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsmodul

Das Abflussbildungsmodul basiert auf einer Einteilung des Einzuggebietes in Räume gleicher dominanter Abflussbildungsmechanismen, der sogenannten hydrologischen Raumgliederung. Diese ist das Kernstück der prozessorientierten Modellierung und wird entsprechend der physiographischen und hydrogeologischen Gebietseigenschaften erstellt, wobei Erkenntnisse aus experimentellen Untersuchungen eingehen (Abschnitt 5.2.3). Das Abflussverhalten der einzelnen Raumgliederungsklassen wird je nach Prozessvorstellung mithilfe einfacher Einzellinearspeicher oder mehrerer in Reihe geschalteter Linearspeicher konzeptionalisiert. Die Speicher werden über die Parameter Speicherkapazität (" H^{c}), Speicherkonstante (" K^{c}) und, im Falle einer Tiefensickerung, Perkolation (" T^{c}) charakterisiert. Der Speicherabfluss berechnet sich über die allgemeine Speichergleichung, wobei die beschleunigende Wirkung der Hangneigung in Anlehnung an den Gefällegradienten des Darcy-Gesetzes folgendermaßen berücksichtigt wird:

$$Q = k \cdot S \cdot \left(1 + \frac{\tan \beta}{\tan \overline{\beta}}\right) \tag{2.17}$$

mit	Q:	Speicherabfluss [mm Δt^{-1}]
	<i>k</i> :	Speicherkonstante [Δt^{-1}]
	<i>S</i> :	Speicherinhalt [mm]
	eta :	Neigung der betrachteten Zelle [°]
	$\overline{\beta}$:	mittlere Neigung aller Zellen der jeweiligen Raumgliederungsklasse

In Abbildung 2.4 ist das Konzept der Einzellinearspeicher mit den in TAC^D verwendeten Parametern und Bezeichnungen schematisch dargestellt. Die Abkürzungen "US_" und "LS_" kennzeichnen obere ("*upper storage*") bzw. untere Speicher ("*lower storage*"). Wird die maximale Füllhöhe eines Speichers überschritten, wird das überlaufende Wasser in den darüber liegenden Speicher oder die hangabwärts liegende Zelle weitergeleitet. Das Überlaufen des oberen Speichers entspricht dem Prozess des Sättigungsoberflächenabflusses, womit die Ausdehnung der Sättigungsflächen in TAC^D zeitlich variabel ist. In der Abflussbildungsroutine nehmen die Sättigungsflächen eine Sonderstellung ein: Während für die anderen Raumgliederungszonen die Verdunstung im Bodenmodul berücksichtigt wird, geschieht dies bei dem den Muldenrückhalt beschreibenden Einzellinearspeicher (*MTD: "micro-topographic depression"*) in der Abflussbildungsroutine. Die verdunstende Wassermenge wird dabei lediglich durch den Speicherinhalt begrenzt ist. Zudem wird für diesen Speichertyp eine Perkolation ausgeschlossen. Eine Aufnahme des überlaufenden Wassers des darunter liegenden Speichers ist hingegen möglich.



Abb. 2.4: Speicherkonzepte und Abflussbildungsparameter in TAC^D; Erklärung der Abkürzungen im Text (aus ROSER 2001, verändert)

a) zwei in Reihe geschaltete Linearspeicher

b) Sättigungsflächen

Jede Rasterzelle stellt ein eigenständiges Speichersystem dar, das über das in PCRaster erstellte Entwässerungsnetz mit den Nachbarzellen verbunden ist. Die Fließrichtung von einer Zelle in die nächste ergibt sich aus der Richtung der steilsten Hangneigung. Auf Grundlage eines rasterbasierten digitalen Höhenmodells sind acht diagonale und orthogonale Fließrichtungen möglich (Abbildung 2.5). Darüber hinaus



Abb. 2.5: Benennung der Entwässerungsrichtung einer Zelle nach dem D8-Prinzip (aus ROSER 2001, nach O'CALLAGHAN & MARK 1984)

können Mulden oder Senken, aus denen kein Wasser lateral abfließt, ausgewiesen werden (ROSER 2001, 38). An langen Hängen entstehen durch die Aneinanderreihung mehrerer Speichersysteme längere Speicherkaskaden, die die im natürlichen System auftretende Abflussretention wiedergeben. Die Speicherkonzepte der einzelnen Raumgliederungsklassen und eine idealisierte Speicherkaskade des Löhnersbach-Einzugsgebiets sind in Abschnitt 4.2.3 dargestellt.

2.3.5 Wellenablauf

Die Simulation des Wellenablaufs erfolgt in TAC^D mithilfe des kinematischen Wellenansatzes, der für steile Gerinne, in denen die Schwerkräfte die Druck- und Trägheitskräfte deutlich übersteigen, gut geeignet ist. Eine genaue Beschreibung hierzu findet sich bei CHOW ET AL. (1988). Die Berechnung erfolgt mit der in PCRaster integrierten Funktion *kinematic*, die die Differenzialgleichung der kinematischen Welle (Gleichung 2.18) für jeden Zeitschritt näherungsweise mittels finiter Differenzen löst (ROSER 2001, 53). Die für die Anwendung des kinematischen Wellenansatzes notwendige hohe zeitliche Auflösung wird in TAC^D durch eine integrierte Anweisungsschleife gewährleistet.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + a \cdot b \cdot Q^{\beta - 1} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} = q \qquad (2.18)$$

mit

x: Fliessstrecke [m]

a,*b*: Anpassungsparameter [-]

Abfluss $[m^3 s^{-1}]$

t : Zeit [s]

q: laterale Zuflüsse [m³s⁻¹m⁻¹]

2.4 Statistische Gütemaße

Q:

Zur Bewertung der Güte der Simulationen ist in TAC^D die Berechnung dreier statistischer Gütemaße integriert. Ein in der hydrologischen Modellierung häufig verwendeten Gütemaße ist die *Modelleffizienz* R_{eff} [-] nach NASH & SUTCLIFFE (1970, zit. in OTT 2002, 59):

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i} (y_i - x_i)^2}{\sum_{i} (x_i - \bar{x})^2}$$
(2.19)

mit y_i :simulierter Wert zum Zeitpunkt i $[mm \Delta t^{-1}]$ x_i :gemessener Wert zum Zeitpunkt i $[mm \Delta t^{-1}]$ \overline{x} :mittlerer gemessener Wert über alle Zeitschritte $[mm \Delta t^{-1}]$

Bei der Berechnung der Modelleffizienz werden die Abweichungen der simulierten von den gemessenen Werten quadriert, wodurch Hochwasser stark ins Gewicht fallen. Zur besseren Beurteilung der Mittelund Niedrigwässer wird deswegen zudem die *logarithmierte Modelleffizienz log* R_{eff} [-] berechnet, indem die gemessenen und simulierten Werte logarithmiert werden. Der Wertebereich der Modelleffizienz liegt zwischen - ∞ und 1, wobei der Wert 1 eine optimale Anpassung der simulierten an die gemessenen Werte bedeutet. Das dritte in TAC^D bestimmte Gütemaß ist der *Volumenfehler VE* [mm], die auf ein Jahr normierte Differenz zwischen gemessenem und simuliertem Abfluss:

$$VE = \frac{1}{365} \cdot \sum_{i} (x_i - y_i)$$
(2.20)

Die Modellergebnisse werden zudem anhand des *Bestimmheitsmaßes* R^2 [-] bewertet, das in der Statistik ein allgemein übliches Kriterium zur Beurteilung von Korrelationen ist. Dies wird folgendermaßen berechnet:

$$r^{2} = \frac{\left(\sum (x_{i} - \bar{x}) \cdot (y_{i} - \bar{y})\right)^{2}}{\sum (x_{i} - \bar{x})^{2} \sum (y_{i} - \bar{y})^{2}}$$
(2.21)

mit \overline{y} : mittlerer simulierter Wert über alle Zeitschritte [mm Δt^{-1}]

2.5 Anwendungsumgebung

2.5.1 Das dynamische GIS PCRaster

Das Geographische Informationssystem (GIS) PCRaster ist ein geeignetes Werkzeug zur Modellierung natürlicher Systeme. Es zeichnet sich durch die vollständige Integration der Modellierung in das eigentliche GIS aus, d.h. die klassischen GIS-Werkzeuge und Raumdatenbanken sind direkt mit den räumlich und zeitlich variablen Modellberechnungen (*"dynamic modelling"*) verknüpft (*"high level linkage"*, Abbildung 2.6). Damit erübrigt sich der bei weniger gut verknüpften GIS (*"low level linkage"*) notwendige Transfer von Daten und deren Konvertierung. Ein weiterer Vorteil gegenüber anderen GIS ist, dass die PCRaster-Programmiersprache leicht verständlich ist und speziell für die hydrologische Modellierung entwickelte Funktionen enthält (PCRASTER TEAM 2003a). Aus diesen Gründen wurde TAC^D von ROSER (2001) in der PCRaster-Skriptsprache programmiert.



Abb. 2.6: Unterschiedliche Niveaus der Verknüpfung zwischen GIS und Dynamischen Modellen (aus ROSER 2001, nach VAN DEURSEN 1995) a) low level linkage b) high level linkage

PCRaster wurde Anfang der 90er Jahre von der Arbeitsgruppe GISLA (Geographical Information Systems for Landscape Analysis) am Institut für Physische Geographie der Universität Utrecht (Niederlande) entwickelt und wird heute von über 400 Instituten und Firmen verwendet (PCRASTER TEAM 2003a). Das Programmpaket (13 MB) ist im Internet kostenlos erhältlich (PCRASTER TEAM 2003b).

2.5.2 Konzeption

Das Konzept von PCRaster beruht auf einer räumlichen Diskretisierung des natürlichen Systems in einzelne Rasterzellen, denen jeweils mehrere Eigenschaften (Attribute) zugewiesen werden können (Abbildung 2.7). Die einzelnen Zellen sind über Nachbarschaftsbeziehungen miteinander verknüpft, wobei die lateralen Beziehungen aufgrund von zweidimensionalen Karten, die vertikalen Beziehungen durch mehrere Attribute pro Zelle bestehen (PCRASTERTEAM 2003a). Dieses Konzept der räumlichen Darstellung kann als 2,5-dimensionaler Ansatz bezeichnet werden, da dreidimensionale Prozesse mithilfe eines zweidimensionalen Kartenstapels simuliert werden (ROSER 2001, 27).



Abb. 2.7: Räumliche Fliessbewegung und zeitliche Änderung der Zellattribute in einem dynamischen 2,5-D-System (aus Roser 2001, nach VAN DEURSEN 1995)

Die leicht zu erlernende PCRaster-Programmiersprache bietet mehr als 120 räumliche und zeitliche Operatoren, wozu neben den allgemein üblichen Rechenbefehlen, analytische Kartenoperationen (z.B. "slope", "distance"), Konditionalstrukturen (*"if … then … else"*), Konvertierungsanweisungen, Ausgabebefehle und speziell für die hydrologische Modellierung entwickelte Funktionen (z.B. *"inverse distance", "kinematic"*) gehören. Die zahlreichen Anweisungen komplexer Modelle können in einer Skript-Datei zusammengefasst werden, wobei die Möglichkeit besteht, eigene Delphi- oder C++-Funktionen zu integrieren (SIEBER 2003, 24). Den in einer Datenbank abgelegten Rasterkarten, Tabellen oder Zeitreihen sind definierte Datentypen wie Boolean-, Nominal- und Ordinalwerte, Kommazahlen, Himmels- oder Fließrichtungen zugeordnet. Mithilfe der in PCRaster enthaltenen Visualisierungswerkzeuge lassen sich Karten in zwei- oder dreidimensionaler Darstellung als Einzelkarten oder Animationsfolge abbilden. Zeitreihen können als Ganglinie visualisiert werden.

2.5.3 Programmstruktur

Das Skript eines dynamischen Modells besteht aus einer Vielzahl von PCRaster-Operatoren und gliedert sich in fünf Blöcke, die verschiedene Funktionen der Datenverwaltung übernehmen (Abbildung 2.8). Im *"binding"*- Block werden den Ein- und Ausgabedateien Modellvariablen zugewiesen. Bei Modellanwendungen mit unterschiedlichen Modelleingangsdaten müssen folglich nur die Dateinamen und nicht das gesamte Modellskript verändert werden. Über die im *"areamap"*-Block definierte Grundkarte werden die räumliche Auflösung und die geographischen Lagekoordinaten der im Modell generierten Karten festgelegt. Alle eingegebenen Karten müssen mit den Rauminformationen dieser Kartenmaske korrespondieren. Im *"timer"*-Block definieren die Parameter *"Startzeit"* und *"Endzeit"* die Modellierungszeitspanne. Die Zeitschrittlänge ist durch die zeitliche Auflösung der eingegebenen Zeitreihen festgelegt. Im *"initial"*-Block werden den Variablen die für die Modellberechnung benötigten Anfangswerte zugewiesen. Der letzte und längste Abschnitt, der *"dynamic"* Block enthält die eigentlichen Modellberechnungen, die sequentiell für jeden Zeitschritt durchgeführt werden. Pro Zeitschritt werden Variablen erzeugt, die intern zwischengespeichert und bei Bedarf ausgegeben werden können.



Abb. 2.8: Gliederung dynamischer Modelle in PCRaster in fünf Anweisungsblöcke (aus ROSER 2001).

2.6 Fazit

Das relativ komplexe, flächendetaillierte Einzugsgebietsmodell TAC^{D} zeichnet sich im Gegensatz zu anderen konzeptionellen Einzugsgebietsmodellen durch eine prozessnahe Simulation der Abflussbildung aus. Die einzelnen Abflussbildungsprozesse werden für Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsmechanismen mithilfe von Einzellinearspeichern und linearen Speicherkaskaden konzeptionalisiert. Aufgrund der modularen Struktur und der übersichtlichen, leicht zu erlernenden Skriptsprache lässt sich TAC^{D} relativ einfach um einzelne Bausteine erweitern und gebietsspezifisch modifizieren. TAC^D wird innerhalb des Geographischen Informationssystems PCRaster angewendet, in dem durch die enge Verknüpfung von GIS und dynamischer Modellierung keine aufwendige Datenkonvertierung notwendig ist. Die Zwischenergebnisse der Modellierung (Beitrag der einzelnen Abflusskomponenten, Wasseräquivalent der Schneedecke, aktuelle Evapotranspiration, ...) können in PCRaster für einen beliebigen Ort als Zeitreihe oder einen bestimmten Zeitpunkt als Karte graphisch dargestellt werden.
3 Ansätze zur Erosionsmodellierung in TAC^D

3.1 Einleitung

Der Begriff Erosion (erodere, lat.: ausnagen) steht für verschiedene Abtragungsprozesse von großer zeitlicher und räumlicher Variabilität. Er umfasst gravitative Massenbewegungen wie Erdrutsche, Murgänge, Bergstürze und Solifluktion, großflächige Abtragungen der Erdoberfläche durch Wind (Deflation) und Wasser (Denudation), Seiten- und Tiefenerosion durch Fließgewässer (fluviatile Erosion), kulturbedingte Bodenerosion durch landwirtschaftliche Nutzung und Erosions-Sonderformen wie Schneeschurf und Tritterosion. Die Erosionsprozesse im Löhnersbachgebiet sind in ihrer Ausprägung und ihrem Zusammenspiel zu komplex, als dass eine befriedigende Erfassung und Modellierung im Rahmen dieser Arbeit möglich gewesen wäre. Somit war eine Konzentration auf einen Erosionsprozess notwendig. Im Folgenden geht es ausschließlich um den Bodenabtrag durch Wasser. Der Modellierung von Erosionsprozessen in Wildbach-Einzugsgebieten widmeten sich u. a. HEGG (1996) und LIENER (2000).

In ackerbaulich genutzten Gebieten ist die langfristige oder ereignisabhängige Erosion des Bodens von großem Interesse, da der Bodenverlust und der damit verbundene Nährstoffaustrag einen Ertragsrückgang nach sich ziehen. Für die USA liegen die jährlichen Schäden der Bodenerosion bei 44 Milliarden Dollar (RICHTER 1998, 26). Folglich ist die systematische Erforschung und Modellierung der Bodenerosion seit jeher auf landwirtschaftlich genutzte Flächen konzentriert.

3.2 Vorgehensweise

Eine Aufgabenstellung dieser Arbeit war der Einbau eines Erosionsmoduls in TAC^D. Es zeigte sich bald, dass der ursprünglich geplante Einsatz der Universal Soil Loss Equation (USLE, WISCHMEIER & SMITH 1978) für eine prozessorientierte, ereignisbezogene Erosionsmodellierung nicht zweckmäßig war (siehe Unterkapitel 3.5). Aufgrund der hohen Komplexität prozessorientierter Erosionsmodelle war deren Integration in TAC^D schwierig. Zudem lagen zur Validierung der Berechnungsergebnisse für das Löhnersbach-Einzugsgebiet keine Feststoffmessungen vor. Wegen dieser Schwierigkeiten trat die Entwicklung eines Erosionsmoduls zugunsten der TAC^D-Anwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet in den Hintergrund.

Im Sinne einer Pilotstudie zur Bodenerosionsmodellierung in TAC^D liefern die folgenden Kapitel einen Überblick über die Erosionsprozesse und die wichtigsten Erosionsmodelle, wobei das Regressionsmodell USLE und das physikalisch basierte Modell LISEM (DE ROO ET AL. 1996) näher erläutert werden. Das LISEM-Erosionsmodul wurde in stark vereinfachter Form in TAC^D integriert und ein Testlauf für das Dreisam-Einzugsgebiet durchgeführt, da für dieses Gebiet Schwebstoffmessungen vorlagen.

3.3 Die Prozesse der Bodenerosion

3.3.1 Bodenerosion durch Regentropfen ("Splash", Spritzerosion)

Beim Auftreffen der Regentropfen auf den Boden entstehen Drücke bis zu 10 000 hPa, die einerseits eine Sprengung der Bodenaggregate, andererseits eine starke Beschleunigung der radial wegspritzenden Wassertröpfchen und Bodenpartikel bewirken (Abbildung 3.1). Die kinetische Energie der Regentropfen hängt überproportional von der Regenintensität ab. Je höher die Intensität, desto größer und zahlreicher die Tropfen. Je größer die Regentropfen, desto höher ihre Masse und Fallgeschwindigkeit und desto höher ihre kinetische Energie. Aus Tabelle 3.1 ist ersichtlich, dass die kinetische Energie bei verschiedenen



Abb. 3.1: Loslösung der Bodenpartikel durch Regentropfen (aus FRIELINGHAUS 1996)

Niederschlagsintensitäten über zehn Zehnerpotenzen variiert. Die zur Seite fliegenden Bodenpartikel können je nach Korngröße und Elastizität der Oberfläche bis zu 1,5 m weit transportiert werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, 366).

Tab. 3.1: Niederschlagsintensität, medianer Tropfendurchmesser, mittlere Fallgeschwindigkeit und kinetische Energie bei unterschiedlichen Arten des Niederschlags (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998)

	Intensität [mm h ⁻¹]	Durchmesser [mm]	Fallgeschw. [m s ⁻¹]	kin. Energie [kJ m ⁻² h ⁻¹]
Sprühregen	0,2	0,1	0,2	0,0001
Nieselregen	0,5	1	4,2	1
Leichter Regen	1	1,2	4,9	10
Mittlerer Regen	4	1,6	5,8	100
Starker Regen	15	2,1	6,9	1000
Gewitterregen	100	3,0	8,4	10000

Neben der Ablösung und dem Transport von Bodenpartikeln kommt es bei starken Niederschlägen zu einer Verdichtung und Verschlämmung der Bodenoberfläche, wodurch die Infiltrationskapazität des Bodens herabgesetzt wird (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, 366).

3.3.2 Bodenerosion durch Oberflächenabfluss ("Wash")

Die Scherkräfte von oberflächlich abfließendem Wasser sind mit etwa 0,01 hPa in der Regel wesentlich kleiner als die der Regentropfen, wirken jedoch großflächiger und über längere Zeit. Die Transportkapazität des Abflusses wächst mit steigender Fließgeschwindigkeit. Meist konzentriert sich der Oberflächenabfluss in Rillen, Rinnen und Furchen, wo durch die primär turbulente Strömung eine hohe Schubspannung entsteht ("*Rillen- und Rinnenerosion"*), die die Scherfestigkeit stark kohäsiver Böden übersteigen kann. Eine besonders effektive Form der Bodenerosion ist die Kombination aus Dünnschichtabfluss und Niederschlag, da die Feststoffe hierbei durch die Turbulenzen des Tropfenschlags in Suspension gehalten werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, 366). Der Dünnschichttransport mit einer maximalen Transportkapazität von 50 g/l versorgt die Rillen und Rinnen laufend mit neuem Material aus dem Zwischenrillenbereich (RICHTER 1998, 37).

3.3.3 Sonstige Ablösungsprozesse

Rasch in trockenen Boden eindringendes Wasser führt zu Drücken von 6000 hPa und zur Luftsprengung der Aggregate. Im zeitlichen Ablauf eines Niederschlagereignisses dominiert zunächst die Luftsprengung, dann der Splash und schließlich die Rillen- und Rinnenerosion. Elektrolytarmes Niederschlagswasser führt speziell auf Böden mit einem hohen Anteil an einwertigen Ionen zu einer Dispergierung und einem raschen Zerfall des Bodens in seine Primärteilchen. Eine starke fluviatile Erosion tritt in kaltgemäßigten Klimaten während der Schneeschmelze auf. Die Lockerung der Aggregate erfolgt hier durch ausgeprägte Frost-Tau-Zyklen, und das gefrorene Bodenwasser verhindert die Infiltration des Schmelzwassers. Wenn ein stabiler Oberboden einen instabilen Unterboden bedeckt, kann es zur sogenannten Tunnelerosion kommen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, 366).

Je größer das Einzugsgebiet, desto geringer ist im Allgemeinen der Gesamtaustrag im Verhältnis zum Hangabtrag, da die erodierten Partikel an den Unterhängen und in Auenbereichen wieder abgelagert werden. Somit lässt sich der Feststoffaustrag aus einem Einzugsgebiet nicht über den Bodenabtrag einzelner Hangparzellen bestimmen (RICHTER 1998, 52).

3.4 Modellierung der Bodenerosion

Tabelle 3.2 liefert einen Überblick über verschiedene Bodenerosionsmodelle. Während die älteren Modelle auf Regressionsbeziehungen zwischen dem Niederschlag, den Gebietseigenschaften und dem Bodenabtrag beruhen, werden in physikalisch basierteren Modellen die beiden wichtigsten Prozesse der Bodenerosion, die Ablösung und der Transport der Bodenpartikel, in konzeptioneller Weise berücksichtigt. Jedoch sind letztere bei der Beschreibung von Erosionsprozessen immer noch auf empirische Gleichungen angewiesen (MORGAN 1999, 85). Beispielsweise verwenden die Modelle CREAMS, ANS-WERS und KINEROS den K-Faktor der USLE zur Beschreibung der Bodenerodibilität. Da das Wasser die treibende Kraft der Erosion ist, enthalten alle physikalisch basierten Modelle Module zur Berechnung der hydrologischen Größen.

Das erste Berechnungsverfahren zur quantitativen Abschätzung des mittleren langjährigen Bodenabtrags war die USLE (Unterkapitel 2.5). In den 70er Jahren wurde sie vielfach erweitert und modifiziert. Dies betraf die genauere Bestimmung der einzelnen Faktoren (z.B. jahreszeitlich variabler K-Faktor, revised USLE), die Einbeziehung des Schneeeinflusses (ABAG, SCHWERTMANN ET AL. 1990) die Anpassung an bestimmte Regionen (modified USLE87, ABAG) und die flächendifferenzierte Berechnung des Bodenabtrags (differentiated USLE, FLACKE ET AL. 1990). In CREAMS, einem der ersten deterministischanalytischen Modelle, wurden die Prozesse der Infiltration und des Oberflächenabflusses sowie der Nährstoffdynamik in die Erosionsmodellierung aufgenommen. Mit dem Aufkommen von Geographi-

schen Informationssystemen und der steigenden Rechenkapazität ging die Entwicklung von flächendetallierten und zunehmend komplexeren Erosionsmodellen (ANSWERS, KINEROS, EUROSEM) einher (BORK & SCHRÖDER 1996,1).

Akronym	Name	Quelle	Тур
USLE	Universal Soil Loss Equation	WISCHMEIER & SMITH 1978	E
RUSLE	Revised USLE	Renard et al. 1987	Е
MUSLE87	Modified USLE 1987	Hensel & Bork 1987	Е
CREAMS	Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems	Knisel 1980	К
EPIC	Erosion Productivity Impact Calculator	WILLIAMS ET AL. 1984	K
WEPP	Water Erosion Prediction Model	NEARING ET AL. 1989	Р
ANSWERS	Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation	Beasley et al. 1980	Р
KINEROS	Kinematic Runoff and Erosion Model	WOOLHISER, ET AL., 1990	Р
EUROSEM	European Soil Erosion Model	MORGAN ET AL. 1992	Р
LISEM	Limburg Soil Erosion Model	DE ROO ET AL. 1996	Р
EROSION-3D	3-D Erosionsmodell	SCHMIDT 1996	Р

Tab. 3.2: Übersicht über verschiedene Erosionsmodelle, E: empirisch, K: konzeptionell, P: physikalisch basierter (aus DE Roo 1993, ergänzt)

3.5 Die Universal Soil Loss Equation (USLE)

Das älteste, bekannteste und besonders in der landwirtschaftlichen Praxis häufig eingesetzte Modell zur Abschätzung des Bodenabtrags ist die Universal Soil Loss Equation (USLE), auch Wischmeier-Gleichung genannt (WISCHMEIER & SMITH 1978). Es handelt sich hierbei um eine in den USA entwikkelte multiple Regressionsgleichung mit fünf Faktoren, die eine Abschätzung des mittleren jährlichen Bodenabtrages für einzelne Parzellen ermöglicht. Die einzelnen Faktoren werden entweder über Korrelationsgleichungen berechnet oder aus Nomogrammen und Tabellen ermittelt.

Die USLE lautet (SCHWERTMANN ET AL. 1990, 9):

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \tag{3.1}$$

- mit
- *A*: mittlerer jährlicher Bodenabtrag [t ha^{-1}]
 - *R*: Regen- und Oberflächenabflussfaktor; Maß für die gebietsspezifische Erosivität der Niederschläge [-]
 - *K*: Bodenerodierbarkeitsfaktor; Maß für die Erodierbarkeit des Bodens unter standardisierten Bedingungen (Hanglänge: 22,1 m, Neigung: 9 %, Schwarzbrache) [-]
 - LS: Topographiefaktor; Verhältnis des Bodenabtrags eines Hanges beliebiger Länge bzw. Neigung zu jenem des Standardhanges unter sonst gleichen Bedingungen [-]
 - C: Bedeckungsfaktor; Verhältnis des Bodenabtrags eines Hanges mit beliebiger Bewirtschaftung zu jenem unter Schwarzbrache [-]
 - *P*: Erosionsschutzfaktor; Verhältnis des Bodenabtrags eines Hanges mit bestimmten Schutzmaßnahmen (Konturpflügen, Grasstreifen, Terrassierung) zu jenem bei Bearbeitung ohne Schutzmaßnahmen [-]

Grundlage der USLE sind über 80 000 Abtragungsereignisse aus 49 verschiedenen Gebieten des Mittleren Westens der USA, die zwischen 1930 und 1952 vom amerikanischen Soil Conservation Service unter der Leitung von W. H. Wischmeier dokumentiert, ausgewertet und durch Beregnungsversuche ergänzt wurden (WISCHMEIER & SMITH 1978). Aufgrund dieser Datenbasis wird die USLE allgemein für verlässlich gehalten und Dank ihrer einfachen Handhabung weltweit angewandt. Das rein empirische Verfahren samt seiner Modifikationen ist jedoch mit gravierenden Nachteilen und Einschränkungen verbunden. Die wesentlichen Kritikpunkte sind:

- Die USLE berechnet ausschließlich den mittleren langjährigen Bodenabtrag. Der Bodenabtrag einzelner Jahre und besonders einzelner Erosionsereignisse kann jedoch erheblich vom langjährigen Mittel abweichen (SCHWERTMANN 1990, 10).
- Das für das Kontinentalklima des Mittleren Westens der USA entwickelte Berechnungsmodell ist nur eingeschränkt übertragbar. Die in die Gleichung eingehenden Faktoren müssen an die regionalen Klima- und Bodenbedingungen angepasst werden, wozu jedoch in den meisten Fällen keine ausreichende Datenbasis zur Verfügung steht (SCHMIDT 2000).
- Die USLE wurde primär für die Anwendung in der ackerbaulichen Praxis entwickelt. Somit liegen für landwirtschaftlich genutzte Flächen detaillierte Tabellenwerke zum Bewirtschaftungsund Erosionsschutzfaktor vor, wohingegen die Angaben für Wald-, Busch-, Ruderal- und Pioniergesellschaften sehr allgemein sind.
- Die Gleichung beschreibt lediglich den Abtransport des Bodens aus einzelnen Parzellen, eine Wiederablagerung des Materials ist nicht berücksichtigt und eine Ausdehnung auf ganze Einzugsgebiete folglich nur bedingt möglich (SCHWERTMANN ET AL. 1990, 10).
- Zwischen den einzelnen Faktoren können starke Interkorrelationen auftreten, beispielsweise beeinflusst eine Terrassierung maßgeblich den S-, L- und P-Faktor, und ein erhöhter Jahresniederschlag ist häufig mit einer stärkeren Hangneigung korreliert (MORGAN 1999, 78).

Eine Modifikation der USLE für bayerische Verhältnisse ist die Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG, SCHWERTMANN ET AL. 1990). Sie wurde auf der Basis von Abtragsmessungen auf 189 Parzellen entwickelt. Eine Tabelle zur schnellen Abschätzung der einzelnen Faktoren der ABAG ist im Anhang (Tab A.1) enthalten.

3.6 Das Limburg Soil Erosion Model (LISEM)

3.6.1 Einleitung

Das Bodenerosionsmodell LISEM (Limburg Soil Erosion Model) wurde Mitte der 90er Jahre für die von Lößböden dominierte niederländische Region Limburg entwickelt und seitdem für zahlreiche mikro- und mesoskalige Einzugsgebiete (1 ha bis 100 km²) angewandt (DE ROO ET AL. 1996, DE ROO & JETTEN 1999). Es handelt sich um ein physikalisch basiertes Modell, das neben verschiedenen hydrologischen Prozessen die Erosion und Sedimentation flächendetailliert und ereignisbezogen simuliert. Die Algorithmen des Erosionsmoduls wurden dem Erosionsmodell EUROSEM (European Soil Erosion Model, MORGAN ET AL. 1992) entnommen.



Abb. 3.2: Fließdiagramm des Bodenerosionsmodells LISEM (DE ROO & JETTEN 1999)

Ein wichtiges Ziel der Entwicklung von LISEM war es, den Einfluss von Landnutzungsänderungen und Erosionsschutzmaßnahmen zu simulieren. Der Hauptanwendungsbereich liegt somit in landwirtschaftlich genutzten Gebieten (LISEM 2003a). LISEM wurde innerhalb des Geographischen Informationssystems PCRaster programmiert, was eine Integration in TAC^D erleichtert.

3.6.2 Modellstruktur und Algorithmen des Erosionsmoduls

Das Erosionsmodell LISEM berechnet in einzelnen Modulen die Prozesse Interzeption, Infiltration, Muldenrückhalt, Oberflächenabfluss, Gerinneabfluss, Spritzerosion, Erosion durch Oberflächenabfluss sowie den Transport und die Deposition der Bodenpartikel. Optional kann der Einfluss von Verschlämmungsund Verdichtungsprozessen, die Entstehung von Rillen und der Stofftransport simuliert werden (LISEM 2003a). Ein Fließdiagramm des Aufbaus von LISEM ist in Abbildung 3.2 dargestellt. Neben den meteorologischen und hydrologischen Eingangsdaten Niederschlag und Oberflächenabfluss benötigt das LI-SEM-Erosionsmodul Angaben zur Beschaffenheit der Bodenoberfläche und der Bodenmatrix.

Im Folgenden werden die Algorithmen des Erosionsmoduls kurz erläutert, nähere Informationen sind LISEM (2003b) zu entnehmen. Der Erosionsprozess wird in die Teilprozesse Loslösung, Transport und Deposition der Partikel zerlegt. Nach MORGAN ET AL. (1992, zit. in LISEM 2003b, 9) findet Partikelaustrag aus einer Zelle dann statt, wenn die Summe der durch Niederschlag oder Oberflächenabfluss losgelösten Partikel größer als die Summe der sedimentierten Partikel ist (Gleichung 3.2).

$$E = Ds + Df - DP \tag{3.2}$$

mit	E:	Partikelaustrag [kg]
	Ds:	Loslösung durch Niederschlag (splash detachment) [kg]
	Df:	Loslösung durch Oberflächenabfluss (flow detachment) [kg]
	DP:	Deposition [kg]

Die Loslösung durch Regentropfenaufprall wird in Abhängigkeit von der Stabilität der Bodenaggregate, der kinetischen Energie der Regentropfen und der Höhe der überstauenden Wasserschicht folgendermaßen berechnet:

$$Ds = \left(\frac{2,82}{AS} \cdot KE \cdot \exp(-1,84 \cdot h) \cdot 2,96\right) \cdot P \cdot A \qquad (3.3)$$
$$KE = 8,95 + 8,44 \cdot \log(I) \qquad (3.4)$$

- mit *AS:* Aggregatstabilität, mittlere Anzahl der Tropfen, durch die die Aggregate zu 50% zerstört werden [-]
 - *KE:* kinetische Energie des Niederschlags $[J m^{-2}]$
 - *I:* Niederschlagsintensität $[mm h^{-1}]$
 - *h:* Höhe der überstauenden Wasserschicht [mm]
 - *P*: Niederschlag [mm Δt^{-1}]
 - A: Fläche $[m^2]$

In Abhängigkeit von der Transportkapazität des Oberflächenabflusses werden die Partikel weitertransportiert oder abgelagert. Die Loslösung durch Oberflächenabfluss kann nur erfolgen, wenn die Transportkapazität des Abflusses größer als seine Sedimentkonzentration ist. In LISEM wird davon ausgegangen, dass Erosion nur als linienhafte Rillenerosion und nicht als flächenhafte Schichterosion stattfindet. Die Formel zur Berechnung der Transportkapazität des Oberflächenabflusses lautet (GOVERS 1990, zit. in LISEM 2003b, 10):

$$TC = \rho_s \cdot c(v \cdot S \cdot 100 - 0, 4)^d \tag{3.5}$$

mit	TC:	Transportkapazität [kg m ⁻³]
	$ ho_s$:	Dichte der Partikel, näherungsweise 2650 [kg m ⁻³]
	v:	Fließgeschwindigkeit, berechnet über kinematischen Wellenansatz [m s ⁻¹]
	S:	Sinus der Hangneigung [-]
	<i>c, d:</i>	empirische Koeffizienten, berechnet aus dem medianen Korndurchmesser D50
		gültig für D50 > 32 μm (GOVERS 1990) [-]

Bei der Simulation des Abtrags und der Sedimentation wird die Sinkgeschwindigkeit der Bodenpartikel berücksichtigt (Gleichungen 3.6 und 3.7). Der ablösenden Kraft des Oberflächenabflusses wirkt zudem die Scherkraft des Bodens entgegen. Deshalb wird bei der Berechnung des Bodenabtrags ein dimensionsloser Wirkungsfaktor einbezogen, der über die Kohäsionskraft des jeweiligen Bodens bestimmt wird.

für
$$TC > C$$
: $Df = Y \cdot (TC - C) \cdot V \cdot \exp\left(\frac{-\Delta t \cdot v_s \cdot 1000}{h}\right)$ (3.6)

für
$$TC < C$$
: $DP = (TC - C) \cdot V \cdot \exp\left(\frac{-\Delta t \cdot v_s \cdot 1000}{h}\right)$ (3.7)

$$Y = \frac{1}{0,89 + 0,56Coh} \tag{3.8}$$

mit

C: Partikelkonzentration [kg m⁻³]

V: Abflussvolumen [m³]

 v_s : Sinkgeschwindigkeit der Partikel, berechnet über Stoke'sches Gesetz [cm s⁻¹]

Y: Wirkungsfaktor, der die Scherkraft des Bodens darstellt [-]

Coh: Kohäsionskraft des nassen Bodens, bestimmt mit einer Flügelsonde [kPa]

Für jede Rasterzelle wird in LISEM abschließend die losgelöste, abgelagerte, zu- und abtransportierte Sedimentmenge bilanziert. Die simulierte Ganglinie der Sedimentkonzentrationen kann am Pegel ausgegeben und anhand gemessener Daten validiert werden.

3.6.3 Einbindung in TAC^D

Da das Bodenerosionsmodell LISEM ebenso wie TAC^D in dem Geographischen Informationssystem PCRaster programmiert wurde, liegen beiden Modellen die gleichen Konzepte der räumlichen Diskretisierung, die gleiche Programmstruktur und Programmiersprache zugrunde. Ein weiterer Vorteil bezüglich der Einbindung in TAC^D ist die große Anzahl der übereinstimmenden Parameter. LISEM verwendet für die Berechnung der Erosionsprozesse viele der in TAC^D eingehenden oder berechneten Größen (Gebietsniederschlag, Hangneigung, Rauhigkeit nach Manning-Strickler, Pflanzenbedeckungsgrad, Volumen des Oberflächenabflusses und Fließgeschwindigkeit des Gerinneabflusses). Als zusätzliche Eingangsdaten werden die Aggregatstabilität, die Kohäsion und der mediane Korndurchmesser der jeweiligen Böden benötigt (LISEM 2003b).

Der Modellcode von LISEM wurde im Internet als Grundlage des Cäsium-137-Transportmodells Csredis-1 gefunden (VAN DER PERK 2000). In stark vereinfachter Form (Erosion durch Regentropfen nur für Freilandniederschläge, Erosion durch Oberflächenabfluss nur für Sättigungsflächen und Gerinnezellen) wurde das Erosionsmodul von LISEM in TAC^D integriert.

Als problematisch erwies sich die unterschiedliche Konzeption bezüglich der Entstehung des Oberflächenabflusses. Während in TAC^D Oberflächenabfluss auf räumlich definierten Sättigungs- und Siedlungsflächen auftritt und nur bei stärkeren Niederschlägen weitere Flächen dazu kommen, wird er im Infiltrationsmodul von LISEM in Abhängigkeit von den Bodeneigenschaften (Wassergehalt, hydrauli-



Abb. 3.3: Berechnung der Fließbreite und der mittleren Höhe der überstauenden Wasserschicht für eine Rasterzelle in LISEM (aus LISEM 2003b)

sche Leitfähigkeit) räumlich variabel berechnet (LISEM 2003b, 7). Hierbei werden je nach Datenlage unterschiedliche Verfahren (Holtan, Green-Ampt, Richards-Gleichung) angewandt und Informationen zur Beschaffenheit der Oberfläche (Versiegelung, Verdichtung) berücksichtigt. Aus den Ergebnissen des Infiltrationsmoduls (Höhe der überstauenden Wasserschicht und Flächenanteil des überstauenden Wassers, Abbildung 3.3)

wird mit Hilfe des kinematischen Wellenansatzes die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses berechnet, die eine wichtige Eingangsgröße für das Erosionsmodul ist.

In Anlehnung an das Modell EROSION-3D (SCHMIDT 1996, 15) wurde der Oberflächenabfluss in TAC^D als Schichtabfluss mit gleichförmiger Fließbewegung angesehen. Damit konnten die Höhe der überstauenden Wasserschicht und die Fließgeschwindigkeit auf Grundlage der Manning-Strickler-Gleichung aus dem Oberflächenabfluss relativ einfach berechnet werden (Gleichungen 3.9 und 3.10).

$$v = \frac{1}{N} \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}}$$
(3.9)

$$h = \left(\frac{q \cdot N}{S^{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{3}{5}}$$
(3.10)

v: mittlere Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses [m s⁻¹]

- *h:* Schichtdicke des Abflusses bzw. Höhe der überstauenden Wasserschicht [m]
- *N:* Rauhigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler [s m^{-1/3}]

S: Hangneigung [-]

q: Abflussrate des Oberflächenabflusses [m³ m⁻¹ s⁻¹]

Es ist jedoch fraglich, inwieweit dieses Berechnungsverfahren mit dem LISEM-Konzept vereinbar ist. Die Schnittstelle zwischen der Abflussbildungsroutine und der Berechnung des Bodenabtrags durch Oberflächenabfluss bereitete die größten Probleme bei der Einbindung des LISEM-Erosionsmoduls in TAC^D.

Zudem ist zu überprüfen, ob die empirischen Formeln und das Modellkonzept von LISEM für Gebiete gültig sind, deren Eigenschaften stark von jenen der niederländischen Region Limburg abweichen (Landnutzung, Gefälle, Bodenarten). Hierzu wäre neben einer ausgiebigen Literaturrecherche eine Kontaktaufnahme mit den Entwicklern von LISEM (DE ROO ET AL. 1996) bzw. EUROSEM (MORGAN ET AL. 1992) oder anderen Modellanwendern zwingend notwendig. Da Abschätzungen des Bodenabtrags in nicht landwirtschaftlich genutzten Gebieten von geringer Bedeutung sind, liegen für diesen Bereich bisher vermutlich nur wenige Modellerfahrungen vor.

3.6.4 Anwendung im Dreisam-Einzugsgebiet

Trotz der oben geschilderten Vorbehalte wurde das um das Erosionsmodul erweiterte TAC^D für das Dreisam-Einzugsgebiet angewendet. Hierbei wurde auf die TAC^D-Anwendung von OTT (2002) zurückgegriffen. Das im Südschwarzwald gelegene, 285 km² große Einzugsgebiet der Dreisam wird in der soeben genannten Arbeit ausführlich beschrieben. Für die Pegel Ebnet und Oberried liegen für die Zeitspanne 04.12.1998 bis 06.04.2001 wöchentliche Schwebstoffmessungen vor (EISELE 2003), womit eine Überprüfung der Simulationsergebnisse möglich gewesen wäre.

Schwierigkeiten zeigten sich bei der Festsetzung der für die Erosionsberechnungen benötigten, empirischen Bodenparameter *Aggregatstabilität* und *Kohäsion*. In LISEM ist die Aggregatstabilität definiert als mediane Anzahl der Tropfen, die benötigt wird, um die Bodenaggregate um 50 % zu verkleinern (Spannweite: 0,00001 bis 200). Die Stabilität der Bodenaggregate ist nicht alleine von der Bodenart,

mit

sondern auch stark von den Feuchtigkeitsbedingungen, dem pH-Wert und der Art der Bodenbearbeitung abhängig. Somit ist eine Festlegung auf absolute Werte schwierig (HILLEL 1998, 116, DUCHAUFOUR 1970, 43). Weder in LISEM (2003b) noch in der bodenphysikalischen Literatur konnten Angaben zu Aggregatstabilitäten verschiedener Bodenarten gefunden werden. Die Kohäsionswerte in LISEM beruhen auf Messungen mit einer Flügelsonde ("torvane" oder "shearvane"). Aufgrund des Skelettreichtums und der starken Durchwurzelung vieler Böden im Dreisam-Einzugsgebiet ist die Anwendung der Flügelsonde in diesem Gebiet jedoch schwierig (SCHACK-KIRCHNER 2003). Folglich konnten die Aggregatstabilitäten und Kohäsionen für die TAC^D-Anwendung nur grob abgeschätzt werden, wobei die Werte einer LISEM-Anwendung einem belgischen Einzugsgebiet (TAKKEN ET AL. 1999) als Orientierung dienten. Alternativ wird eine qualitative Einteilung der verschiedenen Böden in Aggregatstabilitäts- und Kohäsionsklassen, ähnlich der Klassen zur Bestimmung des K-Faktors der USLE vorgeschlagen. Die Abstufung der Kohäsionswerte sollte nach dem Humusgehalt, dem Tongehalt und dem pH-Wert der Böden erfolgen (SCHACK-KIRCHNER 2003).

In den Abbildungen 3.4 und 3.5 sind zwei Simulationsergebnisse der Erosionsberechnungen im Dreisam-Einzugsgebiet dargestellt. Sie vermitteln einen Eindruck der Möglichkeiten einer prozessorientierten Erosionsmodellierung. Da die Berechnungen im Dreisam-Einzugsgebiet sehr lange dauerten und modelltechnische Schwierigkeiten auftraten, war eine Plausibilisierung und Bewertung der Ergebnisse im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht mehr möglich. Zuvor sollten zudem die oben erläuterten Probleme geklärt werden, um einer frühzeitigen und womöglich falschen Interpretation der Ergebnisse vorzubeugen.

Am 20.02.1999 wurden am Pegel Ebnet in Folge eines eintägigen Dauerregens sehr hohe Schwebstoffkonzentrationen gemessen (EISELE 2003). Die räumliche Verteilung der Niederschläge am 20.02.1999 um 15:00 Uhr und die unterschiedlichen Kohäsionswerte der einzelnen Landnutzungsklassen spiegeln sich in der räumlichen Verteilung der Bodenerosion durch den Niederschlag wider (Abbildung 3.4). Die Niederschläge waren zu diesem Zeitpunkt im südlichen Teil des Dreisam-Einzugsgebiets am höchsten und an den Niederschlagsstationen Ebnet und Zastler (DWD) am niedrigsten. Im LISEM-Erosionsmodul werden die durch Regentropfen losgelösten Bodenpartikel nur dann weitertransportiert, wenn auf der jeweiligen Rasterzelle Oberflächenabfluss mit einer ausreichenden Transportkapazität auftritt. Aus Abbildung 3.5 ist ersichtlich, dass die Transportkapazität des Gerinne- und Sättigungsflächenabflusses an den steilen Schwarzwaldhängen wesentlich höher ist als im Zartner Becken und in den Hochlagen.



Abb. 3.4: Simulierte räumliche Verteilung der Bodenerosion durch Regentropfenaufprall im Dreisam-Einzugsgebiet für den 20.02.1999 um 15:00 Uhr (mittlerer Gebietsniederschlag: 1,4 mm/h)



Abb. 3.5 Simulierte Transportkapazität des Oberflächenabflusses in den Gerinnen und auf den Sättigunsflächen des Dreisam-Einzugsgebiets am 20.02.1999 um 15:00 Uhr

3.7 Fazit

Die bestehenden Bodenerosionsmodelle lassen sich in empirische und physikalisch basierte Modelle einteilen. Während erstere auf Regressionsbeziehungen zwischen den die Erosion wesentlich beeinflussenden Faktoren und dem Bodenabtrag beruhen, beschreiben letztere die einzelnen Prozesse Ablösung, Transport und Wiederablagerung der Bodenpartikel mithilfe von physikalischen und empirischen Gleichungen. Erosionsmodelle wurden primär für ackerbaulich bewirtschaftete Gebiete entwickelt und angewendet. Für forstwirtschaftlich oder weidewirtschaftlich genutzte oder unbewirtschaftete Flächen liegen somit nur wenige Erfahrungen bezüglich der Parameterwerte und der Gültigkeit der empirischen Beziehungen vor.

Die häufig angewandte Regressionsgleichung USLE, mit der sich der langjährige mittlere Bodenabtrag für bestimmte Klima- und Bodenverhältnisse berechnen lässt, wurde für die Integration in das prozessorientierte, ereignisbezogene TAC^D-Modell als nicht geeignet erachtet. Stattdessen wurden die Algorithmen des in PCRaster programmierten, prozessorientierten Bodenerosionsmodells LISEM in TAC^D eingebaut und ein erster Testlauf für das Dreisam-Einzugsgebiet vorgenommen. Hierbei zeigten sich Schwierigkeiten bei der Ankopplung des Erosionsmoduls an das Abflussbildungsmodul von TAC^D. Zudem konnten die für das Erosionsmodul benötigten Bodenparameter nur sehr grob abgeschätzt werden. Eine Überprüfung und Bewertung der Modellergebnisse im Dreisam-Einzugsgebiet war im zeitlichen Rahmen dieser Arbeit nur eingeschränkt möglich. Die Integration des Erosionsmoduls von LISEM oder eines ähnlichen prozessorientierten Modells (z. B. EROSION-3D) in TAC^D scheint grundsätzlich möglich zu sein. Hierfür wären eine detaillierte Einarbeitung in das entsprechende Modellkonzept, eine Kontaktaufnahme mit den Modellentwicklern und eine Erhebung von Bodendaten notwendig.

4 Das Untersuchungsgebiet

4.1 Allgemeines

Das Einzugsgebiet des Löhnersbachs (Abbildungen 4.1 und 4.2) befindet sich in den Kitzbüheler Alpen im Salzburger Land in Österreich. Der Löhnersbach mündet 3,5 km unterhalb der bekannten Skiregion Saalbach-Hinterglemm rechtsseitig in die Saalach, einem Zufluss der Salzach, und ist damit Teil des danubischen Entwässerungssystems. Bis zum etwa 2,5 km oberhalb der Mündung gelegenen Pegel Rammern hat das Untersuchungsgebiet eine Fläche von 16,5 km² und ist nach BECKER (1992) der unteren Mesoskale zuzuordnen. In der maximalen Höhendifferenz von 1149 m zwischen dem Pegel Rammern (1100 m ü. A.) und dem Hochkogel (2249 m ü. A.), zeigt sich die gemäßigt alpine Topographie des Löhnersbach-Einzugsgebiets (Abbildung 4.1). Die Länge des Löhnersbachs vom Pegel Rammern bis in das Klinglerkar beträgt rund 5 km. Das auf Basis des digitalen Höhenmodells bestimmte mittlere Gefälle der Gewässer liegt bei 38 %.

Aufgrund des zeitlich sehr variablen Abflusses, des großen Gefälles seiner Seitengräben und des hohen Geschiebepotentials hat der Löhnersbach den Charakter eines Wildbaches (DIN 19663, 3). Im 20ten Jahrhundert richteten insgesamt neun Hochwasser verheerende Schäden im Siedlungsraum des Saalachtales an (MARKART & KOHL 1993a, 1).

Über mehrere Jahrhunderte hinweg war die Sonnenseite des Löhnersbachgebiets Dauersiedlungsgebiet. Zu Beginn des 20ten Jahrhunderts kam es jedoch zur Abwanderung der Bevölkerung, so dass heute nur noch eine eingeschränkte Almbewirtschaftung besteht. Hauptwirtschaftsfaktor der Region ist der Fremdenverkehr, insbesondere der Skitourismus (KIRNBAUER 2001). Im Untersuchungsgebiet nehmen Skipisten jedoch nur einen sehr geringen Flächenanteil ein.

4.2 Klimatische Verhältnisse

Die Kitzbüheler Alpen befinden sich in der Westwindzone der kühlgemäßigten Breiten. Während am Nordsaum der Alpen infolge hoher Steigungsregen ein eher ozeanisches Klima herrscht, hat das Klima der niedrigeren Kitzbüheler Alpen kontinentalere Züge (VON RINALDINI 1923, 86). In dem von den nördlichen Kalkalpen und den Zentralalpen eingeschlossenen Gebiet führt die allseitige Gebirgsumrahmung zu abgeschwächten Niederschlägen und einer geringeren Durchlüftung und damit zu stärkeren Gegensätzen zwischen der kalten und der warmen Jahreszeit. Die ausgeprägte Topographie des alpinen Einzugsgebiets bedingt eine deutliche Höhen- und Reliefabhängigkeit und große räumliche Variabilität der einzelnen Klimaelemente, mit Ausnahme des Niederschlags.



243500 244000 244500 245000 245500 246000 246500 247000 247500 248000 Abb. 4.1: Dreidimensionale Darstellung des Löhnersbach-Einzugsgebiets



Abb. 4.2: Einzugsgebiet des Löhnersbachs mit den Messstationen (Klimastationen liegen aus modelltechnischen Gründen im Einzugsgebiet, tatsächliche Standorte siehe Abb. 5.1)

Zyklonale West- und Nordwest-Strömungslagen sind niederschlagsbestimmend für das Untersuchungsgebiet. Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen der Periode 1901-1980 betrugen an der Talstation Saalbach (1010 m ü. A.) 1257 mm, an der Bergstation Schmittenhöhe (1973 m ü. A.) 1472 mm (HDÖ 2002). Entsprechend der kontinentalen Klimaverhältnisse und der mittleren Einzugsgebietshöhe von 1705 m ü. A. ist der Schneeanteil am Gesamtniederschlag hoch. Er wird anhand der TAC^D-Modellergebnisse und des mittleren Jahresgangs des Niederschlags auf 50% geschätzt. Auf der Schmittenhöhe liegen an 216 Tagen im Jahr mindestens 10 cm Schnee, die mittlere maximale Schneehöhe beträgt 320 cm (Messperiode 1931-1960, FLIRI 1975). Der niederschlagsreichste Monat ist der Juli, die Monate November bis März sind als niederschlagsarm zu bezeichnen (Abbildung 4.3). Der Grund für die hohen Niederschlagssummen der Sommermonate sind die häufig in Kombination mit Hagelschlag auftretenden Gewitter. Von im Mittel 20 Gewittertagen pro Jahr fallen zehn in die Monate Juni bis August (FLIRI 1975, 244). Gewitter entstehen laut FLIRI (1975, 246) häufig dort, wo Täler vom nördlichen Alpenrand unmittelbar Richtung Süden in den Zentralalpenraum führen, oder es bei sich kreuzenden Tälern zu Konvergenzen der Talwindsysteme kommt. Dementsprechend ist der nördlich der Gewitterstraße des Salzachtals gelegene Talschluss des nordost-südwest verlaufenden Löhnersbachgrabens besonders prädestiniert für das Auftreten sommerlicher Wärmegewitter (MARKART & KOHL 1995, 7).



Abb. 4.3: mittlere monatliche Niederschläge der Klimastationen Saalbach und Schmittenhöhe, Messperiode 1931-1960 (HDÖ 2002)

Eine ausgeprägte Höhenkorrelation oder typische Verteilung des Niederschlags kann in dem relativ kleinen Löhnersbach-Einzugsgebiet an den Messwerten nicht abgelesen werden. Großräumige Luv-Lee-Effekte sind wegen der zu Beginn des Kapitels beschriebenen Verhältnisse nur schwach ausgeprägt und werden durch kleinräumig auftretende Gewitterzellen überdeckt. Anhand der 80-jährigenMessreihen der beiden Klimastationen Saalbach und Schmittenhöhe wird eine mittlere Zunahme der Jahresniederschläge von 22,5 mm pro 100 m festgestellt. Entsprechend des kontinentalen Klimas und der ausgeprägten Höhenunterschiede sind im Löhnersbachgebiet räumlich und zeitlich starke Schwankungen der Lufttemperaturen zu beobachten (Tabelle 4.1).

	Saalbach (1010 m ü. A.) (1981 – 1990)	Schmittenhöhe (1964 m ü. A.) (1971 – 1980)
maximale Lufttemperatur [°C]	22,7	19,7
minimale Lufttemperatur [°C]	-21,4	- 23,5
Lufttemperatur im Jahresmittel [°C]	5,0	1,0

Tab. 4.1: Extremwerte und langjähriges Mittel der Lufttemperatur (HDÖ 2002)

Die für eine 57-jährige Periode in Innsbruck gemessene potentielle Verdunstung liegt im Jahresmittel bei 478 mm, wobei zwischen März und Juli erstaunlich hohe Monatsmittelwerte gemessen wurden. Eine genauere Untersuchung hierzu zeigt einen signifikanten Zusammenhang zwischen den hohen Verdunstungswerten und dem im Frühjahr häufig auftretenden Südföhn (FLIRI 1975, 110 u. 176). Die aus der Wasserbilanz berechnete Verdunstung wird von BAUMGARTNER (1982) mit 350 bis 500 mm beziffert.

4.3 Hydrogeologie

Geologisch liegt das Löhnersbach-Einzugsgebiet in der Nördlichen Grauwackenzone der westlichen Ostalpen, einem maximal 25 km breiten Streifen paläozoischer Gesteine, der die kristallinen Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen trennt (SCHÖNLAUB 1980, 265, MÖBUS 1997, 161 ff). Zu den Grauwacken zählen im Allgemeinen paläozoische Sedimentite aus Quarzit-, Kiesel- und Tonschieferfragmenten (LESER 1997). Das Hauptgestein der Nördlichen Grauwackenzone ist der phyllitische "*Wildschönauer Schiefer*". Die schwach metamorphen Gesteine dieses Naturraums sind sehr verwitterungsanfällig und bilden einen stellenweise mächtigen Schuttmantel, der zu kontinuierlichen Kriechbewegungen und plötzlichen Massenbewegungen neigt (VON RINALDINI 1923, 71). Durch ihre sanfteren, mittelgebirgsähnlichen Formen unterscheidet sich die Nördliche Grauwackenzone deutlich von den schroff ansteigenden Nördlichen Kalkalpen und den südlich gelegenen, durch das Salzachtal abgegrenzten, hohen Bergkuppen der Hohen Tauern.

Die weitgehend kalkfreien Gesteine im Löhnersbach-Einzugsgebiet bilden eine Wechselfolge von feinklastischen, dünnblättrigen Tonschiefern und sandsteinartigen Quarzphylliten. Vor allem im mittleren Klinglerkar sind zudem Einlagerungen basischer Vulkanite und Marmore zu finden (KIRNBAUER ET AL. 1996, 16). Die Festgesteine sind nach PIRKL (1990) nur an Steilhängen und in den Kammregionen aufgeschlossen. In den übrigen Bereichen sind sie von stellenweise mächtigen sandig-schluffigen oder grusig-blockigen Ablagerungen des Quartärs überdeckt. Das deutlich ausgeprägte Störungsmuster mit steilstehenden Großklüften (Abbildung 4.4) und zahlreichen Verwerfungen ist auf eine sehr junge, tektonische Phase mit rezent andauernden Auswirkungen zurückzuführen. Die geologisch bedingte Insta-

bilität des Untergrunds wurde durch glaziale und postglaziale Vorgänge noch verstärkt. Nach Abschmelzen des mächtigen Salzachgletschers kam es infolge der Druckentlastung vor allem an den glazigen übersteilten Hängen zu zahlreichen Hangrutschungen, Sackungen und Talzuschüben, die im Schusterbauern-Gebiet noch bis heute aktiv sind. Resultat der ausgeprägten hangdynamischen und tektonischen Prozesse der Vergangenheit ist eine ungewöhnliche hydrogeologische Situation, ein Nebeneinander von dichten, schnell zum Abfluss beitragenden Flächen und Bereichen mit ausschließ-

licher Tiefensickerung. Während auf den durch Eisauflast und Gleitbewegungen verdichteten Karböden vielfach Vernässungsflächen entstanden sind, wird in Bereichen mit großflächigen und tiefgründigen Felsauflockerungen der Niederschlag ausschließlich in die Tiefe abgeführt, um an Quellhorizonten mit beständiger Schüttung wieder auszutreten (KIRNBAUER ET AL. 1996, 16).

Morphologie 4.4

Im Vergleich zu den Zentral- und Kalkalpen wurden die glazialen Formen in der Nördlichen Grauwackenzone nicht so scharf ausgebildet und haben zudem eine stärkere holozäne Überprägung erfahren. Die Kitzbüheler Alpen waren eine "vom Eis ertränkte Landschaft", in der die geringe Bewegung des Eises keine ausgeprägte Glazialerosion bewirkte. Zur Zeit der Eishochstände lag die Eisoberfläche auf rund 2000 m ü. A. womit im Löhnersbachgebiet nur die höchsten Gipfel aus dem Eis ragten. Auf dieser Höhe sind mehr oder weniger stark entwickelte Kare zu finden (Abbildung 4.5). Aufgrund der nacheiszeitlichen, großflächigen Hangbewegungen (Rutschungen, Sackungen, Kriechprozesse) ist eine sichere Unterscheidung zwischen Moränenmaterial und Hangschutt im Untersuchungsgebiet schwierig (KIRNBAUER ET AL. 1996, 16, VON RINALDINI 1923, 47 ff).

Die Hänge des Löhnersbachgebiets sind von steilen Kerbtälern durchzogen, deren Gewässer sich tief in den Schuttmantel eingegraben haben. Im Mündungsbereich der Seitengräben in das relativ flache, durch grobe Blöcke und einen mächtigen Schotterkörper gekennzeichnete Hauptgerinne, sind breite Schwemmfächer zu finden (Abbildung 4.6).

Abb. 4.4 Bergzerreißung infolge von Sackungsprozessen





Abb. 4.5: nordost exponiertes Kar mit tief eingeschnittnen Runsen östlich des Hochkogels



Abb. 4.6: Schotterkörper im Unterlauf eines Seitengrabens

4.5 Pedologie

Im Löhnersbachgebiet treten nach einer Kartierung von MARKART & KOHL (1993a) im Wesentlichen vier Bodentypen auf: Böden der Braunerde- und der Podsol-Reihe, rankerartige Initialböden und hydromorphe Böden (Abbildung 4.7). Je nach Höhenlage, Relief, Feuchteverhältnissen, Vegetation, Art und Intensität der Nutzung entwickelten sich vielfältige Übergangsformen.



Abb. 4.7: Die Böden des Löhnersbach-Einzugsgebiets (nach MARKART UND KOHL 1993a), Auflösung: 10 * 10 m², Pastelltöne: Ranker, Rottöne: Podsole, Grüntöne: Braunerden, Blautöne: Gleye

Auf der orographisch rechten Talseite lässt sich deutlich eine klima- und vegetationsbedingte Höhenzonierung erkennen. Die Braunerden in Talnähe werden zur Waldgrenze hin zunehmend podsoliger und unter Zwergsträuchern in den oberen Hangbereichen durch mächtige Eisenhumuspodsole ersetzt. In den Kammregionen sind unter Borstgrasrasen geringmächtige Ranker und an Steilhängen Rohböden zu finden. Die intensive Bewirtschaftung der linken Talseite führte über die Jahrhunderte zu weniger strukturierten Verhältnissen. Durch den fehlenden Eintrag niedermolekularer Säuren (Schwendung der Zwergsträucher) und die erhöhte Nährstoffzufuhr (Düngung und Beweidung) entwickelten sich beispielsweise podsolige Böden zu Braunerden. Seit dem Ende der intensiven Mahd- und Weidenutzung konnten die Zwergstrauchheiden ihren Flächenanteil wieder stark erhöhen, die Bodenentwicklung mit der Änderung der Vegetation jedoch nicht Schritt halten. Eine homogene Vegetationsdecke entspricht somit nicht unbedingt einem einheitlichen Bodentyp (MARKART & KOHL 1993b, 3).

Hydromorphe Böden sind vorwiegend auf der linken Talseite zu finden. In den Senken der Kare und in Gerinnenähe bildeten sich von Grundwasser beeinflusste Gleye und Niedermoore. Relativ große Flächen nehmen laut MARKART & KOHL (1993a, 13) die tagwasserbeeinflussten Böden der Pseudo- und Stagnogleye ein, die durch das Vorhandensein einer stauenden Schicht (Eisenortssteinschicht der Eisenhumuspodsole oder begrabene Ah-Horizonte) oder kontinuierliche Quellwasserzufuhr entstanden sind. Als Beispiele seien die ausgedehnten Feuchtflächen im Klinglerkar und im oberen Neuhausengraben genannt.

Detaillierte bodenphysikalische Untersuchungen an 62 Bodenprofilen im Löhnersbach-Einzugsgebiet (MARKART & KOHL 1993b) ergaben eine durchweg sandig lehmige Textur mit hohem Humus- und Skelettanteil. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und die mittlere nutzbare Feldkapazität sind mit 10⁻⁵ m/s bzw. 23 mm/10cm als hoch einzustufen. Hervorzuheben ist, dass die Variabilität der hydraulischen Bodenkenngrößen bei den Waldstandorten am größten ist. So weisen die Waldböden sowohl die besten als auch die schlechtesten Infiltrationseigenschaften auf (MARKART & KOHL 1993b, 56). Eine Beeinflussung der Infiltrationseigenschaften durch Beweidung oder durch die Anlage von Skipisten konnte im Löhnersbachgebiet nicht nachgewiesen werden. Das durch andauernde Massenbewegungen geprägte Gebiet weist ein kleinräumiges Mosaik an Bodentypen und eine hohe Schwankungsbreite der hydraulischen Eigenschaften auf. Somit ist eine Differenzierung des Abflussverhaltens nach dem Bodentyp nicht sinnvoll (MARKART & KOHL 1993b, 52).

4.6 Vegetation und Landnutzung

Dem Einfluss der Vegetation auf die Abflussbildung wurde bei den bisherigen Untersuchungen im Löhnersbachgebiet besondere Beachtung geschenkt. Dies zeigt sich in der sehr genauen Vegetationskartierung (Abbildung 4.8) von BURGSTALLER & SCHIFFER (1993) und den Korrelationsanalysen bei der Auswertung der Bodeneigenschaften und Beregnungsversuchen (MARKART & KOHL 1993b und 1995). Etwa 37 % des Untersuchungsgebietes ist von subalpinem Fichten-Hochwald und seinen verwandten Waldgesellschaften bedeckt. An den rechtsseitigen, nordwest exponierten Hängen sind die Waldbestände bis zur klimatischen Waldgrenze nahezu geschlossen, auf der linken Talseite wurden sie im Zuge der ehemals intensiven Weide- und Almnutzung auf steile Hänge und Bergrücken verdrängt (KIRNBAUER ET AL. 1996, 16). Hier dominieren die für die subalpine Stufe im Kristallin bei extensiver Beweidung typischen Borstgras-Weiderasen. In Almnähe sind infolge der bis heute noch andauernden intensiven Mahd und Beweidung Goldhafer- und Reitgrasgesellschaften zu finden. Beregnungsversuche haben gezeigt, dass abgestorbene Borstgräser im trockenen Zustand hydrophob wirken, wodurch es auf einer dichten trockenen Nekromasse zu Oberflächenabfluss kommen kann (MARKART & KOHL 1995, 36). Da dieses Phänomen jedoch nur selten auftritt und für den Pegel Rammern als unbedeutend angesehen wird, wurde es in der vorliegenden Arbeit nicht weiter berücksichtigt.

Einen mit 35 % großen Flächenanteil nehmen die Zwergstrauchheiden der Hochlagen ein (Alpenrosenund Heidekrautgesellschaften), deren stellenweise mächtige Rohhumus-Auflagen hohe Infiltrations- und Retentionseigenschaften aufweisen. Die Hochwasser dämpfenden Wirkung dieser Flächen wird jedoch kontrovers diskutiert (MARKART & KOHL 1995, 35 und 1993b, 57; BUNZA 1996, 31). MARKART & KOHL (1993b, 83) beobachteten bei Beregnungsversuchen auf Zwergstrauch-Flächen im Löhnersbachgebiet weder Oberflächen- noch Zwischenabfluss. Im Untersuchungsgebiet befinden sich keine Siedlungs- oder Ackerflächen.



Abb. 4.8: Die Vegetation im Löhnersbach-Einzugsgebiet (nach BURGSTALLER & SCHIFFER 1993, Pflanzengesellschaften nach ZILLGENS 2002 zusammengefasst), Rastergröße: 10 * 10 m², grün und braun: kein Oberflächenabfluss, rot: quasi Horton'scher Oberflächenabfluss, blau: Sättigungsflächenabfluss

4.7 Hydrologie

Die Täler der Kitzbüheler Alpen verlaufen entlang von tektonischen Störungen oder Kontaktzonen unterschiedlicher Gesteine. Das dichte Gerinnenetz ist durch das Vorherrschen gering leitender Phyllite in der Nördlichen Grauwackenzone begründet. Die Flussdichte für das Löhnersbachgebiet, berechnet aus dem detaillierten Gewässernetz von PIRKL (1990), ist mit 3,4 km/km² sehr hoch. Sie ist auf der durch Weidenutzung geprägten sonnigen Talseite deutlich höher als auf der stärker bewaldeten Schattenseite.

Zum Vergleich der Abflussverhältnisse der Nördlichen Grauwackenzone und des Südschwarzwalds sind in Tabelle 4.2 die gewässerkundlichen Hauptzahlen der Saalach (Pegel Viehofen), der Dreisam (Pegel Ebnet) und der Brugga (Pegel Oberried) einander gegenüber gestellt. Da der Pegel Rammern erst 1992 in Betrieb genommen wurde, liegen für den Löhnersbach keine langjährigen Mittelwerte des Abflusses vor. Unter Berücksichtigung dessen, dass der Dreisam bedeutende Wassermengen für die Trinkwassernutzung entnommen werden, und der Pegel Ebnet unterströmt wird, sind die Abflussverhältnisse der Nördlichen Grauwackenzone jenen des Südschwarzwaldes ähnlich.

Tab. 4.2: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Saalach 1961–1999 (HDÖ, 2002), der Dreisam 1941– 1995 und der Brugga 1934–1979 (UHLENBROOK 1999, 19; Datenquelle: Landesanstalt für Umweltschutz)

	Saalach 151 km ² *	Dreisam 158 km ²	Brugga 40 km ²
HHQ $[m^3 s^{-1}]$	117 (01.07.1987)	233 (22.12.1991)	51 (23.11.1944)
MHQ [m ³ s ⁻¹]	41,1	64,4	17,64
$MQ [m^3 s^{-1}]$	5,25	5,63	1,56
MNQ $[m^3 s^{-1}]$	0,92	0,53	0,36
NNQ $[m^3 s^{-1}]$	0,01 (01.01.1983)	0,02 (03.12.1964)	0,1 (03.09.1964)
MHq [l s ⁻¹ km ⁻²]	272	250	442
Mq [l s ⁻¹ km ⁻²]	34,8	21,9	39,1
MNq [l s ⁻¹ km ⁻²]	6,09	2,07	9,03

* bis 1979 137 km²

Die Abflussregime der Saalach und des Löhnersbachs sind mustergültige Beispiele des nivalen Regimetyps mit einem durch die intensive Schneeschmelze begründeten ausgeprägten Maximum im Mai (Abbildung 4.9). Mit steigender Verdunstung und abnehmender Schneebedeckung nehmen die Abflussmengen im Sommer trotz steigender Niederschläge ab. Resultat der winterlichen Schneeakkumulation ist ein relativ konstanter Niedrigwasserabfluss im Winterhalbjahr und ein Abflussminimum im Januar bzw. Februar.



nach Pardé (MQ_{mon}/MQ_{jahr})

Untersuchungen der Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet des Löhnersbachs zeigten, dass je nach Gebietsfeuchte und Niederschlagscharakteristik unterschiedliche Abflussbildungsmechanismen dominieren (KIRNBAUER ET AL. 2001). Während bei trockenem Gebietszustand infolge kurzzeitiger, intensiver Niederschläge spontane, nahezu synchrone Abflussimpulse auftraten, wurden bei feuchtem Gebietszustand und länger anhaltenden Niederschlägen bimodale Abflussganglinien beobachtet (Abbildung 4.10). Für das mikroskalige Einzugsgebiet des Pegels Limbergalm konnte gezeigt werde, dass der erste Abflussimpuls dieser zweigipfligen Ganglinie durch den Sättigungsflächenabfluss, die "nachlaufende" Hochwasserwelle hingegen durch Grundwasserabfluss bedingt ist (TILCH ET AL. 2003, 16).



Abb. 4.10: Niederschlag an der Station Schattberg und Abflussganglinien der Pegel Limbergalm und Rammern während
a) niedriger Vorfeuchte und intensiver Niederschläge
b) hoher Vorfeuchte und gemäßigter, lang anhaltender Niederschläge
(aus TILCH ET AL. 2003)

Das Löhnersbachtal ist stark durch Hochwasser gefährdet. Ein Niederschlagsereignis mit einer Intensität von 130 mm in 90 min löste während einer Schlechtwetterperiode im Juni 1987 ein extremes Hochwasserereignis mit zahlreichen Murgängen aus. Hierbei stieg der Abfluss auf über das 100fache, und das Wegenetz im Löhnersbachgebiet wurde nahezu vollständig zerstört (KIRNBAUER 2001). Die Schutzmaßnahmen im Untersuchungsgebiet sind auf ein 150-jähriges Hochwasser (70 m³/s) ausgelegt. Als dezentraler Hochwasserschutz wurden an den Oberläufen kleine Retentionsbecken eingerichtet, die das Geschiebe bereits am Entstehungsort abfangen. Hinzu kamen der sperrtreppenartige Ausbau steiler Seitenzuflüsse und die Errichtung mehrerer Dosiersperren im Hauptgerinne (KIRNBAUER 2001).

4.8 Fazit

Das 16,5 km² große Einzugsgebiet des Löhnersbachs befindet sich in der durch Tonschiefer und Sandsteine charakterisierten Nördlichen Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen. In diesem Naturraum wurden die glazialen Formen durch hangdynamische Prozesse überprägt, die noch bis heute andauern. Das zwischen 1010 und 2045 m ü. A. gelegene Gebiet weist eine große zeitliche und räumliche Variabilität der klimatischen Größen auf. Während die Sonnenseite des Untersuchungsgebiets almwirtschaftlich genutzt wird, ist die Schattenseite bis zur klimatischen Waldgrenze nahezu geschlossen bewaldet. In den höheren Lagen dominieren Borstgrasrasen und Zwergstrauchgesellschaften. Der Löhnersbach hat ein nivales Abflussregime und weist je nach Gebietsfeuchte und Niederschlagscharakteristik ganz unterschiedliche Abflussreaktionen auf. Aufgrund seines Wildbach-Charakters und dem damit verbundenen hohen Geschiebepotential wurden im Einzugsgebiet zahlreiche Hochwasserschutzmaßnahmen durchgeführt.

5 Aufbereitung der Eingangsdaten - Preprocessing

5.1 Meteorologische und hydrologische Eingangsdaten

5.1.1 Messnetz und Datenlage

Im Rahmen eines Untersuchungsprogramms zu den Ursachen der extremen Hochwasser des Löhnersbachs wurde in diesem Gebiet 1992 von der Technischen Universität Wien ein klimatologischhydrologisches Messnetz eingerichtet. Seitdem werden an vier Niederschlags- und drei Pegelstationen Messungen in hoher zeitlicher Auflösung durchgeführt. An der höchstgelegenen Niederschlagsstation auf dem Schattberg wird zusätzlich die Lufttemperatur registriert (KIRNBAUER ET AL. 1996, 17). Diese für ein kleines alpines Einzugsgebiet eigentlich sehr gute Datenlage war für die Anwendung des TAC^D-Modells insofern ungenügend als die Niederschlags- und Lufttemperaturmessungen in den Wintermonaten eingestellt wurden, und für die Berechnung der potentiellen Verdunstung nach Penman-Monteith weitere Klimadaten benötigt wurden. Folglich mussten zwei außerhalb des Gebiets liegende Klimastationen einbezogen werden, für die zwischen 1996 und 2002 ganzjährige Messreihen zahlreicher meteorologischer Größen als Tageswerte zur Verfügung standen. Zeitlich höher aufgelöste Daten sind für diese Klimastationen nur gegen Bezahlung erhältlich (45 Euro / Stundenwerte eines Monats, ZAMG 2003). Aus modelltechnischen Gründen mussten für diese zwei Klimastationen Standorte mit ähnlicher topographischer Position im Löhnersbach-Einzugsgebiet gewählt werden. Die Station Saalbach wurde an den Pegel Rammern, die Station Schmittenhöhe entsprechend ihrer eigentlichen Höhenlage und Exposition zwischen den Seetörl und den Hochkogel "gesetzt" (Abbildung 4.2).

Die Zusammenstellung der Daten für die Wintermonate und die Disaggregierung der Tages- in Stundenwerte waren die wesentlichen Herausforderungen bei der Aufbereitung der Modelleingangsdaten. Für den Zeitraum 01.01.1996 bis 31.12.2001 wurden die meteorologischen Daten einer Plausibilitätsprüfung unterzogen, wenn nötig disaggregiert und in das für die Modellanwendung benötigte Format gebracht. Die geographische Lage der Niederschlags- und Klimastationen ist aus den Kartenabbildungen 4.2 und 5.1 ersichtlich, weitere Stationsinformationen sind in Tabelle A.2 im Anhang zusammengestellt.



Abb. 5.1: Lage der Messstationen im Umfeld des Löhnersbach-Einzugsgebiets, Kartenmaßstab 1:100 000 (erstellt nach BEV 2000)

5.1.2 Niederschlag

Die vier Niederschlagswippen im Löhnersbachgebiet, im Folgenden als Gebietsstationen bezeichnet, messen in sehr hoher zeitlicher Auflösung (5 bzw. 15 minütig), werden jedoch jedes Jahr vor Wintereinbruch abgebaut, um einer Beschädigung durch Lawinen oder Skifahrer zuvor zu kommen (KIRNBAUER ET AL. 1996, 18). Somit wurden in den Wintermonaten die Tagessummen der beiden benachbarten Klimastationen als Niederschlagsinput verwendet. Da höher aufgelöste Bezugsmessungen nicht verfügbar waren, wurden diese Tageswerte regelmäßig über den Tag verteilt. Während dieses Disaggregierungs-Verfahren für Perioden mit Schneefall befriedigend sein dürfte, kann es für Regenereignisse, insbesondere Schneeschmelzen durch warme Konvektivereignisse, nur eine Notlösung sein. Die sommerlichen Messdaten der Gebietsstationen lagen bereits aggregiert als Stundenwerte vor.

Der visuelle Vergleich der Niederschlagsmessungen der Gebietsstationen war insgesamt befriedigend, eindeutige Fehlmessungen wurden in Einzelfällen eliminiert. Auffallend ist, dass immer wieder an einzelnen Stationen 0,1 mm Regen gemessen wurde, während die anderen Stationen keinen Niederschlag aufzeichneten. Dieses Phänomen trat im Sommer 2000 gehäuft auf, ist jedoch in der Wasserbilanz nicht von Bedeutung. Möglicherweise wird es durch das Meßsystem der Niederschlagswippen (einmaliges Umschlagen der Wippe durch wenige Tropfen) oder durch Vögel verursacht.

Bei der Niederschlagsmessung tritt infolge der Deformation des Windfeldes um den Sammelbehälter und durch Benetzungs- und Verdunstungsverluste ein systematischer Fehler auf, der bei Schneefall besonders hoch ist. Die Messwerte sind somit stets zu niedrig und bedürfen einer Korrektur. In TAC^D erfolgt die

Niederschlagskorrektur nach SCHULLA (1997, zit. in ROSER 2001, 31) über einen linearen Zusammenhang zwischen den Niederschlagsmesswerten und der Windgeschwindigkeit:

P_{korr}	$= P \cdot ($	$(a + b \cdot u_w)$	(5.1)
mit	<i>P</i> :	gemessener Niederschlag [mm]	
	P_{korr} :	korrigierter Niederschlag [mm]	
	u_w :	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹]	
	a, b:	Korrekturfaktoren [-]	

Der windkorrigierte Niederschlag wird in TAC^D über das *Inverse Distance Weighting–Verfahren* (IDW) regionalisiert (Unterkapitel 2.2) und zusätzlich mit einem konstanten Höhenfaktor gewichtet, wodurch die langjährige mittlere Zunahme des Niederschlags mit der Höhe berücksichtigt wird. Da die Messreihen der Gebietsstationen zahlreiche Datenlücken aufwiesen, ließen sich für das Löhnersbachgebiet weder für Jahres- noch für Quartalssummen Höhenabhängigkeiten des Niederschlags bestimmen. Somit wurde untersucht, ob eine Höhenregression der monatlichen Niederschlagssummen besteht. Für diejenigen Monate, in denen fünf Niederschlagsstationen durchgehend gemessen hatten, ergab sich eine mittlere Niederschlagszunahme von 1,2 mm pro 100 m und Monat. Aus Tabelle 5.1 ist jedoch die geringe Signifikanz dieser Höhenkorrelation ersichtlich, die dadurch zu erklären ist, dass kleinräumige Starkregenereignisse die Monatsbilanzen in einem beträchtlichen Maß beeinflussen.

Die Analyse der windkorrigierten Jahressummen der beiden Klimastationen zeigte für die Jahre 1996-2001 durchweg positive Steigungen der jährlichen Regressionsgeraden. Hier lag die mittlere Niederschlagszunahme zwischen 23 und 38 mm pro 100 m. Anhand der 80-jährigen Messreihen wurde für die Klimastationen eine ähnliche mittlere Zunahme der Jahresniederschläge von 22,5 mm pro 100 m festgestellt (HDÖ 2002).

Höhe ü. A.	[m]	1286	2000	1773	1010	1973		
		Monats	Monatssummen des Niederschlags [mm]					Bestimmt-
Monat	Tage	HZG	STB	NSR	SLB	SMT	[mm / m]	heitsmaß
Jul 96	30	179.8	189.9	184.9	160.4	185.4	0.014	0.96
Jul 97	30	227.9	296.9	264.9	225.6	226.9	0.093	0.97
Jul 99	30	199.3	188.9	234.9	203.6	280.3	-0.001	0.00
Jul OO	30	250.4	253.3	245.7	186.5	195.8	0.002	0.03
Aug 97	30	89.7	97.1	119.4	76.0	120.3	0.018	0.19
Aug 99	30	149	119.9	160.5	135.0	166.7	-0.031	0.28
Aug 00	30	150.7	186.3	156.8	128.5	191.6	0.044	0.71
Sep 97	30	60.2	64.8	61.2	34.5	48.6	0.006	0.75
Sep 99	30	112.4	109.4	115.1	104.9	109.9	-0.003	0.12
Sep OO	30	152.4	129.2	156.4	80.1	121.5	-0.026	0.42
Mittelwert		157.2	163.6	170.0	137.6	167.1	0.012	0.44

Tab. 5.1: Höhenkorrelation der monatlichen Niederschlagssummen aller Messstationen (HZG: Herzogalm, STB: Schattberg, NSR: Niesrachalm, SLB: Saalbach, SMT: Schmittenhöhe), grau hinterlegt: negative Steigung oder Bestimmtheitsmaß > 0,7

Zur Berechnung des Höhenfaktors wurde der vom mittleren Gebietsniederschlag abweichende mittlere Jahresniederschlag jeder Zelle in Relation zum mittleren Gebietsniederschlag gesetzt (ROSER 2001, 33, Gleichung 5.2). Die Jahresniederschläge der 80jährigen Messreihen der beiden Klimastationen waren hierzu die Datengrundlage.

$$f_{H\"ohenkorre\ ktur}\left(x_{i}\right) = 1 + \frac{N(x_{i}) - N_{Gebietsmit\ tel}}{N_{Gebietsmit\ tel}}$$
(5.2)

mit $f_{H\ddot{o}henkorrektur}$: Höhenfaktor zur Niederschlagsmodifikation der Zelle x_i [-] $N(x_i)$: mittlerer, über Höhenregression berechneter Jahresniederschlag der Zelle x_i [mm] $N_{Gebietsmittel}$: arithmetisches Mittel der Jahresniederschläge aller Stationen [mm]

Der Höhenfaktor lag damit zwischen 0,93 am Pegel Rammern und 1,12 am Hochkogel. Wie bei den bisherigen TAC^D-Anwendungen wurden 20 % des interpolierten stündlichen Niederschlags durch Multiplikation mit dem Höhenfaktor modifiziert. Auf diese Weise wurde bei der Regionalisierung des Niederschlags neben der Entfernung von der Messstation (IDW-Verfahren) auch die Höhenlage berücksichtigt.

5.1.3 Wind

Für alpine Einzugsgebiete sind kleinräumig variable Berg- und Talwindsysteme typisch, bedingt durch die ausgeprägten Höhenunterschiede und die starke Gliederung des Geländes. Folglich ist in diesen Regionen eine Regionalisierung des Windes sehr schwierig. Für die Niederschlagskorrektur in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeiten (Abschnitt 2.1.2) stehen an den Gebietsstationen keine Messwerte, an den Klimastationen lediglich die mittleren täglichen Windgeschwindigkeiten zur Verfügung. Um dennoch eine Korrektur der systematisch zu niedrig gemessenen Niederschläge vornehmen zu können, wurden die Tagesmittelwerte der Station Schmittenhöhe auf die drei oberen Niederschlagsstationen, die der Station Saalbach auf die Station Herzogalm direkt übertragen. Dabei wurde angenommen, dass die Talbereiche gegenüber großräumigen Windsystemen besser geschützt sind als die exponierten Gipfelregionen.

5.1.4 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur wird im Löhnersbachgebiet nur im Sommer und nur an der Niederschlagsstation Schattberg gemessen, so dass auch hier auf die Tagesmittelwerte der umliegenden Klimastationen zurückgegriffen werden musste. Speziell für die Modellierung der Schneeschmelzprozesse ist die Ermittlung eines möglichst realistischen Tagesganges der Lufttemperatur entscheidend.

Zur Transformation der Tagesmittelwerte in Stundenwerte wurden der Tagesgang des Sonnenstandes und die tägliche Sonnenscheindauer als Hilfsmittel genutzt. Mit Hilfe des im Verdunstungsmodell implementierten Modells POTRAD (VAN DAM 2000) wurde der Azimutwinkel der Sonnenstrahlen unter Berücksichtigung der geographischen Breite des Löhnersbachgebiets (47°) berechnet und daraus eine Sinuskurve zwischen –1 und 1 erstellt. Diese Sinuskurve wurde so auf der Zeitachse verschoben, dass sie im Verlauf dem Tagesgang der Lufttemperatur entsprach (Abbildung 5.2). Für den Monat Januar lag damit das Minimum um 5:00 Uhr und das Maximum um 13:00 Uhr, was laut WEISCHET (1995) dem mittleren Tagesgang im April für den Raum Wien entspricht. Diese Januar-Sinuskurve wurde als Standardkurve für die Transformation der Tagesmittel- in die Stundenwerte für das gesamte Jahr genutzt.



Abb. 5.2: Sinuskurve des Azimutwinkels der Sonnenstrahlen als Vorlage für den Tagesgang der Lufttemperatur



Abb. 5.3: gemessene und disaggregierte Tagesgänge der Lufttemperatur im Frühjahr 1998

Der Tagesgang der Lufttemperatur wurde nach den Angaben WEISCHETS (1995) den jeweiligen Bewölkungsverhältnissen angepasst. Bei klarem Himmel ist sowohl die terrestrische Ausstrahlung während der Nacht als auch die solare Einstrahlung am Tag größer. Betrug die tägliche Sonnenscheindauer an der Schmittenhöhe mehr als fünf, in Saalbach mehr als vier Stunden, wurden die Werte der Sinuskurve mit vier bzw. drei multipliziert. Die niedrigeren Werte im Tal sind dadurch begründet, dass die Tallagen einerseits stärker beschattet andererseits aber auch besser vor Auskühlung geschützt sind. Die Werte dieser Standard-Sinuskurve wurden nun zu den Tagesmittelwerten der Klimastationen addiert. Um einen fließenden Tagesübergang zu erhalten, erfolgte eine Mittelung der Werte um 23:00 und 00:00 Uhr. Abschließend wurden die berechneten Stundenwerte mit den gemessenen Stundenmittelwerten des Schattbergs visuell verglichen. Die Temperaturkurve der Schmittenhöhe lag geringfügig über jener des Schattbergs, da die Station Schmittenhöhe 27 m tiefer liegt. Das Ergebnis ist insgesamt als gut zu bewerten, größere Abweichungen sind bei plötzlichen Kälte- oder Wärmeeinbrüchen zu erwarten (siehe eingekreiste Stelle Abbildung 5.3).

In Abhängigkeit von der atmosphärischen Schichtung sinkt oder steigt die Lufttemperatur mit der topographischen Höhe. Bisherige TAC^D-Anwender (ROSER 2001, OTT 2002) legten aufgrund von Temperaturmessungen in verschiedenen Höhen einen so genannten variablen Höhenstützpunkt fest, der die Obergrenze der Inversionsschicht markierte, und interpolierten die Lufttemperatur ober- und unterhalb über abschnittsweise Höhengradienten. Angaben über die Höhenlage der Inversionsschicht sind im Löhnersbachgebiet nicht möglich, da in den inversionsprädestinierten Wintermonaten nur für die Gipfelstation Schmittenhöhe und die Talstation Saalbach Messwerte zur Verfügung stehen. Auch lässt sich aus den Tagesmittelwerten der Lufttemperatur nicht mit Sicherheit erkennen, ob eine Inversionswetterlage tatsächlich vorlag, da sich die Temperaturschichtung bei Inversionen in der Nacht umgekehrt zum Tag verhält, und sich die Differenzen der beiden Stationsmesswerte im Tagesmittel aufheben können.

Der Vergleich der berechneten Stundenwerte der beiden Klimastationen lässt speziell in den Wintermonaten immer wieder Inversionswetterlagen vermuten. Hier ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die Messstation Saalbach 80 m tiefer als der Gebietsauslass Rammern liegt, und sich die disaggregierten Stundenwerte dort nicht anhand von höher aufgelösten Bezugsmessungen verifizieren lassen. Zudem liegt die Lufttemperatur in den inversionsprädestinierten Wintermonaten generell weit unter 0 °C, so dass selbst bei inversen Temperaturschichtungen in den Hochlagen keine Schneeschmelze auftritt. KIRNBAUER (2003) gibt für die Inversionsobergrenze eine Höhe zwischen 1200 und 1400 m ü. A. an, womit nur etwa 15 % des Einzugsgebiets unter der Inversionsschicht liegt.

Trotz dieser Unsicherheiten wurde die Lufttemperatur im Löhnersbachgebiet über eine höhenabhängige Regression der Stundenwerte der beiden Klimastationen interpoliert, vorausgesetzt die Steigung der Regressionsgeraden war kleiner als null. Andernfalls wurde eine neutrale Schichtung angenommen und für das ganze Löhnersbachgebiet die Werte der Schmittenhöhe übernommen. Um expositions- und bewölkungsbedingte Abschattungseffekte zu berücksichtigen, wurden die regionalisierten Temperaturwerte in TAC^D zusätzlich korrigiert (Unterkapitel 2.2).

5.1.5 Sonnenscheindauer

Für die Berechnung der potentiellen Verdunstung und die Modifikation der Lufttemperatur wird die relative Sonnenscheindauer eines Zeitschrittes benötigt, die zwischen null (kein Sonnenschein) und eins (voller Sonnenschein) liegt.



Abb. 5.4: Vorgehensweise zur Disaggregierung der täglichen Sonnenscheindauer

Die Disaggregierung der Tagessummen der Klimastationen erfolgte schrittweise mit Hilfe programmierter Makros im Tabellenkalkulationsprogramm Excel, wobei der Sonnenstand, die Tageslänge und die Niederschlagszeitpunkte als Zusatzinformation dienten Abbildung 5.4 zeigt eine schematische Darstellung der Vorgehensweise Zunächst wurden im Verdunstungsmodell nach VAN DAM (2000) der Sonnenstand und daraus die Tageslänge für die geographische Breite des Löhnersbachgebiets berechnet (Abschnitt 5.1.6). Da der Grenzwert, ab dem die Sonne über dem Horizont steht, sprunghaft unterschritten wurde, war eine manuelle Glättung des Jahresgangs der Tageslänge nötig. Aufgrund der Annahme, dass während Niederschlagsereignissen keine Sonne scheint, wurde die Tageslänge um die Anzahl der Stunden in denen mehr als 0,1 mm Regen fielen reduziert. Das Ergebnis war die bei den gegebenen meteorologischen Bedingungen maximal mögliche Sonnenscheindauer eines Tages ("potenzielle Sonnenscheindauer"). Die an den Klimastationen gemessene Sonnenscheindauer wurde nun durch diese potenzielle Sonnenscheindauer geteilt und den Stunden, in denen Niederschlag fiel, der Wert null zugewiesen. Abschließend war für wenige Tage eine Korrektur der stündlichen relativen Sonnenscheindauer nötig.

5.1.6 Potentielle Evapotranspiration

Unter der potentiellen Evapotranspiration ist die bei den gegebenen meteorologischen Bedingungen maximal mögliche Verdunstung zu verstehen, wobei eine uneingeschränkte Wasserversorgung der Pflanzen bzw. eine vollständige Sättigung des Bodens vorausgesetzt wird. Die aktuelle Verdunstung ist je nach aktueller Bodenfeuchte kleiner oder gleich der aktuellen Evapotranspiration.

In TAC^D wird die aktuelle Verdunstung im Interzeptions- und Bodenmodul oder für Sättigungsflächen im Abflussbildungsmodul berechnet (Unterkapitel 2.3). Hierzu werden flächendetaillierte Werte der potentiellen Verdunstung benötigt. Durch das Berechnungsverfahren nach Penman-Monteith (OTT 2002), das neben zahlreichen meteorologischen Größen auch pflanzenphysiologische Eigenschaften berücksichtigt, ist eine zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Abschätzung der potentiellen Evapotranspiration möglich. Dies war jedoch für das Löhnersbach-Einzugsgebiet aufgrund der unzureichenden Auflösung der meteorologischen Eingangsdaten (Wind, Luftfeuchtigkeit, Sonnenscheindauer) nicht anwendbar, so dass auf das von ROSER (2001) konzipierte Verdunstungsmodell ETP zurückgegriffen werden musste. Hier wird die potentielle Verdunstung eines Tages nach dem empirischen Ansatz von Turc-Wendling (DVWK 1996, zit. in ROSER 2001, 36) folgendermaßen berechnet:

$$ETP_{Turc-Wendling} = \frac{(R_G + 93 \cdot f_k) \cdot (T + 22)}{150 \cdot (T + 123)}$$
(5.3)

mit $ETP_{Turc-Wendling}$:potentielle Evapotranspiration nach Turc-Wendling [mm d⁻¹] R_G :Tagessumme der Globalstrahlung [J cm⁻²]T:Tagesmittelwert der Lufttemperatur [°C] f_k :Küstenfaktor, im Binnenland = 1,0 [-]

Die hierfür benötigte "tatsächliche" Globalstrahlung wird innerhalb des Verdunstungsmodells ETP unter Verwendung des von VAN DAM (2000) für PCRaster entwickelten Modells POTRAD (**Pot**ential **Rad**iation Equator model, Version 5) aus der gemessenen Sonnenscheindauer und der maximal möglichen Globalstrahlung (theoretisch wolkenfreier Himmel) berechnet. Letztere wird nach OKE (1987, zit. in ROSER 2001, 35) in Abhängigkeit der topographischen und himmelsmechanischen Gegebenheiten bestimmt. Die Berechnung der "tatsächlichen" Globalstrahlung ist in Abbildung 5.5 schematisch dargestellt. Genauere Informationen und einzelne Algorithmen sind VAN DAM (2000) zu entnehmen.



Abb. 5.5: Schema der Berechnung der "tatsächlichen" Globalstrahlung unter Berücksichtigung der topographischen und himmelsmechanischen Gegebenheiten im von VAN DAM (2000) entwickelten PCRaster Modell POTRAD5 (aus ROSER 2001)

strahlung [W/m²]

(...einer Zellfläche zu einer best. Zeit)

Die empirisch begründete Formel nach Turc-Wendling ist ausschließlich für eine Berechnung auf Tageswertbasis gültig. Deswegen werden die Eingangsdaten im Verdunstungsmodell zunächst zu Tageswerten aggregiert und die Tagessummen der potentiellen Verdunstung über den Tagesgang der tatsächlichen Globalstrahlung abschließend wieder disaggregiert (Abbildung 5.6). Bei der Aggregation werden die einzelnen Werte eines Tages addiert, woraus sich eine zeitliche Verschiebung der endgültigen Berechnungsergebnisse um die Anzahl der Zeitschritte eines Tages ergibt. Alle in TAC^D eingehenden Zeitreihen müssen somit ebenfalls um diese Zeitspanne verschoben werden.

Die Karten der potentiellen Evapotranspiration des Löhnersbach-Einzugsgebiets wurden für jeden Zeitschritt ausgegeben und in TAC^D als Kartenstapel eingelesen. Die Simulationsergebnisse des Verdunstungsmodells werden in Unterkapitel 6.2 diskutiert. Die Anwendung des Verdunstungsmodells ETP mit einer geänderten zeitlichen Auflösung erforderte zahlreiche Veränderungen des Modellskripts.



Abb. 5.6: Fließdiagramm des Verdunstungsmodells ETP mit den verwendeten Größen und deren Verknüpfungen (aus ROSER 2001, verändert)

5.1.7 Abfluss

Für den Pegel Rammern (Gebietsauslass) und für die Teileinzugsgebiete Klingleralm und Limbergalm liegen im Zeitraum 01.01.1996 bis 31.12.2001 Abflussmessungen in 5- bzw. 15-minütiger Auflösung vor. Die winterlichen Abflüsse und die Schneeschmelze konnten am Pegel Rammern für mehrere Jahre nur lückenhaft aufgezeichnet werden (Abbildung 5.7). Zusätzlich wurden an den Seitengräben des Löhnersbachs Handmessungen nach dem Salzmischungsverfahren durchgeführt, deren Ergebnisse für diese Arbeit jedoch nicht zur Verfügung standen.



Abb. 5.7: Übersicht über die Dauer der Abflussmessungen am Gebietsauslass (Pegel Rammern) und den Pegeln zweier mikroskaliger Teileinzugsgebiete zwischen 01.01.1996 und 31.12.2001

5.2 Raumbezogene Eingangsdaten

5.2.1 Digitales Höhenmodell, Einzugsgebietsabgrenzung und räumliche Diskretisierung

Das digitale Höhenmodell, Grundlage aller weiteren Karten, stand mit einer Rastergröße von 10 * 10 m² zur Verfügung. Das Einzugsgebiet des Löhnersbachs bis zum Pegel Rammern wurde mit der *Watershed-Funktion* in ArcView auf Basis des digitalen Höhenmodells abgegrenzt. Im Löhnersbachgebiet wurden keine abflusslosen Senken identifiziert.

Um die Modelllaufzeit zu reduzieren, wurde eine Aggregierung aller Raumdaten auf eine Rastergröße von 50 * 50 m² (6591 Zellen) vorgenommen. Wie bereits von OTT (2002, 44) für das Dreisam-Einzugsgebiet gezeigt, bewirkte die räumliche Aggregierung auch für das Löhnersbachgebiet nur vernachlässigbar kleine Änderungen der Flächenanteile einzelner Klassen.

5.2.2 Ausweisung der Sättigungsflächen

Niederschlag, der auf gerinnenahe, permanent feuchte Flächen fällt trägt unmittelbar zum Abfluss bei. Eine bezüglich ihrer Größe und Lage realistische Ausweisung der Sättigungsflächen ist somit von großer Bedeutung für die adäquate Modellierung der Hochwasser.

Zur Lage und Ausdehnung der Feuchtflächen im Löhnersbachgebiet standen vier verschiedene Karten zur Verfügung. Dies war zum einen die geologisch–lithologisch–geomorphologische Karte PIRKLs (1990), in der moorige Bereiche und Vernässungszonen als eine Klasse dargestellt sind. Ferner existiert eine gesonderte Aufnahme der Vernässungszonen des Löhnersbachs (KIRNBAUER ET AL. 1996, 19, Abbildung 5.8). Als weitere Informationsquellen wurden vegetations- und bodenkundlichen Karten (BURGSTALLER & SCHIFFER 1992, Abbildung 4.8, MARKART & KOHL 1993a, Abbildung 4.7) hinzugezogen, aus denen sich Niedermoore bzw. hydromorphe Böden ablesen lassen.

Der Vergleich dieser vier Karten zeigt vor allem bezüglich des Flächenanteils, aber auch der Lage der Feuchtflächen, deutliche Unterschiede. In Abbildung 5.9 sind Zellen, die auf mindestens drei der vier Karten als Vernässungsflächen ausgewiesen sind, rot markiert. Der Anteil der Feuchtflächen an der Gesamtfläche liegt bei der vegetationskundlichen Aufnahme mit 2,6 % am niedrigsten, gefolgt von der Pirkl-Karte mit 3,7 %, der Bodenkartierung mit 4,0 % und der Kirnbauer-Karte mit 7,2 %. Bei der Umwandlung vom Vektor- in das Rasterformat und vom 10 Meter- in das 50 Meter-Raster lag die Änderung der Flächenanteile im Dezimalbereich. Auf Grund des Vergleichs der von Kirnbauer ausgewiesenen Feuchtflächen mit detaillierten Geländeaufnahmen des oberen Neuhausengrabens wird der Feuchtflächenanteil dieser Kartierung als deutlich zu hoch angesehen. Hier sei zudem darauf hingewiesen, dass kleine Flächen bei Kartierungen grundsätzlich überschätzt werden (MARKART & KOHL, 1993a, 2).


Abb.5.8: Sättigungsflächen im Löhnersbach-Einzugsgebiet nach zwei verschiedenen Kartierungen (PIRKL 1990, KIRN-BAUER ET AL. 1996)



Abb. 5.9: Vergleich der unterschiedlichen Karten zur Lage der Sättigungsflächen (Quellen: Kirnbauer- und Pirkl-Kartierungen der Feuchtflächen, Bodenkarte nach MARKART & KOHL 1993a, Vegetationskarte nach BURGSTALLER & SCHIFFER 1993) Da die Feuchtflächen-Ausweisung durch Pirkl auch bodenkundliche Aspekte berücksichtigt und sie mit den Erfahrungen aus Geländebegehungen weitgehend übereinstimmt, wurde sie für die Erstellung der hydrologischen Raumgliederung verwendet.

5.2.3 Raumgliederung

5.2.3.1 Datengrundlage und Raumgliederungskonzept

Der konzeptionelle Ansatz der Abflussbildungsroutine in TAC^D beruht auf einer Unterteilung des Einzugsgebiets in hydrotopähnliche Räume gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse unter Berücksichtigung der physiographischen und hydrogeologischen Gebietsmerkmale. Diese dreidimensional ausgerichtete Raumgliederung ist eine wichtige Grundlage für die prozessorientierte Einzugsgebietsmodellierung (UHLENBROOK 1999, 89).

Datengrundlage der Raumgliederung des Löhnersbach-Einzugsgebiets waren die geologischlithologisch-geomorphologische Kartierung PIRKLS (1990) und die Vegetationskartierung BURGSTAL-LERS & SCHIFFERS (1992). Aus ihnen wurden unter weiterer Berücksichtigung experimenteller und tracerhydrologischer Untersuchungsergebnisse die Informationen zur räumlichen Verteilung der dominanten Abflussbildungsprozesse abgeleitet. Da das kleinflächige Mosaik der Bodentypen und deren insgesamt einheitliche hydraulischen Kenngrößen für die Böden keine eindeutige Zuordnung eines Abflussbildungsprozesses ermöglichen (MARKART & KOHL, 1993b, Abbildung 4.7), wurde die bodenkundliche Karte bei der Raumgliederung nicht einbezogen.

PIRKL (1990) unterscheidet im Löhnersbach-Einzugsgebiet zwischen Festgesteinen und quartären Lockergesteinen und weist den verschiedenen lithologisch-faziellen Einheiten hydrogeologische Eigenschaften (Auflockerungsgrad, Wasserdurchlässigkeit) zu. Eine daraus abgeleitete hydrogeologische Karte liegt für das Löhnersbachgebiet digital vor, die Einheiten sind jedoch nicht flächendeckend ausgewiesen (Abbildung 5.10). Dichter Hangschutt ist vorwiegend in den Karböden und Tälern zu finden, wo es infolge der Gletscherauflast und des geringen Gefälles zu einer Konsolidierung des Lockermaterials kam. Die hochgelegenen Steilhänge sind meist nicht oder nur sehr gering mächtig mit Hangschutt bedeckt. Diese hydrogeologische Klassifizierung wurde als Anhaltspunkt für die Zuweisung der unterirdischen Abflussreaktionen verwendet.

Auf die Bedeutung der Vegetation für die Abflussbildung wurde bereits in Unterkapitel 3.6 eingegangen. Die Zwergstrauchheiden können bei starken Niederschlägen und einer hohen Vorfeuchte einen erheblichen Beitrag zum Direktabfluss liefern, zeichnen sich in der Regel jedoch durch hohe Infiltrations- und Retentionseigenschaften aus. Für die Flächen mit Pioniervegetation, die vorwiegend in den höchsten Regionen auf anstehendem Fels, Blockschutt, Schutthalden und den Blaiken (großflächige Grasnarben an Steilhängen) wächst, wird, trotz einer im Einzelfall starken Tiefensickerung, im Mittel eine hohe Bereitschaft zu oberflächlichen Abflüssen angenommen.



Abb. 5.10: Hydrogeologische Karte nach PIRKL (1990) mit Zuweisung der unterirdischen Abflusskomponenten

Das Konzept der Raumgliederung im Löhnersbachgebiet beinhaltet folglich drei übereinander liegende Ebenen, denen jeweils verschiedene Abflussbildungsprozesse zugewiesen werden. Auf den Sättigungsflächen, den Flächen mit Pioniervegetation, den Talsedimenten und gegebenenfalls den Flächen mit Zwergstrauchgesellschaften (obere Ebene) werden schnelle Abflusskomponenten generiert, im Untergrund trägt der Hangschuttkörper (mittlere Ebene) mit verzögertem oder stark verzögertem Zwischenabfluss, der Fels (untere Ebene) mit verstärktem oder geringfügigem Grundwasserabfluss zum Gesamtabfluss bei. Eine schematische Darstellung zur Ausweisung von Räumen gleicher dominanter Abflussbildungprozesse zeigt Abbildung 5.11.



Abb. 5.11: Entscheidungspfad zur Ausweisung von Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse

5.2.3.2 Vorgehensweise

Die Vegetationskarte von BURGSTALLER & SCHIFFER (1992) wurde nach der Relevanz der einzelnen Pflanzengesellschaften für die Abflussbildung neu klassifiziert. Flächen mit Zwergsträuchern und Pioniervegetation wurden jeweils als eigene Raumgliederungsklasse ausgewiesen. Alle Vegetationsklassen, die den Niederschlag zügig in die Tiefe leiten, wurden bezüglich der Abflussreaktion als unbedeutend eingestuft. Da die Feuchtflächen bei der Erstellung der Raumgliederung als eigene Karte eingingen, wurden die Vernässungs- oder Niedermoorflächen der Vegetationskarte als unbedeutend klassifiziert. Aus der auf Basis der Pirkl-Kartierung erstellten hydrogeologischen Karte wurden eine Festgesteins- und eine Lockergesteinskarte erstellt, wobei angenommen wurde, dass unter verdichtetem Hangschutt dichter Fels zu finden ist (Abbildung 5.10). Die Pirkl-Feuchtflächenkarte, die beiden hydrogeologischen Karten und die neu klassifizierte Vegetationskarte wurden schließlich in ArcView überlagert und zur Reduzierung der Anzahl der Raumgliederungsklassen folgende Vereinfachungen vorgenommen (Abbildung 5.11): Da den Flächen mit Pioniervegetation keine mächtigen Hangschuttkörper aufliegen und der infiltrierende Niederschlag direkt in das Grundgestein weitergeleitet wird, wurde für diese Flächen auf eine Unterscheidung nach dem Hangschutt verzichtet. Ferner ist davon auszugehen, dass sich in den Bereichen der häufig umgelagerten, mächtigen Talsedimente keine Vegetation etablieren kann, und dass das Festgestein hier keinen wesentlichen Beitrag zum Abfluss des Löhnersbachs liefert. Somit wurde den Talsedimenten nur ein Abflussbildungsprozess zugewiesen. Klassen, die nur durch sehr wenige Zellen repräsentiert waren, wurden zu ähnlichen Klassen hinzugezählt. Die Raumgliederung in Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse ist in Abbildung 5.12 dargestellt.



Abb. 5.12: Raumgliederung für das Löhnersbach-Einzugsgebiet (SOF: Sättigungsoberflächenabfluss; HOF: Horton'scher Oberflächenabfluss; ZA: schneller, gegebenenfalls schneller, verzögerter oder stark verzögerter Zwischenabfluss; GWA: verstärkter oder geringfügiger Grundwasserabfluss)

5.2.4 Modifikation der Abflussbildungsroutine

Für die Anwendung von TAC^D ist eine Anpassung der Abflussbildungsroutine entsprechend der gebietsspezifischen Raumgliederung erforderlich. Im Löhnersbach-Einzugsgebiet wurden acht verschiedene Abflussbildungsprozesse ausgewiesen (Abschnitt 2.2.3). Für den Grundwasserabfluss aus dem Fels ergaben sich damit zwei untere, für den Zwischenabfluss aus dem Hangschutt zwei obere Speicher. Hinzu kamen jeweils ein oberer Speichertyp für die Talsedimente und Felsflächen und der Speichertyp der Sättigungsflächen. Die achte Raumgliederungsklasse betraf die Zwergstrauch-Bereiche, die vermutlich nur



Abb.5.13: Die Speichertypen im Löhnersbach-Einzugsgebiet, ihre lateralen und vertikalen Fließbeziehungen an einem idealisierten Hangprofil sowie die Flächenanteile der Räume gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse bei bestimmten Feuchtigkeitsbedingungen schnelle Abflusskomponenten generieren. Diesen Zonen wurde jedoch bei der hier vorgestellten TAC^D-Modellierung kein eigener Speichertyp zugewiesen, da die Kenntnisse über die Abflussbildung im Humuskörper der Zwergsträucher zur Festlegung eines Schwellenwertes nicht ausreichten.

Die verschiedenen Speichertypen und ihre vertikalen und lateralen Fließbeziehungen sind in Abbildung 5.13 als Speicherkaskade eines idealisierten Hangprofils dargestellt. Dieser Darstellung sind auch die Flächenanteile der Zellen eines bestimmten Speichertyps zu entnehmen.

5.2.5 Vegetationsbeckungsgrad und Blattflächenindex

Die für die Berechnung der Interzeptionsverdunstung benötigten Werte des Vegetationsbedeckungsgrades und des Blattflächenindex wurden für die einzelnen Vegetationsklassen nach Literaturangaben abgeschätzt (Tabelle 5.2). Die Niedermoor- und Vernässungsflächen, die nicht als Pirkl-Feuchtflächen definiert waren, wurden hierbei wie Bürstlingsrasen bewertet.

Tab. 5.2: Vegetationsbedeckungsgrad und Blattflächenindex der Vegetationsklassen (nach Schulla 1997, BREMICKER 2000 und LARCHER 2001)

Vegetationsklasse	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
vegetationslos (erodiert) *	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
vegetationslos (Fels, Blaiken)	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
vegetationslos (Kahlschlag)	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
	1	1	1	1	1,5	2	2	2	1,5	1	1	1
Bürstlingsrasen / Weide	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
	1,5	1,5	1,5	1,5	2	3	<i>3</i>	<i>3</i>	2	1,5	1,5	1,5
Weide / Wiese	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95
	2	2	2	<i>2,5</i>	<i>3</i>	4	4	4	<i>3</i>	1,5	1,5	1,5
Zwergstrauchheiden	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8
	<i>3</i>	<i>3</i>	<i>3</i>	<i>3</i>	4	5	5	5	4	<i>3</i>	<i>3</i>	<i>3</i>
Legföhren / Krummholz	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
	<i>11</i>	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Grünerlen-Gebüsch	0,6	0,6	0,6	0,6	0,75	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6
	<i>0,5</i>	<i>0,5</i>	<i>0,5</i>	2	6	9	11	11	7	2	<i>0,5</i>	<i>0,5</i>
Fichtenwald	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Mischwald	0,7	0,7	0,7	0,7	0,75	0,85	0,95	0,95	0,8	0,7	0,7	0,7
	<i>3</i>	<i>3</i>	<i>3</i>	4	6	9	11	11	<i>8</i>	4	<i>3</i>	<i>3</i>

COV und LAI für

*einzelne Zellen auf den Talsedimenten

5.2.6 Gerinnenetz

Das nach der Pirkl-Kartierung digitalisierte Gerinnenetz des Löhnersbachgebiets lag im Vektorformat vor. Die einfache Umwandlung vom Vektor- in das Rasterformat war in ArcView aus zwei Gründen nicht möglich. Zum einen wurden bei der Konvertierung alle Zellen, die auch nur geringfügig mit dem Gewässernetz in Berührung standen, in Gewässer-Rasterzellen umgewandelt, wodurch speziell in den fein verästelten Quellgebieten regelrechte "Gewässerklumpen" entstanden, zum anderen lag das digitalisierte Gerinnenetz nicht in der Tiefenlinie des digitalen Höhenmodells. Aus diesen Gründen wurde die *FlowAccumulation-Funktion* in ArcView zur Generierung des Gewässernetzes verwendet. Vorher wurden, wie bereits in den Arbeiten von ROSER (2001, 61) und OTT (2002, 51), die Zellen des digitalen Höhenmodells unter dem digitalisierten Gerinnenetz (Rasterformat) 20 m tiefer gelegt. Das mit der *FlowAccumulation-Funktion* generierte Gewässernetz (Grenzwert für lokale Einzugsgebietsgröße: 30 Zellen) wurde bezüglich der Übereinstimmung mit dem Vektor-Gerinnenetz, der Überlagerung mit dem für die Modellberechnungen benötigten Entwässerungsnetz ("*local drain direction network*") und bezüglich des Gerinne-Anschlusses der Feuchtflächen von Hand verbessert. Das rasterbasierte Gerinnenetz für das Löhnersbach-Einzugsgebiet ist in Abbildung 5.14 dargestellt.

5.2.7 Hydraulische Gerinneparameter

Zur Bestimmung des Gewässer-Flächenanteils einer Zelle und zur Berechnung des Wellenablaufs werden in TAC^D für jede Gerinnezelle die Gerinnebreite, die Gerinnelänge und der Rauhigkeitsbeiwert nach Manning benötigt.

Klasse	Gewässertyp	Breite [m]	Rauhigkeits- beiwert [-]
1	Quellbäche	0,3	0,1
2	Quellbäche höherer Ordnung	0,6	0,1
3	obere Seitengräben	1,0	0,09
4	untere Seitengräben	2,0	0,08
5	Oberlauf des Löhnersbachs	3,0	0,075
6	Mittellauf des Löhnersbachs	4,0	0,07
7	Unterlauf des Löhnersbachs	6,0	0,065

Tab. 5.3: Klassifizierung der Gewässer im Löhnersbachgebiet

Entgegen bisheriger TAC^D-Anwendungen (ROSER 2001, OTT 2002) lagen für den Löhnersbach keine stichprobenartig gemessenen Gerinnebreiten vor. Da im Löhnersbachgebiet topographisch und geologisch andere Verhältnisse als im Dreisam- bzw. Brugga-Einzugsgebiet herrschen, sind die von OTT (2002, 54) und

ROSER (2001, 63) ermittelten Korrelationsbeziehungen zwischen Gerinnebreiten und lokaler Einzugsgebietsgröße nicht anwendbar. Stattdessen wurden die Gerinnebreiten aus der Erinnerung an Geländebegehungen und über Fotos abgeschätzt und zudem die topographischen Verhältnisse des Gebiets berücksichtigt. Die Schätzung ergab sieben Gerinneklassen mit Werten zwischen 0,3 m in den Quellbereichen und 6,0 m am Pegel Rammern (Tabelle 5.3, Abbildung 5.14).



Abb. 5.14: Gewässernetz im Löhnersbach-Einzugsgebiet

Die von Pirkl sehr detailliert aufgenommenen Quellbereiche sind im Rasterformat gerinnemorphologisch schwer zu generalisieren. Die beiden Beispiele in Abbildung 5.15 zeigen, dass eine Rasterzelle von bis zu fünf nebeneinander liegenden Quellbächen durchströmt werden kann. Da derartige Flächen in den meisten Fällen als Sättigungsflächen definiert waren und damit unmittelbar zum Abfluss beitrugen, wurde die Gerinnebreite von 0,3 m auch für diese Quellbereiche einheitlich beibehalten.



Abb. 5.15: Beispiele für die Darstellung des Gerinnenetzes im Rasterformat

Der mittlere Fließweg in einer Gerinnezelle wurde über das Verhältnis der Gesamtlänge des digitalisierten Gerinnenetzes zur Gesamtzahl der Gerinnezellen bestimmt. Da bei einer Einbeziehung der zahlreichen Quellbäche mit einer Unterschätzung der mittleren Gerinnelänge zu rechnen war (Abbildung 5.15), wurden die Gerinneklassen eins und zwei bei der Mittelwertbildung nicht einbezogen. Die Gesamtlänge des digitalisierten Gewässernetzes wurde zudem über das mittlere Gerinnegefälle modifiziert. Für den Löhnersbach betrug die mittlere Fließweglänge 74,0 m pro Gerinnezelle. Dieser Wert ist im Vergleich zu den für die Brugga (ROSER 2001, 62: 60,6 m) und die Dreisam (OTT 2002, 53: 58,4 m) ermittelten Werten hoch. ROSER (2001) weist jedoch darauf hin, dass die von ihm berechnete mittlere Fließweglänge im Vergleich zu gemessenen Fließgeschwindigkeiten eher unterschätzt wurde.

Die Rauhigkeitsbeiwerte nach Manning wurden in Anlehnung an Tabellenwerte in CHOW (1988) abgeschätzt. Die Werte für den Löhnersbach liegen damit zwischen 0,1 und 0,065 (Tabelle 5.3), was die ursprüngliche Annahme bestätigt, dass die Gewässersohlen im Löhnersbachgebiet rauer als die des Brugga-Einzugsgebiets sind.

Die gerinnemorphologischen Schätzwerte sind mit einer hohen Unsicherheit behaftet. Berechnungen des kinematischen Wellenablaufs mit verschiedenen Werten innerhalb einer plausiblen Spannweite lieferten jedoch nur geringfügig abweichende Ergebnisse. Der Einfluss der gerinnemorphologischen Größen auf die Modellergebnisse ist folglich klein.

5.3 Fazit

Die räumliche und zeitliche Auflösung der Modelleingangsdaten war für ein kleines alpines Einzugsgebiet insgesamt als gut zu bewerten, wobei bezüglich der meteorologischen Daten deutliche Diskrepanzen zwischen den Sommer- und Wintermonaten zu verzeichnen waren. Im Sommerhalbjahr wurde der Niederschlag und die Lufttemperatur im Untersuchungsgebiet in sehr hoher zeitlicher Auflösung gemessen, im Winterhalbjahr wurden die Messungen jedoch gänzlich eingestellt, so dass in dieser Zeit auf die Tageswerte zweier außerhalb des Gebiets gelegenen Klimastationen zurückgegriffen werden musste. Messungen der Windgeschwindigkeit und der Sonnenscheindauer liegen für das Untersuchungsgebiet nicht vor. Auch hierfür wurden die Tageswerte der Klimastationen hinzugezogen. Zur Umwandlung der Tages- in Stundenwerte waren aufwendige Disaggregierungsverfahren notwendig, deren Ergebnisse sich nur teilweise plausibilisieren ließen. Die Unsicherheit der Modelleingangsdaten ist in den Wintermonaten hoch. Da die Messdaten der Klimastationen nur für die Jahre 1996 bis 2001 erhältlich waren, beschränkte sich die TAC^D-Anwendung auf diese Zeitspanne.

Für die TAC^D-Anwendung und die Erstellung der Raumgliederungskarte standen umfangreiche Rauminformationen in hoher Auflösung ($10 * 10 m^2$) zur Verfügung. Um die Modelllaufzeit zu reduzieren, wurde eine Aggregierung aller Raumdaten auf eine Rastergröße von 50 * 50 m² vorgenommen, wodurch sich der Flächenanteil der einzelnen Klassen nicht wesentlich veränderte. Die Ausweisung von Räumen gleicher dominanter Abflussbildungsmechanismen erfolgte subjektiv auf Basis einer Vegetationskarte und einer geologisch-geomorphologischen Karte unter Berücksichtigung experimenteller Untersuchungsergebnisse. Der Raumgliederungsansatz im Löhnersbach-Einzugsgebiet beinhaltet drei übereinander liegende Ebenen (Oberfläche, Hangschutt, Fels), in denen insgesamt acht verschiedene Abflussbildungsprozesse unterschieden wurden. Zur Definition der hydraulischen Gerinneparameter wurde das Gerinnenetz in verschiedene Abschnitte unterteilt und diesen geschätzte Gerinnebreiten und Rauhigkeiten zugeordnet. Da die Sensitivität der Gerinneparameter in TAC^D gering ist, hat die hohe Unsicherheit der Schätzwerte keinen nennenswerten Einfluss auf die Zuverlässigkeit der Modellergebnisse.

6 Modellanwendung - Processing

6.1 Vorgehensweise

Für die Modellanwendung wurden aus den aufbereiteten Zeitreihen (1996 bis 2001) jeweils einjährige Initialisierungs-, Kalibrierungs- und Validierungsphasen ausgewählt. Da die Schneeakkumulation und – ablation für die Abflussverhältnisse im Löhnersbach eine entscheidende Rolle spielt, wurden stets hydrologische Jahre (Oktober bis September) als Modellierungszeiträume gewählt. Ende September liegt im Löhnersbach in der Regel kein Schnee mehr, und die Speicher haben eine von Jahr zu Jahr vergleichbar niedrige Füllung.

Zur Berechnung repräsentativer Anfangsbedingungen (Füllung der Modellspeicher) wurde ein Initialisierungslauf für das hydrologische Jahr 1998/1999 durchgeführt. Die damit erzeugten Initialisierungskarten dienten als Startwerte für alle weiteren Modellläufe. Als Kalibrierungszeitraum wurde das hydrologische Jahr 1999/2000 ausgewählt, da in dieser Messperiode für alle vier Gebietsstationen plausible Niederschlagsdaten vorlagen, die Abflussmessungen nahezu lückenlos waren und im Sommer 2000 vier größere Hochwasserereignisse stattfanden, davon eines mit 36,4 mm Niederschlag und zwei mit nachlaufenden Wellen. Dieses Kalibrierungsjahr war im Vergleich zu den mittleren klimatischen Bedingungen des Löhnersbach-Einzugsgebietes sehr niederschlags- und schneereich (Abbildung 6.1).



Abb.6.1: Jahresniederschläge d. Kalibrierungs- und Validierungsjahres im Vergleich zum langjährigen Mittel (Mittelwerte d. Jahresniederschläge an d. Klimastationen Schmittenhöhe und Saalbach)

Die Validierung für das relativ trockene hydrologische Jahr 1996/97 diente der Beurteilung der Modellgüte. Im Sinne einer *"multiple-response-validation"* wurden Simulationen systeminterner Prozesse auf ihre Plausibilität und die Übereinstimmung mit zusätzlichen Messdaten überprüft. Aufgrund verschiedener Hypothesen zur Entstehung der Hochwasser im Löhnersbach-Einzugsgebiet wurden für das Kalibrierungsjahr unterschiedliche Modellkonzepte getestet und eine Modellierung mit höherer zeitlicher Auflösung ($\Delta t = 15$ min) durchgeführt.

Für die 8760 Zeitschritte eines Jahres und 6591 Rasterzellen benötigte ein Pentium-4 Rechner mit einer Prozessorleistung von 2,4 GHz ohne die Berechnung der modellinternen Wasserbilanz ca. 30 Minuten.

6.2 Parameterwerte und Ergebnisse des ersten Modelllaufs

Die in TAC^D benötigten Parameter sind zum einen empirisch oder physikalisch abgeleitete Literaturwerte und abgeschätzte physiographische Gebietskennwerte, zum anderen "echte" Kalibrierungsgrößen, die nicht direkt mess- oder ableitbar sind. Ein wichtiger Grundsatz von TAC^D ist es, im Modellkonzept und bei der Kalibrierung Gebiets- und Prozesskenntnisse weitestgehend zu integrieren. Dies zeigt sich beispielsweise darin, dass bei der Kalibrierung der Speicherkonstanten das Verhältnis der abgeschätzten hydraulischen Durchlässigkeiten der Speichertypen zueinander stets beibehalten wird.

Eine entscheidende Fragestellung der vorliegenden Arbeit war, ob eine erfolgreiche Anwendung des prozessorientierten Modells TAC^D ohne eine aufwendige Kalibrierung, lediglich aufgrund von Prozesskenntnissen und vorherigen Modellerfahrungen möglich ist. Dies wäre ein grundlegendes Indiz dafür, dass TAC^D auch für Gebiete ohne Abflussmessungen einsetzbar sein könnte.

Der Parametersatz des ersten Modelllaufs wurde in Anlehnung an Erfahrungswerte der HBV-Modellierung im Löhnersbachgebiet und der TAC^D-Modellierungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet zusammengestellt. Das HBV-Modell wurde für das Löhnersbach-Einzugsgebiet sowie für zahlreiche andere Einzugsgebiete in Österreich auf Tageswertbasis angewendet (MERZ 2002). Die dabei ermittelten Schneeparameter dienten als Anhaltspunkt für die TAC^D-Parametrisierung. Die sehr erfolgreiche TAC^D-Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet (ROSER 2001) basierte auf der Erfahrung von UH-LENBROOK (1999), der mit dem Monte-Carlo-Simulationsverfahren 70 000 Kalibrierungsdurchläufe durchführte. Die Abflussbildungsparameter für die Löhnersbach-Modellierung wurden folglich aus dem Vergleich mit den hydrogeologischen Verhältnissen im Dreisamgebiet abgeschätzt.



 Abb. 6.2: Ergebnisse der Korrelationsanalysen zur Bestimmung der Bodenparameter
 a) k_f-Wert und b) nutzbare Feldkapazität der untersuchten Bodenprofile in den jeweiligen Raumgliederungsklassen

Bei der Festlegung des für die aktuelle Verdunstung und Abflussbildung entscheidenden Bodenparameters FC wurden die bodenphysikalischen Untersuchungsergebnisse von MARKART & KOHL (1993a und b) einbezogen. Es konnte jedoch kein Zusammenhang zwischen den Raumgliederungsklassen und den hydraulischen Bodenkennwerten der 62 untersuchten Bodenprofile gefunden werden (Abbildung 6.2). Die Korrelation zwischen der topographischen Höhe und den Bodenmächtigkeiten war nur schwach und wurde auch wegen unsicherer Mächtigkeitsangaben nicht weiter in Betracht gezogen. Schließlich wurde für jede Vegetationsklasse die Feldkapazität *FC* in Anlehnung an die mittlere nutzbare Feldkapazität des gesamten Einzugsgebietes (23 mm/dm), die Durchwurzelungstiefe und die Humusauflage abgeschätzt, wobei für die Bereiche mit Zwergsträuchern nochmals zwischen den steileren Standorten auf allgemeinem Hangschutt (geringmächtige Böden) und den flacheren, mächtigeren Karböden auf dichtem Hangschutt unterschieden wurde. Die sich daraus ergebenden Werte der einzelnen Vegetationsklassen sind in Tabelle 6.1 dargestellt. Die Berechnung erfolgte nach folgendem Prinzip:

$$FC(k) = nFK(k) \cdot M(k) + O(k)$$
(6.1)

mit: FC: Speicherkapazität des Bodens der jeweiligen Klasse [mm]

- nFK: auf Basis der mittleren nutzbare Feldkapazität aller Bodentypen geschätzte mittlere Feldkapazität der jeweiligen Klasse [mm dm⁻¹]
- *M* : geschätzte Mächtigkeit des durchwurzelten Bodens der jeweiligen Klasse [dm]
- *O*: geschätzter Zuschlag für die organische Auflage der jeweiligen Klasse [mm]

Vegetationsklasse	nFK [mm/dm]	Mächtigkeit [dm]	Zuschlag organ. Auflage [mm]	FC [mm]	BETA [-]
Pioniervegetation	20	1	0	20	0,5
Zwergsträucher auf AH	23	0	60	60	4,5
Zwergsträucher auf DH	23	3	60	83	4,0
Weide	23	5	0	115	2,8
Wald	15	13	0	195	2
Talsedimente	5	10	0	50	0,5

Tab. 6.1: Abgeschätzte Bodenkennwerte zur Berechnung des Parameters FC und Werte des Parameters BETA

Der Parameter *FC* erwies sich im Laufe der Kalibrierung als wenig sensitiv und wurde daher nicht mehr verändert. Der Bodenparameter *BETA* wurde für die einzelnen Vegetationsklassen nach den Erfahrungen bisheriger TAC^D-Anwendungen unter Berücksichtigung der Bodenart und Durchwurzelungsintensität abgestuft.

Die ersten, auf Basis des gewissenhaft zusammengestellten Parametersatzes berechneten Modellergebnisse für das Löhnersbach-Einzugsgebiet sind in Abbildung 6.3 dargestellt. Bezüglich der Abflussdynamik zeigte sich eine befriedigende, hinsichtlich der Schneeschmelze und der Hochwasser jedoch eine sehr schlechte Übereinstimmung der simulierten mit den gemessenen Abflüssen.

6.3 Kalibrierung

Im Zuge der Modellkalibrierung wurde der erste geschätzte Parametersatz zur Anpassung der simulierten an die gemessene Abflussganglinie modifiziert. Entsprechend der Chronologie der Abflussverhältnisse im Löhnersbach wurden zunächst die langsamen Abflusskomponenten (winterliche Niedrigwasserabflüsse), dann die Schneeschmelze und schließlich die schnellen Abflusskomponenten (sommerliche Hochwasser) kalibriert. Die Kalibrierung erfolgte nach einem *Trial-and-Error-Verfahren*, bei dem die einzelnen Parameter manuell variiert und nach einer visuellen Bewertung der Simulationsergebnisse beibehalten oder verworfen wurden. Hierbei dienten neben der gemessenen Abflussganglinie am Pegel Rammern die Messungen der Schneehöhe an der Klimastation Schmittenhöhe als Anpassungsgröße. Statistische Gütemaße wurden als lediglich sekundäres Kriterium betrachtet, da diese zunächst weit im negativen Bereich lagen und im Einzelfall trotz optisch schlechterer Simulationen eine Verbesserung anzeigten.

Insgesamt konnten 110 Modellläufe durchgeführt werden. Die kalibrierten Parameter der Modellanwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet und ihre Bestimmungsmöglichkeit sind in Tabelle 6.2 aufgelistet.

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	[Einheit]
Niederschlagskori	rektur			
cWindA cWindB	Korrekturfaktoren Niederschlag	Kalibrierung Kalibrierung	1,01 0,01	[-] [s m ⁻¹]
Niederschlagsregi	onalisierung			
cPrecRadius	max. Entfernung beim IDW-Verfahren	Stationsdichteabhängig	5000	[m]
cPrecIDWPart	Anteil des nur über IDW regionalisierten Niederschlags	Abschätzung über Be- stimmtheitsmaß der Höhen- regression	0,8	[-]
Schneeroutine				
cTT cTT_melt cTT_melt_forest	<u>Temperaturschwellenwerte:</u> - Schneefall - Schneeschmelze auf offener Fläche - Schneeschmelze im Wald	Kalibrierung (Richtwerte in Literatur)	0 -0,2 0	[°C] [°C] [°C]
cSFCF	Korrekturfaktor für Schnee	Kalibrierung (Richtwerte in Literatur)	1,05	[-]
cCFMAX	Zeitschritt-Grad-Faktor	Kalibrierung (Richtwerte in Literatur)	0,08	[mm °C ⁻¹ Δt ⁻¹]
cCWH	Koeffizient für Wasserspeicherung	Literatur (BERGSTRÖM 1992)	0,1	[-]
cFR	Koeffizient für Wiedergefrieren	Literatur (BERGSTRÖM 1992)	0,05	[-]
Bodenroutine				
cLP	Reduktion der potentiellen Verdunstung	Literatur (MENZEL 1997)	0,6	[-]

Tab. 6.2: Optimierter Parametersatz von TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet nach 110 Kalibrierungsläufen im Zeitraum 01.10.1999 – 30.09.2000

Parameter	Beschreibung	Bestimmung	Wert	[Einheit]
cFC_forest cFC_pasture cFC_TS cFC_ZG_DH cFC_ZG_AH cFC_PV	<u>max. Speicherkapazität des Bodens:</u> - Wald - Weide / Wiese - Talsedimente (vegetationslos) - Zwergstr. auf verdicht. Hangschutt - Zwergstr. auf allgem. Hangschutt - Pioniervegetation	über boden-physikalische Eigenschaften und Land- nutzung abschätzbar	195 115 50 130 60 20	[mm] [mm] [mm] [mm] [mm]
cBETA_forest cBETA_pasture cBETA_TS cBETA_ZG_DH cBETA_ZG_AH cBETA_PV	Bodenparameter - Wald - Weide / Wiese - Talsedimente (vegetationslos) - Zwergstr. auf verdicht. Hangschutt - Zwergstr. auf allgem. Hangschutt - Pioniervegetation	Kalibrierung bzw. über bodenphysikalische Eigen- schaften abschätzbar	2,0 2,8 0,5 4,0 4,5 0,5	[-] [-] [-] [-] [-]
Abflussbildungsro	outine			

Oberflächenprozesse

Sättigungsflächen				
cMTD	Muldenrückhalt	Kalibrierung	10	[mm]
cMTD_K	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,3	$[\Delta t^{-1}]$
Pioniervegetation (F	els, Blaiken)			
cPV_H	Muldenrückhalt	Kalibrierung	20	[mm]
cPV_K	Speicherkonstante	Kalibrierung	0,3	$[\Delta t^{-1}]$
cPV_T	Sickerung in unteren Speicher	Kalibrierung	0,4	[mm ∆t ⁻¹]
Prozesse im Unterg	<u>rrund</u>			
Zwischenabfluss / o	berer Speicher			
cUS_AH_k	Speicherkonstante d. allgem. Hangschutts	Kalibrierung	0,05	$[\Delta t^{-1}]$
cUS_AH_T	Sickerung in unteren Speicher	Kalibrierung	0,3	$[mm \Delta t^{-1}]$
cUS_DH_k	Speicherkonstante d. verdicht. Hangschutts	Kalibrierung	0,005	$[\Delta t^{-1}]$
cUS_DH_T	Sickerung in unteren Speicher	Kalibrierung	0,1	[mm ∆t ⁻¹]
cUS_TS_k	Speicherkonstante der Talsedimente	Kalibrierung	0,2	[Δt^{-1}]
cUS_H	Speicherkapazität der oberen Speicher	Kalibrierung	1200	[mm]
Grundwasser / unte	rer Speicher			
cLS_DF_k	Speicherkonstante dichter Fels	Kalibrierung	0,0005	$[\Delta t^{-1}]$
cLS_DF_H	Speicherkapazität dichter Fels	Kalibrierung	1800	[mm]
cLS_AF_k	Speicherkonstante aufgelockerter Fels	Kalibrierung	0,008	[Δt^{-1}]
cLS_AF_H	Speicherkapazität aufgelockerter Fels	Kalibrierung	2000	[mm]
Wellenablauf				
sStreamWidth	Gerinnebreite	Geländeerfahrung	0,3-6,0	[m]
sStreamLength	Gerinnelänge pro Zelle	Kartenanalyse	74,0	[m]
cN	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning	aus Tabellen (Chow et al. 1988)	0,065–0),1 [m ^⅓ s⁻¹]
cBeta	Parameter des kinemat. Wellenansatzes	Literatur (CHOW ET AL. 1988)	0,6	[-]
cTimeStep	Zeitschrittlänge des Abflussroutings	abhängig von Gerinnelänge	360	[s]

Die generelle Dynamik des Abflusses wurde bereits nach wenigen Kalibrierungsläufen gut wiedergegeben. Dies betraf die winterlichen Niedrigwasserabflüsse, die Zeitpunkte der Hochwasseranstiege, die Trockenwetterauslaufkurven und die nachlaufenden Wellen (Abbildungen 6.3). Während der Schneeschmelzperiode und für einzelne Hochwasserereignisse waren die Abweichungen der simulierten von der gemessenen Abflussganglinie jedoch groß. Eine ausführliche Diskussion dieser Beobachtung erfolgt in den Abschnitten 1.5.1 und 1.5.4.



Abb. 6.3: Unkalibrierte und kalibrierte Abfluss-Simulationen für das Löhnersbach-Einzugsgebiet, dargestellt für die Zeitspanne 01.01.2000 – 29.08.2000 innerhalb des Kalibrierungsjahres

Die statistischen Gütemaße (siehe Unterkapitel 2.5) der ganzjährigen und sommerlichen Abflüsse, dargestellt in Tabelle 6.3, zeigen gute Modellergebnisse an. Die hier aufgeführte Sommerperiode wurde aufgrund des nachlassenden Einflusses der Schneeschmelze und dem Ende der Abflussmessungen abgegrenzt. Da die Abflüsse während der Schneeschmelze zu etwa gleichen Teilen ober- und unterhalb der Messwerte liegen, fallen die großen Abweichungen dieser Zeitspanne bei der Berechnung der statistischen Gütemaße nicht stark ins Gewicht. Zur besseren Beurteilung der Mittel- und Niedrigwässer wurde die logarithmierte Modelleffizienz *log* R_{eff} berechnet. Aufgrund der guten Anpassungen für den winterlichen Niedrigwasserabfluss, erreicht dieses Gütemaß die höchsten Werte. Der Volumenfehler *VE* gibt für beide Zeitspannen einen simulierten Wasserüberschuss an.

	ganzes Jahr 01.10. 99 – 30.09.00	Sommer 07.06.99 – 28.08.99
$R_{eff}[-]$	0,72	0,70
$log R_{eff}[-]$	0,91	0,92
$R^{2}[-]$	0,84	0,86
VE [mm/a]	-169	-199

Tab. 6.3: Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Kalibrierungsphase

6.4 Validierung

Als Validierungszeitraum wurde zunächst die Zeitspanne 01.10.1996 bis 30.09.1998 gewählt, da für die Schneeschmelzperiode 1998 durchgehende Abflussmessungen zur Verfügung standen. Die Datenlage der klimatischen Modelleingangsgrößen war jedoch so schlecht (sehr unplausible Messwerte für maximal zwei Niederschlagsstationen), dass diese Simulationsergebnisse nicht weiter verwendet wurden. Da für Mai und Juni 1997 keine Abflussmessungen vorlagen, war eine Validierung der simulierten Schmelzwasserabflüsse in diesem Jahr nicht möglich.

Die Simulationsergebnisse für das hydrologische Jahr 1996/97 sind insgesamt als gut zu bewerten (Tabelle 6.4, Abbildung A.4 im Anhang). Die niedrige Modelleffizienz und der große Volumenfehler der Sommermonate sind bedingt durch die in diesem Zeitraum durchgehend zu hoch simulierten Abflüsse. Der visuelle Vergleich der simulierten und gemessenen Ganglinien (Abbildung 6.4) zeigt bezüglich der Dynamik jedoch sehr gute Übereinstimmungen. Möglicherweise kam es infolge des größeren Abflüssereignisses am 08.07.1997 zu einer Veränderung des Gerinnequerschnitts und damit zu stets zu niedrig gemessenen Abflüssen.

	ganzes Jahr 01.10. 96 – 30.09.97	Sommer 14.06.96 – 30.09.97
$R_{eff}[-]$	0,61	0,39
$log R_{eff}[-]$	0,94	0,86
$R^{2}[-]$	0,87	0,86
VE [mm/a]	-202	-329

Tab. 6.4: Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Validierungsphase



Abb. 6.4: Abfluss-Simulation für das Löhnersbach-Einzugsgebiet für den Sommer der Validierungsphase

6.5 Diskussion der Teilergebnisse

6.5.1 Schneeschmelze

Durch die Kalibrierung der Modellparameter konnte keine gute Simulation der Schneeschmelze erreicht werden. Die simulierten Abflüsse sind Ende April / Anfang Mai viel zu hoch, Ende Mai hingegen zu niedrig. Zudem wurden die während der Schneeschmelze sehr ausgeprägt auftretenden Tagesgänge des Abflusses nur sehr gedämpft modelliert. In Abbildung 6.5 sind die Simulationsergebnisse für unterschiedliche Werte des sehr sensitiven Parameters *CFMAX (Zeitschritt-Grad-Faktor)* dargestellt. Bei der Bewertung der Simulationsergebnisse ist stets zu bedenken, dass die Abflussmessungen dieser Jahreszeit mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Durch die hohen und stark schwankenden Frühjahrsabflüsse ist eine Veränderung des Gerinnequerschnitts wahrscheinlich, und eine fehlerhafte Abflussmessung somit nicht auszuschließen.



1	Ni o do ro oblo r	anne an an Abfluer	Simulation	41	42	43	45	45b
	Niederschlag Sim42	Sim42	p∏	0	0	0	1	1
	— — Sim42 — — Sim45		pTT_melt_forest	-0.2	0	0	0	0
	SimEnd	Lufttemperatur	p∏_melt	0	0.5	0.5	1.2	1.2
ļ	omena	Editoriporatar	pSFCF	1.05	1.05	1.05	1.05	1.0
			pCFMAX	0.08	0.09	0.07	0.12	0.08

Abb. 6.5: Simulationen mit unterschiedlichen Parametersätzen des Schneemoduls (Frühjahr 2000)



Abb. 6.6: Umwandlung der Schmelzwassermenge in den Gesamtabfluss (Frühjahr 2000), Teilergebnisse: Mittelwert pro Rasterzelle

Trend d. gemessenen Abflusses bzw. d. Wasserflüsse vor d. Abflussbildungsroutine

Trend d. simulierten Abflusses bzw. d. Abflüsse nach d. Abflussbildungsroutine

Die Ursache für die gegenläufigen Richtungen von gemessenen und simulierten Werten zu Beginn der Schneeschmelze (27.04.-05.05.2000) liegt nicht in der Parametrisierung oder Konzeption des Schneemoduls, sondern der Abflussbildungsroutine. Dies ist aus Abbildung 6.6 ersichtlich, in der die Teilergebnisse der einzelnen Module einander gegenüber gestellt sind. Während sich die Tagesgänge der Lufttemperatur in der Schneeschmelze noch auf die Ergebnisse des Bodenmoduls auswirken, werden sie in der Abflussbildungsroutine stark gedämpft. Infolge einer kontinuierlichen Aufsättigung des dichten Hangschutts steigt der Gesamtabfluss kontinuierlich an.

Der in Abbildung 6.7 dargestellte Vergleich der gemessenen Schneehöhen mit dem simulierten Wasseräquivalent der Schneebedeckung an der Station Schmittenhöhe zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Sowohl die Zeitspanne als auch die Dynamik des Schneedeckenauf- und -abbaus werden sehr gut wiedergegeben. Die stärkeren Schwankungen der gemessenen Schneehöhe sind auf durch Sackungs- und Schmelzprozesse verursachte Änderungen der Schneedichte zurückzuführen. Zum direkten Vergleich, jedoch lediglich als Orientierung, wurde für die Messwerte das Wasseräquivalent mit einer mittleren Schneedichte von 0,2 g cm⁻³ berechnet. In der Realität verhält sich die Schneedichte nicht konstant, sondern ist während der Schneeakkumulation niedriger als während der Ablation.



Abb. 6.7: Vergleich der gemessenen Schneehöhe mit dem simulierten Wasseräquivalent der Schneedecke an der Station Schmittenhöhe (Winter 1999/2000)

6.5.2 Abflüsse der Teileinzugsgebiete

Zur Überprüfung der Modellierung systeminterner Prozesse wurden die simulierten Abflüsse des mikroskaligen Teileinzugsgebietes Klingleralm mit Messwerten dieser Pegelstation verglichen (Abbildung 6.8). Ein Vergleich mit den Abflüssen des Pegels Limbergalm war nicht möglich, da die räumliche Auflösung von 50 x 50 m² für die Darstellung des Gewässernetzes und der Sättigungsflächen dieses Teileinzuggebietes zu grob war.

Die simulierten Abflüsse am Pegel Klingleralm sind im Mittel um 10 l/s höher als die gemessenen. Dies kann einerseits durch ein Unterströmen des Pegels, andererseits durch eine unrealistische Abgrenzung des Einzugsgebietes begründet sein. Die Dynamik des Abflusses wurde insgesamt gut simuliert, wobei die Schneeschmelz- und Hochwassserabflüsse auch für dieses kleine Einzugsgebiet gedämpft abgebildet wurden. Die nachlaufende Welle am 14.07.2000 ist in der simulierten Ganglinie erkennbar.



Abb. 6.8: Abfluss-Simulationen für das Einzugsgebiet des Pegels Klingleralm, dargestellt für die Messperiode 01.01.2000 – 30.09.2000

6.5.3 Nachlaufende Welle

Die sommerlichen Abflüsse des Löhnersbachs wurden insgesamt gut simuliert (Tabelle 6.3, Abbildung 6.12). Die beiden nachlaufenden Wellen konnten mit TAC^D sehr gut abgebildet werden. Wie die Darstellung der einzelnen Abflusskomponenten (Abbildung 6.9) zeigt, sind die nachlaufenden Wellen im Modell das Resultat einer Überlagerung der Zwischenabflüsse aus dem allgemeinen und dem verzögert entwässernden, verdichteten Hangschutt.



Abb. 6.9: Beitrag der einzelnen Abflusskomponenten zum Gesamtabfluss (Sommer 2000)

6.5.4 Hochwasser

Die Hochwasser des Löhnersbachs wurden in den meisten Fällen nicht befriedigend simuliert. Die Hochwasserspitzen wurden deutlich unterschätzt und deren steile Rezessionen konnten nicht angepasst werden. Während der Kalibrierungsphase wurden verschiedene Parameterkombinationen und Modellvarianten getestet, denen bezüglich der Entstehung der Hochwasser folgende Prozessvorstellungen zugrunde lagen:

- sehr schnelle Abflussreaktion der Sättigungsflächen, Talsedimente und Felsflächen
- hydraulische Ankopplung der Felsflächen an das Gerinnenetz
- schnelle Abflussreaktion des relativ durchlässigen allgemeinen Hangschutts
- Überlauf des oberen Speichers bei größeren Niederschlägen durch Aufsättigung oder Infiltrationsüberschuss

Eine Erhöhung der Parameterwerte der schnell reagierenden Flächen innerhalb einer plausiblen Spannweite bewirkte nur einen geringfügigen Anstieg der berechneten Hochwasserabflüsse. Durch die vollständige Entwässerung der Sättigungsflächen innerhalb einer Stunde (Speicherkonstante $MTD_k = 1$), eine Situation die sicher nicht realistisch ist, konnten die Hochwasserspitzen in den meisten Fällen erreicht werden, die Abflussreaktionen auf schwache Niederschläge wurden bei einer derartigen Parametrisierung jedoch bei weitem überschätzt (Abbildung 6.10). Die Modelleffizienz für diesen Modelllauf betrug 0,55.

Der Pirkl-Kartierung zufolge sind nur wenige Felsflächen direkt an das Gewässernetz angeschlossen. Bei höheren Niederschlägen ist jedoch anzunehmen, dass sich auf diesen steil geneigten Flächen das oberflächlich abfließende Wasser einen direkten Weg in die Gerinne bahnt. Hiervon zeugen die tief eingeschnittenen Runsen östlich des Hochkogels (Abbildung 4.5) und unterhalb des Stemmerkogels. Zur Berücksichtigung dieser Tatsache wurde für einen Modelllauf 40 % des Felsflächen-Abflusses direkt zum Gerinneabfluss addiert. Aus Abbildung 6.10 ist ersichtlich, dass die Hochwasserspitzen damit gut getroffen werden konnten (Modelleffizienz: 0,62).



Abb. 6.10: Simulationsergebnisse für verschiedene Werte der Speicherkonstanten des allgemeinen Hangschutts (AH_k) und der Sättigungsflächen (MTD_k) und für die hydraulische Ankopplung der Felsflächen an das Gerinnenetz (Sommer 2000)

Als weiterer Versuch zur besseren Simulation der Hochwasser wurde der allgemeine Hangschutt als Speicher mit schneller Abflussreaktion parametrisiert. Dies ist, den experimentellen Untersuchungen im oberen Neuhausengraben zufolge, eine sehr realitätsnahe Prozessvorstellung der Hochwasserentstehung. Durch eine Erhöhung der Speicherkonstante des allgemeinen Hangschutts wurden die Hochwasserspitzen deutlich besser, die Rezessionen jedoch wesentlich schlechter simuliert (Abbildung 6.10). Die Abweichung zwischen den sehr scharfen, steil abfallenden gemessenen und den eher flach simulierten Hochwasserganglinien war groß.

Die Minimierung der Speicherkapazität des oberen Speichers bewirkte einen verstärkten Überlauf vorwiegend jener Zellen, in denen sich die Abflüsse der hangaufwärts liegenden Rasterzellen konzentrierten. Da der laterale Zufluss in diese Zellen über einen längeren Zeitraum erfolgte, trat der Überlauf nicht nur kurzfristig, sondern über mehrere Tage auf. Eine befriedigende Darstellung der Hochwasserspitzen mithilfe der Limitierung der Speicherkapazitäten konnte folglich nicht erreicht werden.

6.6 Modellierung in 15-Minuten-Zeitschritten

Aufgrund der oben beschriebenen Erfahrungen während der Kalibrierungsphase stellte sich die Frage, inwieweit die in der Nördlichen Grauwackenzone auftretenden Abflussbildungsprozesse, speziell die Entstehung der schnellen Abflusskomponenten, in TAC^D richtig konzeptionalisiert sind. Können die bei größeren Niederschlagsereignissen kurzzeitig stark ansteigenden und steil abfallenden Hochwasser mit dem derzeitigen Konzept der Abflussbildungsroutine adäquat abgebildet werden?

In Abbildung 6.11 sind die Abflussreaktionen des Löhnersbachs, der Brugga und des Brugga-Zuflusses St. Wilhelmer Talbach auf vergleichbare Niederschlagsereignisse einander gegenübergestellt. Das Brugga-Einzugsgebiet (40 km²) reagiert wesentlich gedämpfter als das Löhnersbach-Einzugsgebiet. Der Vergleich der Abflussganglinie des Löhnersbachs mit jener des St. Wilhelmer Talbachs lässt nicht so deutliche Unterschiede erkennen. Die bezüglich Größe, Topographie und Landnutzung ähnlichen Einzugsgebiete zeichnen sich beide durch sehr spontane Abflussreaktionen mit vergleichbar starken Abflusszu- und -abnahmen aus. Der Scheitelabfluss beider Gewässer ist für die dargestellten Hochwasserereignisse rund viermal so hoch wie ihr Basisabfluss. Um zu überprüfen, ob in den Naturräumen Südschwarzwald und Nördliche Grauwackenzone unterschiedliche Prozesse bei der Entstehung schneller Abflusskomponenten vorherrschen, müssten mehrere Hochwasserereignisse untersucht werden.



Abb. 6.11: Abflussreaktionen des Löhnersbachs im Vergleich zu St. Wilhelmer Talbach und Brugga

- a) und b) Niederschlagsmaximum St. Wilhelmer Talbach: 11,0 mm/h (arithmetisches Mittel der Stationen im Gebiet); Löhnersbach: 11,6 mm/h.
- c) und d) Niederschlagsmaximum Brugga: 9,7 mm/h (geringe Niederschläge im St. Wilhelmer Tal); Löhnersbach: 9,9 mm/h.

Im Rahmen einer Messkampagne zur Bestimmung der Herkunftsräume der nachlaufenden Wellen wurde im Jahr 2001 ein zusätzlicher Pegel im oberen Neuhausengraben eingerichtet (TILCH ET AL. 2003). Das mikroskalige Einzugsgebiet dieses Pegels "Teichabfluss" umfasst nur wenige kleine Feuchtflächen und ist durch steile Hänge mit mächtigem Lockergestein gekennzeichnet. Die auch in diesem Gebiet auftretenden hohen Hochwasserabflüsse und nachlaufenden Wellen werden folglich nicht auf den Sättigungsflächen, sondern in den steilen Hangflanken generiert.

Aufgrund dieser Tatsache ist anzunehmen, dass der allgemeine Hangschutt einen wesentlichen Beitrag zu den Hochwasserabflüssen des Löhnersbachs liefert. Dies war bei der Modellierung auf Stundenwertbasis jedoch nicht umsetzbar, da die laterale Fließgeschwindigkeit in TAC^D durch die zeitliche und räumliche Auflösung begrenzt ist. Der Abfluss einer Rasterzelle kann pro Zeitschritt nur eine Rasterzelle durchfließen, wodurch das Wasser aus gerinnefernen Zellen selbst bei einer hohen Speichekonstante erst nach mehreren Zeitschritten dem Gerinne zuströmt. Aus einer räumlichen Auflösung von 50 x 50 m² resultiert bei einer stündlichen Auflösung je nach hydraulischem Gradient eine mittlere Fließgeschwindigkeit der Speicherabflüsse zwischen 0,024 und 0,014 m s⁻¹. Diese eigentlich hohe Fließgeschwindigkeit ist für die Erfassung schneller unterirdischer Fließprozesse vermutlich zu niedrig. Somit wurde für die TAC^D-Anwendung im Löhnersbachgebiet zur Beschleunigung der lateralen Abflüsse die zeitliche Auflösung erhöht. Eine gröbere räumliche Auflösung wurde nicht in Betracht gezogen, da dies einen unerwünschten Informationsverlust bezüglich der räumlichen Variabilität der verschiedenen Prozesse bedeutet hätte.

Für den Kalibrierungszeitraum wurde ein Modelllauf in 15minütiger Auflösung durchgeführt, bei dem die Niederschläge und die Sonnenscheindauer gleichmäßig über die Stunde verteilt wurden. Die Parameterwerte der Speicherkonstanten, der Perkolation und des Zeitschritt-Grad-Faktors wurden durch vier geteilt, die Speicherkonstante des allgemeinen Hangschutts entsprechend der gewünschten schnelleren Fließgeschwindigkeiten nicht verändert. Abbildung 6.13 zeigt, dass die Charakteristik der Hochwasserspitzen durch die höhere zeitliche Auflösung in den meisten Fällen besser simuliert wurde, wobei die Scheitelabflüsse nun eher überschätzt und die abfallenden Äste immer noch zu flach modelliert wurden. Bessere Modellergebnisse waren zudem die ausgeprägteren Tagesgänge des Schmelzwasserabflusses und die geringeren Abweichungen zwischen den simulierten und gemessenen Frühjahrsabflüssen (Abbildung A.2 im Anhang). Die nachlaufenden Wellen wurden jedoch etwas schlechter simuliert, und die statistischen Gütemaße waren niedriger als bei der Modellierung auf Stundenwertbasis (Tabelle 6.5). Zur besseren Anpassung der 15-minütigen Simulationsergebnisse wäre eine erneute Kalibrierung einzelner Schnee- und Abflussbildungsparameter nötig gewesen. Dies war im zeitlichen Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht möglich.

	ganzes Jahr 01.10. 99 – 30.09.00	Sommer 07.06.99 – 28.08.99
R _{eff} [-]	0,60	0,35
log R _{eff} [-]	0,72	0,32
$R^{2}[-]$	0,67	0,52
VE [mm/a]	9	-120

Tab. 6.5: Gütemaße der Simulationsergebnisse für die Modellierung in 15-Minuten-Zeitschritten (Kalibrierung nicht abgeschlossen)





Abb. 6.12: Abfluss-Simulation für das Löhnersbach-Einzugsgebiet mit stündlicher Auflösung (Sommer 2000)

6.7 Fazit

Die Kalibrierung von TAC^D erfolgte für das relativ nasse hydrologische Jahr 1999/2000, da in diesem Jahr die Datenqualität sehr gut war und mehrere Hochwasser mit nachlaufenden Wellen stattfanden. Die Simulationsergebnisse waren mit einer Modelleffizienz von 0,72 insgesamt zufriedenstellend. Da die Berechnung der allgemein schwer zu modellierende Schneeschmelz-Abflüsse einen starken Einfluss auf die statistischen Gütemaße hatte, erfolgte die Bewertung der Simulationsergebnisse primär über den visuellen Vergleich von gemessenen und berechneten Werten. Besonders gute Anpassungen wurden für die nachlaufenden Wellen, die winterlichen Niedrigwasserabflüsse und die Trockenwetterauslaufkurven erreicht. Die simulierten nachlaufenden Hochwasserwellen entstanden infolge einer Überlagerung von schnellem und verzögerten Zwischenabflusses aus dem allgemeinen und verdichteten Hangschutt.

Eine zufriedenstellende Simulation der Hochwasserspitzen war im Zuge der Kalibrierung nicht möglich. Diesbezüglich wurden, basierend auf verschiedenen Hypothesen zur Hochwasserentstehung, Veränderungen im Modellkonzept vorgenommen. Durch eine Modellierung mit 15-minütiger Auflösung konnten schnelle unterirdische Fließprozesse besser simuliert werden und damit eine bessere Anpassung der Hochwasserspitzen und der Abflussschwankungen während der Schneeschmelze erreicht werden. Die 15-minütige Modellierung bedarf jedoch einer erneuten Kalibrierung. Die Vorstellung, dass die Hochwasser im Löhnersbach neben dem Sättigungsflächenabfluss durch schnelle Zwischenabflüsse generierte werden, stimmt mit den experimentellen Untersuchungsergebnissen für das Teileinzugsgebiet Limbergalm überein.

Der Auf- und Abbau der Schneedecke wurde in TAC^D sehr gut wiedergegeben. Die Simulation des Abflusses des mikroskaligen Teileinzugsgebietes Klingleralm war wenig zufriedenstellend. Dies ist einerseits auf die grobe räumliche Auflösung andererseits auf das Unterströmen des Pegels Klingleralm zurückzuführen. Aus denselben Gründen wurde ein Vergleich zwischen den gemessenen und den simulierten Abflüssen des Pegels Limbergalm nicht für sinnvoll erachtet. Die Validierung für das hydrologische Jahr 1996/1997 kann als erfolgreich angesehen werden. Die sommerlichen Abflüsse wurden infolge eines größeren Abflussereignisses konstant überschätzt, die Abflussdynamik wurde jedoch sehr gut simuliert.

7 Modellanalyse und Bewertung

7.1 Regionalisierung der meteorologischen Eingangsdaten

Wie bereits ROSER (2001) und OTT (2002) gezeigt haben, ist das IDW-Verfahren ein probates Mittel zur räumlichen Interpolation von Stationsmesswerten. Der Vorteil gegenüber anderen Regionalisierungsverfahren (arithmetisches Mittel, Thiessen-Polygon-Methode) liegt in der Berücksichtigung der Stationsnähe der jeweiligen Zelle und dem kontinuierlichen Übergang zwischen den unterschiedlichen Messbereichen. Grundsätzlich hängt die Güte der Regionalisierung stark von der Stationsdichte, der Lage der Messstationen und der Qualität der Messdaten ab (ROSER 2001, 88).

Die Regionalisierung der sommerlichen Niederschläge wird für das Löhnersbach-Einzugsgebiet als gut bewertet, da die hohe Dichte und die gleichmäßige Verteilung der Stationen günstige Voraussetzungen darstellen. Im Winterhalbjahr mussten jedoch die klimatischen Daten der außerhalb des Untersuchungsgebiets liegenden Klimastationen zur Modellierung verwendet werden (siehe Unterkapitel 5.1), womit die Gebietsniederschläge dieser Jahreszeit mit großer Unsicherheit behaftet sind. Traten an den Klimastationen kleinräumige, konvektive Niederschläge auf, wurden in TAC^D unrealistische Gebietsniederschläge berechnet. Im Gegensatz dazu wurden ausschließlich im Untersuchungsgebiet fallende Niederschläge an den Klimastationen nicht registriert und damit bei der Modellierung nicht berücksichtigt.



Abb. 7.1: Verteilung der Jahresniederschläge für das a) Validierungsjahr und b) Kalibrierungsjahr und Lage der Niederschlagsstationen (rote Punkte)

Abbildung 7.1 zeigt den starken Einfluss der beiden Klimastationen Schmittenhöhe und Saalbach auf die jährliche Niederschlagsverteilung. Die Jahresniederschläge sind im Bereich der Talstation Saalbach am niedrigsten, im Bereich der Gipfelstation Schmittenhöhe am höchsten. Die Höhenabhängigkeit des Niederschlags ist im Löhnersbach-Einzugsgebiet nur schwach ausgeprägte und somit in der Verteilung der Jahresniederschläge kaum erkennbar.

Die Regionalisierung der Lufttemperatur erfolgte für das Löhnersbach-Einzugsgebiet über den gemessenen stündlichen Temperaturgradienten zwischen den Klimastationen Schmittenhöhe und Saalbach. Da die Messreihe der Gebietsstation Schattberg lediglich für einige Sommermonate vorlag, wurde sie für die Modellberechnungen nicht einbezogen. Durch lokale Windsysteme hervorgerufene, kleinräumige Temperaturabweichungen und inverse Temperaturschichtungen konnten für das Löhnersbachgebiet aufgrund des Fehlens weiterer Messstationen nicht berücksichtigt werden (siehe Abschnitt 5.1.4).





Der Vergleich der gemessenen und in TAC^D regionalisierten Lufttemperaturen an der Messstation Schattberg zeigt, dass die simulierten Werte für den Sommer 2000 stets zu hoch sind (Abbildung 7.2). Der Mittelwert der Abweichung beträgt 3,6 °C, woraus zu schließen ist, dass der lediglich über die beiden Klimastationen bestimmte Temperaturgradient in dieser Zeitspanne nicht repräsentativ für das Löhnersbach-Einzugsgebiet war. Die jährliche Gebietsmitteltemperatur von

4,4 °C erscheint für das nasse und schneereiche Jahr 1999/2000 auch im Vergleich zum langjährigen Mittel der Klimastationen (Saalbach: 5 °C, Schmittenhöhe 1 °C) eher zu hoch.

Die räumliche Variabilität der Lufttemperatur wird in TAC^D zudem in Abhängigkeit der Beschattungsund Bewölkungsverhältnisse bestimmt (siehe Unterkapitel 2.2). Die beiden Abbildungen 7.3 und 7.4 zeigen plausible Ergebnisse für das Löhnersbach-Einzugsgebiet. Um die Mittagszeit ist die Lufttemperatur an den nordwest exponierten Hängen, speziell in den stark beschatteten Karen, deutlich niedriger als auf der Sonnenseite des Untersuchungsgebiets. Analog dazu sind in diesen Bereichen bis zum Juni Schneefelder zu finden, was sich im Einzelfall anhand von Fotos bestätigen ließ.

Die Unsicherheiten bei der Regionalisierung der Eingangsdaten sind zu einem hohen Anteil bedingt durch die unzureichende Datenlage (Disaggregierung der Tageswerte, keine Messstationen im Gebiet). Demgegenüber werden die Unsicherheiten der Regionalisierungsverfahren in TAC^D als gering bewertet.



Abb. 7.3: räumliche Verteilung der Lufttemperatur am 01.06.2000 um 11:00 Uhr

Abb. 7.4: Schneedeckenverteilung (Wasseräquivalent des Schnees) am 01.06.2000 um 11:00 Uhr

7.2 Berechnung und Regionalisierung der Evapotranspiration

Die potenzielle Evapotranspiration wurde im ETP-Modell flächendetailliert berechnet (siehe Abschnitt 5.1.6). Leider liegen für das Untersuchungsgebiet keinerlei Messungen der Verdunstung oder Globalstrahlung vor, die zum Vergleich herangezogen werden könnten. Als Anhaltspunkte sind in Tabelle 7.1 verschiedene Verdunstungsangaben vergleichbarer Gebiete und die aus der langjährigen Wasserbilanz berechnete Verdunstung zusammengestellt.

	Wasserbilanz P. Viehofen ¹	Innsbruck gemessen ²	HBV-Sim. Limbergalm ³	TAC ^D -Sim. Löhnersbach ⁴
Jahresmitteltemperatur [°C]		8,6		4,4
Pot. Verdunstung [mm a ⁻¹]		478	564	489
Akt. Verdunstung und Inter-	300 bis 500			430

Tab. 7.1: Simulierte Verdunstung des Löhnersbach-Einzugsgebietes im Vergleich zu Werten vergleichbarer Gebiete

¹ berechnet aus langjährigen Mittelwerten des Abflusses am Pegel Viehofen und der Niederschläge der Klimastationen (mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag aus 80jährigen Messreihen geschätzt: 1400 bis 1600 mm, MQ aus 30jähriger Messperiode: 5,25 m³/s)

² Mittelwert aus 57jähriger Messreihe (FLIRI 1975)

zeptionsverd. [mm a⁻¹]

³ HBV-Simulation für das EZG Limbergalm in der Zeitspanne 01.10.1999 bis 30.09.2000 (ZILLGENS 2003)

⁴ TAC^D-Simulation für EZG Löhnersbach in der Kalibrierungszeitspanne 01.10.1999 bis 30.09.2000



Die räumliche Verteilung der potenziellen Verdunstung im Löhnersbach-Einzugsgebiet ist plausibel (Abbildung 7.5). Die südwest exponierten Hänge weisen die höchsten, die nord exponierten Flächen die niedrigsten Werte auf. Den höheren Lufttemperaturen im Tal steht die längere Beschattung dieser Regionen gegenüber, so dass für die Verdunstung kein klarer Höhengradient besteht.

Abb. 7.5: räumliche Verteilung der jährlichen potenziellen Verdunstung für das Kalibrierungsjahr (01.10.1999 - 30.09.2000)

In TAC^D werden die Interzeptionsverdunstung je nach Vegetationstyp und die aktuelle Verdunstung entsprechend der jeweiligen Feuchtigkeits- und Strahlungsbedingungen räumlich differenziert berechnet (siehe Abschnitt 2.3.2). Der Vergleich von potenzieller, aktueller und Interzeptionsverdunstung (Abbildung A.5 im Anhang) zeigt, dass die aktuelle Evapotranspiration während der Sommermonate, die Interzeptionsverdunstung hingegen während Schneeschmelzperioden sehr hoch ist. Die berechneten Jahressummen der Interzeptionsverdunstung und der aktuellen Evapotranspiration betragen für das hydrologische Jahr 1999/2000 210 mm und 220 mm. Dies entspricht 44 % und 45 % der simulierten potenziellen Verdunstung.

Die aus der langjährigen Wasserbilanz berechnete aktuelle Verdunstung für das Einzugsgebiet des Pegels Viehhofen liegt zwischen 300 und 500 mm (Tabelle 7.1). Somit erscheint die Summe der in TAC^D berechneten aktuellen Evapotranspiration und Interzeptionsverdunstung von 430 mm, trotz der hohen Unsicherheit bezüglich der Regionalisierung der Lufttemperatur, plausibel.

7.3 Simulationsergebnisse

Bei der Anwendung von TAC^D im Löhnersbach-Einzugsgebiet konnten gute Simulationen des Gesamtabflusses erreicht werden. Die generelle Dynamik des Abflusses, die nachlaufenden Wellen und die Trockenwetterauslaufkurven wurden sehr gut abgebildet. Die Modelleffizienzen von 0,72 bzw. 0,61 für die Kalibrierungs- bzw. Validierungsphase (Modellierung auf Stundenbasis) liegen geringfügig höher als die beste Modelleffizienz der HBV-Modellierung (0,6) für den Pegel Limbergalm. Die Modelleffizienzen der HBV-Modellierung für den Pegel Rammern lagen ebenso bei 0,6 (ZILLGENS 2003). Die sehr guten TAC^D-Simulationen der Niedrigwasserabflüsse spiegeln sich in den sehr hohen logarithmierten Modelleffizienzen von 0,91 bzw. 0,94 wieder. Im Vergleich zu den TAC^D-Anwendungen im Brugga- und Dreisam-Einzugsgebiet (Modelleffizienzen zwischen 0,63 und 0,94) sind die Ergebnisse der Modellierung im Löhnersbach-Einzugsgebiet schlechter. Dies ist erstens durch die schlechtere Qualität der Modelleingangsdaten im Löhnersbachgebiet begründet. Zweitens wurden bei der TAC^D-Entwicklung und – Anwendung im Brugga-Einzugsgebiet zahlreiche experimentelle Untersuchungsergebnisse dieses Gebietes berücksichtigt, wodurch die Raumgliederung aufgrund von detaillierten Prozesskenntnissen erstellt werden konnte und eine realitätsnähere Abschätzung der Parameter möglich war.

Die Abweichungen zwischen den gemessenen und simulierten Löhnersbach-Abflüssen waren während der Schneeschmelze und für Hochwasserereignisse am größten (Kalibrierungsperiode), bei der Modellierung in 15-Minuten-Zeitschritten jedoch deutlich geringer als bei der Modellanwendung auf Stundenwertbasis. Die guten Simulationsergebnisse der Modellierung mit 15-minütiger Auflösung könnten durch eine Kalibrierung noch verbessert werden.

Für das Löhnersbach-Einzugsgebiet war lediglich eine Modellierung des Wasserhaushaltes und nicht des Stofftransports möglich. Die tracerhydrologischen und hydrochemischen Untersuchungsergebnisse konnten zur Validierung der Abflussbildungsroutine nicht genutzt werde, da das Einzugsgebiet des Pegels Limbergalm bei der bestehenden räumliche Auflösung nur sehr grob dargestellt werden konnte. Die Simulationsergebnisse systeminterner Prozesse sowie die Modellierung unterschiedlicher Abflussverhältnisse werden in Unterkapitel 6.5 ausführlich diskutiert.

7.4 Modellkonzept

Im Folgenden werden die einzelnen Modellmodule grob bewertet. Die für den Löhnersbach neu erstellte Raumgliederung und Abflussbildungsroutine sowie die Schwächen der Konzeptionalisierung der lateralen Fließprozesse werden jedoch ausführlicher diskutiert. Bezüglich der Bewertung jener Modellbestandteile, deren Ergebnisse nicht stark von den gebietsspezifischen Eigenschaften und der jeweiligen Datenlage abhängen (Erstellung des Entwässerungsnetzes, Wellenablauf), sei auf ROSER (2001) verwiesen.

7.4.1 Schnee-, Interzeptions- und Bodenmodul

In der Konzeptionalisierung des Schnee- und Bodenmoduls konnte keine systematische Schwäche entdeckt werden. Das relativ einfache Zeitschritt-Grad-Verfahren des Schneemoduls erwies sich für das Löhnersbach-Einzugsgebiet als geeignetes Werkzeug zur Simulation der komplexen Prozesse der Schneeakkumulation und –ablation. Es konnte gezeigt werden, dass sich der Tagesgang der Lufttemperatur unmittelbar in der Dynamik der Schneeschmelze widerspiegelt. Die möglichst realistische Regionalisierung dieser wichtigen Eingangsgröße ist somit eine wesentliche Vorraussetzung für die korrekte Simulation der Schneeschmelzprozesse. Die Konzeption des Interzeptionsmoduls und dessen Stellung zwischen dem Schnee- und Bodenmodul ist für Schneeperioden in Frage zu stellen. Für waldfreie Flächen ist die Interzeptionsverdunstung des Schmelzwassers vermutlich wesentlich kleiner als bei vergleichbaren Niederschlägen, da sich einerseits die Interzeptionsspeicherkapazität infolge der Schneebedeckung verändert und andererseits das im Schnee versickernde Schmelzwasser aufgrund der darüber liegenden Schneedecke einer wesentlich geringeren Saugspannung der Luft ausgesetzt ist. Folglich sollte die TAC^D-Konzeption der Verdunstung während Schneeperioden überprüft werden, wozu andere konzeptionelle Einzugsgebietsmodelle oder quantitative Angaben zur Schneeverdunstung als Vergleich herangezogen werden könnten.

Die räumliche Verteilung der mittleren Bodenfeuchte eines Jahres erscheint plausibel. Auf die Stärken und Schwächen des Bodenmoduls weisen bereits UHLENBROOK (1999, 162) und SIEBER (2003, 121) hin. Eine Veränderung der Infiltrations- und Speichereigenschaften infolge von Bodenfrost ist in dem alpinen Löhnersbachgebiet sicherlich gegeben, spielt jedoch für den Gesamtabfluss eine eher untergeordnete Rolle. Eine entsprechende Konzeptionalisierung des Bodenmoduls würde aufgrund der dämpfenden Wirkung der Abflussbildungsroutine (siehe Abschnitt 7.4.3) vermutlich keine Verbesserung der Simulationsergebnisse erbringen. Aufgrund der beschränkten Datenlage wäre eine Anwendung komplexerer, physikalisch basierterer Ansätze nicht möglich gewesen.

7.4.2 Hydrologische Raumgliederung

Die Raumgliederung des Löhnersbach-Einzugsgebietes hat sich für die Simulation der wesentlichen abflussbildenden Prozesse als geeignet erwiesen. Eine Differenzierung des Grundwasserspeichers in dichten und tiefgründig aufgelockerten Fels wäre bei der derzeitigen Parametrisierung jedoch nicht nötig gewesen. Zur Abbildung des konstant hohen Grundwasserabflusses des Löhnersbaches mussten beiden Speichertypen sehr niedrige Speicherkonstanten und hohe Speicherkapazitäten zugewiesen werden, so dass sie sich in ihrem Abflussverhalten nur geringfügig unterschieden.

Abbildung 7.6 verdeutlicht, dass die Raumgliederung in Zonen gleicher dominanter Abflussbildungsprozesse kein starres Muster darstellt. Je nach Feuchtigkeitsbedingungen und aufgrund der dreidimensionalen Nachbarschaftsbeziehungen der verschiedenen Speicher der Raumgliederungszonen sind die hydrologischen Reaktionen der einzelnen Zellen zeitlich und räumlich stark variabel. In dem Konzept der Abflussbildungsroutine wurden zudem die Möglichkeit der Aufsättigung des Untergrundes und damit die Zunahme der Sättigungsflächen realisiert (siehe Abschnitt 2.3.4). Dies ist in Abbildung 7.7 am Beispiel des extremen Niederschlagsereignisses im Juni 2000 dargestellt.



Abb. 7.6: räumliche Verteilung des simulierten Abflusses vor, während und nach einem Niederschlagsereignis am 21.06.2000 (Gebietsniederschlag um 17:00 Uhr: 19,5 mm)

Abschließend ist zu bemerken, dass die guten Simulationsergebnisse lediglich als Indiz für die Richtigkeit der zu Grunde gelegten Raumgliederung gesehen werden können, da die hohe Anzahl der Freiheitsgrade der Abflussbildungsroutine vermutlich selbst bei einer unrealistischen Raumgliederung relativ gute Anpassungen der simulierten an die gemessenen Abflüsse ermöglicht. Aus diesem Grund werden für das Brugga-Einzugsgebiet demnächst Modellläufe mit einer Raumgliederungskarte, auf der die Rasterzellen gemäß einer Gleichverteilung zufällig im Raum verteilt sind, durchgeführt (SIEBER 2003, 128).


Abb. 7.7: Überlauf des oberen Speichers (schwarz markierte Zellen; Konzept siehe Abschnitt 2.3.4) während des Niederschlagsereignisses am 21.06.2000 (Gebietsniederschlag um 17:00 Uhr: 19,5 mm)

7.4.3 Abflussbildungsroutine und laterale Fließprozesse

Das Konzept der vertikal und horizontal in Reihe geschalteten Einzellinearspeicher erwies sich bei der Modellierung der Abflussbildungsprozesse des Löhnersbach-Einzugsgebiets grundsätzlich als geeignet. Die Abbildung der häufig nicht-linearen hydrologischen Prozesse lässt sich in größeren Einzugsgebieten durch die Überlagerung der Abflüsse unterschiedlich schnell reagierender Speichersysteme realisieren (UHLENBROOK 1999, 163). Bei der Entstehung der Hochwasser im Löhnersbach-Einzugsgebiet könnten dennoch nicht-lineare Prozesse wie beispielsweise der *"Piston flow-Effekt"* (vorfluternahe Mobilisierung von Vorereigniswasser durch hydrostatische Druckübertragung) oder der *"transmissivity feedback-Effekt"* (starke Abflusszunahme bei ansteigendem Grundwasserspiegel infolge höherer Durchlässigkeiten der oberen Schichten) eine wichtige Rolle spielen. Zur genaueren Bestimmung der gebietsspezifischen Abflussbildungsmechanismen sind weitere experimentelle Untersuchungen im Löhnersbach-Einzugsgebiet notwendig. Im Sinne einer weitestgehenden Minimierung der Freiheitsgrade ist die Integration komplizierterer Ansätze in die Abflussbildungsroutine nicht ratsam.

Bei der TAC^D-Anwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet zeigte sich, dass die erfolgreiche Simulation schneller Zwischenabflüsse stark von der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Modellierung abhängig ist. Schnelle Fließprozesse im Untergrund konnten bei einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde nicht dargestellt werden. Dadurch war eine Modellierung der starken Abflussschwankungen während der Schneeschmelze und der hohen, steilen Hochwasserspitzen nicht möglich (siehe Abschnitt 6.5.4 und Unterkapitel 6.6). Diese Tatsache ist in kleinen Einzugsgebieten augenscheinlicher als in großen, da bei letzteren die schnellen Abflusskomponenten gedämpft am Pegel ankommen. Je größer das Gebiet, desto

stärker tritt die modellhafte Erfassung der einzelnen Abflussbildungsprozesse zugunsten der korrekten Abbildung des Wellenablaufs zurück (UHLENBROOK ET AL. 1998, 297).

Durch die Speicherkonstanten sind lediglich die Abflussmengen der Speicher, jedoch nicht die Abflussgeschwindigkeiten entlang der Speicherkaskade regulierbar. Pro Zeitschritt wird die Abflussmenge eines Speichers jeweils in den nächsten Speicher weitergeleitet. Die laterale Fließgeschwindigkeit außerhalb der Gewässer ist folglich von der Anzahl der Speicher in der Speicherkaskade (räumliche Auflösung) und der Zeitschrittlänge der Modellierung (zeitliche Auflösung) abhängig. Mit einer höheren räumlichen Auflösung muss zwangläufig eine höhere zeitliche Auflösung einhergehen.

Als Alternative zur Modifikation der räumlichen und zeitlichen Auflösung könnte in die Abflussbildungsroutine eine Anweisungsschleife, ähnlich der des kinematischen Wellenablaufs eingebaut werden, so dass innerhalb eines Modellzeitschrittes eine der Anzahl der Schleifendurchläufe entsprechende Zahl von Speichern durchflossen würde. Bei einer Erhöhung der zeitlichen Auflösung von beispielsweise einer Stunde auf 15 Minuten wären vier Schleifendurchläufe notwendig. Die Anzahl der Schleifendurchläufe könnte als weiterer Modellparameter hinzugenommen werden, über den sich die Fließgeschwindigkeit der unterirdischen lateralen Flüsse steuern ließe. Dies würde eine aufwendige Disaggregierung der Modelleingangsdaten und eine Anpassung des Verdunstungsmodells erübrigen.

7.5 Parametersensitivität und Unsicherheit der Modellergebnisse

Eine umfangreiche systematische Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse, wie sie z. B. SIEBER (2003) mit der *Regional Sensitivity Analysis*, der *Regressionsanalyse* und der *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* für das Brugga-Einzugsgebiet durchführte, war nicht Ziel der vorliegenden Arbeit. Aufgrund der beschränkten Datenlage (hohe Unsicherheit der Modelleingangsdaten, wenige zusätzliche Daten zur Modellvalidierung) ist eine Bewertung der Güte der Modellstruktur nicht möglich, zumal für das Löhnersbachgebiet bisher keine anderen Modelle angewendet wurden, die zum Vergleich herangezogen werden könnten. Das HBV-Modell, das zum Teil aus den gleichen Modulen wie TAC^D besteht, wurde auf Tageswertbasis für zahlreiche Einzugsgebiete in Österreich und nicht explizit für das Löhnersbach-Einzugsgebiet angewandt.

Verändern sich die Simulationsergebnisse durch die Änderung eines Parameters innerhalb einer definierten Spannweite deutlich, wird dieser Parameter als sensitiv bezeichnet (UHLENBROOK 1999, 151). Während der Kalibrierung zeigte sich, dass die Sensitivität der Abflussbildungsparameter stark vom Flächenanteil der jeweiligen Speichertypen abhing, den der entsprechende Parameter repräsentierte. Somit waren die Speicherkonstanten des allgemeinen und dichten Hangschutts (*US_AH_k* bzw. *US_DH_k*, 57 % bzw. 38 % Flächeanteil, siehe Abbildungen 5.12 und 5.13) sowie jene der unteren Speicher (*LS_DF_k* bzw. *LS_AF_k*, 68 % bzw. 30,5 % Flächenanteil) bei der TAC^D-Anwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet extrem sensitiv. Ebenso erwies sich der Schnee-Parameter *CFMAX* (Zeitschritt-Grad-Faktor) als sehr sensitiv. Da zwischen den einzelnen Parametern mehr oder weniger starke Interaktionen bestehen und sich Fehler in den einzelnen Modulen kompensieren können, lassen sich für konzeptionelle Modelle meist mehrere Parametersätze mit guten Simulationsergebnissen finden (UHLENBROOK ET AL. 1999, 780). SIEBER (2003) zeigte, dass aufgrund der Parameterinteraktionen und der durch die Vielzahl der variablen Modellparameter bedingten großen Anzahl der Freiheitsgrade die Parameterunsicherheit bei der TAC^D-Modellierung eine wichtige Fehlerquelle darstellt. Aus diesem Grund sollten die Simulationsergebnisse für das Löhnersbach-Einzugsgebiet durch weitere Modellläufe abgesichert und gegebenenfalls verbessert werden.

7.6 Fazit

Der Modellansatz von TAC^D mit der zu Grunde gelegten Raumgliederung hat sich für die prozessorientierte Modellierung im Löhnersbach-Einzugsgebiet als geeignet erwiesen. Trotz der geringen Zahl an Messstationen konnte eine weitgehend plausible Regionalisierung der meteorologischen Eingangsdaten erreicht werden. Die größeren Abweichungen der simulierten von den gemessenen Abflüssen während der Schneeschmelze oder Hochwasser sind nicht durch die Unsicherheit der Eingangsdaten, sondern durch die unrealistische Konzeption der lateralen Flüsse bedingt. Für eine befriedigende Simulation schneller unterirdischer Abflüssprozesse ist bei einer räumlichen Auflösung von 50 * 50 m² eine Modellierung mit hoher zeitlicher Auflösung (15-Minuten-Zeitschritte oder höher) notwendig.

Zur Ermittlung der Herkunftsräume der schnellen Abflusskomponenten und zur Bestimmung von Aquifermächtigkeiten sollten weitere experimentelle Untersuchungen im Einzugsgebiet des Löhnersbachs durchgeführt werden. Je detaillierter die Kenntnisse der abflussbildenden Prozesse und je umfangreicher die jeweiligen Gebietsinformationen, desto besser kann das hohe Potential der prozessorientierten Modellierung in TAC^D genutzt werden.

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

Mit dem prozessorientierten Einzugsgebietsmodell TAC^D konnten für das alpine Löhnersbach-Einzugsgebiet auf Stundenwertbasis zufriedenstellende Simulationen des Wasserhaushalts erzielt werden. Besonders gut wurden der Auf- und Abbau der Schneedecke, die nachlaufenden Hochwasserwellen und der Niedrigwasserabfluss simuliert. Größere Abweichungen zwischen den gemessenen und simulierten Abflüssen traten während der Schneeschmelze und während Hochwasserereignissen auf. Der Grund hierfür war die dämpfende Wirkung der Abflussbildungsroutine. Die mangelhafte Qualität der winterlichen Modelleingangsdaten wirkte sich nicht wesentlich auf die Güte der Simulationsergebnisse aus. Eine Festlegung der Modellparameter aufgrund der Erfahrungen bisheriger Modellanwendungen und der Prozesskenntnisse im Löhnersbach-Einzugsgebiet (Regionalisierung der Modellparameter) war in diesem Naturraum nicht erfolgreich.

Für das relativ kleine Einzugsgebiet des Löhnersbachs zeigten sich Schwächen im Konzept der Abflussbildungsroutine. Über die Parameter der horizontal in Reihe geschalteten Einzellinearspeicher lässt sich bei der gegebenen zeitlichen und räumlichen Auflösung lediglich das Abflussvolumen, jedoch nicht die laterale Fließgeschwindigkeit steuern. Infolge dessen konnten im Löhnersbach-Einzugsgebiet bei einer stündlichen Auflösung schnelle unterirdische Fließprozesse nicht nachgebildet werden. Die in TAC^D berechneten unterirdischen lateralen Fliessgeschwindigkeiten sind von der räumlichen und zeitlichen Auflösung der Modellierung abhängig. Im Verlauf der Modellanwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet wurde die zeitliche Auflösung folglich um das vierfache erhöht, wodurch gemäß dem visuellen Vergleich von gemessenen und simulierten Abflüssen bessere Ergebnisse erzielt wurden. Um die lateralen Fließgeschwindigkeiten flexibel anpassen zu können, wird vorgeschlagen, in den Quellcode der Abflussbildungsroutine, eventuell nur für einzelne Abflusskomponenten, eine Anweisungsschleife einzubauen, deren Anzahl an Durchläufen über einen zusätzlichen Modellparameter gesteuert wird. Dadurch könnte eine gebiets- oder substratspezifische Anzahl von Speichern innerhalb eines Zeitschrittes durchflossen werden. Dies wäre ein wichtiger Schritt in Richtung einer stärker prozessorientierten Modellierung.

Durch die TAC^D-Anwendung im Löhnersbach-Einzugsgebiet konnten wichtige Erkenntnisse und Denkanstöße bezüglich der Abflussbildungsprozesse in diesem Naturraum geliefert werden. Die für das mikroskalige Einzugsgebiet des Pegels Limbergalm beobachtete Tatsache, dass die Hochwässer nicht primär auf den Sättigungsflächen gebildet werden, bestätigte sich für das gesamte Einzugsgebiet. Nur durch eine unrealistische Festlegung der Parameterwerte der Sättigungsflächen-Speicher oder durch eine flächenmäßig überhöhte Ausweisung der Feuchtbereiche wäre eine zufriedenstellende Simulation der Hochwasserspitzen möglich gewesen. Über Gebietsbegehungen sollte überprüft werden, ob die Lage und Ausdehnung der Sättigungsflächen zeitlich stark variabel ist, und inwieweit die Felsflächen und das Wegenetz an die Gerinne angeschlossen sind. Zudem sollten weitere experimentelle Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Löhnersbach-Einzugsgebiet durchgeführt werden.

93

Eine Einbindung empirischer Regressionsgleichungen zur Abschätzung der Bodenerosion in das prozessorientierte Einzugsgebietsmodell TAC^{D} wurde nicht vorgenommen, da hiermit lediglich langjährige Mittelwerte des Bodenabtrags für bestimmte Regionen berechnet werden können. Die Erweiterung von TAC^{D} um ein prozessorientiertes Erosionsmodul scheint grundsätzlich möglich zu sein. Um die Modellaufzeit zu minimieren und eine Anwendung in verschiedenen Naturräumen zu ermöglichen, sollten zur Beschreibung der Prozesse Ablösung, Transport und Ablagerung der Bodenpartikel jedoch relativ einfache, allgemein gültige Berechnungsverfahren verwendet werden. Bezüglich der Anwendung des um das LISEM-Erosionsmodul erweiterten TAC^{D} -Modells im Dreisam-Einzugsgebiet wäre zu überprüfen, inwieweit die empirischen Gleichungen für die Böden und die Landnutzung in diesem Gebiet gültig sind, und wie stark die Sensitivität der Bodenparameter ist. Erst danach sollte eine umfassende Bewertung der Berechnungsergebnisse vorgenommen werden. Ideale Vorraussetzungen für die Überprüfung der Eignung des LISEM-Erosionsmoduls in TAC^D wären ein vorwiegend landwirtschaftlich genutztes Gebiet, für das umfangreiche Messdaten zu den dortigen Bodeneigenschaften und dem Feststoffaustrag vorliegen.

Die TAC^D-Modellierung im Löhnersbach-Einzugsgebiet sollte unter folgenden Gesichtspunkten fortgesetzt werden: Erstens sollte die neue Konzeption der lateralen Flüsse (Einbau der Anweisungsschleife) getestet werden, wobei eine erneute Modellkalibrierung notwendig wäre. Das Löhnersbach-Einzugsgebiet eignet sich aufgrund der kleinen Einzugsgebietsfläche und der daraus folgenden kurzen Modellaufzeit (ca. 30 Minuten pro Jahr) gut für eine Weiterentwicklung und umfassende Analyse von TAC^D. Zweitens wäre zu überprüfen, ob die Berücksichtigung des ca. 20 km langen Wegenetzes eine bessere Simulation der Hochwasserspitzen des Löhnersbachs zur Folge hätte. Hierzu könnte ein bestimmter Flächenanteil jener Rasterzellen, die Wege enthalten, als versiegelte Fläche mit Horton'schem Oberflächenabfluss behandelt werden. Bei einer angenommenen Wegbreite von 4 m würde der Flächenanteil der Wege im Löhnersbach-Einzugsgebiet ca. 0,5 % betragen. Um die Sensitivität der hydrologischen Raumgliederung zu untersuchen, sollte drittens die nach objektiven Verfahren erstellte hydrologische Raumgliederung im Zuge einer TAC^D-Modellierung eingesetzt werden. Als vierter Punkt wäre eine Modellierung mit einer Rastergröße von 10 * 10 m² interessant, da hierdurch die Simulation der Prozesse des detailliert untersuchten Teileinzugsgebiets Limbergalm anhand von experimentellen Untersuchungsergebnissen (z. B. Tracerkonzentrationen) überprüft werden könnte. Schließlich würde eine Einbindung weiterer Daten die Sicherheit der Modellergebnisse im Löhnersbach-Einzugsgebiet erhöhen. Dies wären zeitlich höher aufgelöste Klimadaten, die für die Klimastationen gegen Bezahlung erhältlich sind, Stichtags-Abflussmessungen an einigen Seitengräben des Löhnersbachs, die für die bisherige Modellierungen nicht zur Verfügung standen, und empirisch erhobene Messwerte wie Gerinnebreiten, Aquifermächtigkeiten und Bodenmächtigkeiten, die zur realitätsnahen Festlegung der Parameterwerte hilfreich wären.

Literaturverzeichnis

- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. & WEBER, G. (1982): Der Wasserhaushalt der Alpen Verdunstungskarte der Ostalpen Maßstab 1:500 000. Oldenbourg-Verlag, München.
- BEASLEY, D.B., HUGGINS, L.F. & MONKE, E. J. (1980): ANSWERS A Model for Watershed Planning. Transactions of the ASAE, Vol. 23, No. 4, 938-944.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG): Regionalisierung hydrologischer Parameter. VCH-Verlag, Weinheim.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Reports RHO No. 7, Norrköping, Schweden.
- BERGSTRÖM, S. (1992): The HBV model -its structure and applications. SMHI, Reports RH No. 4, Norrköping, Schweden.
- BEV BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN, Österreich (2000): Austrian MAP 3D. Version 2.0.
- BORK, H. R. & SCHRÖDER, A. (1996): Quantifizierung des Bodenabtrags anhand von Modellen. In: BLUME, H. P. (1996): Handbuch der Bodenkunde. Loseblatt-Ausgabe, Landsberg.
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11, Institut f
 ür Hydrologie der Universit
 ät Freiburg i. Br.
- BUNZA, G., (1996): Abfluss- und Abtragsprozesse in Wildbacheinzugsgebieten Grundlagen zum integralen Wildbachschutz. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, München, Band 27.
- BURGSTALLER, B. & R. SCHIFFER (1993): Kartierung der aktuellen Vegetation im Löhnersbachgraben. Unveröffentlichter Bericht / Thematische Karte, ARGE Pflanzensoziologie – Ökologie, Salzburg.
- CHOW, V.T., D.R. MAIDMENT & L.W.MAYS (1988): Applied hydrology. McGraw-Hill, New York.
- DE ROO, A. P. J. (1993): Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using GIS. Nederlandse Geografische Studies 157, Utrecht.
- DE ROO A.P.J., C.G. WEESLING, V.G. JETTEN & C.J. RITSEMA (1996): LISEM a physically-based hydrological and soil erosion model incorporated in a GIS. IAHS Nr. 235, 395-403. Im Internet: http://wwwsgi.ursus.maine.edu/gisweb/spatdb/egis/eg94023.html, [Stand: 18.06.2001].
- DE ROO A.P.J. & JETTEN, V.G. (1999): Calibration and validation the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. In: *CATENA* 37, 477-493.
- DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMEN 19 663: Wildbachverbauung. Beuth-Verlag.
- DUCHAUFOUR, P. (1970): Précis de pédologie. 3. Aufl., Masson-Verlag, Paris.
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E.V. (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 238, Bonn.
- EISELE, M. (2003): Stoffhaushalt und Stoffdynamik in Flusseinzugsgebieten: Ein Beitrag zum Bewertungsverfahren "Hydrologische Güte". Freiburger Hydrologische Schriften, Band 18, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.

- FLACKE, W., AUERSWALD, K. & NEUFANG, L. (1990): Combining a modified Universal Soil Loss Equation with a Digital Terrain Model for computing high resolution maps of soil loss resulting from rain wash. In: *CATENA*, Vol. 17, 383-397.
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Reihe: Monographien zur Landeskunde Tirols, Folge 1. Wagner-Verlag, Innsbruck.
- FRIELINGHAUS, M. (1996): Erosionsformen. In: BLUME, H.P. (1996): Handbuch der Bodenkunde. Loseblatt-Ausgabe, Landsberg.
- GOVERS, G. (1990) Empirical relationships on the transport capacity of overland flow. *IAHS*, Nr. 189, 45-63.
- HDÖ HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (2002): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 1999, Band 107. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- HEGG, C. (1996): Zur Erfassung und Modellierung von gefährlichen Prozessen in steilen Wildbach-Einzugsgebieten. Geographica Bernensia G52, Geographisches Institut der Universität Bern.
- HENSEL, H. & BORK, H. P. (1987): EDV-gestützte Bilanzierung von Erosion und Akkumulation in kleinen Einzugsgebieten unter Verwendung der modifizierten Universal Soil Loss Equation. Landschaftsökologisches Messen und Auswerten 2.2/3, Braunschweig.
- HILLEL, D. (1998): Environmental soil physics. Academic Press, San Diego.
- KIRNBAUER, R., H. PIRKL, P. HAAS, & R. STEIDL (1996): Abflussmechanismen Beobachtung und Modellierung. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 48 (1/2), S. 15 26.
- KIRNBAUER, R., BLÖSCHL, G., HAAS, P., MÜLLER, G. & MERZ, B. (2001): Space-time patterns of runoff generation in the Löhnersbach catchment. In: Runoff generation and implications for river basin modelling. Freiburger Schriften zur Hydrologie 13, 37-45.
- KIRNBAUER, R. (2001): Mündliche Mitteilungen während einer Exkursion im Löhnersbach-Einzugsgebiet im Sommer 2001.
- KIRNBAUER, R. (2003): Schriftliche Korrespondenz vom 19.02.2003.
- KNISEL, W. G. (1980): CREAMS: a field scale model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems. Rep.No. 26, U.S. Department of Agriculture.
- LARCHER, W. (2001): Ökophysiologie der Pflanzen Leben, Leistung und Streßbewältigung der Pflanzen in ihrer Umwelt. 6. Aufl., Ulmer-Verlag, Stuttgart.
- LESER, H. (1997): Allgemeine Geographie. Diercke-Wörterbuch, Deutscher-Taschenbuch-Verlag.
- LFU LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (1996): Pegelhauptwerte für Baden-Württemberg. Mitteilung der Abteilung Wasser, LfU, Karlsruhe.
- LIENER, S. (2000): Zur Feststofflieferung in Wildbächen. Geographica Bernensia G 46, Geographisches Institut der Universität Bern.
- LISEM (2003a): Limburg Soil Erosion Model Basic Introduction. Faculty of Geographic Science. Utrecht University. Im Internet: http://www.geog.uu.nl/lisem/ [Stand: 11.07.2003]
- LISEM (2003b): Limburg Soil Erosion Model Basic Basic theory. Faculty of Geographic Science. Utrecht University. Im Internet: http://www.geog.uu.nl/lisem/ [Stand: 11.07.2003]

- MARKART, G. & KOHL, B. (1993a): Die Böden im Einzugsgebiet des Löhnersbaches bei Saalbach. Unveröffentlichter Projektbericht an das BMLF, Wien.
- MARKART, G. & KOHL, B. (1993b): Physikalische Charakteristika der Böden im Mustereinzugsgebiet Löhnersbach / Saalbach. Unveröffentlichter Projektbericht an das BMLF, Wien.
- MARKART, G. & KOHL, B. (1995): Starkregensimulation und bodenphysikalische Kennwerte als Grundlage der Abschätzung von Abfluss- und Infiltrationseigenschaften alpiner Boden-/ Vegetationseinheiten. Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien, Berichte.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geogr. Schriften, Heft 67, ETH Zürich, Schweiz.
- MERZ, R. (2002): Understanding and estimating flood probabilities at the regional scale. Wiener Mitteilungen Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 181.
- MORGAN, R. P. C., QUINTON, J. N. & RICKSON, R. J. (1992): EUROSEM Documentation manual. Version 1. Silsoe College Cranfield, Silsoe, Bedford UK.
- MORGAN, R. P. C. (1999): Bodenerosion und Bodenerhaltung. Georg Thieme Verlag, Stuttgart.
- MÖBUS, G. (1997): Geologie der Alpen eine Einführung in die regional-geologischen Einheiten zwischen Genf und Wien. Von Loga Verlag, Köln.
- NASH J.E. UND J.V. SUTCLIFFE (1970): River flow forecasting through conceptual models; Part I A discussion of principles. *Journal of Hydrol.*, 10, S. 282-290.
- NEARING, M. A., FOSTER, G. R., LANE, L. J. & FINKNER, S. C. (1989): A process-based soil erosion model for USDA – Water Erosion Prediction Project Technology. *Transactions of the ASAE*, Vol. 32, No. 5, 1587-1593.
- O'CALLAGHAN, J. F. UND D. M. MARK (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision Graphics Image Processes*, 28, S. 328-344.
- OKE, T. R. (1987): Boundary Layer Climates. 2nd ed. Routledge, London & New York.
- OTT, B. (2002): Weiterentwicklung des Einzugsgebietsmodells TAC^D und Anwendung im Dreisam-Einzugsgebiet. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, unveröffentlicht.
- PCRASTER TEAM (2003a): PCRaster. Im Internet: http://www.geog.uu.nl/pcraster.html [Stand: 24.06.2003]
- PCRASTER TEAM (2003b): Download. Im Internet: http://pcraster.geog.uu.nl/pcrwin32/index.html [Stand: 24.06.2003]
- PESCHKE, G., ETZENBERG, C., MÜLLER, G., TÖPFER, J. & ZIMMERMANN, S. (1999): Das wissensbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. IHI-Schriften, Heft 10, Zittau.
- PIRKL, H. (1990): Geologisch lithologisch geomorphologische Kartierung, 1 : 10 000. ÖAW / GBA, Wien.
- RENARD, K. G., FOSTER, G. R. & WEESIES, G. A. (1987): Predicting soil erosion by water A guide to conservation planning with the revised Universal Soil Loss Equation. WSDA-ARS Aridland Watershed Management Center, Tucson Arizona.
- ROSER, S. (2001): Flächendetaillierte Weiterentwicklung des prozessorientierten Einzugsgebietsmodells TAC und Visualisierung der Modellergebnisse in einem dynamischen GIS. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, unveröffentlicht.

- RICHTER, G. (1998): Bodenerosion Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SCHACK-KIRCHNER, H. (2003): Mündliche Mitteilungen.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. 14. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart.
- SCHMIDT, J. (1996): Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen. Institut für Geographische Wissenschaften, Berlin.
- SCHMIDT, J. (2000): Soil erosion Application of physically based models. Springer-Verlag, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980): Die Grauwackenzone. In: Der geologische Aufbau Österreichs. Geologische Bundesanstalt, Springer Verlag, Wien, S. 265 – 289.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Zürcher geographische Schriften, Heft 69, Geographisches Institut ETH, Zürich.
- SCHWERTMANN, U., VOGL, W. & KAINZ, M. (1990): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. 2. Auflage, Stuttgart.
- SIEBER, A. (2003): Parameterstudien und Unsicherheitsanalysen mit dem Einzugsgebietsmodell TAC^D. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, unveröffentlicht.
- TAKKEN, I.., BEUSELINCK, L., NACHTERGAELE, J., GOVERS, G., POESEN, J. & DEGRAER, G. (1999): Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). In: CATENA 37, 431-447.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialem Hangschutt geprägten Gebieten. *Grundwasser* 7/4, 206-216.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S., LEIBUNDGUT, CH., ZILLGENS, B, KIRNBAUER, R. & MERZ, B. (2003): Entschlüsselung von Abflussbildungsprozessen mit Hilfe tracerhydrologischer Ansätze in einem alpinen Einzugsgebiet. In: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Heft 1/2, 9-17.
- TILCH, N. (2003): Mündliche Mitteilungen.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Freiburger Hydrologische Schriften, Band 10, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.
- UHLENBROOK, S., HOLOCHER, J., LEIBUNDGUT, CH. & SEIBERT, J. (1998): Using a conceptual rainfallrunoff model on different scales by comparing a headwater with lager basins. *IAHS Publ.* No. 248, 297 – 305.
- UHLENBROOK, S., SEIBERT, J., LEIBUNDGUT, CH. & RODHE, A. (1999): Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems identifying model parameters and structure. *Hydrol. Sci. J.* 44, 5, 779-797.
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, CH. (2002): Process-oriented catchment modelling and multipleresponse validation. *Hydrol. Processes* 16, 423-440.
- VON RINALDINI, B. (1923): Die Kitzbühler Alpen. Reihe: Ostalpine Formenstudien, Abteilung 2, 3. Borntraeger Berlin.

VAN DAM, O. (2000): Modelling incoming Potential Radiation on a land surface with PCRaster. POTRAD5.MOD manual. Utrecht Centre for Environment and Landscape dynamics. Utrecht University.

Im Internet: http://www.geog.uu.nl/fg/ovandam/potrad/potrad.htm, [Stand: 16.08.2001].

- VAN DAM, J.C. (2000): Field-scale water flow and solute transport: SWAP model concepts, parameter estimation and case studies. Wageningen Institute for Environment and Climate Research, Wageningen Universiteit, Dissertation.
- VAN DER PERK, M. (2000): Csredis1.mod Runoff and Sediment transport model based on LISEM 5.1. Im Internet: http://globis.geog.uu.nl/Users/Perk/Projects/Spartacus/models/Csredis1cod.html, [Stand: 24.06.2003].
- WEISCHET, W. (1995): Einführung in die allgemeine Klimatologie physikalische und meteorologische Grundlagen. 6. Aufl., Teubner Stuttgart.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. (1978): Predicting Rainfall Erosion losses A guide to conservation planning. Agriculture Handbook, No. 537.
- WILLIAMS J. R., JONES, C. A. & DYKE, P. T. (1984): A modeling approach to determine the relationship between erosion and soil productivity. *Transactions of the ASAE*, 129-144.
- WOOLHISER, D. A., SMITH R. E. & GOODRICH D. C. (1990): KINEROS a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. USDA-Agricultural Research Service, ARS-77, pp 130.
- ZAMG Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (2003). Im Internet http://www.zamg.ac.at > Fachbereiche > Wetter- und Klimainformation, [Stand: 24.06.2003]
- ZILLGENS, B., MERZ, B. & KIRNBAUER, R. (2002): Prozessnahe Methoden zur Quantifizierung der Abflussbildung. Bericht im DFG-Bündelprojekt "Abflussbildung und Einzugsgebietsmodellierung", unveröffentlicht.
- ZILLGENS, B. (2003): Mündliche Mitteilungen.

Anhang



Abb. A.1: Fließdiagramm zum Modellaufbau von TAC^D mit den einzelnen Modellmodulen und dazugehörigen Parametern (kursiv), Übergabegrößen (fett) und Ausgabegrößen (blau) (aus OTT 2002, angepasst für das Löhnersbach-Einzugsgebiet)

	R		K		L			S		
			-							1
Jahresnds		Boden-		1	>= 5%	< 5%	Neigung		Steinbedeck.	Faktor
[mm/a]	[N/h]	art	[t/ha]	[m]			[%]		[%]	
550	44	Т	0,09	5	0,5	0,6	3	0,2	0	1,00
600	48	sT	0,1	10	0,7	0,7	4	0,3	10	0,85
650	52	S	0,1	20	1,0	1,0	5	0,5	20	0,65
700	56	tS	0,11	30	1,1	1,1	6	0,6	30	0,50
750	60	lT	0,13	40	1,3	1,3	7	0,7	40	0,40
800	65	uT	0,18	50	1,5	1,4	8	0,8	50	0,30
850	69	sL	0,23	60	1,7	1,5	9	1,0	60	0,20
900	73	1S	0,26	70	1,8	1,6	10	1,2		
950	77	stL	0,28	80	1,9	1,7	11	1,3		
1000	81	suL	0,35	90	2,0	2,0	12	1,5		
1050	85	utL	0,37	100	2,1	2,1	13	1,7		
1100	90	ulS	0,39	120	2,3	2,2	14	2,0		
1150	94	uS	0,43	140	2,5	2,3	15	2,2		
1200	98	uL	0,49	160	2,7	2,4	16	2,4		
1250	102	tU	0,62	180	2,9	2,6	17	2,6		
1300	106	sU	0,65	200	3,0	2,7	18	2,9		
1350	110	U	0,72	240	3,3	2,8	19	3,2		
1400	114			270	3,5	3,0	20	3,5		
1450	119	1% OS	1,1	300	3,7	3,2	21	3,8		
		2% OS	1,0	350	4,0		22	4,1		
		3% OS	0,9	400	4,3		23	4,4		
		4% OS	0,8				24	4,7		
							26			
							28			
			1 1 1		1 1 1	1 1 1	30	-		1 1 1

Tab. A.1: grobe Abschätzung der Faktoren für die Allgemeine Bodenabtragsgleichung, Multiplikation der einzelnen Faktoren zur Abschätzung des mittleren langjährigen Bodenabtrags (aus Schwertmann et al. 1990)

		C	,		Р
Frucht	Getreide- anteil [%]	ungünstig	günstig	Bearbeitung	
Getreide	100	0,1	0,04	hangauf / hangab	1,0
Raps	33	0,1	0,05		
Zuckerrüben /	25	0,13	0,08	Kontur bei Neigung (%)	
Kartoffeln	33	0,14	0,10	3-8	0,5
	50	0,20	0,18	8-12	0,6
Mais, konventionell	25	0,15	0,11	12-16	0,7
	33	0,18	0,14	16-20	0,8
	50	0,28	0,26	20-25	0,9
Mais, Mulch	33	0,08	0,05		
Mais, WG-Eins	33	0,13	0,09		
Futterbau	25	0,05	0,03		

Tab. A.2: Übersicht zu den Messdaten im Löhnersbach-Einzugsgebiet, Informationen zu den außerhalb des Einzugsgebiets gelegenen Klimastationen sind kursiv gedruckt (aus KIRNBAUER ET AL. 1996)

¹ gemessen an der Mündung
 ² gemessen am Weg zur Klingleralm
 ³ für die TAC^D-Anwendung waren Messdaten erst ab 1996 verfügbar

Messgröße	Standort	Höhe [m ü. A.]	Einzugsge- bietsfläche [ha]	Messintervall [min]	Beobachtungs- beginn	Anmerkung
N, LT	Schattberg	2005		15		Apr bis Okt in Betrieb
	Herzogalm	1280		15	1992	Apr bis Okt in Betrieb
Z	Niesrachalm	1773		15		Juni bis Okt in Betrieb
	Klinlgeralm	1910		5	1995	Juni bis Okt in Betrieb
	Rammern	1100	1600	15		
W (Q)	Limbergalm	1200	0,3	5	1994	ذذذ
	Klingleralm	1910	0,45	5		
	Klammbach ¹	1190	2,5			
	Neuhausengraben ¹	1190	1,3			
Ø	Marxtengraben ¹	1250	1,5	täglich	1993	Juli bis Sep
	Schusterbauergraben ²	1390	1,4			
	Löhnersbach Oberlauf	1330	4,3			
N, LT, rel.	Saalbach	1010				
Luftfeuchte, SSD, Wind,	Schmittenhöhe	1973		minütlich bis täglich	522 ³	ganzjährig in Betrieb
Schneehöhe	Zell am See	750	-			



Abb. A.2: Abfluss-Simulation für das Kalibrierungsjahr (01.10.1999 – 30.09.2000) auf Stundenwertbasis



Abb. A.3: Abfluss-Simulation für das Kalibrierungsjahr (01.10.1999 – 30.09.2000) auf 15-Minuten-Basis



Abb. A.4: Abfluss-Simulation für das Validierungsjahr (01.10.1996 – 30.09.1997) auf Stundenwertbasis



Abb. A.5: Simulation der potenziellen und aktuellen Verdunstung sowie der Interzeptionsverdunstung im Kalibrierungsjahr (01.10.1999 – 30.09.2000)