

Modellbeschreibung WaSiM-ETH

(Wasserhaushalts-Simulations-Modell ETH)

- **Zusammenfassung der wichtigsten Gleichungen für WaSiM-ETH Version 1 (TOPMODEL-Ansatz) und WaSiM-ETH Version 2 (RICHARDS-Gleichung mit angekoppeltem Multi-Layer-2D-Grundwassermodell, Bewässerungssteuerung und Stofftransport),**
- **Beschreibung des Datenflusses,**
- **Sensitivitätsanalyse der wichtigsten Parameter**
- **Anwendung: Steuerung der Modellierung, Datenformate, Vorgehen bei der Modellkalibrierung**
- **Zusatzsoftware für Pre- und Postprocessing**

Stand: 21. Dezember 1998

Jörg Schulla
Regensdorferstrasse 162
CH 8049 Zürich
Tel.: +41-44-341 8430
e-mail: j.schulla@interact.ch

Karsten Jasper
Postweg 11
CH 8143 Stallikon
Tel.: +41-44-700 2614
e-mail: k.jasper@gmx.net

Inhaltsverzeichnis

1 Zusammenfassende Beschreibung der Teilmodelle des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH	7
1.1 Niederschlagskorrektur	8
1.2 Interpolation der Eingangsdaten	9
1.2.1 Höhenabhängige Regression	9
1.2.2 Abstandsgewichtende Interpolation	9
1.3 Topographiebedingte Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation	10
1.3.1 Berechnungen von Sonnenstand, Sonnenauf- und Untergangszeit, Strahlungskorrektur	10
1.3.2 Temperaturmodifikation	12
1.4 Verdunstungsmodell	13
1.4.1 Potentielle Verdunstung nach Penman-Monteith	13
1.4.2 Potentielle Verdunstung nach Wendling (1975)	17
1.4.3 Potentielle Verdunstung nach HAMON (in FEDERER and LASH, 1983)	17
1.5 Berechnung der realen Evapotranspiration	18
1.5.1 WaSiM-Version mit Topmodel-Ansatz	18
1.5.2 WaSiM-Version mit Richards-Gleichung	18
1.6 Schneemodell	19
1.6.1 Schneeakkumulation	19
1.6.2 Schneeschmelze	19
1.7 Interzeptionsmodell	21
1.8 Infiltrationsmodell	22
1.9 Bodenmodell in der WaSiM-ETH Version mit Topmodel-Ansatz	23
1.9.1 Grundlagen	23
1.9.2 Der Weg des Wassers im Bodenmodell.....	24
1.10 Abflussrouting	27
1.11 Güte der Modellierung	31
1.12 Bodenmodell in der WaSiM-ETH Version mit Richards-Gleichung	32
1.12.1 Grundlagen	32
1.12.2 Parametrisierung	33
1.12.3 Numerische Lösung (vertikale Flüsse, Interflow, Infiltration/Exfiltration in Flüsse).....	34
1.12.4 Entnahme verdunstenden Wassers	41
1.12.5 Berücksichtigung von Bewässerung	42
1.12.6 Berücksichtigung von Drainagen	43
1.12.7 Berücksichtigung von Stauhorizonten	44
1.12.8 Berücksichtigung von Überstau	44
1.12.9 Grundwasserstand	44
1.12.10 Grundwasserneubildung	45
1.12.11 Berechnung von Basisabfluss	47
1.12.12 Kopplung mit dem Grundwassermodell	47
1.13 Modellierung der Grundwasserströmung	48
1.14 Kopplung des Stofftransports an den Wasserfluss	53

2	Übersicht über nötige Eingangsdaten, Parameter und den Datenfluss	54
2.1	Eingangsdatenbedarf für bestimmte Modell-Konstellationen	54
2.2	Übersicht über die wichtigsten Modellparameter	56
2.3	Der modellinterne Datenfluss	59
2.3.1	<i>Räumlich verteilte Daten (Grids)</i>	59
2.3.2	<i>Zeitreihen</i>	61
2.3.3	<i>Datenfluss</i>	62
3	Anwendung von WaSiM-ETH	69
3.1	Horizontalgliederung des Einzugsgebietes	69
3.1.1	<i>Grundeinteilung in ein Raster</i>	69
3.1.2	<i>Abgrenzung des Einzugsgebietes</i>	70
3.1.3	<i>Bilanzierungsmöglichkeiten über Zonen</i>	70
3.2	Eingabedaten (Preprocessing)	73
3.2.1	<i>Geographische Daten</i>	73
3.2.2	<i>Meteorologische Daten</i>	75
3.2.3	<i>Hydrologische Daten</i>	76
3.2.4	<i>Anfangsbedingungen (Speicherfüllungen)</i>	76
3.3	Ausgabedaten	78
3.3.1	<i>Grids</i>	78
3.3.2	<i>Zonale Mittelwerte</i>	79
3.4	Zeitliche Abarbeitung	80
3.4.1	<i>Zeitintervall-Festlegung</i>	80
3.4.2	<i>Organisation der Raum/Zeit/Teilmodell-Schleifen</i>	81
3.4.3	<i>Modellieren langer Zeiträume</i>	81
3.5	Steuerung des Programmablaufes durch eine Steuerdatei	82
3.5.1	<i>Aufbau der Steuerdatei</i>	82
3.5.2	<i>Erläuterungen zur Codierung von Routingvorschriften in WaSiM-ETH</i>	93
3.6	Parametersensitivität	97
3.6.1	<i>Allgemeines</i>	97
3.6.2	<i>Parameter des Verdunstungsmodells</i>	98
3.6.3	<i>Parameter des Interzeptionsmodells</i>	99
3.6.4	<i>Parameter des Schneemodells</i>	100
3.6.5	<i>Parameter des Bodenmodells der Modellversion 1 (Topmodel-Ansatz)</i>	103
3.6.6	<i>Parameter des Bodenmodells der Modellversion 2 (Richards-Ansatz)</i>	110
3.6.7	<i>Räumliche Auflösung</i>	111
3.6.8	<i>Zusammenfassung zur Sensitivitätsanalyse</i>	112
3.7	Kalibrierung des Modells	112
3.7.1	<i>Allgemeines</i>	112
3.7.2	<i>Vorgehen bei der Parameterermittlung des Bodenmodells (Modellversion 1)</i>	113
3.7.3	<i>Vorgehen bei der Parameterermittlung des Bodenmodells der Modellversion 2</i>	120

4 Software für das Pre- und das Postprocessing	124
4.1 Bearbeitung von räumlichen Daten (Grids)	124
4.2 Bearbeitung von Stationsdaten (meteorologische Zeitreihen)	134
4.3 Visualisierungsprogramme	137
4.4 Weitere Programme	139
5 Eine Beispiel-Steuerdatei für WaSiM	143
6 Eine Beispiel-Steuerdatei für Tanalys	143
Literatur	141
Fehlermeldungen des Modells	149

Vorbemerkungen

Diese Dokumentation enthält die Beschreibung der neuesten Versionen des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH für die Versionen 1 (Bodenmodell mit TOPMODEL-Ansatz) und 2 (Bodenmodell mit RICHARDS-Gleichung). Es wird sowohl auf die theoretischen Grundlagen (kompletter Formelsatz) als auch auf Aspekte der praktischen Anwendung eingegangen. Beispiele für eine Anwendung sollten jedoch aus der Literatur (z.B. SCHULLA, 1997a) entnommen werden.

Dieser Dokumentation liegt eine Diskette mit beiden Modellversionen, allen beschriebenen Zusatzprogrammen, einer Beispielsteuerdatei sowie Beispieldatensätzen bei, anhand derer eine Einarbeitung in das Modell sowie in seine Zusatzprogramme möglich sein sollte.

Zürich, August und Dezember 1998

1 Zusammenfassende Beschreibung der Teilmodelle des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH

Die folgende zusammenfassende Beschreibung der einzelnen Komponenten des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH soll einen schnellen Überblick über die genutzten Algorithmen sowie über den Datenbedarf geben, der bei bestimmten Modellkonfigurationen entsteht. Für weitergehende Fragen zur Herleitung der einzelnen Gleichungen wird auf die ausführliche Modellbeschreibung in SCHULLA (1997 a) sowie, z.B. bei Fragen zu Zusatzprogrammen, auf das Anwenderhandbuch (SCHULLA, 1997 b) verwiesen. Eine Anwendung auf des Einzugsgebiet der Vils ist in Schulla (1997 c) beschrieben.

Neue Module in der aktuellen Modellversion

In Abbildung 1 ist das Modellschema des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH abgebildet. Gegenüber der Originalversion, wie sie in Schulla (1997 a) beschrieben ist, stehen in der mittlerweile vorliegenden zweiten Modellversion weitere Module zur Verfügung.

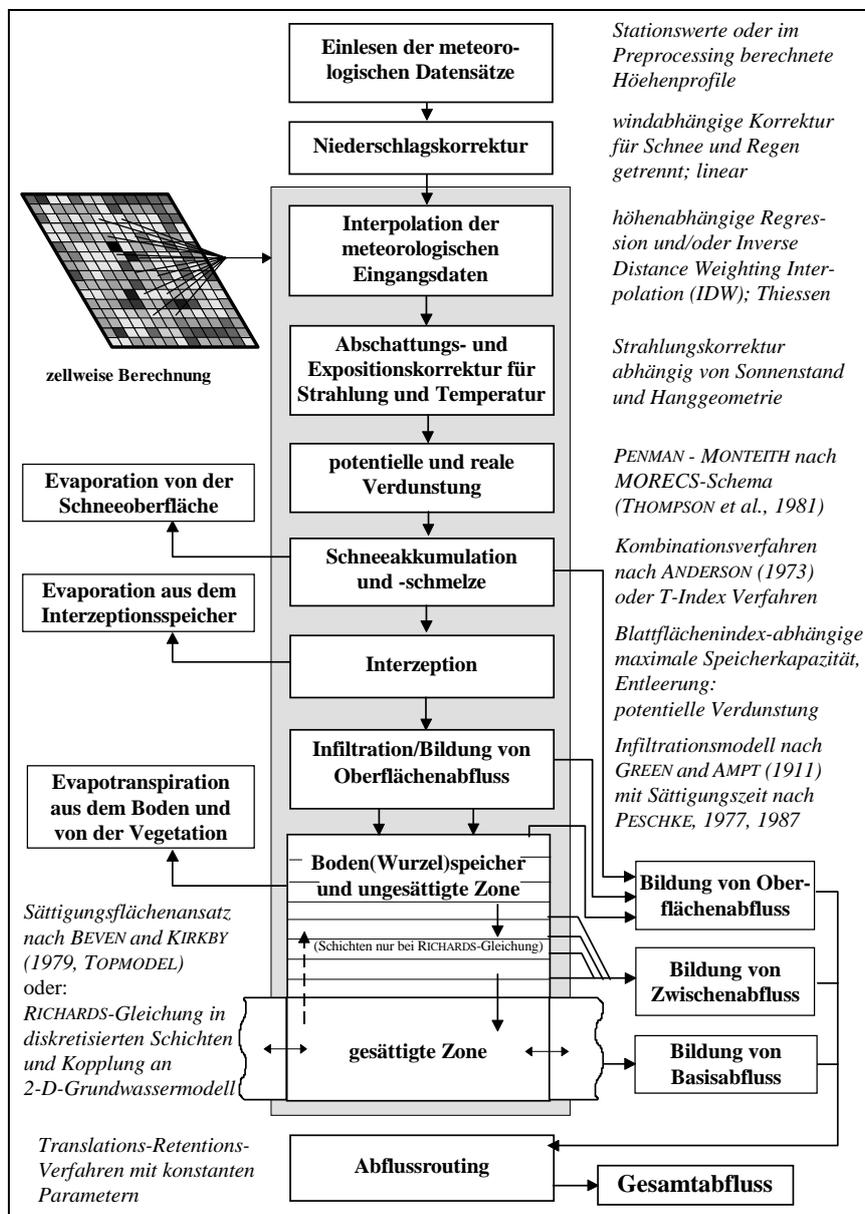


Abb. 1: Modellstruktur des WaSiM-ETH

Insbesondere soll hier das neue Bodenmodell erwähnt werden, welches auf der Grundlage der Richards-Gleichung den Fluss des Wassers in der ungesättigten Bodenzone beschreibt und so eine wesentlich besser den physikalischen Gegebenheiten angepasste Modellierung ermöglicht, als es mit dem konzeptionellen TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN and KIRKBY (1979) in der ersten Modellversion möglich war. Neben diesem neuen Modul für die ungesättigte Bodenzone wurde ein einfaches Grundwasserströmungs- und Transportmodell für geschichtete Grundwasserleiter implementiert, für welches das Modell der ungesättigten Bodenzone die Zuflüsse berechnet. Die neue Modellversion enthält weiterhin verschiedene Möglichkeiten der Bewässerungsmodellierung, sie berücksichtigt potentiellen Überstau durch Wälle an Feldrändern ebenso wie künstliche Drainage oder den Einfluss von in den Boden eingelagerten Stauschichten. Die Entnahme von Bewässerungswasser kann sowohl aus dem Grundwasser als auch aus dem Fließgewässernetz erfolgen, wobei in beiden Fällen eine Bilanzierung mit dem im gesamten Gebiet zur Verfügung stehenden Wasser erfolgt.

Eine wesentliche Erweiterung erfuhr das Modell ausserdem durch die Integration von Stofftransportalgorithmen in allen Teilmodellen. Berücksichtigt werden können Transport- und Mischungs- sowie Entmischungsvorgänge (Salzanreicherung) für ideale Tracer wie ^{18}O , Tritium oder Salze. Die Berücksichtigung von Ionenaustauschprozessen im Boden, von Retardation, Abbau durch Mikroorganismen (z.B. Denitrifizierung) usw. sowie von Mehrphasenströmungen (z.B. Öl-Wasser-Gemisch) ist mit diesem Modell noch nicht möglich.

1.1 Niederschlagskorrektur

Die Korrektur des Niederschlages erfolgt getrennt für Regen und Schnee mit verschiedenen Parametern. Es wird dabei jeweils die Windgeschwindigkeit herangezogen, um neben einem festen noch einen variablen Korrekturterm zu berechnen. Regen und Schnee werden anhand der Grenztemperatur unterschieden.

$$\begin{aligned} P_{korr} &= P \cdot (a_l + b_l \cdot u_w) & T &\geq T_{grenz} \\ P_{korr} &= P \cdot (a_s + b_s \cdot u_w) & T &< T_{grenz} \end{aligned} \quad (1)$$

mit	P	gemessener Niederschlag [mm]
	P_{korr}	korrigierter Niederschlag [mm]
	T_{grenz}	Übergangstemperatur Schnee/Regen [°C]
	u_w	Windgeschwindigkeit [m/s]
	a_l, b_l	Korrekturfaktoren für flüssigen Niederschlag [-]
	a_s, b_s	Korrekturfaktoren für festen Niederschlag [-]

Niederschlagskorrektur bei Inverse-Distance-Weighting Interpolation des Niederschlages:

Wird der Niederschlag mit der Methode der inversen Distanzgewichtung (Inverse Distance Interpolation IDW, siehe Abschnitt 1.2) interpoliert, so werden im Modell die Messwerte an den Stationen eingelesen und können anhand der auf diese Stationsstandorte interpolierten Werte der Temperatur und der Windgeschwindigkeit direkt nach Gleichung (1) korrigiert werden. Dabei werden Temperatur und Windgeschwindigkeit jeweils mit den Methoden auf die Stationsstandorte der Niederschlagsmesser interpoliert, welche in der Steuerdatei in den Abschnitten für diese Grössen vorgegeben sind.

Niederschlagskorrektur bei höhenabhängiger Interpolation des Niederschlages:

Wird der Niederschlag anhand seiner im Preprocessing berechneten Höhengradienten interpoliert, so sind im Modell die wirklichen Standorte, also die geographischen Koordinaten der Niederschlagsmesser *nicht* bekannt. Die Korrektur erfolgt dermassen, dass jeder der maximal 3 Höhenbereiche (unterhalb der unteren Inversionsgrenze, zwischen zwei Inversionsgrenzen und oberhalb der oberen Inversionsgrenze) in 10 Höhen-Abschnitte unterteilt wird, für deren Mitte jeweils ein Korrekturwert berechnet wird. Die Korrektur wird wiederum anhand der auf diese Höhen interpolierten Temperatur- und Windgeschwindigkeits-

werte durchgeführt. Es ist nicht möglich, die Höhengradienten im ganzen zu korrigieren, z.B. durch eine Parallelverschiebung und/oder eine „Drehung“, da die Höhengradienten von Wind und Temperatur nicht gleichsinnig linear verlaufen müssen und auch in unterschiedlichen Höhen Inversionen auftreten können. Wenn Temperatur und/oder Windgeschwindigkeit nicht mit höhenabhängiger Regression interpoliert werden, gilt die Mitte des Modellgebietes als Standort aller fiktiven Niederschlagsstationen, um für die IDW-Interpolation beider Grössen gültige Koordinaten zu bekommen.

Die solcherart interpolierten Temperaturen und Windgeschwindigkeiten, welche dann für alle Höhen konstant sind, werden auf jeden der Höhenabschnitte in der Korrektur nach Gleichung (1) angewandt, anschliessend wird mit den korrigierten Niederschlägen ein neues Höhenprofil des Niederschlages berechnet.

1.2 Interpolation der Eingangsdaten

1.2.1 Höhenabhängige Regression

Bei dieser Interpolationsmethode wird der Interpolationswert anhand der Höhenabhängigkeit einer Grösse bestimmt. Eine durch eine Trendfläche durch die Residuen der höhenabhängigen Regression berechnete Korrektur in der Horizontalen wird angewandt, wenn mehr als drei Stationen zur Bestimmung der Höhengradienten genutzt wurde. Um diese Methode in WaSiM anwenden zu können, muss im Preprocessing für jede solcherart zu interpolierende Grösse mit den Programmen „regress“ oder „regr“ eine Datei mit den abschnittswisen Höhengradienten für maximal drei Höhenabschnitte berechnet werden, wobei die Abschnitte durch Umkehrungen der Gradienten voneinander getrennt werden. Die Bestimmung dieser Inversionsgrenzen erfolgt halbautomatisch durch die Suche von Schnittpunkten zwischen verschiedenen Regressionsgeraden innerhalb eines für eine Messgrösse spezifisch festgelegten Höhenbereiches. Wird kein Schnittpunkt gefunden, so wird eine zweifache Inversion angenommen und für den Such-Höhenbereich wird eine einfache lineare Verbindung zwischen den darunter und darüberliegenden Regressionsgeraden aufgestellt. Die Interpolation auf eine bestimmte Stelle im Modellgrid erfolgt nach:

$$T(h_M) = a_{r,i} + b_{r,i} \cdot h_M \quad (2)$$

mit	h_M	Höhe [m]
	T	Messgrösse (z.B. Lufttemperatur)
	i	Index für die untere bzw. obere Regressionsgerade
	$a_{r,i}, b_{r,i}$	Parameter der jeweiligen Regressionsgeraden

wobei $a_{r,i}$ im Falle von mehr als 3 Stationen durch eine Trendfläche repräsentiert wird:

$$a_{r,i} = u_r + v_1 x_r + v_2 y_r \quad (3)$$

mit	$a_{r,i}$	Trendfläche durch die nach Gl. (2) auf Meereshöhe reduzierten Messwerte
	u_r, v_1, v_2	Regressionsparameter;
	x_r, y_r	Koordinaten

1.2.2 Abstandsgewichtende Interpolation

Bei der abstandsgewichtenden Interpolation können entweder Thiessen-Polygone zur Anwendung kommen, oder es wird die inverse Distanzengewichtung genutzt, die sogenannte Inverse Distance Weighting Interpolation IDW. Die Methode der Thiessen-Polygone kann als Spezialfall der IDW-Methode angesehen werden, wenn jeweils nur die der Interpolationsstelle nächstgelegene Stützstelle (Standort einer meteorologischen Station) zur Bestimmung des Interpolationsergebnisses herangezogen wird.

Um meteorologische Daten mit IDW zu interpolieren, müssen die Ausgangsdaten im WaSiM-Tabellenformat vorliegen, Regressionsdateien können nicht verarbeitet werden, da sie bereits verarbeitete Informationen in Form von Höhenprofilen enthalten. Es werden alle Stationen zur Bestimmung des Inter-

polationsergebnisses herangezogen. Fehlwerte werden ignoriert. Haben in einem Intervall alle Stationen denselben Wert, wird keine Interpolation durchgeführt, sondern der konstante Wert allen Gridzellen zugewiesen. Hat in einem Zeitintervall keine Station einen gültigen Wert, so gilt der Wert des vorherigen Intervalls.

Der Interpolationswert ergibt sich aus der Summe aller beitragenden gewichteten Stützstellenwerte:

$$\hat{z}(u) = \sum_j (w_j \cdot z(u_j)) \quad (4)$$

$$\text{mit } w_j = \frac{1}{d(u, u_j)^p} \cdot \frac{1}{C} \quad \text{und} \quad C = \sum_j \frac{1}{d(u, u_j)^p} \quad \text{folgt: } \sum_j w_j = 1.0$$

mit	$\hat{z}(u)$	interpolierter Wert am Punkt u
	w_j	Wichtung des Messwertes an der Stützstelle (Station) j
	$z(u_j)$	Messwert an der Stützstelle j
	$d(u, u_j)$	Entfernung der Interpolationsstelle von der Stützstelle j
	p	Gewichtung des Entfernungsreziprokes (etwa 1 ... 3)

Im WaSiM-ETH können die Gewichtung p , eine maximale Entfernung d_{max} bis zu welcher Stützstellen zur Berechnung des Ergebnisses an der Interpolationsstelle herangezogen werden können sowie zwei Parameter zur Festlegung einer Anisotropie in der räumlichen Gewichtung festgelegt werden. Die Anisotropie wird als Ellipse mit der Neigung der Hauptachse zur West-Ost-Linie im mathematisch positiven Drehsinn sowie dem Verhältnis aus Neben- zu Hauptachse festgelegt. Die Neigung der Ellipsenhauptachse muss zwischen 0 und 90° (diese ausgeschlossen) liegen, das Anisotropieverhältnis muss zwischen 0 (diese ausgeschlossen) und 1 liegen, wobei ein Anisotropieverhältnis von 1 bedeutet, dass das zu interpolierende meteorologische Feld isotrop ist.

1.3 Topographiebedingte Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation

1.3.1 Berechnungen von Sonnenstand, Sonnenauf- und Untergangszeit, Strahlungskorrektur

Im Modell WaSiM-ETH wird der Einfluss der Topographie auf Globalstrahlung und Lufttemperatur gemäss dem folgenden Schema nach OKE (1987) berücksichtigt. Dabei sind

- ϕ die geographische Breite (positiv auf der nördlichen, negativ auf der südlichen Halbkugel)
- δ die Deklination der Sonne (Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Äquatorebene)
- Z der Zenitwinkel (Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Senkrechten)
- h_s der Stundenwinkel (Winkel, um den die Erde sich drehen muss, um den betrachteten Meridian direkt unter die Sonne zu drehen)
- Ω_s der Azimutwinkel (Winkel zwischen Projektion der Sonnenstrahlen und echter Nordrichtung)
- t_j die Tagnummer im Julianischen Kalender (1. Januar = 1, 31. Dezember = 365)
- t die wahre örtliche Sonnenzeit (von mittlerer Sonnenzeit korrigieren nach: Jan: -3.2, Feb: -13.6, März: -2.6, Apr: -4.2, Mai: +2.8, Jun: +2.5, Jul: -3.5, Aug: -6.3, Sep: -0.3, Okt: +10.0, Nov: +16.4, Dez: +11.3 min)
- Θ_s der Abweichungswinkel zwischen der Normalen zum Hang und den Sonnenstrahlen
- β_t der Gefällewinkel des betrachteten Hanges
- $\hat{\beta}$ die Sonnenhöhe über Horizont (im Winkelmaß)
- $\hat{\Omega}$ der Gefälleazimutwinkel (Expositionsrichtung, von Norden im Uhrzeigersinn)

Die Beziehungen zur Berechnung des Zenit- und des Azimutwinkels lauten:

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h_s = \sin \beta_t \quad (5)$$

$$\cos \Omega_s = (\sin \delta \cos \phi - \cos \delta \sin \phi \cos h) / \sin Z \quad (6)$$

$$\delta = -23.4 \cdot \cos[360(t_J + 10) / 365] \quad (7)$$

$$h_s = 15(12 - t) \quad \text{in Grad} \quad (8)$$

$$\text{mit } \Omega_s = \arccos(\cos \Omega) \quad (t < 12, h_s > 0)$$

$$\Omega_s = 360^\circ - \arccos(\cos \Omega) \quad (t > 12, h_s < 0)$$

$$\Omega_s = 180^\circ \quad (t = 12, h_s = 0)$$

Die Im Verdunstungsmodell und bei der Abschattungsberechnung benutzten Beziehungen zur Berechnung der Auf- und Untergangszeiten der Sonne lauten:

$$\cos h_s = \frac{\sin \phi \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta} \rightarrow h_{sr} = \frac{12}{\pi} \cdot \arccos(\cos h_s) = \frac{12}{\pi} \cdot h_s \quad \text{und} \quad h_{ss} = 24 - h_{sr} \quad (9)$$

$$\text{mit } h_{ss} \quad \text{Sonnenuntergangszeit [h]} \\ h_{sr} \quad \text{Sonnenaufgangszeit. [h]}$$

Die direkte kurzwellige Sonnenstrahlung I_{max} bei klarem Himmel auf eine Fläche mit zur Sonnenstrahlung paralleler Normalen kann mit Berücksichtigung der atmosphärischen Extinktion nach OKE (1987) berechnet werden zu:

$$I_{max} = I_{tof} \cdot \psi_a^{\frac{p/p_0}{\cos Z}} \quad \text{in } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \quad (10)$$

$$\text{mit } I_{tof} \quad \text{kurzwellige Strahlung am oberen Atmosphärenrand [W} \cdot \text{m}^{-2}] \\ \text{(Solarkonstante } \approx 1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}) \\ p \quad \text{Luftdruck in Berechnungshöhe [hPa]} \\ p_0 \quad \text{Luftdruck auf Meereshöhe } (\approx 1013 \text{ hPa)} \\ \psi_a \quad \text{Transmissivität der Atmosphäre [-]}$$

Bezogen auf eine horizontale Fläche ergibt sich dann die Normalstrahlung I_{norm} zu:

$$I_{norm} = I_{max} \cdot \cos Z \quad (11)$$

Diese Strahlungsberechnung wird im Verdunstungsmodell genutzt, wenn nur die Sonnenscheindauer als Messwert zur Verfügung steht.

Der Winkel zwischen der Sonneneinstrahlungsrichtung und der Normalen zu einer Rasterfläche (der Abweichungswinkel $\hat{\Theta}$) und damit der Korrekturfaktor für die direkte Strahlung ergibt sich zu:

$$\cos \hat{\Theta} = \cos \beta_t \cdot \cos Z + \sin \beta_t \cdot \sin Z \cdot \cos(\Omega_s - \hat{\Omega}) \quad (12)$$

Bezogen auf die Strahlung, die auf einer horizontalen Fläche empfangen wird, ist die Korrektur:

$$I_{korr} = I_{norm} \cdot \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} \quad (13)$$

Der in Gleichung (13) berechnete Korrekturfaktor kann nur unter bestimmten Bedingungen auf die direkte Sonnenstrahlung angewandt werden:

1. Die Sonne muss über dem Horizont stehen, und zwar
2. mindestens 12° , da bei tieferem Sonnenstand die zunehmende optische Dicke der Atmosphäre, der Exponent in Gleichung (2.14), schwer bestimmbar wird (dann Begrenzung der Korrektur auf ± 5).
3. Die Fläche darf nicht im Schatten einer anderen Teilfläche liegen und $\hat{\Theta}$ muss $< 90^\circ$ sein.
4. Die relative Sonnenscheindauer muss einen Schwellenwert von 0.1 überschreiten, ansonsten wird ausschliesslich diffuse und damit nicht zu korrigierende Einstrahlung angenommen.

Ist das Zeitintervall der Modellierung zu gross, um eine eindeutige Strahlungskorrektur zu ermöglichen (z.B. im Tagesschritt), so wird das Zeitintervall in eine anzugebende Anzahl Teilintervalle zerlegt. Für jedes der Teilintervalle wird eine Strahlungskorrektur durchgeführt, der Korrekturwert für das Gesamtintervall ergibt sich als an den jeweiligen maximal möglichen Strahlungen der Teilintervalle gewichteter Mittelwert dieser Teilintervalle:

$$f_d = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{\cos \hat{\Theta}_i}{\cos Z_i} I_{norm,i}}{\sum_{i=1}^n I_{norm,i}} \quad (14)$$

mit f_d mittlerer Korrekturfaktor für den Tag [-]
 i Index des laufenden Intervalls $1 \dots n$, siehe (2.22)

Die eigentliche Korrektur der bereits auf die Gitterpunkte interpolierten Globalstrahlung RG erfolgt erst im Verdunstungsmodell nach der Beziehung:

$$RG_{eff} = RG \cdot \left(1 + (1 - cr_0) \cdot SSD \cdot \left[\frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} - 1 \right] \right) \quad (15)$$

mit RG_{eff} effektive (korrigierte) Globalstrahlung [$Wh \cdot m^{-2}$]
 cr_0 empirischer Faktor zur Berücksichtigung der diffusen kurzwelligigen Strahlung
Wert im Thurgau um 0.23 (empirisch gefunden, siehe Schulla, 1997a)
 SSD relative Sonnenscheindauer (interpoliert, ohne (!) Einfluss topographischer Abschattung)

Neben der Korrektur der Strahlung kann mit Hilfe des Azimutwinkels Ω , sowie des Zenitwinkels Z durch Verfolgen des Sonnenstrahles für jede Gridzelle zu jedem Zeitpunkt bestimmt werden, ob die Zelle im Schatten einer anderen Zelle liegt oder nicht.

1.3.2 Temperaturmodifikation

Anhand des Strahlungskorrekturterms in Gleichung (13) berechneten Korrekturterms für die Strahlung kann auch die Temperatur modifiziert werden. Dazu wird neben der Sonnenscheindauer SSD noch ein empirisch zu bestimmender Skalierungsparameter c_t benötigt:

$$\begin{aligned} T_{korr} &= T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot \ln \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} \quad \text{für} \quad 0.2 \leq \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} \leq 5.0 \\ T_{korr} &= T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \quad \text{für} \quad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} > 5.0 \\ T_{korr} &= T_{mess} - c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \quad \text{für} \quad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} < 0.2 \end{aligned} \quad (16)$$

Die Gewichtung mit der Sonnenscheindauer berücksichtigt, dass der Strahlungskorrekturfaktor zunächst für wolkenfreien Himmel bestimmt wird. Unterschiede zwischen verschiedenen exponierten Flächen verschwinden aber mit zunehmender Bewölkung bzw. abnehmender relativer Sonnenscheindauer. Bei völlig bewölktem Himmel wird wegen $SSD = 0$ keine Temperaturmodifikation mehr durchgeführt. Wird für den Skalierungsparameter c_t etwa der Wert 5 K eingesetzt, so ergibt sich beispielsweise für eine 30° gegen die Einstrahlungsrichtung der Sonne geneigte Fläche bei einem Sonnenzenitwinkel von 60° ($\hat{\Theta} = 30^\circ$, $Z = 60^\circ$) und 80 % relativer Sonnenscheindauer eine Modifikation der Temperatur von $5 \cdot 0.8 \cdot \ln(\cos 30^\circ / \cos 60^\circ) = 4 \cdot \ln(1.732) = +2.2$ K. Die Grösse von c_t sollte anhand von Messungen an verschiedenen ausgerichteten und geneigten Hängen zu verschiedenen Zeiten und Bewölkungsgraden überprüft werden.

1.4 Verdunstungsmodell

1.4.1 Potentielle Verdunstung nach Penman-Monteith

Zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wird hier die Beziehung nach Penman-Monteith (MONTEITH, 1975; BRUTSAERT, 1982) genutzt:

$$\lambda E = \frac{3.6 \cdot \frac{\Delta}{\gamma_p} \cdot (R_N - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma \cdot r_a} (e_s - e) \cdot t_i}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + r_s / r_a} \quad (17)$$

mit	λ	latente Verdunstungswärme $\lambda = (2500.8 - 2.372 \cdot T) \text{ KJ} \cdot \text{Kg}^{-1}$, T : Temp. in °C
	E	Fluss latenter Wärme in $\text{mm} \cdot \text{m}^{-2} \equiv \text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ($\rightarrow [\lambda E] = \text{KJ} \cdot \text{m}^{-2}$)
	Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [$\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$] (siehe Gl. (18))
	R_N	Nettostrahlung, umrechnen von $\text{Wh} \cdot \text{m}^{-2}$ in $\text{KJ} \cdot \text{m}^{-2}$ durch Faktor 3.6 [$\text{Wh} \cdot \text{m}^{-2}$]
	G	Bodenwärmefluss (pauschal 0.1 bis $0.2 \cdot R_N$) [$\text{Wh} \cdot \text{m}^{-2}$]
	ρ	Dichte der Luft = $p / (R_L \cdot T)$ (bei 0 °C und 1013,25 hPa: $\rho = 1.29 \text{ [Kg} \cdot \text{m}^{-3}]$)
	c_p	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck $c_p = 1.005 \text{ [KJ} \cdot (\text{Kg} \cdot \text{K})^{-1}]$
	e_s	Sättigungswasserdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur [hPa] (siehe Gl. (18))
	e	aktueller Wasserdampfdruck [hPa]
	t_i	Anzahl Sekunden im Berechnungsintervall
	γ_p	Psychrometerkonstante [$\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$]
	r_s	Bulk-Oberflächenwiderstand [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$]
	r_a	Bulk-aerodynamischer Widerstand [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$]

Gleichung (2.25) gibt die Evapotranspiration als Energiefluss, d.h. als den Strom latenter Wärme an (Einheit $\text{KJ} \cdot \text{m}^{-2}$). Der Nenner ist dimensionslos. Beide Terme des Zählers haben die Einheit $\text{KJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ($1 \text{ Wh} \cdot \text{m}^{-2} = 3.6 \text{ KJ} \cdot \text{m}^{-2}$). Durch Division von λE mit der latenten Verdunstungswärme $\lambda \text{ [KJ} \cdot \text{Kg}^{-1}]$ wird das Ergebnis von (2.25) in $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-2}$ umgerechnet, was der Verdunstungshöhe in mm Wassersäule entspricht. Die Evapotranspiration wird aus dem Strahlungsterm R_N und dem zweiten Term gebildet, der die Einflüsse der Vegetation, der aerodynamischen Rauigkeit und der Luftfeuchtigkeit erfasst. Im Modell wird die potentielle Evapotranspiration (ETP) unter Verwendung von für jede Landnutzung anzugebenden monatlichen minimalen Bulk-Oberflächenwiderstände r_s berechnet und anhand der Bodenfeuchte reduziert.

Die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Δ , angegeben in $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$, wird z.B. als Ableitung der Magnus-Formel (TETENS, 1932) gefunden:

$$e_s = 6.1078 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T}{237.3 + T}}$$

$$\Delta = \frac{\partial e_s}{\partial T} = \frac{25029}{(237.3 + T)^2} \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T}{237.3 + T}} \quad (18)$$

mit T Temperatur [°C]

Die Psychrometer-, „konstante“ γ_p , angegeben in $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$, ist eine Funktion von Luftdruck und Temperatur:

$$\gamma_p = f(p, T) = \frac{c_p \cdot p}{0.622 \cdot \lambda} \quad (19)$$

mit p Luftdruck aus barometrischer Höhenformel [hPa]
0.622 als Verhältnis der Molekulargewichte von Wasserdampf und trockener Luft.

Der Luftdruck p in (2.27) kann, wenn er nicht gemessen wird, nach der barometrischen Höhenformel berechnet werden, wobei es sich dann nur um den mittleren Luftdruck in der Höhe h_M handelt:

$$p \approx 1013 \cdot e^{-\frac{h_M}{7991+29.33 \cdot T_v}} \quad (20)$$

mit p Luftdruck [hPa]
 h_M Höhe über Meer [m]
 T_v mittlere, virtuelle Temperatur der Luftsäule [°C]

Die Nettostrahlung R_N setzt sich aus kurzweiliger (R_K) und langweiliger Strahlungsbilanz (R_L) zusammen. Kurzweilige Sonnen- und Himmelstrahlung werden zur Globalstrahlung RG zusammengefasst und die Reflexstrahlung R_{reflex} mit Hilfe der Albedo α dargestellt:

$$R_N = \underbrace{(R_{Sonne} + R_{Himmel} - R_{Reflex})}_{R_K} - \underbrace{(R_{aus} - R_{gegen})}_{R_L} \quad (21)$$

$$R_N = (1 - \alpha)RG - R_L \quad (22)$$

mit R_N Nettostrahlung [Wh·m²]
 $\alpha \cdot RG$ kurzweilige reflektierte Strahlung R_{reflex} [Wh·m²]
 α Albedo [-]

Wird die Globalstrahlung RG nicht gemessen, kann sie aus der Sonnenscheindauer modelliert werden:

$$RG = I_{norm} \cdot (cr_0 + cr_1 \cdot SSD + cr_2 \cdot SSD^2 + cr_3 \cdot SSD^3) \quad (23)$$

mit I_{norm} maximale Globalstrahlung bei klarem Himmel nach (2.15) [Wh·m²]
 SSD relative Sonnenscheindauer (Wertebereich 0 bis 1) [-]
 $cr_0 \dots cr_3$ empirische Konstanten [-]
mit $cr_0 = 0.23$, $cr_1 = 1.77$, $cr_2 = -2.28$ und $cr_3 = 1.28$ für das Thurgewbiet

I_{norm} wird dabei nach den Gleichungen (10) und (11) berechnet, wird im Tagesschritt gerechnet, dann erfolgt die Berechnung von I_{norm} durch Zerlegen des Intervalls in Stundenintervalle und Addieren der jeweiligen berechneten Stundenwerte.

Wird die Sonnenscheindauer nicht gemessen, sondern nur die Globalstrahlung (eine der beiden Grössen muss gemessen werden), so kann sie aus der gemessenen Globalstrahlung und der theoretisch möglichen Globalstrahlung modelliert werden nach:

$$SSD_{rel} = cs_0 + cs_1 RG_{rel} + cs_2 RG_{rel}^2 + cs_3 RG_{rel}^3 \quad (24)$$

mit $cs_0 \dots cs_3$ Polynom-Koeffizienten ($cs_0 = 0.072$, $cs_1 = -0.808$, $cs_2 = 2.112$,
 $cs_3 = -0.239$)

RG_{rel} relative Globalstrahlung [Wh·m⁻²]

wobei

$$RG_{rel} = RG_{mess} / RG_{max} \quad (25)$$

mit RG_{mess} gemessene Globalstrahlung (bzw. interpoliert) [Wh/m²]

und:

$$RG_{max} = \sum_{i=1}^n I_{toa} \cdot \psi_a(t_J) \cdot \frac{p(h_M)/p_0}{\cos Z_i} \cdot \cos Z_i \cdot t_i \quad (26)$$

mit RG_{max} maximal mögliche Globalstrahlung [Wh·m⁻²]
 I_{toa} einfallende kurzweilige Strahlung am oberen Atmosphärenrand (top of atmosphere), Solarkonstante (1427 W·m⁻²) [Wh·m⁻²]
 $\psi_a(t_J)$ Extinktionskoeffizient nach Gleichung (27) [-]
 $p(h_M)$ Luftdruck in Höhe h_M nach Gleichung (20) [hPa]
 p_0 Luftdruck auf Meereshöhe (1013 hPa) [hPa]
 n Anzahl Zeitintervalle innerhalb eines Tages [-]

Z_i	Zenitwinkel der Sonne im Zeitintervall i [rad]
t_i	Dauer des Zeitintervalles i (max. 1 h) [h]

darin ist der Extinktionskoeffizient:

$$\psi_a(t) = \bar{\psi}_a + 0.5 \cdot \Delta\psi_a \cdot \cos((t_J + 10) / 365 \cdot 2 \cdot \pi) \quad (27)$$

mit $\psi_a(t)$	Extinktionskoeffizient für einen bestimmten Zeitpunkt t im Jahr [-]
$\bar{\psi}_a$	mittlerer Extinktionskoeffizient (z.B. 0.88) [-]
$\Delta\psi_a$	Schwankungsbreite des Extinktionskoeffizienten (z.B. 0.1) [-]
t_J	Kalendertag (1. Januar = 1, 31. Dezember = 365 bzw. 366) [-]

Die langwellige Nettostrahlung wird berechnet zu:

$$R_L = \Delta t \cdot \sigma T^4 \cdot (0.48 - 0.065\sqrt{e}) \cdot (cr_0 + (1 - cr_0) \cdot SSD) \quad \text{in Wh}\cdot\text{m}^{-2} \quad (28)$$

mit Δt	Zeitschrittweite \rightarrow Übergang von Leistung zu Energie (zeitbezogen) [h]
cr_0	empirischer Parameter, siehe (2.31) und Kap. 2.3.4 (Thur: $cr_0 \approx 0.23$) [-]
T	gemessene Lufttemperatur T [K]
e	aktueller Dampfdruck [mbar]
σ	Boltzmann-Konstante $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

Die aerodynamischen Widerstände r_a berechnen sich zu:

$$r_a = \frac{4.72 \cdot \left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2}{1 + 0.54u} \quad \text{in s}\cdot\text{m}^{-1} \quad (29)$$

mit z	Höhe über Grund, in welcher die Windgeschwindigkeit gemessen wird [m]
z_0	aerodynamische Rauigkeitslänge als Parameter für jede Landnutzungsform $z_0 \approx 0.125 \cdot$ (Bestandeshöhe - Verschiebungshöhe d) [m]
u	Windgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]

Für effektive Bewuchshöhen $z_0 > 2$ m gilt:

$$r_a = 25 / (1 + 0.54u) \quad (30)$$

Die Oberflächenwiderstände r_s werden für den Tag berechnet nach:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{(1 - A)}{r_{sc}} + \frac{A}{r_{ss}} \quad (31)$$

mit r_s	minimaler Oberflächenwiderstand [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$]
r_{sc}	minimaler Oberflächenwiderstand der Pflanze bei voller Wasserversorgung und dichtem Bewuchs [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$]
r_{ss}	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden ($\approx 150 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$) [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$]
$1 - A$	verdunstungswirksame Vegetationsbedeckung
	$A = f^{LAI}$ mit LAI Blattflächenindex, $f \approx 0.6 \dots 0.7$

Nachts gilt die Beziehung

$$\frac{1}{r_s} = \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \quad (32)$$

Die Parameter z_0 und LAI (sowie auch die Wurzeltiefe zur Berechnung der Feuchteausschöpfung aus dem Boden und der Vegetationsbedeckungsgrad) haben einen vegetationsartspezifischen Jahresgang, welcher durch lineare Interpolation zwischen den zu jeweils 4 festgelegten Zeiten geltenden Werten berechnet wird. Diese 4 festgelegten Zeitpunkte werden als Julianische Tage d_1 bis d_4 angegeben. Um den späteren Beginn und das frühere Ende der Vegetationsentwicklung mit zunehmender Höhe zu berücksichtigen,

werden die Zeitpunkte d_1 , bis d_4 über die Höhe h_M nach der aus eigenen Überlegungen hergeleiteten empirischen Beziehung (33) bestimmt.

$$\begin{aligned} d_1 &= d_{1,400} + 0.025 \cdot (h_M - 400) \\ d_2 &= d_{2,400} + 0.025 \cdot (h_M - 400) \\ d_3 &= d_{3,400} - 0.025 \cdot (h_M - 400) \\ d_4 &= d_{4,400} - 0.025 \cdot (h_M - 400) \end{aligned} \quad (33)$$

mit h_M Höhe über Meer [m]
 d_1, d_2, d_3, d_4 Stützstellen in Kalendertagen; d_1 : Vegetationsbeginn, d_2 : volle Entfaltung der Vegetation, d_3 : Beginn und d_4 : Ende des Laubwurfes bzw. des Rückgangs der Vegetationsintensität
 $d_{1,400}$ bis $d_{4,400}$ Bezugswerte für 400 m ü.M. wie z.B. in Tabelle 2.2 in (Schulla, 1997a)

Wird das Modell in Tagesschrittweite betrieben so wird für die Penman-Verdunstung die das Zeitintervall in Tag und Nacht aufgeteilt (Sonnenauf- und Untergangszeit nach Gleichung (9)) und es erfolgt eine Anpassung der Temperatur:

$$ETP_{24h} = ETP_{Tag} + ETP_{Nacht} \quad (34)$$

$$ETP_{Tag} = \frac{\Delta_{Tag} (R_{N,Tag} - G) + \rho \cdot c_p (e_{s,Tag} - \bar{e})}{\Delta_{Tag} + \gamma(1 + r_{s,Tag} / r_a)} \cdot d \quad (35 a)$$

$$ETP_{Nacht} = \frac{\Delta_{Nacht} (R_{N,Nacht} - G) + \rho \cdot c_p (e_{s,Nacht} - \bar{e})}{\Delta_{Nacht} + \gamma(1 + r_{s,Nacht} / r_a)} \cdot (1 - d) \quad (35 b)$$

mit $\Delta_{Tag}; \Delta_{Nacht}$ Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve für die Mitteltemperaturen am Tag (T_{Tag}) bzw. bei Nacht (T_{Nacht}) [$\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$]
 $R_{N,Tag}; R_{N,Nacht}$ Nettostrahlung für den Tag bzw. für die Nacht [$\text{Wh} \cdot \text{m}^{-2}$]
 $R_{N,Tag} = (1 - \alpha) \cdot RG - R_L$ mit R_L nach (28) mit $T = T_{Tag}$ (36 a)
 $R_{N,Nacht} = -R_L$ mit R_L nach (28) mit $T = T_{Nacht}$ (36 b)
 $e_{s,Tag}; e_{s,Nacht}$ Sättigungsdampfdruck als Funktion von T_{Tag} bzw. T_{Nacht} [hPa]
 $r_{s,Tag}; r_{s,Nacht}$ Oberflächenwiderstände der Vegetation für den Tag bzw. für die Nacht nach (31) bzw. (32) [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$]
 d relative Dauer des hellen Tages ($(h_{ss} - h_{sr}) / 24$) nach (9) [-]

Die Temperaturen T_{Tag} und T_{Nacht} ergeben sich zu

$$T_{Tag} = T_{24h} + c_{T,Tag} \cdot \Delta T \quad (37 a)$$

$$T_{Nacht} = T_{24h} - c_{T,Nacht} \cdot \Delta T \quad (37 b)$$

worin die Aufteilungsfaktoren $c_{T,Tag}$ und $c_{T,Nacht}$ berechnet werden zu:

$$c_{T,Tag} = c_T + \Delta c_T \cdot \cos((t_J + 10) / 365 \cdot 2 \cdot \pi) \quad (38 a)$$

$$c_{T,Nacht} = 1 - c_{T,Tag} \quad (38 b)$$

mit $c_{T,Tag}$ Anteil an ΔT , der zum T -Tagesmittel addiert wird, um T_{Tag} zu bestimmen
 $c_{T,Nacht}$ Anteil an ΔT , der vom T -Tagesmittel abgezogen wird, um T_{Nacht} zu bestimmen

- c_T Mittleres Aufteilungsmass von ΔT zugunsten T_{Tag}
 Δc_T Schwankungsbreite des Aufteilungsmasses (0.1 ... 0.15)

Die Temperaturamplitude wird berechnet nach:

$$\Delta T = f(t_J, h_M, SSD) = \Delta T_{Merr,t_J} \cdot e^{-h_M/k_T} \cdot SSD \quad (39)$$

- mit $\Delta T_{Merr,t_J}$ für den Kalendertag t_J (1 ... 365) gültige, nach Tabelle 1 interpolierte maximale Temperaturamplitude, bezogen auf Meereshöhe [K]
 k_T Abklingkonstante gültig für alle Tage des Jahres [m]
 SSD relative Sonnenscheindauer als Tageswert [-]
 h_M Höhe über dem Meer [m]

Für die Abklingkonstante k_T wurde für die Nordschweiz empirisch der Wert 1654 m gefunden, die Monatswerte für die auf Meereshöhe bezogenen maximalen Unterschiede zwischen Tag- und Nachtmitteltemperatur, wie sie für die Nordschweiz gelten, sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Tabelle 1: Monatliche maximale Differenzen von Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen, bezogen auf Meereshöhe (gültig für die Nordschweiz)

Monat	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
ΔT_{Meer} [K]	3.3	4.4	6.1	7.9	9.4	10.0	9.9	9.0	7.8	6.0	4.2	3.2

1.4.2 Potentielle Verdunstung nach WENDLING (1975)

Die Verdunstungsberechnung nach WENDLING (1975) kann nur verwendet werden, wenn im Tagesschritt modelliert wird. Die potentielle Verdunstung wird bei diesem Ansatz berechnet nach:

$$ETP = (RG(1.1 - \alpha) + 93 \cdot f_k) \frac{T + 22}{150(T + 123)} \quad (40)$$

- mit RG Globalstrahlung in $J \cdot cm^{-2} \cdot d^{-1}$, aus $Wh \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ durch Multiplikation mit 0.36 zu berechnen [$J \cdot cm^{-2} \cdot d^{-1}$]
 α Albedo (0 ... 1) [-]
 f_k empirischer Korrekturwert, der alle nicht über Strahlung und Temperatur erfassbaren Parameter berücksichtigt (für Küste ≈ 0.6 , für Tiefland ≈ 1 , für die Nordschweiz empirisch gefundener Wert (Vergleich mit Penman-Monteith Verdunstung): 0.5) [-]
 T Tagesmittelwert der Temperatur [$^{\circ}C$]

Die Globalstrahlung RG wird, wenn sie nicht gemessen (interpoliert) wurde, wie im Abschnitt 1.4.2 beschrieben hergeleitet.

1.4.3 Potentielle Verdunstung nach HAMON (in FEDERER and LASH, 1983)

$$ETP = 0.1651 \cdot f_i \cdot h_d / 12 \cdot \frac{216.7 \cdot e_s}{T + 273.3} \quad (41)$$

- mit f_i empirischer Faktor, monatsweise (s.u.)
 h_d Tageslänge [h]
 e_s Sättigungsdampfdruck bei Temperatur T [hPa]
 T Temperatur [$^{\circ}C$]

Die Korrekturfaktoren f_i in Gleichung (41) sind aus Tabelle 2 zu entnehmen.

Tabelle 2: Monatliche Korrekturfaktoren f_i für die Hamon-Verdunstung (gültig für die Nordschweiz)

Monat	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
F_i	0.5	0.6	0.8	1.1	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	0.9	0.7	0.5

1.5 Berechnung der realen Evapotranspiration

1.5.1 WaSiM-Version mit Topmodel-Ansatz

Diese Modellversion nutzt eine einfache, bodenfeuchteabhängige Reduktion der realen gegenüber der potentiellen Verdunstung. Die reale Evapotranspiration kann aufgrund der Füllung des Bodenspeichers gegenüber der potentiellen Evapotranspiration reduziert werden, wenn der Füllungsstand des Bodenspeichers unter den Anteil η vom Maximalwerte abfällt.

$$\begin{aligned} ETR &= ETP \cdot SB / (\eta \cdot SB_{\max}) & SB < \eta \cdot SB_{\max} \\ ETR &= ETP & SB \geq \eta \cdot SB_{\max} \end{aligned} \quad (42)$$

mit	ETR	reale Verdunstung [mm]
	ETP	potentielle Verdunstung nach (2.25) oder (2.57/2.58) [mm]
	SB	aktueller Inhalt des Bodenspeichers [mm]
	SB_{\max}	maximale Kapazität des Bodenspeichers [mm]
	η	Grenzwert für Bodenfeuchte, ab der die Verdunstung gegenüber der potentiellen Verdunstung reduziert wird ($\eta \approx 0.6$ nach MENZEL, 1997b)

1.5.2 WaSiM-Version mit Richards-Gleichung

Die physikalisch besser interpretierbare Modellierung der Bodenwasserbewegung und der Bodenfeuchte in der die Richards-Gleichung nutzenden WaSiM-ETH Version lässt es zu, die reale Verdunstung anhand der Saugspannung des Bodens gegenüber der potentiellen Verdunstung zu reduzieren. Neben einer Reduktion aufgrund zu geringer Bodenfeuchte ($\Theta(\psi) < \Theta_{\psi_g}$) wird auch der reduzierende Einfluss von zu hoher Bodenfeuchte durch anaerobe Verhältnisse ($\eta \cdot \Theta_{\text{sat}} < \Theta(\psi) < \Theta_{\text{sat}}$) berücksichtigt:

$$\begin{aligned} ETR_i &= 0 & \Theta(\psi) < \Theta_{\text{wp}} \\ ETR_i &= ETP_i \cdot (\Theta(\psi)_i - \Theta_{\text{wp}}) / (\Theta_{\psi_g} - \Theta_{\text{wp}}) & \Theta_{\text{wp}} \leq \Theta(\psi) \leq \Theta_{\psi_g} \\ ETR_i &= ETP_i & \Theta_{\psi_g} \leq \eta \cdot \Theta_{\text{sat}} \\ ETR_i &= ETP_i \cdot (\Theta_{\text{sat}} - \Theta(\psi)_i) / (\Theta_{\text{sat}} - \eta \cdot \Theta_{\text{sat}}) & \eta \cdot \Theta_{\text{sat}} < \Theta(\psi) < \Theta_{\text{sat}} \end{aligned} \quad (43)$$

(Variablenerklärung siehe folgende Seite)

mit	i	Schichtnummer, aus welcher verdunstet wird (siehe Beschreibung Bodenmodell für WaSiM-ETH Version mit RICHARDS-Gleichung)
	ETR	reale Verdunstung [mm]
	ETP	potentielle Verdunstung nach [mm]
	$\Theta(\psi)$	aktueller Bodenwassergehalt bei Saugspannung ψ [-]
	ψ	aktuelle Saugspannung
	η	maximaler relativer Wassergehalt vor dem Erreichen teil-anaerober Bedingungen ($\approx 0.9 \dots 0.95$)
	Θ_{sat}	Sättigungswassergehalt des Bodens [-]
	Θ_{ψ_g}	Bodenwassergehalt bei vorgegebener Grenz-Saugspannung ψ_g
	Θ_{wp}	Wassergehalt des Bodens beim Erreichen des permanenten Welkepunktes ($\psi = 1.5$ MPa entspricht ≈ 150 m)

Als Parameter werden in dieser Beziehung für jede Pflanzenart die maximal von der Pflanze überwindbare Saugspannung, die noch zur vollen Befriedigung des Wasserbedarfs ausreicht sowie der maximale relative Bodenwassergehalt vor Einsetzen anaerober Bedingungen angegeben. Gegenüber der Reduktion der realen Verdunstung nur anhand der Bodenfeuchte hat die Angabe von pflanzenspezifischen Grenzsauhspannungen den Vorteil, dass dieser Parameter sowohl von der Bodenart als auch von der Art der Vegetation abhängt und zudem leicht in einen zeitlich variablen Parameter umgewandelt werden kann (z.B. durch Angabe verschiedener Landnutzungen in zeitlich aufeinanderfolgenden Modellperioden). Wie die Entnahme aus den einzelnen Bodenschichten über die Tiefe gesteuert wird, wird im Abschnitt 1.12 beschrieben (Modellierung der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone)

1.6 Schneemodell

1.6.1 Schneeakkumulation

Ob Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt, wird für jede Gridzelle anhand der interpolierten Lufttemperatur während des Niederschlagsereignisses bestimmt. Liegt die Lufttemperatur in einem Übergangsbereich, so wird ein Teil des Niederschlages als Schnee, der Rest als Regen im Modell berücksichtigt. Dieser Anteil p_{Schnee} berechnet sich wie folgt:

$$p_{Schnee} = \frac{T_{R/S} + T_{trans} - T}{2 \cdot T_{trans}} \quad \text{für } (T_{R/S} - T_{trans}) < T < (T_{R/S} + T_{trans}) \quad (44)$$

mit	p_{Schnee}	Anteil Schnee am Niederschlag (0..1)
	T	Lufttemperatur [°C]
	$T_{R/S}$	Temperatur, bei der 50 % des Niederschlages als Schnee fallen [°C]
	T_{trans}	$\frac{1}{2}$ des Temperatur-Übergangsbereiches von Schnee zu Regen [K]

1.6.2 Schneeschmelze

- Temperatur-Index-Verfahren

$$M = c_0 \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad \text{für } T > T_{0,m}, \text{ sonst } M = 0 \quad (45)$$

mit	M	Schmelzrate in mm/Zeitintervall
	c_0	temperaturabhängiger Schmelzfaktor [$\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$]
	T	Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach Gleichungen (37) bis (39) [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
	Δt	Zeitintervall [h]

- Temperatur-Wind-Index-Verfahren

$$M = (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad \text{für } T > T_{0,m}, \text{ sonst } M = 0 \quad (46)$$

mit	M	Schmelzrate [mm/Zeitintervall]
	c_1	temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm·°C-1·d-1]
	c_2	windabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·m·s-1·d)-1]
	u	Windgeschwindigkeit [m·s-1]
	T	Lufttemperatur, gegebenenfalls mit Modifikation nach Gln. (37) bis (39) [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
	Δt	Zeitintervall [h]

- Kombiniertes Verfahren nach ANDERSON (1973) und erweitertes Kombinationsverfahren nach Braun (1985)
- Bei diesen Verfahren wird das Wasseräquivalent der Schneedecke in einen Festspeicher und einen Flüssigspeicher unterteilt. Ein Koeffizient c_l gibt die Grösse des Flüssigspeichers als Anteil am Gesamtspeicher an ($c_l \approx 10\%$ des Wasseräquivalentes). Erst wenn der Flüssigspeicher gefüllt worden ist, wird von der Schneedecke Wasser abgegeben. Da sich im Flüssigwasserspeicher am Beginn eines Zeitintervalls bereits Wasser befinden kann, muss bei Temperaturen unter der Grenztemperatur $T_{0,m}$ ein Wiedergefrieren M_{neg} berechnet werden:

$$M_{neg} = c_{rfr} \cdot RMF \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad (47)$$

mit	M_{neg}	„negative Schmelze“ (wiedergefrierendes Wasser) [mm]
	c_{rfr}	Koeffizient für das Wiedergefrieren [-]
	RMF	von Jahreszeit abhängiger Strahlungs-Schmelzkoeffizient [mm·(°C·d) ⁻¹]
	T	Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen des Schneeschmelze [°C]
	Δt	Zeitintervall [h]

Anschliessend erfolgt eine Bilanzierung der beiden Speicher für den flüssigen Anteil (S_l) und für den festen Anteil (S_s) am gesamten Schneewasseräquivalent. Die vom Flüssigspeicher S_l rückgefrierende Menge Wasser wird zum Festspeicher addiert und vom Flüssigspeicher abgezogen. Ist die Menge potentiell rückgefrierenden Wassers nach Gl. (47) grösser als der Inhalt des Flüssigspeichers, dann gefriert nur die im Flüssigspeicher gespeicherte Menge Wasser zurück.

Bei Lufttemperaturen über der Schmelz-Grenztemperatur $T_{0,m}$ wird Schmelze berechnet. Zunächst wird anhand der gefallenen Niederschlagsmenge entschieden, ob ein Zeitintervall mit Niederschlag vorliegt ($P \geq 2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$). Für solche Zeitintervalle setzt sich die Schmelze aus der Strahlungsschmelze, der Schmelze infolge fühlbarer Wärme, der Schmelze durch latente Wärme sowie der Schmelze durch Energieeintrag durch den Niederschlag zusammen:

$$M = (M_R + M_S + M_E + M_P) \cdot \frac{\Delta t}{24} \quad (48a)$$

mit	M_R	Strahlungsschmelze [mm]
	M_S	Schmelze infolge fühlbarer Wärme [mm]
	M_E	Schmelze durch latente Wärme [mm]
	M_P	Schmelze durch Eintrag von Energie durch den Niederschlag [mm]
	Δt	Zeitintervall [h]

Die einzelnen Schmelzanteile in Gleichung (48) werden berechnet zu:

$$\begin{aligned}
M_R &= 1.2 \cdot T \\
M_S &= (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (T - T_{0,m}) \\
M_E &= (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (E - 6.11) / \gamma \\
M_P &= 0.0125 \cdot P \cdot T
\end{aligned} \tag{48b}$$

mit	T	Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach Gleichungen (37) bis (39) [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen des Schneeschmelze [°C]
	c_1	temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·d) ⁻¹]
	c_2	windabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·m/s·d) ⁻¹]
	u	Windgeschwindigkeit [m·s ⁻¹]
	γ	Psychrometerkonstante, siehe Gleichung (19) [hPa·K ⁻¹]
	E	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemperatur T [hPa] (im erweiterten Verfahren nach BRAUN, 1985: gemessener Dampfdruck e)
	P	Niederschlag [mm]

Ist das Zeitintervall niederschlagsfrei, wird die Schmelze analog zu Gleichung (45) berechnet:

$$M = RMF \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \tag{49}$$

mit	M	Schmelze [mm]
	RMF	Strahlungsschmelzfaktor [mm·(°C·d) ⁻¹]
	T	Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach Gleichungen (37) bis (39) [°C]
	$T_{0,m}$	Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
	Δt	Zeitintervall [h]

1.7 Interzeptionsmodell

Es wird ein einfacher Überlaufspeicher genutzt, dessen Kapazität vom Blattflächenindex, vom Vegetationsbedeckungsgrad und von einem freien Parameter, der maximalen Schichtdicke des Wassers auf der Vegetation, bestimmt ist:

$$SI_{\max} = v \cdot LAI \cdot h_{SI} + (1 - v) \cdot h_{SI} \tag{50}$$

mit	SI_{\max}	maximale Interzeptionsspeicherkapazität [mm]
	v	Vegetationsbedeckungsgrad (vegetationsspezifischer Jahresgang) [m ² /m ²]
	LAI	Blattflächenindex (vegetationsspezifischer Jahresgang) [m ² /m ²]
	h_{SI}	maximale Schichtdicke des Wassers auf der benetzten Oberfläche [mm]

Der Interzeptionsspeicher ist im Modell nach dem Schneespeicher angeordnet, das bedeutet, dass die Schneeschmelze über den Interzeptionsspeicher geleitet wird. So kann eine Speicherung von Schmelzwasser in Bodenmulden und in der Mulchschicht berücksichtigt werden.

Die Ausschöpfung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch Verdunstung mit der potentiell möglichen Verdunstungsrate nach einer der Gleichungen (17), (40) oder (41). Ist im Interzeptionsspeicher noch genügend Wasser vorhanden, um die potentielle Verdunstung zu befriedigen, so wird der Interzeptionsspeicher um den Betrag der potentiellen Verdunstung vermindert. Es findet dann keine weitere Verdunstungsentnahme von Bodenwasser statt, da die Atmosphäre gesättigt ist. Ist jedoch weniger Wasser im Interzeptionsspeicher, als durch die potentielle Verdunstung entnommen werden kann, wird zunächst der Interzeptionsspeicher voll ausgeschöpft. Die verbleibende Differenz zur potentiellen Verdunstung wird über die Pflanzen aus dem Boden entnommen.

$$\begin{aligned}
 EI &= ETP && (\text{bei } SI \geq ETP \text{ in mm}), && ETR &= 0 \\
 EI &= SI && (\text{bei } SI < ETP \text{ in mm}), && ETR &= ETP - SI
 \end{aligned} \tag{51}$$

mit EI Interzeptionsverdunstung [mm]
 ETP potentielle Verdunstung [mm]
 ETR Verdunstung aus dem Boden und Transpiration, eine Reduktion nach Gln. (42) oder (43) in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte möglich [mm]
 SI Inhalt des InterzeptionsSpeichers [mm]

Ist der Interzeptionspeicher gefüllt, so tropft weiteres Niederschlags- bzw. Schmelzwasser auf die Bodenoberfläche durch. Er bildet den Zufluss zum Infiltrationsmodell.

1.8 Infiltrationsmodell

Das Infiltrationsmodell ist in das Bodenmodell integriert, da es eine Reihe an Daten nutzt, die auch im Bodenmodell benötigt werden (Bodenfeuchte, K_S -Wert, typische Wassergehalte usw.). Es wird das Vorgehen nach PESCHKE (1977, 1987) gewählt, das auf den Vorstellungen von GREEN and AMPT (1911) aufbaut. Es wird die Version mit homogenem, ungeschichtetem Boden angewandt, der Matrixfluss wird als gegenüber dem Makroporenfluss dominierend angenommen, die Feuchtefront wird als sprungförmige Front approximiert. Die Niederschlagsintensität wird für das gesamte Zeitintervall als konstant angenommen. Das Verfahren hat zwei Stufen: In der ersten Stufe wird die Sättigungszeit berechnet (falls es unter den gegebenen bodenphysikalischen Bedingungen und der gegebenen Niederschlagsintensität zu Sättigung kommen kann), bis zu welcher der gesamte Niederschlag infiltriert. In der zweiten Phase wird die kumulative Infiltration während der Sättigungsphase bis zum Ende des Zeitintervalls berechnet. Ist die Bodenoberfläche am Ende des Zeitschrittes gesättigt, so wird, bei entsprechend hoher Niederschlagsintensität, am Beginn des folgenden Zeitschrittes sogleich die kumulative Infiltration berechnet, ohne eine erneute Sättigungszeitberechnung durchführen zu müssen. Die nicht infiltrierte Niederschlagsmenge ist Oberflächenabfluss. Über einen zwischen 0 und 1 liegenden Parameter x_f kann bei Bedarf ein definierter Anteil des Infiltrationsüberschusses wieder in den Boden infiltrieren. Dies dient zur Berücksichtigung der Inhomogenitäten der Bodeneigenschaften bei grösseren Basiseinheiten der Modellierung (grössere Rasterzellen von z.B. einigen 100 m Kantenlänge).

Die Sättigungszeit t_s wird nach einem erfolgreichen Test auf $PI > K_S$ (anderenfalls kann es keine Sättigung geben und alles Wasser infiltriert, wenn das Wasser nicht im Boden gestaut wird) berechnet nach

$$t_s = \frac{l_s \cdot n_a}{PI} = \frac{\frac{\psi_f}{PI / K_S - 1}}{PI} \tag{52}$$

mit t_s Sättigungszeit ab Beginn des Zeitintervalls [h]
 l_s Sättigungstiefe [mm]
 n_a auffüllbare Porosität ($n_a = \Theta_s - \Theta$) [-]
 ψ_f Saugspannung an der Feuchtefront ($\approx 1000 n_a$) [mm]
 PI Niederschlagsintensität [mm/h]
 K_S gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/h]

Für die bis dahin infiltrierte Wassermenge F_S gilt:

$$F_S = l_s \cdot n_a = t_s \cdot PI \tag{53}$$

Die kumulierte Infiltration nach Erreichen der Sättigung bis zum Intervallende t wird nach PESCHKE (in DYCK, PESCHKE [1989]) berechnet zu:

$$F = \frac{A}{2} + \left[\frac{A^2}{4} + AB + F_s^2 \right]^{1/2} \quad (54)$$

mit $A = K_s(t-t_s)$
 $B = F_s + 2 \cdot n_a \cdot \psi_f$

Die nicht infiltrierende Niederschlagsmenge $PI \cdot \Delta t - F - F_s$ ist Oberflächenabfluss $Q_{D,i}$.

1.9 Bodenmodell in der WaSiM-ETH Version mit TOPMODEL-Ansatz

1.9.1 Grundlagen

Die Modellierung des Bodenwasserhaushaltes und der Abflussbildung erfolgt über einen um Kapillaraufstieg bzw. Ausgleich von Verdunstungsverlusten aus dem Grundwasser und Interflow erweiterten Ansatz nach BEVEN and KIRKBY (1979). Gegenüber der originalen TOPMODEL-Version wird im WaSiM-ETH die Berechnung von Sättigungsflächen nicht für Klassen topographischer Indizes sondern für jeden Punkt des Modellrasters gesondert ausgeführt. Die Grundlage des Modells wird von Verteilung der topographischen Indizes c_s im Gebiet gebildet, mit deren Hilfe potentielle Sättigungsflächen in Abhängigkeit vom mittleren Gebietsfeuchtezustand bestimmt werden können:

$$c_s = \ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta_t} \quad (55)$$

mit c_s topographischer Index [-]
 a_t spezifische Einzugsgebietsgrösse pro Längeneinheit einer Gitterzelle; dies ist die Flächengrösse, welche pro Meter quer zur Fliessrichtung in ein Gitterelement entwässert [$\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$]
 T_0 gesättigte hydraulische Transmissivität am Standort ($T_0 = \int K_s dh$) [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]
 β_t Geländegefälle [$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$]

Es wird vorausgesetzt, dass der (1) Grundwasserspiegel parallel zum topographischen Gefälle verläuft, dass (2) die Dynamik in der gesättigten Zone durch aufeinanderfolgende quasistationäre Zustände angenähert werden kann und dass (3) die lokale hydraulische Transmissivität T_h eine Exponentialfunktion des Sättigungsdefizites S ist:

$$T_h = T_0 e^{-S/m} \quad (56)$$

Die Verteilung von Sättigungsflächen bzw. die Verteilung des Sättigungsdefizites im modellierten Einzugsgebiet kann gefunden werden über:

$$S_i = S_m - m \left(\ln \frac{a_t}{T_0 \cdot T_{korr} \cdot \tan \beta_t} - \gamma \right) \quad (57)$$

mit S_m mittleres Sättigungsdefizit des Gebietes (arithmetisches Mittel aller S_i) [mm]
 m gebietsspezifischer Modellparameter [mm]
 γ mittlerer topographischer Index des (Teil-)Gebietes
 T_{korr} Korrekturparameter für die Transmissivität des Bodens und zur Skalierung von γ

Die Orte, an denen S_i negativ oder Null ist, sind gesättigt und liefern bei Auftreffen von flüssigem Niederschlag sofort Oberflächenabfluss. Das mittlere Sättigungsdefizit ergibt sich in der Modellierung in jedem Zeitschritt als Mittelwert aller lokalen Sättigungsdefizite aus dem vorherigen Zeitschritt und der Bilanz der Zu- und Abflüsse des Gebietes. Nach Berechnen der Abflusskomponenten für das gesamte Teilgebiet wird das mittlere Sättigungsdefizit neu berechnet nach:

$$S_{m,i} = S_{m,i-1} + Q_B + Q_{rück} - Q_{SUZ} \quad (58)$$

- mit $S_{m,i}$ räumlich gemittelttes Sättigungsdefizit im aktuellen Intervall [mm]
 $S_{m,i-1}$ räumlich gemittelttes Sättigungsdefizit im vorhergehenden Intervall [mm]
 Q_B Basisabfluss im aktuellen Intervall (ist immer ein Gebietsmittel) [mm]
 $Q_{rück}$ Aufstieg aus dem Grundwasser in den Bodenspeicher als Gebietsmittelwert im aktuellen Intervall [mm]
 Q_{SUZ} Grundwasserneubildung aus der ungesättigten Zone als Gebietsmittelwert im aktuellen Intervall [mm]

1.9.2 Der Weg des Wassers im Bodenmodell

Oberflächenabfluss aus Schneeschmelze

Liegt auf dem Boden eine Schneedecke, so wird ein für jedes Teilgebiet festzulegender Anteil der Schneeschmelze noch vor dem Erreichen des Bodens (also auch vor dem Infiltrationsmodell) als Oberflächenabfluss abgeführt:

$$Q_{D,S} = Q_{snow.out} \cdot QD_{Schnee} \quad (59)$$

- mit $Q_{D,S}$ Oberflächenabfluss (Anteil von der Schneeschmelze) [mm]
 $Q_{snow.out}$ Schneeschmelze [mm]
 QD_{Schnee} Faktor zur Festlegung des Anteiles von Oberflächenabfluss aus der Schneeschmelze [-]

Aufteilung des in den Boden eindringenden Wassers

Bei seinem Auftreffen auf den Boden wird zunächst anhand der Niederschlagsintensität entschieden, welcher Anteil des Niederschlages in den durch Verdunstung ausschöpfbaren Bodenwasserspeicher gelangt und welcher Anteil sogleich der schnellen Tiefenversickerung zugeschlagen wird:

$$P_{grenz} = P_{grenz,1h} \cdot \Delta t^{a_p} \quad (60)$$

- mit P_{grenz} Niederschlagsintensität, oberhalb derer das Niederschlagswasser durch Makroporen schnell in tiefere Bodenschichten abfließt [mm/ ΔT]
 $P_{grenz,1h}$ Grenzintensität für Zeitintervall $\Delta t = 1h$ [mm/h]
 Δt Zeitintervall [h]
 a_p empirischer Wert, der die Abnahme der Varianz der Niederschlagsintensität mit zunehmendem Zeitschritt berücksichtigt (≈ 0.6 , im Quellcode festgelegt) [-]

Niederschlag unterhalb der Grenzmenge P_{grenz} gelangt in den Bodenspeicher, von wo aus Verdunstungsentnahmen nach Gleichung (42) erfolgen, der Rest gelangt über bevorzugte Fließwege schnell in tiefere Schichten:

$$q_v = K_{korr} \cdot k_f \cdot e^{-S_i/m} \quad (61)$$

- mit q_v vertikaler Fluss - Versickerungsrate [mm]
 K_{korr} Skalierungsparameter zur Berücksichtigung ungesättigter Zustände und bevorzugter Fließwege [-]
 S_i lokales Sättigungsdefizit [mm]
 m Rückgangparameter (siehe Grundwasserabflussbildung) [mm]
 k_f gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/h]

Wichtig: Der Parameter K_{korr} ist im Original-TOPMODEL ein Parameter zur Anpassung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an ungesättigte Verhältnisse, er wird jedoch auch zur Berücksichtigung der Beschleunigung der Tiefenversickerung durch bevorzugte Fließwege genutzt. Je nach Gebiet kann der

Parameter K_{korr} in grossen Bereichen schwanken und stellt damit einen schwer messbaren aber auf die Ergebnisse des Modells unter Umständen empfindlich wirkenden Parameter dar. K_{korr} muss deshalb kalibriert werden. In Böden mit ausgeprägtem Makroporensystem muss er im Vergleich zur hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens sehr gross gewählt werden, da ansonsten das Wasser im Modell nicht schnell genug in die gesättigte Zone gelangen kann.

Wichtig: Wird bei der Initialisierung des Modells eine Kombination aus zu grossem K_{korr} und zu grossem Anfangssättigungsdefizit S_m vorgegeben, so führt das aufgrund der Exponentialfunktion in Gleichung (61) zu einer "hydraulischen Sperre" zwischen der Bodenoberfläche und der gesättigten Zone – es kann kein Wasser mehr versickern und aller Niederschlag wird als Verdunstung oder Oberflächenabfluss die Modellzelle verlassen. Deshalb sollten bei der Kalibrierung zunächst K_{korr} sehr gross (z.B. 1000) und S_m eher klein (gegen 0) gewählt werden.

Bildung von Interflow und Oberflächenabfluss von Sättigungsflächen

Interflow kann zwischen Bodenschichten mit stark unterschiedlichen (von oben nach unten abnehmenden) hydraulischen Leitfähigkeiten und/oder bei nach unten abnehmenden effektiven Porositäten auftreten, wenn ausreichend Gefälle für den lateralen Abfluss vorhanden ist, anderenfalls entsteht Staunässe. In WaSiM-ETH mit dem TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN and KIRKBY (1979) wird Interflow nach einem konzeptionellen Ansatz berechnet. In Verallgemeinerung der Prinzipien des TOPMODEL wird im WaSiM-ETH der Interflow-Speicher in Abhängigkeit vom lokalen Sättigungsdefizit gefüllt:

$$Q_{SH,in} = (S - SUZ) - SH_{max} \quad (62)$$

mit	$Q_{SH,in}$	Zufluss zum Interflowspeicher [mm]
	S	aktuelles Sättigungsdefizit [mm]
	SUZ	Inhalt des Speichers der ungesättigten Zone (Porenraum, der nicht durch Pflanzenwurzeln entwässert werden kann im Bereich bis zur gesättigten Zone) [mm]
	SH_{max}	maximale Füllung des Interflowspeichers [mm], Modellparameter

Für den Fall, dass der Inhalt der ungesättigten Zone durch Niederschlagswasser so stark angewachsen ist, dass er den Interflow-Speicher mehr als vollständig füllen würde, fliesst das überschüssige Wasser als Oberflächenabfluss $Q_{D,sat}$ ab. Die ursprüngliche Form des TOPMODEL's mit nur einer schnellen Abflusskomponente, dem Sättigungsflächenabfluss, ergibt sich bei $SH = 0$ mm. Da der Interflow-Speicher nur bei relativ kleinem Sättigungsdefizit gefüllt werden kann, ist eine räumliche und zeitliche Variation des Zulaufes zu diesem Speicher gewährleistet. Der gesamte Oberflächenabfluss ergibt sich aus der Summe der drei möglichen Oberflächenabflusskomponenten ($Q_{D,S}$ aus der Schneeschmelze, $Q_{D,I}$ als Infiltrationsüberschuss und $Q_{D,sat}$ als Sättigungsflächenabfluss).

Ausgleich von Verdunstungsverlusten im Bodenwasserspeicher aus dem Interflowspeicher und aus der gesättigten Zone

Um bei kleinem Sättigungsdefizit die Verdunstung mit potentieller Rate zu gestatten, kann im WaSiM-ETH das durch die Verdunstungsentnahme im Bodenspeicher entstandene Wasserdefizit teilweise oder ganz aufgefüllt werden. Wenn der Zwischenabfluss-Speicher nicht leer ist, dann wird das Defizit zunächst proportional zur Füllung des Zwischenabfluss-Speichers durch Rückfluss von Wasser aus diesem Speicher in den Bodenspeicher ausgeglichen ($Q_{rück}$). Weitere Defizite im Wurzelraum werden anschliessend durch Rückfluss von Wasser aus der gesättigten Zone gemindert oder ganz ausgeglichen (Q_{kap}). Dafür muss aber ein hydraulischer Kontakt zwischen dem Bodenspeicher und dem Grundwasser bestehen. Für die Auffüllung des Bodenspeichers aus der gesättigten Zone werden zwei Annahmen getroffen:

1. Es gibt keinen Kapillarsaum über dem Grundwasserspiegel - die Entscheidung, ob der Bodenspeicher vom Grundwasser erreicht wird, wird einzig anhand des Sättigungsdefizites getroffen.

2. Die Entnahme durch Verdunstung erfolgt aus dem gesamten durch den Bodenspeicher repräsentierten Bodenprofil mit gleichmässig verteilter Intensität. So wird eine Schichteinteilung des Bodens vermieden.

Um zu entscheiden, unterhalb welchen Sättigungsdefizites ein Rückfluss in den Bodenspeicher stattfindet (hydraulischer Kontakt der gesättigten Zone mit dem Bodenspeicher), wird im Modell WaSiM-ETH ein Parameter r_k eingeführt. Notwendig wird die Einführung dieses Parameters deshalb, weil der relativ konzeptionelle Ansatz variabler Sättigungsflächen in Bezug auf die absolute Lage des Grundwasserspiegels in der Regel nicht mit den Verhältnissen in der Natur übereinstimmt:

$$Q_{rück} = \left(ETR - Q_{kap} \right) \cdot \frac{SH}{SH_{max}} \cdot r_k \quad (0 \leq SH \leq SH_{max}) \quad (63)$$

$$Q_{kap} = \left(1 - \frac{S}{r_k \cdot n_e \cdot z_w} \right) \cdot ETR \quad (0 \leq S \leq r_k \cdot n_e \cdot z_w) \quad (64)$$

mit	$Q_{rück}$	Menge des in den Bodenspeicher als Verdunstungsausgleich fließenden Wassers [mm]
	Q_{kap}	Kapillaraufstieg aus dem Grundwasser [mm]
	ETR	Verdunstungsentnahme aus dem Boden durch Evapotranspiration [mm]
	SH	Interzeptionsspeicherinhalt [mm]
	SH_{max}	maximaler Interzeptionsspeicherinhalt [mm]
	S	lokales Sättigungsdefizit [mm]
	r_k	Skalierungsparameter (für Orte mit $S > r_k \cdot n_e \cdot z_w$ gibt es keinen Kapillaraufstieg) [-]
	n_e	entwässerbare Porosität [-]
	z_w	Wurzeltiefe [mm]

Berechnung von Basisabfluss

Basisabfluss wird für ein gesamtes Teileinzugsgebiet berechnet (es wird dieselbe Fläche wie für die Bildung des mittleren Sättigungsdefizites zugrunde gelegt):

$$Q_B = e^{-\gamma + \ln T_{korr}} \cdot e^{-S_m/m} = T_{korr} \cdot e^{-\gamma} \cdot e^{-S_m/m} \quad (65)$$

mit	Q_B	Basisabfluss [$m^3 \cdot h^{-1}$]
	γ	Mittelwert des Topographischen Index [-]
	S_m	mittleres Sättigungsdefizit für ein (Teil-)Gebiet [mm]
	m	Modellparameter [mm]
	T_{korr}	Korrekturwert für die Transmissivität (und Erfassung skalenabhängiger Einflüsse des topographischen Index c) [-]

Zur Herleitung des Parameters m können an mehrere lineare Anstiege einer invertiert aufgetragenen Ganglinie des gemessenen Abflusses lineare Ausgleichsgeraden angepasst werden, deren invertierte Steigung den gesuchten Parameter liefern. **Wichtig:** Wenn Interflow modelliert wird, muss der Parameter m in der Regel stark vergrößert werden, oft um das Zwei- bis Dreifache des ermittelten Wertes, da der Rückgang der schnelleren Komponente dann vom Interflowspeicher geregelt wird und m nur noch den langsameren Grundwasserabfluss bestimmt:

$$\frac{t}{m} + \frac{1}{Q_0} = \frac{1}{Q_B(t)} \quad (66)$$

Konzentration des Abflusses im Teilgebiet

Der Basisabfluss Q_B wird für ein Teilgebiet als Mittelwert gebildet. Der Interflow wird potentiell für jede Zelle gebildet und dort bereits einer Speicherwirkung unterzogen. Der Mittelwert aller Interflow-

Komponenten der einzelnen Gridzellen eines Teilgebietes ist der mittlere Gebiets-Interflow. Die dritte Komponente, der Direktabfluss, wird über eine im Preprocessing gewonnene Zoneneinteilung des Teilgebietes in Fließzonen intervallweise zum Gebietsauslass verschoben.

Für die praktische Anwendung werden die Fließzeiten als ganzzahlige Anzahl an Zeitschritten ausgedrückt, die das Wasser braucht, um von seinem Entstehungsort bis zum Gebietsauslass zu gelangen. Für jedes Teilgebiet entstehen so Zonen gleicher Fließzeiten mit jeweils charakteristischen relativen Flächenanteilen, darstellbar als sogenannte Laufzeit-Flächen-Funktion. Zu Beginn eines neuen Zeitschrittes wird der in den jeweiligen Fließzeitzone gebildete Oberflächenabfluss in die jeweils unterhalb gelegene Zone geleitet. Nur der in der untersten Fließzeitzone befindliche Abfluss wird vom Modell nach Berechnung der Retention als Direktabfluss zu Interflow und Basisabfluss addiert, um so den Gesamtabfluss des Teilgebietes für einen Zeitschritt zu erhalten. Für die Retentionsberechnung wird der Oberflächenabfluss aus der untersten Fließzeitzone über einen Einzellinearspeicher mit einer vorzugebenden Speicherkonstante k_D geleitet:

$$Q_{D_i} = Q_{D_{i-1}} \cdot e^{-\Delta t/k_D} + \hat{Q}_D \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_D}) \quad (67)$$

mit	$Q_{D,i}$	durch ELS transformierter Direktabfluss im Intervall i [mm]
	$Q_{D,i-1}$	Direktabfluss aus dem vorhergehenden Intervall $i-1$ [mm]
	\hat{Q}_D	im Intervall i in der untersten Fließzeitzone zur Verfügung stehende Direktabflussmenge bezogen auf das gesamte (Teil-)Gebiet [mm]
	Δt	Zeitintervall [h]
	k_D	Speicherkonstante für den Direktabflussspeicher [h]

Am Beginn des folgenden Zeitschrittes ist die oberste Fließzeitzone leergelaufen, während in den folgenden Zonen bereits Oberflächenabfluss auf dem Weg zum Gebietsauslass sein kann. Zu diesem Abfluss kommt nun allfällig im aktuellen Intervall neu gebildeter Abfluss hinzu.

1.10 Abflussrouting

Das im WaSiM-ETH genutzte Routingverfahren beruht auf der hydraulischen Berechnung der Fließgeschwindigkeiten ausgehend von mess- oder kalibrierbaren Gerinneedaten. Trägheits- und Diffusionseffekte des Wellenablaufes werden vernachlässigt, es handelt sich somit um die Modellierung einer kinematischen Welle. Im Anschluss an die Translationsberechnung wird die Retention bzw. Diffusion der Welle durch einen Linearspeicheransatz berücksichtigt. Das Verfahren kann in drei Schritte unterteilt werden: Zunächst wird für die einzelnen Teilstrecken die zeitliche Translation des Abflusses modelliert. Anschließend erfolgt die Berechnung der Wellenabflachung bzw. der Retention. Im letzten Schritt werden die gerouteten Abflüsse aus unterschiedlichen Quellgebieten mit dem im Zwischengebiet selbst gebildeten Abfluss zum Gesamtabfluss überlagert.

Translation des Abflusses im Gerinne

Der Fließvorgang im Gerinne wird als intervallweise stationär betrachtet. Die Fließgeschwindigkeit hängt somit ausser von den zeitlich unveränderlichen Gerinneigenschaften lediglich vom Durchfluss im Gerinne und damit vom Wasserstand ab. Für den Zufluss zum Gerinne wird eine abflussabhängige Translationszeit berechnet. Nach dieser Verschiebungszeit fließt der Abfluss aus dem unteren Gerinneende wieder aus. Um durch unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten für unterschiedliche Abflüsse bedingtes „Überholen“ zu verhindern wird die Gerinnestrecke in so viele Teilgerinnestrecken unterteilt wie nötig sind, dass der grösstmögliche (schnellste) Abfluss höchstens gleichzeitig mit dem geringstmöglichen (langsamsten) Abfluss am Ende dieser Teilstrecke ankommt, was sowohl von der Länge des Teilintervalls als auch von der Länge der Gerinnestrecke abhängt. Das Spektrum der Fließgeschwindigkeiten wird neben anderen abgeleiteten Daten vor dem Beginn des Routings für alle Gerinnestrecken berechnet und in Tabellenform abgelegt. Die für den jeweils aktuellen Abfluss geltenden Werte der Fließgeschwindigkeit werden durch lineare Interpolation zwischen den Tabelleneinträgen ermittelt.

Berechnen der Fließzeitabelle

Grundlage für die Fließzeitenberechnung ist die Fließformel nach Manning-Strickler:

$$v_l = M \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (68)$$

mit	v_l	Fliessgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
	M	Rauhigkeitsbeiwert des benetzten Umfanges [$\text{m}^{1/3}\cdot\text{s}^{-1}$]
	R_h	hydraulischer Radius [m]
	I	Gefälle [$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$]

Als Gerinneprofil wird ein Doppelrechteckprofil angenommen. Der Abfluss wird in Vorland- und Hauptbettabfluss unterteilt. Die Grenze zwischen beiden Abflüssen ist durch die vertikale Verlängerung der Hauptbett-Seitenwände gegeben. Für jeden Abfluss $Q = Q_v + Q_h$ werden die Abflusstiefen T_v und T_h für Vorland und Hauptbett, die Fließgeschwindigkeiten v_v und v_h für Vorland und Hauptbett sowie die Translationszeit t für den betrachteten Gerinneabschnitt und das Verhältnis von Vorland- zu Gesamtabfluss Q_v/Q berechnet.

Zur besseren zeitlichen Auflösung wird ein Intervall in eine festzulegende Anzahl Teilintervalle unterteilt. Dadurch können auch nichtganzzahlige Vielfache der Zeitschrittweite als Translationszeiten berücksichtigt werden, da in solchen Fällen nur ein entsprechender Bruchteil des Zuflusses zum Ausfluss durchgeroutet wird. Die Abflusstabelle wird erstellt, indem zu vorgegebenen Abflüssen Fließgeschwindigkeiten berechnet werden. Da in Gleichung (68) neben der gesuchten Fließgeschwindigkeit auch der mit der Fliesstiefe zusammenhängende hydraulische Radius unbekannt ist, müssen Fließgeschwindigkeit und Fliesstiefe iterativ berechnet werden. Zu jedem gegebenen Durchfluss Q [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] wird mit einer Initialfließgeschwindigkeit von $v_0 = 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ein sich aus den Profildaten ergebender hydraulischer Radius R_h berechnet:

$$R_h = \frac{A_h}{U_h} = \frac{A_h}{B_h + 2 \cdot T_h} = \frac{Q_h/v_h}{B_h + \frac{2 \cdot Q_h}{v_h \cdot B_h}} \quad (69)$$

mit	Q_h/v_h	Fliessquerschnitt A_h [m^2]
	B_h	Breite des Hauptbettes [m]
	T_h	Fliesstiefe im Hauptbett [m]
	U_h	benetzter Umfang des Hauptbettes $U_h = B_h + 2 \cdot T_h$ [m]
	v_h	Fließgeschwindigkeit im Hauptbett [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]

Kombiniert mit (68) ergibt sich folgende iterativ zu lösende Gleichung:

$$v_h = M \cdot \left(\frac{Q_h/v_h}{B_h + \frac{2 \cdot Q_h}{v_h \cdot B_h}} \right)^{2/3} \cdot \sqrt{I} \quad (70)$$

mit	M	Manningbeiwert [$\text{m}^{1/3}\cdot\text{s}$]
	I	Gefälle der Gerinnestrecke [$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$]

Ändert sich die Fließgeschwindigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Iterationsschritten um weniger als $0.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, dann kann die Iteration abgebrochen werden. Die Fliesstiefe T_h ergibt sich dann aus:

$$T_h = \frac{A_h}{B_h} = \frac{Q_h}{v_h \cdot B_h} \quad (71)$$

Ab dem Ausuferungsabfluss setzt sich der Gesamtabfluss aus Vorland- und Hauptbettabfluss zusammen. In diesem Fall ist eine doppelte Iteration nötig: einmal für Hauptbett und Vorland getrennt und anschlies-

send zur Angleichung der Wasserstände zwischen Hauptbett und Vorland gemeinsam. Es ist zu beachten, dass sich der hydraulische Radius für das Hauptbett aus der Hauptbettbreite und der vollen Wassertiefe, für das Vorland jedoch aus Vorlandbreite und Vorland-Fliesstiefe zusammensetzt. Das bedeutet, dass an der Grenze zwischen Hauptbett- und Vorlandabfluss in Bezug auf das Hauptbett eine feste Berandung mit entsprechender Reibung, in Bezug auf den Vorlandabfluss aber keine Reibung angenommen wird. Nach dem Auftreten einer Ausuferung beim Berechnen der Fließzeiten-Tabelle muss die Wasserstandsdifferenz zwischen Hauptbett und Vorland iterativ ausgeglichen werden. Diese Iteration wird so ausgeführt, dass bei im Hauptbett höherem Wasserstand jeweils die Hälfte des der Wasserspiegeldifferenz entsprechenden Abflusses aus dem Hauptbett dem Vorlandabfluss zugeschlagen und vom Hauptbettabfluss abgezogen wird. Umgekehrt wird entsprechend Abfluss aus dem Vorland ins Hauptbett transferiert, wenn der Wasserstand im Vorland grösser ist als im Hauptbett. Unter analoger Nutzung der Beziehung (70) für den Vorlandabfluss werden nach Berechnung der Fließgeschwindigkeiten v_v und v_h die Fliesstiefen für Vorland und Hauptbett berechnet:

$$T_h = \frac{Q_h}{v_h \cdot B_h} \quad T_v = \frac{Q_v}{v_v \cdot B_v} \quad (72)$$

mit	T_h	Fliesstiefe im Hauptbett [m]
	T_v	Fliesstiefe im Vorland [m]
	Q_h	Abfluss im Hauptbett [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]
	Q_v	Abfluss über dem Vorland [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]
	v_h	Fließgeschwindigkeit im Hauptbett [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
	v_v	Fließgeschwindigkeit über dem Vorland [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
	B_h	Hauptbettbreite [m]
	B_v	Vorlandbreite (Summe von linkem und rechtem Vorland) [m]

Weichen T_h und die Summe aus T_v und der maximalen Hauptbetttiefe T_m um mehr als 1 cm voneinander ab ($|T_h - (T_v + T_m)| > 0.01 \text{ m}$), so wird der auszutauschende Abflussanteil ΔQ für die folgende Iteration berechnet nach:

$$\begin{aligned} \Delta Q &= -\min\left(B_h v_h (T_h - (T_v + T_m)), B_v v_v (T_h - (T_v + T_m))\right) \quad \text{für } T_h > T_v + T_m \\ \Delta Q &= \min\left(B_h v_h (T_v + T_m - T_h), B_v v_v (T_v + T_m - T_h)\right) \quad \text{für } T_h < T_v + T_m \end{aligned} \quad (73)$$

Daraus ergeben sich die neuen Werte für Q_h und Q_v zu:

$$\begin{aligned} Q_{h,i} &= Q_{h,i-1} + \Delta Q \\ Q_{v,i} &= Q_{v,i-1} - \Delta Q \end{aligned} \quad (74)$$

mit i Index des Iterationsschrittes

Nach der Berechnung der daraus resultierenden neuen Fließgeschwindigkeiten v_v und v_h können anschliessend die neuen Fliesstiefen nach Gleichung (72) berechnet werden. Die Iteration wird fortgesetzt, bis sich die Wasserspiegel im Hauptbett und Vorland um weniger als 1 cm voneinander unterscheiden. Die für den Gesamtabfluss repräsentative Fließgeschwindigkeit, die auch zur Bestimmung der Translationszeit des Abflusses herangezogen wird, ergibt sich aus dem an den jeweiligen Abflussanteilen gewichteten Mittelwert beider Fließgeschwindigkeiten nach:

$$v_l = v_v \cdot \frac{Q_v}{Q_v + Q_h} + v_h \cdot \frac{Q_h}{Q_v + Q_h} \quad (75)$$

mit v_l effektive Fließgeschwindigkeit aus Hauptbett- und Vorlandabfluss [m]

Durchführen der Translation

Zwischen den in der Fließzeitabelle berechneten Fließgeschwindigkeiten wird für jeden Abfluss eine charakteristische Translationszeit interpoliert. Durch unterschiedlich schnelle Abflüsse aus verschiedenen Zeitschritten entstehende "Lücken" oder Überschüsse werden im WaSiM-ETH gegenseitig ausgeglichen, wobei zwischenzeitlich sowohl positive als auch negative Bilanzen möglich sind, die sich aber nach vollständigem Ablauf eines Hochwassers gegenseitig ausgleichen.

Berechnen der Wellenabflachung durch Retention und Diffusion

Nachdem für eine Gerinnestrecke, die bei einer allfälligen Unterteilung auch nur eine Gerinneteilstrecke sein kann, die Translationsberechnung ausgeführt wurde, wird die Gerinneretention berechnet. Dazu werden für Hauptbett und Vorland Einzellinearspeicheransätze mit unterschiedlich grossen Speicherkonstanten angewandt, um so die unterschiedlichen Retentionseigenschaften von Hauptbett und Vorland berücksichtigen zu können. Die Summe aus beiden Retentionsergebnissen stellt den Zufluss zur nächsten Routingstrecke dar:

$$Q_{out} = \left(Q_{v,i-1} \cdot e^{-\Delta t/k_v} + Q_{v,i} \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_v}) \right) + \left(Q_{h,i-1} \cdot e^{-\Delta t/k_h} + Q_{h,i} \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_h}) \right) \quad (76)$$

mit	i	Intervallzählung
	Δt	Zeitintervall [h]
	k_v	Linearspeicherkonstante des Vorlandes [h]
	k_h	Linearspeicherkonstante des Hauptbettes [h]
	Q_{outi}	Ausfluss aus der Gerinnestrecke im Intervall i [mm]
	Q_v	Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm]
	Q_h	Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]

Überlagerung von Abflüssen aus verschiedenen Teilgebieten des Einzugsgebietes

Für die Überlagerung von Abflüssen verschiedener Teilgebiete wird das gesamte Einzugsgebiet auf der Basis der Teilgebietseinteilung aus dem Bodenmodell betrachtet. Es gibt Quellgebiete und Zwischengebiete. Ein Quellgebiet ist ein Gebiet, in welches keines der anderen Teilgebiete entwässert. In ein Zwischengebiet können beliebig viele Quellgebiete und andere Zwischengebiete entwässern. Die in ein Zwischengebiet entwässernden anderen Zwischengebiete werden bezüglich des Abflussroutings für dieses Zwischengebiet ebenfalls als Quellgebiete betrachtet. Während des Abflussroutings wird die im Zwischengebiet selbst gebildete Abflussmenge mit den transformierten Abflüssen aus den tributären Quellgebieten überlagert. Die Überlagerung bezieht sich immer auf den Gebietsauslass, so dass eine Routing-Parameterbelegung für ein Quellgebiet oder ein tributäres Zwischengebiet so behandelt wird, als flösse alles Wasser aus dem Quellgebiet in einem separaten Gewässerlauf bis zur Überlagerungsstelle. Der überlagerte Abfluss kann in das nächste Zwischengebiet fließen, wo das soeben betrachtete Gebiet dann als Quellgebiet neben weiteren möglichen Quell- oder Zwischengebieten betrachtet wird usw.

Möglichkeiten der Parametereichung

Die hydraulischen Parameter können oft nicht oder nur unzureichend genau gemessen werden. Deshalb, aber auch wegen der oft starken Varianz der einzelnen Parameter über eine längere Fließstrecke müssen effektive Parameter gefunden werden. Diese müssen, wie alle effektiven Parameter, kalibriert werden. Um im Kalibrierprozess negative Auswirkungen der modellierten Abflüsse von oberliegenden Strecken zu eliminieren, gibt es die Möglichkeit, mit gemessenen Zuflussganglinien zu kalibrieren. Dabei wird im Anschluss an die Routingberechnung der berechnete Abflusswert durch einen aus einer externen Datei stammenden gemessenen Wert ersetzt.

Externe Zu- und Ableitungen, Überleitungen und Speicher

Es können in jedem Teilgebiet beliebig viele externe Zuleitungen, Ableitungen nach aussen und Speicher definiert werden. Überleitungen sind eine Kombination aus Ableitung und Zuleitung zwischen zwei Teil-

gebieten des Modells. Externe Zuleitungen werden von Dateien gelesen, die im Falle der Berücksichtigung des Stofftransportes neben den Zuflüssen in der Einheit m^3/s für jeden berücksichtigten Stoff die Input-Konzentration enthalten müssen (pro Stoff eine Spalte). Externe Ableitungen werden ebenfalls in entsprechende Dateien geschrieben. Für jeden Speicher muss eine Inhalts-Abgabe-Regel angegeben werden. Werden Stoffkonzentrationen berücksichtigt, muss auch ein Initialwert für die Konzentrationen aller maximal möglichen 9 Stoffe angegeben werden. Die Entnahme von Wasser für externe oder interne Ableitungen erfolgt in der Reihenfolge der Definition der Ableitungen bis zum Erreichen des unteren Schwellenwertes aus dem letzten Speicher des Gebietes bzw. aus dem Fließgewässer selbst. Ebenso wird Bewässerungswasser aus dem letzten Speicher entnommen.

Wichtig! Für die Berücksichtigung von Speicherbauwerken muss in der Steuerdatei eine Startfüllung sowie für jeden der maximal 9 möglichen Tracer eine Startkonzentration vorgegeben werden, auch wenn keine Stofftransportmodellierung erfolgt. Das trifft sowohl für die WaSiM-ETH Version mit RICHARDS-Gleichungsansatz als auch für jene Version mit dem TOPMODEL-Ansatz zu.

1.11 Güte der Modellierung

Um die Güte der Modellierung einschätzen zu können, werden im WaSiM-ETH verschiedene Gütekriterien berechnet. Dazu sind gemessene Abflussdaten nötig. Wenn die Unterteilung des Gebietes so erfolgte, dass einige Teilgebiete jeweils mit den Einzugsgebieten eines Pegels übereinstimmen, können die in diesen Teilgebieten modellierten Gesamtabflüsse jeweils mit den beobachteten Abflüssen verglichen werden. Als Gütekriterium wird das Bestimmtheitsmass R^2 verwendet. Es ist als das von Eins abgezogene Verhältnis der Summe der Quadrate der Residuen, auch Reststreuung genannt, zur Streuung der Messdaten definiert:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_i \varepsilon_i^2}{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} = 1 - \frac{\sum_i (y_i - x_i)^2}{\sum_i x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_i x_i \right)^2} \quad (77)$$

mit	y_i	simulierter Wert (z.B. Abfluss [mm])
	x_i, \bar{x}	gemessener Wert (z.B. Abfluss [mm]), mittlerer gemessener Wert
	ε_i	Abweichung gemessen - modelliert ($y_i - x_i$) zum Zeitpunkt i
	n	Anzahl der Zeitintervalle, für die r^2 berechnet wird

Um den Einfluss einer zeitlichen Verschiebung von gemessenen und modellierten Abflüssen auf das Bestimmtheitsmass erkennen zu können, wird das Bestimmtheitsmass für eine zeitliche Versetzung der beiden zu vergleichenden Ganglinien von ± 10 Zeitintervallen berechnet. Die Verschiebung für den maximalen Wert in dieser Reihe aus 21 Bestimmtheitsmassen kann Aufschluss über eventuell noch zu verändernde Routingparameter geben. Die Berechnung des Bestimmtheitsmasses kann für all jene Stellen im Flusssystem erfolgen, für welche gemessene Abflüsse vorliegen.

Das Bestimmtheitsmass in Gleichung (77) setzt streng genommen normalverteilte Stichproben X und Y voraus. Gerade Abflussdaten erfüllen diese Voraussetzung oft nicht, der Einfluss von Hochwasserspitzen wird verstärkt im R^2 wiedergegeben. Liegt der Schwerpunkt der Modellierung in der möglichst guten Simulation der Niedrigwasser oder des Abflusskontinuums, so kann das Bestimmtheitsmass nur zur Einschätzung der Güte genutzt werden, wenn die simulierten und die gemessenen Abflüsse vorher näherungsweise in eine Normalverteilung transformiert werden. Als einfachste Form der Transformation kann die Bildung der Logarithmen angesehen werden. So werden im WaSiM-ETH neben den „linearen“ Bestimmtheitsmassen auch die „logarithmischen“ Bestimmtheitsmasse berechnet. Damit kann eine Einschätzung der Anpassungsgüte für Hoch- und Niedrigwasser gleichermaßen gut erfolgen.

Ein weiteres Gütemass ist das Mass der erklärten Varianz (EV , explained variance coefficient). Gegenüber dem Bestimmtheitsmass zeichnet sich die erklärte Varianz dadurch aus, dass sie systematische Ordi-

natenverschiebungen der modellierten gegenüber den gemessenen Daten erkennt und diesen Einfluss eliminiert. Der Vergleich mit dem Bestimmtheitsmass, in welchem die systematische Verschiebung nicht berücksichtigt wird, kann Hinweise darauf liefern, ob systematische Fehler vorliegen. Die erklärte Varianz EV lässt sich ähnlich wie das Bestimmtheitsmass R^2 berechnen:

$$EV = 1 - \frac{\sum_i (\varepsilon_i - \mu_\varepsilon)^2}{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} = 1 - \frac{\sum_i \varepsilon_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_i \varepsilon_i \right)^2}{\sum_i x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_i x_i \right)^2} \quad (78)$$

mit	ε_i	Abweichung des berechneten vom gemessenen Wert ($y_i - x_i$) wie in Gl. (77)
	μ_ε	mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Werten = $E(\varepsilon_i)$
	x_i, \bar{x}	gemessener Wert (z.B. Abfluss in mm), mittlerer gemessener Wert
	n	Anzahl der Zeitintervalle, für die EV berechnet wird

Wie schon das Bestimmtheitsmass gilt auch die erklärte Varianz streng genommen nur für eine normalverteilte Stichprobe. Wie beim Bestimmtheitsmass wird so auch die erklärte Varianz jeweils für die logarithmierten und die nicht logarithmierten Daten berechnet. Bei allen vier Gütemassen wird eine Verschiebung der gemessenen zu den berechneten Daten von ± 10 Zeitintervallen berücksichtigt, so dass pro Teilgebiet insgesamt $4 \times 21 = 84$ Gütemasse ausgegeben werden, der jeweils zentrale Wert steht für eine Zeitverschiebung von 0.

1.12 Bodenmodell in der WaSiM-ETH Version mit RICHARDS-Gleichung

1.12.1 Grundlagen

Diese WaSiM-ETH Version wendet für die Modellierung der Wasserflüsse in der ungesättigten Bodenzone die Richards-Gleichung in einer für jede Gridzelle schichtweise diskretisierten Bodensäule in eindimensional vertikaler Form an. Aus der Kontinuitätsgleichung für die eindimensional vertikale Bewegung des Wassers in der ungesättigten Zone

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-k(\Theta) \frac{\partial \Psi(\Theta)}{\partial z} \right) \quad (79)$$

mit	Θ	Wassergehalt [m^3/m^3]
	t	Zeit [s]
	k	hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
	Ψ	hydraulische Höhe als Summe aus Saugspannung ψ und geodätischer Höhe h [m]
	q	spezifischer Fluss [m/s]
	z	Vertikalkoordinate [m]

wird die diskretisierte RICHARDS-Gleichung gewonnen:

$$\frac{\Delta \Theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta z} = q_{in} - q_{out} \quad (80)$$

mit	q_{in}	Zuflüsse in die betrachtete Bodenschicht [m/s]
	q_{out}	Abflüsse aus der Bodenschicht (einschliesslich Interflow, Drainage) [m/s]

Für die Flüsse q_{in} und q_{out} werden die Abhängigkeiten der hydraulischen Bodenparameter vom Wassergehalt des Bodens in diskreter Form berücksichtigt. Für den Fluss q zwischen zwei Schichten, deren Indizes mit u (upper) und l (lower) bezeichnet seien, gilt dann:

$$q = k_{eff} \cdot \frac{h_h(\Theta_u) - h_h(\Theta_l)}{0.5 \cdot (d_u + d_l)} \quad \text{mit} \quad \frac{1}{k_{eff}} = \frac{d_u}{d_l + d_u} \cdot \frac{1}{k(\Theta_u)} + \frac{d_l}{d_l + d_u} \cdot \frac{1}{k(\Theta_l)} \quad (81)$$

mit	q	Fluss zwischen zwei Diskrisierungsschichten [m/s]
	k_{eff}	effektive hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
	h_h	hydraulische Höhe in Abhängigkeit vom Wassergehalt als Summe aus Saugspannung $\psi(\Theta)$ nach Gleichung (82) und geodätischer Höhe h_{geo} [m]
	d	Dicken der jeweiligen Schichten, zwischen welchen der Fluss berechnet wird [m]

Dabei wird die effektive Leitfähigkeit als harmonisches Mittel der Leitfähigkeiten beider Schichten gebildet, wobei unterschiedliche Schichtdicken über die Fraktion der jeweiligen Schicht an der Gesamtdicke beider Schichten berücksichtigt wird. Somit können beliebige Schichtdicken genutzt werden.

1.12.2 Parametrisierung

Zur Berücksichtigung der Abhängigkeit der hydraulischen Höhen $h_h(\Theta)$ sowie der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten $k(\Theta)$ können zwei Methoden genutzt werden. Die erste Methode besteht darin, beide Beziehungen, ausgehend von vorliegenden Messreihen, in Tabellenform anzugeben. Es können für jede beliebige Bodenart beliebig viele Wertepaare $[\Theta, h_h(\Theta)]$ und $[\Theta, k_{rel}(\Theta)]$ angegeben werden. Dabei ist k_{rel} die relative hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Sättigungsgrad des Bodens. Zwischen den Tabelleneinträgen wird vom Modell linear interpoliert. Diese Methode bietet den Vorteil, dass das Verhalten von h_h und k_{rel} optimal an Messwerte angepasst werden kann, es wird jedoch nicht die Hysterese zwischen Be- und Entwässerung berücksichtigt. Die zweite Methode nutzt die Parametrisierung dieser beiden Bodenkennlinien nach VAN GENUCHTEN (1976). Dabei gilt:

$$\psi(\Theta) = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n} \quad (82)$$

und

$$\frac{k(\Theta)}{k_s} = \left[\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right]^{1/2} \cdot \left[1 - \left\{ 1 - \left(\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} \right)^{1/m} \right\}^m \right]^2 \quad (83)$$

mit	ψ	Saugspannung [m]
	α	empirischer Parameter [m^{-1}]
	m	empirischer Parameter [-]
	n	empirischer Parameter [-]
	Θ	aktueller Wassergehalt [-]
	Θ_r	residualer Wassergehalt bei $k(\Theta) = 0$ [-]
	Θ_s	Sättigungswassergehalt [-]
	k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]

Unter Nutzung der Beziehung (82) kann die Berechnung des Wassergehaltes in Abhängigkeit von der aktuellen Saugspannung erfolgen:

$$\Theta = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \left(\frac{1}{1 + (\psi\alpha)^n} \right)^m \quad (84)$$

Neben den Parametern n und α muss für jede Bodenart noch ein Parameter k_{rec} angegeben werden, welcher die Abnahme der Leitfähigkeiten mit der Tiefe beschreibt:

$$k_{s,z} = k_s \cdot k_{rec}^z \quad (85)$$

mit	$k_{s,z}$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der Tiefe z [m/s]
	k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche [m/s]
	k_{rec}	Rezessionskonstante [-]
	z	Tiefe [m]

1.12.3 Numerische Lösung (vertikale Flüsse, Interflow, Infiltration/Exfiltration in Flüsse)

Zur Lösung der Bewegungsgleichung wird ein vertikal eindimensionales Finite-Differenzen-Verfahren angewandt (FD). Gleichung (79) wird nach Überführen in die Differenzenform (80) für jede diskrete Schicht der ungesättigten Zone gelöst, wobei zunächst jeweils der Fluss zwischen zwei Schichten nach Gleichung (81) und anschliessend eventuell auftretender Interflow sowie Infiltration aus Flüssen bzw. Exfiltration in Flüsse berechnet wird. Obere Randbedingung ist die nach GREEN and AMPT (1911) bzw. PESCHKE (1977, 1987) berechnete Infiltrationsmenge F . Das FD-Schema beginnt anschliessend ab der letzten durch die Infiltration vollständig gesättigten oder, wenn keine Schicht gesättigt wurde, ab der ersten Diskretisierungsschicht, bis zum Grundwasser, dessen Spiegellage als untere Randbedingung (Druckrandbedingung) dient, die Flüsse zu berechnen. Die Entnahme des evapotranspirierten Wassers erfolgt vor der Berechnung der Flüsse (siehe Abschnitt 1.12.4). Das Schema folgt dem unten beschriebenen Ablauf, wobei die Punkte 2 bis 7 iterativ durchlaufen werden, bis die Änderung im Wassergehalt zwischen zwei Iterationsschritten für alle Schichten einen vorgegebenen Grenzwert unterschreiten oder eine maximale Anzahl an Iterationsschritten (500) durchlaufen wurde:

1. Berechnen der Infiltration bis zur Schicht m , dabei kann Interflow abgezweigt werden (siehe unten)
2. Flussberechnung: Sie erfolgt ab Schicht $m-1$ (bzw. ab Schicht 1, wenn $m = 1$) bis zur Schicht, in der das Grundwasser steht jeweils für den Fluss q_m (Fluss zwischen den Schichten m und $m + 1$) nach Gleichung (81). Dabei werden die aktuellen Wassergehalte der Schichten m und $m + 1$ gebildet aus:

$$\begin{aligned}\Theta_m &= 0.5 \left(\Theta_{m,i-1} + \overline{\Theta_{m,iter}} \right) \\ \Theta_{m+1} &= 0.5 \left(\Theta_{m+1,i-1} + \overline{\Theta_{m+1,iter}} \right)\end{aligned}\tag{86}$$

mit Θ Wassergehalt [-]
 m Schichtindex (von oben nach unten ansteigend)
 i Zeitschrittindex
 $\overline{\Theta_{m,iter}}$ fortlaufender Mittelwert der Wassergehalte in den einzelnen Iterationsschritten ab dem 4. Iterationsschritt.

Um insbesondere bei langen Zeitschritten die Iteration schnell konvergieren zu lassen und um Schwingungen zu vermeiden, werden die Wassergehalte ab dem 4. Iterationsschritt als Mittelwert aus dem Wassergehalt aus dem letzten Zeitschritt und dem fortlaufenden Mittel der Wassergehalte aller Iterationsschritte gebildet. Für den ersten Iterationsschritt sind Θ_k und Θ_{k+1} gleich dem Ergebnis aus dem vorherigen Zeitschritt, für den zweiten und dritten Iterationsschritt wird jeweils der Mittelwert aus $\Theta_{m,i-1}$ (ausiteriertes Ergebnis des letzten Zeitschrittes) und dem aktuellen Iterationsergebnis $\Theta_{m,i,iter}$ gebildet. Mit diesen Wassergehalten werden die Leitfähigkeiten k und die Saugspannungen ψ bzw. die hydraulischen Höhen h_h für jeweils beide Schichten nach den Gleichungen (82) und (83) berechnet (das Θ in diesen Gleichungen ist nun Θ_m bzw. Θ_{m+1}), wobei gilt: $h_{h,m} = \psi_m + h_{geo,m}$ (siehe Gleichung 82).

Für die Leitfähigkeiten gelten aufgrund der Diskretisierung in Raum und Zeit Beschränkungen. Das Verhältnis der nach Gleichung (83) berechneten hydraulischen Leitfähigkeiten $k(\Theta_m)/k(\Theta_{m+1})$ und $k(\Theta_{m+1})/k(\Theta_m)$ darf einen vorgegebenen Bereich nicht verlassen, so dass verhindert wird, dass aus einer sehr nassen Schicht mit einer grossen Leitfähigkeit kein Wasser in eine trockene Schicht mit einer sehr geringen Leitfähigkeit fließen kann:

$$\left. \begin{aligned} k_m &= k(\Theta_m) \\ k_{m+1} &= k(\Theta_{m+1}) \end{aligned} \right\} \text{begrenzt auf} \left\{ \begin{aligned} k_m &= \frac{1}{c_k} k(\Theta_{m+1}) \\ k_{m+1} &= \frac{1}{c_k} k(\Theta_m) \end{aligned} \right\} \text{wenn} \left\{ \begin{aligned} k_m &< \frac{1}{c_k} k(\Theta_{m+1}) \\ k_{m+1} &< \frac{1}{c_k} k(\Theta_m) \end{aligned} \right.\tag{87}$$

mit c_k empirischer Parameter, der von der vertikalen Diskretisierung

und vom Zeitschritt abhängt ($c_k \approx 50 \dots 100$ bei $1h \leq \Delta t \leq 5d$ und $\Delta z \approx 0.33$ m)

3. *Berechnen von Interflow*: wenn für die Saugspannung in der Schicht m gilt: $\psi_m < 3.45$ m. Vorgehen in 2 Schritten:

a) maximal möglicher Interflow $q_{ifl,max}$

$$q_{ifl,max} = (\Theta(\psi) - \Theta_{\psi=3.45}) \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (88)$$

mit $\Theta(\psi)$ Wassergehalt bei aktueller Saugspannung ψ [-]
 $\Theta_{\psi=3.45}$ Wassergehalt bei Saugspannung $\psi = 3.45$ m [-]
 Δz Schichtdicke [m]
 Δt Zeitschritt [s]

b) Interflow q_{ifl} , wie er sich aus Leitfähigkeit, Flussdichte und Gradient ergäbe:

$$q_{ifl} = k_s(\Theta_m) \cdot \Delta z \cdot d_r \cdot \tan \beta \quad (89)$$

mit k_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
 Θ_m Wassergehalt in der betrachteten Schicht m [-]
 d_r Skalierungsparameter zur Berücksichtigung der Entwässerungsdichte sowie der Anisotropie von $k_{s,horizontal}$ gegenüber $k_{s,vertikal}$
 β lokales Gefälle (**wichtig**: wenn $\beta > 45^\circ$, dann wird β auf 45° begrenzt!)

c) Als Ergebnis gilt der kleinere der unter a) und b) berechneten Werte

4. *Infiltration aus Flüssen bzw. Exfiltration aus dem Grundwasser in Flüsse*:

Exfiltration aus dem Grundwasser wird nur für jene Gridzellen berechnet, welche durch Einträge in den Flussbreiten-, Flusstiefen- und Kolmationsgrids (Leakage-Faktoren) gekennzeichnet sind. Für die Berechnung der Infiltration aus Flüssen in das Grundwasser muss ausserdem ein Eintrag in einem sogenannten Link-Grid vorhanden sein, welcher die Nummer des Oberlieggers darstellt, der sein Wasser in die Flussstrecke fliessen lässt. Das bedeutet, dass Infiltration nur an solchen Flussabschnitten berechnet wird, die im Modell als Routingstrecken berechnet werden, Exfiltration dagegen in jeder Zelle berechnet werden kann, die in den genannten Grids als Fließgewässer markiert sind. Diesem Vorgehen liegt die Annahme zugrunde, dass bei hinreichend klein gewählten Teilgebieten in den Entstehungsgebieten des Abflusses in der Regel ein hydraulisches Gefälle vom Grundwasser zum Fluss besteht, wogegen dieses Gefälle sich nur in ausgeprägten Stromtälern umkehren kann, wenn von oberhalb grosse Abflussmengen in die Flussstrecke strömen. Die Flussbreiten und Tiefen sowie die Markierungen der Routingstrecken erfolgen im Preprocessing mit dem Programm TANALYS, es können selbstverständlich auch andere Methoden genutzt oder Messdaten verwendet werden. Exfiltration und Infiltration werden über relativ einfache Beziehung berechnet.

Exfiltration (Basisabfluss), Berechnung erfolgt in zwei Schritten:

a) Berechnung der Exfiltration aufgrund des hydraulischen Gradienten und der Kolmation der Gewässersohle (Exfiltrations- oder Kolmationswiderstand)

$$q_{exf,pot} = l_k \cdot \Delta H \cdot b_{rb} / cs \quad (90)$$

mit $q_{exf,pot}$ maximal mögliche Exfiltration (Basisabfluss) aufgrund des Gradienten [m/s]
 l_k Leakage-Faktor (Kolmationswiderstand) [s^{-1}]
 ΔH positive Differenz zwischen Grundwasserspiegellage und Flusssohle
 $\Delta H = h_{GW} - h_{rb}$ (h_{GW} : Grundwasserspiegellage [m ü.M.],
 h_{rb} : Flusssohle [m ü.M.])
 b_{rb} Breite der Flusssohle [m]
 cs Gridzellen-Kantenlänge [m]

b) Aufteilen von $q_{exf,pot}$ auf die betroffenen Diskretisierungsschichten: Aus jeder der betroffenen Schichten kann nur solange Wasser auslaufen, bis eine definierte Saugspannung, hier 3.45 m, erreicht ist:

$$q_{exf,m} = (\Theta_m - \Theta_{\psi=3,45m}) \cdot \Delta z_e / \Delta t \quad \text{für } \text{int}((h_{geo,0} - h_{GW}) / \Delta z) \leq m \leq \text{int}((h_{geo,0} - h_{rb}) / \Delta z) \quad (91)$$

mit $q_{exf,m}$ maximal möglicher Anteil an der Exfiltration aus der Schicht m [m/s]
 m Schichtindex, von der obersten vom Grundwasser berührten Schicht bis zur Schicht, in der die Gewässersohle liegt [-]
 Θ_m Wassergehalt in Schicht m (i.d.R. Sättigung) [-]
 $\Theta_{\psi=3,45m}$ Wassergehalt bei Saugspannung $\psi = 3.45$ m [-]
 $h_{geo,0}$ Geländehöhe [m ü.M.]
 h_{GW} Grundwasserspiegel [m ü.M.]
 h_{rb} Höhe der Flusssohle [m ü.M.]
 Δz Schichtdicke [m]
 Δz_e effektive Schichtdicke: Liegt die Schicht vollständig zwischen der Grundwasser-
 oberfläche und der Flusssohle, so ist $\Delta z_e = \Delta z$, der Schichtdicke, befindet sich
 der Grundwasserspiegel in der Schicht m , so ist $\Delta z_e = h_{GW} - h_{geo,m}$, befindet sich
 die Flusssohle in der Schicht m , so gilt $\Delta z_e = h_{geo,m-1} - h_{rb}$, befinden sich sowohl
 der Grundwasserspiegel als auch die Flusssohle in der Schicht m , so gilt
 $\Delta z_e = h_{GW} - h_{rb} = \Delta H$

Ist die Menge $q_{exf,m}$ kleiner als $q_{exf,pot}$, so wird Wasser aus der darunterliegenden Schicht entnommen, falls diese noch (mindestens teilweise) über der Flusssohle liegt. Ist $q_{exf,pot}$ kleiner als $q_{exf,m}$, so wird aus der Schicht m nur $q_{exf,pot}$ entnommen und die Entnahme beendet. Die Anteile der Exfiltration aus den einzelnen Schichten werden addiert:

$$q_{exf} = \sum_m q_{exf,m} \quad (92)$$

mit q_{exf} tatsächlich exfiltrierte Wassermenge

Infiltration: Analog zur Berechnung der Exfiltration erfolgt die Berechnung der Infiltration nach Gleichung (90). Auch hier erfolgt die Berechnung in zwei Schritten:

a) potentielle Infiltration aufgrund der Gradienten und der Kolmation:

$$q_{inf,pot} = l_k \cdot \Delta H \cdot b_{rb} / cs \quad (93)$$

mit $q_{inf,pot}$ maximal mögliche Infiltration aufgrund des Gradienten [m/s]
 l_k Leakage-Faktor (Kolmationswiderstand) [s⁻¹]
 ΔH positive Differenz zwischen Flusssohle und Grundwasserspiegellage
 $\Delta H = h_{rb} - h_{GW}$; wenn der Grundwasserspiegel unter der Flusssohle liegt, dann
 gilt: $\Delta H = h_{rb} - hh_n$, wobei hh_n die hydraulische Höhe in der Schicht ist, in welcher
 die Flusssohle liegt
 b_{rb} Breite der Flusssohle [m]
 cs Gridzellen-Kantenlänge [m]

b) Analog zu Gleichung (91) wird die potentielle Infiltration beginnend mit der Schicht, in der die Flusssohle liegt, nach unten zum Grundwasser in die freien Porenräume "gefüllt". Dabei ist die auffüllbare Porosität die Differenz zwischen dem Sättigungswassergehalt und dem im aktuellen Iterationsschritt geltenden Wassergehalt. In diesem Fall werden die Darcy-Gesetze vernachlässigt, d.h., es kann mehr infiltrieren, als die gesättigte Leitfähigkeit zulässt. Zur Begrenzung der Infiltration muss der Leakage-Faktor genutzt werden.

$$q_{inf,m} = (\Theta_{sat} - \overline{\Theta_{m,iter}}) \Delta z / \Delta t \quad (94)$$

mit $q_{inf,m}$ maximal mögliche Infiltration in die Schicht m aufgrund der auffüllbaren Porosität [m/s]

$\Theta_{m,iter}$ in der Schicht m im aktuellen Iterationsschritt geltender Wasesrgehalt [-]

Wie bei der Aufteilung der Exfiltration auf einzelne Schichten, so wird auch bei der Aufteilung der Infiltration auf die einzelnen Schichten fortlaufend eine Summe aller bereits “ungerbrachten” Anteile mitgeführt.

$$q_{inf} = \sum_m q_{inf,m} \quad (95)$$

mit q_{inf} Menge des in den bisher berechneten Schichten infiltrierten Wassers [m/s]

Ist diese Summe q_{inf} nach dem Auffüllen nach unten noch kleiner als die potentielle Infiltration $q_{inf,pot}$, so werden noch von unten nach oben die Schichten aufgefüllt, die (mindestens teilweise) unterhalb des Fluss-Wasserstandes liegen. Reicht das nicht aus, um die potentielle Infiltration unterzubringen, so wird die Infiltration q_{inf} auf die bis dahin berechnete Summe $\Sigma q_{inf,m}$ beschränkt. Die gesamte Infiltrationsmenge wird in einer Tabelle für jede Routingstrecke gespeichert. In dieser Tabelle ist auch der im Abfluss-Routing berechnete Abfluss für jede Routingstrecke enthalten. Nach dem Berechnen der Infiltration wird diese Abflussmenge um die Infiltration in der aktuellen Gridzelle reduziert. Ist die in Gleichung (93) berechnete Infiltration grösser, als die Abflussmenge im Fluss, dann wird die Infiltrationsmenge auf diese Abflussmenge begrenzt, der Fluss trocknet dann aus.

5. *Gradientenrestriktion*: Da die vertikalen Flüsse immer nur als die für eine Schichtgrenze geltenden Flüsse berechnet werden, müssen bei grossen Feuchteänderungen u.U. Restriktionen für die berechneten Flüsse angewandt werden. So kann ein sehr grosser Fluss aus der Schicht m in die Schicht $m+1$ über einen langen Zeitschritt dazu führen, dass sich durch die in Schicht m abnehmende und gleichzeitig in Schicht $m+1$ zunehmende Feuchte der hydraulische Gradient umkehrt. Um die Anzahl an Iterationen für die gesamte Bodensäule möglichst gering zu halten, wird deshalb nach dem Berechnen der Flüsse für die gesamte Bodensäule geprüft, ob ein solcher Fall eintreten kann, bevor die neuen Wassergehalte aufgrund der berechneten Flüsse aktualisiert werden. Zunächst wird geprüft, ob es in einer Schicht zu Übersättigung kommen würde (später im Punkt 6 erfolgt noch einmal eine weitergehende Flussrestriktion). Die Bilanz der Zu- und Abflüsse mit dem Inhalt des Kompartimentes m lautet für das Zeitintervall i :

$$\Theta_{m,i+1} = \Theta_{m,i} + (q_{m,i} - q_{ifl,i} - q_{m-1,i} - q_{exf,m} + q_{inf,m}) \frac{\Delta t}{d_m} \quad (96)$$

mit $\Theta_{m,i}$ $\Theta_{m,i+1}$ Wassergehalte vor und nach dem Aktualisieren mit den berechneten Flüssen
 $q_{m,i}$ Fluss zwischen Schichten m und $m+1$ (Abfluss hat negatives Vorzeichen) [m/s]
 $q_{ifl,i}$ Interflow aus der Schicht m [m/s]
 $q_{m-1,i}$ Fluss zwischen Schichten $m-1$ und m (Zufluss hat negatives Vorzeichen) [m/s]
 $q_{exf,m}$ nach Gleichung (90)/(91) berechnete Exfiltration aus dem Grundwasser [m/s]
 $q_{inf,m}$ nach Gleichung (92)/(93) berechnete Infiltration in das Grundwasser [m/s]
 Δt Zeitschritt [s]
 d_m Dicke der Schicht m [m]

Beim diesem ersten Test auf Übersättigung wird zunächst nur der Zufluss aus der Schicht $m + 1$ verringert, der Zufluss von oben (aus der Schicht $m - 1$) wird anschliessend, bedingt durch das von unten nach oben fortschreitende schichtweise Berechnen der Gradientenrestriktion und im Zusammenhang mit einer anschliessenden Prüfung auf Übersättigung automatisch reduziert.

Analog zu Gleichung (96) wird auch für die Schicht $m + 1$ eine Bilanz aufgestellt, deren Ergebnis $\Theta_{m+1,i+1}$ ist. Aus diesen Wassergehalten werden die korrespondierenden hydraulischen Höhen bzw. Potentiale $hh_{m,i+1}$ und $hh_{m+1,i+1}$ berechnet:

$$\begin{aligned} hh_{m,i+1} &= 0.5(h_{geo,m-1} + h_{geo,m}) + \psi(\Theta_{m,i+1}) \\ hh_{m+1,i+1} &= 0.5(h_{geo,m} + h_{geo,m+1}) + \psi(\Theta_{m+1,i+1}) \end{aligned} \quad (97)$$

mit	hh	hydraulische Höhe (Gesamtpotential) [m]
	h_{geo}	geodätische Höhe der Schichtunterkante [m über Meer]
	ψ	Saugspannung [m]
	i	Zeitindex
	m	Schichtindex

Gradientenrestriktion: Wenn gilt

$$\begin{aligned} & (hh_{m,i} > hh_{m+1,i}) \cap (hh_{m,i+1} < hh_{m+1,i+1}) \cup \\ & (hh_{m,i} < hh_{m+1,i}) \cap (hh_{m,i+1} > hh_{m+1,i+1}) \end{aligned} \quad (98)$$

dann wird iterativ der Zeitpunkt t_s gesucht, zu welchem der Gradient 0 wird. Zunächst wird für die Mitte des Zeitintervalls eine neue Berechnung der Bilanzen durchgeführt, was analog Gleichung (96) unter Nutzung von $\Delta t_{neu} = 1/2 \Delta t$ die neuen Wassergehalte $\Theta_{m,i+1/2}$ und $\Theta_{m+1,i+1/2}$ ergibt. daraus werden analog Gleichung (97) die neuen hydraulischen Höhen $hh_{m,i+1/2}$ und $hh_{m+1,i+1/2}$ berechnet, welche mit den entsprechenden Potentialen vom Intervallbeginn gemäss (98) verglichen werden. Wird zwischen den Zeitpunkten i und $i+1/2\Delta t$ nun immer noch eine Gradientenumkehr festgestellt, wird der Zeitschritt weiter verkleinert. Kehrt sich der Gradient dagegen nicht mehr um, ist aber noch grösser als eine festgelegte Schwelle (z.B. 0.001 m), so wird der vorher verkleinerte Zeitschritt um 50% vergrössert (also $\Delta t_{neu} = 0.75 \cdot \Delta t$), worauf die iterative Suche nach dem Zeitpunkt des Gradientenausgleichs weitergeht. Das Verhältnis der bis zum annähernden Gradientenausgleich verflissenen Zeit zur Dauer des Zeitintervalls gibt den Reduktionsfaktor für den ursprünglich berechneten Fluss an:

$$q_{m,red} = \frac{t_s}{\Delta t} \cdot q_m \quad (99)$$

mit $q_{m,red}$ reduzierter Fluss zwischen 2 Schichten, um Gradientenumkehr zu verhindern [m/s]
 t_s Zeit ab Beginn des Intervalls, nach welcher die Gradienten ausgeglichen sind [s]

6. *Flussrestriktion*: Die Gradientenrestriktion bezieht sich jeweils nur auf den Fluss zwischen zwei Schichten. Zwar werden für jede dieser Schichten die Flüsse aus den bzw. in die darunter- und darüberliegenden Schichten für die Bildung der Bilanzen berücksichtigt, aber auch diese Flüsse können bei nachfolgenden Berechnungen der Gradientenrestriktionen noch verringert werden. Neben einer iterativen Wiederholung der gesamten Prozedur der Berechnung der Gradientenrestriktionen wird deshalb abschliessend noch einmal überprüft, ob es zu “Übersättigungen” oder zu “Austrocknungen” ($\Theta < \Theta_r$) kommen kann. Da in der Regel die Dynamik der ungesättigten Zone von oben nach unten abnimmt, sind am unteren Systemrand die geringsten numerischen Abweichungen dieser Art zu erwarten. Auch wird in der Regel der Fluss von oben nach unten begrenzt, weshalb es in oberhalb liegenden Schichten zum Aufstau kommen kann, was eine nach oben fortschreitende Begrenzung der Zuflüsse zu Folge haben muss. Deshalb erfolgt diese letzte Überprüfung aufsteigend vom Grundwasser bis zur Bodenoberfläche für alle Schichten. Es treten 2 mögliche Fälle auf:

6.1 $\Theta_{m,i+1} > \Theta_s$ (Bilanz nach Gleichung (96): Übersättigung, Zuflüsse müssen reduziert werden)

a) q_m und q_{m+1} sind nach unten gerichtet (vertikales Durchfliessen); Reduktion von q_{m-1} bzw. q_{inf}

$$q_{m-1,red} = q_{m-1} + (\Theta_{m,i+1} - \Theta_s) \cdot \Delta z / \Delta t \quad (100a)$$

mit $q_{m-1,red}$ reduzierter vertikaler Zufluss aus der oberen Schicht
 q_{m-1} nach Gradient berechneter Fluss (Ausgangswert zur Reduktion)
 Δz Schichtdicke [m]
 Δt Zeitschritt [s]
 $q_{inf,m}$ nach Gleichung (94) berechnete Infiltration
 Θ_s Sättigungswassergehalt [-]
 $\Theta_{m,i+1}$ Wassergehalt, wie er sich aus der Bilanz der unkorrigierten Flüsse nach Gleichung (96) ergibt [-]

Keht sich das Vorzeichen von $q_{m-1,red}$ gegenüber q_{m-1} um (aus negativem Fluss wird positiver Fluss), so war die Reduktion zu gross. Es wird dann die Reduktion um den zu grossen Betrag zurückgenommen und mit dem verbleibenden Rest auf den zweiten möglichen Zufluss, die Infiltration aus einem Oberflächengewässer, angewandt:

$$q_{ifl,m,red} = q_{ifl,m} - q_{m-1,red} \quad \text{und} \quad q_{m-1,red} = 0 \quad (100b)$$

mit $q_{inf,m,red}$ reduzierte Infiltration aus einem Oberflächengewässer [m/s]
 $q_{inf,m}$ nach Gleichung (94) berechnete Infiltration

- b) Zufluss von unten und oben ($q_m \uparrow$, $q_{m-1} \downarrow$, zusätzlich möglicher Zufluss durch $q_{inf,m}$)
 Zunächst wird nach Gleichung (100a) der Zufluss von oben reduziert:

$$q_{m-1,red} = q_{m-1} + (\Theta_{m,i+1} - \Theta_s) \cdot \Delta z / \Delta t \quad (\text{identisch mit 100a})$$

Keht sich das Vorzeichen dieses Zuflusses durch die Korrektur um, wird anschliessend der Zufluss von unten q_m reduziert.

$$q_{m,red} = q_m - q_{m-1,red} \quad \text{und} \quad q_{m-1,red} = 0 \quad (100c)$$

Führt diese Reduktion zu einem Vorzeichenwechsel bei q_m (q_m wird negativ), wird im letzten Schritt die Infiltration $q_{ifl,m}$ reduziert, im Gegensatz zu Gleichung (100b) hat in (100d) der Korrekturterm ein negatives Vorzeichen, da durch die vorhergehende Reduktion von q_m ein zweiter Vorzeichenwechsel stattfand:

$$q_{ifl,m,red} = q_{ifl,m} + q_{m,red} \quad \text{und} \quad q_{m,red} = 0 \quad (100d)$$

- c) nur Zufluss von unten und ggf. aus Infiltration, sonst Abflüsse ($q_m \uparrow$, $q_{m-1} \uparrow$, $q_{inf,m} \geq 0$)
 Es wird zunächst der Zufluss von unten reduziert:

$$q_{m,red} = q_m - (\Theta_{m,i+1} - \Theta_s) \cdot \Delta z / \Delta t \quad (100e)$$

Keht sich das Vorzeichen um, muss analog Gleichung (100d) die Überkompensation zurückgenommen und von der Infiltration aus dem Oberflächengewässer abgezogen werden:

$$q_{ifl,m,red} = q_{ifl,m} + q_{m,red} \quad \text{und} \quad q_{m,red} = 0 \quad (\text{identisch mit 100d})$$

- c) nur Zufluss aus Infiltration, sonst Abflüsse ($q_m \downarrow$, $q_{m-1} \uparrow$, $q_{inf,m} \geq 0$)
 Es wird nur die Infiltration aus dem Oberflächengewässer reduziert:

$$q_{ifl,m,red} = q_{ifl,m} - (\Theta_{m,i+1} - \Theta_s) \cdot \Delta z / \Delta t \quad (100f)$$

6.2 $\Theta_{m,i+1} < \Theta_r$ (Abflüsse müssen reduziert werden, kann bei langen Zeitschritten insbesondere bei grossem Anteil an Interflow oder Exfiltration auftreten)

- a) q_m und q_{m+1} sind nach unten gerichtet (vertikales Durchfliessen), $q_{ifl} > 0$ oder $q_{exf,m} > 0$
 Zunächst wird der Abfluss nach unten q_m reduziert:

$$q_{m,red} = q_m + (\Theta_r - \Theta_{m,i+1}) \cdot \Delta z / \Delta t \quad (101a)$$

mit $q_{m,red}$ reduzierter Abfluss nach unten aus der Schicht m [m/s]
 q_m unreduzierter Abfluss nach unten [m/s]
 Θ_r residualer Wassergehalt [-]
 andere Grössen wie in Gl. (100)

Keht sich durch diese Reduktion das Vorzeichen von q_m um (es wird also positiv und es gilt $q_m > 0$), so war die Reduktion zu gross und wird um den zu grossen Anteil zurückgenommen und auf die anderen Abflüsse, entweder auf den Interflow oder auf die Exfiltration, angewandt (nur eine Komponente kann auftreten, da Interflow nur gebildet wird, wenn diese Schicht nicht im Grundwasser liegt und Exfiltration nur aus dem Grundwasser erfolgen kann):

$$\begin{aligned}
q_{\text{exf},m,\text{red}} &= q_{\text{exf},m} - q_{m,\text{red}} & \text{und} & \quad q_{m,\text{red}} = 0 & \quad (\text{wenn } q_{\text{exf},m} > 0) \\
q_{\text{ifl},m,\text{red}} &= q_{\text{ifl},m} - q_{m,\text{red}} & \text{und} & \quad q_{m,\text{red}} = 0 & \quad (\text{wenn } q_{\text{ifl},m} > 0)
\end{aligned} \tag{101b}$$

mit $q_{\text{exf},m,\text{red}}$ reduzierte Exfiltration der Schicht m [m/s]
 $q_{\text{exf},m}$ ursprünglich berechnete Exfiltration nach Gleichung (90) bis (92) [m/s]
 $q_{\text{ifl},m,\text{red}}$ reduzierter Interflow aus der Schicht m [m/s]
 $q_{\text{ifl},m}$ ursprünglich nach Gleichung (88) und (89) berechneter Interflow [m/s]

- b) alle Flüsse sind aus der Schicht heraus gerichtet ($q_m: \downarrow, q_{m-1}: \uparrow, q_{\text{ifl}} > 0$ oder $q_{\text{exf},m} > 0$)
zusätzlich zu q_m bzw. $q_{\text{exf},m}$ und q_{ifl} wird vorher q_{m-1} analog Gleichung (101a) reduziert,
- c) Zufluss von oben und unten, aber Abfluss durch q_{ifl} oder $q_{\text{exf},m}$ ($q_m: \uparrow, q_{m-1}: \downarrow, q_{\text{ifl}} > 0$)
Nur Reduktion von q_{ifl} oder $q_{\text{exf},m}$ nach Gl. (101a), dort q_m durch q_{ifl} bzw. q_{exf} ersetzen,
- d) alle Flüsse nach oben gerichtet und Interflow ($q_m: \uparrow, q_{m-1}: \uparrow, q_{\text{ifl}} > 0$; eher unwahrscheinlich). Es erfolgt in diesem Fall eine Reduktion aller Abflüsse (q_{m-1}, q_{ifl} oder $q_{\text{exf},m}$) analog Gleichung (101), die Vorzeichen sind gegenüber Gleichung (100a) entsprechend der Flussrichtungen zu ändern.

7. Ermitteln des Iterationsfehlers und Vergleich mit dem Abbruchkriterium:

Nach dem Berechnen der Flüsse werden nach Gleichung (85) die neuen Wassergehalte für alle Schichten berechnet. Das Maximum der Abweichungen des Wassergehaltes zum Wassergehalt im vorherigen Iterationsschritt wird mit der zulässigen Fehlerschranke verglichen. Beim Unterschreiten dieser Schranke ist das FD-Schema ausiteriert:

$$\varepsilon_{\text{max}} = \max\left(\Theta_{m,\text{iter}} - \overline{\Theta_{m,\text{iter}-1}}\right) \quad (\text{für alle } m) \tag{102}$$

mit ε_{max} maximale Änderung des Wassergehaltes in einer der Schichten
 $\frac{\Theta_{m,\text{iter}}}{\overline{\Theta_{m,\text{iter}-1}}}$ nach dem Iterationsschritt iter berechneter Wassergehalt in der Schicht m
fortschreitender Mittelwert der Iterationsergebnisse für die Wassergehalte bis zum vorherigen Zeitschritt. Im Fall $\text{iter} < 4$ gilt $\overline{\Theta_{m,\text{iter}-1}} = \Theta_{m,\text{iter}-1}$, es wird also mit dem echten Ergebnis des vorherigen Iterationsschrittes gerechnet. Im ersten Iterationsschritt gilt: $\overline{\Theta_{m,\text{iter}-1}} = \Theta_{m,i-1}$, es wird mit dem ausiterierten Ergebnis aus dem vorherigen Zeitschritt $i-1$ gerechnet

Abbruch der Iteration, wenn:

$$\begin{aligned}
a) \quad & \varepsilon_{\text{max}} < \varepsilon_{\text{zul}} \\
b) \quad & \text{iter} \geq \text{iter}_{\text{zul}}
\end{aligned} \tag{103}$$

mit ε_{zul} zulässiger Fehler: $\varepsilon_{\text{zul}} = 10^{-4}$ für $\text{iter} = 1 \dots 10$, $\varepsilon_{\text{zul}} = 5 \cdot 10^{-4}$, für $\text{iter} > 10$
 iter_{zul} maximal zulässige Zahl an Iterationsschritten (fest: 300)

Um zu lange Iterationszyklen zu vermeiden, wird bei $\text{iter} > 10$ die zulässige Fehlergrenze von sonst $\varepsilon_{\text{max}} = 0.01 \text{ \% Vol}$ auf $\varepsilon_{\text{max}} = 0.05 \text{ \% Vol}$ erhöht. Dieser Fall tritt in der Regel nur bei grossen Zeitschritten ($\Delta t > 1 \text{ d}$) auf, bei denen das FD-Schema aufgrund der starken Nichtlinearitäten in den k - Θ - und ψ - Θ -Beziehungen zum Schwingen zwischen extremen Zuständen neigt. Um solche Schwingungen abzufangen, wird auch ab dem 4. Iterationsschritt für den Bodenwassergehalt anstatt des Ergebnisses des vorausgegangenen Iterationsschrittes das fortschreitende Mittel der Wassergehalte (angefangen mit dem Ergebnis aus dem dritten Iterationsschritt) genutzt, um die k - Θ - und ψ - Θ -Beziehungen nach den Gleichungen (82) und (83) zu berechnen (siehe Gleichung 86).

1.12.4 Entnahme verdunstenden Wassers

Die Entnahme von Wasser aus den einzelnen Bodenschichten erfolgt getrennt für Evaporation und Transpiration noch vor der Berechnung der vertikalen und lateralen Flüsse. Im ersten Schritt wird für den von Vegetation bedeckten Teil der Gridzelle die Transpiration berechnet, die aufgrund der Bodenfeuchte in den einzelnen Schichten gegenüber der potentiellen Evapotranspiration reduziert sein kann. Im zweiten Schritt wird für den unbedeckten Boden die Evaporation berechnet. Auch hier findet eine bodenfeuchteabhängige Reduktion statt. Wurde die Transpiration reduziert, dann kann die reduzierte Menge zu gewissen Teilen als Evaporation entnommen werden.

1. Berechnen der Transpirationseutnahmen:

Für jede Vegetationsart muss in der Steuerdatei ein Parameter angegeben werden, welcher die Wurzel-dichte-Verteilung mit der Tiefe beschreibt, ausserdem wird für jede Pflanzenart ein Jahresgang der maximalen Wurzeltiefe definiert. Die Wurzel-dichte-Verteilung, die im folgenden auch Entnahmedichte-Verteilung genannt wird, kann nach GURTZ (1988) in folgender Form angegeben werden:

$$d_r(z) = d_{norm} \left(1 - \frac{z}{z_w} \right) \cdot \left(1 + \frac{z}{z_w} \cdot \rho \right) \quad (104)$$

mit	d_r	Wurzel-dichte in der Tiefe z
	z	Tiefe unter der Bodenoberfläche [m]
	z_w	maximale Wurzeltiefe (für jede Vegetation und jeden Zeitpunkt spezifisch)
	ρ	Parameter der Wurzel-dichte-Verteilung ($\rho > -1$) für $-1 < \rho < 0$ konkave Form mit betonter oberflächennaher Entnahme für $\rho = 0$ lineare Abnahme mit der Tiefe für $\rho > 0$ konvexe Form der Entnahmedichte-Verteilung, die zu verstärkter Entnahme aus den unteren Schichten führt
	d_{norm}	Normierungsfunktion, welche die diskreten Summen der Entnahmedichten aus den einzelnen Schichten auf 1 abgleicht

Nach Gleichung (103) wird im ersten Schritt die Entnahmedichte $d_{r,m}$ für die Schichtmitten aller voll durchwurzelten Schichten ($1 \dots m$) berechnet. Reichen die Wurzeln in der untersten durchwurzelten Schicht m nicht bis zur unteren Schichtgrenze, so wird zur Berechnung der Entnahmedichte der Mittelwert aus oberer Schichtgrenze dieser Schicht $h_{geo,m-1}$ (in Metern unter Geländeoberfläche) und maximaler Wurzeltiefe z_w herangezogen.

Im nächsten Schritt wird geprüft, ob es gemäss Gleichung (43) zu einer Reduktion der potentiellen Entnahme aus irgendeiner Schicht kommt. Diese Berechnung erfolgt von oben nach unten bis zur letzten von den Wurzeln erreichten Schicht. Um der anpassungsfähigen Pflanzenphysiologie gerecht zu werden, kann eine Entnahmereduktion bis zu einem bestimmten Grenzwert aus der nächsttieferen Schicht kompensiert werden. Dies wird im Modell durch Umverteilungen in der (diskreten) Entnahmedichtefunktion berücksichtigt:

$$\hat{d}_{r,m+1} = d_{r,m+1} + (1-x) \cdot d_{r,m} \quad (\text{für } (1-x) \cdot d_{r,m} \leq \lambda \cdot d_{r,m+1}) \quad (105)$$

mit	$\hat{d}_{r,m+1}$	korrigierte Entnahmedichte für die Schicht $m+1$ (um die Reduktion aus der darüberliegenden Schicht vergrössert)
	$d_{r,m+1}$	ursprünglich für die Schicht $m+1$ nach Gl. (103) berechnete Entnahmedichte
	$d_{r,m}$	für die Schicht m geltende Entnahmedichte (evtl. auch schon korrigiert)
	λ	maximales Vielfache um welches die Entnahmedichte in der Schicht $m+1$ vergrössert werden kann
	x	Reduktionsfaktor für die Entnahmedichte aus der Schicht m

Findet in der Schicht m eine Reduktion statt, die grösser als das Vielfache λ der Entnahmedichte in der darunterliegenden Schicht $m+1$ ist, so wird die Entnahmedichte in der Schicht $m+1$ nur um den Faktor λ

vergrössert, der Rest der in der Schicht m reduzierten Entnahmedichte wird gespeichert und für die Evaporation aus der obersten Bodenschicht zur Verfügung gestellt:

$$E_{z,m} = ((1-x) \cdot d_{r,m} - (1+\lambda) \cdot d_{r,m+1}) \cdot ETP \cdot v \quad (106)$$

mit $E_{z,m}$ zusätzlich für die Evaporation verfügbares Wasser aus Schicht m [mm]
 v Vegetationsbedeckungsgrad, pflanzenspezifischer Jahresgang [-]
 ETP potentielle Verdunstung [mm]

Die tatsächlich aus den einzelnen Bodenschichten zu entnehmenden Transpirationen werden dann für den von Vegetation bedeckten Anteil der Fläche und gemäss den gegebenenfalls reduzierten oder vergrösserten Entnahmedichte-Anteilen berechnet:

$$T_m = \hat{d}_{r,m} \cdot ETP \cdot v \quad (107)$$

mit T_m Transpirationsentnahme aus der Schicht m [mm oder m/s]
 $\hat{d}_{r,m}$ korrigierte Entnahmedichte nach Gleichungen (43), (103) und (104)
 ETP potentielle Verdunstung [mm oder m/s]
 v Vegetationsbedeckungsgrad [-]

2. Evaporationsentnahme aus der obersten Bodenschicht

Evaporation wird nur von der nicht von Vegetation bedeckten Fläche und nur aus der obersten Bodenschicht (die ersten 0.1 m) entnommen. Die Summe der nichtkompensierbaren Reduktionen E_z der Verdunstung aus allen durchwurzelten Schichten wird ebenfalls aus dieser Bodenschicht entnommen. Die Evaporation wird reduziert in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte Θ_1 in der obersten Bodenschicht und wird berechnet nach:

$$E = \left[(1-v) \cdot ETP + v \cdot E_z \right] \cdot \left[1 - \left(\frac{\Theta_s - \Theta_1}{\Theta_1} \right)^2 \right] \quad (108)$$

mit E Evaporation aus der obersten Bodenschicht [mm]
 ETP potentielle Verdunstung (nach Abzug der Interzeptionsverdunstung)
 v Vegetationsbedeckungsgrad, pflanzenspezifischer Jahresgang [-]
 E_z Summe der nicht kompensierbaren Reduktionen nach Gleichung (105)
 $\Theta_{s,1}$ Sättigungswassergehalt der obersten Bodenschicht [-]
 Θ_1 aktueller Wassergehalt der obersten Bodenschicht [-]

3. Neuberechnung der Bodenwassergehalte

Nach der Entnahme der Evapotranspiration aus den Bodenschichten wird für alle von dieser Entnahme betroffenen Schichten der neue Wassergehalt berechnet:

$$\begin{aligned} \Theta_{m,i+1} &= \Theta_{m,i} + T_{m,i} \cdot d_m \cdot \Delta t^{-1} && \text{für } m > 1 \\ \Theta_{1,i+1} &= \Theta_{1,i} + (T_{1,i} + E_{1,i}) \cdot d_m \cdot \Delta t^{-1} && \text{für } m = 1 \end{aligned} \quad (109)$$

1.12.5 Berücksichtigung von Bewässerung

Bewässerung kann auf zwei verschiedene Arten im Modell berücksichtigt werden – durch einen fest vorgegebenen Zeit-Mengen-Plan in welcher Datum und Bewässerungsmenge angegeben werden oder als direkt vom Modell gesteuerter Prozess, bei welchem die Bewässerungsmenge in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte pflanzenspezifisch gesteuert werden kann. In beiden Fällen muss das Modell über ein Bewässerungsgrid Informationen über zu bewässernde Flächen erhalten. Dieses Bewässerungsgrid enthält für jede Bewässerungskultur einen spezifischen Code (dies kann z.B. der Landnutzungscode sein), so dass eine räumliche Zuordnung von bewässerten Zellen möglich ist. Für jeden dieser Codes muss in der Steuerdatei in einer Bewässerungstabelle angegeben sein,

- ob die Steuerung nach einem vorgegebenen Zeit-Mengen-Plan oder nach Bedarf erfolgt,

- ob das Wasser aus dem Grundwasser (in dieser Zelle) oder aus dem Oberflächenwasser (in diesem Teilgebiet) entnommen werden soll (die Wassermengen werden in jedem Fall bilanziert),
- wann wieviel bewässert wird (wenn eine Steuerung nach einem Zeit-Mengen-Plan erfolgt),
- bzw. ab welcher Saugspannung ψ_{dry} bis zu welcher Saugspannung ψ_{wet} bewässert werden soll (wenn optimale Steuerung nach Saugspannungen erfolgt)

Im Falle einer Steuerung nach Saugspannungen werden beim Start des Modells die minimale Saugspannung ψ_{dry} und die "Ziel"-saugspannung ψ_{wet} in die der Bodenart entsprechenden Wassergehalte Θ_{dry} bzw. Θ_{wet} umgerechnet. Während des Modelllaufes wird der Mittelwert des Bodenwassergehaltes über die gesamte Wurzeltiefe Θ_w mit dem unteren Grenzwert Θ_{dry} verglichen. Wird der untere Grenzwert Θ_{dry} unterschritten, wird die Bewässerungsmenge I berechnet:

$$I = (\Theta_{wet} - \Theta_{dry}) \cdot z_w \cdot 1000 \quad (110)$$

mit I Bewässerungsmenge [mm]
 Θ_{wet} oberer Grenzwert des Bodenwassergehaltes während der Bewässerung [-]
 Θ_{dry} unterer Grenzwert des Bodenwassergehaltes zum Einsetzen der Bewässerung [-]
 z_w Wurzeltiefe [m]

Diese Menge wird auf die folgenden 24 Stunden aufgeteilt, so dass zu grosse Bewässerungsintensitäten vermieden werden. Die Leaching fraction, also das zum Spülen des Bodens genutzte Wasser, welches über die Bewässerungsmenge hinaus aufgetragen wird, kann über den Zielwert ψ_{wet} beeinflusst werden. Ist ψ_{wet} grösser als es die Saugspannung bei Feldkapazität ist (0.2 ... 0.5 m), dann wird praktisch kein Wasser versickern. Kleine Werte für ψ_{wet} (z.B. 0.2 m) führen jedoch zu einer deutlichen Drainage.

In der Modellierung wird das Bewässerungswasser zum Niederschlag addiert, die Stoffkonzentrationen werden mit den Inputkonzentrationen aus dem Niederschlag gemischt bzw. die Massen an transportierten Salzen addiert.

1.12.6 Berücksichtigung von Drainagen

Die Wirkung künstlicher Drainagen wird separat berechnet und anschliessend zum Interflow addiert. Die Parametrisierung der Drainage erfolgt über zwei Grids. Eines enthält die Tiefe z_d , in welcher die Drainagerohre liegen, das andere enthält Angaben zum horizontalen Abstand zwischen zwei Drainagerohren d_h (die Drainagedichte). Für jene Schicht, in welcher die Drainagerohre liegen, wird zum Interflow die Menge an Drainagewasser addiert:

$$q_{drain} = k(\Theta) \cdot \frac{2d_m}{d_h} \cdot \frac{cs}{d_h} \quad (111)$$

mit q_{drain} Drainage aus der Schicht m , wenn in dieser Schicht die Drainagerohre liegen [m/s]
 $k(\Theta)$ hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt nach (83)
 d_m Dicke der Schicht m [m]
 d_h horizontaler Abstand der Drainagerohre voneinander [m]
 cs Gridzellen-Kantenlänge

Der Quotient $2d_m/d_h$ stellt den mittleren hydraulischen Gradienten in der Schicht m dar, der Quotient cs/d_h berücksichtigt die Entwässerungsdichte in dieser Gridzelle und macht die Berechnung damit skalens-unabhängig. Unmittelbar nach dem Berechnen der Drainage q_{drain} wird sie zum Interflow addiert und anschliessend der Kontrolle nach Gleichung (87) und (88) im Punkt 3 c) des Abschnitts 1.12.3 unterzogen. Über den durch die Drainage schneller abnehmenden Bodenwassergehalt kann auch aus den darüberliegenden Schichten nun schneller Wasser nach unten nachsickern, so dass sich die Drainage auch auf die oberhalb liegenden Schichten auswirkt.

1.12.7 Berücksichtigung von Stauhorizonten

Stauhorizonte, wie sie sich aufgrund der Bodengenese, des Schichtaufbaus des Bodens oder als Folge der Bodenbearbeitung ergeben können, können durch berücksichtigt werden, indem die Tiefe einer Stauschicht mit einer fest definierten Leitfähigkeit vorgegeben wird. Dies stellt lediglich eine Erweiterung der Parametrisierungsmöglichkeiten neben der Angabe einer Tabelle der Bodeneigenschaften für jede Bodenschicht und der Leitfähigkeitsreduktion nach Gleichung (85) dar. Die Angabe der Tiefe dieser Schicht erfolgt über ein Grid, welches für jede Zelle die Tiefe dieser Schicht beschreibt (wenn die Tiefe 0 ist, existiert *keine* Stauschicht). In der Steuerdatei muss ausserdem die Leitfähigkeit dieser Stauschicht als globaler Parameter explizit angegeben werden

1.12.8 Berücksichtigung von Überstau

Überstau kann ebenfalls für jede Gridzelle gesondert durch die Angabe der maximalen Überstauhöhe angegeben werden, wobei eine maximale Überstauhöhe von 0 m bedeutet, dass auf dieser Zelle kein Überstau auftreten kann. Überstau wird zum Niederschlag addiert, die Stoffkonzentrationen werden gemischt bzw. die Salzfrachten addiert. Zu beachten ist, dass bei Überstau Verdunstungsentnahmen direkt aus dem Überstau und nicht aus dem Boden entnommen werden, um so numerische Probleme bei der Berechnung des Grundwasserspiegels zu umgehen. Damit könnten unter Umständen Probleme bei der Bilanzierung der Stoffmengen auftreten, wenn z.B. ein geflutetes Reisfeld nur aus dem Überstau verdunstet, die Wurzelzone also keinen Zufluss und somit auch keine Änderung in den Stoffkonzentrationen erfährt, sich aber die Stoffe in der Überstauschicht anreichern.

1.12.9 Grundwasserstand

Der Grundwasserstand wird im Teilmodell der ungesättigten Zone nicht explizit modelliert. Dies erfolgt im Grundwassermodell und die Nettoänderung des Grundwasserstandes wird im Teilmodell der ungesättigten Zone neben dem Niederschlag, der Verdunstung und der Ex- und Infiltration aus Gewässern als eine der Bilanzgrößen genutzt. Für die ungesättigte Zone wird aufgrund der Sättigung der einzelnen Bodenschichten entschieden, welche Schichten vollständig, welche teilweise und welche gar nicht im Bereich des Grundwassers liegen. Der Grundwasserstand wird dann in der untersten nicht vollständig gesättigten Schicht lokalisiert (es wird dabei davon ausgegangen, dass die betrachtete Bodensäule bis ins Grundwasser reicht). Aufgrund der für jeden Boden spezifischen Bodenkennlinien kann nach Gleichung (84) für eine beliebige Schichtdicke berechnet werden, welchen Wassergehalt diese Schicht haben muss, wenn sie sich im hydrostatischen Gleichgewicht mit dem an ihrer Untergrenze befindlichen Grundwasserstand befinden soll:

$$\Theta_{GW,\min} = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \left(\frac{1}{1 + (0.5 \cdot d_m \alpha)^n} \right)^m \quad (112)$$

mit $\Theta_{GW,\min}$ Wassergehalt, bei welchem das Grundwasser im hydrostatischen Gleichgewicht mit dem Wassergehalt in der Schicht m ist
 Θ_s Sättigungswassergehalt der Schicht m [-]
 Θ_r residualer Wassergehalt der Schicht m [-]
 α, m, n Van Genuchten - Parameter
 d_m Dicke der Schicht m [m]

Der aktuelle Grundwasserstand wird nun nach jedem Zeitintervall interpoliert:

$$h_{GW} = h_{geo,m} + d_m (\Theta_{m,i} - \Theta_{GW,\min}) (\Theta_s - \Theta_{GW,\min}) \quad (113)$$

mit h_{GW} Grundwasserstand [m ü.M.]
 $h_{geo,m}$ Geodätische Höhe der unteren Schichtgrenze der untersten teilgesättigten Schicht [m]
 d_m Dicke der Schicht m [m]

$\Theta_{m,i}$	aktueller Wassergehalt der Schicht m zum Zeitpunkt i
Θ_s	Sättigungswassergehalt [-]

Der Wassergehalt $\Theta_{GW,min}$ gilt jedoch nur für das hydrostatische Gleichgewicht. Es wird angenommen, dass diese Bedingung dann erfüllt ist, solange sich der Grundwasserspiegel innerhalb einer Schicht bewegt. Anderenfalls, wenn also der Grundwasserstand in eine neue Schicht übertritt, können 2 Fälle unterschieden werden:

1. *Absinken in die nächsttiefere Schicht:* Es wird neu die Berechnung des Grenzwertes $\Theta_{GW,min}$ für diese Schicht vorgenommen

2. *Ansteigen in die nächsthöhere Schicht:* Es wird zunächst das in der höheren Schicht geltende Θ_{m-1} als $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ verwendet. Erst wenn das Grundwasser innerhalb derselben Schicht wieder sinkt, *und gleichzeitig* $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ grösser als $\Theta_{GW,min}$ ist, muss der untere Grenzwert $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ an das nach Gleichung (112) berechnete Ergebnis $\Theta_{GW,min}$ angepasst werden. Dies geschieht, indem die Bilanz aus Zufluss und Abflüssen zum aktuellen Wert $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ addiert wird:

$$\Delta\Theta_{m,i} = q_{m-1} + Q_B + Q_{ifl} + ETR_m \quad (114)$$

$$\widehat{\Theta}_{GW,min,i+1} = \widehat{\Theta}_{GW,min,i} + \Delta\Theta_{m,i} \quad \text{für } \Delta\Theta_{m,i} > 0 \text{ (sinkendes GW)}$$

mit	$\Delta\Theta_{m,i}$	Änderung des Wassergehaltes in der Schicht m im Zeitschritt i [-]
	q_{m-1}	Zufluss aus Schicht $m-1$ [m/s]
	Q_B	Basisabfluss aus Schicht m (bzw. lateraler Netto-Abfluss im Grundwasser) [m/s]
	Q_{ifl}	allfälliger Interflow [m/s]
	ETR_m	allfällige Entnahme durch Transpiration [m/s]

Wenn das so berechnete $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ kleiner als $\Theta_{GW,min}$ wird, dann gilt letzterer Wert für die Interpolation nach Gleichung (113) und es erfolgt keine weitere Anpassung von $\widehat{\Theta}_{GW,min}$ nach unten.

1.12.10 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung wird als Bilanz der Zu- und Abflüsse in der obersten grundwasserführenden Schicht sowie aus der Änderung des Grundwasserstandes berechnet. Es können positive und negative Grundwasserneubildungsraten auftreten. Wechselt der Grundwasserstand in eine andere Schicht, erstrecken sich die Bilanzen auf alle betroffenen Schichten. Zunächst wird die aufgefüllte bzw. entwässerte Porosität berechnet, zu welcher anschliessend der abgeflossenen Basisabfluss (bzw. laterale Zu- und Abfluss) aus dem vorhergehenden Intervall addiert wird, um die Bilanz zu erhalten.

1. *Grundwasser fällt innerhalb einer Schicht:*

Es wird aufgrund des Wasserstandes eine Zerlegung der Wassergehalte der aktuellen Schicht vorgenommen, wobei sich die Dicke der ungesättigten Teilschicht d_u aus $h_{geo,m-1} - h_{GW}$ berechnet (siehe Gleichung 108):

$$\Theta_{u,new} = \frac{(d_m \Theta_{m,i} - (h_{GW,i} - h_{geo,m}) \Theta_s)}{h_{geo,m-1} - h_{GW}} \quad (115)$$

mit	$\Theta_{u,new}$	Wassergehalt des ungesättigten Teil der Schicht m (Schicht, in der das GW steht)
	d_m	Dicke der Schicht m [m]
	$h_{GW,i}$	Grundwasserstand im aktuellen Intervall i
	$\Theta_{m,i}$	Mischwassergehalt der Schicht m im Intervall i

Für den unteren Teilen zwischen h_{GW} und $h_{geo,m}$ gilt $\Theta = \Theta_s$ (Sättigung). Die entwässerte Porosität ist demnach:

$$\Theta_e = (h_{GW,i} - h_{GW,i-1}) \cdot (\Theta_s - \Theta_{u,new}) \quad (116)$$

mit $h_{GW,i}$ Grundwasserstand im aktuellen Intervall i [m]
 $h_{GW,i-1}$ Grundwasserstand im vorhergehenden Intervall $i-1$ [m]

2. Grundwasser steigt innerhalb einer Schicht

$$\Theta_{u,old} = \frac{(d_m \Theta_{m,i-1} - (h_{GW,i-1} - h_{geo,m}) \Theta_s)}{h_{geo,m-1} - h_{GW,i-1}} \quad (117)$$

mit $\Theta_{u,old}$ Wassergehalt des ungesättigten Teils der Schicht m im vorhergehenden Intervall $i-1$ [-]
 d_m Dicke der Schicht m [m]
 $h_{GW,i-1}$ Grundwasserstand im vorhergehenden Intervall $i-1$ [m]
 $\Theta_{m,i-1}$ Mischwassergehalt der Schicht m im vorhergehenden Intervall $i-1$ [-]

Die aufgefüllte Porosität ergibt dann zu:

$$\Theta_e = (h_{GW,i} - h_{GW,i-1}) \cdot (\Theta_s - \Theta_{u,old}) \quad (118)$$

mit $h_{GW,i}$ Grundwasserstand im aktuellen Intervall i [m]
 $h_{GW,i-1}$ Grundwasserstand im vorhergehenden Intervall $i-1$ [m]

Wenn der Grundwasserstand eine oder mehrere Schichtgrenzen schneidet, dann müssen zu den in den Gleichungen (116) und (118) berechneten entwässerten bzw. aufgefüllten Porositäten noch diejenigen der vollständig aufgefüllten/gravitativ entwässerten Schichten addiert werden:

3. Grundwasser fällt über eine Schichtgrenze hinaus:

$$\Theta_e = (h_{geo,n} - h_{GW,i-1}) \cdot (\Theta_s - \Theta_{n,i}) + \sum_{k=n+1}^m (d_k (\Theta_{k,i-1} - \Theta_{k,i})) \quad (119)$$

mit $h_{geo,n}$ geod. Höhe der Schicht, in welcher das Grundwasser im Zeitschritt $i-1$ stand
 $h_{GW,i-1}$ Grundwasserstand im vorhergehenden Zeitschritt $i-1$
 $\Theta_{n,i}$ aktueller Wassergehalt in der grundwasserführenden Schicht n
 n Index: Schicht, in welcher das Grundwasser im Intervall $i-1$ stand
 m Index: Schicht, in der das Grundwasser im Intervall i steht
 d Dicken der Schichten [m]
 k Laufindex über alle neu teilentwässerten Schichten

4. Grundwasser steigt über eine Schichtgrenze hinaus:

$$\Theta_e = (h_{GW,i} - h_{geo,m}) \cdot (\Theta_s - \Theta_{m,i} - \Delta t \cdot Q_{lat} / d_m) + \sum_{k=n+1}^m (d_k (\Theta_{k,i} - \Theta_{k,i-1})) \quad (120)$$

mit $h_{geo,m}$ geod. Höhe der Schicht, in welcher das Grundwasser im Zeitschritt i steht
 $h_{GW,i}$ Grundwasserstand im aktuellen Zeitschritt i
 $\Theta_{m,i}$ aktueller Wassergehalt in der grundwasserführenden Schicht m im Zeitschritt i
 n Index: Schicht, in welcher das Grundwasser im Intervall $i-1$ stand
 m Index: Schicht, in der das Grundwasser im Intervall i steht
 d Dicken der Schichten [m]
 Δt Zeitschrittlänge [s]
 Q_{lat} lateraler Netto-Zufluss im Zeitschritt i
 k Laufindex über alle vollständig aufgefüllten Schichten

Die Grundwasserneubildung ergibt sich in allen vier Fällen aus der Summe der entwässerten bzw. aufgefüllten Porosität Θ_e und den lateralen Abflüssen des vorhergehenden Intervalls:

$$GWN = 1000 \cdot \Theta_e + Q_{B,i-1} \quad (121)$$

mit	GWN	Grundwasserneubildung [mm]
	Θ_e	aufgefüllte (Vorzeichen positiv) bzw. entwässerte (Vorzeichen negativ) Porosität [-]
	$Q_{B,i-1}$	Basisabfluss/lateraler Abfluss im vorhergehenden Intervall $i-1$ [mm]

1.12.11 Berechnung von Basisabfluss

Der Basisabfluss wird normalerweise als Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer berechnet. Er entsteht in diesem Fall nur an wenigen Stellen des Modellgebietes. Die Ausgabe der Ergebnisse erfolgt jedoch neben der räumlich detaillierten Ausgabe als Grid auch als Teilgebietsmittelwert. Dabei wird die gegebenenfalls ebenfalls auftretende Infiltration nicht mit der Exfiltration verrechnet, sondern erst im Abflussrouting vom Gesamtabfluss abgezogen.

Wird das Modell für die ungesättigte Zone ohne die Ankopplung an das Grundwassermodell betrieben, so muss die Berechnung des Basisabflusses auf konzeptionellem Weg erfolgen, da kein lateraler Austausch zwischen den Zellen erfolgen kann. In solchen Fällen wird ein Ansatz analog zum Topmodel verwendet:

$$Q_B = Q_0 \cdot K_s \cdot e^{(h_{GW} - h_{geo,0})/k_B} \quad (122)$$

mit	Q_B	Basisabfluss [m/s]
	Q_0	Skalierungsfaktor für Basisabfluss [-]
	K_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
	h_{GW}	Grundwasserspiegel [m ü.M.]
	$h_{geo,0}$	Geländeoberfläche (Oberkante 1. Schicht) [m ü.M.]
	k_B	Auslaufkonstante für Basisabfluss [m]

Dieser Ansatz wird auf jede einzelne Gridzelle angewendet – Basisabfluss entsteht also nicht, wie bei aktivem Grundwassermodell, nur in Gridzellen, über welche ein Gewässer fließt. Die Parameter sind empirisch festzulegen, eine Kalibrierung muss erfolgen.

1.12.12 Kopplung mit dem Grundwassermodell

Das bisher beschriebene hydrologische Modell arbeitete lediglich eindimensional vertikal. Die Ableitung von Interflow ist eine Erweiterung, die jedoch voraussetzt, dass die räumliche Diskretisierung gröber ist, als die natürliche Flusssdichte, so dass in jeder Gridzelle mindestens das Vorhandensein eines Entwässerungsgrabens angenommen werden kann. Benachbarte Zellen innerhalb der ungesättigten Zone kommunizieren in dieser Modellannahme nicht miteinander. Anderenfalls wäre es nötig, die lateralen Abflusskomponenten in einem 3-D-Modell für die ungesättigte Zone zu modellieren, wodurch sich ein gegenüber den zu erwartenden Ergebnisverbesserungen unverhältnismässig hoher Rechen- und Programmieraufwand ergeben würde. Die Kopplung mit einem Grundwassermodell ist dagegen sehr leicht möglich, wenn die Grundwasserströmung unabhängig von der ungesättigten Zone modelliert wird.

Im WaSiM-ETH wird so vorgegangen, dass das Modell für die ungesättigte Zone und das Grundwassermodell periodisch gekoppelt werden, da einerseits die Zeitschrittdauer im Grundwassermodell grösser sein kann als im Modell der ungesättigten Zone und da andererseits bei grossen Modellgebieten die Rechenzeiten durch das Grundwassermodell u.U. stark verlängert werden können. Deshalb ist es auch bei angekoppeltem Grundwassermodell von Vorteil, wenn das Modell der ungesättigten Zone die Grundwasserstände weiterhin aus der Bilanz der Zu- und Abflüsse zum Grundwasser interpoliert.

Die Kopplung zwischen beiden Modellen erfolgt in beide Richtungen:

- Im Modell der ungesättigten Zone wird berechnet, welcher Fluss zwischen dem Grundwasser und der ungesättigten Zone auftritt. Dieser Fluss wird zwischen zwei Kopplungszeitpunkten akkumuliert und dem Grundwassermodell als Zufluss/Entnahme übergeben. Ausserdem wird der weiterhin interpolierte Grundwasserstand ans Grundwassermodell übergeben, so dass damit eine redundante Information vorliegt. Gleichzeitig werden die ins Grundwasser hineingeflossenen oder aus ihm entnommenen Stoffmengen bzw. Konzentrationen bilanziert
- Im Grundwassermodell werden die lateralen Flüsse berechnet, wie sie sich aus den aktuellen Druckhöhenverteilungen ergeben. Dabei werden die Zuflüsse/Entnahmen aus der ungesättigten Zone über die veränderten Druckhöhen sowie die transportierten Mengen an Salzen bzw. Tracern berücksichtigt. Die Bilanz der lateralen Flüsse wird für jede Zelle anhand der Zellgrösse und der Mächtigkeit des Grundwasserleiters in eine vertikale Geschwindigkeit umgerechnet. Diese Geschwindigkeit in m/s wird im Modell der ungesättigten Zone als Zu- bzw. Abfluss im Grundwasser berücksichtigt. Auf diese Weise ist eine periodische Kopplung möglich.

1.13 Modellierung der Grundwasserströmung und des lateralen Stofftransportes

Das Grundwassermodell ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet:

- Es können beliebig viele Layer modelliert werden, welche über vertikalen Austausch miteinander in Verbindung stehen. Die einzelnen Layer bzw. Aquifere werden jeweils horizontal zweidimensional im regelmässigen Raster modelliert.
- Es werden für den obersten Grundwasserleiter ungespannte, für die darunterliegenden Schichten gespannte oder ungespannte Verhältnisse angenommen, je nach Druckhöhen im Vergleich zur Aquiferoberkante.
- Es werden Anisotropien für die hydraulischen Leitfähigkeiten zugelassen, jedoch nur in x- und y-Richtung, also ohne Verdrehung der Bezugsrichtung. Dies muss erforderlichenfalls durch Drehen des Koordinatensystems für alle Grids und meteorologischen Stationen erfolgen (im Gegensatz zur Interpolation, wo eine Drehung der Anisotropieellipse möglich ist).
- Die Verbindung mit Oberflächengewässern wird im Modell der ungesättigten Zone über Leakage-Ansätze berücksichtigt. Es kann sowohl In- als auch Exfiltration aus dem Grundwasser modelliert werden. Tritt das Grundwasser an die Geländeoberfläche, so wird auch dieses im Modell der ungesättigten Zone berücksichtigt und es entsteht Oberflächenabfluss (als Schichtquellen interpretierbar).
- Die Lösung der Kontinuitäts- und Bewegungsgleichung erfolgt mit einem impliziten Finite Differenzen Verfahren: Gauss-Seidel-Algorithmus mit wahlweise automatischer oder manueller Ermittlung von Beschleunigungsfaktoren, den sogenannten Successive Over Relaxations - Faktoren. Für spätere Modellversionen ist vorgesehen, einen effektiveren Gleichungslöser für die direkte Lösung (z.B. PCG: preconditioned conjugated gradients) zu implementiert.
- Der Stofftransport wird ohne Berücksichtigung der Diffusion auf die Wasserströme aufgesetzt, es ist aber möglich, nach der Modellierung auf die berechneten Strömungsfelder den Stofftransport nachträglich aufzusetzen (mit externen Programmen, die hier nicht weiter betrachtet werden)
- räumlich verteilte Parameter für das Grundwassermodell:
 - KX gesättigte horizontale hydraulische Leitfähigkeit (x-Richtung), 1 Grid für jeden Layer, in m/s
 - KY gesättigte horizontale hydraulische Leitfähigkeit (y-Richtung), 1 Grid für jeden Layer, in m/s
 - S0 spezifischer Speicherkoeffizient (S0), 1 Grid für jeden Layer, in m^3/m
 - GK Leakagefaktoren für den Austausch zwischen den Layern, 1 Grid für jeden Layer, in m^{-1}
 - BQ Randzuflüsse (bezogen auf die Vertikale \rightarrow Recharge), 1 Grid für jeden Layer, in m/s
 - BH konstante Druckhöhen, 1 Grid für jeden Layer, in m
 - AQ Aquifermächtigkeit, 1 Grid für jeden Layer, in m

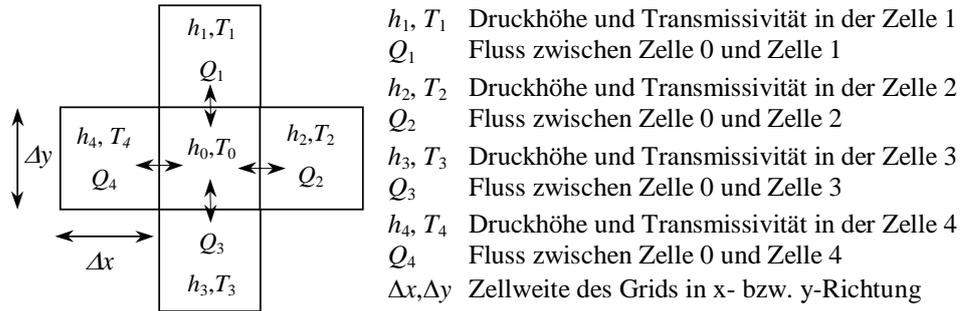
Lösung der Strömungsgleichung

Die Strömungsgleichung wird aus der Kontinuitätsgleichung und aus dem Gesetz von DARCY gewonnen. Die Bilanz der während eines Zeitraums ∂t in ein Volumen $\partial x \cdot \partial y$ hinein oder aus ihm herausströmenden Wassermengen entspricht der Änderung der im Volumen gespeicherten Wassermenge:

$$\operatorname{div}(T \operatorname{grad} h) + q + l_{up}(h_{up} - h) + l_{lo}(h_{lo} - h) = S_0 \frac{\partial h}{\partial t} \quad (123)$$

mit	T	Transmissivität [m ² /s]
	h	Druckhöhe im Kontrollvolumen [m]
	q	Zugaben/Entnahmen, senkrecht zur Gridzelle [m/s]
	l_{up}	Leakagefaktor für Fluss zwischen aktuellem und hangendem Aquifer [s ⁻¹]
	h_{up}	Druckhöhe im hangenden Aquifer [m]
	l_{lo}	Leakagefaktor für Fluss zwischen aktuellem und liegendem Aquifer [s ⁻¹]
	h_{lo}	Druckhöhe im liegenden Aquifer [m]
	S_0	spezifischer Speicherkeffizient [1/1]
	t	Zeit [s]

Gleichung (123) enthält neben der eigentlich interessierenden horizontalebene Strömung noch Terme für den Wasserfluss zwischen hangenden und liegenden Aquifern und dem aktuell betrachteten Aquifer sowie den Term q , welcher Entnahmen, z.B. durch Brunnen, und Zugaben, z.B. die Grundwasserneubildung, berücksichtigt. Es ist zu beachten, dass im ungespannten Fall der Speicherkoeffizient S_0 automatisch durch die aus der Bodenart bestimmbare effektive Porosität n_{eff} ersetzt wird. Um die diskrete Differenzengleichung zu erhalten, wird ein Kontrollvolumen mit diskreten Randlängen Δx und Δy definiert. Ausserdem wird ein finiter Zeitabschnitt Δt betrachtet. Für die folgenden Gleichungen werden lokale Indizes zwischen 0 und 4 entsprechend folgender Skizze genutzt.



Werden in (123) die Leakage-Terme mit den Zugaben und Entnahmen zum Fluss Q_0 zusammengefasst, wird ferner die Divergenz der Flüsse als Bilanz der Flüsse durch die Seitenwände des Kontrollvolumens sowie durch die Dach- und Bodenflächen dargestellt, so ergibt sich:

$$\Delta t(Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_0) = [h_0(t + \Delta t) - h_0(t)]S_0 \Delta x \Delta y \quad (124)$$

mit den Flüssen Q_1 bis Q_4 als

$$\begin{aligned} Q_1 &= \Delta x T_{1,0} \frac{h_1(t') - h_0(t')}{\Delta y} & Q_2 &= \Delta y T_{2,0} \frac{h_2(t') - h_0(t')}{\Delta x} \\ Q_3 &= \Delta x T_{3,0} \frac{h_3(t') - h_0(t')}{\Delta y} & Q_4 &= \Delta y T_{4,0} \frac{h_4(t') - h_0(t')}{\Delta x} \end{aligned} \quad (125)$$

Dabei wird angenommen, dass die während des Zeitschritts Δt fließenden Flüsse durch die zum Zeitpunkt t' (mit $t \leq t' \leq t + \Delta t$) geltenden Druckhöhen repräsentiert werden. Die zwischen den Zellen 0 und 1, 0 und 2, 0 und 3 bzw. 0 und 4 geltenden Transmissivitäten $T_{1,0}$ bis $T_{4,0}$ werden aus dem harmonischen Mittelwert der jeweiligen Transmissivitäten der beteiligten Zellen gebildet:

$$T_{i,0} = 2 \frac{T_i T_0}{T_i + T_0} \quad (126)$$

mit i lokale Indizes zwischen 1 und 4

Die jeweilige Transmissivität ist bei gespannten Verhältnissen das Produkt aus Aquifermächtigkeit und gesättigter hydraulischer Leitfähigkeit in der betrachteten Richtung. X- und y-Richtung können unterschiedliche Leitfähigkeiten haben. In ungespannten Verhältnissen ergibt sich die Transmissivität aus dem Produkt aus der durchflossenen Mächtigkeit und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in der betrachteten Richtung.

Die folgenden Umformungen setzen voraus, dass $\Delta x = \Delta y$ ist, dass es sich beim Modellgrid also um ein regelmässiges, quadratisches Raster handelt. Damit vereinfachen sich die Brüche in den Gleichungen (125) entsprechend. Weiterhin wird die Druckhöhe h' zum Zeitpunkt t' dargestellt durch $h(t)$ und $h(t+\Delta t)$:

$$h(t') = (1 - \alpha) \cdot h(t) + \alpha \cdot h(t + \Delta t) \quad (127)$$

Der Parameter α bestimmt mit seinem Wertebereich zwischen 0 und 1, ob die Strömungsgleichung explizit ($\alpha=0$), teilweise implizit ($0 < \alpha < 1$) oder voll implizit ($\alpha=1$) berechnet werden soll. Explizite Lösungen können direkt in einem Schritt bestimmt werden, neigen aber bei zu langen Zeitschritten zu numerischen Instabilitäten, implizite Lösungen können durch iterative oder durch direkte Lösung der entstehenden linearen Gleichungssysteme bestimmt werden. Hier wird ein iteratives Verfahren angewandt, welches für sehr grosse Modellgebiete durchaus vernünftige Rechenzeiten im Vergleich zu Gleichungslösern wie z.B. PCG liefert, zumal das Grundwassermodell gegenüber dem Richardsmodell der ungesättigten Bodenzone vergleichsweise kurze Rechenzeiten in Anspruch nimmt. Für die in hydrologischen Modellen üblichen Zeitschritte von Stunden oder Tagen empfiehlt sich das voll implizite Verfahren mit $\alpha=1.0$, da ansonsten Schwingungen in den Grundwasserständen zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten auftreten können.

Werden die Flüsse aus Gleichung (125) nach der Vereinfachung $\Delta x/\Delta y = 1.0$ in (124) eingesetzt und wird für die $h_0(t')$ die Gleichung (127) genutzt, so folgt nach Isolation von $h_0(t+\Delta t)$, welches die interessierende Grösse ist:

$$h_0(t + \Delta t) = \frac{\frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} S_0 \cdot h_0(t) + (F_1 + F_2 + F_3 + F_4) - (1 - \alpha) \cdot h_0(t) \cdot (T_{1,0} + T_{2,0} + T_{3,0} + T_{4,0})}{\frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} S_0 + \alpha \cdot (T_{1,0} + T_{2,0} + T_{3,0} + T_{4,0})} \quad (128)$$

mit

$$F_1 = T_{1,0} h_1(t') \quad F_2 = T_{2,0} h_2(t') \quad F_3 = T_{3,0} h_3(t') \quad F_4 = T_{4,0} h_4(t') \quad (129)$$

Da sich bei einem kompletten Grid-Durchlauf die Druckhöhen $h_1(t')$ bis $h_4(t')$ der Nachbarzellen 1 bis 4 ändern können, muss Gleichung (129) für das gesamte Grid iterativ solange durchlaufen werden, bis die Änderungen zwischen zwei Iterationschritten an keiner Stelle mehr grösser als eine vorgegebene Schranke ε_{max} (von z.B. 10^{-5} m) sind oder bis eine maximal erlaubte Anzahl an Iterationsschritten n_{iter} erreicht wurde. Beide Parameter werden global in der Steuerdatei vorgegeben. Dabei wird ε_{max} bei gespannten Verhältnissen automatisch um den Faktor 50 vergrössert, um die im Vergleich zu ungespannten Verhältnissen viel geringeren Zu- und Abflüsse zu berücksichtigen, die zum selben Unterschied in der Druckhöhe führen. Für die um die aktuelle Zelle umgebenden Zellen wird in jedem Iterationslauf die Druckhöhe als Ergebnis aus dem letzten Iterationsschritt herangezogen. Dabei kommt der Geschwindigkeit der Lösungsfindung zugute, dass die Zellen mit den lokalen Indizes 1 und 3 bereits einen Iterationsschritt mehr hinter sich haben, als die anderen beiden Nachbarn, dort also bereits bessere Näherungen für h existieren.

Beschleunigung der Iterationskonvergenz

Um die Iterationsfehler noch schneller minimieren zu können, können Beschleunigungsfaktoren genutzt werden. Dabei wird der Unterschied der Druckhöhen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Iterations-

schritten mit einem sogenannten Relaxationskoeffizienten (SOR: successive over relaxation) multipliziert. Dieser Faktor kann entweder fest vorgegeben werden, oder er kann automatisch bestimmt werden, indem er in der Steuerdatei als negativer Wert eingetragen wird. In diesem Fall bestimmt das Modell für jeden Punkt während der Iteration aus jeweils 3 aufeinanderfolgenden Iterationsschritten einen Beschleunigungsfaktor:

$$SOR = 1 + \frac{h(t) - h(t - \Delta t)}{h(t) - h(t + \Delta t)} \quad (130)$$

mit SOR Beschleunigungsfaktor, wird bei automatischer Ermittlung zwischen 1 und 2 begrenzt [-]

Wird dieser SOR -Faktor zu gross gewählt oder in der automatischen Ermittlung zu gross ermittelt, so kann es in den Druckhöhen zu Schwingungen zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten kommen. Solche Ereignisse werden in der Bildschirmausgabe angezeigt, damit darauf mit einer Verringerung des SOR -Faktors reagiert werden kann.

Leakage zwischen verschiedenen Aquifern

Der Austausch zwischen verschiedenen Aquifern wird durch Leakageansätze berücksichtigt. Nach dem Gesetz von DARCY wird der Fluss entsprechend der Leitfähigkeit der Trennschicht und des hydraulischen Gradienten berechnet. Da aber in der Regel beide Grössen unbekannt sind, werden sie durch demn Leakage-Faktor l ersetzt, der dargestellt werden kann als:

$$l = \frac{k'}{d'} \quad (131)$$

mit l Leakage-Faktor [s^{-1}]
 k' Leitfähigkeit in der Trennschicht zwischen den Aquifern [$m \cdot s^{-1}$]
 d' Dicke der Trennschicht [m]

Die Leakageflüsse selbst werden wie in Gleichung (123) gezeigt aus der Druckhöhendifferenz der Aquifere und dem Leakage-Faktor berechnet. Die Ergebnisse sind Flüsse in m/s senkrecht zur Fläche der Gridzelle.

Randbedingungen

Es können über Datengrids feste Druckhöhen und/oder Randbedingungen in Form konstanter Zuflüsse bzw. Entnahmen vorgegeben werden. Diese Randbedingungen können für jede Gridzelle einzeln angegeben werden und sind im gesamten Modellauf gültig. Für Zellen mit konstanter Druckhöhe erfolgt keine Berechnung der neuen Druckhöhen nach Gleichung (128). Zuflüsse oder Entnahmen, ein positives Vorzeichen steht für Zuflüsse, werden in m/s senkrecht zur Gridzellenoberfläche angegeben. Damit können auch laterale Randzuflüsse erfasst werden, wenn deren Grössenordnung auf die Grösse der Gridzelle umgerechnet wird. Es ist nicht möglich, zeitlich variable Randbedingungen oder Randbedingungen der 3. Art anzugeben (Linearkombination aus konstanter Druckhöhe und Randzufluss), es sei denn, es werden in den beiden Datengrids für die Randbedingungen gleichzeitig Werte eingetragen. Dann haben diese Zellen sowohl konstante Druckhöhen als auch konstante Zugaben oder Entnahmen, was zu Bilanzproblemen führen kann, wenn die Grössenordnungen nicht mit den hydraulischen Eigenschaften des Aquifers zusammenspielen.

Bilanz für den obersten Grundwasserleiter

die Bilanz der Zu- und Abflüsse über die Zellenseiten, den Boden und die Dachfläche wird als effektive Änderungsgeschwindigkeit des Grundwasserspiegels an das Teilmodell der ungesättigten Bodenzone übergeben. Damit hat jenes Teilmodell Informationen über die Veränderung des Grundwasserspiegels innerhalb eines Zeitschrittes. Die Änderungsgeschwindigkeit wird berechnet zu

$$\Delta_{GW} = \frac{h(t - \Delta t) - h(t)}{\Delta t} S_0 \quad (132)$$

mit	Δ_{GW}	Bilanz aus Zu- und Abflüssen senkrecht zur Zellenoberfläche [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
	$h(t-\Delta t)$	Druckhöhe im vorherigen Zeitschritt [m]
	$h(t)$	Druckhöhe am Ende des aktuellen Zeitschrittes [m]
	S_0	spezifischer Speicherkoeffizient [-]
	Δt	Zeitschritt [s]

Stofftransport im Grundwasser

Der Austausch bzw. die Vermischung der Tracer zwischen dem Grundwasser und der ungesättigten Bodenzone wird im Teilmodell der ungesättigten Bodenzone berechnet. Dabei wird der Fluss zwischen der letzten ungesättigten Schicht und dem Grundwasserspiegel als Brutto-Grundwasserneubildung betrachtet, welche eine den Stoffkonzentrationen in der letzten ungesättigten Schicht entsprechende Stofffracht mit sich führt. Bei kapillarem Aufstieg entspricht die Stofffracht dem Produkt aus dem nach oben gerichteten Fluss und der entsprechenden Stoffkonzentration im Grundwasser. Die Mischung bzw. Entmischung und der allfällige radioaktive Zerfall werden nach den in Kapitel 1.14 beschriebenen Gleichungen berechnet.

Innerhalb des Grundwassers erfolgt mit den horizontalen Flüssen ein Stofftransport entsprechend der Konzentrationen in den Herkunftszellen. Dasselbe gilt für vertikalen Transport mit den Leakage-Flüssen. Nach der Berechnung der Flüsse wird für jeden Fluss die jeweilige Stofffracht berechnet. Die Bilanz aus altem Stoffinhalt und den Zu- bzw. Abflüssen (in kg bzw. in relativen Einheiten) wird durch die zum Zeitpunkt t in der Zelle vorhandene Wassermenge geteilt, um die neue Konzentration zu berechnen:

$$c_0(t + \Delta t) = c_0(t) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot n \cdot d + Q_1 \cdot c_{1\cup 0}(t) + Q_2 \cdot c_{2\cup 0}(t) + Q_3 \cdot c_{3\cup 0}(t) + Q_4 \cdot c_{4\cup 0}(t) + Q_{up} \cdot c_{up\cup 0}(t) + Q_{lo} \cdot c_{lo\cup 0}(t) + Q_0 \cdot c_0(t) \quad (133)$$

mit	n	Porosität [-]
	d	Mächtigkeit des Aquifers (gespannte Aquifer) bzw. Grundwasserstand über der Aquifersohle bei ungespannten Aquiferen [m]
	$c_{1\cup 0} \dots c_{4\cup 0}$	Tracerkonzentration in den 4 Herkunftszellen je nach Fliessrichtung kann das entweder die aktuelle Zele (Index 0) oder eine der 4 Nachbarzellen sein (Inizes 1 bis 4), Einheit in [$10^3 \text{kg}/\text{m}^3$] oder als relative Konzentrationen, je nach Definition in der Steuerdatei
	$c_{up\cup 0}$	Tracerkonzentrationen im hangenden oder im aktuellen Aquifer, je nach Fliessrichtung (wenn hangender Aquifer vorhanden, sonst 0), Einheiten wie $c_1 \dots c_4$
	$c_{lo\cup 0}$	Tracerkonzentrationen im liegenden oder im aktuellen Aquifer, je nach Fliessrichtung (nur wenn liegender Aquifer vorhanden, sonst 0), Einheiten wie $c_1 \dots c_4$
	c_0	Tracerkonzentration im Randzufluss (für Entnahmen unwichtig, da keine Konzentration\$nderung eintritt), Einheiten wie oben
	$Q_1 \dots Q_4$	Flüsse zwischen den Zellen 1 bis 4 und der aktuellen Zelle (Index 0) [m^3]
	Q_{up}, Q_{lo}	Leakageflüsse, wenn hangende (up) oder liegende (lo) Aquifere vorhanden sind [m^3]
	Q_0	Randzufluss [m^3]

Die Flüsse Q_1 bis Q_4 in Gleichung (133) werden berechnet zu:

$$\begin{aligned}
Q_1 &= k_{s,1} \frac{h_0 - h_1}{\Delta y} \cdot \Delta x \cdot \Delta t \cdot \frac{d_0 + d_1}{2} \\
Q_2 &= k_{s,2} \frac{h_0 - h_2}{\Delta x} \cdot \Delta y \cdot \Delta t \cdot \frac{d_0 + d_2}{2} \\
Q_3 &= k_{s,3} \frac{h_0 - h_3}{\Delta y} \cdot \Delta x \cdot \Delta t \cdot \frac{d_0 + d_3}{2} \\
Q_4 &= k_{s,4} \frac{h_0 - h_4}{\Delta x} \cdot \Delta y \cdot \Delta t \cdot \frac{d_0 + d_4}{2}
\end{aligned} \tag{134}$$

mit $k_{s,1} \dots k_{s,4}$ gesättigte laterale hydraulische Leitfähigkeiten der Herkunftszellen [m/s]
 $h_0 \dots h_4$ Druckhöhen in den Zellen 0 bis 5 [m]
 $d_0 \dots d_4$ durchflossene Mächtigkeiten in den Aquiferen in den Zellen 0 bis 5

Die in Gleichung (133) benötigte Wassermenge in der Zelle mit dem lokalen Index 0 kann sowohl aus der Bilanz der Zu- und Abflüsse mit der Wassermenge am Beginn des Zeitschrittes als auch aus der Druckhöhe am Ende des Zeitschrittes berechnet werden. Weicht letzterer Wert vom ersteren ab, so werden die Massenflüsse auf den letzteren Wert hin reduziert. Auf diese Weise können Akkumulationen von numerischen Ungenauigkeiten, unter anderem hervorgerufen durch Verwendung der lokalen Leitfähigkeiten in Gleichung (134), ebenso verhindert werden wie die Bilanzreinheit gewährleistet wird.

1.14 Kopplung des Stofftransports an den Wasserfluss

In der WaSiM-ETH Version mit RICHARDS-Gleichung ist die Modellierung von Transport und Mischung von idealen Tracern enthalten. Es können radioaktive Zerfallsprozesse (z.B. für Tritium), Vermischungsprozesse sowie Konzentrationserhöhungen (Anreicherung) bei Verdunstung für Salze modelliert werden. Es wird lediglich advektiver Transport und Vermischung berücksichtigt, die Diffusion wird als gegenüber den advektiven Komponenten vernachlässigbar angesehen. Für Salze werden in den Speichern (Interzeption, Schnee, Überstauspeicher, Bodenschichten) die absoluten Massen in kg/m^2 berechnet, alle anderen Tracer werden über ihre Konzentrationen erfasst. Das ermöglicht die Modellierung der Bildung von Salzverkrustungen (deren Einfluss auf die Leitfähigkeit aber nicht berücksichtigt wird) und führt dazu, dass bei Verdunstung keine Änderungen in den Konzentrationen bzw. Massen berücksichtigt werden müssen (Salze verdunsten nicht, die Masse bleibt also gleich und für verdunstende Tracer ändert sich die Konzentration nicht - auch hier bleibt der entsprechende Wert gleich). Die Vermischung von Wasservolumina mit unterschiedlichen Konzentrationen wird berechnet nach:

$$c_{mix} = \frac{c_1 V_1 + c_2 V_2}{V_1 + V_2} \tag{135}$$

mit V_1, V_2 zu mischende Volumina 1 und 2
 c_1, c_2 Konzentrationen des Tracers in den Volumina 1 und 2
 c_{mix} Mischkonzentration

Radioaktiver Zerfall wird über die Halbwertszeit $t_{1/2}$ berechnet, welche im Modell in eine Zerfallskonstante bezogen auf den Modellzeitschritt umgerechnet wird:

$$c_i = c_{i-1} \cdot e^{-\Delta t / t_{1/2} \cdot \ln 2} \tag{136}$$

mit c_i Konzentration des radioaktiven Tracers nach dem Zerfall
 c_{i-1} Konzentration nach dem Zerfall
 Δt Zeitschritt in Tagen
 $t_{1/2}$ Halbwertszeit in Tagen

Es können gleichzeitig maximal 9 Tracer modelliert werden, wobei sich die einzelnen Tracer gegenseitig nicht beeinflussen, auch wenn es sich dabei um hochkonzentrierte Salzlösungen handelt. Es wird nicht

berücksichtigt, dass salzige Lösungen veränderte Saugspannungen und Leitfähigkeiten verursachen. Der Dichteeffekt salziger gegenüber salzfreien Lösungen wird ebenfalls vernachlässigt.

2 Übersicht über nötige Eingangsdaten, Parameter und den Datenfluss

2.1 Eingangsdatenbedarf für bestimmte Modell-Konstellationen

Im folgenden wird eine Zusammenstellung aller für die Modellierung mit dem Modell WaSiM-ETH benötigten Eingangsdaten sowie der Parameter samt ihrer Bestimmungsmöglichkeiten gegeben. Je nach Fragestellung der geplanten Anwendung und je nach Datenverfügbarkeit können verschiedene Optionen genutzt werden, d.h. es kann mit verschiedenen Teilmodelle und Algorithmen sowie mit verschiedener zeitlicher Auflösung modelliert werden. Die Optionen verringern oder vergrössern jeweils den Datenbedarf.

Minimalanforderungen

Die Modellkomponenten für Interzeption, Schneeschmelze, Infiltration und Abflusskonzentration können bei der Modellierung übersprungen werden, so dass als Minimalvariante für eine sinnvolle Wasserhaushaltsmodellierung eine Kombination aus Eingangsdateninterpolation für Niederschlag und Temperatur sowie von Verdunstungs- und Bodenmodell genutzt werden kann. Für die Ereignis-Modellierung von Hochwassern kann in der WaSiM-ETH Version 1 (TOPMODEL-Ansatz) sogar auf die Verdunstungskomponente verzichtet werden. Es müssen dann lediglich Eingangsdaten des Niederschlages, die räumlichen Daten (digitales Höhenmodell, Landnutzung, Bodenarten) sowie die Parameter für die Niederschlagsinterpolation und das Bodenmodell angegeben werden, wobei diese Kombination nicht bei Schneefall oder Schneeschmelze angewendet werden kann. Die Hochwassersimulation ohne Berücksichtigung der Verdunstung kann in beliebigen Zeitschritten ausgeführt werden. Eine Simulation des Abflusskontinuums unter Nutzung der einfacheren Verdunstungsverfahren nach HAMON oder nach WENDLING ist im WaSiM-ETH dagegen nur auf Tagesschrittbasis möglich.

Anforderungen für eine optimale Wasserhaushaltssimulation

Um optimale Ergebnisse in der Modellierung des Wasserhaushaltes eines Flussgebietes zu erhalten, sollten alle in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Modellkomponenten genutzt und zweitens diese Komponenten jeweils in einer dem Modellgebiet entsprechenden hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung ausgeführt werden. Gegenüber den Minimalanforderungen sind für die optimale Modellierung wesentlich mehr Eingangsdaten in einer meist wesentlich höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung nötig, wie die folgende Tabelle zeigt:

Tabelle 3: Erforderliche Teilmodelle und Modell-Eingangsdaten für verschiedene Modellierungsziele

	Hochwassersimulation (nur Einzelereignisse)	langfristige Wasser- haushaltssimulation (Tageswerte)	Kontinuumssimula- tion (einschliesslich der Hochwasser)
<i>Auflösung</i>			
• zeitlich	1 min ... 1 h (max 1 d)	1 d	≤ 1 h (max. 1 d)
• räumlich (im Gitter)	beliebig, je nach Gebiet, z.B. 10 m für Gebiete < 1 km ² ... 5 km für Gebiete ≥ 10,000 km ²		
<i>Teilmodelle</i>			
• Niederschlagskorrektur	notwendig	notwendig	notwendig
• Eingangsdateninterpolation	notwendig	notwendig	notwendig
• Strahlungskorrektur/Temperaturmodifikation	nicht notwendig	nicht notwendig	empfohlen
• Verdunstungsmodell	nicht notwendig	notwendig , WENDLING, HAMON oder MONTEITH	notwendig , möglichst nach PENMAN-MONTEITH

	Hochwassersimulation (nur Einzelereignisse)	langfristige Wasser- haushaltssimulation (Tageswerte)	Kontinuumssimula- tion (einschliesslich der Hochwasser)
• Schneemodell	nur im Winter oder im Hochgebirge notwendig	notwendig	notwendig
• Interzeptionsmodell	empfohlen	notwendig	notwendig
• Infiltrationsmodell	empfohlen	nicht notwendig	empfohlen
• Bodenmodell (beide Modellversionen)	notwendig	Notwendig	notwendig
• Grundwassermodell	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Abflussrouting	Notwendig	notwendig , für grosse und/oder unterteilte Gebiete	notwendig
• Stofftransport (nur Version 2)	bei Bedarf (aber nicht empfohlen)	bei Bedarf	bei Bedarf
<i>Geographische Daten (als Gitter)</i>			
• digitales Höhenmodell	Notwendig	notwendig	notwendig
• Exposition (°)	nicht notwendig	notwendig (bei Bedarf ¹)	notwendig (bei Bedarf ¹)
• Gefälle (°)	nicht notwendig	notwendig (bei Bedarf ¹)	notwendig (bei Bedarf ¹)
• topographischer Index $\ln(a \cdot (T_0 \cdot \tan \beta)^{-1})$	notwendig	notwendig	notwendig
• Bilanzierungszonen	notwendig ²	notwendig ²	notwendig ²
• Landnutzung	notwendig ³	notwendig ³	notwendig ³
• Bodenarten	notwendig ³	notwendig ³	notwendig ³
• vertikale hydraulische Leitfä- higkeit (K_S -Wert in $m \cdot s^{-1}$)	kann aus den Bodenarten abgeleitet werden, es sind aber auch separate Eingaben als Gitter möglich		
• Wassergehalt bei nutzbarer Feldkapazität in mm	kann aus den Bodenarten abgeleitet werden, es sind aber auch separate Eingaben als Gitter möglich		
<i>Daten für Grundwassermodell</i>			
	Verwendung des GW-Modells ist empfohlen für flachere Einzugsgebiete im Sedimentgesteinsbereich oder bei bedeutendem Einfluss des Grund- wassers auf die hydrologische Fragestellung, es kann in gebirgigen Regio- nen auch abgeschaltet werden (es ist nur in WaSiM-Version 2 verfügbar)		
• K_S -Wert in x-Richtung pro Schicht [m/s]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• K_S -Wert in y-Richtung pro Schicht [m/s]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Aquifermächtigkeit pro Schicht [m]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Speicherkoeffizient pro Schicht [m^3/m]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Leakagefaktor zur nächsttiefe- ren Schicht pro Schicht [s^{-1}]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Randbedingung $h=const$ pro Schicht [m]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
• Randbedingung $q=const$ pro Schicht [m/s]	nicht notwendig	empfohlen	empfohlen
<i>meteorologische Daten (als Stationswerte)</i>			
• Niederschlag (mm)	notwendig	notwendig	notwendig
• Lufttemperatur (°C)	notwendig ⁴	notwendig	notwendig
• Luftfeuchte (1/1 oder mbar) ⁵	nicht notwendig	nicht notwendig	notwendig ⁵
• Globalstrahlung ($Wh \cdot m^{-2}$)	nicht notwendig	notwendig (bei ET nach WEND- LING) ⁶	notwendig ⁶
• rel. Sonnenscheindauer (1/1)	nicht notwendig	notwendig (bei ET nach WEND-	notwendig ⁶

	Hochwassersimulation (nur Einzelereignisse)	langfristige Wasser- haushaltssimulation (Tageswerte) (LING) ⁶	Kontinuumssimula- tion (einschliesslich der Hochwasser)
• Windgeschwindigkeit (m·s ⁻¹)	nicht notwendig	nicht notwendig	notwendig
<i>hydrologische Daten</i> (als Abflussspenden von Pegeln)			
• Teilgebiets- oder Gesamtge- biets-Abflussspenden	empfohlen, z.T. notwendig ⁷	empfohlen, z.T. notwendig ⁷	empfohlen, z.T. notwendig ⁷
<i>weitere Daten</i>			
• Landnutzungstabelle	notwendig	notwendig	notwendig
• Bodenartentabelle	notwendig	notwendig	notwendig
• Tabelle mit Eigenschaften der verschiedenen Tracer	bei Bedarf (nicht emp- fohlen), nur für WaSiM- Version 2 mit RICHARDS-Gleichung	bei Bedarf, nur für Wa- SiM-Version 2 mit RICHARDS-Gleichung	bei Bedarf, nur für WaSiM-Version 2 mit RICHARDS- Gleichung

¹ expositions- und gefälleabhängige Strahlungskorrektur sowie Temperaturmodifikation benötigen diese Datensätze, sie können auch im Modell direkt aus dem Höhenmodell abgeleitet werden, siehe auch Abschnitt 2.1.3;

² beliebige Kriterien wie Teileinzugsgebiete, Höhenzonen, Exposition usw., minimal ein Gitter mit gleichen Werten ⇒ dann gibt es nur eine Zone, sonst pro Zone ein ganzzahliger Code;

³ Minimal kann jedes dieser Gitterelemente gleichartige Werte enthalten ⇒ dann gibt es einen gleichförmigen Boden und nur eine einzige Landnutzung. optimal: Es sind jeweils beliebig viele unterschiedliche Landnutzungen und Bodenarten angebar, je Angabe müssen in der Steuerdatei Parameter für die Landnutzung und die Bodenarten angegeben werden.

⁴ nur notwendig, wenn Schneemodellierung durchgeführt werden soll

⁵ es ist eine der beiden Grössen Dampfdruck oder relative Luftfeuchtigkeit erforderlich

⁶ Sonnenscheindauer und Globalstrahlung können nach Abschnitt 1.4.1 aus einander hergeleitet werden, es reicht also prinzipiell eine dieser beiden Grössen aus, vorzugsweise die Globalstrahlung

⁷ Um Parameter kalibrieren zu können, sollten mindestens von einem Teilzeitraum Abflussdaten vorhanden sein, ansonsten werden die Abflüsse nur benötigt, um die Gütemasse zu berechnen.

2.2 Übersicht über die wichtigsten Modellparameter

In der folgenden Tabelle 4 ist eine Zusammenstellung der wichtigsten freien Modellparameter enthalten. Für viele der aufgeführten Parameter können Literaturwerte eingesetzt werden. Eine Sensitivitätsanalyse ist in SCHULLA (1997a) enthalten. Als "echte" Modellparameter, also frei kalibrierbare Modellparameter sollten nur solche Parameter angesehen werden, welche nur einen geringen physikalischen Hintergrund haben und nicht oder schwer messbar sind, dies trifft neben der Wichtung p für die IDW-Interpolation z.B. zu auf den Parameter x_f im Infiltrationsmodell sowie auf die Parameter des Bodenmodells in der TOPMODEL-Version. Bodenartentypische Eigenschaften wie die Parameter für die $k(\Theta)$ - und $\psi(\Theta)$ -Funktionen sollten nicht kalibriert werden. Das trifft ebenfalls auf Art-typische Merkmale für die Vegetation zu wie Wurzeltiefen, Blattflächenindizes, Bewuchshöhen und Stomatawiderstände, welche zwar in der folgenden Tabelle als Parameter angegeben sind, jedoch als feste Parameter genutzt werden.

Tabelle 4: Parameter der einzelnen Teilmodelle

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
Niederschlagskorrektur	a_l	-	
	b_l	mm/(m·s ⁻¹)	nach Gleichung (1), Literaturangaben, Erfahrungswerte, evtl. kalibrieren
	a_s	-	
	b_s	mm/(m·s ⁻¹)	
	T_{RS}	°C	im Bereich 0 °C ... 2 °C, kalibrieren
Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten nach Gleichung (2) bis (4)	d_{max}	km	max. Entfernung der Stütz- von der Interpolationsstelle (z. B. 100 km)
	p	-	Potenz der Entfernungsgewichtung im IDW-Verfahren (Literaturwert: 2 ... 3)

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
Interpolation meteorologischer Eingangsdaten (Fortsetzung)	igo, igu	m	obere und untere Inversionsgrenze, Erfahrungswerte je nach Gebiet (im Thurgau 800 bzw. 1400 m ü.M.)
Temperaturmodifikation nach Gleichung (16)	c_T	K	Skalierungsfaktor nach Gleichung (16), Bsp.: 5 K, möglichst an Messungen kalibrieren
Landnutzungstabelle für Verdunstungs- und Interzeptionsmodell sowie ETR-Entnahme aus dem Boden (für jede Vegetationsart einen Eintrag in die Landnutzungstabelle, Parameter sollen <i>nicht</i> kalibriert werden)	r_c	$s \cdot m^{-1}$	Widerstände: 12 Monatswerte, Literatur,
	LAI	-	Blattflächenindex: Literatur, messen
	$v (= 1-A)$	-	Vegetationsbedeckungsgrad: Literatur
	z_0	m	Bewuchshöhe: Literatur, messen
	α	-	Albedo: Literatur, messen
	z_w	m	Wurzeltiefe: Literatur, messen
	$d_{1,400} - d_{4,400}$	Jul. Day	phänologische Entwicklung: Erfahrungswerte, Literatur, beobachten
	<i>zusätzl. für RICHARDS:</i>		
	ρ	-	Form der Wurzeldichte-Verteilung im Boden, Literatur, messen
	ψ_g	m	Saugspannungshöhe, ab welcher ETR gegenüber ETP reduziert wird
Schneemodell nach Gleichungen (44) bis (49)	$T_{R/S}$	°C	Übergangstemp. Regen/Schnee: Literatur
	T_{trans}	K	Übergangszone Schnee/Regen: Literatur
	T_0	°C	Grenztemperatur Schmelze, Literatur, messen, kalibrieren
Interzeptionsmodell nach Gleichung (50) und (51)	c_0	$mm \cdot ^\circ C^{-1} \cdot d^{-1}$	Tag-Grad-Faktor: kalibrieren
	h_{SH}	mm	maximale Schichtdicke, kalibrieren
Infiltrationsmodell nach Gleichungen (52) bis (54)	x_f	-	Anteil re-infiltrierenden Wassers, kalibrieren, Bodeneigenschaften wie K_s und ψ_f aus Bodenartentabelle entnehmen
Bodenmodell nach Gleichungen (55) bis (67) in der WaSiM-ETH Version mit TOPMODEL-Ansatz	m	m	Rezessionsparameter: aus Abflussganglinie bestimmen
	T_{korr}	-	Transmissivitäten-Korrektur: kalibrieren
	K_{korr}	-	K_s -Wert-Korrektur: kalibrieren
	k_D	h	Speicherkonstante Direktabfluss: aus Ganglinienanalyse herleitbar
	SH	mm	maximaler Inhalt des Interflowspeichers: kalibrieren
	k_H	h	Speicherkonstante Interflow: aus Ganglinienanalyse herleitbar
	P_{grenz}	mm	max. Niederschlagsintensität für reine Matrixinfiltration: kalibrieren, Literatur
	r_k	-	Begrenzung des Kapillaraufstieges: kalibrieren (0 ... 1)
	QD_{Schnee}	-	Anteil Direktabfluss aus der Schneeschmelze: kalibrieren (0 ... 1)
	Bodenmodell ab Gleichung (79) mit Berechnung nach RICHARDS-Gleichung	k_D	h
k_H		h	Speicherkonstante Interflow (sollte hier nur noch die Speicherung des Interflow im Gerinne analog zum Direktabfluss berücksichtigen: empfohlen wird $k_D = k_H$)
Q_0		mm/h	Skalierung für Basisabfluss in Gl. (122)
k_B		m	Speicherkonstante für Basisabfluss (Q_0 und k_B nur wirksam, wenn Grundwassermodell abgeschaltet ist)
noch Bodenmodell (RICHARDS-Gleichung)	d_r	-	Drainagedichte für Interflow bzw. lineare Skalierung des Interflows ($d_r > 0$) Anteil Direktabfluss aus der Schnee-

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
Grundwassermodell (Gauss-Seidel-Algorithmus)	QD_{Schnee}	-	schmelze: kalibrieren (0 ... 1)
	n_{max}	-	maximale Anzahl an Iterationszyklen pro Berechnungszeitschritt und Schicht
	ϵ_{iter}	m	maximaler Iterationsfehler zwischen zwei Iterationsschritten (wird bei gespannten Verhältnissen automatisch mit Faktor 50 vergrössert)
	α_s	-	Gewichtung der Druckhöhe des Ergebnisses (Grad der Implizität der Lösung), 0 = rein explizit, 1=rein implizit
	SOR	-	Successive Over Relaxation: Faktor zum schnelleren konvergieren der Iteration. sinnvoll zwischen 1 und 2, oft 1.1..1.4; bei negativen Werten: automatische Ermittlung aus je 3 aufeinanderfolgenden Iterationsschritten
Bodenartentabelle (für jede Bodenart existiert ein Eintrag in der Bodenartentabelle, diese Parameter sollen <i>nicht</i> kalibriert werden, Ausnahmen: c_k bei grösseren Zeitschritten sowie k_{rec})	<u>TOPMODEL</u>		
	FC	Vol-%	nutzbare Feldkapazität, nur TOPMODEL
	mSB	Vol-%	max. nutzbarer Bodenwassergehalt
	ψ	mm	Saugspannung an Feuchtefront nach (52)
	K_s	m/s	ges. Hydraul. Leitfähigkeit, messen, Lit.
	<u>RICHARDS</u>		
	Θ_{sat}	-	bodenartenspezifisch, messen oder aus der Literatur entnehmen
	Θ_{wp}	-	
	K_s	m/s	ges. Hydraul. Leitfähigkeit, messen, Lit.
	α	m^{-1}	van Genuchten Parameter, Literatur
	n	-	van Genuchten Parameter, Literatur
	k_{rec}	-	K_s -Abnahme $K_s(t)=K_{s,t=0} \cdot (k_{rec})^t$, t : Tiefe
	l_v	-	Anzahl Bodenschichten
	d_z	m	Dicke der Bodenschichten
c_k	-	Begrenzung im K_s -Wert-Verhältnis zwischen zwei Bodenschichten zur Flussberechnung, bei grossen Zeitschritten ein Kalibrierungsparameter zur Anpassung an Ergebnisse in kleinen Zeitschritten	
Abflussrouting nach Gleichungen (68) bis (76) die Gerinneparameter sind für jede Gerinnetstrecke und für jede Zuleitung anzugeben;	B_h, B_v	m	Gerinne- und Vorlandbreiten, Gerinnetiefen, Manningbeiwerte für Gerinne und Vorland, Gefälle, Flusslängen und Einzugsgebietsgrössen können mit der topographischen Analyse geschätzt werden (siehe Anhang). Angabe dieser Parameter für jede Gerinnetstrecke erforderlich.
	T_h	m	
	M_h, M_v	$m^{1/3} \cdot s^{-1}$	
	I	$m \cdot m^{-1}$	
	L	m	
	A_E	km^2	
	k_h, k_v	h	
(noch Abflussrouting)			
Schwellenwertparameter für interne/externe Ableitungen	Q_{min}	m^3/s	Schwellenwert für Ableitungen
	Q_{rel}	m^3/s	relativer Anteil des Q_{min} übersteigenden Abflusses, der abgeleitet wird
Anfangskonzentrationen und Speicherinhalte für Speicher	Q_{max}	m^3/s	Kapazität der Ableitung
	V_0	m^3	Inhalt des Speichers am Modellstart
	$C_{0,1} \dots C_{0,9}$	kg/kg	Anfangskonzentrationen aller 9 eventuell berücksichtigten Tracer im Speicher zum Modellstart (muss auch angegeben werden, wenn kein Stofftransport berechnet wird, auch in der WaSiM-Version 1)
Stofftransport	$t_{1/2}$	d	Halbwertszeit (für radioaktive Tracer)
	c_{min}	kg/kg mg/l	minimale bzw. maximale Tracerkonzentration (wenn angebbar, sonst -9999)
	c_{max}	kg/kg mg/l	
Bewässerungstabelle	ψ_{dry}	m	minimale Saugspannung, ab der bewäs-

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
	ψ_{wet}	m	Saugspannung, bei welcher Bewässerung eingestellt wird

2.3 Der modellinterne Datenfluss

2.3.1 Räumlich verteilte Daten (Grids)

Es können zwei Hauptdatenarten unterschieden werden, deren Flüsse im Folgenden dargestellt werden. Zum einen handelt es sich um räumlich verteilte Daten in Form von Grids, zum anderen um Zeitreihen von Stationsdaten sowie um Zeitreihen räumlich gemittelter Ausgabedaten. In Abbildung 2 sind für die WaSiM-ETH Version 1 (Bodenmodell mit TOPMODEL-Ansatz) die Input- und Output-Grids sowie die wichtigsten intern erzeugten Grids dargestellt. In den weiter unten folgenden Darstellungen werden die in den Abbildungen 2 und 3 definierten Kurzzeichen (z.B. USE für Landnutzung, SLIQ für Wassergehalt der Schneedecke in mm usw.) verwendet, um Datenflüsse übersichtlich darzustellen.

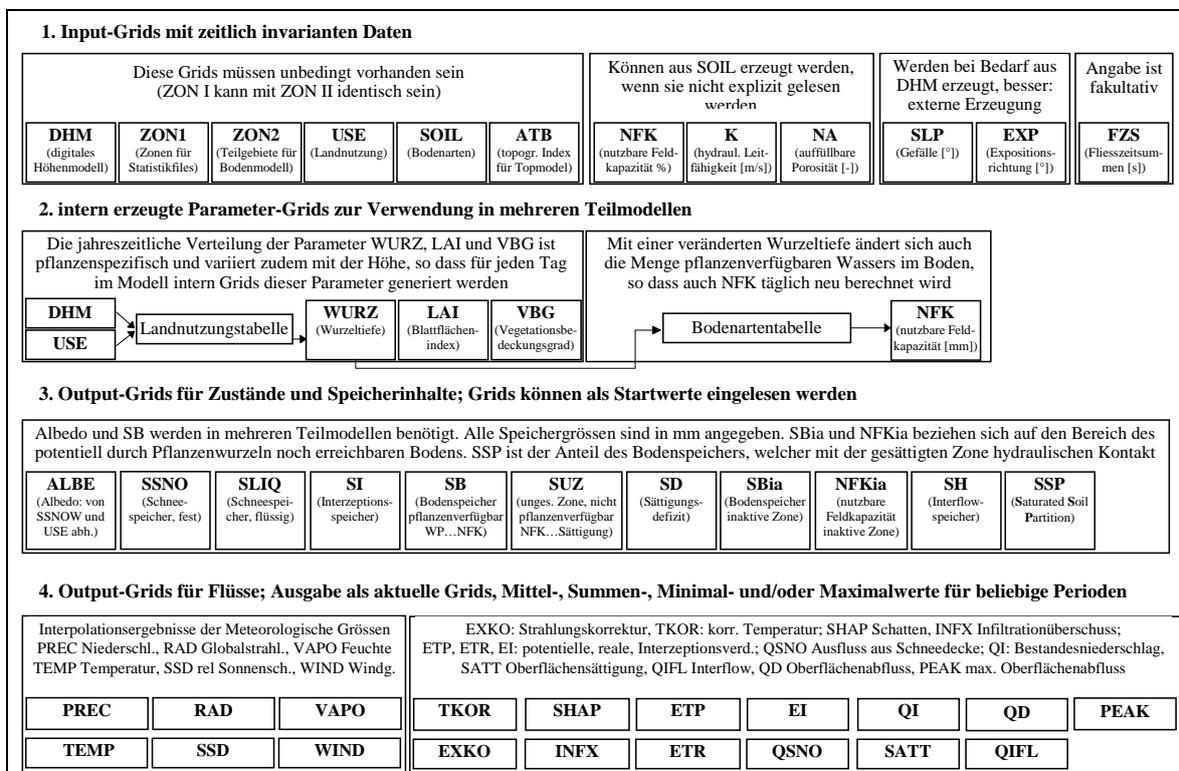


Abb. 2: Eingabeanforderungen und Ausgabemöglichkeiten für Grids in der WaSiM-ETH Version 1 (TOPMODEL-Ansatz für das Bodenmodell)

Die im WaSiM-ETH beider Versionen verwendeten Grids können in drei Gruppen eingeteilt werden:

- 1. Input-Grids mit zeitlich invarianten Daten.** Dies sind gebietsbeschreibende Daten wie das digitale Höhenmodell (DHM), die zwei möglichen Zonengrids (eines für alle Teilmodelle bis zum Bodenmodell, das andere für Infiltrations-, Boden- und Abflussmodell), Landnutzungs- und Bodendaten sowie aus diesen Daten abgeleitete Daten. Das absolute Minimum an einzulesenden Daten ist durch die ersten sechs Datensätze dargestellt. Die anderen Input-Grids können aus den Boden-, Landnutzungs- und/oder Geländedaten unter Nutzung der Bodenarten- bzw. Landnutzungstabelle hergeleitet werden. Für den topographischen Index (ATB), das Gefälle (SLP) sowie die Fließzeitsummen (FSZ) empfiehlt es sich, im Preprocessing feiner aufgelöste Grids zu berechnen und diese durch Mittelwertbildung auf das Modellraster zu skalieren, wenn das Modellraster wesentlich gröber ist als die Urdaten. Die Fließzeitsummen FSZ müssen nicht unbedingt eingelesen werden, sie dienen zur Aufteilung des Oberflä-

chenabflusses auf verschiedene Fließzeitzone. Wird das Grid nicht eingelesen, wird für jedes Teil-einzugsgebiet nur eine einzige Fließzeitzone angenommen.

2. *Intern erzeugte Parameter-Grids.* Diese Grids werden nach jedem Tag des Modellzeitraums aufgrund der Angaben in der Landnutzungstabelle bzw. der Bodenartentabelle für jede Gridzelle neu berechnet. Die Grids werden weder eingelesen noch können sie ausgegeben werden, sie werden lediglich intern genutzt. In der WaSiM-ETH Version 2 werden einige interne Grids für die bodenfeuchteabhängige Bewässerungssteuerung erzeugt, um ständig wiederkehrende langwierige Umrechnungen der Saugspannungen in Bodenfeuchten zu vermeiden.
3. *Output-Grids für Speicherinhalte, Flüsse und Systemzustände.* Die Albedo sowie sämtliche Speicherzustände können am Anfang einer Modellierung als Startwerte eingelesen werden. Dies ist sinnvoll, wenn z.B. gemessene Werte zur Initialisierung des Modells verwendet werden sollen, oder wenn die Endzustände einer vorangehenden Modellierung als Startwerte für die folgende Modellierung genutzt werden sollen. Es ist zu beachten, dass der Umfang der Ausgabe von Ergebnisgrids für die Interpolationen der meteorologischen Daten dem Umfang der Inputs dieser Daten entspricht. Die in Abbildung 2 gezeigten Ausgaben sind die Variante, die im optimalen Fall bei Nutzung der PENMAN-MONTEITH Verdunstungsformel anfallen. Es können mit dem WaSiM-ETH prinzipiell beliebig viele Inputs gleichzeitig interpoliert werden, auch wenn sie im Modell später nicht genutzt werden. In der Modellversion 2 (RICHARDS-Gleichung, Abbildung 3) werden so auch die Input-Konzentrationen der maximal 9 gleichzeitig mitmodellierten Tracer interpoliert und die Ergebnisse als Grids ausgegeben.

Analog zu Abbildung 2 ist in Abbildung 3 das Input-Output-Schema für die WaSiM-ETH Version 2 dargestellt. Bei den Input-Grids können entsprechend der umfangreichen Optionen des Modells zur Berücksichtigung von Drainagen, Bewässerung und Stauschichten entsprechende gebietsbeschreibende Grids eingelesen werden. Diese Möglichkeiten spiegeln sich auch in den intern erzeugten Grids wieder. Entsprechend der unterschiedlichen Modellstruktur werden auch andere Speicher bzw. Flüsse berechnet. Die schichtweise zu speichernden Größen THET, HHYD und QBOT werden als 3-D-Matrizen (auch als Grid-Stapel vorstellbar) gespeichert. Zusätzlich zu den Zustands- und Flussgrids werden in der WaSiM-ETH Version 2 noch Grids bzw. Stacks mit Tracerkonzentrationen ausgegeben und können auch als Initialwerte eingelesen werden.

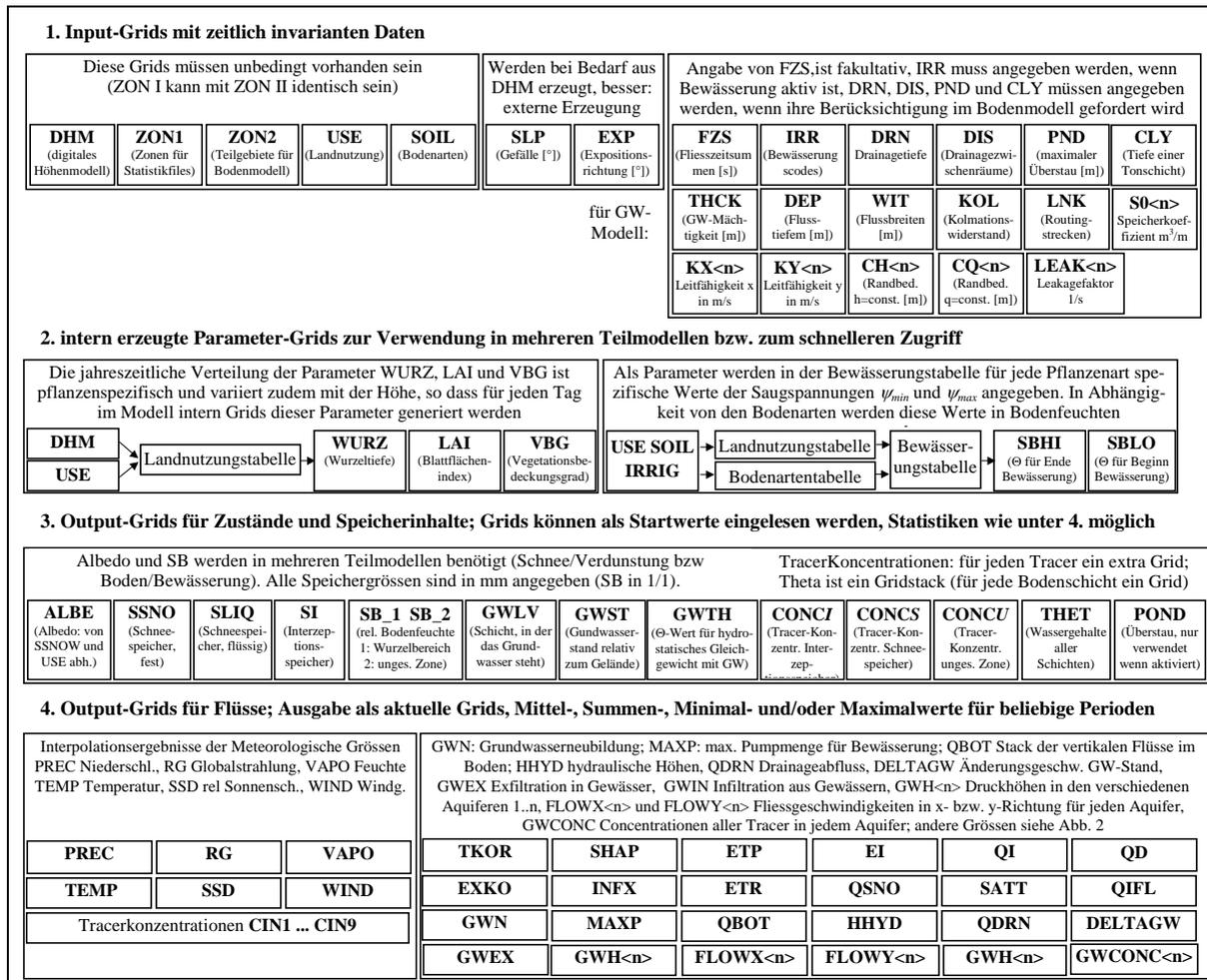


Abb. 3: Eingabeanforderungen und Ausgabemöglichkeiten für Grids in der WaSiM-ETH Version 2 (RICHARDS-Gleichung für das Bodenmodell)

2.3.2 Zeitreihen

Als Zeitreihen werden in beiden Modellversionen die Stationsdaten bzw. die im Preprocessing berechneten Höhenprofile der meteorologischen Größen sowie die Konzentrationen der mitzumodellierenden Tracer eingelesen. Nach den Interpolationen können von diesen Daten, wie von allen interessierenden Zustands- und Flussgrößen, neben den Grids auch Zeitreihen zonaler Mittelwerte ausgegeben werden. Dabei kann für jede einzelne Grösse gewählt werden, ob die Grösse ausgegeben wird oder nicht und wenn ja, welche zeitliche Aggregation erfolgen soll und wie diese Aggregation gegebenenfalls erfolgt (Mittelwerte oder Summen über eine beliebige Zahl von Intervallen). Ausserdem kann gewählt werden, ob die Ausgabe für alle Teilgebiete (Zonen) oder nur als räumlicher Mittelwert für das Gesamtgebiet ausgegeben werden soll. Eine dritte Möglichkeit erlaubt alternativ die Ausgabe nur für eine definierte Liste von Teilgebieten.

In der WaSiM-ETH Version 2 besteht die Möglichkeit, im Modell der ungesättigten Bodenzone für eine einzige Gridzelle die aktuellen Zustände und Flüsse (Wassergehalte THET, hydraulische Höhen (Potentiale) HHYD, spezifische Flüsse zwischen den Schichten QBOT, sowie Tracerkonzentrationen für alle mitmodellierten Tracer CONC1...CONC9) für jede Diskretisierungsschicht des Bodens ausgeben zu lassen. Wegen der u.U. grossen Anzahl der Schichten und der daraus resultierenden Grösse der Dateien ist diese Möglichkeit zwar auf die Ausgabe für eine einzige Gridzelle beschränkt, dies kann jedoch nützlich sein, wenn Modellergebnisse mit Lysimetermessungen verglichen werden sollen oder wenn das Modell als Ein-Zellen-Modell betrieben wird.

2.3.3 Datenfluss

Die Ein- und Ausgabe von Zeitreihen ist in den folgenden Datenflussplänen durch kursive Symbole dargestellt, wobei Ausgabe-Zeitreihen räumlicher Mittelwerte durch ein vorangestelltes Symbol “∅” gekennzeichnet sind. Die Ein- und Ausgabe von Grids ist durch fette Symbole, bei Ausgabegrids zusätzlich mit einem vorangestellten Symbol “❖” dargestellt. Die Symbole entsprechen in ihrer Bedeutung den Erklärungen in den Abbildungen 2 und 3. In Abbildung 4 ist der Datenfluss für die Modellversion 1 dargestellt. Der dargestellte Fall gilt für die Nutzung aller Teilmodelle unter Verwendung der PENMAN-MONTEITH-Verdunstung. Für Modellkonfigurationen mit einfacheren Ansätzen (z.B. HAMON-Verdunstung und T-Index-Schneeschnmelz-Ansatz) werden entsprechend weniger meteorologische Daten benötigt, als in diesem Flussplan dargestellt. Werden Teilmodelle abgeschaltet, so “überspringt” der Datenfluss diese Teilmodelle entsprechend. Eine Datenflussversion für eine sehr einfache Konfiguration ohne Schneemodell, ohne Interzeptionsmodell und mit Nutzung der HAMON-Verdunstung ist in Abbildung 5 dargestellt.

Die für die Teilmodelle nötigen Parameter-Grids sind ganz links dargestellt. Ganz rechts sind die möglichen Ausgaben von Zeitreihen durch die kursiv und mit einem “∅” vorangestellt geschriebenen Symbole gekennzeichnet. In der Mitte ist das Durchlaufen der Teilmodelle von oben nach unten gezeigt. Pfeile kennzeichnen die Richtung der Flüsse im Modell bzw. die nötigen Eingangsdaten zur Ausführung eines Teilmodells sowie dessen Ausgabedaten.

Beispiel: Verdunstungsmodell nach PENMAN-MONTEITH

Parameter-Grids (Inputs): Höhenmodell DHM, Zonengrid ZON1, Strahlungskorrekturfaktoren EXKO, Blattflächenindex LAI, Landnutzung USE, Vegetationsbedeckung VBG, Albedo ALBE

meteorologischer Input: Temperatur TKOR, Windgeschwindigkeit WIND, Dampfdruck VAPO
Globalstrahlung RAD, rel. Sonnenscheindauer SSD

Output (Statistiken): potentielle Verdunstung *ETP*, korrigierte Strahlung *RGEX*

Output (Grids): potentielle Verdunstung (ist Input für Schneemodell, Interzeptionsmodell und Bodenmodell zur Berechnung der realen Verdunstung und der Interzeptionsverdunstung)

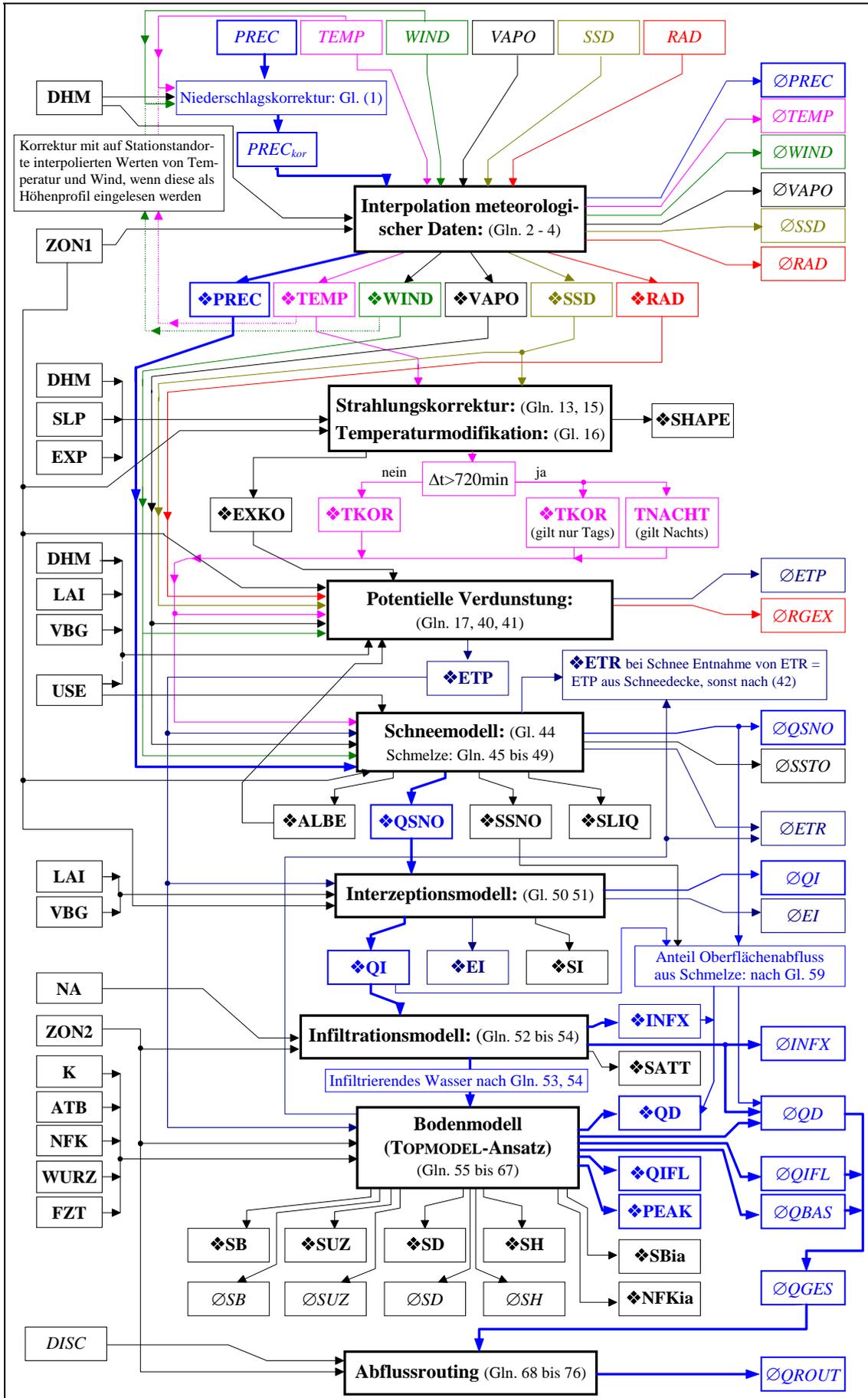


Abb. 4: Datenfluss für die WaSiM-ETH Version 1 (TOPMODEL-Ansatz), Symbolerklärung siehe Abb. 2

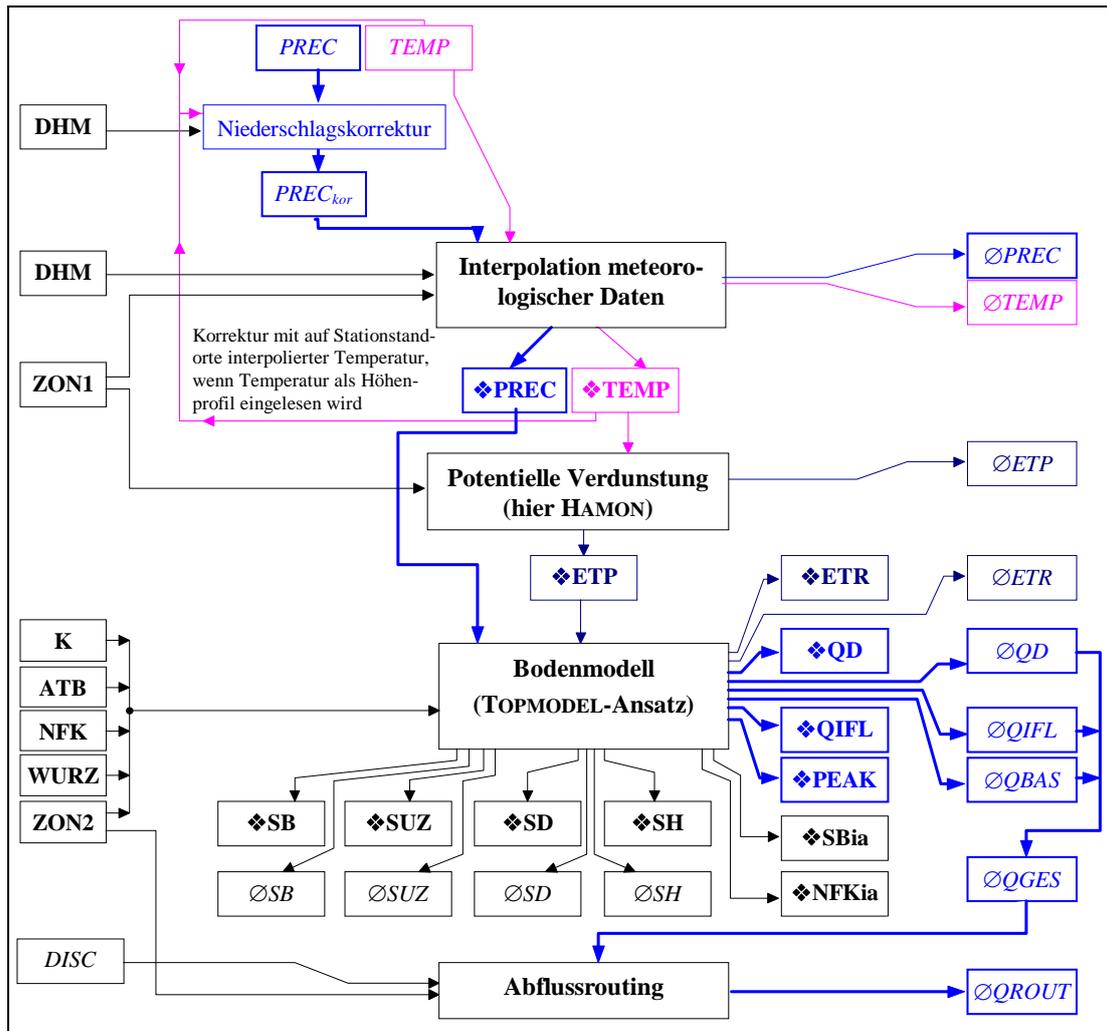


Abb. 5: Datenfluss für WaSiM-ETH Version 1 für eine minimale Modellkonfiguration

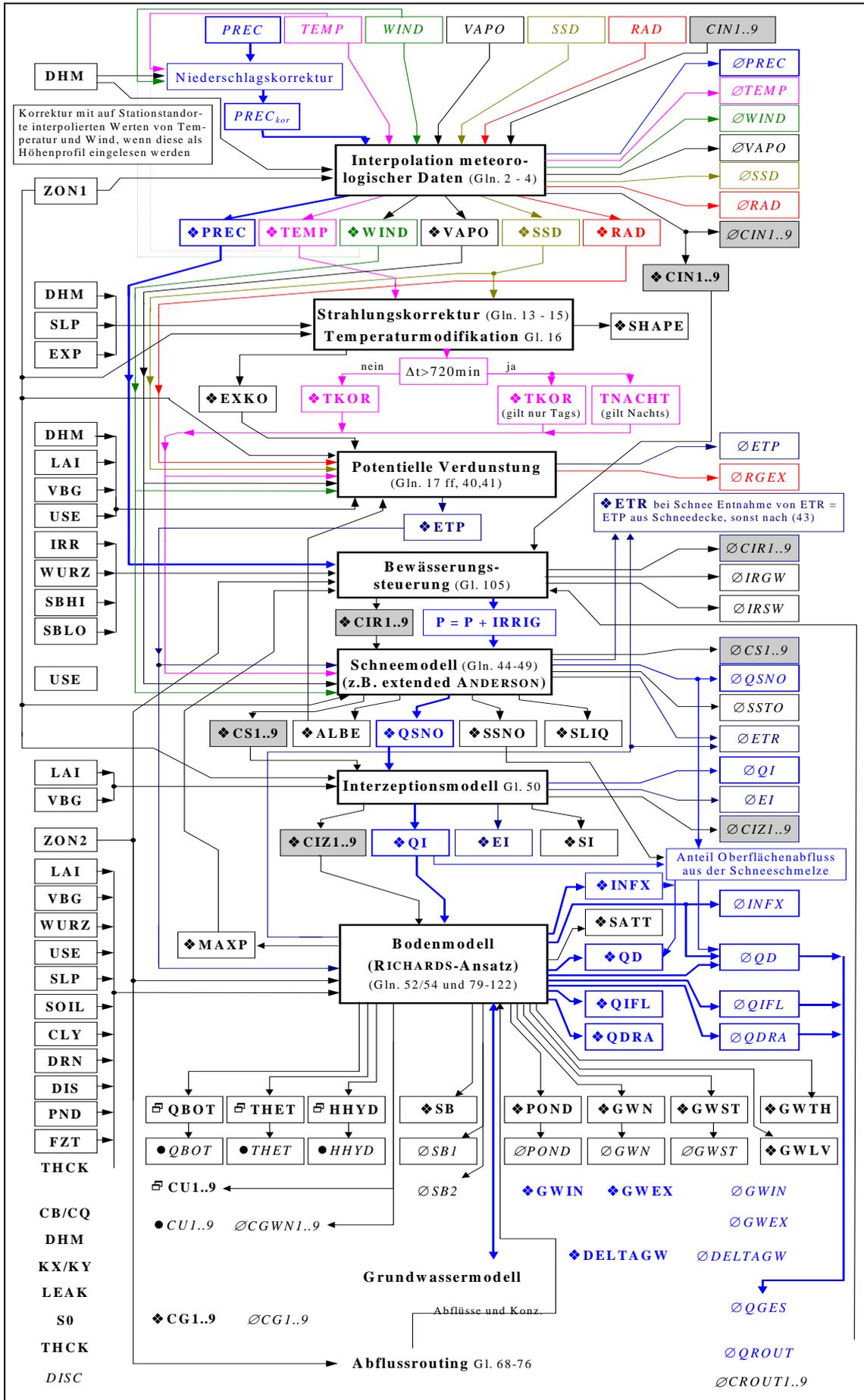


Abb. 6: Datenfluss für die WaSiM-ETH Version 2 (RICHARDS-Ansatz), Symbolerklärung: Abb. 3 und Text

Tabelle 5: Erklärung der Symbole in den Abbildungen 2 bis 6

Datenart	Erläuterungen
Grids (❖)	in den Abbildungen 2 bis 6 fette Schrift, Ausgabegrids sind mit einem ❖ gekennzeichnet, Parameter-Grids haben keine weitere Kennzeichnung
ATB ¹	topographischer Index $\ln(a/\tan\beta)$
CLY ²	Tiefe einer stauenden Schicht in m unter Gelände, wenn keine: -9999
CH<n>	konstante Druckhöhen im Grundwassermodell als Randbedingungen 1. Art [m]
CQ<n>	konstanter Randzufluss im Grundwassermodell pro Aquifer, bezogen auf Zellfläche in m/s (entspricht recharge-Angabe oder Pump-Entnahmen in m/s)
DEP ²	Flusstiefen [m] (für Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer), nur solche Gridzellen, in denen ein Fließgewässer berücksichtigt werden sollen, haben einen Wert, alle anderen -9999
DHM	digitales Höhenmodell
DIS ²	horizontale Distanz zwischen zwei Drainagerohren in m (keine Drainage: -9999)
DRN ²	Tiefe der Drainagerohre in m unter Geländeoberfläche (keine Drainage: -9999)
EXP	Expositionsrichtung der Gridzelle 0..360°, Nord=0, Ost=90, Süd=180, West=270
FZT	Fliesszeiten für Oberflächenabfluss bis zum Teilgebietsauslass in Sekunden
IRR ²	Codes für Bewässerungssteuerung (ähnlich Landnutzungs-codes bzw. Bodenarten), keine Bewässerung: 0
K ¹	hydraulische Leitfähigkeiten (intern oder extern erzeugt) in m/s
KOL ²	Kolmationswiderstand der Flusssohle [s^{-1}](für Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer), nur solche Gridzellen, in denen ein Fließgewässer berücksichtigt werden sollen, haben einen Wert, alle anderen -9999
KX<n> ²	horizontal saturated conductivity in m/s for each of the n aquifers in x-direction in m/s
KY<n> ²	horizontal saturated conductivity in m/s for each of the n aquifers in y-direction in m/s
LAI	Blattflächenindex , interpoliert aus den Angaben in der Landnutzungstabelle, dem Datum und der geodätischen Höhe (intern erzeugt)
LEAK<n> ²	Leakage-Faktoren für den Wasseraustausch zwischen einzelnen Aquiferen in 1/s
LNK ²	Routingstrecken des Flussnetzes
NA ¹	auffüllbare Porosität (intern erzeugt) in 1/1
NFK ¹	nutzbare Feldkapazität (intern oder extern erzeugt) in mm
PND ²	Höhe des maximalen Überstaus in mm
S0<n> ²	spezifischer Speicherkoeffizient in m^3/m für jeden Aquifer 1..n
SBHI ²	Bodenfeuchte-Grenzwert zur Beendigung der Bewässerung (intern erzeugt) in 1/1
SBLO ²	Bodenfeuchte-Grenzwert zum Beginn der Bewässerung (intern erzeugt) in 1/1
SLP	Gefälle in Grad (0..90)
SOIL ²	Bodenart, korrespondiert mit den Angaben in der Bodenartentabelle (Steuerdatei)
THCK<n> ²	Mächtigkeit der Grundwasserleiter 1..n in m
USE	Landnutzungscode, korrespondiert mit den Angaben in der Landnutzungstabelle in der Steuerdatei
VBG	Vegetationsbedeckungsgrad, interpoliert aus den Angaben in der Landnutzungstabelle, dem Datum und der geodätischen Höhe (intern erzeugt)
WIT ²	Flussbreiten [m] (für Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer), nur solche Gridzellen, in denen ein Fließgewässer berücksichtigt werden sollen, haben einen Wert, alle anderen -9999
WURZ	Wurzeltiefe, interpoliert aus den Angaben in der Landnutzungstabelle, dem Datum und der geodätischen Höhe (intern erzeugt)
ZON1	Zonengrid für die Teilmodelle Interpolation, Strahlungskorrektur, Verdunstung, Interzeption, Schneemodell
ZON2	Zonengrid für die Teilmodelle Bodenmodell/Infiltration, Bewässerung, Abflusskonzentration
❖ ALBE	Albedo
❖ CG1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Grundwasser

Datenart	Erläuterungen
❖CIN1..9 ²	interpolierte Input-Tracerkonzentrationen (bis maximal 9 Tracer)
❖CIR1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Bewässerungswasser (maximal 9 Tracer)
❖CIZ1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Bestandesniederschlag (für maximal 9 Tracer)
❖CS1..9 ²	Konzentrationen in der Schneeschmelze bzw. im Schneedeckenausfluss
❖EI	Interzeptionsverdunstung in mm/Zeitschritt
❖ETP	potentielle Evapotranspiration in mm/Zeitschritt
❖ETR	reale Evapotranspiration in mm/Zeitschritt
❖EXKO	Ergebnisgrid Strahlungskorrekturfaktoren
❖GWL ²	Schichtindex der Schicht, in welcher das Grundwasser steht
❖GWN ²	Grundwasserneubildung in mm/Zeitschritt
❖GWEX ²	Exfiltration aus dem Grundwasser in Oberflächengewässer in mm/ Zeitschritt
❖GWIN ²	Infiltration aus Routingstrecken in das Grundwasser oder in die ungesättigte Bodenzone in mm/Zeitschritt
❖GWST ²	Grundwasserstand in m unter Gelände
❖GWTH ²	mittlerer Wassergehalt der Schicht, in welcher das Grundwasser steht
❖INF ^X	Infiltrationsexzess (nach GREEN-AMPT) in mm/Zeitschritt
❖MAXP ²	maximale Pumpmenge aus einer Gridzelle für Bewässerung in mm/Zeitschritt
❖NFKia ¹	nutzbare Feldkapazität im inaktiven Teil des Bodens (nicht durchwurzelt)
❖PEAK ¹	Landoberflächen-Spitzenabfluss in mm/Zeitschritt
❖POND ²	Inhalt des Überstauspeichers in mm
❖PREC	interpolierter Niederschlag in mm/Zeitschritt
❖QBAS	Basisabfluss in mm/Zeitschritt
❖QD	Oberflächenabfluss in mm/Zeitschritt
❖QDRA ²	Drainageabfluss in mm/Zeitschritt
❖QI	Bestandesniederschlag aus dem Interzeptionsspeicher in mm/Zeitschritt
❖QIFL	Interflow in mm/Zeitschritt
❖QSNO	Schneedeckenausfluss (oder Niederschlag, wenn kein Schnee liegt) in mm/Zeitschritt
❖RAD	interpolierte Globalstrahlung in Wh/m ²
❖SATT	nach GREEN-AMPT gesättigte Flächen
❖SB	relative Bodenfeuchte in 1/1 (in Version 1: Wurzelzone, in Version 2: unges. Zone)
❖SBia ¹	Bodenfeuchte im inaktiven Teil (WP<nFK aber nicht im Wurzelbereich)
❖SD ¹	Sättigungsdefizit in mm
❖SH ¹	Inhalt des Interflowspeichers in mm
❖SHAPE	Ergebnisgrid Schatten
❖SI	Interzeptionsspeicherinhalt in mm
❖SLIQ	Schneespeicher flüssig (Anteil flüssigen Wassers im Schnee) in mm
❖SSD	interpolierte relative Sonnenscheindauer in 1/1
❖SSNO	Schneespeicher fest (Anteil gefrorenen Wassers im Schnee) in mm
❖SUZ ¹	Speicherinhalt ungesättigte Zone (nur Porenraum >nFK)
❖TEMP	interpolierte Temperatur in °C
❖TKOR	korrigierte Temperatur (nach Strahlungskorrektur)
❖TNA ^{CHT}	Nachttemperatur (bei Δt > 720 min), entspricht der unkorrigierten Temperatur
❖VAPO	interpolierter Dampfdruck in mBar (oder relative Luftfeuchtigkeit in 1/1)
❖WIND	interpolierte Windgeschwindigkeit in m/s
<i>hydro-meteorologische Eingabedaten</i>	In den Abbildungen 4 bis 6 durch kursive Schrift ohne weitere Kennzeichen (jedoch ggf. in verschiedenen Farben) dargestellt
<i>CIN1..9²</i>	Input-Konzentrationen für mitmodellerte Tracer (maximal 9, für jeden eine Datei) als Messwerte von Stationen
<i>DISC</i>	an Pegeln gemessene Abflüsse in mm/Zeitintervall
<i>PREC</i>	Stationswerte Niederschlag in mm/Zeitintervall
<i>RAD</i>	Globalstrahlung in Wh/m ² als Summe über das Zeitintervall

Datenart	Erläuterungen
<i>SSD</i>	relative Sonnenscheindauer in 1/1
<i>TEMP</i>	Temperatur in °C
<i>VAPO</i>	Dampfdruck in mbar oder hPa bzw. relative Luftfeuchtigkeit
<i>WIND</i>	Windgeschwindigkeit in m/s
<i>Statistikdateien</i> (\emptyset)	In den Abbildungen 4 bis 6 durch kursive Schrift und das Zeichen \emptyset gekennzeichnet. Diese Dateien enthalten räumlich gemittelte Werte für einzelne Zonen bzw. für das Gesamtgebiet, jeweils über eine vorgegebene Anzahl an Zeitschritten aufsummiert oder arithmetisch gemittelt
\emptyset CGI..9 ²	Tracerkonzentration im Grundwasser
\emptyset CGWN1..9 ²	Tracerkonzentration im Zufluss zum Grundwasser (Neubildungskonzentration)
\emptyset CINI..9 ²	Input-Konzentration als Mittelwert für jede Zone
\emptyset CIR1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Bewässerungswasser
\emptyset CIZ1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Bestandesniederschlag (nach Ausfluss aus dem Interzeptionsspeicher)
\emptyset CROUT1..9 ²	Tracerkonzentrationen in den Fließgewässern
\emptyset CS1..9 ²	Tracerkonzentrationen im Schneeausfluss
\emptyset EI	Interzeptionsverdunstung in mm/Zeitschritt
\emptyset ETP	potentielle Verdunstung in mm/Zeitschritt
\emptyset ETR	reale Verdunstung (ohne Interzeptionsverdunstung, mit Schneeverdunstung)
\emptyset GWEX ²	Exfiltration aus dem Grundwasser ins Oberflächenwasser in mm/Zeitschritt
\emptyset GWIN ²	Infiltration aus dem Oberflächenwasser ins Grundwasser in mm/Zeitschritt
\emptyset GWN ²	Grundwasserneubildung in mm/Zeitschritt
\emptyset GWST ²	Grundwasserstand in m unter Gelände
\emptyset INFX	Infiltrationsüberschuss in mm/Zeitschritt
\emptyset IRGW ²	Bewässerung aus dem Grundwasser in mm/Zeitschritt
\emptyset IRSW ²	Bewässerung aus Oberflächenwasser
\emptyset POND ²	Inhalt des Überstauspeichers in mm
\emptyset PREC	Niederschlag in mm/Zeitschritt
\emptyset QBAS	Basisabfluss in mm/Zeitschritt
\emptyset QD	Oberflächenabfluss in mm/Zeitschritt
\emptyset QDRA ²	Drainageabfluss in mm/Zeitschritt
\emptyset QGES	Gesamtabfluss in mm/Zeitschritt
\emptyset QI	Bestandesniederschlag in mm/Zeitschritt
\emptyset QIFL	Interflow in mm/Zeitschritt
\emptyset QROUT	gerouteter Abfluss in mm/Zeitschritt
\emptyset QSNO	Schneedeckenausfluss bzw. Niederschlag (wenn kein Schnee) in mm/Zeitschritt
\emptyset RAD	Globalstrahlung in Wh/m ²
\emptyset RGEX	korrigierte Globalstrahlung in Wh/m ²
\emptyset SB ¹	Bodenfeuchte in 1/1
\emptyset SB1 ²	Bodenfeuchte im Wurzelraum in 1/1
\emptyset SB2 ²	Bodenfeuchte in der gesamten ungesättigten Zone in 1/1
\emptyset SD ¹	Sättigungsdefizit in mm
\emptyset SH ¹	Interflowspeicher in mm
\emptyset SSD	relative Sonnenscheindauer in 1/1
\emptyset SSTO	Schneespeicher in mm
\emptyset SUZ ¹	Speicherinhalt der ungesättigten Zone
\emptyset TEMP	Temperatur in °C
\emptyset VAPO	Dampfdruck in mbar oder hPa bzw. relative Luftfeuchtigkeit
\emptyset WIND	Windgeschwindigkeit in m/s
Stacks (\boxplus)	in Abbildung 6 (für WaSiM-ETH Version 2) durch fette Schrift in das Symbol \boxplus gekennzeichnet
\boxplus CU1..9 ²	Konzentrationen aller mitmodellierten Tracer in allen Diskretisierungsschichten

Datenart	Erläuterungen
 HHYD ²	hydraulische Höhen in allen Diskretisierungsschichten
 QBOT ²	Flüsse zwischen den einzelnen Diskretisierungsschichten
 THET ²	Wassergehalte in alle Diskretisierungsschichten
<i>Punktausgaben</i> (•)	ASCII-Ausgabedateien für Zustandsgrößen und Flüssen in einer einzigen Gridzelle, jedoch für jede einzelne Boden-Diskretisierungsschicht
<ul style="list-style-type: none"> • <i>CUI..9</i>² Konzentrationen aller mitmodellierten Tracer in allen Diskretisierungsschichten des Kontrollpunktes • <i>HHYD</i>² hydraulische Höhen in allen Diskretisierungsschichten des Kontrollpunktes • <i>QBOT</i>² Flüsse zwischen den einzelnen Diskretisierungsschichten des Kontrollpunktes • <i>THET</i>² Wassergehalte in alle Diskretisierungsschichten des Kontrollpunktes 	

¹ nur in WaSiM-ETH Version 1 (TOPMODEL-Ansatz)

² nur in WaSiM-ETH Version 2 (RICHARDS-Ansatz)

3 Anwendung von WaSiM-ETH

Dieses Kapitel beschreibt die Anwendung des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH. Angefangen mit den Möglichkeiten der Einteilung des Einzugsgebietes, über Formate von Eingabe- und Ausgabedateien bis zum Aufbau der Steuerdatei wird ein Überblick über Aufbau und Bedienung des Modells gegeben. WaSiM-ETH gibt es in zwei deutschsprachigen und in zwei englischsprachigen Versionen. In jeder Sprache existiert eine Modellversion mit dem TOPMODEL-Ansatz (Programmname “wasim”) und eine Modellversion mit dem RICHARDS-Ansatz (Programmname “wasimuzr”).

Aufgrund der physikalischen Begründbarkeit vieler Modellkomponenten kann WaSiM-ETH generell auf verschiedene Einzugsgebiete in unterschiedlichen hydrologischen Regionen angewandt werden. Als Referenz für die Modellergebnisse sollten für die Kalibrierung mindestens gemessene Abflüsse vorliegen. Es können ausserdem beliebige andere Zustandsgrößen wie Bodenfeuchte, Grundwasserflurabstand oder Schneehöhen zur Kalibrierung herangezogen werden. Eine erste Anwendung sollte dabei schrittweise so durchgeführt werden, dass zunächst für kleinere, gut beobachtete Teileinzugsgebiete Parameterkalibrierungen erfolgen. Dies betrifft insbesondere die Parameter des Bodenmodells, aber u.U. auch Verdunstungswiderstände und Schneemodell-Parameter. Weniger wichtige, in ihren Parametern schwer zu bestimmenden Prozesse sollten zunächst unberücksichtigt bleiben. Dazu zählen die Interzeption, die Infiltration und gelegentlich die Schneeschmelze. Im Bodenmodell kann oft der Makroporenfluss und der Grundwasseraufstieg zunächst vernachlässigt werden. Somit verringert sich die Anzahl zu kalibrierender, empfindlicher Parameter weiter.

Von diesem kleinen Teilgebiet kann nach erfolgter Anpassung dann der Versuch der Regionalisierung dieser Parameter auf ein grösseres Gebiet unternommen werden. Auch für Einzugsgebiete ohne Abflussmessungen kann das Modell angewandt werden, wenn die Parameter aus ähnlichen Gebieten übertragen werden können. Werden befriedigende Modellresultate erreicht, können die vorerst ignorierten Teilprozesse dann zur weiteren Verbesserung der Ergebnisse mit in die Modellierung einbezogen werden.

3.1 Horizontalgliederung des Einzugsgebietes

3.1.1 Grundeinteilung in ein Raster

Die Modellierung in WaSiM-ETH erfolgt auf Rasterbasis. Diese Art der Horizontalgliederung ist rechen-technisch einfach zu handhaben. Somit ist eine relativ einfache und übersichtliche Modell(weiter)entwicklung und Anwendung möglich. Zudem entfällt im Gegensatz zu Modellen, welche unregelmässige Einteilungen wie Dreiecksnetze oder unregelmässige Vierecksnetze verwenden, der grosse Aufwand für die Erstellung dieser Netze. Nachteilig wirkt sich bei einem Raster die Unflexibilität bei der Anpassung des Rasters an lokale Besonderheiten wie Täler, Flussläufe und Bergkuppen aus.

Es ist zu beachten, dass in WaSiM-ETH nicht nur ein Datensatz in dieser Rasterform benötigt wird. Neben dem digitalen Höhenmodell (DHM) werden noch die Datengrundlagen für die Landnutzung sowie die Bodendaten benötigt. Aus diesen drei Datensätzen werden im Preprocessing und gegebenenfalls im Modell selbst durch Kombinationen und Ableitungen neue Datensätze gebildet, beispielsweise die Datensätze für Gefälle und Exposition als Ableitungen aus dem DHM sowie der Datensatz für den topographischen Index für die Modellversion 1. Zu voller Funktionalität benötigt WaSiM-ETH mindestens das Höhenmodell, die Landnutzung, die Bodenarten und ein oder zwei Zonengrids zur Einteilung des Gebietes in Teilgebiete bzw. Bilanzierungszonen (für Version 1 zusätzlich den topographischen Index). Die anderen Eingabegrids für Gefälle, Exposition, nutzbare Feldkapazität, k-Wert, Albedo und Bodenspeicher usw. können aus diesen Daten hergeleitet werden

Der topographische Index in der Version 1 hat beispielsweise folgenden Entstehungsweg: Zunächst werden aus dem digitalen Höhenmodell (Datensatz 1) die Gefällewerte berechnet (Datensatz 2). Aus diesen Gefällewerten kann dann die Fliessrichtung für jedes Pixel bestimmt werden (Datensatz 3). Durch Akkumulation der theoretischen Entwässerung entsteht anschliessend das Grid mit der Fliessakkumulation (Datensatz 4). Zusammen mit den Werten der hydraulischen Leitfähigkeit (Datensatz 5) und den Angaben über die Bodentiefe (Datensatz 6) kann unter Einbezug der im ersten Schritt bestimmten Gefällewerte der topographische Index berechnet werden (Datensatz 7). Für die topographische Analyse kann die in Abschnitt 4 vorgestellte Software, insbesondere das Programm TANALYS genutzt werden.

Dieses Beispiel soll zeigen, dass die einzelnen Datengrids nicht unabhängig voneinander erstellt und genutzt werden können. Wenn für jeden der 3 Ausgangsdatsätze eine der jeweiligen Datenart am besten angepasste Horizontalgliederung genutzt werden würde, könnten diese Daten nur noch schwer miteinander kombiniert werden. Für solche Aufgaben muss gegebenenfalls während des Preprocessings ein Geographisches Informationssystem genutzt werden. WaSiM-ETH selbst verlangt jedoch aus Gründen der effektiven Speicherverwaltung und damit der schnellen Modellierung, dass *alle* in WaSiM-ETH genutzten Grids die gleiche Einteilung haben. Deshalb ist das regelmässige Raster *die* grundlegende Horizontalgliederung für die Modellierung mit der aktuellen WaSiM-ETH-Version.

Alle räumlichen Datensätze müssen in für das zu modellierende Einzugsgebiet flächendeckenden Grids in der gleichen Auflösung und mit gleichen Koordinaten vorliegen. Die Zellgrösse des Rasters richtet sich nach der Grösse und dem Charakter des Einzugsgebietes. Es können keine allgemeingültigen Angaben über die nötige Zellgrösse gemacht werden. Je genauer die einzelnen Prozesse modelliert werden sollen, desto kleiner sollte diese Zellgrösse gewählt werden.

3.1.2 Abgrenzung des Einzugsgebietes

Für die Wasserhaushaltsmodellierung eines geschlossenen hydrologischen Einzugsgebietes können die Eingabegrids so codiert werden, dass alle ausserhalb des zu untersuchenden Einzugsgebietes liegenden Zellen mit einem Nodata-Wert belegt werden. Die Festlegung des Einzugsgebietes kann über Digitalisieren der Einzugsgebietsgrenzen oder über die Nutzung von Standard-GIS-Funktionen erfolgen. Um dem Modell die Grenzen des Einzugsgebietes mitzuteilen, wird ihm ein eigener Datensatz, das Zonengrid, zur Verfügung gestellt. Ausser der Kennzeichnung nicht mehr zum Gebiet gehörender Zellen können ausserdem verschiedene Teilgebiete durch unterschiedliche Codes markiert werden

3.1.3 Bilanzierungsmöglichkeiten über Zonen

Eine Erweiterung der Codierung des Einzugsgebiets-Grids in zum Gebiet gehörende und in ausserhalb liegende Zellen ist die Möglichkeit, auch innerhalb des Einzugsgebietes durch die Verwendung verschiedener Codes Teilgebiete voneinander unterscheiden zu können. Gegenüber der Grundeinteilung in ein regelmässiges Raster – der 1. Horizontalgliederungsstufe – ist diese Einteilung für die meisten Teilmodelle nur zur Bilanzierung interessant. Sie bildet damit die 2. Horizontalgliederungsstufe.

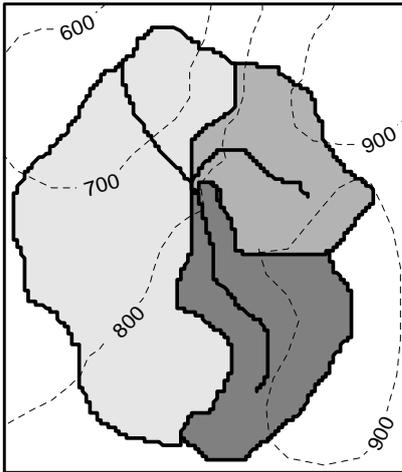
In allen Teilmodellen ausser im Bodenmodell (Version 1) bzw. dem Modell der ungesättigten Zone und dem Grundwassermodell (Version 2) werden die Wasserflüsse des Wasserkreislaufes *nur* in vertikaler Richtung betrachtet. Für diese Teilmodelle kann deshalb eine beliebige Horizontalgliederung der zweiten Stufe gewählt werden, denkbar ist eine Einteilung nach Höhenstufen, nach Bodenarten, nach Landnutzung, nach Expositionen oder nach Teilgebieten. Anders verhält es sich im Bodenmodell: Da das Bodenmodell die integralen Eigenschaften von Teileinzugsgebieten beachten muss und im Grundwassermodell lateraler Transport stattfindet, ist es, wenn eine Untergliederung des Gesamtgebietes erfolgt, auf eine Horizontalgliederung in Teileinzugsgebiete angewiesen.

Als Konsequenz aus dem bisher gesagten werden in WaSiM-ETH zwei Horizontalgliederungen für die Bilanzierungsebene ermöglicht. Praktisch wird diese Möglichkeit so realisiert, dass bei der Modellierung ein Zonengrid und ein Teilgebietsgrid eingelesen werden. Die Zonen kennzeichnen die Bilanzierungseinheiten für alle Teilmodelle ausser dem Infiltrations- und dem Bodenmodell, die Teilgebiete stellen die Bilanzierungseinheiten für Infiltrations- und Bodenmodell bzw. für das Modell der ungesättigten Zone und das Grundwassermodell dar.

Jede Zone (bzw. jedes Teilgebiet) wird durch einen ihr eigenen Code repräsentiert. Der Unterschied zwischen Zonen und Teilgebieten besteht darin, dass die einzelnen Elemente der Zonen erstens nicht zusammenhängen, sowie zweitens keine Übereinstimmung mit der Entwässerungsstruktur des Gesamtgebietes aufweisen müssen, während Teilgebiete zusammenhängende, die Entwässerungsstruktur eines Einzugsgebietes repräsentierende Gebiete sind. Somit ist auch eine Zoneneinteilung nach Teilgebiet, Höhenstufe und Exposition gleichzeitig möglich (mit den entsprechend vielen Varianten). Es ergeben sich je nach Anzahl an Kategorien, für welche gleichzeitig eine Unterscheidung vorgenommen werden soll, bisweilen eine sehr grosse Anzahl an Zonen. Die Maximalanzahl für unterschiedliche Zonen liegt in WaSiM bei 8000, die Codes für diese Zonen dürfen den Zahlenbereich 1 ... 32767 nicht unter- bzw. überschreiten. Während des Modellablaufes kann, gesteuert durch Parameter in der Steuerdatei, für eine ganze Reihe von Grössen bezogen auf die dem aktuellen Teilmodell zugrunde liegende Zonen-Einteilung eine Datei mit den zonalen bzw. teilgebietsweisen Mittelwerten dieser Grössen erstellt werden.

So kann beispielsweise die reale Evapotranspiration für jede Zone pro Zeitschritt in eine Datei geschrieben werden. Bei einer Einteilung in beispielsweise 12 Zonen wird so für einen Modellzeitraum von einem Jahr (8660 Stunden) eine Datei mit der Grösse von etwa 1 Mbyte entstehen. Da maximal weit über 40 solcher Dateien erstellt werden können, kann sich bei zu grosser Anzahl von Zonen bald ein Speicherplatzproblem einstellen. Deshalb kann für jede der Ausgabegrössen in der Steuerdatei festgelegt werden, ob zonale Mittelwerte für jede Zone oder nur für das Gesamtgebiet erstellt werden sollen. Ausserdem kann gewählt werden, ob diese Mittelwerte zu jedem Zeitintervall oder nur nach einer bestimmten Anzahl an Zeitintervallen (beispielsweise alle 24 Stunden) als zeitlicher Mittelwert oder als Summe abgespeichert werden sollen. So können beliebige Grössen wie die Evapotranspiration etwa nur für das Gesamtgebiet als Tagessumme abgespeichert werden, was den Speicherbedarf drastisch auf etwa 50 Kbyte für eine Datei pro Grösse und Modelljahr senkt. Eine weitere Möglichkeit der Ausgabe besteht darin, nur für eine in der Steuerdatei anzugebende Liste von Teilgebieten zonale Mittelwerte ausgeben zu lassen. Die Festsetzung der Ausgabeparameter wird im später erläuterten.

In Abbildung 7 ist das Prinzip der Bildung verschiedener Bilanzierungszonen dargestellt. Soll das in Abb. 7 a dargestellt Einzugsgebiet modelliert werden, so kann z.B. eine Unterteilung nach Teileinzugsgebieten (Abb. 7 b) oder nach Höhenzonen (Abb. 7 c) erfolgen. Die Unterteilung nach Teileinzugsgebieten ist dabei für das Bodenmodell, in welchem die verschiedenen Abflusskomponenten erzeugt werden, nur dann nötig, wenn das Gebiet so gross ist, dass eine merkliche Beeinflussung der Form der Abflussganglinie durch das Fliessen im Gewässernetz stattfindet oder wenn das Gebiet geologisch, klimatisch oder topographisch stark inhomogen ist. Wenn eine Teilgebietsunterteilung im Bodenmodell stattfindet, dann muss sie sich aber aus den oben aufgeführten Gründen an die topographisch vorgegebenen Teileinzugsgebiete halten, in diesem Fall entsprechend Abbildung 7 b.



a) Topographische Karte

Ausgehend von der topographischen Karte kann das Einzugsgebiet nach verschiedenen Kriterien unterteilt werden:

- nach Teileinzugsgebieten (Abb. 2.2 a/b)
- nach Höhenzonen (Abb. 2.2 c)
- nach Bodenarten (nicht dargestellt)
- nach Landnutzung (nicht dargestellt) usw.

x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
x	x	x	x	1	1	x	x	x	x	x	x
x	x	1	1	1	1	2	2	x	x	x	x
x	x	1	1	1	1	2	2	2	x	x	x
x	1	1	1	1	2	2	2	2	x	x	x
1	1	1	1	1	3	2	2	2	2	x	x
1	1	1	1	1	3	2	2	2	2	x	x
1	1	1	1	1	3	3	3	3	x	x	x
x	1	1	1	1	3	3	3	3	3	x	x
x	x	1	1	1	1	3	3	3	x	x	x
x	x	1	1	1	1	3	3	3	x	x	x
x	x	1	1	1	3	3	3	x	x	x	x
x	x	x	x	x	3	3	x	x	x	x	x

Teileinzugsgebiet 1: 44 von 83 Zellen, Anteil: 0.530
 Teileinzugsgebiet 2: 17 von 83 Zellen, Anteil: 0.205
 Teileinzugsgebiet 3: 22 von 83 Zellen, Anteil: 0.265

eine typische Ausgabedatei mit den Teilgebietsmittelwerten z.B. des Basisabflusses sieht etwa so aus:

gebildeter Basisabfluss in mm je Zone (Bodenmodell)							
YY	MM	DD	HH	1.00	2.00	3.00	g.Mittel
--	--	--	--	0.530	0.205	0.265	1.000
84	1	1	1	0.042	0.039	0.040	0.0409
84	1	1	2	0.039	0.037	0.038	0.0383
84	1	1	3	0.037	0.035	0.037	0.0366
84	1	1	4	0.036	0.034	0.035	0.0353
84	1	1	5	0.034	0.032	0.033	0.0333
.
.

Bsp.: Teilgebiet 1, Anteil 53%

b) Zoneneinteilung nach Teilgebieten

x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
x	x	x	x	6	7	x	x	x	x	x	x
x	x	6	6	6	7	7	8	x	x	x	x
x	x	6	6	7	7	7	8	9	x	x	x
x	6	6	7	7	7	7	8	8	x	x	x
7	7	7	7	7	8	8	8	8	9	x	x
7	7	7	7	7	8	8	8	9	9	x	x
7	7	7	7	8	8	8	9	9	9	x	x
x	7	7	7	8	8	8	8	9	9	x	x
x	x	7	8	8	8	8	8	9	9	x	x
x	x	8	8	8	8	8	9	9	x	x	x
x	x	8	8	8	8	8	9	9	x	x	x
x	x	x	x	x	8	8	x	x	x	x	x

Höhenzone 6 (600...700m): 8 von 83 Zellen, Anteil: 0.096
 Höhenzone 7 (700...800m): 29 von 83 Zellen, Anteil: 0.349
 Höhenzone 8 (800...900m): 34 von 83 Zellen, Anteil: 0.410
 Höhenzone 9 (900..1000m): 12 von 83 Zellen, Anteil: 0.145

Wird eine Einteilung nach Höhenzonen gewählt, sieht z.B. die Ergebnisdatei für den Schneespeicher so aus:

Schneespeicher in mm im Schneemodell								
YY	MM	DD	HH	6.00	7.00	8.00	9.00	Mittel
--	--	--	--	0.096	0.349	0.410	0.145	1.000
84	1	1	1	28.00	34.20	56.50	120.33	55.24
84	1	1	2	19.90	35.40	75.00	130.34	63.91
84	1	1	3	16.00	32.50	75.00	130.34	62.53
84	1	1	4	17.00	38.00	85.40	144.20	70.82
84	1	1	5	22.50	45.70	96.32	155.20	80.10
.
.

Bsp.: Höhenstufe 9, Anteil 14.5%

c) Zoneneinteilung nach Höhenstufen

Abb. 7: Verschiedene Bilanzierungsmöglichkeiten über Zonen

Die Codes für die einzelnen Teilgebiete müssen nicht streng in aufsteigender Reihenfolge oder im Uhrzeigersinn oder sonstwie geordnet angegeben werden. Vielmehr wird nur anhand eindeutig verschiedener Codes eine Zuordnung der Gridzellen zu den einzelnen Teilgebieten vorgenommen. In Abbildung 7 b

könnten also die Codes auch 23, 646 und 103 anstatt 1, 2 und 3 lauten, die Spaltenüberschriften in der Ergebnisdatei wären dann ebenfalls entsprechend geändert.

Für die anderen Teilmodelle wie das Schneemodell oder das Verdunstungsmodell kann eine beliebige, auch von Infiltrations- und Bodenmodellunterteilung abweichende Einteilung gewählt werden. In Abb. 7 c ist dies am Beispiel der Verwendung verschiedener Höhenzonen zur Zoneneinteilung des Gebietes gezeigt. Wird das Grid mit den Codes der verschiedenen Höhenzonen als Zonengrid für alle Teilmodelle (ausser Bodenmodell und Infiltration bzw. Grundwassermodell) verwendet, dann wird von allen Eingangsdaten, Speicherinhalten und Wasserflüssen in den Ergebnisdateien pro Spalte jeweils der Mittelwert über eine Höhenzone ausgegeben. Das kann z.B. für den Vergleich simulierter und gemessener Schneewasseräquivalente genutzt werden.

Neben der Ausgabemöglichkeit für zonale bzw. teilgebietsbezogene Statistiken können auch zeitschrittweise Grids ausgegeben werden. Dies ist z.B. für Schneespeicher, Interzeptionsspeicher, interpolierte Eingangsdaten, Verdunstungen usw. möglich. Hierbei ist der Speicherbedarf aber noch wesentlich grösser, so dass diese Option, die ebenfalls später erläutert wird, nur für wenige Grössen bzw. kurze Modellzeiträume angewandt werden sollte. Es kann sinnvoll sein, den Verlauf der Bodenfeuchte oder den Verlauf der Bildung von Sättigungsflächen über mehrere Tagen und Wochen zu verfolgen. WaSiM-ETH bietet die Möglichkeit, solche Daten auch nur nach jeweils einem Modelltag abzuspeichern oder nach einer festgelegten Anzahl von Intervallen Summen- oder Mittelwertgrids auszugeben. Die wichtigste Anwendung dieser Option ist die Speicherung aller Grids am Modellierungsende. Die für den Systemzustand wichtigen Speicherzustände können dann als Grids im nächsten Modellauf wieder eingelesen werden und gewährleisten so die optimalen Anfangswerte für die diversen Speicher. Es ist weiterhin möglich, neben den aktuellen, den Summen- und den Mittelwertgrids auch Minimum- und/oder Maximumgrids beliebiger Grössen ausgeben zu lassen.

3.2 Eingabedaten (Preprocessing)

WaSiM-ETH benötigt zu seinem Betrieb eine Reihe verschiedener Daten: räumliche, zeitlich konstante Daten (Grids), Zeitreihen von meteorologischen Daten als Stations- und damit Punktwerte, Zeitreihen hydrologischer Daten als Pegel- und damit integrale Gebietswerte sowie Anfangswerte für diverse Speicherfüllungen. Die folgenden Abschnitte gehen auf die Erstellung dieser Datenbasis näher ein.

3.2.1 Geographische Daten

3.2.1.1 Datenanforderungen

Als geographische Daten werden solche Daten bezeichnet, die in räumlich hoher Auflösung als zeitlich (für den Modellzeitraum) konstante Werte vorliegen. In Tabelle 3 sind die zum normalen Modellbetrieb nötigen Daten aufgelistet.

Die in Tabelle 3 aufgeführten Datensätze lassen sich auf drei Ausgangsdatsätze zurückführen, auf:

- das digitale Höhenmodell
- die Landnutzungsdaten
- die Bodenarten

Von den Datensätzen sind das digitale Höhenmodell und die Landnutzungsdaten meist recht genau, während die Bodendaten der hydraulischen Leitfähigkeit, der Bodentiefe und der nutzbaren Feldkapazität oft sehr schwer zu bestimmen sind. In den bisherigen Anwendungen lagen die Bodendaten nur in qualitativen Angaben vor (Beispiel: hydraulische Leitfähigkeit als Angaben von „stark gehemmt“ über „gehemmt“, „schwach gehemmt“, „mässig“ und „normal“ bis „übermässig“). Lediglich relative Unterschiede zwischen einzelnen Teilflächen können dadurch wiedergegeben werden, was aber zum Beispiel im Sättigungsflächenmodell entscheidend ist und durch Kalibrierparameter berücksichtigt wird.

Die Datensätze für Gefälle und Exposition können aus dem digitalen Höhenmodell hergeleitet werden. Dazu kann neben den geläufigen GIS-Funktionen auch das zur Umgebung von WaSiM-ETH gehörende Programm TANALYS genutzt werden. Auch eine Berechnung in WaSiM-ETH selbst ist möglich, wenngleich das nicht immer erwünscht sein muss, beispielsweise, wenn die Gefällewerte aus einem 100 m-Raster-DHM berechnet wurden und als Mittelwerte für 500 m Zellgrösse eingelesen werden sollen. Die Berechnung in WaSiM selbst wird aber nur die Gefälle berechnen, die sich aus dem 500 m-Raster-DHM ergeben, in der Regel also zu geringe Werte. Der topographische Index kann ebenso mit Hilfe eines GIS oder mit dem Programm TOPOFACT berechnet werden. Dazu sind jedoch mehrere Schritte zur Erzeugung des Datensatzes des spezifischen Einzugsgebietes jedes Punktes nötig. Auch die Teilgebiets- und Zonenraster können mit einem GIS erstellt werden.

3.2.1.2 Dateiformate räumlicher Daten

Grids können von den meisten Programmen nur im Binärformat genutzt werden. Um Grids aber auf andere Rechner zu transportieren (DOS \leftrightarrow UNIX) oder um Grids mit ARC/INFO auszutauschen, ist ein ASCII-Format nötig. Dieses sieht folgendermassen aus:

Zeilen 1..6: beschreibende Daten (Anzahl der Reihen und der Spalten, Koordinaten des linken unteren Eckpunktes, Zellgrösse, Nicht-Wert)

Anschliessend folgen die Zellwerte von links oben nach rechts unten (zeilenweise, siehe Beispiel)

Beispiel einer Grid-Datei im ASCII-Format:

ncols							7
nrows							12
xllcorner							680500
yllcorner							222200
cellsize							2000
nodata value							-9999
-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999
-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999
-9999	-9999	586	559	595	601	585	
584	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	
-9999	449	-9999	-9999	454	511	551	
-9999	561	529	509	498	487	499	
521	523	523	534	-9999	-9999	-9999	
-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	
-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	345	234	
567	453	456	478	789	576	482	
123	-9999	1252	1211	876	564	825	
-9999	-9999	234	1246	-9999	-9999	-9999	

Die gewöhnliche Speicherform für Grids ist die Binärform. Da diese Form nicht als Beispiel dargestellt werden kann, hier nur die Beschreibung:

Alle Werte, sowohl die Kopfzeilen als auch die Daten selbst, sind im single-Format (4Byte, 6..7 Stellen Genauigkeit) abgespeichert.

Datensätze 1..6: wie im ASCII-Format

Datensätze 7..12:

- Anzahl an Werten (ohne Nicht-Werte)
- Minimalwert aller Werte im Grid
- Maximalwert aller Werte im Grid
- Summe aller Werte im Grid
- Mittelwert aller Werte im Grid
- Standardabweichung der Werte im Grid

Anschliessend folgen alle Zellen zeilenweise von oben links nach unten rechts wie im ASCII-Format. Die Umwandlung vom ASCII-Format in das Binärformat erfolgt durch das Programm „ascigrd“, für den umgekehrten Weg steht das Programm „gridasci“ zur Verfügung. Die Formate sind auf allen Systemplattformen gleich, unterscheiden sich jedoch betriebssystem- und prozessorbedingt intern leicht voneinander.

So kann beispielsweise das ASCII-Format nur dann zwischen UNIX- und DOS-Rechnern ausgetauscht werden, wenn beim Transfer oder danach die Zeilenende-Markierungen an das jeweilige Zielbetriebssystem angepasst werden. Diese Aufgabe übernehmen betriebssystemeigene Softwaremodule wie „ftp“ im ASCII-Modus oder die Konvertierungsprogramme „dos2unix“ und „unix2dos“. Die Binärformate sind nicht direkt austauschbar, ein unter UNIX geschriebenes Grid kann unter DOS nicht korrekt gelesen werden und umgekehrt. Diese Dateien müssen vor einem Transfer in ASCII-Formate umgewandelt, dann transferiert und auf dem Zielsystem in das Binärformat zurückgewandelt werden.

3.2.2 Meteorologische Daten

Dateien für meteorologische Stationsdaten sind Textdateien für sequentiellen Zugriff. Die ersten 5 Zeilen der Datei enthalten allgemeine Informationen wie eine Erläuterung sowie die Lage der Stationen und deren Namen. Die Datei ist spaltenweise organisiert, d.h., je Station existiert eine Spalte, in der pro Zeile ein Datum steht. Die ersten 4 Spalten dienen der eindeutigen Zuordnung des Zeitpunktes. Es wird als Stunde immer die Nummer der Stunde im laufenden Kalendertag angegeben. „84 1 2 5“ entspricht also dem 2.1.1984, Stunde 4:00 Uhr bis 4:59:59 Uhr. Trennzeichen zwischen den einzelnen Werten sind beliebig viele, mindestens aber ein Leerzeichen oder Tabulator. Es wird der Tabulator empfohlen, da die Dateien dann besser lesbar sind und klein bleiben.

Zeile 1: beliebiger Erläuterungstext

Zeile 2: nach den 12 Zeichen „yy mm dd hh“ folgen die Höhen der Stationen (integer oder real)

Zeile 3: nach den 12 Zeichen „yy mm dd hh“ folgen die x-Koordinaten der Stationen

Zeile 4: nach den 12 Zeichen „yy mm dd hh“ folgen die y-Koordinaten der Stationen

Zeile 5: nach den 12 Zeichen „yy mm dd hh“ folgen die Kurzbezeichnung der Stationen (6 Zeichen)

ab Zeile 6: nach den 4 Spalten für Jahr, Monat, Tag und Stunde folgen je Zeitintervall pro Station ein Wert (real oder integer) durch mindestens ein Leerzeichen oder einen Tabulator getrennt

In WaSiM-ETH werden für eine Modellierung unter Nutzung aller Teilmodelle folgende Datensätze in diesem Format benötigt:

- Lufttemperatur
- Niederschlag
- Windgeschwindigkeit
- Globalstrahlung
- Dampfdruck oder relative Luftfeuchtigkeit
- Sonnenscheindauer (kann mit Genauigkeitseinbußen bei der Verdunstung weggelassen werden)

Beispiel für eine Datei im Stationswerte-Format (Temperaturen der ANETZ-Stationen für 1984)

Temperaturen (*0.1C)														
YY	MM	DD	HH											
YY	MM	DD	HH	437	440	463	515	536	750	779	1407	1590	2490	2690
YY	MM	DD	HH	688700	738430	693770	723750	710500	718500	747940	638130	783580	744100	780600
YY	MM	DD	HH	282800	273950	230780	210580	259820	248000	254600	205970	187480	234900	189630
YY	MM	DD	HH	Schaff	Guetti	Waeden	Glarus	Taenik	Rietho	St.Gal	Napf	Davos	Saenti	Weissf
84	1	1	1	17	6	25	28	37	49	39	33	-13	-31	-34
84	1	1	2	13	1	26	25	42	51	45	31	-10	-29	-27
84	1	1	3	8	-5	22	23	49	60	47	32	-5	-25	-25
84	1	1	4	8	-5	14	27	41	36	47	42	-2	-23	-18
84	1	1	5	6	-8	10	22	21	13	38	53	1	-17	-20

Wie in Kapitel 1 beschrieben, können diese Eingangsdaten bei Bedarf durch höhenabhängige Regression interpoliert werden. Diese höhenabhängige Regression findet im Rahmen der Datenvorbereitung statt. Die Dateien im Stationswerte-Format werden dabei mit Hilfe der Programme REGRESS oder REGR ausgewertet. Das Programm REGRESS arbeitet nur unter DOS, es erstellt auf Wunsch Graphiken der Höhenprofile einer Grösse. Die Ausgabedatei ist eine Datei im ASCII-Format (kann mit ASCIREGR in ein binäres Format umgewandelt werden). Das Programm REGR arbeitet dialoglos unter allen Betriebssystemen. Es erstellt die gleichen Dateien wie REGRESS, jedoch im sogenannten „Regress-Format“. Dieses Format ist

binär, es kann aber für den Transfer der Dateien mit REGRASCI in ein ASCII-Format umgewandelt werden.

Die Verarbeitung der Dateien erfolgt im Modell in binärer Form oder als ASCII-Format. Das Modell erkennt am Dateikopf automatisch das richtige Format. Für Kontroll- und Transportzwecke können die Ergebnisse der Regressionsprogramme in ASCII-Dateien umgewandelt werden. Beide Dateien sind gleich strukturiert, jedoch fehlt in der Binärdatei der Dateikopf. Die Binärdatei enthält die folgenden Daten bis auf die erste Zeile in der gleichen Reihenfolge im single-Format (4 Byte pro Wert, die ersten 4 Werte pro Zeitschritt [jr, mo, tg, st] als long integer auch mit 4 Byte!). Ein Beispiel für eine solche Datei im ASCII-Format sieht folgendermassen aus:

jr	mo	tg	st	a[1]	b[1]	igu	a[2]	b[2]	igo	a[3]	b[3]	af	bf[1]	bf[2]
84	1	1	1	-17.954	0.00000	0.0	-17.954	0.08334	969.2	117.001	-0.05591	51.126	-7.21913E-05	-7.45598E-05
84	1	1	2	-29.724	0.00000	0.0	-29.724	0.10486	872.6	105.243	-0.04981	39.8687	-6.95074E-05	-8.48521E-05
84	1	1	3	-46.493	0.00000	0.0	-46.493	0.13506	822.3	104.321	-0.04835	30.1048	-8.14217E-05	-7.85187E-05
84	1	1	4	-34.818	0.00000	0.0	-34.818	0.10503	970.4	117.607	-0.05205	13.8404	-3.43135E-05	-0.000102529
84	1	1	5	-23.550	0.00000	0.0	-23.550	0.06807	1275.7	140.102	-0.06021	11.6198	-1.80593E-05	-9.44962E-05
84	1	1	6	-44.244	0.00000	0.0	-44.244	0.10834	1103.7	140.419	-0.05898	-26.0965	-6.67409E-07	-7.49243E-05
84	1	1	7	-25.346	0.06029	820.0	-17.291	0.05046	1400.0	125.643	-0.05163	-7.7026	-1.50661E-05	-2.84531E-05
84	1	1	8	-17.163	0.03872	820.0	-40.929	0.06770	1400.0	122.876	-0.04930	-17.3485	2.76033E-06	-7.57734E-06
84	1	1	9	-28.146	0.06770	820.0	-7.093	0.04203	1400.0	114.150	-0.04457	-7.1713	-2.59317E-05	-9.54698E-06
84	1	1	10	-14.794	0.05145	820.0	-6.893	0.04181	1400.0	106.073	-0.03888	14.4881	-3.8284E-05	-7.03115E-06
84	1	1	11	-22.906	0.09341	820.0	32.876	0.02539	1400.0	138.656	-0.05017	-15.7421	-1.69895E-05	-2.13564E-05
84	1	1	12	-18.494	0.10486	820.0	49.093	0.02243	1400.0	163.018	-0.05894	-5.4302	-2.60689E-05	-2.40711E-05

Beschreibung:

jr, mo, tg, st: Diese Zeilen geben das Datum und die Stunde an, für welche die folgenden Parameter gelten (je 4 Byte. long integer).

a[1], a[2], a[3]: Konstanten a der Geradengleichung $y = a + bx$ für die untere, die mittlere und die obere Geradengleichung.

igu: obere Grenze des Geltungsbereiches der unteren Regressionsgerade

igo: obere Grenze des Geltungsbereiches der mittleren Regressionsgerade und untere Grenze des Geltungsbereiches der oberen Regressionsgeraden.

af, bf[1], bf[2] Regressionsparameter der arealen Regression der Residuen in $z = a + bf[1] \cdot x + bf[2] \cdot y$

3.2.3 Hydrologische Daten

Hydrologische Daten sind die Zeitreihen des Abflusses an den verschiedenen Pegeln. Diese Daten sind nötig, um die Güte der Modellierung durch den Vergleich gemessener und berechneter Werte feststellen zu können. Das Format entspricht dem Stationswerte-Format der meteorologischen Eingangsdaten. Die Einheit sollte [mm/Zeitintervall] betragen, wobei das Zeitintervall die gleiche Grösse haben muss wie das Zeitintervall der meteorologischen Daten, z.B. eine Stunde. Als einziger Unterschied zwischen den Formaten der meteorologischen Daten und der hydrologischen Daten muss beachtet werden, dass die bei den meteorologischen Daten auftauchende Angabe der Stationshöhe in den Dateien der hydrologischen Daten durch die Angabe der Einzugsgebietsgrösse des jeweiligen Pegels ersetzt wird. Diese Angaben sind dann nötig, wenn mit Hilfe des Programmes QTOSPEND die Abflüsse in Abflussspenden umgewandelt werden sollen.

3.2.4 Anfangsbedingungen (Speicherfüllungen)

Wird eine hydrologische Modellierung begonnen, so wirken sich bei Simulationsbeginn vorhandene Speicherfüllungen oft beträchtlich auf den Verlauf der aktuellen Simulation aus (Bodenfeuchte, Schneespeicher...). WaSiM-ETH bietet deshalb die Möglichkeit, Speicherfüllungen als räumlich verteilte Daten im Grid-Format einzulesen. So können beispielsweise die Speicherfüllungen des letzten Zeitintervalles einer Simulation in Dateien abgelegt werden. Wird dann eine neue Simulation für den Zeitraum danach durchgeführt (beispielsweise für ein weiteres Jahr), dann können diese im ersten Simulationslauf gespeicherten Dateien zum Beginn der neuen Simulation eingelesen werden. Der Zustand des Einzugsgebietes entspricht danach weitgehend dem Endzustand nach der vorausgegangenen Simulation. Sind keine Anfangs-

bedingungen als räumlich verteilte Werte angebar, dann werden die Speicherfüllungen auf Null oder auf einen in der Steuerdatei anzugebenden konstanten Wert gesetzt.

Alle Speichergrids können zu Simulationsbeginn eingelesen werden (die Dateien müssen so benannt sein, wie die in den einzelnen Teilmodellen angegebenen Dateinamen für die Ausgabedateien lauten - die Eingabedateien werden also durch die Ausgabedateien überschrieben!). Im einzelnen sind dies:

allgemeine Grids (für mehrere Teilmodelle)

- Bodenfeuchtespeicher (SB) in 1/1 (nur Version 1)
- Albedo (ALBE)

Bodenmodell (Version 1 mit TOPMODEL-Ansatz)

- Sättigungsdefizit (SD) in mm
- Speicherinhalt der ungesättigten Bodenzone (SUZ) in mm
- Interflowspeicher (SIF) in mm
- Bodenfeuchte im inaktiven Bodenspeicher (SBia) in 1/1
- nutzbare Feldkapazität im inaktiven Bodenspeicher (nFKia) in mm
- durch Infiltration gesättigte Flächen (SATT)
- Anteil des Bodenfeuchtespeichers, der vom Grundwasser erreicht wird (SSP)

Bodenmodell/Grundwassermodell (Version 2 mit Richards-Ansatz)

- durch Infiltration gesättigte Flächen (SATT)
- Wassergehalte in allen Diskretisierungsschichten (THET → Stack)
- Hydraulische Höhen (Potentiale) aller Diskretisierungsschichten (HHYD → Stack)
- relative Bodenfeuchte der ungesättigten Zone (SB)
- Inhalt des Überstauspeichers (POND)
- Grundwasserstand (GWST)
- mittlerer Wassergehalt in der Schicht, in welcher das Grundwasser steht (GWTH)
- Schichtindex, in welcher das Grundwasser steht (GWLVI)
- alle Konzentrationen mitmodellierter Tracer

Interzeptionsmodell

- Inhalt des Interzeptionsspeichers (SI) in mm

Schneemodell

- Schneeanteil am Wasseräquivalent
- Wasseranteil an der Schneedecke

Zusätzlich zu den Wasserspeichergrids können in der Version 2 mit Richards-Ansatz noch die Stoffkonzentrationen im Schneespeicher, im Interzeptionsspeicher, im Überstauspeicher und in allen Bodenschichten eingelesen werden.

Werden keine Grids eingelesen, dann werden die Speicherfüllungen auf Initialwerte gesetzt. Für Schnee- und Interzeptionsspeicher ist dieser Wert null, für die ungesättigte Bodenzone sowie für das Sättigungsdefizit kann in der TOPMODEL-Version ein für ein Teilgebiet jeweils konstanter Wert angegeben werden, der Bodenspeicher wird mit 1 initialisiert (100 % Bodenfeuchte). In der RICHARDS-Version wird der Bodenspeicher für jede Diskretisierungsschicht mit einem Wassergehalt initialisiert, der dem hydraulischem Gleichgewicht entspricht (Flüsse sind null). Die hydraulischen Höhen werden in diesem Fall nach derselben Regel initialisiert. Der Grundwasserstand wird so gewählt, dass das Grundwasser die unteren $\frac{3}{4}$ aller Diskretisierungsschichten füllt (bei z.B. 30 Schichten sind die ersten 7 Schichten ungesättigt, an der Schichtgrenze zur 8. Schicht befindet sich der Grundwasserspiegel).

3.3 Ausgabedaten

Während der Modellierung können, über die Steuerdatei gesteuert, verschiedene Ausgabedateien angelegt werden. Dies sind auf der einen Seite Grids, welche den Systemzustand räumlich detailliert zu einem bestimmten Zeitpunkt oder als akkumulierte Flüsse darstellen, zum anderen Statistiken, welche die Mittelwerte interessierender Grössen teilgebiets- bzw. zonenweise darstellen.

3.3.1 Grids

Während der Simulation werden diverse Grids erzeugt, welche bei Bedarf gespeichert werden können. Ob und wenn ja in welcher Art diese Grids gespeichert werden, hängt von einem Parameter ab, der für jedes dieser Grids in der Steuerdatei angegeben werden muss. Dieser Parameter besteht aus maximal 3 Ziffern, einer Ziffer für die Ausgabe von Extremwerten, einer Ziffer für die Ausgabe akkumulierter Werte und einer Ziffer für die Ausgabe aktueller Zustände bzw. Flüsse.

Die Hunderterstelle spezifiziert, ob Maximum- und/oder Minimumgrids gespeichert werden sollen. Der Name des Grids ergibt sich jeweils aus dem normalen Namen, als Endung wird “.min” oder “.max” angehängt (Steuerparameter für die Ausgabe von Minimum/Maximumgrids):

- 0 keine Ausgabe
- 1 es wird ein Minimumgrid geschrieben (für jede Gridzelle wird das Minimum der betreffenden Grösse für den gesamten Modellauf gespeichert, nicht der im Mittel für das gesamte Grid minimale Zustand!)
- 2 es wird ein Maximumgrid gespeichert (für jede Gridzelle wird das Maximum gespeichert, nicht das Maximum für das gesamte Grid)
- 3 es werden beide Grids (Minimum und Maximum) ausgegeben

Die Ziffer der Zehnerstelle entscheidet über die Ausgabe eines Summen- oder Mittelwertgrids. Der Name des Summengrids wird aus dem Namen des normalen Grids, jedoch mit der Endung „.sum“ gebildet, bei Mittelwertgrids wird die Endung durch „.mit“ ersetzt (Steuerparameter für die Ausgabe von Summen- oder Mittelwertgrids):

- 0 kein Summengrid oder Mittelwertgrid wird gebildet
- 1 Es wird am Modellende ein Summengrid über den gesamten Modellzeitraum ausgegeben
- 2 Es wird jeweils am Jahresende ein Summengrid über das Jahr ausgegeben
- 3 Es wird jeweils am Monatsende ein Summengrid über den Monat ausgegeben
- 4 Es wird jeweils am Tagesende ein Summengrid über den Tag ausgegeben
- 5 Es wird am Modellende ein Mittelwertgrid über den gesamten Modellzeitraum ausgegeben
- 6 Es wird jeweils am Jahresende ein Mittelwertgrid über das Jahr ausgegeben
- 7 Es wird jeweils am Monatsende ein Mittelwertgrid über den Monat ausgegeben
- 8 Es wird jeweils am Tagesende ein Mittelwertgrid über den Tag ausgegeben

Die letzte Ziffer (Einerstelle) des Ausgabeparameters kann 6 Werte annehmen. Wenn der Ausgabeparameter nur eine einzige Ziffer enthält, dann ist diese eine Ziffer der Parameter für die Ausgabe des normalen Grids, es werden dann keine Summen-, Mittelwert-, Minimum- oder Maximumgrids gebildet (Steuerparameter für Ausgabe von aktuellen Grids):

- 0 keine Ausgabe
- 1 Immer in dasselbe Grid schreiben (zu Kontrollzwecken oder um Anfangswerte für weitere Modellierungen zu berechnen (z.B. Schneedeckenspeicher); dabei werden alte Grids immer überschrieben
- 2 Immer in ein neues Grid, dabei wird der Name aus den ersten 4 Buchstaben des Namens des Ergebnisgrids sowie aus Monat, Tag und Stunde gebildet. Beispiel: aus regem500.grd wird rege0114.007 für 14. Januar, 7 Uhr.

- 3 Nur das letzte Grid des gesamten Modellaufes wird gespeichert (pro Grösse), praktisch für die Bereitstellung von Anfangswerten für weitere Modellläufe.
- 4 Es wird jeweils das Grid gespeichert, welches um 24 Uhr eines Tages errechnet wurde (zur Sicherheit bei Programmabbruch, um diese Grids dann eventuell als Startwert für weitere Läufe zu nutzen, z.B. beim Schneespeicher, Bodenspeicher, Sättigungsdefizit. Das Grid wird immer überschrieben)
- 5 Wie 4, nur dass nach jedem Tag ein neues Grid geschrieben wird wie bei 2.

Wird beispielsweise für die Temperatur ein Schreibcode von 353 angegeben, so werden folgende Grids gespeichert:

- das Grid mit den für jede Gridzelle minimalen Werten
- das Grid mit den für jede Gridzelle maximalen Werten
- das Grid mit den mittleren Werten über den gesamten Modellauf
- das Grid mit den letzten Werten am Ende des Modellaufes

Ist der Schreibcode dagegen 352, so wird nicht der Zustand am Ende der Modellierung gespeichert, sondern zu jedem Intervall wird ein Grid mit den aktuellen Werten gespeichert, die Dateinamen werden aus dem aktuellen Datum und der Uhrzeit gebildet (temp0101.001 ... temp1231.024). Dabei entsteht ein sehr grosser Speicherbedarf, deshalb wird diese Option nur für kurze Zeiträume empfohlen.

3.3.2 Zonale Mittelwerte

Ähnlich wie die Ausgabe von Grids kann auch die Ausgabe der zonalen Statistiken über Steuerparameter gesteuert werden. Die Grössen, welche als Statistikdateien ausgegeben werden können, sind im allgemeinen die gleichen Grössen, welche auch als Grid ausgegeben werden können. Die Abbildungen 4 und 6 enthalten eine Übersicht, welche Statistikdateien ausgegeben werden können.

Die zonalen Mittelwerte sind die bedeutenderen Ausgabedateien, wenn die Reaktionen des gesamten Gebietes über einen längeren Zeitraum dargestellt werden sollen. Die Dateien eignen sich zur Übernahme in Graphiksoftware zur Darstellung von Ganglinien. Das Dateiformat der Statistikdateien entspricht weitgehend dem Format der Eingabedateien der meteorologischen Grössen. Alle Spalten sind durch Tabulatoren getrennt, die erste Zeile enthält eine Beschreibung, die zweite Zeile die Teilgebietsnummer, die dritte Zeile den relativen Anteil der Teilfläche an der Gesamtfläche. Gegenüber den Eingabedateien ist noch eine zusätzliche letzte Spalte hinzugefügt, die das an den relativen Anteilen gewichtete Flächenmittel aller Teilgebiete für das Gesamtgebiet enthält. Für die flächendetaillierte Darstellung einzelner Wasserhaushaltskomponenten kann die Möglichkeit der Bildung von Summengrids genutzt werden. Räumlich verteilte Mittelwerte (z.B. Temperatur, Wind) können gebildet werden, indem die Summengrids mit Hilfe entsprechender Zusatzprogramme (RESAGGR, RESMEAN) durch die Anzahl der Rechenintervalle dividiert werden. Auf diesem Wege können auch Differenzen und Summen einzelner Wasserhaushaltsgrössen berechnet werden (z.B. Jahressumme der Evapotranspiration ergibt sich aus den Summen von Interzeptionsverdunstung *EI* und Verdunstung aus den Pflanzen und dem Boden *ETR*)

Beispiel einer Ergebnisdatei:

Temperatur interpoliert mit Regression aus temper84.out, Zonen aus m500.ezg																
YY	MM	DD	HH	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00	10.00	11.00	12.00	Mittel
--	--	--	--	0.238	0.079	0.042	0.185	0.075	0.035	0.043	0.009	0.186	0.002	0.053	0.047	1.0000
84	1	1	1	1.993	2.766	3.274	3.154	4.934	5.010	4.140	4.849	4.669	4.748	5.138	3.442	3.516
84	1	1	2	1.832	2.794	3.422	3.298	5.056	4.750	3.951	5.326	4.738	5.282	5.142	3.198	3.512
84	1	1	3	1.650	2.862	3.620	3.474	5.320	4.818	4.047	5.744	5.007	5.834	5.340	3.280	3.611
84	1	1	4	1.278	2.252	2.906	2.851	5.215	5.550	4.768	5.022	4.898	4.778	5.484	4.178	3.398
84	1	1	5	0.632	1.286	1.727	1.699	3.461	4.729	4.410	3.131	3.673	2.963	4.027	4.526	2.414
84	1	1	6	0.604	1.577	2.241	2.242	4.966	6.215	5.557	4.475	4.859	4.153	5.519	5.274	3.121
84	1	1	7	0.325	0.857	1.214	1.189	2.622	3.700	3.623	2.388	2.819	2.256	3.068	3.936	1.809

Die Steuerung der Ausgabe der zonalen Mittelwerte erfolgt in der Steuerdatei durch einen dem Dateinamen für die Ergebnisse der entsprechenden Grösse nachgestellten Code:

Bedeutung der Codes:

- 0...1000 keine Ausgabe
- 1<nnn> räumlicher Mittelwert *nur für das Gesamtgebiet*, zeitlich über <nnn> Intervalle gemittelt
- 2<nnn> räumliche Mittelwerte für alle Teilgebiete und für das Gesamtgebiet, zeitlich über je <nnn> Intervalle gemittelt,
- 3<nnn> räumlicher Mittelwert *nur für das Gesamtgebiet*, zeitlich aufsummiert über <nnn> Intervalle
- 4<nnn> räumlicher Mittelwert für alle Teilgebiete und für das Gesamtgebiet, zeitlich über je <nnn> Intervalle gemittelt
- 5<nnn> räumlicher Mittelwert für die in der Ausgabeliste angegebenen Teilgebiete sowie für das Gesamtgebiet, zeitlich gemittelt über <nnn> Intervalle
- 6<nnn> räumlicher Mittelwert für die in der Ausgabeliste angegebenen Teilgebiete sowie für das Gesamtgebiet, zeitlich über <nnn> Intervalle aufsummiert

Beispiele:

- 2001 pro Zeitschritt für alle Teilgebiete und für das Gesamtgebiet jeweils ein Ausgabewert,
- 2004 räumliche Mittelwerte für alle Teilgebiete und für das Gesamtgebiet, zeitlich gemittelt über 4 Intervalle
- 4024 räumliche Mittelwerte für alle Teilgebiete und für das Gesamtgebiet, zeitlich aufsummiert über je 24 Intervalle
- 5012 räumlicher Mittelwert für die in der Ausgabeliste angegebenen Teilgebiete sowie für das Gesamtgebiet, zeitlich gemittelt über 12 Intervalle
- 3120 räumlicher Mittelwert nur für das Gesamtgebiet, zeitlich aufsummiert über 120 Intervalle

Besonders, wenn sehr viele Zonen oder Teileinzugsgebiete im Zonengrid codiert sind, kann die maximal mögliche Menge an Ausgabedaten so gross sein, dass auch die grösste Festplatte bald gefüllt ist. So kann die Verwendung des Codes 2001 für alle möglichen Ausgabedateien dazu führen, dass bei 100 verschiedenen Zonen oder Teileinzugsgebieten für einen Modellzeitraum von 8760 Stunden (ein Jahr) eine Datenmenge von mehreren hundert Megabytes anfällt! Solche Grössen, welche gar nicht oder nicht in dieser hohen zeitlichen Auflösung für die Ergebnisauswertung benötigt werden, sollten dann als Tagessummen oder Tagesmittelwerte, eventuell nur für das Gesamtgebiet abgelegt werden (Code 3024).

3.4 Zeitliche Abarbeitung

3.4.1 Zeitintervall-Festlegung

Das gesamte Modell wird während des gesamten Ablaufes mit einer für alle Teilmodelle gleichen, konstanten Zeitschrittweite abgearbeitet. Die einzelnen Teilmodelle ausser den Interpolationsroutinen müssen explizit über die Länge eines Zeitintervalles benachrichtigt werden. Zu diesem Zweck wird in der Steuerdatei jedem Teilmodell die Intervalllänge in Minuten mitgeteilt. Um Fehler durch verschieden lange Zeitschrittweiten-Angaben für verschiedene Teilmodelle zu vermeiden, sollte die Zeitschrittweite in der Steuerdatei als Variable gesetzt werden.

Welche Zeitschrittweite für die Modellierung ausschlaggebend ist, bestimmen die meteorologischen Eingangsdaten. Die zeitliche Auflösung dieser Daten muss auch für die einzelnen Teilmodelle verwendet werden. In allen Dateien der meteorologischen Daten muss diese Zeitschrittweite übereinstimmen, ansonsten werden während der Interpolation inkonsistente Datensätze erzeugt. Beispielsweise darf es nicht sein, dass die Temperaturen als Tageswerte und die Niederschläge als Stundenwerte vorliegen, das würde zu einem wesentlich schnellerem Lesen der Temperaturen als der Niederschläge führen - eine Fehlmodellierung ist so programmiert.

In WaSiM-ETH wird das Datum der ersten zu interpolierenden meteorologischen Eingangsgrösse als Vergleichsdatum für die Daten aller anderen meteorologischen Grössen genutzt. Wird gemäss dem obigen Beispiel also im zweiten Modellzeitschritt in der Niederschlagsdatei das Datum „84 1 1 2“, in der Temperaturdatei dagegen „84 1 1 24“ gefunden, bricht das Modell seine Arbeit mit einer Fehlermeldung ab.

3.4.2 Organisation der Raum/Zeit/Teilmodell-Schleifen

In WaSiM werden für viele Zeitschritte etliche Teilmodelle auf eine grosse Anzahl von Raumelementen angewandt. Es entstehen also mindestens 3 ineinander zu verschachtelnde Schleifen: die Zeitschleife (Zeitschritt für Zeitschritt das Modell ausführen), die Raumschleife (jede Zelle des Rasters abarbeiten) und die Teilmodellschleife (jedes Teilmodell nacheinander abarbeiten).

Die Modellierung des Abflusskontinuums legt es nahe, die Zeitschleife als äusserste Schleife des Modells zu betrachten. Das bedeutet, dass das gesamte Modell für einen Zeitschritt auf alle Punkte eines Rasters angewandt wird, bevor der nächste Zeitschritt modelliert wird. Das schliesst die Interpolation der meteorologischen Daten sowie alle hydrologischen Teilmodelle ein. Innerhalb eines Zeitschrittes findet die Modellierung für jedes Teilmodell statt. Die Teilmodellschleife ist also zwischen Zeit- und Raumschleife gelegt. Die innerste Schleife ist die Raumschleife.

3.4.3 Modellieren langer Zeiträume

Die Länge des Modellierungszeitraumes ist durch die Organisation der Zeit-, Raum- und Teilmodell-Schleifen theoretisch unbegrenzt, da während der Modellierung keine von Raum oder Zeit abhängigen temporären Daten gespeichert werden müssen. Es ist möglich, alle meteorologischen und hydrologischen Eingangsdaten in jeweils einer einzigen grossen Datei pro Grösse zusammenzufassen und diese Dateien dann als Eingabedateien für die Modellierung zu nutzen.

Aus verschiedenen Gründen (Daten- und Ergebnisverwaltung, Zeitgründe) kann es nötig sein, einen sehr langen Simulationszeitraum in mehrere kürzere Zeiträume zu unterteilen. Diese einzelnen Simulationen liefern dann Ergebnisgrids, die von der folgenden Simulation als Anfangsbedingungen interpretiert werden können. Durch eine entsprechende Steuerung der Ein- und Ausgabe räumlicher Daten kann dies realisiert werden. Die praktische Konsequenz daraus sieht so aus, dass WaSiM-ETH in folgender Form gestartet werden kann:

```
wasim <Steuerdatei 1> [<Steuerdatei 2>] [<Steuerdatei 3>] ...
```

Die zweite Simulation beginnt dann dort, wo die erste Simulation aufhörte, ebenso beginnt die dritte Simulation dort, wo die zweite Simulation endete. Es ist für ein gelungenes Zusammenspiel der Simulationen nötig, dass die Dateinamen von Grids, die aus einer Simulation in die andere übernommen werden, in allen aufeinanderfolgenden Steuerdateien gleich sind. Natürlich kann eine solche Simulation auch durch eine Batchdatei folgenden Inhaltes gestartet werden:

```
wasim <Steuerdatei 1>
wasim <Steuerdatei 2>
wasim <Steuerdatei 3> usw.
```

Gegenüber der ersten Möglichkeit des Aufrufes des Programmes muss vor dem nächsten Aufruf des Modells erst geprüft werden, ob die vorhergehende Simulation durch einen Fehler abgebrochen oder regulär zu Ende gegangen ist. Die erste Aufrufvariante dagegen bricht bei einem Fehler sämtliche noch folgenden Simulationen automatisch ab. So kann verhindert werden, dass beispielsweise die 3. Simulation mit den Anfangswerten der zweiten Simulation durchgeführt wird, wenn die zweite Simulation abgebrochen wurde, ohne die Ergebnisgrids schreiben zu können. Es ist mit beiden Varianten des Aufrufes z.B. auch möglich, in der ersten Simulation mit einem grossen Zeitschritt (z.B. 5 Tage) Anfangsbedingungen zu berechnen, die dann in der eigentlichen Simulation mit der folgenden Steuerdatei eingelesen werden, wobei diese zweite Simulation einen wesentlich kürzeren Zeitschritt von z.B. einer Stunde nutzt.

3.5 Steuerung des Programmablaufes durch eine Steuerdatei

3.5.1 Aufbau der Steuerdatei

Die Steuerdatei enthält alle Angaben, die für die Modellierung in Wasim nötig sind. Diese Angaben können in drei Gruppen unterteilt werden:

1. Steuerparameter für den Programmablauf
2. Dateinamen für den Eingabe- und Ausgabedatenstrom
3. Modellparameter, Tabellen, statische Daten

In der Steuerdatei treten diese Parameter gemischt auf, da die Steuerdatei thematisch organisiert ist, sich also an die Abarbeitungsfolge der Teilmodelle in WaSiM hält. So ist die Steuerdatei in Abschnitte unterteilt, von denen jeder für ein Teilmodell oder ein von anderen Abschnitten zu trennendes Thema steht. Das Grundprinzip des Aufbaues der Steuerdatei kann durch folgende Vereinfachung dargestellt werden:

```

# Kommentar (fakultativ)

[erster Abschnitt]
<erster Eintrag> # Kommentar (fakultativ)
<zweiter Eintrag> # Kommentar ---- " ---
<dritter Eintrag> # Kommentar ---- " ---

# Kommentar (fakultativ)
# Kommentar ---- " ----

[zweiter Abschnitt]
<erster Eintrag> # Kommentar (fakultativ)
<zweiter Eintrag> # Kommentar ---- " ---
# Kommentar (wird beim Lesen der Steuerdatei entfernt)
<dritter Eintrag> # Kommentar ---- " ---
<vierter Eintrag> # Kommentar ---- " ---

[dritter Abschnitt]
<erster Eintrag> # Kommentar ---- " ---
<zweiter Eintrag> # Kommentar ---- " ---
.
.

```

Die Syntax der Steuerdatei:

Abschnitte beginnen mit einer Abschnittsüberschrift, welche aus bestimmten Schlüsselwörtern besteht und in eckige Klammern eingeschlossen ist. Ein Abschnitt wird vom Modell durch seine Überschrift identifiziert. Die einzelnen Abschnitte können jeweils an beliebiger Stelle in der Steuerdatei auftauchen, trotzdem bietet es sich an, eine gewisse Reihenfolge einzuhalten, beispielsweise die Abarbeitungsreihenfolge der Teilmodelle. Innerhalb der Abschnitte ist die Reihenfolge der einzelnen Einträge genau festgelegt und einzuhalten. Zwischen den Einträgen dürfen keine Leerzeilen stehen, jedoch Kommentarzeilen, welche mit einem „#“ beginnen. Jeder Eintrag besteht aus einer Zeile. In dieser Zeile werden je nach Parameterart ein oder mehrere Parameter eingelesen. Am Ende der Zeile darf ein beliebig langer Kommentar stehen, der nicht unbedingt mit einem „#“ beginnen muss. Der Kommentar muss vom letzten Parameter durch mindestens ein Leerzeichen oder einen Tabulator getrennt sein.

Zwischen den Abschnitten dürfen Kommentare in beliebiger Anzahl erscheinen. Ein Kommentar sollte dann durch ein '#' eingeleitet werden. Innerhalb eines Abschnitte *müssen* Kommentarzeilen mit „#“ beginnen. Die mit einem '#' eingeleitete Kommentare werden vor dem Lesen der Steuerdatei aus der Datei entfernt, also auch ganze Zeilen, sofern sie mit dem „#“ beginnen.

Da einige Parameter oder Namen mehrmals in der Steuerdatei auftauchen, beispielsweise die Dateinamenendung für die zonalen Statistiken, oder weil es gewünscht sein kann, für mehrere oder alle Teilmodelle immer dieselben Ausgabeparameter für Grids oder Statistiken zu verwenden, können in der Steuerdatei bis zu 100 verschiedene Variablen festgelegt werden. Diese Variablen werden vor dem Einlesen der Steuerdatei in den Initialisierungsroutinen der Teilmodelle durch ihre Werte ersetzt. Die Syntax einer Variablendeklaration ist:

```
$set $variable = variablenwert
```

Die Deklaration wird durch '\$set' am Anfang einer Zeile (ohne führende Leerzeichen) eingeleitet. Der Variablenname beginnt ebenfalls mit einem Dollar-Zeichen. Hinter einem Gleichheitszeichen steht dann der Variablenwert, der immer als Zeichenkette interpretiert wird. Jedes der 4 Elemente einer solchen Deklaration muss von den anderen Elementen durch mindestens ein Leerzeichen oder mindestens einen Tabulator getrennt sein. Im weiteren Verlauf der Steuerdatei kann dann die Variable anstelle des Variablen-

wertes benutzt werden. Der Variablenwert darf ebenfalls Variablen enthalten, jedoch werden diese "angewandten" Variablen erst dann durch die ihnen in einer anderen Variablendeklaration zugewiesene Zeichenkette ersetzt, wenn die in dieser Zeile deklarierte Variable selbst in der Steuerdatei durch ihre korrespondierende Zeichenkette ersetzt wurde, der dann ja einen Variablennamen enthält, die Ersetzung erfolgt rekursiv.

Bei der Verwendung von Variablen in der Steuerdatei ist darauf zu achten, dass vor (ausser am Zeilenbeginn) und hinter einem Variablennamen ebenfalls mindestens ein Trennzeichen erscheint. Sollen irgendwo in der Steuerdatei zwei Variablen so verwendet werden, dass deren Inhalt direkt hintereinander erscheinen soll, beispielsweise eine Variable für den Dateipfad und eine Variable für den Namen der Datei, so würde die getrennte Schreibung der Variablen bei der Ersetzung durch deren Inhalte dazu führen, dass zwischen Pfad und Namen ein Trennzeichen steht. Um das zu verhindern, können Variablen durch einen Konkatenations-Operator „//“ aneinandergelagert werden.

Beispiel für die Art der Ersetzung von Variablen in der Steuerdatei vor dem eigentlichen Einlesen durch die Teilmodelle:

```
# 1. Deklaration für den Pfad der Eingabedateien
$set $Pf = c:\wasim\input\

# 2. Deklaration
$set $Grid = m500

# 3. Deklaration
$set $Hoeihenmodell = //$Grid//.dhm
.
.
.
# irgendwann in der Steuerdatei kommt dann der Abschnitt für
# den Namen des Höhenmodells

[Hoehenmodell]
$Pf//$Hoeihenmodell # Name des digitalen Hoehenmodells
```

Der Inhalt der Variablen \$Hoeihenmodell ist //\$Grid//.dhm, nicht etwa //m500//.dhm, wie nach der Deklaration der Variable \$Grid erwartet werden könnte! Beim Übersetzen der Steuerdatei wird in jeder Zeile nach dem Auftauchen des Zeichens \$ gesucht. Wo dieses Zeichen gefunden wird, wird der Versuch unternommen, eine Variable durch ihren Inhalt zu ersetzen. Wird keine Variable gefunden, die dem Eintrag in der untersuchten Zeile entspricht (Variablen müssen durch Trennzeichen oder „//“ voneinander und von weiterem Text getrennt sein), gibt es eine Fehlermeldung. Das \$-Zeichen darf also nur in Verbindung mit der Deklaration oder der Anwendung von Variablen benutzt werden.

Wird nun, um zum Beispiel zurückzukehren, in der auf die Überschrift [Hoehenmodell] folgenden Zeile der Text \$Pf//\$Hoeihenmodell gefunden, so wird am Operator „//“ zunächst erkannt, dass es sich hier um eine Variable \$Pf und einen anschliessenden Text handelt. Zunächst wird die Variable \$Pf durch ihren Wert ersetzt. Die Zeile sieht (ohne den Kommentar) dann so aus:

```
c:\wasim\input\//$Hoeihenmodell
```

Eine erneute Untersuchung der Zeile führt zum Ergebnis, dass noch eine zweite Variable \$Hoeihenmodell verwendet wird, nach deren Ersetzung die Zeile so aussieht:

```
c:\wasim\input\//$Grid//.dhm
```

An dieser Stelle ist also der Inhalt der Variable \$Hoeihenmodell durch ihren Inhalt //\$Grid//.dhm ersetzt worden. Bei dieser Ersetzung wird der „//“-Operator vor \$Hoeihenmodell eliminiert - der Ersetzungstext wird also direkt an c:\wasim\input angehängt. Es muss also noch eine weitere Variable ersetzt werden. Anschliessend ergibt sich die fertige Zeile

c:\wasim\input\m500.dhm

die keine weitere Variable enthält. Auf diese Art wird jede Zeile der Steuerdatei erst bearbeitet, um alle Variablen zu ersetzen. Der '/'-Operator ermöglicht das Zusammenfügen von Variableninhalten mit unmittelbar darauffolgendem Text oder anderen Variableninhalten. Stünde beispielsweise im Inhalt der Variablen \$Hoeihenmodell nur \$Grid.dhm, so brächte die letzte Ersetzung im Beispiel mindestens einen Fehler, da erstens vor der Variable '\$Grid' kein Trennzeichen stand und zweitens, wenn doch eines gestanden hätte, die Variable \$Grid.dhm gesucht werden würde, die es wahrscheinlich nicht gibt und die, wenn es sie doch geben würde, einen wahrscheinlich falschen Rückgabewert liefern würde.

Bei der Ersetzung der Variablen werden gleichzeitig alle Kommentarzeilen und an Einträge angehängte Kommentare aus der Steuerdatei entfernt. Die übersetzte Steuerdatei wird in einer neuen Datei gespeichert, die denselben Namen wie die Steuerdatei aber eine Endung '\$\$\$' hat. Erst diese Datei wird später bei der Initialisierung der Teilmodelle eingelesen. Auf der Begleitdiskette zu dieser Dokumentation sind Beispielsteuerdateien in deutscher und englischer Sprache zu finden.

Abschnitte der Steuerdatei:

Im folgenden werden die einzelnen Abschnitte und Parameter der Steuerdatei ausführlich erläutert. Es wird nicht weiter auf die Verwendung von Variablen eingegangen. Im Anhang ist eine Beispielsteuerdatei abgedruckt.

In einer typischen Steuerdatei sind die folgenden Abschnitte enthalten (Namen für deutsche und englische Version):

erst die allgemeinen Abschnitte:

[Ausgabeliste]	bzw. [output_list]
[Programmausgabe]	bzw. [output_interval]
[Koordinaten]	bzw. [coordinates]
[Hoeihenmodell]	bzw. [elevation_model]
[Zonengrid]	bzw. [zone_grid]
[Standardgrids]	bzw. [standard_grids]
[variable_Grids]	bzw. [variable_grids]
[Modellzeit]	bzw. [model_time]
[Anzahl]	bzw. [meteo_data_count]
[Meteonamen]	bzw. [meteo_names]

nun die Namen der im Abschnitt [meteonamen] festgelegten Abschnitte zur Interpolation von Eingangsdaten:

[Temperatur]	bzw. [temperature]
[Windgeschwindigkeit]	bzw. [wind_speed]
[Niederschlag]	bzw. [precipitation]
[Sonnenscheindauer]	bzw. [sunshine_duration]
[Globalstrahlung]	bzw. [global_radiation]
[Luftfeuchte]	bzw. [air_humidity]
[Dampfdruck]	bzw. [vapor_pressure]
[tracer_input_1]	
.	
.	
[tracer_input_9]	

nun die Namen der Teilmodelle:

[Niederschlagskorrektur]	bzw. [precipitation_correction]
[Expositions-korrektur]	bzw. [radiation_correction]
[Verdunstungsmodell]	bzw. [evapotranspiration]
[Schneemodell]	bzw. [snow_model]
[Interzeptionsmodell]	bzw. [interception_model]
[Infiltrationsmodell]	bzw. [infiltration_model] (nur in WaSiM-Version 1 nötig)
[Bodenmodell]	bzw. [soil_model] (nur in WaSiM-Version 1 nötig)
[Unsatzenmodell]	bzw. [unsatzen_model] (nur in WaSiM-Version 2 nötig)
[Bewaesserung]	bzw. [irrigation] (nur in WaSiM-Version 2 nötig)
[Grundwasserfluss]	bzw. [groundwater_flow] (nur in WaSiM-Version 2 nötig)

[Abflussmodell] bzw. [routing_model]

werden im Abflussmodell Speicher genutzt, so muss für jeden der x Speicher ein Abschnitt mit einer Inhalts-Abgabe-Regel vorhanden sein (x ist durch die Nummer des Speichers zu ersetzen):

[Abgaberegeln_Speicher_1] bzw. [abstraction_rule_reservoir_1]

.

[Abgaberegeln_Speicher_x] bzw. [abstraction_rule_reservoir_x]

und zuletzt die Abschnitte mit den landnutzungs- bzw. bodenartenabhängigen Parametern:

[Landnutzungstabelle] bzw. [landuse_table]

[Bodenartentabelle] bzw. [soil_table]

[Stofftransport] bzw. [substance_transport] (nur in WaSiM-Version 2 nötig)

[Bewässerungstabelle] bzw. [irrigation_table] (nur in WaSiM-Version 2 nötig)

Die nun folgenden Beschreibungen der einzelnen Abschnitte nutzt die Syntax <Eintrag>, um darzustellen, dass anstelle von <Eintrag> in der Steuerdatei die Bedeutung von Eintrag stehen muss. Für <Breite> sollte also in der Steuerdatei etwa 48.4 stehen, wenn das Einzugsgebiet auf 48.4° nördlicher Breite liegt.

Abschnitt [Ausgabeliste]

<Anzahl x an Teilgebieten, für welche Ausgabe erfolgt>

<Code des ersten Teilgebietes>

.

.

<Code des x-ten Teilgebietes>

Abschnitt [Programmausgabe]

<Anzahl an Intervallen, nach denen eine Ausgabe auf den Bildschirm erfolgt>

<l=Warnung, wenn bei IDW-Interpolation keine Station im Suchbereich liegt>

Abschnitt [Koordinaten]

<geographische Breite>

<geographische Länge>

<Zeitverschiebung der Meteodaten gegenüber der Sonnenzeit>

Der Zeitverschiebungsparameter berücksichtigt eine Verschiebung der wahren mittleren Ortszeit gegenüber der zu den Meteodaten gehörenden (oft gesetzlichen) Zeit. So hat ein Gebiet auf 7.5° östlicher Länge eine Zeitverschiebung von -0.5 Stunden zur gesetzlichen Zeit, d.h., die wahre mittlere Ortszeit kann aus der gesetzlichen Zeit durch Abziehen von 0.5 Stunden von der Gesetzlichen Zeit errechnet werden. Durch diesen Zeitkorrekturterm kann ausserdem eine gegenüber der gesetzlichen Zeit abweichende Notierung der Zeit der meteorologischen Daten berücksichtigt werden, beispielsweise, wenn die meteorologischen Daten auf UTC bezogen sind (Greenwich mean time). Dann würde ein Einzugsgebiet auf 7.5° östlicher Länge eine Zeitkorrektur von +0.5 Stunden gegenüber der Notierung der meteorologischen Daten aufweisen, d.h., wenn die meteorologischen Daten 12 Uhr anzeigen, gelten sie für 12:30 Uhr mittlerer Ortszeit. Zusätzlich kann es vorkommen, dass zwar die Notierung der meteorologischen Daten z.B. 12 Uhr ist, aber die Zeit, für die der Wert gilt, sich von 11:40 Uhr bis 12:40 erstreckt. Somit würde im obigen Beispiel die Notierung 12 für die meteorologischen Daten in den Eingabedateien bedeuten, dass diese Daten für den Zeitraum 12:10 Uhr bis 13:10 mittlerer Ortszeit des Einzugsgebietes auf 7.5° östlicher Länge gelten, eine Zeitverschiebung von 1.16 wäre demnach angebracht.

Abschnitt [Höhenmodell]

<Name der Datei mit dem **digitalen Höhenmodell**>

Abschnitt [Zonengrid]

<Name der Datei mit dem **Zonengrid**>

Das Zonengrid gilt für alle Teilmodelle ausser für das Bodenmodell und für das Infiltrationsmodell als Grundlage für die Bildung von Bilanzierungszonen. Für die letztgenannten Teilmodelle wird im Abschnitt [Standardgrids] ein eigenes Zonengrid - dort Teilgebietsgrid genannt - eingelesen. Alle Grids, die im Modell eingelesen oder erzeugt werden, werden auf der Grundlage des Zonengrids initialisiert: Alle im Zonengrid als Fehlwerte (-9999) markierten Werte werden in den anderen Grids auch auf diesen Fehlwert gesetzt. Ebenso wird überprüft, ob in den anderen Eingabegrids Fehlwerte auftauchen, wo im Zonengrid aber gültige Wert enthalten sind. In einem solchen Fall werden diese Fehlwerte in den anderen Grids durch die nächsten Werte des nächsten Nachbarn ersetzt, der kein Fehlwert ist und sich innerhalb der durch das Zonengrid bezeichneten gesamten Einzugsgebietsfläche befindet (die Position dieses nächsten Nachbarn darf im Zonengrid also kein Fehlwert sein). Ist dieser Nachbar jedoch weiter als 10 Zellen in irgendeiner Richtung von der aktuellen Zelle entfernt, d.h., es gibt ein zu grosses 'Loch' in einem Eingabegrid, so wird das Programm abgebrochen. Alle Ersetzungen werden in einer Datei 'modell.log' registriert, welche ständig verlängert wird. Nach vielen Programmläufen wird diese Datei recht gross, sie kann beliebig oft gelöscht werden, wenn die in ihr enthaltenen Informationen über durchgeführte Ersetzungen nicht benötigt werden.

Abschnitt [Standardgrids]

```
<Anzahl 'n' an einzulesenden Grids>
<1. Standardgrid> <Bezeichnung der Grösse im Klartext, z.B. Gefälle> <Füllcode>
<2. Standardgrid> <Bezeichnung der Grösse im Klartext> <Füllcode>
.
.
.
<n. Standardgrid> <Bezeichnung der Grösse im Klartext> <Füllcode>
```

Standardgrids sind z.B. das Gefälle (SLP), die Exposition (EXP), die Landnutzung (USE), die Bodenarten (SOIL), die nutzbare Feldkapazität (NFK), der topographischer Index (ATB), das Zonengrids für das Bodenmodell (ZON2), die Tiefe von Stauschichten (CLY), die Tiefe und der horizontale Abstand von Drainagen (DRN bzw. DIS), die Bewässerungscodes (IRR), die Fliesszeiten (FZT) usw. Alle diese Grids haben das im Abschnitt 3.2.1 beschriebene Dateiformat binärer Grids. Sie müssen dieselbe Anzahl Reihen und Spalten, dieselbe Rasterweite und dieselben Eckkoordinaten aufweisen wie das Zonengrid (ZON1), ansonsten bricht das Modell seine Arbeit ab. Grids, die nicht benötigt werden (z.B. Exposition und Gefälle, wenn keine Strahlungskorrektur durchgeführt wird), müssen nicht aufgeführt werden. Bei Bedarf werden einige Datensätze im WaSiM-ETH selbst generiert (SLP, EXP, NFK, K, NA usw., siehe Abbn. 2 und 3). Die Grössenbezeichnung im Klartext dient den Teilmodellen zur Identifikation der Grids, der Füllcode gibt an, ob Fehlwerte in diesen Grids aufgefüllt werden sollen (Wert=1) oder nicht (Wert=0). Letzteres ist z.B. erforderlich für die Grids, welche Flusstiefen (DEP), Flussbreiten (WIT), Kolmationswiderstände (KOL) und Routingstreckencodes (LNK) enthalten. Würden hier Fehlwerte aufgefüllt, so wären anschliessend alle Gridzellen als Flüsse markiert und es würde im Modell in allen Gridzellen Exfiltration oder Infiltration modelliert werden.

Abschnitt [variable_Grids]

```
<Anzahl 'n' an einzulesenden variablen Grids (Bodenfeuchte, Albedo)>
<1. variable Grid> <Bezeichnung der Grösse im Klartext> <Füllcode>
<Schreibparameter für 1. Grid>
<Leseparameter für 1. Grid>
<2. variable Grid> <Bezeichnung der Grösse im Klartext> <Füllcode>
<Schreibparameter für 2 Grid>
<Leseparameter für 2. Grid>
```

Die Schreibparameter für die Grids entsprechen den in Abschnitt 3.3.1 erklärten Ausgabeparametern für Grids. Der Leseparameter ist 0, wenn das Grid nicht gelesen, sondern intern aus der Landnutzung und gegebenenfalls der Bodenart erzeugt werden soll. So kann die Albedo aus der Landnutzung, die Feldka-

pazität aus der Landnutzung (Wurzeltiefe) und der Bodenart bestimmt werden. Ist der erste Parameter, die Anzahl, auf Null gesetzt, so werden die Grids weder eingelesen noch aus anderen Datensätzen erzeugt (Bsp.: wenn Verdunstung nach Wendling berechnet wird, ist die Albedo nicht nötig).

Abschnitt [Modellzeit]

```
<Anfangsstunde 1...24>
<Anfangstag im Anfangsmonat>
<Anfangsmonat 1...12>
<Anfangsjahr 1900 ... >
<Endstunde 1...24>
<Endtag im Endmonat>
<Endmonat 1...12>
<Endjahr 1900...>
```

Die Anfangszeit wird in allen meteorologischen Eingabedateien gesucht. Wird sie in einer der Dateien nicht gefunden, bricht das Programm seine Arbeit ab. Die Anfangszeit sollte eine Zeit bezeichnen, die noch vor der Endzeit liegt, da ansonsten die Endzeit nie erreicht werden würde, und das Programm bis zum Ende der Eingabedateien arbeiten würde, um anschliessend mit einer Fehlermeldung abzubrechen. Wenn die Endzeit in einer der meteorologischen Eingabedateien gefunden wird, ist das Programm zu Ende.

Abschnitt [Anzahl]

```
<Anzahl x an zu interpolierenden meteorologischen Grössen>
```

Die hier festgelegte Anzahl an zu interpolierenden meteorologischen Eingabedaten muss im folgenden Abschnitt durch jeweils eine Überschrift vertreten sein.

Abschnitt [Meteonamen]

```
<1. Überschrift eines Abschnittes zur Interpolation>
.
.
.
<x. Überschrift eines Abschnittes zur Interpolation>
```

Jede hier genannte Überschrift muss im folgenden als Abschnittüberschrift auftauchen. Die Überschriften der Abschnitte für die Interpolation der Meteodaten können also frei gewählt werden. Die Anzahl der zu interpolierenden Daten wurde vorher im Abschnitt [anzahl] festgelegt. Für jede einzelne zu interpolierende Grösse wird ein eigener Abschnitt mit Parametern gelesen, der durch die entsprechende Überschrift identifiziert wird. Im folgenden ist nur einer dieser Abschnitte erklärt, die sich im Aufbau gleichen:

Abschnitt [Temperatur]

```
<Interpolationsmethode 1 idw, 2 regress, 3 idw+regress, 4 Thiessen >
<Name der Datei mit Anetz-daten>
<Name der Datei mit den Regressionsparametern>
<Name des Grids mit den Ergebnissen der Interpolation>
<Ausgabeparameter für das Grid (Beschreibung siehe Kap. 3.3.1)>
<Umwandlungsfaktor zur Einheitenanpassung der Eingangsdaten>
<Statistikdatei für Teilgebietsmittelwerte> <Ausgabecode>
<Fehlertschranke für Eingabedaten: -Fehlwert < Werte < +Fehlwert >
<Wichtigkeit der Entfernungszepiprokwerte bei idw-Interpolation>
<Gewicht der idw-Interpolation am Ergebnis, wenn Methode=3>
<maximale Entfernung der Stationen von der Interpolationsstelle für idw-
Interpolation>
<unterer zulässiger Grenzwert der Ergebnisse der Interpolation>
<Ersetzungswert für Ergebnisse unterhalb des unteren Grenzwertes>
<oberer zulässiger Grenzwert der Ergebnisse der Interpolation>
<Ersetzungswert für Ergebnisse oberhalb des oberen Grenzwertes>
<Szenariennutzung: 1 = Szenario-Daten zur Korrektur benutzen, 0 = nicht benutzen>
<Art der Szenarien-anwendung, 1 = Szenarien addieren, 2 = Szenarien multiplizieren, 3 =
prozentuale Änderung>
<Anzahl Szenariozellen n>
```

<1. Szenarienzelle: x-Koordinate y-Koordinate 12 Monatswerte> z.B. so:
 699000 235000 5.3 5.8 4.8 3.7 3.5 3.2 3.2 4.8 5.0 4.3 2.7 4.0
 <2. Szenarienzelle>
 .
 .
 .
 <n. Szenarienzelle>

Wenn keine Szenarien verwendet werden sollen, kann bei <Szenariennutzung> eine '0' eingesetzt werden, die folgenden Zeilen haben dann keine Bedeutung.

Abschnitt [Niederschlagskorrektur]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Schnee-Regen-**Grenztemperatur** für die Korrektur>
 < b_1 in: $P_{korrr} = P(a_1 u + b_1)$ für Regen>
 < a_1 in: $P_{korrr} = P(a_1 u + b_1)$ für Regen>
 < b_s in: $P_{korrr} = P(a_s u + b_s)$ für Schnee>
 < a_s in: $P_{korrr} = P(a_s u + b_s)$ für Schnee>

Abschnitt [Expositions-korrektur]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <**Länge** eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <**Methode**: 1=nur Strahlungskorrekturfaktor errechnen, 2 = auch Temperatur korrigieren>
 <**Ausgabeparameter** für das Grid mit korrigierten Temperaturen>
 <**Skalierungsfaktor** für Temperaturmodifikation $x * -1.6 \dots +1.6$, z.B. 5>
 <**Ergebnisgrids** mit den Korrekturfaktoren fuer die direkte Sonnenstrahlung>
 <**Ausgabeparameter** für Korrekturfaktorengrid>
 <**Ergebnis-Schattengrid** mit den Codes 1 für Schatten, 0 für kein Schatten für theoretische SSd=1.0>
 <**Ausgabeparameter** für Schattengrid>
 <**Intervallanzahl**, nach der ein neues Grid gerechnet werden soll 1 = jedes Intervall, 3 = alle 3 Stunden usw.>
 <**Splitting** des Intervalls zur Mittelwertbildung, bei Intervallaenge=24 Stunden kann Split z.B. 24 sein, bei 1h ist Split 1>

Abschnitt [Verdunstungsmodell]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <**Methode**: 1 = Penman-Monteith, 2= Hamon, 3 = Wendling (2, 3 nur Tageswerte)>
 <12 **Korrekturfaktoren** für Hamon-Verdunstung (Monatswerte)>
 <**Küstenfaktor** in Wendling-Verdunstung>
 <**Ergebnisgrid** für pot. Evapotranspiration in mm/dt>
 <**Ausgabeparameter** für Grid der pot. Verdunstung>
 <**Statistikdatei** der pot. Evapotranspiration> <**Ausgabecode**>
 <**Ergebnisgrid** für reale. Evapotranspiration in mm/dt>
 <**Ausgabeparameter** für Grid der realen Verdunstung>
 <**Statistikdatei** für reale Evapotranspiration> <**Ausgabecode**>
 <4 **Koeffizienten cr** für Polynom 3. Ordnung für Modellierung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer>
 <4 **Koeffizienten cs** für Polynom 3. Ordnung für Modellierung der Sonnenscheindauer aus der Globalstrahlung>
 <**Extinktionskoeffizient** für kurzwellige Strahlung> <**Änderungswert** im Jahresgang>
 <**Abklingkonstante** der e-Funktion zur Beschr. der Höhenabhäng. der T-Unterschiede zwischen Tag und Nacht>
 <12 **Monatswert** der maximalen T-Unterschiede zwischen Tag und Nacht, bezogen auf Meereshöhe>
 <**Anteil der Temperaturschwankung** zwischen Tag und Nacht, der auf den Mittelwert aufgeschlagen wird, um den Tageswert zu berechnen> <Schwankungsbereich im Jahresgang Winter +, Sommer ->

Abschnitt [Schneemodell]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>

<Methode 1=T-index, 2=t-u-index, 3=Anderson, 4=Anderson extended>
 <transiente Zone für Übergang Regen-Schnee um TOR \pm herum in Kelvin>
 <TOR Grenztemperatur Regen-Schnee Grad Celsius>
 <T0 Grenztemperatur Schmelze>
 <CWH Speicherkapazität des Schnees für Wasser rel. Anteil>
 <CRFR Koeffizient für Rückgefrieren für Methoden 3 und 4 >
 <C0 Taggradfaktor mm/d/C>
 <C1 Tagesgrad-Schmelzfaktor windunabhängig in mm/d/C für Methode 2>
 <C2 Tagesgrad-Schmelzfaktor windabhängig in mm/(d C m/s) für Methode 2>
 <z0 Rauigkeitslänge cm für Energiebilanzmethode, wird **nicht verwendet**>
 <RMFMIN minimaler Strahlungsschmelzfaktor in mm/d/C für komb.Methode 3 oder 4>
 <RMFMAX maximaler Strahlungsschmelzfaktor in mm/d/C für komb.Methode 3 oder 4>
 <SCA Schneedeckenoberflächenparameter für Energiebilanzmethode,
 nicht verwendet>
 <Ergebnisgrid mit Abfluss aus der Schneedecke, Eingabegrid folgender Teilmodelle>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Statistikdatei Schneeabflüsse in mm/dt> <Ausgabecode>
 <Ergebnisgrid für Schneespeicher fest in mm >
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid für Schneespeicher flüssig in mm>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Statistikdatei Schneespeicher gesamt> <Ausgabecode>
 <Leseparameter für Schneegrids: 1 = Schneespeicher fest/flüssig sowie
 Wasseräquivalent bei Modellstart als Grid von Platte lesen, 0 = neu erzeugen>

Abschnitt [Interzeptionsmodell]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Ergebnisgrid : Bestandesniederschlag = Ausfluss aus Interzeptionsspeicher>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Statistikdatei Bestandesniederschlag> <Ausgabecode>
 <Ergebnisgrid der Interzeptionsverdunstung>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Statistikdatei Interzeptionsverdunstung> <Ausgabecode>
 <Ergebnisgrid Speicherinhalt des Interzeptionsspeichers>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Schichtdicke des Wassers auf den Blättern, wird mit LAI multipliziert -> SI_{max} >
 <Leseparameter Interzeptionsspeicher: 1 = als Grid von Platte lesen, 0 = neu
 erzeugen und mit 0 initialisieren>

Abschnitt [Infiltrationsmodell]

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Ergebnisgrid mit Infiltrationsexzess in mm>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Statistikdatei für Infiltrationsüberschuss> <Ausgabecode>
 <Ergebnisgrid Sättigung mit Code 1 = Sättigung am Intervallende, 0 keine
 Sättigung>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Anteil an aus dem Infiltrationsüberschuss wieder versickerndem Wasser>

Abschnitt [Bodenmodell] (für WaSiM-ETH Version 1 mit TOPMODEL-Ansatz)

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Methode: 1 ohne verzögerten Basisabfluss, 2 mit verzögertem Basisabfluss>
 <Ergebnisgrid Sättigungsdefizit SD(entwässerbare Porosität als Grenzwert>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid Speicher für unges. Zone SUZ, Speicherdefizit als Grenzwert>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid Speicher für Zwischenabfluss SIF, SD_QI_lim als Grenzwert, s.u.>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid Bodenfeuchte im inaktiven Bodenspeicher SBia>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid nutzbare Feldkapazität im inaktiven Bodenspeicher nFKia>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>

<Ergebnisgrid, das den relativen Anteil des Bodenspeichers, der vom Grundwasser geflutet ist, angibt (SSP)>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid für den Oberflächenabfluss QD>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid für den Zwischenabfluss QI>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid mit maximalen Oberflächenabflüssen (Peakflow) PEAK>
 <Statistikdatei Direktabflusses> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Zwischenabfluss> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Basisabflusses> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei verzögerter Basisabflusses> <Ausgabecode> (bei Methode = 2)
 <Statistikdatei Gesamtabflusses = Basisabfluss + Direktabfluss> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Bodenspeicher> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Drainspeicher in mm> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Interflowspeicher> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei Sättigungsdefizit in mm> <Ausgabecode>
 <alle Codes der Teilgebiete im Zonengrid Bsp.: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12>
 <Rezessionsparameter m in Metern pro Teilgebiet>
 <Korrekturfaktor für Transmissivitäten T_{korrr} pro Teilgebiet>
 <Korrekturfaktor für K-Wert K_{korrr} (vertikale Versickerung) pro Teilgebiet>
 <Speicherrückgangskonstante Direktabfluss $k_{\text{ELS,QD}}$ in h, pro Teilgebiet>
 <Sättigungsdefizit, bei dessen Unterschreitung Zwischenabfluss SH_{max} gebildet wird>
 <Speicherrückgangskonstante Zwischenabfluss $k_{\text{ELS,QI}}$ in h, pro Teilgebiet>
 <Speicherrückgangskonstante verzögerter Basisabfluss $k_{\text{ELS,QBB}}$ in h, pro Teilgebiet>
 <maximale Tiefenversickerung bei gesätt. Boden (für QBB) in mm/h pro Teilgebiet>
 <Anfangswert verzögerter Basisabfluss QBB (nur bei Methode = 2) in mm, pro Teilgebiet>
 <Anfangsfüllung der ungesättigten Bodenzone in mm, pro Teilgebiet>
 <Anfangssättigungsdefizit in $n \cdot n_{\text{FK}}$, beeinflusst den ersten Basisabfluss pro Teilgebiet>
 <Anspringpunkt für Makroporenabfluss, alles darüber geht direkt in den Drainspeicher! pro Teilgebiet>
 <Sättigungsdefizit in $n \cdot n_{\text{FK}}$, bis zu dem SB aufgefüllt wird pro Teilgebiet>
 <Anteil an der effektiven Schneeschmelze, der bei geschlossener Schneedecke direkt abfließt und nicht in den Boden gelangen kann pro Teilgebiet>
 <Leseparameter Bodenmodell: 1 = als Grid von Platte lesen, 0 = neu erzeugen und mit 0 (SUZ-Speicher und SSP saturated soil partition) bzw. n_{FK} (Sättigungsdefizit) initialisieren>

Abschnitt [Unsatzonmodell] (nur für WaSiM-ETH-Version 2 mit RICHARDS-Ansatz)

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Methode: 1 einfach, 2 mit Finite-Differenzen-Methode → dringend empfohlen>
 <controlling surface interaction: 0 = no, 1 = only exfiltration, 2 = in/exfiltration>
 <controlling surface storage in ponds: 0 = no ponds, 1 = using ponds>
 <controlling artificial drainage: 0 = no artificial drainage 1 = using drainage>
 <controlling clay layer: 0 = no clay layer, 1 = assuming a clay layer>
 <permeability of the clay layer (is used for the clay layer only)>
 <Statistikdatei drainage discharge in mm per zone> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei groundwater depth> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei mean groundwater recharge per zone> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei rel. soil moisture 0..0.5 m per zone> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei rel. soil moisture 0..1 m per zone> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei infiltration excess> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei ponding water storage content> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei surface surface> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei interflow> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei baseflow (if no gw-module is on)> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei total discharge> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei infiltration from rivers, only if gw-moudulw is on> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei exfiltration into rivers, only if gw-moudulw is on> <Ausgabecode>
 <Ergebnisstack, actual soil water content for all soil levels>
 <Ausgabeparameter für diesen Stack>
 <Ergebnisstack, hydraulic heads>
 <Ausgabeparameter für diesen Stack>

<Ergebnisstack, geodaetic altitudes of the soil levels (lower boudaries)>
 <Ausgabeparameter für diesen Stack>
 <Ergebnisstack, outflows from the soil levels>
 <Ausgabeparameter für diesen Stack>
 <Ergebnisgrid, groudwaterdepth>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, theta in GWLEVEL>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, groundwater recharge>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, level index of groundwater surface (Index der Schicht)>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, drainage flows>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, code 1=saturation at interval start, 0 no sat.>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, infiltration excess in mm (surface discharge)>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, surface runoff>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, Interflow>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, baseflow> (equal to DELTAGW, if no gw-module is on it is baseflow)
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, groundwater infiltration from rivers (only if gw-module is on)>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, groundwater exfiltration into rivers (only if gw-module is on)>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <Ergebnisgrid, content of ponding storge>
 <Ausgabeparameter für dieses Grid>
 <row-index of a control cell> <column-index of a control cell>
 <name of a file containing the flows between the layers of the control point>
 <name of a file for soil moisture as theta values of the layers of the control point>
 <name of a file for the hydraulic heads of the layers of the control point>
 <range for subbasin codes>
 <storage coefficient for surface flow>
 <storage coefficient for interflow>
 <drainage density>
 <k in $q_b = Q_0 * \exp(-k/z)$ (only valid, if no groundwater flow is calculated)>
 <Q0 in the above formula (only valid, if no groundwater flow is calculated)>
 <fraction of surface runoff on snow melt>
 <Leseparameter Bodenmodell: 1 = als Grid von Platte lesen, 0 = neu erzeugen>

Abschnitt [Bewaessering] (nur für WaSiM-ETH Version 2 mit RICHARDS-Ansatz)

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Statistikdatei irrigation water from groundwater> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei irrigation water from surface water> <Ausgabecode>

Abschnitt [Grundwasser fluss] (nur für WaSiM-ETH Version 2 mit RICHARDS-Ansatz)

<Teilmodell ausführen 1 = ja, 0 = nein>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <Statistikdatei infiltration from surface water into groundwater> <Ausgabecode>
 <Statistikdatei exfiltration from groundwater into surface water> < Ausgabecode>

Abschnitt [Abflussmodell]

<Teilmodell ausführen 0 = nein, 1 = mit modell. bzw. 2 = mit gemess. Zulaufganglinien>
 <Länge eines Berechnungszeitintervalles in Minuten>
 <min. Spende> <max. Spende> <log. Teilung der Spenden> <Unterteilung Zeitintervall>
 <Statistikdatei mit gerouteten Abflüssen> <Ausgabecode>
 <Datei mit gemessenen Abflussspenden>
 <Anzahl x an gemessenen Abflussreihen>
 <für 1. Abflussreihe: code des 1. Subbasins> <Spalte in Abflussdatei>
 <für 2. Abflussreihe: code des 2. Subbasins> <Spalte in Abflussdatei>
 <für 3. Abflussreihe: code des 3. Subbasins> <Spalte in Abflussdatei>

```

.
.
<für x. Abflussreihe: code des x. Subbasins> <Spalte in Abflussdatei>
<1. Routingvorschrift>
<2. Routingvorschrift>
.
.
<letzte Routingvorschrift>

```

Eine Routingvorschrift ist so aufgebaut, dass sie mit dem Schlüsselwort TG für Teilgebiet beginnt. Der geroutete Gesamtabfluss für das so benannte Teilgebiet setzt sich dann aus dem Teilgebietsabfluss und den im weiteren genannten Oberliegen zusammen (alles in einer Zeile!). Die einzelnen Oberlieger werden durch OL <Nummer> bezeichnet, dahinter stehen in Klammern die Gerinneparameter für Retention und Translation. Erläuterungen zu den Routingvorschriften unter Nutzung von Speichern, Zu- und Ableitungen sind im Abschnitt 3.5.2 zu finden.

Abschnitt [Landnutzungstabelle]

```

<Anzahl an Landnutzungen>
<Code> <Name> <Albedo> <Monatswerte Oberflächenwiderstände in s/m> <Knickpunkte
als Julianische Tage> <Blattflächenindex LAI an diesen Tagen>
<eff. Bewuchshöhe  $z_0$  an diesen Tagen> <Vegetationsbedeckungsgrad an diesen 4
Tagen> <Wurzeltiefe an diesen 4 Tagen> <Parameter Wurzelverteilung> <Saugspannung
für beginnende ET-Reduktion> für die erste Landnutzung, Bsp.:
3 Wald 0.15 90 90 85 75 60 60 60 60 60 80 90 90 110 150 250 280 2 10 10 2 3 10 10 3 0.8 0.9 0.9 0.8 1.5 3.45
(Je Landnutzung eine Zeile, siehe Beispiel einer Steuerdatei im Anhang)

```

Abschnitt [Bodenartentabelle]

```

<Anzahl an Bodenarten>
<Code> <Name> <nFK Vol.%> <mSB Vol.%> <k-Wert m/s> <Saugspannung mm> <Leseparameter
1=van-Genuchten, 2=look-up-table> < $\Theta_{sat}$ > < $\Theta_{res}$ > < $\alpha$ > <n> <Schichtzahl> <Schichtdicke> <maxratio
ko/ku>

```

Bsp.:

```
5 Lehm 12.9 35.2 2.89E-6 352 1 .43 .078 3.60 1.56 31 .3333 90 .4
```

für die WaSiM-ETH Version 1 (Topmodel) sind nur die ersten 6 Angaben nötig:

```
5 Lehm 12.0 27.0 9.0e-7 90 1
```

(je Bodenart eine Zeile, siehe Tabelle 2.5 Modellbeschreibung in SCHULLA, 1997 sowie Beispielsteuerdateien auf Begleitdiskette)

Abschnitt [Bewässerungstabelle] (nur für WaSiM-ETH-Version 2 mit RICHARDS-Ansatz)

```

<Anzahl an Bewässerungscodes>
<1. Code: Code Bezeichnung Methode(0 keine Bew., 1=nach Tabelle, 2=nach Bedarf) Herkunft(1=GW,
2=Fluss)  $\psi_{start}$   $\psi_{stop}$  (bei Methode=2) Anzahl_Bewässerungen_x 1.Monat 1.Tag 1.Menge 2.Monat 2.Tag
2.Menge ... x.Monat x.Tag x.Menge>
<2. Code: Code Bezeichnung Methode(0 keine Bew., 1=nach Tabelle, 2=nach Bedarf) Herkunft(1=GW,
2=Fluss)  $\psi_{start}$   $\psi_{stop}$  (bei Methode=2) Anzahl_Bewässerungen_x 1.Monat 1.Tag 1.Menge 2.Monat 2.Tag
2.Menge ... x.Monat x.Tag x.Menge>

```

Abschnitt [Stofftransport] (nur für WaSiM-ETH-Version 2 mit RICHARDS-Ansatz)

```

<Anzahl an Tracern>
<Name> <nicht_radioaktiv/radioaktiv> Halbwertszeit = <nnnn> d <nicht_verdunstend/verdunstend>
min_conc = <xxxx> max_conc = <yyyy> kg/kg soilini = <zzzz> gwini = <vvvv> statcode
= <statcode> gridcode = <gridcode> path = <Pfad> statext = <stat-extension> gridext =
<grid-extension>

```

in der englischen Version:

```

<name> <non_radioactive/radioactive> half_time = <nnnn> d <evaporating/non_evaporating>
min_conc = <xxxx> max_conc = <yyyy> kg/kg soilini = <zzzz> gwini = <vvvv> statcode =
<statcode> gridcode = <gridcode> path = <Pfad> statext = <stat-extension> gridext =
<grid-extension>

```

3.5.2 Erläuterungen zur Codierung von Routingvorschriften in WaSiM-ETH

Im Modul des Abflussroutings gibt es die Möglichkeit, neben dem Routing des in den Teilgebieten gebildeten Abflusses auch externe Zuleitungen in das Gebiet hinein bzw. Ableitungen aus dem Gebiet heraus sowie Überleitungen von einem Teilgebiet in ein anderes (innerhalb des Modellgebietes) zu berücksichtigen. Weiterhin kann die Wirkung von Speichern auf die Abflussganglinie durch Angabe von Inhalts-Abgabe-Regeln berücksichtigt werden.

Zu-, Ab- und Überleitungen: Zu- und Ableitungen können jeweils als extern oder intern definiert werden. *Externe Ableitungen* werden aus dem Gebiet herausgeleitet und im weiteren Modellgeschehen nicht berücksichtigt, sind also Verluste, z.B. durch Entnahmen für Kühlwasser, Bewässerung, Trinkwasserversorgung, aber auch Karstwasserverluste etc., die NICHT wieder ins Gebiet gelangen. Die Ableitungen werden über die Routingvorschrift (siehe unten) des betreffenden Teilgebietes definiert und als Datei, immer mit der Einheit m^3/s , herausgeschrieben.

Externe Zuleitungen sind dagegen Abflüsse, welche im Modell nicht selbst generiert wurden, aber durch natürliche oder antropogene Einflüsse real ins Gebiet gelangen, wie z.B. Abwassereinleitungen bei Entnahme des Trinkwassers in anderen Gebieten wie bei der Bodensee-Wasserversorgung für den Grossraum Stuttgart. Sie werden im Modell pro Zuleitung aus einer Datei im WaSiM-Tabellenformat in der Einheit m^3/s eingelesen.

Interne Ab- und Zuleitungen, sogenannte *Überleitungen*, beschreiben den antropogen oder natürlich bedingten Transfer von Wasser innerhalb des Modellgebietes, der nicht über die natürlichen Fliesswege in den Gerinnen erfolgt und deshalb nicht über die Baumstruktur des Flussnetzes erfasst werden kann. Beispiele sind Karstwasserversinkungen und damit verbundene Karstquellen in benachbarten Gebieten. Solche Überleitungen werden im Quellgebiet als interne Ableitung und im Zielgebiet als interne Zuleitung betrachtet. Der Unterschied zu externen Ab- und Zuleitungen besteht darin, dass für diese Überleitungen keine externen Dateien geschrieben werden. Umgekehrt kann eine Überleitung auch nicht durch die Kombination von externen Zu- und Ableitungen innerhalb desselben Modellaufes modelliert werden, da das Modell nur die mit dem Schlüsselwort „intern“ versehenen Ab- und Zuleitungen miteinander zu Überleitungen verbindet. Es ist jedoch sehr wohl möglich, in zwei aufeinanderfolgenden Modellläufen zunächst eine externe Ableitung und dann eine externe Zuleitung zu definieren, wobei im ersten Fall aber NUR die Ableitung stattfindet, das Zielgebiet also keine Zuleitung erhält, und im zweiten Fall NUR die Zuleitung stattfindet, also im Quellgebiet keine Entnahme erfolgt (was aber durch eine erneute externe Ableitung aus diesem Gebiet, die aber mit einem neuen Dateinamen versehen sein muss, erfolgen kann). Der Vorteil solchen Vorgehens kann darin liegen, dass mit definierten Zu- und Ableitungen gearbeitet wird, die nicht unbedingt aus Modellergebnissen stammen müssen, sondern die auch aus Messdaten stammen können.

Speicher: Werden im Gebiet *Speicher* berücksichtigt, so sollten diese möglichst innerhalb eines eigenen kleinen Teilgebietes liegen. Eine Routingstrecke kann beliebig viele Speicher enthalten, es ist aber empfehlenswert, nur maximal einen Speicher pro Routingstrecke zu berücksichtigen und bei Vorhandensein mehrerer Speicher das Gebiet in mehrere Teilgebiete zu unterteilen. Aus dem untersten der Speicher eines Teilgebietes sind beliebig viele Ableitungen (extern oder intern) möglich, d.h., wenn in einem Gebiet Ableitungen und Speicher gleichzeitig berücksichtigt werden sollen, dann erfolgt die Entnahme der Ableitung nicht aus den Gerinnen, sondern aus den Speichern. Zuflüsse gelangen in den obersten Speicher. Sohlschwellen, Wehre oder andere Stauungen im Fliessgewässer sollten nicht durch Speicher, sondern durch die Anpassung der hydraulischen Parameter, zu denen neben Rauigkeiten und Geometriedaten auch Speicherkonstanten zählen, berücksichtigt werden.

Routingvorschriften: Für die Bearbeitung des Abflussroutings sind sowohl hydraulische Parameter der Fliessstrecken als auch eine Kenntnis über die Verzweigungsstruktur des Flussgebietes nötig. Es wird zunächst davon ausgegangen, dass die Gewässer des Flussgebietes in einer Baumstruktur, also ohne Verzweigungen in Fliessrichtung und ohne Querverbindungen miteinander verbunden sind. Somit kann für

jeden Gerinneabschnitt ein eindeutiger Entwässerungsgraph angegeben werden. Diese Baumstruktur kann aber durch interne Überleitungen gestört werden. Es wird deshalb in diesem Modell so vorgegangen, dass interne Überleitungen erst nach dem Routen der Abflüsse des aktuellen Intervalls berücksichtigt werden, also erst im folgenden Intervall am Routing teilnehmen, was insofern „vernünftig“ ist, als auch die physikalische Realisierung der Überleitungen eine gewisse Zeit in Anspruch nimmt. Die Baumstruktur kann per Hand in einem beliebigen Editor in die Steuerdatei geschrieben werden. Es kann aber auch das Programm Tanalys genutzt werden, welches jedoch keine externen oder internen Ab- und Zuleitungen sowie keine Speicher berücksichtigen kann. Folgt der Aufbau der Steuerdatei nicht der Entwässerungsstruktur des Einzugsgebietes, sind die Ergebnisse des Abflussroutings nicht definiert und es können unerwartete Resultate auftreten!

Das Routing kann entweder so ausgeführt werden, dass der Abfluss jedes Oberliegerr (tributäre Teilgebiete oder externe/interne Zuleitungen) in einem eigenen Gerinne bis zum Auslass des gerade betrachteten Gebietes geroutet wird, oder es wird zuerst die Summe einer Anzahl von Zuflüssen gebildet, welche dann gemeinsam geroutet werden. Die erste Vorgehensart entspricht in der Regel dem Routing, wie es bei einer Zerlegung des Gebietes anhand eines bestehenden Pegelnetzes durchgeführt wird; die zweite Routingmethode entspricht dem Routing, wie es bei einer Unterteilung des Einzugsgebietes nach Flussmündungen nötig ist (auch die Analyse mit Tanalys erzeugt solche Teilgebietsstrukturen), weil dann die Oberlieger am Beginn einer Routingstrecke ineinander münden. Es können in einer Routingvorschrift beliebige viele Routingstrecken beider Varianten vorkommen. Am Ende aller Routingstrecken werden dann die gerouteten Abflüsse mit dem im Zwischengebiet selbst gebildeten Abfluss flächenanteilig gewichtet überlagert und dem nächsten Gebiet als Zufluss zur Verfügung gestellt. Eine Routingvorschrift kann beliebig viele Oberlieger, Zu- und Ableitungen und Speicher enthalten. Die Struktur wird an folgendem Beispiel erläutert:

```

TG 9 (AE= 484.0, AErel=1.0)
  aus OL 10 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=3.5, Bv=20.0, Th=0.5, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0128, L=10408.3, AE=3.75 )
  und OL 11 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=7.0, Bv=50.0, Th=1.0, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0066, L=10838.5, AE=90.75 )
  und OL 12 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=10.0, Bv=60.0, Th=1.4, Mh=27.0, Mv=15.0, I=0.0084, L=36339.6, AE=81.5 )
TG 5 (AE= 262.1, AErel=1.0)
  aus SUMTRIB 6&7 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=6.0, Bv=30.0, Th=1.2, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0195, L=10101.2, AE=133.75)
TG 4 (AE=1086.1, AErel=1.0)
  aus OL 5 (kh=0.3, kv=0.4, Bh=14.0, Bv=40.0, Th=2.5, Mh=30.0, Mv=20.0, I=0.0046, L=27005.3, AE=262.1 )
  und OL 8 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=6.0, Bv=50.0, Th=1.0, Mh=30.0, Mv=15.0, I=0.0090, L=26206.5, AE=16.5 )
  und OL 9 (kh=0.3, kv=0.4, Bh=15.0, Bv=60.0, Th=2.5, Mh=30.0, Mv=20.0, I=0.0037, L=26673.4, AE=488.1 )
TG 2 (AE= 208.8, AErel=1.0)
  aus OL 3 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=7.0, Bv=30.0, Th=0.9, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0060, L=11952.7, AE=75.25 )
TG 13 (AE=1586.7, AErel=1.0)
  aus OL 2 (kh=0.3, kv=0.4, Bh=14.6, Bv=30.0, Th=2.0, Mh=40.0, Mv=15.0, I=0.0024, L=841.4, AE=208.8 )
  und OL 4 (kh=0.3, kv=1.4, Bh=14.0, Bv=40.0, Th=3.0, Mh=45.0, Mv=15.0, I=0.0019, L=35000.0, AE=1086.1)
TG 1 (AE=1703.0, AErel=1.0)
  aus OL 13 (kh=0.3, kv=0.7, Bh=22.0, Bv=50.0, Th=4.5, Mh=45.0, Mv=15.0, I=0.0011, L=20289.9, AE=1586.7)

```

In diesem Beispiel sind noch keine Zu-, Ab- und Überleitungen enthalten. Zunächst werden die Abflüsse der Teilgebiete 10, 11 und 12 geroutet und mit den Abflüssen des Zwischengebietes, des Teilgebietes 9, überlagert. Anschliessend erfolgt das Routing für die Gebiete 6 und 7, welche am Beginn der Routingstrecke addiert werden (SUMTRIB = sum of tributaries) zum Auslass des Gebietes 5. Da die Gebiete 5, 6 und 7 unabhängig von den Gebieten 9, 10, 11 und 12 sind, hätte auch die zweite Routingvorschrift als erste stehen können. Das trifft auch auf die weiter unten stehende Routingvorschrift für das Teilgebiet 2 zu. Alle drei routen Abflüsse aus Quellgebieten in Zwischengebiete zweiter Ordnung. In der dritten Vorschrift werden dann die Abflüsse aus den bereits gerouteten Teilgebietsabflüssen der Gebiete 5 und 9 zum Auslass von Teilgebiet 4 geroutet und mit den Abflüssen des Gebietes 8 und dem Abfluss aus dem Zwischengebiet des Gebietes 4 überlagert. Auf diese Weise erfolgt das Routing gemäss der Baumstruktur des Entwässerungsnetzes bis am Ende der Gesamtabfluss für das Teilgebiet 1 berechnet wird.

Bedeutung der Schlüsselwörter in einfachen Routingvorschriften:

- TG Teilgebiet; das Gebiet, an dessen Auslass die gerouteten Zuflüsse mit dem Teilgebietsabfluss flächengewichtet überlagert werden.

- AE = xxxx echte Einzugsgebietsfläche am Auslass des Teilgebietes TG; auch wenn das Gebiet nicht vollständig modelliert wird, muss hier die echte Einzugsgebietsgrösse stehen
- Aere1 = xxx relative Einzugsgebietsfläche; der Anteil der Fläche am Modellgebiet dieses Teilgebietes, der im Routing berücksichtigt werden soll. Normalerweise steht hier eine 1.0. Ein Sonderfall kann aber z.B. sein, dass ein Teilgebiet nicht durch seine modellierten sondern durch gemessene Abflüsse berücksichtigt werden soll. In diesem Fall wird das Teilgebiet in der Routingstruktur nicht berücksichtigt und der gemessene Abfluss als externe Zuleitung eingelesen. Um die Bilanz rein zu halten, muss nun aber die relative Einzugsgebietsgrösse verringert werden. Es wird nur noch der Flächenanteil der anderen Oberlieger und des Zwischengebietes selbst am im Modell modellierten Einzugsgebiet des Zwischengebietes plus aller seiner modellierten Oberlieger erfasst. Beispiel: Wenn das Gebiet 12 in der ersten Routingvorschrift durch eine externe Zuleitung berücksichtigt werden soll, dann sieht diese erste Routingvorschrift folgendermassen aus:

```
TG 9 (AE= 484.0, Aere1=0.8264)
  aus OL 10 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=3.5, Bv=20.0, Th=0.5, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0128, L=10408.3, AE=3.75 )
  und OL 11 (kh=0.4, kv=0.4, Bh=7.0, Bv=50.0, Th=1.0, Mh=25.0, Mv=15.0, I=0.0066, L=10838.5, AE=90.75 )
  und ZL 1 (modus = extern geb12.dat 4 5, kh=0.4, kv=0.4, Bh=10.0, Bv=60.0, Th=1.4, Mh=27.0, Mv=15.0,
I=0.0084, L=36339.6, AE=84.0 )
```

Die relative Einzugsgebietsfläche beträgt nun nur noch $(305.5 + 3.75 + 90.75) / 484 = 0.8264 \text{ km}^2$.

- OL xx Nummer des Oberliegers (tributären Teilgebietes); Code entspricht den Einzugsgebietscodes des Zonengrids des Bodenmodells
- SUMTRIB a&b&c... Nummern von Oberliegern a, b,c usw, die durch ein & verbunden sein müssen (keine Zuläufe!); alle aufgeführten Oberlieger werden am Beginn einer Routingstrecke überlagert und gemeinsam geroutet. Es können in einer Routingvorschrift beliebig viele Routingstrecken durch OL und/oder SUMTRIB (sowie ZL) definiert werden
- ZL xx Zulauf mit Nummer
- kh, kv Speicherkonstanten für Linearspeicheransatz zur Retentionsberechnung, Angabe in h, kh für das Hauptbett, kv für das Vorland
- Bh, Bv Breite des Hauptbettes und des Vorlandes in m
- Th Tiefe des Hauptbettes in m; die Tiefe des Vorlandes ist theoretisch unbegrenzt
- Mh, Mv Manning-Strickler-Beiwert für Hauptbett bzw. Vorland in $\text{m}^{1/3}/\text{s}$
- I mittleres Gefälle auf der Gerinnestrecke in 1/1
- L Länge der Gerinnestrecke in m
- AE Einzugsgebietsgrösse des Oberliegers in km^2

Die Angabe der Einzugsgebietsgrösse in der ersten Zeile einer Routingvorschrift ist nötig, um Zu- und Ableitungen und Speicherabgaben von m^3/s in $\text{mm}/\text{Zeitintervall}$ und umgekehrt umrechnen zu können und die korrekte Überlagerung mit den Abflüssen des Teilgebietes zu gewährleisten. Wenn keine Zu- und Ableitungen und keine Speicher genutzt werden, ist die Angabe der Einzugsgebietsgrösse nicht relevant (aber dennoch nötig). Die Angabe der Einzugsgebietsgrösse für die einzelnen Oberlieger ist dagegen für die Aufstellung der Fliesszeiten-Tabelle am Beginn des Programmlaufes nötig. Sie sollte korrekt, aber zumindest so angegeben sein, dass die zu erwartenden Abflüsse als Abflussspenden deutlich innerhalb der in der Steuerdatei angegebenen Grenzen der Abflussspenden zur Ermittlung der Fliesszeitentabelle liegen. Es empfiehlt sich, den echten Wert zu verwenden. sehr kleine Werte führen zu langsameren Fliesszeiten bei Hochwassern, wenn die Fliesszeiten-Tabelle für die aus zu kleinen Einzugsgebietsgrössen folgenden zu hohen Abflussspenden keine gültigen Werte mehr enthält. Auch Zuleitungen, egal ob extern oder intern, muss aus diesem Grunde eine Einzugsgebietsgrösse zugeordnet werden. Für echte Oberlieger prüft WaSiM bei der Initialisierung, ob die angegebenen Teilgebietsgrößen mit denen aus dem Zonengrid übereinstimmen und passt sie gegebenenfalls letzteren an. Für Zuleitungen ist dieses Vorgehen jedoch nicht möglich, so dass hier die Angabe einer realistischen Gebietsgrösse erforderlich ist. Wenn eine externe Zuleitung einen natürlichen Zufluss darstellt, dessen Einzugsgebiet nicht im Modell mitmodelliert wurde,

dann kann dessen Einzugsgebietsgrösse rasch ermittelt und in die Routingvorschrift eingesetzt werden. Bei künstlichen Zuflüssen sollte eine zu verwendende Einzugsgebietsgrösse anhand der Gerinneparameter abgeschätzt werden. Ist die Gerinnegeometrie z.B. mit 3.5m Breite x 0.5 m Tiefe, einem Gefälle von 0.01 und einem Manningbeiwert von $25 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ vorgegeben, so ergibt sich bei randvollem Gerinne eine Fließgeschwindigkeit von 1.332 m/s oder ein Durchfluss von $2.331 \text{ m}^3/\text{s}$. Schwankt der Zufluss bekanntermassen z.B. zwischen 0.2 und $2 \text{ m}^3/\text{s}$, so kann hier eine Einzugsgebietsgrösse von etwa 5 bis 30 km^2 angegeben werden, damit die daraus berechneten Spenden im Bereich zwischen 6.67 und 66.7 (bei 30 km^2) bzw. zwischen 40 und 400 l/s/km^2 (bei 5 km^2) liegen. Da die Berechnung der Fließzeiten-Tabelle für Spenden von z.B. 5 bis 1200 durchgeführt wird ist somit gewährleistet, dass alle Zuleitungsmengen mit einer korrekten Fließgeschwindigkeit geroutet werden können.

Routing mit Zu- und Ableitungen sowie mit Speichern:

Das folgende Beispiel zeigt die Routingvorschrift für einige Teilgebiete der Thur mit fiktiven Zu- und Ableitungen (Schlüsselwort AL) sowie Speichern. Im Gebiet 13 treffen die Abflüsse aus den Gebieten 2 und 4 zusammen, ausserdem wird eine interne Ableitung AL 1 definiert, die im Gebiet 1, der folgenden Routingvorschrift gemäss, wieder als Zuleitung eingebunden wird (also ist es eine interne Überleitung). Dass es sich um eine Überleitung handelt erkennt das Programm erstens am Schlüsselwort „intern“ und zweitens am Vergleich der Nummern. Zur internen Zuleitung ZL 1 *muss* es eine interne Ableitung AL 1 geben und umgekehrt.

```
TG 13 (AE=1586.7, AErel=1.0)
  aus OL 2 (kh=0.3, kv=0.4, Bh=14.6, Bv=30.0, Th=2.0, Mh=40.0, Mv=15.0, I=0.0024, L=841.4, AE=210.0 )
  und OL 4 (kh=0.3, kv=1.4, Bh=14.0, Bv=40.0, Th=3.0, Mh=45.0, Mv=15.0, I=0.0019, L=35000.0, AE=1220.0)
  und AL 1 (modus = intern 0.1 0.8 0.7 )
TG 1 (AE=1703.0, AErel=1.0)
  aus OL 13 (kh=0.3, kv=0.7, Bh=22.0, Bv=50.0, Th=4.5, Mh=45.0, Mv=15.0, I=0.0011, L=20289.9, AE=1650.0)
  und ZL 1 (modus = intern, kh=0.4, kv=0.4, Bh=10.0, Bv=60.0, Th=1.4, Mh=27.0, Mv=15.0, I=.0084, L=3633, AE=20
)
  und SP 1 (file = spv__01.84 , V0 = 1E8 , C0 = 1.0 0.1 3.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 )
  und AL 2 (modus = extern ableitung3.dat 0 1 12 m3/s )
```

Die interne Ableitung ist folgendermassen definiert: ab 0.1 mm/Zeitintervall Abfluss gehen 80% (Anteil 0.8) des Gesamtgebietsabflusses des Gebietes 13 in die Ableitung, maximal jedoch 0.7 mm/Zeitintervall. Die Drei Parameter stellen also die Schwelle zum Anspringen der Ableitung, den Anteil abgeleiteten Wassers oberhalb des Schwellenwertes sowie die Kapazität der Ableitung dar. Die Angabe kann und sollte aber besser in m^3/s erfolgen, da sie dann unabhängig vom Zeitintervall ist. Dazu würde die Zeile mit AL 1 etwa wie im folgenden Beispiel aussehen (mit auf eine Einzugsgebietsgrösse von 1586.7 km^2 umgerechneten Spenden):

```
TG 13 (... )
  aus ...
  und ...
  und AL 1 ( modus = intern, 44.1 0.8 308 m3/s )
```

Für externe Ableitungen muss ein Dateiname angegeben werden. Er folgt dann direkt nach `modus = extern` noch vor den drei Parametern. (vergleiche auch Ableitung 2 in Gebiet 1 in obigem Beispiel).

Wäre die Zuleitung in Gebiet 1 keine interne, sondern eine externe Zuleitung, so kämen als extra Parameter gegenüber der internen Zuleitung drei Parameter hinzu (siehe Beispiel):

```
und ZL 1 (modus = extern geb12.dat 4 5, kh=0.4, kv=0.4, Bh=10.0, Bv=60.0, Th=1.4, Mh=27.0, Mv=15.0, I=0.0084, L=36339.6, AE=20.0 )
```

allgemein: `ZL x (modus = extern <Dateiname> <Anfangszeile> <Anfangsspalte>`

Der <Dateiname> bezeichnet dabei die Datei, aus welcher die Zuflüsse in m^3/s gelesen werden sollen, <Datenspalte> kennzeichnet die Nummer der Spalte, in welcher die Daten der Zuleitung stehen und <Anfangszeile> gibt die Startzeile an, ab der eingelesen werden soll, im obigen Beispiel wird aus der Datei geb12.dat in Spalte 4 ab der 5 Zeile der Zufluss eingelesen.

Im Gebiet 1 gibt es noch einen Speicher, dessen Anfangsfüllung mit 10^8 m^3 angegeben ist. Die aktuellen Füllstände werden in die Datei `spv__01.84` geschrieben. Es werden ausserdem die Anfangskonzentrationen

nen für alle der im WaSiM-ETH Version 2 möglichen maximal 9 Tracer angegeben. Die Speicherabgaberegeln folgen im Anschluss an alle Routingvorschriften als extra Abschnitte in der Steuerdatei und sehen z.B. so aus:

```
[Abgaberegeln_Speicher_1]
9 # Anzahl der Punkte, die im folgenden eingelesen werden
1e4 1.0
1e5 1.0
1.0001e5 10.0
1e6 10.0
1.0001e6 50.0
1e7 50.0
1.0001e7 100.0
1e8 100.0
1.0001e8 500.0
```

Die erste Angabe bezieht sich auf die Anzahl an Stützstellen für die Abgaberegelnkurve. Anschliessend folgen mindestens so viele Einträge der Art <Füllung in m³> <Abgabe in m³/s>, wie es der Anzahlparameter angab. Zwischen den Stützstellen wird linear interpoliert. Soll eine stufenförmige Abgabe realisiert werden, dann können, wie im obigen Beispiel, zwei Stützstellen mit fast gleichen Inhalten aber sprunghaft steigenden Abgaben aufeinanderfolgen.

3.6 Parametersensitivität

3.6.1 Allgemeines

Dieser Abschnitt beschäftigt sich mit der Untersuchung des Einflusses der wichtigsten Modellparameter auf Teil- und Gesamtergebnisse der hydrologischen Modellierung. Aus methodischen Gründen wird davon abgesehen, sämtliche Parameter einer Sensitivitätsanalyse zu unterziehen. Es werden insbesondere jene Parameter näher untersucht, welche einen grossen möglichen Wertebereich haben, welche schwer messbar oder schwer bestimmbar sind oder welche zur Parametrisierung von überwiegend empirischen Prozessbeschreibungen eingeführt wurden. Das Schwergewicht wird dabei auf die Parameter des Bodenmodells der Modellversion 1 (TOPMODEL-Ansatz) gelegt.

Die Sensitivität des Modells auf die Interpolationsparameter wird nicht untersucht. Zu diesem Thema geben zahlreiche Schriften, z.B. MUSTER (1994) und BARDOSSY (1994), Auskunft. Die Parameter der Niederschlagskorrektur wirken sich ausser bei Schnee-Regen-Übergängen linear auf die Menge des korrigierten Niederschlages aus. Diese Korrekturparameter können zudem aus Wasserhaushaltsbetrachtungen bzw. aus Vergleichen der Niederschläge mit Lysimetermessungen annähernd genau bestimmt werden. Die Strahlungs-Expositionskorrektur verwendet keine empirischen Parameter und wird deswegen ebenfalls nicht betrachtet. Die Beziehung zwischen Globalstrahlung und Sonnenscheindauer kann aus Messwerten hinreichend genau ermittelt werden. Die mit der Strahlungskorrektur gekoppelte Temperaturkorrektur wirkt sich in grösseren Einzugsgebieten nicht mehr signifikant auf den Wasserhaushalt des Gesamtgebietes, sondern nur auf den Wasserhaushalt einzelner Hänge aus. Deshalb entfällt auch die Betrachtung dieses Prozesses innerhalb der Sensitivitätsanalyse. Die Parameter des Abflussroutings sind prinzipiell messbar und im Vergleich zu den Parametern des Bodenmodells wenig sensitiv. Die Sensitivität des Modells auf diese Parameter wird deshalb hier nicht weiter untersucht.

Wo es möglich und sinnvoll ist, wird anhand eines Gütekriteriums der Einfluss der untersuchten Parameter auf die Modellreaktion dargestellt. Es werden Ergebnisse aus Anwendungen des Modells für die Teil-Einzugsgebiete der Thur in der Nordostschweiz sowie für den Wernersbach in Sachsen dargestellt.

3.6.2 Parameter des Verdunstungsmodells

Die Berechnung der Verdunstung findet im WaSiM-ETH in der Regel mit dem Ansatz nach PENMAN-MONTEITH (MONTEITH, 1975) statt. Die vereinfachten Verfahren nach HAMON (FEDERER AND LASH,

1983) bzw. WENDLING (1975) werden hier nicht weiter betrachtet, ebenfalls nicht die Parameter zur Temperatureinteilung zwischen Tag und Nacht nach Kapitel 1.3.2 bzw. 1.4.1.

Schwer messbare Parameter der Gleichung (17) sind der Bestandeswiderstand r_{sc} sowie der aerodynamische Widerstand r_a vor. Dabei kann der aerodynamische Widerstand nach Gleichung (29) bzw. (30) aus der Windgeschwindigkeit und der effektiven Bestandeshöhe abgeschätzt werden. Grossen Einfluss auf die Verdunstung hat der nur schwer bestimmbare Oberflächenwiderstand r_{sc} [$s \cdot m^{-1}$]. Tabelle 6 zeigt die Änderung der einzelnen Verdunstungskomponenten bei Variation dieses Parameters zwischen 25 % und 200 % vom anhand der Wasserbilanz als optimal ermittelten Wert ($P = 1523$ mm).

Tabelle 6: Einfluss des minimalen Oberflächenwiderstandes r_{sc} auf Verdunstung und Abfluss

% - Wert r_{sc}	25 %	50 %	75 %	100 %	125 %	150 %	175 %	200 %
ETP (pot. Verd. [mm])	688	612	557	515	481	453	430	409
ETR (reale Verd. [mm])	674	609	556	515	481	453	429	409
EI (Interzeptionsverd. [mm])	143	139	136	133	130	128	126	124
Q (Abfluss [mm])	844	909	961	1003	1037	1066	1088	1108
R^2 (Abfluss gemess./gerechn.)	0.764	0.784	0.794	0.795	0.788	0.777	0.762	0.747

Die dargestellten Werte sind Ergebnisse von Modellläufen für das Rietholzbachgebiet für das Jahr 1984. Die 100 %-Monatswerte der minimalen Oberflächenwiderstände wurden gemäss Tabelle 2.2 in Schulla (1997a) gesetzt. Eine Halbierung von r_{sc} erhöht die reale Verdunstung um etwa 19 % ($ETR_{100\%} = 515$ mm, $ETR_{50\%} = 556$ mm), eine Erhöhung von r_{sc} um 50 % führt dagegen zu einer Abnahme der Verdunstung um ca. 12% ($ETR_{150\%} = 453$ mm), die Verdopplung von r_{sc} um 100 % sogar zu einer Abnahme um 20 % ($ETR_{200\%} = 409$ mm).

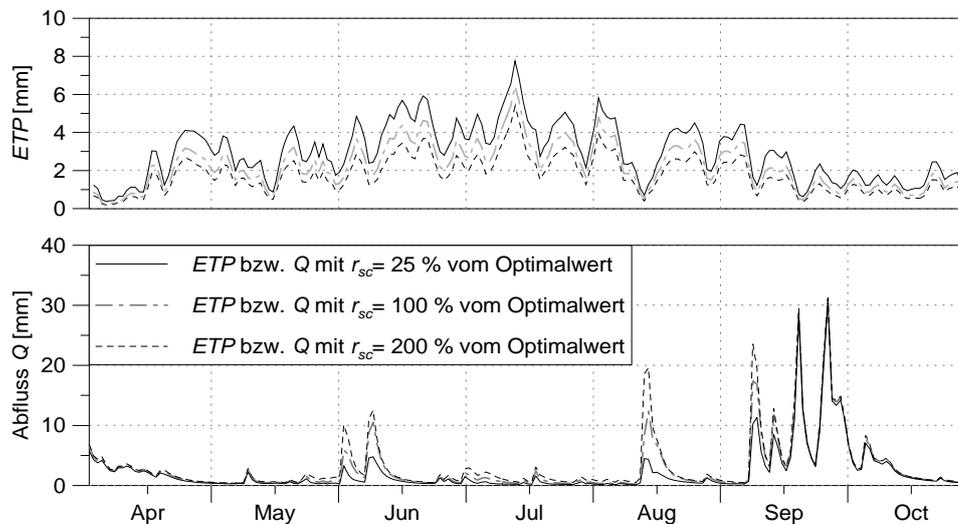


Abb. 8: Modellsensitivität auf Änderungen des Oberflächenwiderstandes r_{sc} im Rietholzbachgebiet für 1984, Angaben als Tagessummen von Abfluss bzw. Verdunstung

Die Verteilung der Bestimmtheitsmasse R^2 in Tabelle 6 zeigt, dass die Ergebnisse mit den 50%- bis 125%-Werten der Oberflächenwiderstände jeweils etwa gleiche Bestimmtheitsmasse haben. Der Vergleich mit dem gemessenen Abfluss von etwa 950 mm lässt vermuten, dass ein optimaler r_{sc} -Wert trotz dann etwas geringerer Anpassungsgüte des Gesamtabflusses als beim 100 %-Wert bei 75% der als „optimal“ kalibrierten Werte liegt. In Abbildung 8 sind für die 25%-, 100%- und 200%- r_{sc} -Werte oben der Verlauf der Verdunstung als gleitender Mittelwert über drei Tage sowie unten der Verlauf des Abflusses für den Sommer 1984 dargestellt. Durch die kleinen Oberflächenwiderstände der 25%-Variante kann viel Wasser aus dem Boden entnommen werden, so dass die zu den Hochwasserspitzen führenden Regenfälle in diesem Fall zunächst vom Boden fast vollständig aufgenommen werden können (Juni bis Anfang September, durchgezogene Linie). Erst die weiteren Regenfälle im September führen zu von der Verdunstung und dem Bodenspeicherinhalt weniger stark abhängigen Hochwasserspitzen. Analog führen grössere Wi-

derstände zu weniger Verdunstung, wodurch Regenfälle schneller und stärker zu Hochwasserspitzen führen können, was besonders nach längeren Trockenwetterperioden ins Gewicht fällt, wie im Beispiel das Hochwasser von Mitte August.

Die Abbildung 8 sowie die Angaben in Tabelle 6 lassen erkennen, dass mit Hilfe der Oberflächenwiderstände r_{sc} eine weite Variation der Gesamtverdunstung erreicht werden kann. Soweit keine genauen Vergleichsmessungen der Verdunstung, z.B. durch Lysimeter- oder Bowen-Ratio-Messungen, vorliegen, muss der Ermittlung dieser Widerstände besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

3.6.3 Parameter des Interzeptionsmodells

Die Interzeption von Niederschlagswasser findet sowohl auf den Blattoberflächen als auch auf der Bodenoberfläche bzw. in der Streuschicht statt. Im WaSiM-ETH wird in Vereinfachung dieses Vorganges der Interzeptionsspeicher als ein einziger Speicher mit einer bestimmten Speicherkapazität angegeben. Dessen Grösse hängt vom Vegetationsbedeckungsgrad ν , vom Blattflächenindex LAI und der maximalen Füllhöhe h_{SI} ab. Der Blattflächenindex und der Vegetationsbedeckungsgrad sind prinzipiell messbare oder mit hinreichender Genauigkeit schätzbare Grössen. Die maximale Füllhöhe stellt jedoch einen „effektiven“ Parameter dar, der einer Kalibrierung bedarf. Dies ist auf die gemeinsame Betrachtung von Vegetationsoberfläche und Streuschicht/Bodenoberfläche sowie auf die Modellvorstellung der Füllung, Speicherung und Entleerung zurückzuführen: Die Füllung erfolgt gleichmässig über der gesamten Oberfläche mit gleicher Füllhöhe, die Entleerung kann nur über potentielle Verdunstung ebenfalls über die gesamte Fläche gleichmässig stattfinden. Die Tropfenform des interzeptierten Wassers wird nicht berücksichtigt. Ausserdem tritt durchtropfender Niederschlag auch bei noch nicht voll ausgenutzter Interzeptionsspeicherkapazität auf, was im Modell durch Einführen des Vegetationsbedeckungsgrades nur teilweise berücksichtigt wird.

Tabelle 7: Verdunstungskomponenten in Abhängigkeit von der maximalen Interzeptionsspeicherfüllhöhe ($h_{100\%} = 0.35$ mm, Daten aus Modellergebnissen für das Rietholzbachgebiet, 1984)

%-Wert von h_{opt}		25 %	50 %	75 %	100 %	125 %	150 %	175 %	200 %
<i>ETR</i>	[mm]	515.3	515.2	515.1	515.0	514.9	514.9	514.9	514.8
<i>ETR - EI</i>	[mm]	468.9	433.3	404.6	381.7	362.4	345.4	330.4	318.0
<i>EI</i>	[mm]	45.8	81.5	110.1	132.9	152.3	169.2	184.2	196.6
<i>EI/ETR</i>	[%]	9 %	16 %	21 %	26 %	30 %	33 %	36 %	38 %

Auch die Entleerung des Interzeptionsspeichers erfolgt in der Realität wegen der Tröpfchenform nicht gleichmässig und ausschliesslich über die potentielle Verdunstung. Da über gekrümmten Flächen der Sättigungsdampfdruck grösser ist als über ebenen Flächen, kann die Interzeptionsverdunstung theoretisch sogar grösser sein als die potentielle Verdunstung. In humidem Klima wirkt sich die Grösse von h_{SI} auf die Gesamtverdunstung in langfristigen Wasserhaushaltsbilanzen nur minimal oder gar nicht aus. Jedoch können durch h_{SI} die Anfangsverluste im Hochwasserfall beeinflusst werden. In Tabelle 7 sind die Verdunstungskomponenten als Jahressummen in Abhängigkeit von der maximalen Füllhöhe des Interzeptionsspeichers dargestellt. Die Berechnungen stützen sich wiederum auf die Daten für das Rietholzbachgebiet für das Jahr 1984. Aus Tabelle 7 geht deutlich hervor, dass die maximale Füllhöhe des Interzeptionsspeichers lediglich das Aufteilungsverhältnis zwischen Transpiration und Interzeptionsverdunstung beeinflusst, wobei zwischen 9 % und 38 % der Gesamtverdunstung Interzeptionsverdunstung sind. Die Gesamtverdunstung bleibt praktisch konstant bei 515 mm. Ein Wert für die maximale Füllhöhe h_{SI} von 0.35 ... 0.4 mm, welcher zu Speicherkapazitäten von bis zu 4 mm für Nadelwald führt, bewirkt dabei den als realistisch anzunehmenden Anteil der Interzeptionsverdunstung an der Gesamtverdunstung von etwa 25 % ... 30 %.

3.6.4 Parameter des Schneemodells

Das Schneemodell benötigt beim Temperatur-Index-Verfahren insgesamt vier effektive Parameter. Dies sind:

- die Grenztemperatur für einsetzende Schneeschmelze $T_{0,m}$
- die Temperatur $T_{R/S}$, bei welcher je 50 % des Niederschlages als Schnee bzw. als Regen fallen
- die Breite des Temperatur-Übergangsbereiches zwischen Schnee und Regen $2 \cdot T_{trans}$
- der Tag-Grad-Faktor TGF

Diese Parameter beeinflussen die Modellreaktion zum Teil in entgegengesetzter Richtung. Beispielsweise beeinflusst die Grenztemperatur für einsetzende Schmelze $T_{0,m}$ auch die notwendige Grösse des Tag-Grad-Faktors TGF : Eine höhere Grenztemperatur $T_{0,m}$ setzt für dieselbe Schmelzleistung einen grösseren Tag-Grad-Faktor voraus und umgekehrt.

Der Temperatur-Übergangsbereich zwischen Schnee und Regen T_{trans} sowie sein zentraler Wert, die Grenztemperatur Regen/Schnee $T_{R/S}$:

Diese Parameter wirken sich dann auf die Ergebnisse der Schneeeakkumulation und des Abflusses besonders stark aus, wenn die Temperatur im gesamten modellierten Gebiet so um den zentralen Wert $T_{R/S}$ schwankt, dass sie noch im Bereich des Überganges zwischen Schnee und Regen liegt. Das trifft in gebirgigen Regionen wegen der starken vertikalen Temperaturabhängigkeit oft lediglich für bestimmte Höhenzonen, in flachen Regionen aber oft für grössere Gebiete zu, insbesondere bei Schneefall aus einer Warmfront, der häufig mit Temperaturen um den kritischen Wert $T_{R/S}$ verbunden ist. Durch eine grosse Spannweite von T_{trans} wird in solchen Gebieten erreicht, dass trotz einer pro Gitterpunkt eindeutig über oder unter dem Zentralwert $T_{R/S}$ liegenden Temperatur immer noch Schnee und Regen gemeinsam fallen. Scharfe räumliche und zeitliche Übergänge zwischen Regen und Schnee werden so vermieden und Ungenauigkeiten bei Temperaturmessung und -interpolation in ihrer Auswirkung etwas gedämpft. Mit zunehmender Höhenausdehnung und Grösse des Gebietes nimmt die Wirkung des Parameters T_{trans} ab. Bei im gesamten Gebiet über $T_{R/S} + T_{trans}$ bzw. unter $T_{R/S} - T_{trans}$ liegenden Temperaturen ist T_{trans} wirkungslos.

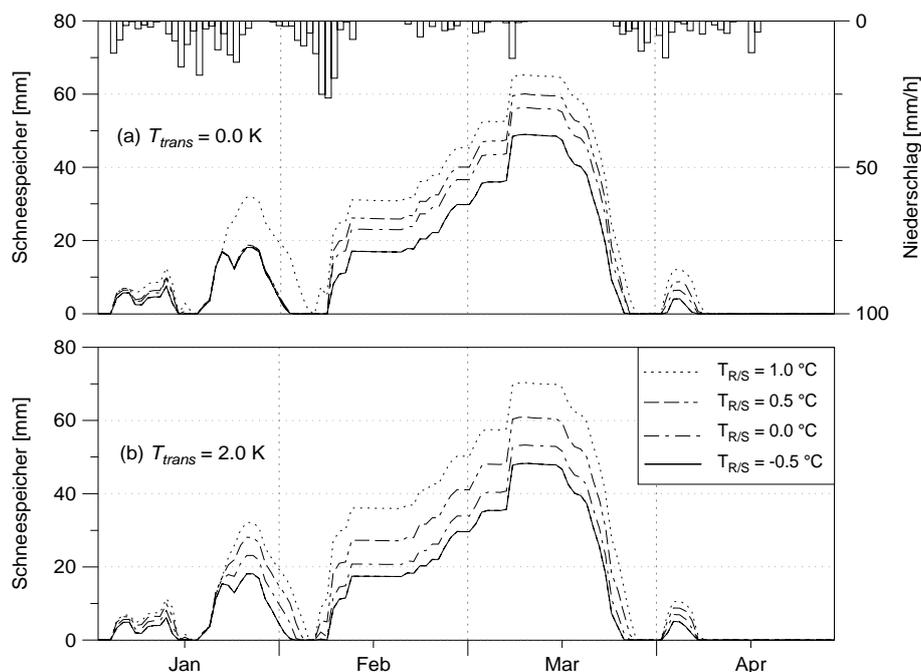


Abb. 9: Schneeeakkumulation bei verschiedenen Grenztemperaturen Regen/Schnee $T_{R/S}$ (a) $T_{trans} = 0.0$ K; (b) $T_{trans} = 2.0$ K, Rietholzbachgebiet, 1984

In Abbildung 9 ist ein Vergleich des Verlaufes der Schneeakkumulation für verschiedene Grenztemperaturen $T_{R/S}$ im Fall (a) ohne und im Fall (b) mit Einfluss eines 2 K breiten Übergangsbereiches von Schnee zu Regen dargestellt. Die Episode ab dem 20. Januar zeigt die Ausgleichswirkung des Übergangsbereiches T_{trans} auf die zeitlich/räumliche Verteilung der Schneedecke. Im Fall (a) wird bei einer Temperatur von etwas über $+0.5\text{ °C}$ mit $T_{trans} = 0\text{ K}$ entweder kein Schnee akkumuliert ($T_{R/S} < T$), oder es wird aller Niederschlag als Schnee akkumuliert ($T_{R/S} > T$). Bei einer Übergangstemperatur von 2 K dagegen erfolgt dieser von der Grenztemperatur $T_{R/S}$ gesteuerte Übergang von Schnee zu Regen gleitend.

Der Parameter T_{trans} zeigt keine Auswirkungen mehr auf die Schneeakkumulation, wenn, wie in Abbildung 9 ab Februar der Fall, die Temperatur während des Schneefalls deutlich unter dem Übergangsbereich $T_{R/S} - T_{trans}$ liegt. Aus Abbildung 9 geht ausserdem hervor, dass ein grösserer Wert für $T_{R/S}$ im allgemeinen zu einem grösseren Schneewasseräquivalent führt. Die als optimal gefundenen Werte für das Thurgebiet sind $T_{R/S} = 0.6\text{ °C}$ und $T_{trans} = \pm 1\text{ K}$.

Schneesmelz-Grenztemperatur $T_{0,m}$ sowie Tag-Grad-Faktor TGF :

Die beiden im Temperatur-Index-Verfahren verwendeten Schneesmelz-Parameter sind die Grenztemperatur für einsetzende Schmelze $T_{0,m}$ sowie der Tag-Grad-Faktor TGF . Wie bereits oben angedeutet, beeinflussen sich diese beiden Parameter in ihrer Wirkung auf die Schmelze gegenseitig. Die Abbildungen 10 und 11 illustrieren diesen Sachverhalt. In Abbildung 10 ist der Einfluss des Tag-Grad-Faktors auf den Abbau der Schneedecke im Fall (a) für eine Grenztemperatur $T_{0,m}$ von $+0.5\text{ °C}$ und im Fall (b) für eine Grenztemperatur $T_{0,m}$ von -1.5 °C dargestellt. Insbesondere gegen Ende der Schneesmelze macht sich der Unterschied zwischen kleinen und grossen Werten des Tag-Grad-Faktors in der Schmelzrate deutlich bemerkbar, liegt doch bei $TGF = 1.2\text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ die Schneedecke etwa 2 Wochen länger als bei einem Tag-Grad-Faktor von $2.4\text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$. Relativiert wird dieses aus Abbildung 10 (a) hervorgehende Bild durch die in Abbildung 10 (b) gezeigten Kurven. Der Unterschied in den beiden Abbildungen liegt lediglich im in Abbildung 10 (b) um 2 K tiefer liegenden Schmelzpunkt. Das führt jedoch zu einem vom Tag-Grad-Faktor wesentlich weniger abhängigen Verlauf der Gesamtschmelze.

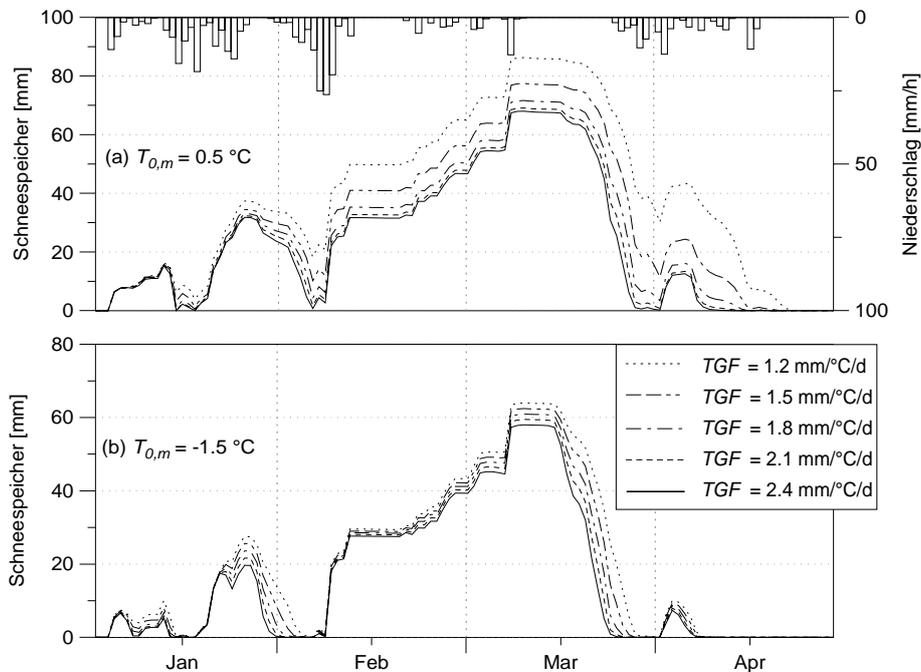


Abb. 10: Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Tag-Grad-Faktoren: (a) Grenztemperatur Schmelze $T_{0,m} = +0.5\text{ °C}$, (b) $T_{0,m} = -1.5\text{ °C}$, Rietholzbachgebiet, 1984

In Abbildung 11 ist der Einfluss dieses Schmelzpunktes ($T_{0,m}$) auf den Schneedeckenabbau ebenfalls zu erkennen. Der Vergleich der Abbildungen 11 (a) und 11 (b) zeigt wiederum den starken gegenseitigen Einfluss der beiden Parameter an. Als für das Thurggebiet optimale Werte wurden ein Tag-Grad-Faktor TGF von $1.8 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ bei der Grenztemperatur $T_{0,m} = -0.5 \text{ °C}$ gefunden. Gegenüber Werten aus der Literatur, z.B. bei BRAUN (1985) mit TGF von 4 bis $6 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, ist der Tag-Grad-Faktor hier sehr klein, was aber auch durch die negative Grenztemperatur $T_{0,m}$ von -0.5 °C bedingt ist.

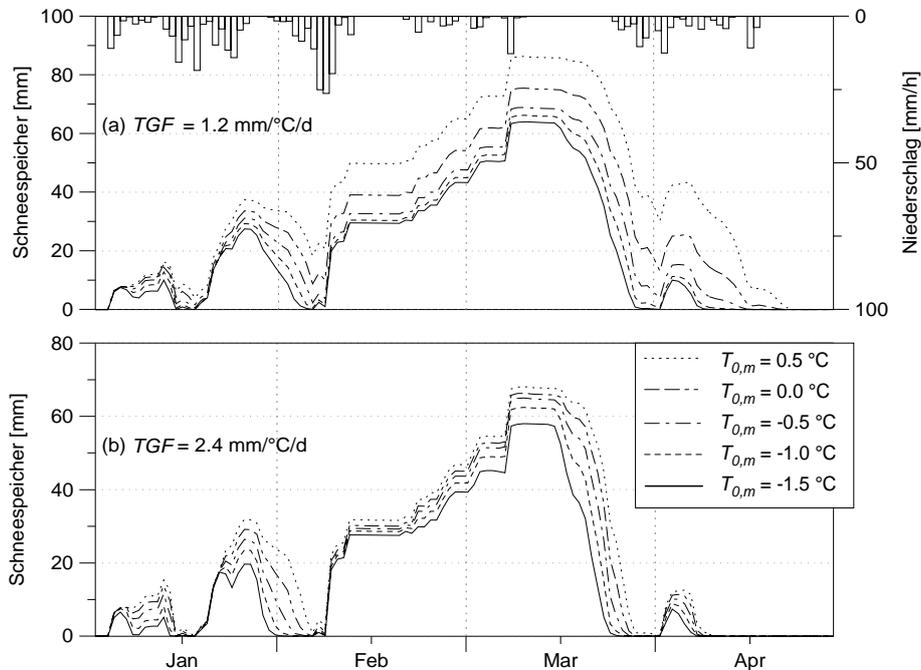


Abb. 11: Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Grenztemperaturen $T_{0,m}$ bei (a) Tag-Grad-Faktor $TGF = 1.2 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, (b) $TGF = 2.4 \text{ mm} \cdot \text{°C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, Rietholzbachgebiet, 1984

3.6.5 Parameter des Bodenmodells der Modellversion 1 (Topmodel-Ansatz)

Das Bodenmodell (ohne Infiltrationsberechnung) wird über insgesamt 9 Parameter und 2 Anfangswerte gesteuert:

- m Rezessionsparameter für den Basisabfluss [m]
- T_{korr} Korrekturfaktor für die Transmissivität des Bodens [-]
- K_{korr} Korrekturfaktor für die vertikale Versickerung [-]
- k_D Speicherrückgangskonstante für den Direktabfluss [h]
- SH_{max} Grenzsättigungsdefizit für Bildung von Zwischenabfluss [mm]
- k_H Speicherrückgangskonstante für den Zwischenabfluss [h]
- P_{grenz} Grenz-Niederschlagsintensität für den Abflusses durch bevorzugte Fließwege [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$]
- r_k Skalierung des maximalen Sättigungsdefizits für hydraulischen Kontakt zwischen Bodenspeicher und Grundwasser bzw. Reduktionswert des Rückflusses aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher [0...1]
- c_{melt} Anteil an Schneeschmelze, der oberflächlich bzw. im Schnee abfließt, [0...1]

Als Startwerte werden weiterhin die Füllung des Zwischenabflussspeichers und das Sättigungsdefizit benötigt. Von den 9 Parametern können die Rückgangskonstanten für den Direktabfluss und den Zwischenabfluss aus einer Ganglinienanalyse bestimmt werden. Bei Verwendung des Sättigungsflächenmodells ohne Zwischenabfluss trifft das auch auf den Rezessionsparameter m zu. Wird jedoch eine Zwischenabflusskomponente benötigt, so kann sich die Bestimmung von m schwieriger gestalten, da sich m dann nicht mehr ohne weiteres aus gemessenen Rückgängen ableiten lässt. Der Basisabfluss wird dann in

der Regel durch einen nicht zu vernachlässigenden Zwischenabflussanteil überlagert. Der Korrekturfaktor für die vertikale Versickerung K_{korr} kann nur in solchen Gebieten sinnvoll kalibriert werden, in denen die Aufenthaltsdauer des versickernden Wassers in der ungesättigten Zone gegenüber der Abflussbildungszeit gross ist und nicht vernachlässigt werden kann. Dies betrifft tiefe, relativ homogene Böden mit tief liegendem Grundwasser. Diese Gebiete bilden Abflussganglinien, bei denen zunächst ein kurzer, sehr steil ansteigender und wieder abfallender Hochwasserscheitel aus Oberflächenabfluss und erst beträchtlich später ein Ansteigen des Basisabflusses, oft auf Werte oberhalb der ersten Spitze und mit erheblich grösserem Abflussvolumen, beobachtet werden kann. Bisher wurde das WaSiM-ETH nicht in solchen Gebieten angewandt, deshalb wird hier kein Beispiel für eine Sensitivitätsanalyse gezeigt. Im Thurgebiet fällt die Verzögerung des Basisabflusses gegenüber dem Direktabfluss durch vertikale Versickerung nicht ins Gewicht.

Die folgenden Sensitivitätsstudien untersuchen die Einflüsse der vier wichtigsten Parameter des Bodenmodells: des Rezessionsparameters m , des Korrekturwertes für die Transmissivität T_{korr} , des für die Auffüllung von Verdunstungsverlusten bedeutsamen Skalierungsparameters r_k sowie auf die Grenz-Niederschlagsintensität zum Anspringen des Abflusses in bevorzugten Fliesswegen P_{grenz} . Ähnlich wie bei den Sensitivitätsanalysen des Schneemodells beeinflussen sich die Parameter zum Teil gegenseitig in ihrer Wirkung. So kann ein grosser Rezessionswert m durch einen relativ kleinen Korrekturwert der Transmissivität T_{korr} ausgeglichen werden und umgekehrt. Dies gilt jedoch nur in begrenztem Umfang und nur im Gesamtergebnis des Abflusses. Einzelne interne Speicherzustände wie die Füllung des Bodenspeichers oder der Grundwasserstand können bei der Kalibrierung als Hilfsmittel zur genaueren Bestimmung der gesuchten Parameter herangezogen werden.

Rezessionsparameter m und Transmissivitätskorrektur T_{korr}

Obwohl der Rezessionsparameter m nach Gleichung (66) durch die invertierte Steigung einer an die ebenfalls invertierten Abflüsse einer reinen Basisabfluss-Rückgangsperiode angepassten Gerade ermittelt werden kann, wird dieser Parameter wegen seiner Wichtigkeit hier einer Sensitivitätsanalyse unterzogen. Für die Notwendigkeit einer solchen Sensitivitätsanalyse spricht auch die Tatsache, dass diese Parameterermittlung unter Umständen nicht objektiv durchgeführt werden kann und bei Einführung von Interflow gänzlich versagt. Die Entscheidung, ab wann eine Rückgangsperiode nur noch Basisabfluss enthält, hängt auch vom Bearbeiter ab, der vor der Modellrechnung nur aus einer allfällig durchgeführten Ganglinienanalyse eine Vorstellung über die Zusammensetzung des Abflusses aus verschiedenen Komponenten hat. Ausserdem wird der Basisabfluss oft durch die Evapotranspiration zusätzlich vermindert, was zu Verfälschungen bei der Ermittlung von m führen kann. Es werden möglichst viele Ganglinien von reinen Basisabflussperioden benötigt, die frei vom Einfluss der Verdunstung und von Bodenfrost sowie Schneeschmelze sind, um aus diesen Rückgängen einen Mittelwert des Parameters m zu schätzen. Je mehr unbeeinflusste Rückgangsperioden dabei zur Verfügung stehen, desto sicherer kann die Bestimmung von m erfolgen.

Komplizierter verhält es sich in solchen Gebieten, deren Gesamtabfluss einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an Zwischenabflusses enthält. Hier kommt neben den Forderungen nach Freiheit von Verdunstungs- und Schneeeinflüssen auf den Basisabfluss als dritte Forderung hinzu, dass der Abfluss in Rückgangsperioden zur Ermittlung des Parameters m nicht oder nur minimal vom Zwischenabfluss überlagert werden darf. Die sommerlichen Rückgänge scheiden wegen der Verdunstungsbeeinflussung zum grossen Teil für die Ermittlung des Rückgangparameters m aus. Vom Herbst bis zum Frühjahr ist jedoch der Einfluss des Zwischenabflusses oft nicht zu vernachlässigen oder es gibt wenige ausreichend langandauernde Rückgangsperioden. Dieses Dilemma zwingt dann dazu, den Rückgangparameter über eine Kalibrierung zu finden, wobei die Bestimmung nach (66) als erster Anhaltspunkt für den minimalen Wert von m dienen kann – in der Regel macht sich bei Verwendung von Zwischenabfluss mindestens eine Verdopplung von m nötig.

Generell hat der Parameter m folgende Wirkung: Je kleiner m , also der Anstieg der invertierten Abflüsse ist, desto mehr Wasser fließt aus dem Bodenprofil aus, was zu einer schnelleren Absenkung des Grundwasserspiegels und damit zu einer Vergrößerung des Sättigungsdefizites führt. Ein grösseres Sättigungsdefizit hemmt dann aber den Abfluss aus der gesättigten Zone. Das führt in Verbindung mit der in der Regel im Winter hohen und im Sommer geringen Grundwasserneubildungsrate zu einem Abflussregime, das im Winter sehr viel, im Sommer sehr wenig Basisabfluss aufweist. Mit anderen Worten: die langfristige Speicherfähigkeit des Untergrundes ist gering, die Abflussdynamik gross. Auf der anderen Seite kann mit einem grösseren Wert für m erreicht werden, dass mehr Wasser aus dem Winter in den Sommer verlagert werden kann, dass also die Langzeitspeicherung erhöht wird. In Abbildung 12 ist die Wirkung eines zu klein gewählten Wertes für den Parameter m eindrücklich dargestellt: Während im Winter allgemein zu viel Abfluss aus den Niederschlägen gebildet wird, fehlt im Sommer das Wasser im Untergrund, um genug Basisabfluss zu bilden, zu erkennen am drastisch abgesunkenen und auch weiterhin tief bleibendem Grundwasserstand bzw. am gross bleibendem Sättigungsdefizit ab Mai. Daran ändert auch eine in weiten Grenzen durchgeführte Transmissivitätskorrektur durch T_{korr} nur wenig. Der Vergleich der Abbildungen 12 und 13 zeigt die Wirkung in der Variation des Rückgangparameters m . Deutlich fällt in Abbildung 13 der gegenüber Abbildung 12 viel ausgewogenere, wenngleich durch Variationen von T_{korr} auch beeinflussbare Verlauf des Sättigungsdefizites auf.

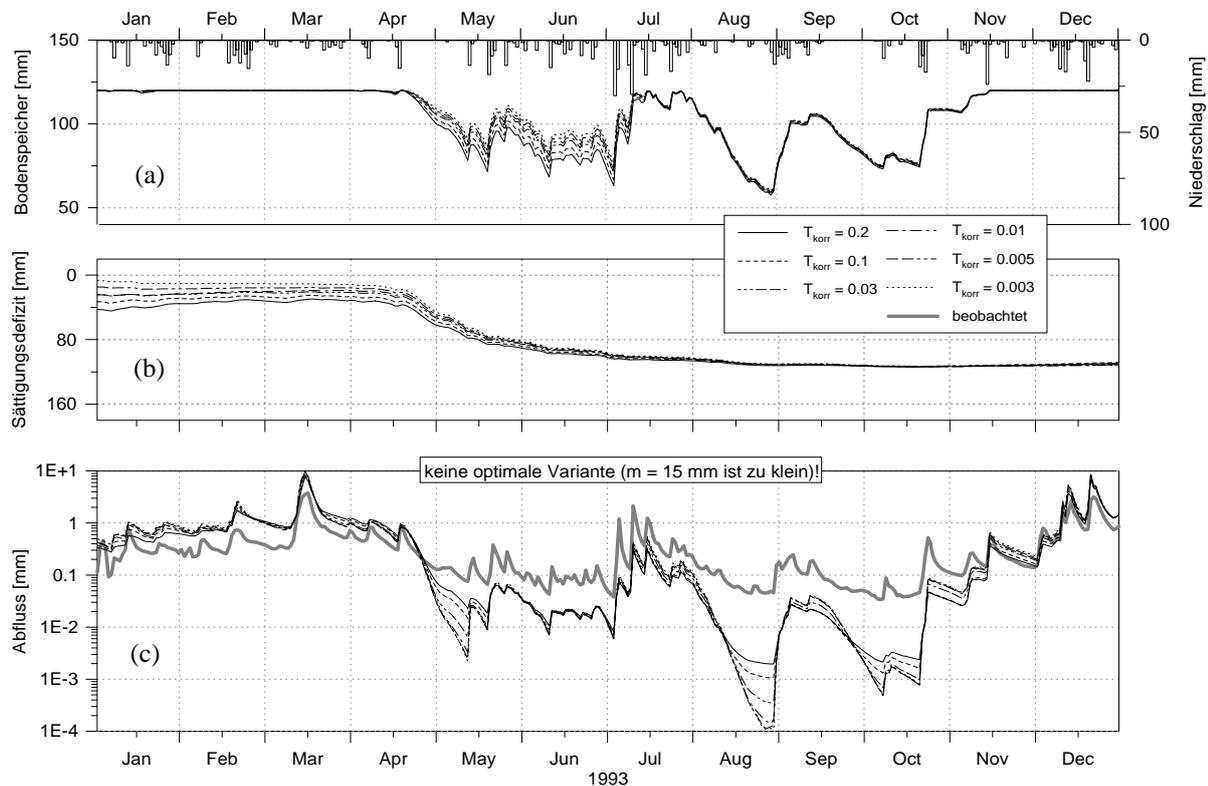


Abb. 12: Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} bei einem sehr kleinen Rezessionsparameter m (15 mm), dargestellt am Beispiel von (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993

Nach Gleichung (65) ist der maximale Basisabfluss $Q_0 = T_{korr} \cdot e^{-\gamma}$ vom mittleren topographischen Index γ abhängig. Aus der Definition des topographischen Index in Gl. (55) folgt, dass sowohl die Geländetopographie als auch die Transmissivität des Bodens einen Einfluss auf den maximalen Basisabfluss besitzen. Da bei der Ermittlung des topographischen Index die räumliche Auflösung des Höhenmodells einen starken Einfluss auf die Verteilungsfunktion des topographischen Index hat, macht sich im allgemeinen eine Korrektur mindestens in Form einer Verschiebung der Verteilungsfunktion nötig, um im Bodenmodell nach Gleichung (65) vernünftige Basisabflüsse erzeugen zu können. Auch die in gebirgigen Einzugsgebieten oft nur unzureichend abschätzbare gesättigte Transmissivität des Bodenprofils verlangt nach einer

Korrekturmöglichkeit für den Mittelwert γ des topographischen Index. Beides wurde im Korrekturfaktor T_{korr} zusammengefasst, der wegen der Bildung des Logarithmus bei der Berechnung des topographischen Index als linearer Term in die Berechnung des maximalen Basisabflusses eingeht, sich aber sonst, z.B. bei der Berechnung der Sättigungsflächen, logarithmisch auswirkt, was einen grossen Wertebereich von etwa $10^{-5} \leq T_{korr} \leq 10^{+5}$ zulässt.

Die Wirkungen von T_{korr} und des Rezessionsparameters m überlagern sich, weshalb beide Parameter gemeinsam betrachtet werden müssen. Da der Korrekturfaktor T_{korr} in weiten Grenzen schwanken kann, ist seiner Ermittlung, wie auch der des Parameters m , besondere Sorgfalt zu schenken.

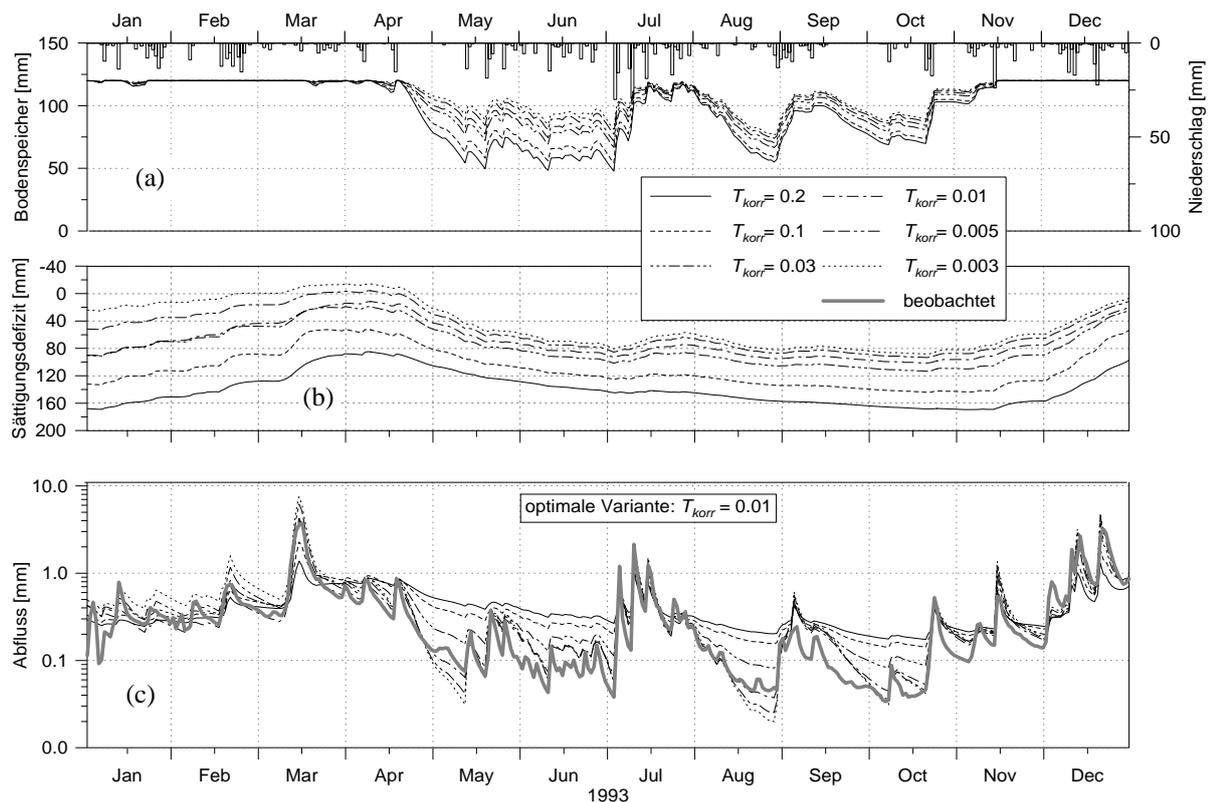


Abb. 13: Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} beim optimalen Rezessionsparameter m (55 mm), dargestellt am Beispiel von (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993

Eine grosse Transmissivität des Bodens führt zu einem über das Jahr ausgeglicheneren Regime als eine kleinere Transmissivität, da der Boden wegen der grösseren Durchlässigkeit auch bei bereits sehr tief stehendem Grundwasser noch vergleichsweise viel Wasser abgeben kann. Andererseits führt das dazu, dass nach Trockenperioden der Grundwasserstand so tief steht, dass auch bei starken Niederschlägen wenig Hochwasserabfluss gebildet, sondern ein relativ grosser Anteil des Wassers als Grundwasserneubildung gespeichert wird. In Abbildung 13 ist das an den Ganglinien für $T_{korr} = 0.2$ gut zu erkennen. Da der Stand des Grundwassers wiederum entscheidend für die Modellierung der Verteilung grundwassernaher Standorte ist, haben sowohl der Korrekturparameter T_{korr} als auch der Rückgangparameter m einen Einfluss auf die mittlere Bodenfeuchte und in trockenen Zeiten damit auch auf die mittlere Verdunstung im Gebiet, da an den grundwassernahen Standorten potentiell, an grundwasserfernen Standorten aber unter Umständen nur eingeschränkt transpiriert werden kann. Auch dieser Einfluss ist aus den Abbildungen 12 und 13 jeweils an den oberen Darstellungen der Bodenfeuchte in zu erkennen.

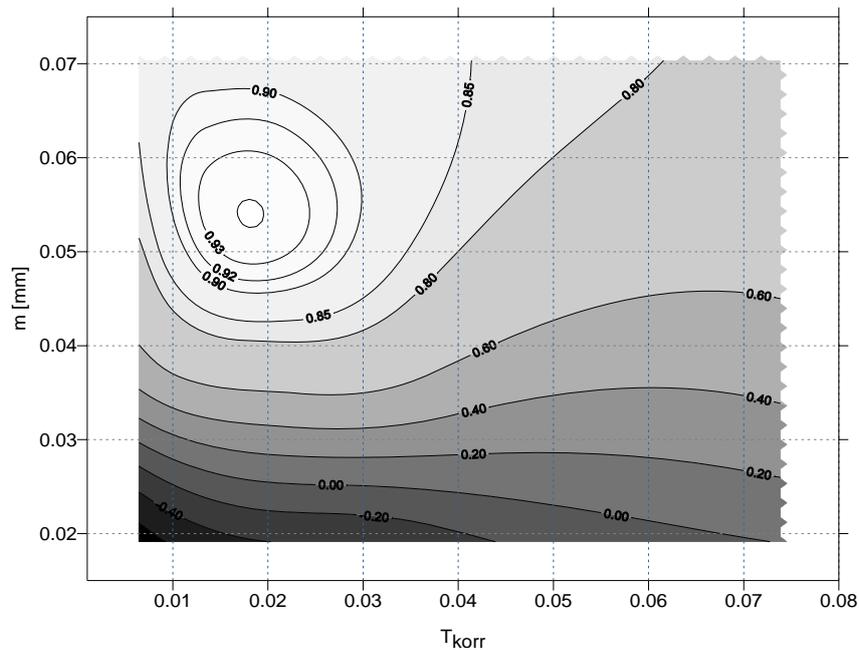


Abb. 14: Verteilung des Bestimmtheitsmasses (R^2) als Funktion der Parameter T_{korr} und m ; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km^2 , 365 bis 465 m ü.M., Simulation in Tagesschritten für 1993

Anhand der Bestimmtheitsmasse der Abfluss-Simulation kann ein Optimum dieser beiden Parameter gesucht werden. Dazu ist wegen der gegenseitigen Abhängigkeit der beiden Parameter eine Serie von Simulationen durchzuführen, bei der jeweils einer der Parameter konstant gehalten und der andere variiert wird. Das Ergebnis einer solchen Serie zeigt Abbildung 14. Es sind die Bestimmtheitsmasse als Ergebnisse der einzelnen Simulationen durch eine interpolierte Fläche dargestellt. Der optimale Parametersatz für das Einzugsgebiet des Wernersbaches hat mit $T_{korr} = 0.018$ und $m = 0.054$ ein Bestimmtheitsmass (lineares R^2) von etwa 0.95.

Grenz-Niederschlagsintensität für Anspringen des „Makroporenabflusses“ P_{grenz} sowie Grenz-Sättigungsdefizit für Kapillaraufstieg $r_k \cdot n_e \cdot z_W$:

Die beiden Parameter P_{grenz} und r_k haben beide einen Einfluss auf die Füllung und Entleerung sowohl des durchwurzelt Bodenwasserspeichers als auch der gesättigten Zone und des Zwischenabflussspeichers. Der Parameter P_{grenz} gibt die Grenz-Niederschlagsintensität an, oberhalb welcher der Niederschlag nicht mehr von den Mikroporen der Bodenmatrix aufgenommen werden kann und durch bevorzugte Fließwege und Makroporen direkt in die ungesättigte Bodenzone unterhalb des durchwurzelt Bereichs gelangt. Auch bei nur teilgefülltem Bodenspeicher kann so, abhängig von der Niederschlagsintensität, ein Teil des Niederschlages am Bodenspeicher vorbeigeleitet werden und zum Anstieg des Grundwasserspiegels bzw. zur Füllung des Zwischenabflussspeichers führen. So lassen sich beobachtete Anstiege im Basis- und Zwischenabfluss nach stärkeren Niederschlägen modellieren, auch wenn die Niederschlagssumme insgesamt nicht ausgereicht hat, um das Defizit im Bodenspeicher aufzufüllen. Dieses Konzept ist eine Ergänzung zum Infiltrationsmodell, welches als Voraussetzung einen homogenen Boden ohne Makroporen verlangt. Das im Infiltrationsmodell in die Bodenmatrix infiltrierte Wasser wird also nur zum Teil im Boden gehalten.

Im Sommer kann bei intensiver Verdunstung oft ein Abnehmen des Basisabflusses und des Zwischenabflusses über das übliche Mass hinaus festgestellt werden. Dieser Zehrungsprozess entsteht durch die zusätzliche Entnahme von Wasser aus dem Grundwasser und aus der ungesättigten Zone durch die Pflanzenwurzeln an grundwassernahen Standorten bzw. an solchen Standorten, an denen sich auf einem Stauhorizont Zwischenabfluss bildet. Im WaSiM-ETH der Version 1 wird dieser Effekt auf konzeptionelle Weise modelliert, Version 2 mit Richardsgleichung erfasst diesen Effekt aufgrund der detaillierten Mo-

dellierung der Entstehung von Basisabfluss als Exfiltration implizit. Das Sättigungsflächenmodell erlaubt eine räumlich und zeitlich differenzierte Modellierung der Ausdehnung von mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden Standorten. Anhand des lokalen Sättigungsdefizites wird für jeden Gitterpunkt in jedem Zeitintervall neu bestimmt, ob eine hydraulische Verbindung zwischen dem Grundwasser und dem Bodenspeicher besteht. Im Fall eines allgemein sehr tief liegenden Grundwassers in einer Trockenzeit wird insgesamt wenig „Kapillaraufstieg“ in die ausschöpfbare Bodenzone stattfinden, wogegen ein aufgefeuchtetes Gebiet einen weitgehenden Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher gestattet. Der Wert von r_k skaliert auch den Rückfluss aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher. Aufgrund seiner konzeptionellen Anwendung ist r_k ein Eichparameter.

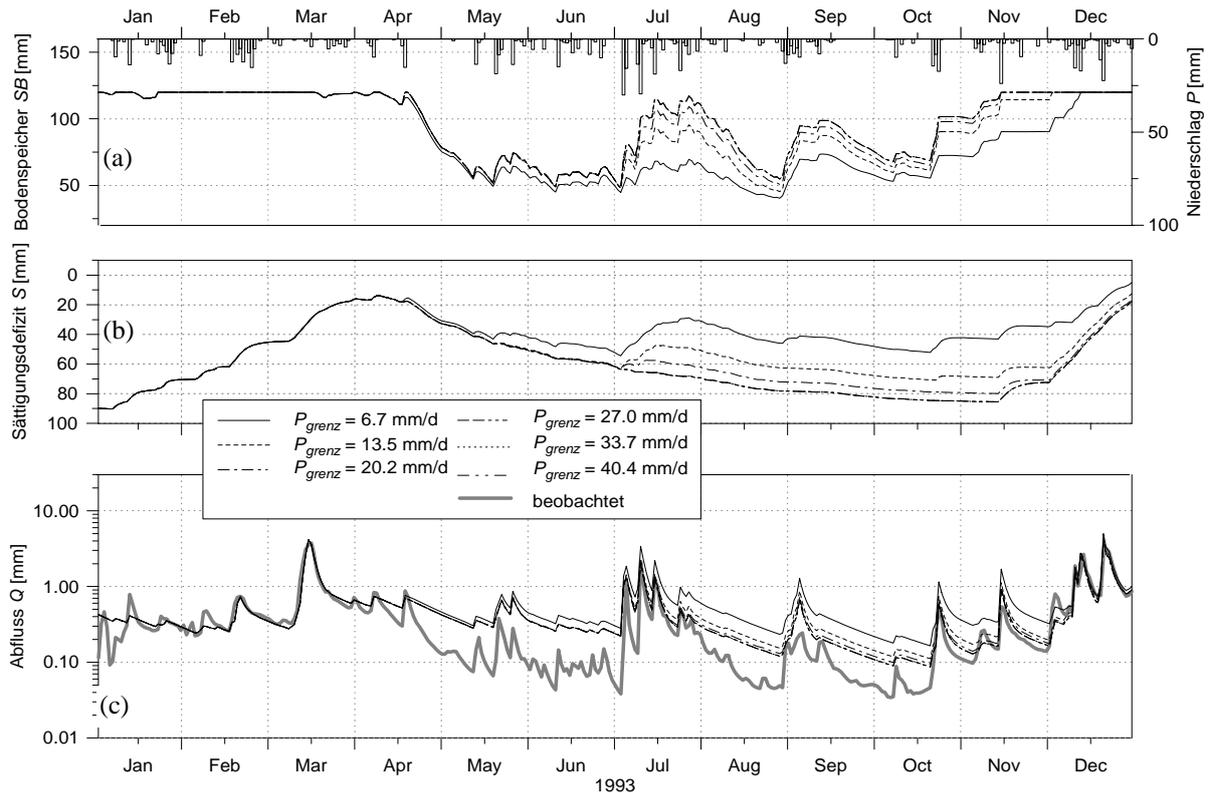


Abb. 15: Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makroporenabflusses auf (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; ohne Kapillaraufstieg/Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher ($r_k = 0.0$); Wernersbach, Sachsen, 4.6 km^2 , 365 bis 465 m ü.M., Simulation in Tagesschritten für 1993.

Die beiden Parameter r_k und P_{grenz} beeinflussen die Modellreaktion gegenläufig. Die Sensitivitätsanalyse betrachtet deshalb beide Parameter gemeinsam. Der Einfluss des „Kapillaraufstieges“ auf den Gesamtwasserhaushalt steigt mit zunehmendem prozentualen Anteil der Verdunstung an der Wasserbilanz. In Gebieten mit gegenüber dem Abfluss eher geringer Verdunstung, wie das im Thurggebiet der Fall ist ($Q \approx 900 \text{ mm}$, $ET \approx 550 \text{ mm}$), sind die Böden selten so trocken, dass ein Kapillaraufstieg die Gesamtverdunstung wesentlich beeinflussen könnte. In diesen Gebieten haben beide Parameter wesentlich geringeren Einfluss auf den Gesamtwasserhaushalt als in trockeneren Gebieten. Im folgenden werden daher Beispiele des Wernersbaches in Sachsen ($Q \approx 235 \text{ mm}$, $ET \approx 590 \text{ mm}$) gezeigt, wo ein starker Einfluss des Kapillaraufstieges auf die Gesamtverdunstung und auf den Abfluss feststellbar ist. Der Einfluss beider Parameter auf Bodenfeuchte und Gesamtverdunstung lässt eine Überprüfung bzw. Plausibilitätskontrolle der kalibrierten Parameter nicht nur am Abfluss, sondern auch an den Jahressummen von Verdunstung und Abfluss sowie am zeitlichen Verlauf der Bodenfeuchte zu.

In Abbildung 15 ist der Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} auf Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss dargestellt. Die gesamte Modellierung erfolgte ohne Berücksichtigung des Ausgleichs

der Verdunstungsverluste aus dem Zwischenabfluss- bzw. Grundwasserspeicher, d.h. der Parameter r_k ist 0. Das führt zu viel zu hohen sommerlichen Abflüssen, da die in der Natur wirkenden Aufstiegsprozesse nicht berücksichtigt wurden. Entsprechend tief sinkt deshalb auch die mittlere Bodenfeuchte ab, gleichgültig, welchen Wert P_{grenz} annimmt.

Aus Abbildung 15 wird der Einfluss von P_{grenz} auf die einzelnen Speicher deutlich: Je kleiner die Grenzniederschlagsintensität ist, desto weniger Wasser wird im Bodenspeicher gehalten und desto weniger Wasser steht für die dann reduziert stattfindende Verdunstung zur Verfügung. Gleichzeitig nimmt das Sättigungsdefizit ab, der Grundwasserstand steigt also, was zu entsprechend grösseren Basisabflüssen, eventuell auch zur erhöhten Bildung von Zwischenabfluss führen kann. Aus Abbildung 15 geht ausserdem hervor, dass der Parameter P_{grenz} einen für einen bestimmten Boden bzw. ein bestimmtes Niederschlagsregime charakteristischen Höchstwert haben muss, da bei einer Vergrößerung über einen Schwellenwert keine Änderung der Modellreaktion mehr gefunden werden kann. Im Beispiel sind das die Niederschlagsintensitäten über $27 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. Höhere Intensitäten treten im untersuchten Gebiet des Wernersbaches im Jahr 1993 nicht auf.

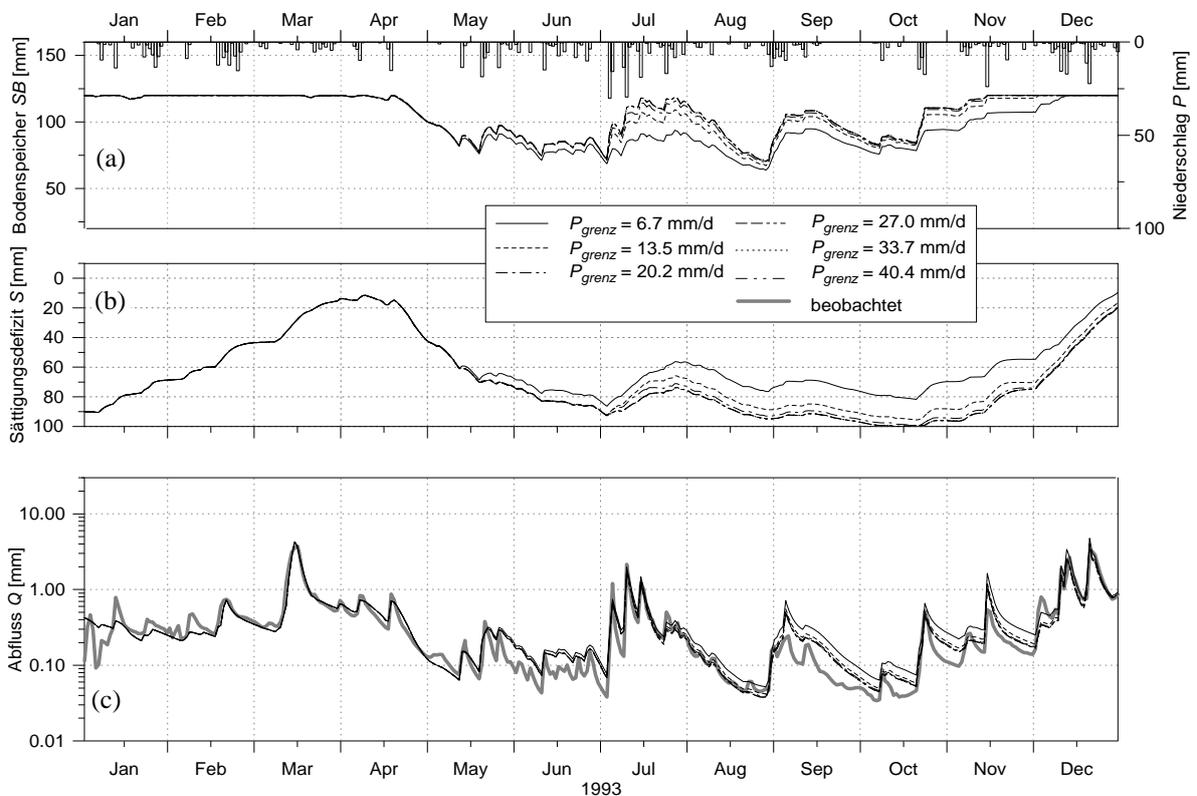


Abb. 16: Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makroporenabflusses auf (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; es findet maximaler Kapillaraufstieg bzw. Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher statt ($r_k = 1.0$); Wernersbach, Sachsen, 4.6 km^2 , 365 bis 465 m ü.M., Tageswerte, 1993

Der Vergleich mit den in Abbildung 16 dargestellten Ganglinien des Bodenspeichers, des Sättigungsdefizites und des Abflusses zeigt die Bedeutung des teilweisen Ausgleichs der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher. Gegenüber den Ergebnissen ohne diesen Ausgleich hat die Bodenfeuchte in Abbildung 16 einen wesentlich grösseren Mittelwert, so dass es seltener zu reduzierter Verdunstung kommt als im ersten Fall. Parallel dazu nimmt der Grundwasserstand nicht so hohe Werte an wie es ohne Kapillaraufstieg der Fall wäre – es wird deshalb auch weniger Abfluss gebildet.

Der Parameter P_{grenz} wirkt in Abbildung 16 ähnlich wie im oben beschriebenen Fall. Bodenspeicherinhalt und Grundwasserstand können gegenläufig beeinflusst werden, jedoch ist der absolute Einfluss durch die Wirkung des kapillaren Aufstiegs gedämpft. Das bedeutet, dass das durch P_{grenz} direkt zum Grundwasser

gelangende Niederschlagswasser den Grundwasserstand erhöht und so durch den hydraulischen Kontakt mit dem Boden über einen Umweg in den Bodenspeicher gelangen kann. Im vorliegenden Fall erreicht der Parameter r_k mit 1.0 seinen Grösstwert. Aus dem Zwischenabflussspeicher gelangt nur soviel Wasser in den Bodenspeicher zurück, wie nach dem Auffüllen durch das Grundwasser noch zum Ausgleich der Verdunstungsverluste benötigt wird. Jedoch wird dieser potentielle Rückfluss aus dem Zwischenabflussspeicher noch am Füllungsstand des Zwischenabflussspeichers sowie am Parameter r_k gewichtet. Die Gleichungen (63) und (64) verdeutlichen die Vorgehensweise bei der Berechnung der Rückflussmenge $Q_{rück}$ in den Bodenspeicher. Die vertikale Komponente, der „Kapillaraufstieges“, ist nur dann vorhanden, wenn das Grundwasser eine hydraulische Verbindung mit dem Bodenspeicher hat. Die Erfüllung dieses Kriteriums wird durch Vergleich des aktuellen Sättigungsdefizites mit dem Grenz-Sättigungsdefizit, welches das Produkt aus r_k , der entwässerbaren Porosität n_e und der durchwurzelten Bodentiefe z_w ist, bestimmt.

3.6.6 Parameter des Bodenmodells der Modellversion 2 (Richards-Ansatz)

In der Modellversion 2 mit RICHARDS-Ansatz sind wesentlich weniger sensitive Parameter zu kalibrieren als in der Modellversion 1 mit TOPMODEL-Ansatz. Die Eigenschaften der verschiedenen Böden, darunter insbesondere die Porositäten, die k - Θ - und die ψ - Θ -Beziehungen sollen als feste Parameter verstanden werden, die nicht kalibriert werden sollten. Es bleiben so lediglich drei Parameter übrig, für welche eine Kalibrierung sinnvoll und nötig ist:

- die Abnahmekonstante k_{rec} der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit K_s mit der Tiefe nach Gleichung (85)
- die Entwässerungsdichte d_r (siehe Gleichung 89)
- mit Wirkung bei grösseren Zeitschritten und Schichtdicken: das maximal Verhältnis der relativen hydraulischen Leitfähigkeiten benachbarter Schichten c_k nach Gleichung (87)
- falls kein Grundwassermodell genutzt werden soll, müssen die Parameter für den Basisabfluss Q_0 und $k_{ELS,QB}$ kalibriert werden, sie werden hier aber nicht weiter betrachtet, da die Nutzung des Grundwassermodells ihre Anwendung überflüssig macht

Der Rezessionsparameter für die gesättigte Leitfähigkeit mit der Bodentiefe berücksichtigt die in der Regel mit zunehmender Tiefe geringer werdende Leitfähigkeit des Bodens und wirkt sich bis in eine Tiefe von 2 Metern aus (Im Modell ist die Abnahme der gesättigten Leitfähigkeit mit der Tiefe auf 2 m begrenzt). Wenn anstatt der Parametrisierung der Bodenarten mit den VAN GENUCHTEN-Parametern n , α , K_s , Θ_r und Θ_{sat} Look-up-Tabellen für die Leitfähigkeiten aller Schichten sowie für die k - Θ - und ψ - Θ -Beziehungen verwendet werden, entfällt der Parameter k_{rec} ; es muss dann aber das genaue Leitfähigkeits-Tiefenprofil bekannt sein.

Die Entwässerungsdichte d_r berücksichtigt die Drainagedichte in einer Gridzelle sowie den Unterschied zwischen vertikaler und lateraler hydraulischer Leitfähigkeit. Es ist aufgrund seines Charakters ein Sammelparameter, der linear auf die berechnete Menge des Interflows wirkt, siehe auch Gleichung (89). Bei der Anwendung dieser Modellkonzeption wird davon ausgegangen, dass sich in jeder Gridzelle, in welcher Interflow entstehen kann (Gefälle > 0) wenigstens ein natürlicher oder künstlicher Entwässerungsgraben befindet. Somit schränkt die Modellierung von Interflow theoretisch die im Modell nutzbare Gridzellengrösse ein. Die Mindestgridzellengrösse wird durch den Abstand zwischen zwei Drainagegräben vorgegeben. Wird in Kauf genommen, dass die lateralen Verbindungen zwischen benachbarten Gridzellen im Modell vernachlässigt werden, dann kann jedoch auch eine kleinere Gridzellengrösse genutzt werden. Der Parameter d_r nimmt dann rasch kleinere Werte an, es entsteht auf den kleinen Gridzellen pro Zelle entsprechend weniger Interflow, durch die grössere Zahl an Zellen (2. Potenz im Verhältnis zur Verringerung der Zellbreite) wird dies jedoch wieder ausgeglichen.

Das maximale Verhältnis c_k der von der aktuellen Bodenfeuchte abhängigen relativen hydraulischen Leitfähigkeiten (bezogen jeweils auf gesättigte Leitfähigkeit) wurde in das Modell eingeführt, um numerische Probleme, die sich aus der vertikal-räumlichen und zeitlichen Diskretisierung der RICHARDS-Gleichung ergeben, kompensieren zu können. Dieser Parameter beschränkt den für die Flussberechnung zwischen zwei Diskretisierungsschichten geltenden effektiven K-Wert auf einen Mindestwert, so dass verhindert wird, dass bei trockenem Boden (z.B. in der zweiten Schicht) und starken Niederschlägen (was zu einer Auffeuchtung der ersten Schicht führt) durch einen zu kleinen K-Wert eine Stauwirkung eintritt. Das würde zu Oberflächenabfluss und Austrocknung des Bodens führen. Der Parameter c_k ist sowohl von der vertikalen Diskretisierung des Bodens als auch von der Zeitdiskretisierung abhängig und kann Werte von <50 (Thurg Gebiet, 5-Tage-Zeitschritt, 33.3 cm Diskretisierung) bis >100 (Thurg Gebiet, 1-h-Zeitschritt, 33.3 cm Diskretisierung) annehmen.

Im Abschnitt 3.7.3 wird anhand eines Beispiels zur Kalibrierung der Bodenmodell-Parameter der Modellversion 2 auch auf die Sensitivität der Modellreaktion auf diese Parameter eingegangen.

3.6.7 Räumliche Auflösung

Die für ein konkretes Untersuchungsgebiet nötige räumliche Auflösung hängt wesentlich von der räumlichen Variabilität der Modellparameter ab, sofern diese Parameter nicht einer quasi-stochastischen Verteilung unterliegen, was z.B. für die Landnutzungsverteilung in stark gegliederten Gebieten gelten kann. Als wesentlichster Einfluss auf die nötige räumliche Auflösung kann in gebirgigen Einzugsgebieten die charakteristische morphologische Länge, auch als makroskopische Rauigkeit oder Hanglänge bezeichnet, genannt werden. Die mit gebirgiger werdendem Einzugsgebiet bedeutsamer werdende Höhenabhängigkeit der meteorologischen Eingangsvariablen, besonders die der Temperatur, erfordert ebenfalls eine der Charakteristik dieser Höhenabhängigkeit angepasste Gitterauflösung.

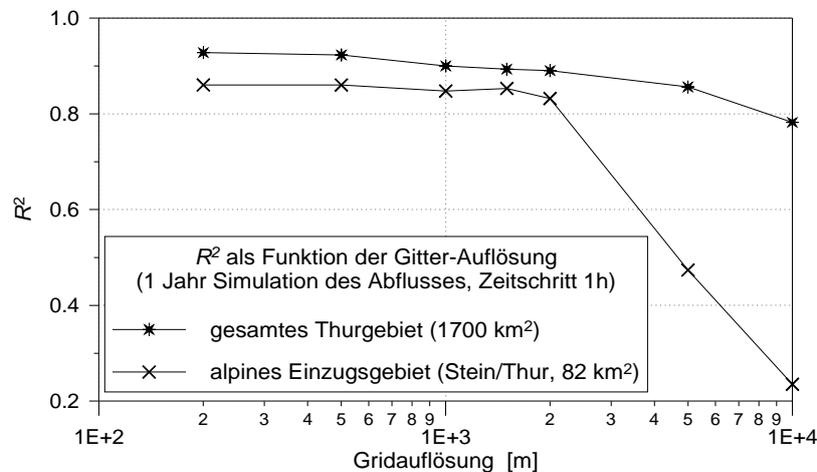


Abb. 17: Einfluss der räumlichen Auflösung auf die Modellgüte

Die für die Modellierung mit WaSiM-ETH jeweils am besten geeignete räumliche Auflösung kann durch eine Reihe von Modellrechnungen in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen gefunden werden. Abbildung 17 verdeutlicht die Wirkung unterschiedlicher räumlicher Auflösungen auf das Modellergebnis anhand des Bestimmtheitsmasses R^2 . So sollte die minimale räumliche Auflösung im gebirgigen Teil des betrachteten Einzugsgebietes der Thur nicht grösser als 1000 bis 2000 m sein, wogegen in flacheren Gebieten auch mit Auflösungen von 2000 m bis 5000 m gute Ergebnisse erzielt werden können. Bei einer zu groben Auflösung kann jedoch die Parameterbereitstellung schwierig werden, so dass eine Auflösung von 500 m, wie sie in den im folgenden vorgestellten Anwendungen genutzt wurde, einen akzeptablen Kompromiss zwischen Flächendifferenziertheit und Parametrisierungsaufwand darstellt.

3.6.8 Zusammenfassung zur Sensitivitätsanalyse

In der auf verschiedene Einzugsgebiete bezogenen und für die unterschiedlichen Modellkomponenten durchgeführten Sensitivitätsanalyse haben sich folgende Modellparameter als für die Ergebnisse sensitiv erwiesen:

- der Oberflächenwiderstand r_{sc} der Vegetation bei starken Abweichungen vom optimalen Wert
- die Übergangstemperatur Regen/Schnee T_{RS}
- der Tag-Grad-Faktor TGF
- die Grenztemperatur für Schneeschmelze $T_{0,m}$

Bodenmodell der Version 1

- der Rezessionsparameter m im Bodenmodell
- der Korrekturfaktor für die Transmissivitäten T_{korr}
- der Gewichtungsfaktor für die Stärke des Kapillaraufstieges bzw. des Rückflusses von Wasser aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher r_k

Bodenmodell der Modellversion 2

- Skalierung des Inteflows d_r
- maximal zulässiges Verhältnis für relative Leitfähigkeiten benachbarter Schichten c_k
- Abnahmekonstante für $K_s(t)$, der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe

Als weniger sensitiv für den Abfluss, wohl aber für die Aufteilung des Wassers in der Wasserhaushaltsbilanz haben sich erwiesen:

- die maximale Füllhöhe des Interzeptionsspeichers h_{SI}
- die Breite des Übergangsbereiches von Regen zu Schnee T_{trans}
- die Grenz-Niederschlagsintensität für reine Matrixinfiltration P_{grenz} (Modellversion 1)

Die räumliche Auflösung hat insbesondere in gebirgigen Einzugsgebieten ebenfalls einen sehr grossen Einfluss auf die Modellergebnisse. Ab einem bestimmten, gebietspezifischen Grenzwert der Gitterweite nehmen die Gütemasse der Modellergebnisse des Abflusses schnell ab. Dieser Grenzwert liegt in den Testgebieten bei 1000 ... 2000 m für gebirgiges Gelände und bei etwa 5000 m für flacheres Hügelland.

3.7 Kalibrierung des Modells

3.7.1 Allgemeines

Innerhalb einer hydrologischen Modellanwendung nimmt die Kalibrierung des Modells einen besonders hohen Stellenwert ein. Sie ist gerade bei komplexen, hochgradig nichtlinearen Modellen kein triviales Problem und setzt beim Anwender neben hydrologischem Sachverstand vor allem eine detaillierte Kenntnis über Modellaufbau und -reaktionen voraus.

Diesen Umstand und die daraus resultierenden Schwierigkeiten berücksichtigend, wird im folgenden eine pragmatische Vorgehensweise zur Modellkalibrierung skizziert, die insbesondere für den Modelleinsteiger eine Orientierungshilfe sein sollte. Ausgehend von den im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Parametersensitivitäten werden eine Reihenfolge der Parameterermittlung vorgeschlagen sowie eingehende Hilfen zur Parameterbestimmung gegeben.

Sollen die Modellparameter von WaSiM-ETH an ein neu zu bearbeitendes Gebiet angepasst werden, so ist es prinzipiell günstig, für weniger sensitiv reagierende Modellteile die Parameter aus bereits modellierten, möglichst hydrologisch ähnlichen Gebieten zu übernehmen und nur jene Parameter zu kalibrieren, die stark von den Eigenschaften des aktuell zu untersuchenden Gebietes beeinflusst werden.

Dem vorangegangenen Kapitel „Parametersensitivitäten“ kann entnommen werden, dass insbesondere die Parameter für das Bodenmodell der Modellversion 1 (TOPMODEL-Ansatz) äusserst sensitiv die Modell-

ergebnisse beeinflussen können und von entscheidender Bedeutung für eine erfolgreiche Modellanwendung sind. Das Vorgehen zur Kalibrierung dieser Modellparameter wird infolgedessen als Schwerpunkt in diesem Kapitel behandelt. Alle anderen teilmodellabhängigen Parameter sind im Rahmen der Modellkalibrierung von abgestufter Bedeutung und können ohne grosses Fehlerrisiko zunächst aus historischen Modellrechnungen übernommen werden. Eine Ausnahme bilden lediglich die Routingparameter des Abflussmodells, deren Übernahme in die aktuelle Parameterkonfiguration nicht möglich ist. Die Bestimmung der Routingparameter kann nur gesondert für das zu bearbeitende Gebiet erfolgen und muss bereits im Preprocessing mit Hilfe des Topographie-Analyse-Programms *Tanalis* vorgenommen werden (vgl. Kapitel 4.1).

3.7.2 Vorgehen bei der Parameterermittlung des Bodenmodells (Modellversion 1)

Wie im Kapitel 3.6.5 beschrieben, wird das für die Bildung der einzelnen Abflusskomponenten verantwortliche Bodenmodell über insgesamt 9 Parameter und 2 Anfangswerte gesteuert, wobei vom Modell jeweils charakteristische Werte für einzelne Teilgebiete verlangt werden. Die Vielzahl der genannten Parameter lässt bereits vermuten, dass eine differenzierte Betrachtungsweise notwendig ist. Nicht alle Parameter haben einen gleichermassen starken Einfluss auf das Modellergebnis (vgl. Sensitivitätsanalyse). Vielmehr erweisen sich einige wenige Bodenmodellparameter als besonders sensitiv auf die simulierten Abflüsse (z.B. m , T_{korr}), andere dagegen können als weniger empfindlich eingestuft werden (z.B. P_{grenz}). Dieser Umstand wird bei der Parameterfindung ausgenutzt und zwar in der Form, dass zunächst die sensitiveren Parameter für jedes Teilgebiet ermittelt werden.

Erste Phase der Kalibrierung

- **Parameteridentifizierung anhand von Ganglinienanalysen**

Liegen für das aktuelle Gebiet gemessene Abflussganglinien vor, so können relativ leicht mit deren Hilfe die erforderlichen Rückgangskonstanten für den Direkt- und Zwischenabfluss ermittelt werden. Bei Verwendung des Sättigungsflächenmodells ohne Zwischenabfluss ($SH_{max} = 0$) trifft das auch auf den Rezessionsparameter m zu.

Da die Bestimmung von k_D und k_H durch Ganglinienanalysen hinlänglich bekannt ist, wird auf eine Erläuterung dieses Arbeitsschrittes verzichtet. Wichtiger ist die nachvollziehbare Herleitung des sensitiven Parameters m .

Es wurde bereits im Kapitel 3.6.5 erwähnt, dass der Rezessionsparameter m aus gemessenen Abflussspenden ermittelt wird, die es, in invertierter Form dargestellt, erlauben, Rückgänge im Basisabfluss als linear ansteigende Gerade zu approximieren. Vorzugsweise müssen dabei jene Rückgangsperioden berücksichtigt werden, die ausserhalb der verdunstungsintensiven Jahreszeiten liegen und ausserdem noch ohne Einfluss von Bodenfrost und Schneeschmelze sind. Prinzipiell sind möglichst viele solcher relevanten Perioden zur Parameterermittlung ausfindig zu machen, um so den Parameter m möglichst sicher bestimmen zu können. Die Zeitschrittweite der Ursprungsdaten (z.B. eine Stunde oder ein Tag) hat keinen Einfluss auf das Analyse-Ergebnis bzw. dessen Einheit (immer mm). Abbildung 18 zeigt ein Beispiel für die Bestimmung von m anhand der invertierten Abflüssen des südalpinen Flussgebietes Verzasca (Schweiz, Tessin). Der gemittelte und dann invertierte Anstieg aller Ausgleichsgeraden ist der gesuchte Parameter m (Masseinheit in Meter umrechnen!).

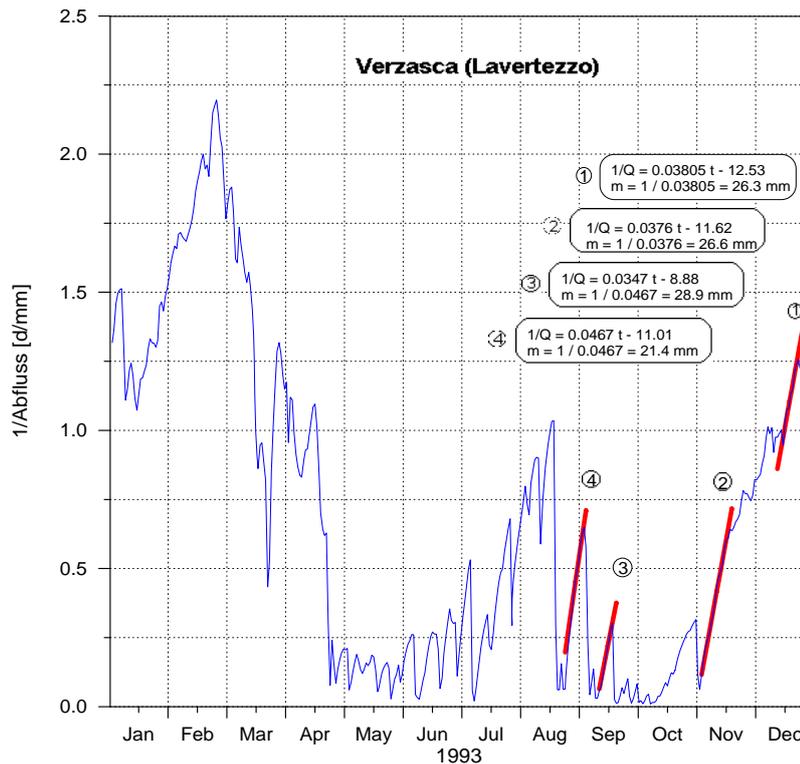


Abb. 18: Ermittlung des Rezessionsparameters m am Beispiel der invertierten Tagesabflussspenden der Verzasca (Schweiz, Tessin) für das Jahr 1993

Tabelle 8: Rezessionsparameter m [m] für das Einzugsgebiet der Verzasca (Schweiz, Tessin); $m = 0.027$ m als Mittel aus 13 Anpassungen für die Jahre 1993 - 1996

1993	1994	1995	1996
0.0266	0.0357	0.0277	0.0287
0.0214	0.0281	0.0217	0.0278
0.0263	0.0235	0.0267	0.0256
0.0289			

• Bestimmung von T_{korr}

Ist der Rezessionsparameter m bestimmt, kann der Skalierungs- und Transmissivitäts-Korrekturfaktor T_{korr} für das betrachtete Teilgebiet ermittelt werden. Dafür kommen zwei Vorgehensweisen in Betracht:

- Parameterschätzung auf Grundlage von spezifischen Gebietsinformationen
- Parameteroptimierung

Parameterschätzung auf Grundlage von spezifischen Gebietsinformationen

Voraussetzung für die Anwendung dieses Verfahrens ist die Verfügbarkeit von ungefähren Angaben über die mittlere Lage des Grundwasserspiegels GW im Gebiet. Anhand dieser Angabe und der entwässerbaren Porosität n_e wird zunächst das mittlere Sättigungsdefizit $S = GW \cdot n_e$ berechnet. Im weiteren werden der bereits ermittelte Parameter m , der gemessene Basisabfluss zum betrachteten Zeitpunkt sowie der Mittelwert der topographischen Indizes (für das aktuell zu bearbeitende Teilgebiet) benötigt. Letzterer ermittelt sich nach:

$$\gamma = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln \frac{a}{T_0 \tan \beta} \quad (137)$$

mit γ mittlerer topographischer Index
 n Anzahl Rasterzellen im Teilgebiet
 a spezifische Einzugsgebietsfläche im betrachteten Punkt (bezogen auf Rasterweite)
 T_0 hydraulische Transmissivität in m^2/s
 β Gefälle im betrachteten Punkt in rad

Der Basisabfluss wird im Modell berechnet nach

$$Q_B = Q_0 \cdot e^{-S/m} \quad (138)$$

mit Q_B Basisabfluss in $\text{mm}/\text{Zeitintervall}$
 Q_0 maximaler Basisabfluss bei vollständiger Bodensättigung in $\text{mm}/\text{Zeitintervall}$
 S mittleres Sättigungsdefizit des Teilgebietes in m
 m Rezessionsparameter in m (siehe oben)

Dabei kann Q_0 dargestellt werden durch

$$Q_0 = e^{-\gamma_{\text{korr}}} \quad (139)$$

$$\text{und } \gamma_{\text{korr}} = \ln(f \cdot T_{\text{korr}}) - \gamma \quad (140)$$

mit γ_{korr} korrigierter mittlerer topographischer Index
 f Einheitenfaktor zur Berücksichtigung der Zeiteinheit des Abflusses und zur Umwandlung der Transmissivität von m^2/s in $\text{mm}^2/\text{Zeitintervall}$.
Für ein Abfluss-Zeitintervall von 1 Stunde ist $f = 3.6 \cdot 10^9$, für 1Tag ist $f = 8.64 \cdot 10^{10}$

Werden die Gleichungen (140) und (139) in Gleichung (138) eingesetzt, so ergibt sich die Bestimmungsgleichung für T_{korr} zu:

$$T_{\text{korr}} = \frac{Q_B}{f \cdot e^{-\gamma - S/m}} \quad (141)$$

Beispiel: Einzugsgebiet der Verzasca (Schweiz, Tessin)

Bei einem gemessenen Basisabfluss Q_B von ca. $1.3 \text{ m}^3/\text{s}$ in einem 186 km^2 grossen Einzugsgebiet (Umrechnung von Q_B in $[\text{mm}/\text{d}]$ nach: $Q_B [\text{mm}/\text{d}] = Q_B [\text{m}^3/\text{s}] \cdot 86.4 / \text{AE} [\text{km}^2] = 0.6 [\text{mm}/\text{d}]$) mit einem mittleren topographischen Index γ von 21.97, einem Rezessionsparameter m von 0.027 m (vgl. Tabelle 8) und einem aktuellen Sättigungsdefizit von 0.06 m (entspricht einem Grundwasserflur-abstand von 1.5 m bei einer entwässerbaren Porosität von etwa 4 % \rightarrow Kluftgrundwasser) ergibt sich T_{korr} zu:

$$T_{\text{korr}} = 0.6 / 8.64 \cdot 10^{10} / e^{-21.97} / e^{-0.06/0.027} = 0.22$$

Dieser Wert für T_{korr} hängt vom mittleren Grundwasserstand etwa linear ab. Nach der ersten Abschätzung mit Hilfe obiger Gleichung (141) sollte T_{korr} im Verlauf der Kalibrierung noch variiert und optimiert werden. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass in vielen Fällen keine Angaben über den mittleren Grundwasserflurabstand vorliegen. In diesen Fällen kann u.U. mit geschätzten Angaben gerechnet werden (z.B. 1..5 m), wobei sich dann der mögliche Variationsbereich bei der Kalibrierung von T_{korr} vergrößert.

Parameteroptimierung

Die Optimierung des Parameters T_{korr} erfolgt hier über Serien von Abfluss-Simulationen, bei denen T_{korr} jeweils über frei vorgebbare Schrittweiten variiert wird. Alle anderen Bodenparameter werden konstant gehalten. Mit Ausnahme der aus der Ganglinienanalyse ermittelten Parameter werden dazu alle übrigen Parameter und Startwerte des Bodenmodells mit vorläufigen Werten belegt. Es können die Tabelle 9 vorgeschlagenen Werte genutzt werden:

Tabelle 9: Parametervorgaben und Startwerte der Optimierung am Beispiel eines Teilgebietes (Einzugsgebiet: Verzasca)

Parameter/ Startwert	Wert	Erläuterung
m [m]	(0.027)	aus Ganglinienanalyse ermitteln, siehe Abbildung 18; unter Umständen muss auch m leicht variiert werden, wenn kein eindeutiger Wert für m gefunden werden konnte
K_{korr} [-]	1000	Der Korrekturfaktor für die vertikale Versickerung K_{korr} sollte immer sehr gross gewählt werden, um die hydraulische Verbindung zwischen ungesättigter und gesättigter Bodenzone nicht abreißen zu lassen. Wird ein zu kleines K_{korr} gewählt, kann es bei gleichzeitig grossem T_{korr} dazu kommen, dass bei grösser werdendem Sättigungsdefizit der Nachfluss aus der ungesättigten Zone in die gesättigte Zone behindert oder sogar unterbrochen wird (Ursache: Annahme einer exponentiell abfallenden Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe im Modell). Dies kann im Verlauf der Modellierung dann dazu führen, dass früher oder später eine Sättigung der Bodenoberfläche eintritt und aller nachfolgender Niederschlag (sofern er nicht Verdunstungsverluste ausgleicht) als Oberflächenabfluss abfließt. Im übrigen erscheint ein hoher K_{korr} -Wert (>1) plausibel, da er auch die Wirkung von Makroporen, Rissen und anderen bevorzugten Fliesswegen berücksichtigen soll.
K_D [h]	5	aus Ganglinienanalyse ermitteln oder Erfahrungswerte
K_H [h]	50	aus Ganglinienanalyse ermitteln oder Erfahrungswerte, ist im ersten Schritt bei $SH = 0$ unwirksam, da dann kein Interflow modelliert wird
SH_{max} [mm]	0	keine Berücksichtigung von Zwischenabfluss, wird später verändert
P_{grenz} [mm·h ⁻¹]	10	hohe Grenz-Niederschlagsintensität, um die Wirkung dieses Parameters vernachlässigbar klein zu halten (aller Niederschlag kann in den Bodenspeicher infiltrieren)
r_k [0...1]	0	keine Berücksichtigung von Kapillaraufstieg und Rückfluss aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher
c_{melt} [0...1]	0	keine Berücksichtigung von oberflächlich abfließender Schneeschmelze
SUZ_0 [mm]	0	Anfangsfüllung des Speichers der ungesättigten Zone
SD_0 [n · nFK]	1.5	Anfangssättigungsdefizit: beeinflusst den ersten Basisabfluss; in der Regel wird am Modellstart sehr viel Abfluss gebildet, bis sich das Modell eingeschwungen hat. Ein zu grosses Sättigungsdefizit könnte aber zum Abbruch der Nachsickerung in die gesättigte Zone führen und muss vermieden werden. Tritt ein solcher Fall ein, muss SD_0 verringert werden

Der mögliche Wertebereich des logarithmisch in die Berechnung des topographischen Index eingehenden Korrekturterms T_{korr} erstreckt sich theoretisch etwa zwischen 10^{-5} und 10^5 (logarithmisch demnach zwischen -9 und +9). Bisherige Anwendungen zeigten ein Wertespektrum zwischen 10^{-3} und 10^3 (logarithmisch also etwa zwischen -6.9 und +6.9). Liegen keine gebietspezifischen Kenntnisse über T_{korr} vor (z.B. mittlerer Grundwasserflurabstand, siehe obiges Rechenbeispiel), so ist es zunächst zweckmässig, den Variationsbereich von T_{korr} im Rahmen der Optimierung recht gross zu halten. Die mit den verschiedenen T_{korr} -Werten berechneten Gütemasse (R^2) geben Auskunft darüber, wie gut der gewählte T_{korr} -Wert die simulierte Abflussdynamik beeinflusst. Exemplarisch ist in Abbildung 19 eine T_{korr} -Optimierungskurve dargestellt. Da die Anzahl der Simulationen während der Optimierungen recht gross sein kann, empfiehlt es sich aus Rechenzeitgründen, in Tagesschritten zu modellieren.

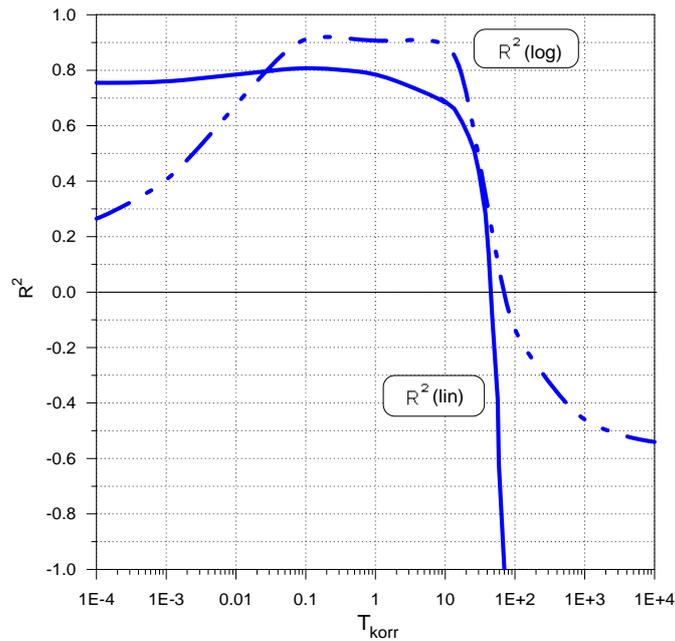


Abb. 19: 1. Optimierungsschritt: Verteilung des Bestimmtheitsmasses R^2 (linear und logarithmisch) als Funktion des Parameters T_{korr} ; Verzasca, Simulation in Tagesschritten für 1993

Die Abbildung 19 zeigt, dass offensichtlich ein Optimum von T_{korr} zwischen 0.1 und 1 zu suchen ist. In einem zweiten Optimierungsschritt kann sich diesem Optimum weiter angenähert werden (vgl. Abbildung 20).

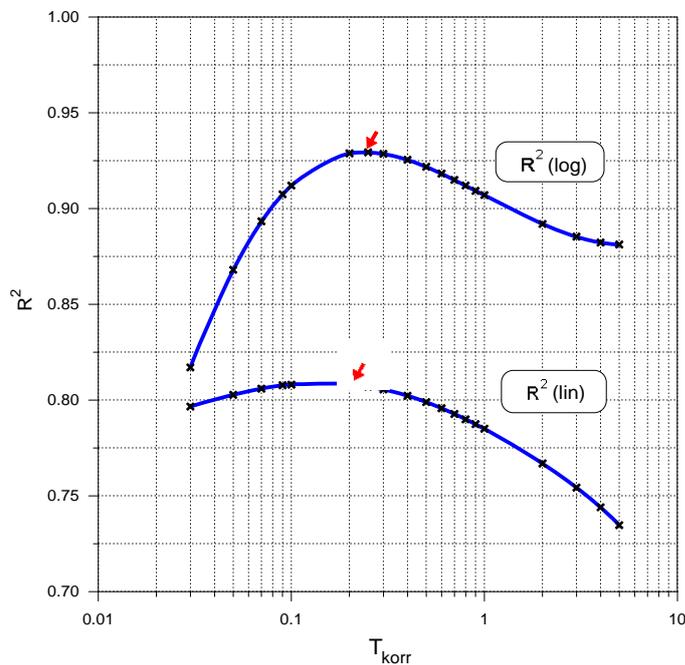


Abb. 20: 2. Optimierungsschritt: Verteilung des Bestimmtheitsmasses (R^2) als Funktion des Parameters T_{korr} ; T_{korr} -Optimum bei 0.25 für R^2 (log); Verzasca, Simulation in Tagesschritten für 1993

Die Abbildung 21 unterstreicht noch einmal die Sensitivität des Parameters T_{korr} auf das Modellergebnis (vgl. auch Abbildungen 12 und 13) und zeigt die Notwendigkeit, den Parameter T_{korr} besonders sorgfältig zu ermitteln.

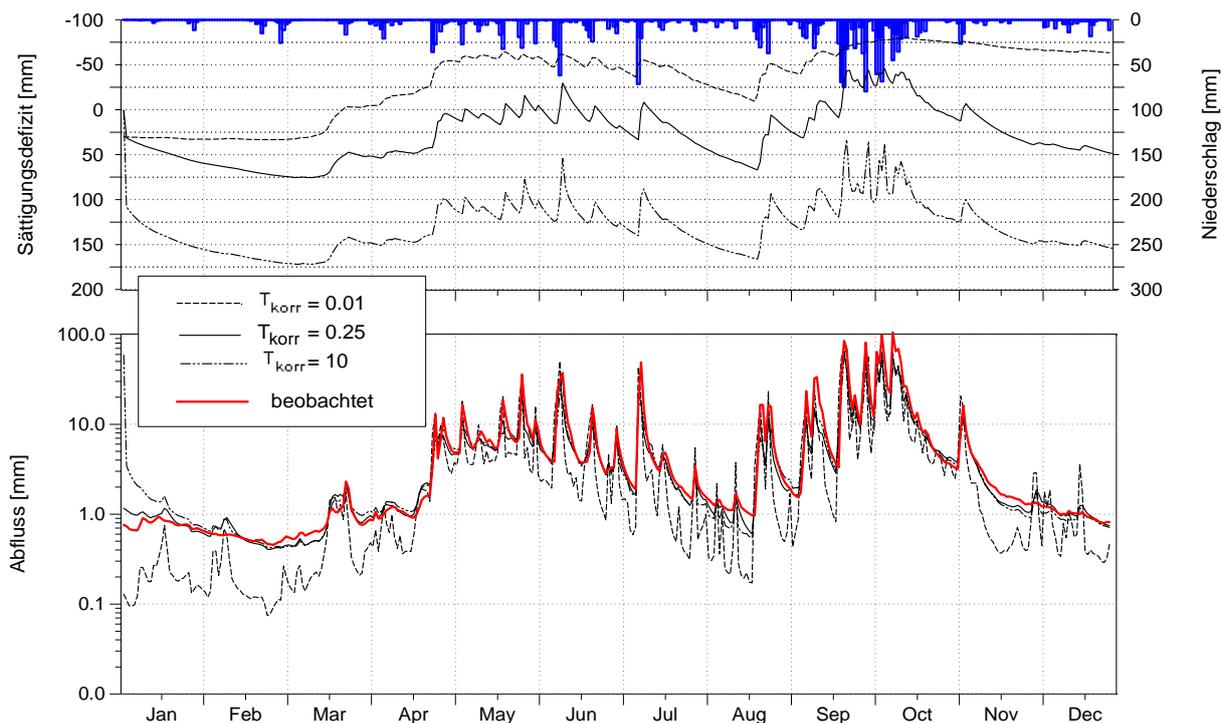


Abb. 21: Modellsensitivität auf Variationen des Parameters T_{korr} ; Verzasca, Simulation in Tagesschritten für 1993

Ist entsprechend dem oben geschilderten Vorgehen ein erster optimaler T_{korr} -Wert für das betrachtete Teilgebiet bestimmt und die mit ihm modellierten Ganglinien (insbesondere die Abflusskomponenten) analysiert worden, kann in die **zweite Kalibrierungsphase** übergegangen werden.

Hinweis! Im Gegensatz zum Rezessionsparameter m , der bei Vorliegen von Abflusszeitreihen für jedes Teilgebiet separat bestimmt werden sollte, kann der nach obigem Schema für ein aktuelles Teilgebiet ermittelte Korrekturterm T_{korr} auch als erste Näherung für die übrigen Teilgebiete genutzt werden, sofern eine ähnliche Gebietsspezifität gegeben ist. Allerdings ist eine Feinabstufung von T_{korr} im Sinne des zweiten T_{korr} -Optimierungsschrittes in jedem Falle vorzusehen.

Prinzipiell sollte die Parameterkalibrierung des Bodenmodells für jedes Teilgebiet separat und ohne modelltechnische Einflüsse von oberliegenden Teilgebieten erfolgen. Das bedeutet, dass Teilgebiete, die keine Quellgebiete darstellen, über gemessene Zulaufganglinien zu kalibrieren sind. Der Anwender hat dazu in der WaSiM-ETH-Steuerdatei im Abschnitt [Abflussmodell] den Ignoranzparameter auf den Wert 2 zu setzen („Routing mit jeweils gemessenen Zulaufganglinien“, vgl. dazu auch Kapitel 1.10 und 3.5.1).

Zweite Phase der Kalibrierung

- **Zuschaltung von Zwischenabfluss**

Wird in der ersten Phase der Kalibrierung keine befriedigende Anpassung erreicht oder geben die modellierten Abflusskomponenten und Speicherfüllungen berechtigten Anlass zu der Vermutung, dass durch Hinzunahme einer Zwischenabflusskomponente die modellierte Abflussdynamik wesentlich verbessert werden kann, so sollte über den Kalibrierungsparameter SH_{max} der Zwischenabfluss modelltechnisch aktiviert werden. Dabei ist die Grösse von SH_{max} anhand gemessener Ganglinien abzuschätzen, oder aber es sind Erfahrungswerte heranzuziehen. Bisherige Modellanwendungen haben gezeigt, dass SH_{max} in Grössenordnungen zwischen 10 und 40 mm schwankt (Startwertempfehlung: 20 mm).

Die Zuschaltung des Zwischenabflusses bedingt eine Vergrößerung des Rezessionsparameters m (Verringerung der Dynamik des Basisabflusses) und aufgrund gegenseitiger Abhängigkeiten eine Verkleinerung des Korrekturterms T_{korr} . Es macht sich eine Neukalibrierung erforderlich, die zweckmässig durch eine Optimierungsprozedur mit ausreichend vielen Simulationsserien erfolgen sollte. Anhand der Be-

stimmtheitsmasse der durchgeführten Abfluss-Simulationen kann ein Optimum in der Parameterkonstellation von m und T_{korr} gefunden werden. Das Ergebnis einer solchen Optimierung zeigt die Abbildung 22 (vgl. auch Abbildung 14).

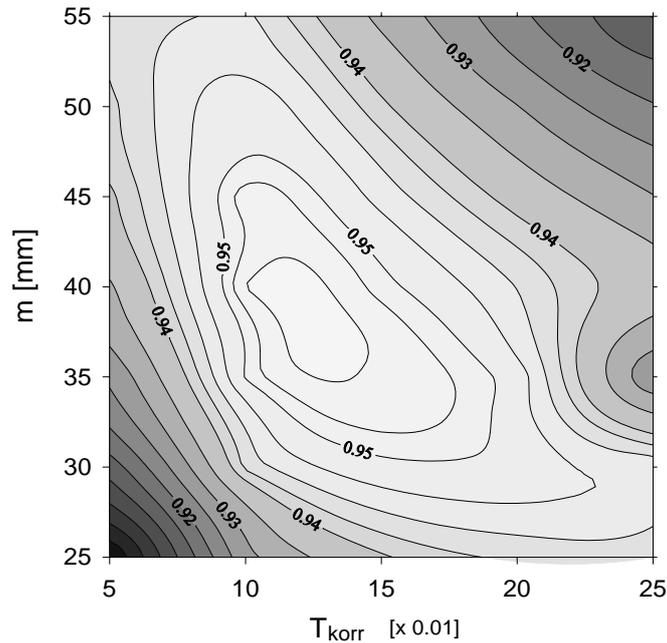


Abb. 22: Verteilung des Bestimmtheitsmasses (R^2) als Funktion der Parameter m und T_{korr} ; Verzasca, Simulation in Tagesschritten für 1993

Es wird dringend empfohlen, die einzelnen Abflusskomponenten sowie den zeitlichen Verlauf der Speicherfüllungen graphisch darzustellen, um so die Modellreaktionen und Ganglinienveränderungen besser verfolgen zu können.

Wird in den Modellergebnissen der Anteil des Zwischenabflusses am Gesamtabfluss nicht befriedigend wiedergegeben, so kann über die Grösse des Zwischenabfluss-Speichers SH_{max} auf darauf Einfluss genommen werden. Eine Vergrößerung von SH_{max} wird in der Regel auch den relativen Zwischenabfluss-Anteil am Gesamtabfluss erhöhen. Umgekehrt führt eine Verkleinerung von SH_{max} zu geringeren relativen Zwischenabfluss-Anteilen. In jedem Falle bedingt eine Veränderung von SH_{max} eine erneute Kalibrierung von m und T_{korr} , die jedoch bei kleinen Änderungen von SH_{max} schnell erreicht werden kann.

Werden andererseits die Abflussspitzen oder das Rückgangsverhalten von Direkt- oder Zwischenabfluss vom Modell nicht ordnungsgemäss wiedergegeben, so kann über Verkleinern oder Vergrössern der entsprechenden Rückgangskonstanten (k_D , k_H) die simulierte Abflussdynamik verbessert werden.

Sofern nötig sollte in diesem Kalibrierungsschritt eine Optimierung des Anfangssättigungsdefizites SD_0 erfolgen. Dieser Arbeitsschritt ist relativ einfach durchführbar, erzielt aber gemessen am Bestimmtheitsmass R^2 vor allem bei Verwendung von kürzeren Kalibrierungszeiträumen (≤ 1 Jahr) zuweilen hohe Wirkung. Eine andere Möglichkeit besteht darin, das Modell über einen vorgegebenen Zeitraum einschwingen zu lassen, und erst dann mit der Berechnung der Bestimmtheitsmasse zu beginnen. Dazu kann in der Steuerdatei im Abschnitt des Abflussroutings ein zeitlicher Offset als Anzahl an am Beginn für die R^2 -Berechnung zu ignorierenden Zeitintervallen angegeben werden.

- **Anpassung der übrigen Parameter des Bodenmodells**

Sind die besonders sensitiv auf das Abflussverhalten wirksamen Parameter des Bodenmodells m und T_{korr} kalibriert (mit oder ohne Einbeziehung von Zwischenabfluss), können die verbleibenden Parameter angepasst werden.

Die Parameter r_k und p_{grenz} sollten gemeinsam kalibriert werden, da sie die Modellreaktion gegenläufig beeinflussen (vgl. Kapitel 3.6.5). Aus den Sensitivitätsanalysen geht im weiteren hervor, dass die Wirksamkeit beider Parameter dann am grössten ist, wenn verhältnismässig trockene Einzugsgebiete modelliert werden sollen (Jahresabflussmenge wesentlich geringer als die jährliche Verdunstung). Das bedeutet, dass vor allem in diesen Fällen eine sorgfältige Parameterkalibrierung vorgenommen werden muss. Eine stufenweise Veränderung beider Parameter innerhalb ihrer Grenzen im Sinne einer Parameteroptimierung (2D-Feld des Bestimmtheitsmasses als Funktion von r_k und p_{grenz} , vgl. Abbildung 22) kann empfohlen werden, sollte aber nicht von dem kritischen Blick auf die modellierten, graphisch dargestellten Ganglinien befreien.

Als letzter Parameter wird c_{melt} angepasst. Eine Veränderung dieses Parameters wirkt sich in erster Linie auf die winterliche Abflussdynamik des modellierten Gebietes aus. Hohe c_{melt} -Werte führen aufgrund erhöhter Direktabfluss-Anteile zu einer Erhöhung der winterlichen Hochwasserspitzen. Gleichzeitig wird weniger Wasser aus dem Winter- in das Sommerhalbjahr „hinübergerettet“. In Abhängigkeit von der Spezifik des zu modellierenden Einzugsgebietes (und natürlich von den bisher modellierten Abflussganglinien) wird man darüber entscheiden müssen, wie stark c_{melt} wirksam werden soll. c_{melt} hat in gebirgigen, schneereichen Einzugsgebieten eine grössere Wirksamkeit als im Flachland. Auch für c_{melt} sollte im Rahmen der Kalibrierung ein optimaler Parameterwert über eine schrittweise Erhöhung (z.B. in 0.1-Intervallen) innerhalb seiner möglichen Grenzen [0..1] gefunden werden.

3.7.3 Vorgehen bei der Parameterermittlung des Bodenmodells der Modellversion 2

In der Modellversion 2 wird ein gegenüber der Modellversion 1 physikalisch wesentlich besser begründetes Bodenmodell eingesetzt. Die Anzahl der freien Parameter wird zwar nicht geringer, die meisten Parameter, so die hydraulischen Eigenschaften des Bodens (Parameter für die k - Θ - und ψ - Θ -Beziehungen, Porositäten, Lagerung usw.) sind jedoch prinzipiell messbare oder aus Bodenartenkarten herleitbare Grössen. Die empirischen, auf die Modellergebnisse sensitiv wirkenden Parameter sind in der Sensitivitätsanalyse bereits genannt worden. Es handelt sich um

- den Skalierungsparameter für den Interflow d_r ,
- die Abnahmekonstante k_{rec} für die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten mit zunehmender Bodentiefe
- das maximal Verhältnis der relativen hydraulischen Leitfähigkeiten benachbarter Schichten c_k

Ausserdem können noch die k_D und k_H Rückgangparameter für Oberflächenabfluss und Interflow kalibriert werden, deren Wert jedoch bei Nutzung eines Fliesszeitenspektrums zum Berechnen der Gesamtabflüsse wenig sensitiv und zudem skalunenabhängig ist.

Im folgenden Beispiel wird die Kalibrierung eines Teilgebietes der Thur, des 3.3 km² grossen Rietholzbachgebietes, vorgenommen. Alle Beispiele sind in einer räumlichen Auflösung von 500 x 500 m und in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde berechnet worden, das bedeutet, dass das gesamte Gebiet von 14 Gridzellen à 0.25 km² Grösse repräsentiert wird. Zum Einschwingen des Modells wurde das Jahr 1983 gerechnet und anschliessend verworfen. Die Ergebnisse der Anpassungsgüten gelten jeweils für das gesamte Jahr 1984 (nicht nur für die dargestellten Ausschnitte).

Zunächst erfolgte eine Rechnung ohne Interflow. Das kann entweder durch den Wert $d_r = 0$ oder durch $k_{rec} = 1.0$ bewirkt werden. Mit $d_r = 0$ wird der anhand der Leitfähigkeiten und des Gefälles berechnete potentielle Interflow multipliziert, was den Interflow verschwinden lässt. $K_{rec} = 0$ dagegen bedeutet, dass

es keine Leitfähigkeitsverringierung mit zunehmender Tiefe gibt, weshalb laterale Abflusskomponenten im Modell nicht erzeugt werden können. Das Ergebnis dieser “0-ten” Näherung zeigt Abbildung 23. Die Dynamik des Abflusses wird nicht wiedergegeben, der Basisabfluss steigt während der Hochwasserperiode zu stark an, die Hochwasserspitzen sind zu gross modelliert.

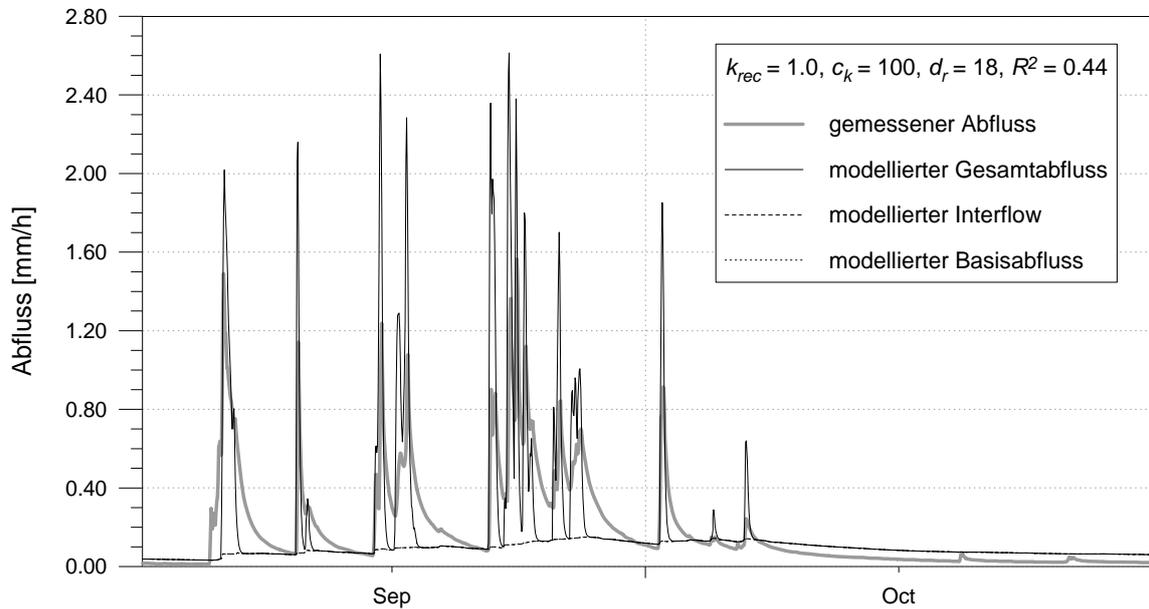


Abb. 23: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, ohne Interflow

Im nächsten Schritt wird nun Interflow zugeschaltet, der für die nördlichen Voralpen der Schweiz erahrungsgemäss die entscheidende Abflusskomponente darstellt. Zunächst wird der Parameter $d_r = 18$ gesetzt (aus anderen Gebieten übernommen). Die Abnahme des K_s -Wertes mit der Tiefe wird über $k_{rec} = 0.9$ festgelegt. Alle anderen Parameter bleiben unverändert. Die Simultaionsergebnisse sind in Abbildung 24 dargestellt.

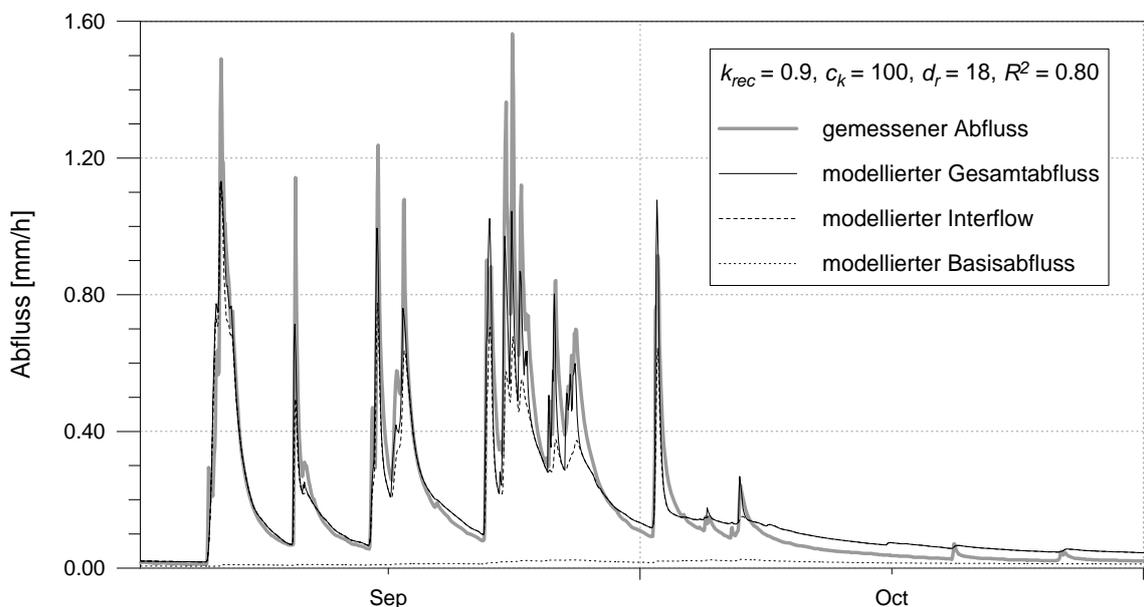


Abb. 24: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, Interflow zugeschaltet, $k_{rec} = 0.9$

Gegenüber der Abbildung 24 hat sich die Dynamik des modellierten Abflusses bereits wesentlich verbessert, das R^2 ist von 0.44 auf 0.8 gestiegen. Die vorher zu hoch modellierten Hochwasserspitzen sind nun sogar zu klein. Es ist zu erkennen, dass der Interflow einen sehr grossen Anteil am Abfluss ausmacht, der Basisabfluss dagegen stark abgenommen hat. Ein Manko stellt der zu grosse Gesamtabfluss im Oktober dar, der durch weiterhin ausströmenden Interflow verursacht wird. Deshalb wurde nun der Parameter k_{rec}

schrittweise bis auf 0.1 verringert, um so den Interflow schneller zurückgehen zu lassen. Die Abbildungen 25 und 26 stellen die Modellergebnisse mit den Werten $k_{rec} = 0.3$ bzw $k_{rec} = 0.1$ dar, alle anderen Parameter wurden konstant gehalten.

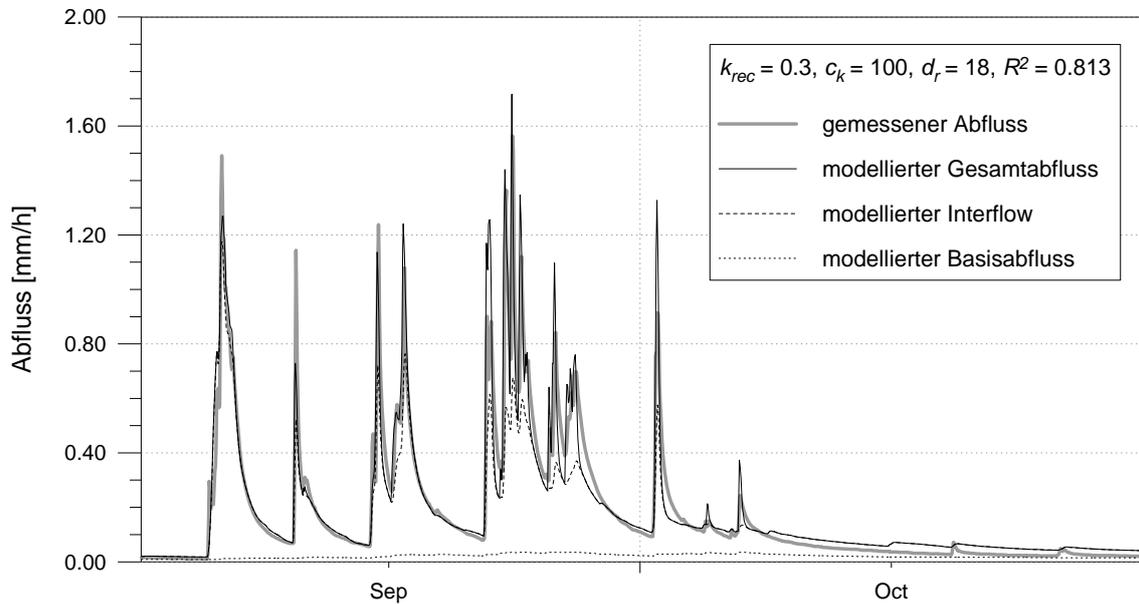


Abb. 25: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, Interflow zugeschaltet, $k_{rec} = 0.3$

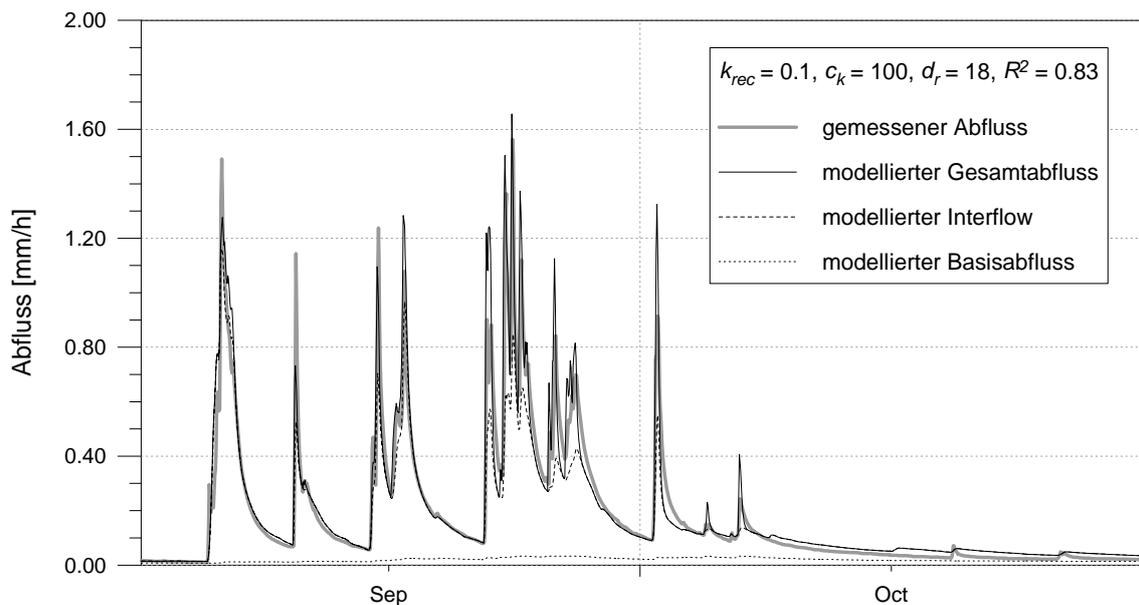


Abb. 26: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, Interflow zugeschaltet, $k_{rec} = 0.1$

Wie aus dem Vergleich zwischen den Abbildungen 24 bis 26 zu erkennen ist, ändert sich am Gesamtbild des modellierten Abflusses wenig. Bemerkenswert ist jedoch, dass die Hochwasserspitzen mit kleinerem k_{rec} wieder eine zunehmende Tendenz zeigen (Abbildung 25/26 gegenüber Abbildung 24) und dass die Trockenwetterabflüsse im Oktober mit kleiner werdendem k_{rec} realistischer modelliert werden. Der Anteil an Interflow am Gesamtabfluss ist dagegen noch relativ gering, beträgt er doch in den Hochwasserspitzen Ende September zum Teil mehr als 50 % des Gesamtabflusses. Der nächste Schritt bestand nun in der Optimierung des Skalierungsparameters d_r für den Interflow. Der ursprüngliche Wert von 18 wurde schrittweise zwischen 12 und 30 variiert. Die Abbildungen 27 und 28 zeigen die Ergebnisse mit den beiden Extremwerten.

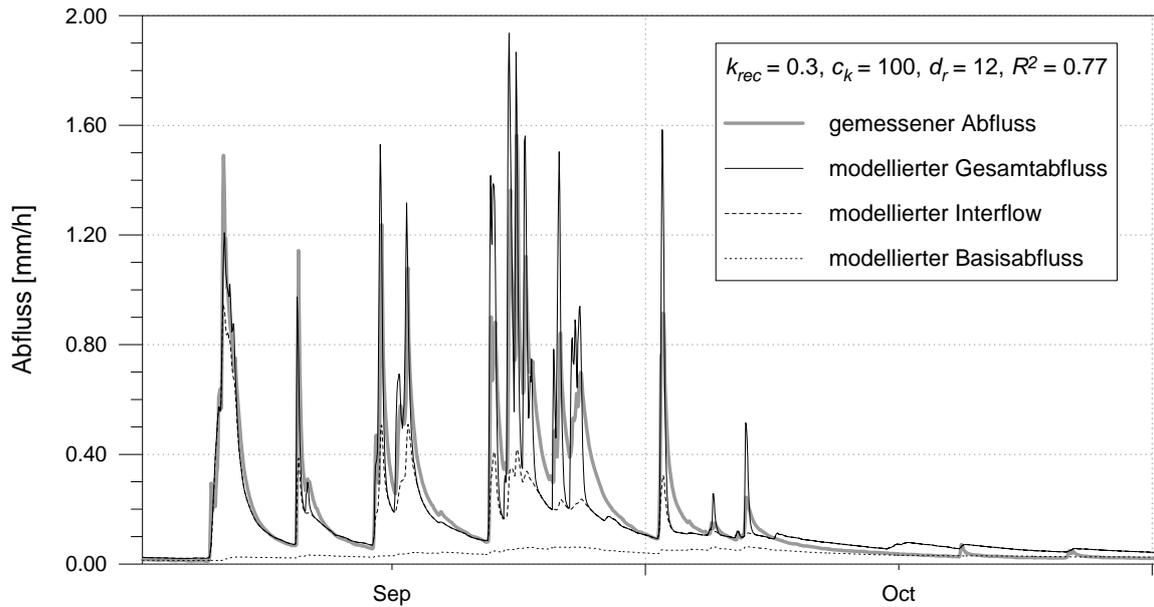


Abb. 27: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, $k_{rec} = 0.3$, $d_r = 12$

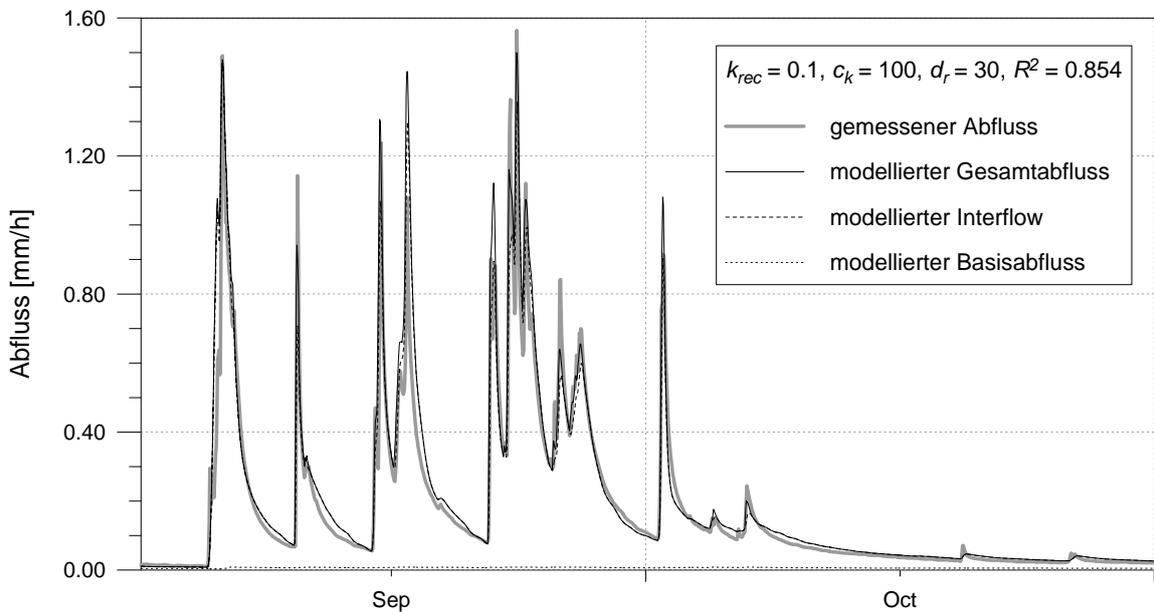


Abb. 28: Abflüsse modelliert mit Modellversion 2 für den Rietholzbach, $k_{rec} = 0.1$, $d_r = 30$

Aus Abbildung 27 wird deutlich, dass eine Verringerung des Interflows durch Verkleinern von d_r zu einer Verschlechterung der Anpassungsgüte führt. Durch den kleineren Interflowanteil steigt nicht nur der Anteil des Oberflächenabflusses, auch der Basisabfluss nimmt zu und führt in der Folge zu einem erhöhten Trockenwetterabfluss im Oktober. Erst eine Vergrößerung von d_r auf 30 hat die gewünschte Wirkung zur Folge, dass erstens der Anteil Interflow am Gesamtabfluss sehr hoch ist und dass zweitens der an die Hochwasser anschliessende Trockenwetterabfluss realistisch wiedergegeben. Die Güte dieser Simulation wird auch durch die bisher beste Anpassungsgüte von $R^2 = 0.85$ (logarithmisch sogar 0.89) bestätigt. Somit kann der für die Simulation in Abbildung 28 genutzte Parametersatz für dieses Beispiel als optimal angenommen werden. Feinverbesserungen sind sicher noch möglich, sollen aber hier nicht weiter untersucht werden. Der sehr grosse Anteil an Interflow in Abbildung 28 – lediglich in den Hochwasserspitzen tritt Oberflächenabfluss auf – wird auch durch experimentelle Untersuchungen gestützt. Die Abnahmekonstante $k_{rec} = 0.1$ wird auch durch Laborproben an lokalen Böden bestätigt, welche bis in 2 Meter Tiefe eine Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten um 2 Zehnerpotenzen zeigten.

4 Software für das Pre- und das Postprocessing

4.1 Bearbeitung von räumlichen Daten (Grids)

- ASCIGRID

Umwandeln von ASCII-Grid-Dateien in binäre-Grid-Dateien.

Befehl: `ascigrid <ascii-datei> <binärdatei>`

Bei der Erzeugung einer Festformatdatei aus einer ASCII-Datei wird eine Statistik aller Zellenwerte berechnet, so dass im fertigen Grid in den Records 7 bis 12 die Werte für Anzahl, Minimum, Maximum, Summe, Mittelwert und Standardabweichung der Werte des Grids zu finden sind. Fehlwerte (nodata) werden bei der Ermittlung der Statistiken nicht mit gezählt. Einschränkungen: Die maximale Grösse eines Grids hängt sowohl vom Speicherplatz des Rechnersystems als auch von den Daten selbst ab. Da bei der Berechnung der Statistiken auch eine Summe aller Wertequadrate geführt wird, kann es zu einem 'arithmetic overflow' kommen, wenn die Werte im Grid sehr gross sind. Im allgemeinen dürfte aber ein solcher Overflow sehr selten auftreten, da die Statistik-Register Werte bis zu etwa $1.0E+4300$ aufnehmen können (am Intel-PC).

siehe auch: GRIDASCII, GRIDSURF, SURFGRID, MF2WASIM, GRIDCOLM

- FIELDGEN

Generieren von (log-)normalverteilten korrelierten Zufallsfeldern als ASCII-Grid-Dateien.

Befehl: `fieldgen <dateiname> <ncols> <nrows> <xll> <yll> <cellsize> <nodata-value>
<average> <std.dev.> <corr-length-x> <corr-length-y>
[init_value=<init_value>] [cm_log=0|1>`

Es wird ein Ausgabegrid im ASCII-Format mit dem angegebenen Dateinamen erzeugt, welches in seinen Dimensionen durch die Parameter `ncols` und `nrows` (Anzahl Spalten und Reihen), `xll` und `yll` (Koordinaten des linken unteren Eckpunktes), durch die Zellgrösse und den Nodata-Wert bestimmt ist. Das Grid wird derart mit Werten belegt, dass die durch die Parameter `<average>` und `<standard deviation>` vorgegebene Statistik erreicht wird. Ausserdem müssen Korrelationslängen relativ zur Zellgrösse für jede der beiden Hauptrichtungen `x` und `y` angegeben werden. Die Korrelationslängen müssen im Bereich >0 bis 1 liegen. Um reproduzierbare Ergebnisse zu erhalten, kann der Zufallszahlengenerator mit einem vorgegebenen Startwert initialisiert werden (`init_value=<init_value>`). Dabei kann `<init_value>` eine beliebige Zahl sein. Die Ergebniswerte sind um den angegebenen Mittelwert mit der angegebenen Standardabweichung normalverteilt. Wird eine Log-Normalverteilung gewünscht, kann mit dem Schalter `cm_log=1` die Normalverteilung in die LN3-Verteilung transformiert werden. Dabei stellen die um die angegebenen Verteilungsparameter `<average>` und `<std.dev.>` berechneten Werte den Exponenten zur Basis 10 dar; es müssen also als Parameter die *Exponenten* eingegeben werden. Unterer Grenzwert der transformierten Verteilung ist 0 . Die mit GRIDSTAT angezeigte Statistik der LN3-verteilten Werte entspricht danach in der Regel nicht den Vorgaben, da sie sich nicht auf die in die Normalverteilung transformierten Werte (die Exponenten), sondern auf die Potenzen bezieht. Aus den Vorgaben -5 und 1 für Mittelwert und Standardabweichung werden also nicht 10^{-5} als neuer Mittelwert mit einer Standardabweichung im Bereich zwischen 10^{-4} und 10^{-6} , sondern, bedingt durch das grössere Gewicht der grösseren Werte, ein Mittelwert von $1.566 \cdot 10^{-4}$ mit einer Standardabweichung von $7.24 \cdot 10^{-4}$. Diese Statistiken setzen streng genommen eine normalverteilte Stichprobe voraus. FIELDGEN kann genutzt werden, um z.B. K_f -Werte mit räumlicher Variabilität und Anisotropie zu generieren. Werden die Korrelationslängen auf sehr kleine Werte gesetzt, dann sind die entstehenden Felder unkorreliert normalverteilt. Besser sollte dazu das Programm GRIDGAUS verwendet werden, da in FIELDGEN keine Korrelationslängen von 0 möglich sind. Wird ausserdem die Standardabweichung gegenüber dem Mittelwert sehr gross gesetzt, dann sind die entstehenden Werte quasi gleichverteilt, was aber besser mit dem Programm GRIDRAND erreicht werden kann (z.B. zur Generierung von Landnutzungsverteilungen o.ä.).

siehe auch: GRIDRAND, GRIDGAUS, GRIDSTAT, MAKEGRID, ASCIGRID

- FOCLMEAN

Tiefpassfilterung von Gridwerten über einen definierten Bereich

Befehl: `foclmean <ingrid> <outgrid> <window-size>`

Für jede Gridzelle wird der Mittelwert aus allen innerhalb des durch Window-size angegebenen Fensters gelegenen Zellen gebildet. Das Fenster wird zeilenweise von oben nach über das Ausgangsgrid bewegt. Die Window-size muss eine ganze, ungerade Zahl sein. Die kleinste Window-size ist 3 (ein 3x3-Fenster). Das Ergebnisgrid enthält die gefilterten Werte.

- GRIDADD

Addiert zwei Grids zellweise miteinander. Es gelten die weiteren Ausführungen wie unter GRIDGRID.

Befehl: `gridadd <ingrid1> <ingrid2> <outgrid>`

siehe auch: GRIDMULT, GRIDQUOT, GRIDGRID, GRIDDIFF

- GRIDASCI

Wandelt binäre Grid-Dateien in ASCII-Dateien um. Die Angabe der Dezimalstellen hinter dem Komma kann entfallen, es wird dann die optimale Genauigkeit vom Programm gewählt (entspricht Option 9). Wird 9 angegeben, so werden alle Zellen in der für sie nötigen Genauigkeit geschrieben (Formatierung %G in C++). Wird die Genauigkeitsangabe 0 gemacht, können unter Umständen starke Rundungsfehler auftreten (z.B., wenn alle Gridwerte im Bereich 0.0001 ... 0.0000001 liegen, dann hat das konvertierte Grid nur Nullen!).

Das Ausgabeformat entspricht dem in Abschnitt 3.2.1 dargestellten Beispiel. Die Werte des Grids werden von links oben nach rechts unten zeilenweise in die ASCII-Datei geschrieben. Als Trennzeichen wird jeweils ein Tabulator zwischen die Zellwerte geschrieben, am Zeilenende ein Zeilenvorschub. Deshalb sind die Dateien von unterschiedlichen Systemplattformen unter Umständen auch etwas unterschiedlich aufgebaut. Beim Transfer zwischen diesen Plattformen (UNIX ↔ DOS/WINDOWS) wird durch die Übertragungsprotokolle jedoch eine Anpassung an das jeweilige Zielsystem vorgenommen. Werden die Dateien jedoch im Binärmodus oder per Archiv übertragen, müssen die Zeilenenden mit eigens dafür existierenden Programmen an das Zielsystem angepasst werden.

Befehl: `gridasci <binär-grid> <ascii-datei> [<dezimalstellen>]`

siehe auch: ASCIGRID, GRIDSURF, SURFGRID, MF2WASIM

- GRIDCOLM

Wandelt eine Binäre Grid-Datei in ein x-y-z-Format als ASCII-Datei um. Die erste Spalte enthält die x-Koordinate, die zweite die y-Koordinate, die dritte das Datum. Pro Zeile steht ein x-y-z-Tripel. Der Gridkopf entspricht der Ausgabe von GRIDASCI.

Befehl: `griddiff <binär-grid> <ascii-datei> [<dezimalstellen>]`

siehe auch: GRIDASCI, ASCIGRID, GRIDSURF, SURFGRID, MF2WASIM

- GRIDDIFF

Subtrahiert das zweite vom ersten Eingabe-Grid und schreibt die Ergebnisse in das Ausgabe-grid. Als Einschränkungen gelten die Angaben wie unter GRIDGRID.

Befehl: `griddiff <ingrid1> <ingrid2> <outgrid>`

siehe auch: GRIDASCI, ASCIGRID, GRIDSURF, SURFGRID, MF2WASIM

- GRIDEDIT

Ermöglicht das Editieren einzelner Zellen eines Grids. Die Koordinaten der zu editierenden Zelle müssen angegeben werden (als Reihen und Spalten bezogen auf das zu editierende Grid). Die editierte Version wird nach Abfrage wieder mit demselben Namen auf die Festplatte geschrieben.

Befehl: `gridedit <grid>`

- GRIDGAUS

Generieren von normalverteilten, unkorrelierten Zufallsfeldern

Befehl: `gridgaus <dateiname> <ncols> <nrows> <xll> <yll> <cellsize> <nodata-value> <average> <std.dev.> <step> [<init_value>]`

Es wird ein Ausgabegrid im ASCII-Format mit dem angegebenen Dateinamen erzeugt, welches in seinen Dimensionen durch die Parameter `ncols` und `nrows` (Anzahl Spalten und Reihen), `xll` und `yll` (Koordinaten des linken unteren Eckpunktes), durch die Zellgröße und den Nodata-Wert bestimmt ist. Das Grid wird derart mit Werten belegt, dass die durch die Parameter `<average>` und `<standard deviation>` vorgegebene Statistik erreicht wird. Es wird keine räumliche Korrelationsstruktur erzeugt. Um reproduzierbare Ergebnisse zu erhalten, kann der Zufallszahlengenerator mit einem vorgegebenen Startwert initialisiert werden (`init_value=<init_value>`). Dabei kann `<init_value>` eine beliebige Zahl sein. Die Ergebniswerte sind um den angegebenen Mittelwert mit der angegebenen Standardabweichung normalverteilt. Wird `<step>` zu `-1` gesetzt (oder weggelassen, wobei dann auch `init_value` weggelassen werden muss), dann sind die Werte kontinuierlich verteilt. Ist `Step` angegeben, so werden nur ganzzahlige Vielfache von `<step>` erzeugt. Dies ist sinnvoll, wenn diskrete Werte erzeugt werden sollen, die trotzdem normalverteilt sein sollen.

siehe auch: GRIDRAND, FIELDGEN, MAKEGRID, ASCIGRID

- GRIDGRID

Multiplizieren zweier Grids zellweise miteinander. Es gelten die weiteren Ausführungen unter ASCIGRID. Dort, wo in einem der beiden Eingabegrids ein Fehlwert steht, wird auch ein Fehlwert in die Ausgabedatei geschrieben.

Befehl: `gridgrid <ingrid1> <ingrid2> <outgrid>`

siehe auch: GRIDADD, GRIDDIFF, GRIDMULT, GRIDQUOT

- GRIDMASK

Erzeugt aus einem Eingabegrid unter Zuhilfenahme des Maskengrids ein Ausgabegrid, welches lagerichtig mit dem Maskengrid ist (entspricht in etwa der `setwindow`-Funktion in ARC/Info mit anschließendem umkopieren eines Grids). Die Zellgrößen beider Grids müssen aber schon übereinstimmen. Ebenso müssen die Koordinaten der Eckpunkte zwar nicht übereinstimmen, aber durch ein ganzzahliges Vielfaches der Zellgröße voneinander getrennt sein. Dieses Programm kann genutzt werden, um die vom Modell geforderten übereinstimmenden Grids zu erzeugen.

Befehl: `gridmask <Eingabegrid> <Maskengrid> <Ausgabegrid>`

siehe auch: RESIZE, REMAP, RESAMPLE, REFINE

- GRIDMULT

Multipliziert alle Zellen eines Grids mit einer Konstanten. Die Konstante wird interaktiv abgefragt. Fehlwerte im Eingabegrid werden nicht mit der Konstanten multipliziert und behalten im Ergebnisgrid ihren Ausgangswert.

Befehl: `gridmult <eingabegrid> <ausgabegrid>`

siehe auch: GRIDADD, GRIDQUOT, GRIDDIFF, GRIDGRID

- GRIDQUOT

Dividiert alle Zellen eines Grids mit den korrespondierenden Werten eines zweiten Grids. Fehlwerte in einem der Eingabegrids werden nicht bearbeitet und behalten im Ergebnisgrid ihren Ausgangswert.

Befehl: `gridquot <eingabegrid1> <eingabegrid2> <ausgabegrid>`

siehe auch: GRIDADD, GRIDQUOT, GRIDDIFF, GRIDGRID

- GRIDRAND

Generieren von gleichverteilten, unkorrelierten Zufallssfeldern

Befehl: `gridgaus <dateiname> <ncols> <nrows> <x11> <y11> <cellsize> <nodata-value> <minimum> <maximum> <step> [<init_value>]`

Es wird ein Ausgabegrid im ASCII-Format mit dem angegebenen Dateinamen erzeugt, welches in seinen Dimensionen durch die Parameter `ncols` und `nrows` (Anzahl Spalten und Reihen), `x11` und `y11` (Koordinaten des linken unteren Eckpunktes), durch die Zellgröße und den Nodata-Wert bestimmt ist. Das Grid wird mit Werten belegt, welche gleichverteilt zwischen den Parameter `<minimum>` und `<maximum>` liegen. Es wird keine räumliche Korrelationsstruktur erzeugt. Um reproduzierbare Ergebnisse zu erhalten, kann der Zufallszahlengenerator mit einem vorgegebenen Startwert initialisiert werden (`init_value=<init_value>`). Dabei kann `<init_value>` eine beliebige Zahl sein. Wird `<step>` zu `-1` gesetzt (oder weggelassen, wobei dann auch `init_value` weggelassen werden muss), dann sind die Werte kontinuierlich verteilt. Ist `Step` angegeben, so werden nur ganzzahlige Vielfache von `<step>` erzeugt. Dies ist sinnvoll, wenn diskrete Werte erzeugt werden sollen, die gleichverteilt sein sollen, z.B. Landnutzungs-klassen o.ä.

siehe auch: GRIDGAUS, FIELDGEN, MAKEGRID, ASCIGRID

- GRIDSTAT

Ausgabe der Statistikwerte eines Grids (Anzahl der Reihen und Spalten, x-y-Koordinaten des linken unteren Eckpunktes, Zellgröße, NODATA-Wert, Anzahl Werte, Summe der Werte, Minimal- und Maximalwert, Mittelwert, Standardabweichung). Mit der Option „full“ kann das Programm gezwungen werden, die Statistikwerte neu zu errechnen (normalerweise wird das durch die Programme, welche die Grids erstellen schon getan)

Befehl: `gridstat <ingrid> [full]`

- GRIDSURF

Umwandeln eines binären Grids in ein ASCII-Format, welches von der GS-Surfer-Software gelesen und direkt dargestellt werden kann. Dieses Surfer-Format hat einen gegenüber dem WaSiM- und ARC/Info ASCII-Format umgekehrte Reihenfolge der Zeilen, also von unten nach oben. Ausserdem ist der Dateihäeder anders gestaltet.

Befehl: `gridsurf <wasim-ingrid> <surfer-outgrid>`

siehe auch: SURFGRID, ASCIGRID, GRIDASCII, MF2WASIM, GRIDCOLM

- MAKEGRID

Erzeugen eines Grids mit festgelegter Struktur und Füllen der Werte mit einem konstanten, vorgegebenem Wert. Alle Zellen werden mit dem gleichen Wert belegt.

Befehl: `makegrid <dateiname> <ncols> <nrows> <x11> <y11> <cellsize> <nodata-value> <value>`

Das Ergebnisgrid ist ein Grid im WaSiM-ASCII-Format und kann mit ASCIGRID in ein binäres Format umgewandelt werden.

siehe auch: ASCIGRID, FIELDGEN, GRIDRAND, GRIDGAUS

- MF2WASIM

Umwandeln von MODFLOW-Grids in WASIM-Grids. Es müssen die Parameter `<x11>`, `<y11>`, `<cell-size>` und `<nodata-value>` interaktiv angegeben werden, da im MODFLOW-Grid diese Informationen nicht gespeichert sind.

Befehl: `gridsurf <modflow-ingrid> <wasim-outgrid>`

siehe auch: SURFGRID, ASCIGRID, GRIDASCI, GRIDSURF, GRIDCOLM

- RECLASS

Ordnet die Daten aus dem Eingabegrid in Klassen und schreibt die Klassen in das Ausgabegrid. Die Klassennummer ist dabei der ganzzahlige Anteil des Quotienten aus `<Wert aus dem Eingabegrid minus Konstante>` und `<Klassenbreite>`. Die Konstante und die Klassenbreite werden interaktiv vom Programm abgefragt. Wird beispielsweise die Konstante 0 gesetzt und die Klassenbreite zu 100, so kann aus dem digitalen Höhenmodell ein Grid mit 100 m - Höhenstufen berechnet werden, wobei die Klassennummern immer die Hunderterziffer des Höhenbereiches ist.

Befehl: `reclass <eingabegrid> <ausgabegrid>`

- REFINE

Ändert die Rasterweite eines Eingabegrids sowie wahlweise ausserdem die Bezugskoordinaten des linken unteren Eckpunktes. Es stehen drei Methoden zur Verfügung, wie die Daten des Eingabegrids in die Daten des Ausgabegrids konvertiert werden können:

1. Nearest-neighbor-methode: es wird jeweils der nächste im Eingabegrid zu findende Punkt gesucht. Dessen Wert wird ins Ausgabegrid geschrieben. Diese Methode muss genutzt werden, wenn kategorisierte Daten in ein feineres Raster umgewandelt werden sollen, da hier jede Interpolation verboten ist.
2. einfache bi-kubische Interpolation: durch die 8 Nachbarn des den Koordinaten des Ausgabepunktes am nächsten liegenden Punkt des Eingabegrids wird unter Einbezug des zentralen Punktes dieses 3x3-Fensters ein Paraboloid gelegt. Die Gleichung ist unter der Beschreibung des Programmes TANALYS zu finden (Gleichung 2.1). Der gesuchte Wert des Ausgabegrids ergibt sich durch Einsetzen seiner x-y-Koordinaten in diese Gleichung. Anwendung: für kontinuierliche Daten (Höhenmodelle, Gefälle, Exposition usw.), nicht für kategorisierte Daten, da diese nicht interpoliert werden dürfen.
3. 4-fach-gewichtete bi-kubische Interpolation: Um glattere Verläufe beim Übergang von einer Gridzelle in die andere zu erreichen, wird bei diesem Verfahren nicht nur *ein* Paraboloid nach (2.1) durch das dem Ausgabepunkt am nächsten liegende 3x3-Fenster gelegt, sondern es werden jeweils bis zu *vier* Paraboloiden durch 3x3-Fenster gelegt, deren Mittelpunkte die dem Ausgabepunkt am nächsten liegenden vier Gridzellen des Eingabegrids darstellen. Die Ergebnisse der Berechnungen der Ausgabewerte dieser vier Paraboloiden werden nach Inverse-Distance-Weighting-Interpolation gewichtet gemittelt (jeweils in Abhängigkeit von der Entfernung des Ausgabepunktes zum Mittelpunkt des aktuellen 3x3-Fensters). Diese Methode ist am genauesten und liefert die glattesten Ergebnisse. Sie kann aber wie die einfache bi-kubische Interpolation nicht für kategorisierte Daten (Landnutzung etc.) angewandt werden, sondern nur für kontinuierliche Daten (Höhenmodelle etc.).

Befehl: `refine <eingabegrid> <ausgabegrid> [<methode(1, 2 oder 3)> [<x11>] [<y11>]`

`<methode>` ist eine der drei oben beschriebenen Methoden zur Interpolation/Konvertierung `<x11>` und `<y11>` geben die neuen Koordinaten des linken unteren Eckpunktes des Grids an, etwa wenn das Grid zur Lagekorrektur leicht verschoben werden soll.

Das Programm fragt interaktiv nach der neuen Rasterweite, die prinzipiell beliebig gross sein kann. Nach den Eingaben des Benutzers werden die Anzahl der Reihen und der Spalten des Ausgabegrids berechnet, eventuelle Verschiebungen der Basiskoordinaten des Grids werden in der Reihen- und Spaltenzahl be-

rücksichtigt. Es wird empfohlen, für eine Vergrößerung des Rasters das Programm RESAMPLE, eventuell in Kombination mit einem vorherigen Lauf von REFINE zu verwenden, da die in RESAMPLE verwendete Mittelwertbildung bessere Ergebnisse liefert, wenn kontinuierliche Flächen in ein gröberes Raster umgewandelt werden sollen. So kann, wenn z.B. aus einem 50 m - Raster ein 75 m - Raster erstellt werden soll, zunächst mit REFINE ein 25 m - Grid erstellt werden, welches anschliessend mit RESAMPLE zu einem 75 m - Grid gemittelt wird.

- REMAP

Weist den Zellen eines Grids neue aus einer Remap-Tabelle gelesene Werte zu. Die Remap-Tabelle gibt jeweils einen Bereich an, innerhalb dessen Eingabegriddaten durch einen speziellen Wert ersetzt werden.

Befehl: `remap <eingabegrid> <remap-tabelle> <ausgabegrid>`

Beispiel für eine Remap-Tabelle:

0	100	:	1
100		101	: 2
101		104.5	: 3
110		128	: 7

Alle Daten im Eingangsgrid im Intervall (0,100] werden im Ergebnisgrid zu 1, desgleichen werden alle Daten (100,101] zu 2 usw. Daten, die ausserhalb der angegebenen Bereiche liegen, werden ohne Änderung übernommen (107.4 bleibt 107.4 usw.). Auch Fehlwerte können mit REMAP umgewandelt oder erzeugt werden, da sie als ganz normale Werte angesehen werden. So können bestimmte Gebiete aus einem Grid ausgeblendet werden, indem der Wertebereich dieses Gebietes durch den NODATA-Wert ersetzt wird.

- RESAMPLE

Erzeugt aus einem Eingabegrid ein Ergebnisgrid mit ganzzahlig grösserer Zellgrösse (Bsp.: aus 25m-Raster können nur 50m-, 75m-, 100m-, 125m-Raster usw. gebildet werden). Die Lage des Eckpunktes bleibt erhalten, die Anzahl Reihen und Spalten wird angepasst. Es kann zwischen drei Methoden gewählt werden: 1. arithmetische Mittelung, 2. Stichprobenmethode (dem Mittelpunkt der neuen Zelle am nächsten gelegene Zelle des alten Grids), 3. häufigster Wert.

Befehl: `resample <eingabegrid> <ausgabegrid>`

- RESIZE

Dient zum Ausschneiden bestimmter Bereiche aus dem Eingabegrid. Die Anzahl der Zeilen und Spalten wird ausgegeben, der auszuschneidende Ausschnitt muss interaktiv angegeben werden.

Befehl: `resize <eingabegrid> <ausgabegrid>`

- SURFGRID

Umwandeln eines SURFER-ASCII-Grids in ein binäres Grid. Dieses Surfer-Format hat einen gegenüber dem WaSiM- und ARC/Info ASCII-Format umgekehrte Reihenfolge der Zeilen, also von unten nach oben. Ausserdem ist der Dateihäeder anders gestaltet. Das Ergebnisgrid liegt als Binäres Grid vor.

Befehl: `gridsurf <surfer-ingrid> <waism-outgrid>`

siehe auch: GRIDSURF, ASCIGRID, GRIDASCII, MF2WASIM, GRIDCOLM

- TANALYS

Eine der wichtigsten Grundlagen für die Arbeit mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH ist, besonders in gebirgigen Regionen, ein digitales Höhenmodell (DHM) des zu bearbeitenden Einzugsgebietes. Neben den lokalen Informationen über die Höhenlage, das Gefälle, die Exposition oder die Wölbung können aus dem DHM weitere hydrologisch relevante Strukturen und Beziehungen extrahiert werden. Dazu zählen insbesondere die Fiessrichtungen, die spezifische Einzugsgebietsfläche eines Rasterelemen-

tes, das Flussnetz sowie die Teileinzugsgebietsgrenzen. Auch die topographische Abschattung oder die Horizontüberhöhung lassen sich zur Strahlungsparametrisierung und damit zur Modellierung strahlungssensitiver Prozesse wie Schneeschmelze und Verdunstung nutzen.

Das Programm „Tanalys“ führt eine umfangreiche Topographische Analyse des digitalen Höhenmodells durch. Ausgehend von den Daten des DHM werden die in Abbildung 29 dargestellten Datensätze erzeugt, die vielfach von nachfolgenden Operationen als Eingabegrids benötigt werden, was durch Pfeile gekennzeichnet ist. Der Ablauf der topographischen Analyse wird durch eine Steuerdatei gesteuert, in welcher der Umfang der Analyse festgelegt wird und auch die vereinzelt nötigen Parameter angegeben werden müssen, z.B. der Schwellenwert der Fließakkumulation für ein Fließgewässer oder die typischen Hochwasser-Abflusspenden bei MHQ.

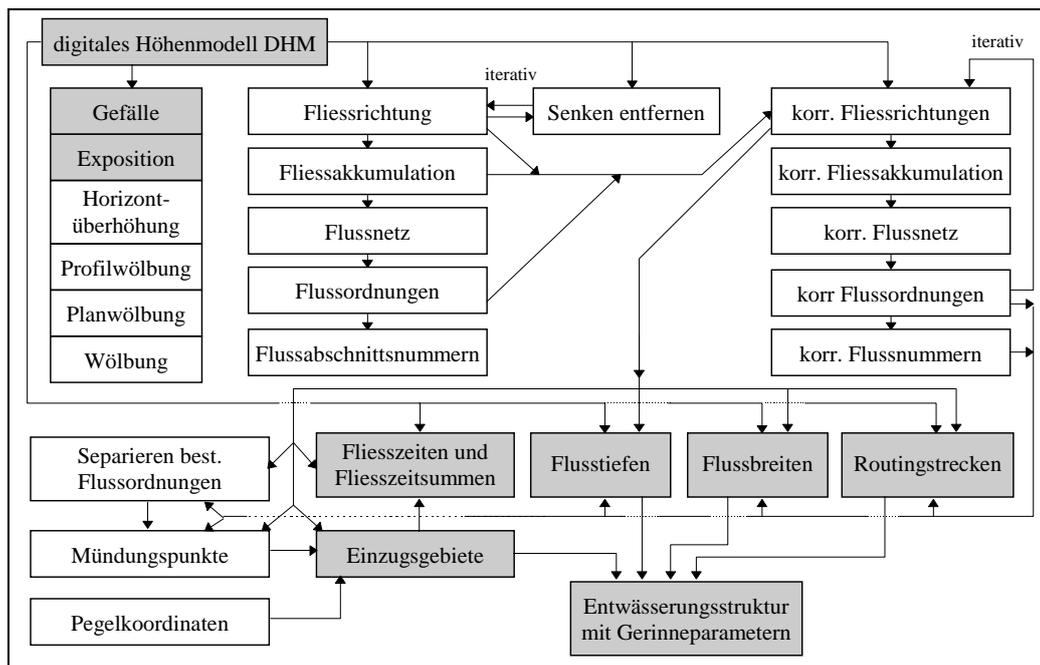


Abb. 29: Topographische Analyse des digitalen Höhenmodells mit Tanalys

Nur die grau unterlegten Datensätze werden direkt von WaSiM-ETH benötigt, Einzugsgebiete und Entwässerungsstruktur jedoch nur, wenn das Infiltrations- bzw. Bodenmodell sowie das Abflussmodell ausgeführt werden sollen. Exposition und Hangneigung werden nur für die Strahlungs- und Temperaturkorrektur benötigt und können überdies in WaSiM-ETH selbst während der Initialisierung aus dem Höhenmodell erzeugt werden. Grundlage der gesamten Analyse ist das digitale Höhenmodell (DHM). Gefälle, Exposition und Hangneigung werden nach den in BEVEN (1993) angegebenen Algorithmen berechnet. Dabei wird ein 3 x 3 - Fenster über das Grid bewegt, um jeweils eine Ebene 2. Ordnung (Paraboloid) durch die 9 Punkte zu legen. Für jeden der 9 Punkte gilt Gleichung (142):

$$z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad (142)$$

Wird der jeweilige linke obere Punkt des 3 x 3 - Fensters als Koordinatenursprung (1,1) angesehen und wird die Rasterweite zu einheitlich L gesetzt (was im regelmässigen Raster zulässig ist), so vereinfacht sich die Lösung des bei Einsetzen aller 9 Punkte entstehenden Gleichungssystems erheblich (Koordinaten $x, y \in \{1, 2, 3\}$). Die Koeffizienten A bis I können auf folgende Weise ermittelt werden:

$$\begin{aligned}
I &= z_{2,2} \\
H &= (z_{2,1} - z_{2,3}) / (2L) \\
G &= (z_{3,2} - z_{1,2}) / (2L) \\
F &= (-z_{1,1} + z_{3,1} + z_{1,3} - z_{3,3}) / (4L^2) \\
E &= [(z_{2,1} + z_{2,3}) / 2 - z_{2,2}] / L^2 \\
D &= [(z_{1,2} + z_{3,2}) / 2 - z_{2,2}] / L^2 \\
C &= [(-z_{1,1} - z_{1,3} + z_{3,1} + z_{3,3}) / 4 + (z_{1,2} - z_{3,2}) / 2] / L^3 \\
B &= [(z_{1,1} + z_{3,1} - z_{1,3} - z_{3,3}) / 4 - (z_{2,1} - z_{2,3}) / 2] / L^3 \\
A &= [(z_{1,1} + z_{1,3} + z_{3,1} + z_{3,3}) / 4 - (z_{1,2} + z_{2,1} + z_{2,3} + z_{3,2}) / 2 + z_{2,2}] / L^4
\end{aligned}$$

	x=1	x=2	x=3
y=1	$z_{1,1}$	$z_{1,2}$	$z_{1,3}$
y=2	$z_{2,1}$	$z_{2,2}$	$z_{2,3}$
y=3	$z_{3,1}$	$z_{3,2}$	$z_{3,3}$

(143)

Daraus können folgende Parameter ermittelt werden:

$$\text{Neigung} \quad \hat{\beta} = \arctan(\sqrt{G^2 + H^2}) \quad (144)$$

$$\text{Exposition} \quad \hat{\Omega} = 180 - \arctan(H / G) + 90(G / |G|) \quad (145)$$

$$\text{Profil - Wölbung} \quad \phi = -2(DG^2 + EH^2 + FGH) / (G^2 + H^2) \quad (146)$$

$$\text{Plan - Wölbung} \quad \omega = 2(DH^2 + EG^2 - FGH) / (G^2 + H^2) \quad (147)$$

$$\text{Gesamtwölbung} \quad \chi = \omega - \phi = 2E + 2D \quad (148)$$

Die Horizontüberhöhung kann benötigt werden, wenn räumlich verteilte detaillierte Strahlungsbilanzen mit Berücksichtigung des Einflusses der Topographie aufgestellt werden sollen. Ausgehend von den in Kapitel 1.3 vorgestellten Algorithmen zur Berechnung der Abschattung des Einzugsgebietes wird für jeden Punkt des digitalen Geländemodells in einer fest vorgegebenen Winkelschrittweite, z.B. von Norden ausgehend 36 Schritte á 10°, der Sonnenwinkel über dem Horizont gesucht, der zu einer Abschattung des aktuellen Punktes führen würde. Neigung und Exposition der Fläche werden dabei ebenfalls berücksichtigt. Mit diesem Überhöhungswinkel $\beta_{h,i}$ wird der Anteil der diffusen Strahlung des in diesem Sektor i sichtbaren Anteils der Himmelshalbkugel, relativ zur diffusen Strahlung dieses Sektors wenn die Horizontüberhöhung 0° wäre, berechnet. Nach OKE (1987) kann unter Berücksichtigung der Abschwächung auch der diffusen Strahlung in Abhängigkeit ihres Einfallswinkels $\sin\beta_h$ sowie unter Beachtung der mit $1 - \sin\beta_h$ abnehmenden Fläche der sichtbaren Himmelshalbkugel der sogenannte Sky-view-factor ψ_{sky} berechnet werden:

$$\psi_{sky} = \sum_{i=1}^n \cos^2 \beta_{h,i} \quad (149)$$

mit $\beta_{h,i}$ Horizontüberhöhung in aktuellen Sektor i [rad]
 n Anzahl der Teile des Vollkreises, für welche die Horizontüberhöhung berechnet wurde

Die gesamte kurzwellige Strahlungsbilanz R_K lässt sich dann gemäss Gleichung (13) der Modellbeschreibung folgendermassen berechnen:

$$R_K = R_{\text{Sonne}} \cdot \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} + D \cdot \psi_{sky} + RG(1 - \psi_{sky}) \cdot \alpha \quad (150)$$

mit D diffuse Strahlung [Wh/m²]
 R_{Sonne}, RG direkte Sonnenstrahlung bzw. Globalstrahlung (direkt+diffus) [Wh/m²]
 α mittlere Albedo des vom betrachteten Punkt sichtbaren Terrains [-]

Der mittlere Wert aller Sky-View-Faktoren aus allen Sektoren ist der für diesen Punkt gültige Ausgabe-wert im Horizontüberhöhungsgrid. Soll dagegen nur der relative Anteil A_s der sichtbaren Himmelshalbkugel (nicht der diffusen Strahlung) an der gesamten Himmelshalbkugel berechnet werden, muss, ausgehend von der Berechnungsformel der Oberfläche einer Kugelkappe $A = 2\pi r^2(1 - \sin\beta_h)$, (149) umformuliert werden in:

$$A_s = 1 - \sum_{i=1}^n \sin \beta_{h,i} \quad (151)$$

Der Unterschied zwischen ψ_{sky} und A_s kann beträchtlich sein, insbesondere bei kleinen Überhöhungswinkeln, berücksichtigt doch (151) im Gegensatz zu (149) nicht das Lambert'sche Gesetz der Abschwächung der Strahlung mit dem Anwachsen des Einstrahlungswinkels in Bezug zur Ebenennormalen. Aus (149) geht hervor, dass kleine Horizontüberhöhungen in der Strahlungsbilanzbildung praktisch nicht ins Gewicht fallen. Bei $\beta_h < 5^\circ$ liegt der Sky-view-factor ψ_{sky} nach (149) durchweg bei über 0.99, während bei einem Überhöhungswinkel von 5° nach (151) nur noch etwa 91 % der Himmelsfläche zu sehen sind. Abbildung 30 verdeutlicht diese Zusammenhänge. In der gegenwärtigen Modellkonfiguration ist die Nutzung des Sky-view-fator-Grids noch nicht vorgesehen.

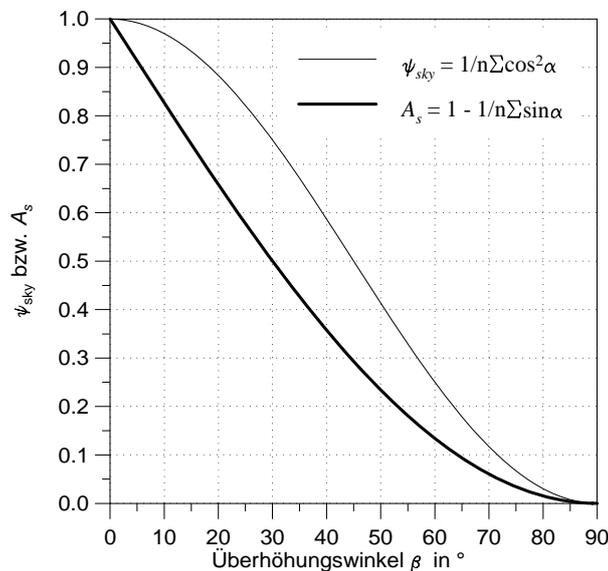


Abb. 30: Sky-View-Faktoren ψ_{sky} und sichtbarer Anteil der Himmelshalbkugel A_s in Abhängigkeit vom Horizontüberhöhungswinkel β_h

Die Fliessrichtungen werden nach dem steilsten Gefälle festgelegt. Eine Zelle entwässert jeweils nur in *eine* der benachbarten acht Zellen. Bei den Fliessrichtungen auftretende Artefakte (Senken, in denen Wasser nicht abfließen kann, Ebenen ohne definierte Fliessrichtungen) oder echte, auch in der Natur vorhandene Senken (beispielsweise im Karst), werden iterativ entfernt. Senken werden entfernt, indem nach Feststellen ihres Umfangs (welche miteinander verbundenen Zellen haben dieselbe Höhe?) der niedrigste der umgebenden höhergelegenen Punkte gesucht und als Ersetzungswert für alle zur Senke gehörenden Zellen herangezogen wird. Ist die solcherart aufgefüllte Senke immer noch eine Senke (kein Randpunkt weist ein Gefälle nach aussen auf) wird das Auffüllen wiederholt, bis einer der Randpunkte ein Gefälle nach ausserhalb der Senke zeigt, oder an den Rand des Grids stösst, was ebenfalls als Auslaufpunkt angesehen wird. Nun werden die Fliessrichtungen innerhalb der Senke, die nun eine „Ebene“ ist, ebenfalls iterativ, von den Auslaufstellen beginnend, zu diesen Auslaufstellen geführt. Es sind auch mehrere Auslaufstellen für eine Ebene möglich. Eine Version der Senkenentfernung, die nach dem umgekehrten Verfahren, dem Entfernen des Damms zwischen der Senke und dem weiteren Talverlauf, arbeitet, ist in Vorbereitung. Es ist auch eine Kombination aus „Senkenauffüllen“ und „Dammentfernen“

denkbar, wobei bis zu einer bestimmten vorgebbaren Senkentiefe die erste Variante, und darüber die zweite Variante durchgeführt wird. Die Profil- und die Planwölbung sollen in späteren Versionen des Programms zur Bestimmung von konvergenten und divergenten Fließzonen dienen. So soll das Fließen nicht nur in eine der acht benachbarten Zellen, sondern, im divergenten Fall, in alle benachbarten Zellen mit geringerer Höhe ermöglicht werden, wobei die Aufteilung der Fließmengen nach Richtung und Gefälle erfolgt.

Nach erfolgter Fließrichtungsberechnung und dem Entfernen von Senken kann die Fliessakkumulation (spezifisches Einzugsgebiet eines Punktes in Anzahl Zellen) berechnet werden. Dies geschieht durch das Verfolgen der Fließwege jeder Zelle bis zum Rand des Grids bzw. bis zum Erreichen eines Fehlwertes. Die akkumulierte Fläche der Zellen, die in eine betrachtete Zelle entwässern, plus der Fläche der Zelle selbst ist das akkumulierte Einzugsgebiet dieser Zelle. Für die Berechnung des topographischen Index muss dieser Wert noch durch die Rasterweite dividiert werden, um das spezifische Einzugsgebiet pro Meter des Gridzellenrandes zu erhalten.

Durch Setzen eines Schwellenwertes kann aus der Fliessakkumulation das Flussnetz extrahiert werden. Über die theoretischen und praktischen Schwierigkeiten geben TARBOTON et al., 1993 Auskunft. Dieser Datensatz dient zusammen mit der Fließrichtung zur Bestimmung der Flussordnungen nach STRAHLER sowie der Numerierung jedes einzelnen Flussabschnittes.

Wenn dieses Flussnetz noch Artefakte, wie verschleppte Mündungen, aufweist, können diese mit der Fliessrichtungskorrektur entfernt werden. Dabei wird wiederum iterativ vorgegangen. Zunächst werden Flüsse 1. Ordnung (Quellflüsse) überprüft. Fließen sie neben einem Fluss grösserer Ordnung oder neben einem Fluss gleicher Ordnung mit grösserem Einzugsgebiet parallel her und liegt dazwischen maximal eine leere Gridzelle, deren Höhe nicht grösser als die der beiden Gewässer-Zellen ist, wird das Gewässer zum Gewässer höherer Ordnung bzw. zum Gewässer gleicher Ordnung mit grösserem Einzugsgebiet umgeleitet. Die gleiche Prozedur wird anschliessend für Flüsse zweiter, danach für Flüsse dritter Ordnung wiederholt, um sodann noch einmal Flüsse erster und zweiter Ordnung zu überprüfen, weil sich durch die Korrektur der Flüsse dritter Ordnung eine Veränderung bei den kleineren Flüssen ergeben haben könnte. Nach jedem dieser Korrekturdurchläufe muss die Berechnung der Fliessakkumulation, des Flussnetzes und der Flussordnungen neu erfolgen.

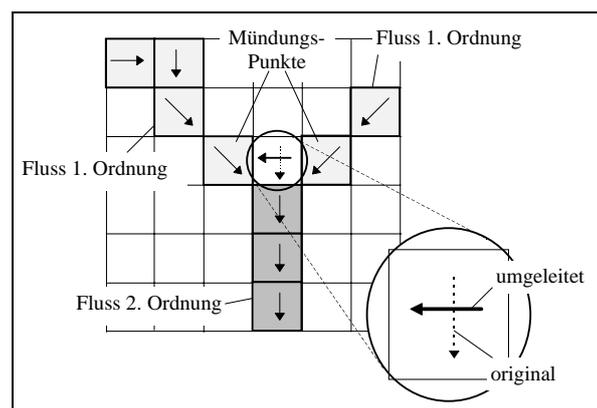


Abb. 31: Fließrichtungskorrektur an Mündungen

Eine weitere Korrektur besteht in der Umleitung der Fließrichtung von Gridzellen, die zwischen den Einmündungspunkten zweier Flüsse in einen Fluss höherer Ordnung liegen. Abbildung 31 verdeutlicht das Prinzip dieser Korrektur. Ohne die Umleitung würde sich das Einzugsgebiet des Flusses 2. Ordnung noch nach oben zwischen die Einzugsgebiete der zusammenfliessenden Flüsse 1. Ordnung erstrecken. Da dies den natürlichen und logischen Verhältnissen widerspricht, wird die Fließrichtung der betroffenen Zelle zum letzten Gitterpunkt des nächstgelegenen oder, wenn beide Flüsse wie in Abbildung 31 den gleichen Abstand haben, zum grösseren der beiden Flüsse 1. Ordnung gedreht.

Durch Separieren von Flüssen ab bestimmten Ordnungen aufwärts kann das Flussnetz auf Flüsse oberhalb erster, zweiter, dritter Ordnung usw. begrenzt werden. Aus dem separierten Flussordnungsgrid werden die Flussnummern neu bestimmt und daraus die Punkte ermittelt, an denen zwei oder mehr Flüsse in einen neuen Gewässerabschnitt münden. Diese Mündungspunkte sind jeweils die letzten Gridzellen eines Gewässerabschnitts in Fliessrichtung betrachtet. Um zu erreichen, dass das zwischen zwei mündenden Gewässerabschnitten liegende Gebiet in den Hauptfluss und nicht in einen der beiden mündenden Gewässerabschnitte entwässert, werden die Fliessrichtungen um den ersten Punkt des folgenden Gewässerabschnittes entsprechend umgeleitet (siehe Abbildung 31).

Für jeden Gewässerabschnitt des Flussnummerngrids wird unter Einbeziehung des Gefälles auf dieser Strecke, dass sich als Quotient aus der Fliesslänge als Summe der durchflossenen Gridzellenfliesswege und der Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe des Gewässerabschnittes ergibt, eine Fliessgeschwindigkeit nach Manning-Strickler errechnet:

$$v = M \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (152)$$

$$\dot{V} = M \cdot A \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (153)$$

mit	v	Fliessgeschwindigkeit	[m/s]
	M	Manning-Beiwert (10 ... 40)	[m ^{1/3} /s]
	A	Fliessquerschnitt (aus Rechteckprofil Tiefe/Breite = 1/8)	[m ²]
	R_h	hydraulischer Radius (= Querschnittsfläche A / benetzten Umfang U)	[m]
	I	Gefälle der Flussstrecke	[m/m]

Für die Fliessgeschwindigkeitsberechnung müssen zwei Parameter vorgegeben werden: die Abflussspende q in l/(s·km²), für welche die Geschwindigkeit berechnet werden soll und der Manning-Beiwert M . Der \dot{V} Durchfluss an einem Punkt ist das Produkt aus dem Einzugsgebiet A_E dieses Punktes und der Abflussspende q . Wird eine Anfangsgeschwindigkeit von 1 m/s angenommen, kann die Querschnittsfläche $A = \dot{V} / v$ bestimmt werden. Unter Annahme eines Rechteckquerschnittes mit einem Kantenlängenverhältnis von Tiefe/Breite = 1/8 kann der hydraulische Radius R_h bestimmt werden:

$$R_h = \frac{A}{1.25\sqrt{8A}} \quad (154)$$

Nach (152) wird mit M , R_h und I die neue Fliessgeschwindigkeit ermittelt. Mit dieser Fliessgeschwindigkeit v_I wird nun die neue Querschnittsfläche A_I berechnet, woraus sich ein neuer hydraulischer Radius $R_{h,neu}$ ergibt. Iterativ nähert sich so v , R_h und damit die Flussbettiefe und -breite konstanten Werten (Abbruch: $\Delta v < 0.05$ m/s oder 12 Iterationen). Die berechneten Fliessgeschwindigkeiten gelten für die angegebene Abflussspende und die vorgegebene Rauigkeit M und werden der Länge der Flussstrecke entsprechend auf die einzelnen Zellen aufgeteilt. es sollte eine solche Spende angegeben werden, die den noch nicht ausufernden höheren Abflüssen entspricht, da die Fliesszeiten für die Parameterschätzung des Abflussroutings herangezogen werden. Das Abflussrouting seinerseits zeigt seinen Einfluss vor allem bei höheren Abflüssen.

Für solche Gitterzellen, welche nicht von einem Gewässerabschnitt durchflossen werden, wird die Fliessgeschwindigkeit für den Landoberflächenabfluss ebenfalls nach Gleichung (152) berechnet. Diese Fliessgeschwindigkeit wird nach Umrechnung in die zum Durchfliessen einer Gitterzelle nötige Zeit anschließend im Rahmen der Bestimmung der Einzugsgebiete zu Fliesszeitsummen aufaddiert, um so zu einer Fliesszeit-Flächen-Funktion zu gelangen, mit der die Translation des Oberflächenabflusses bis zum Gebietsauslass beschrieben werden kann. Als Vereinfachung der hydraulischen Berechnung wird für den Landoberflächenabfluss eine konstante Abflusstiefe von $R_h = 1$ cm und ein Rauigkeitsbeiwert nach MANNING von $M = 10 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ angenommen. Die Fliessgeschwindigkeit hängt auf der Landoberfläche demnach nur noch vom Gefälle ab. Zur Berechnung der Zeit, die das Wasser zum Durchfliessen einer Gitterzelle bzw. zum Fliessen von der Zellmitte der Herkunftszelle zur Zellmitte der Zielzelle benötigt, wird die Länge des Fliessweges berücksichtigt.

$$v = 10\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1} \cdot (0.01\text{m})^{2/3} \cdot \sqrt{I} \quad (155)$$

$$t = \frac{cs \cdot \sqrt{2}}{v} \quad \text{für die Fliessrichtungen } \begin{matrix} \nearrow \\ \searrow \\ \swarrow \\ \nwarrow \end{matrix} \quad (156)$$

$$t = \frac{cs}{v} \quad \text{für die Fliessrichtungen } \begin{matrix} \uparrow \\ \rightarrow \\ \downarrow \\ \leftarrow \end{matrix} \quad (157)$$

Für Gitterzellen, welche von Gewässerstrecken durchflossen werden, wird die Fliesszeit aus der nach Gleichung (152) berechneten Fliessgeschwindigkeit v im Gerinne ebenfalls entsprechend der Gleichungen (156) und (157) berechnet.

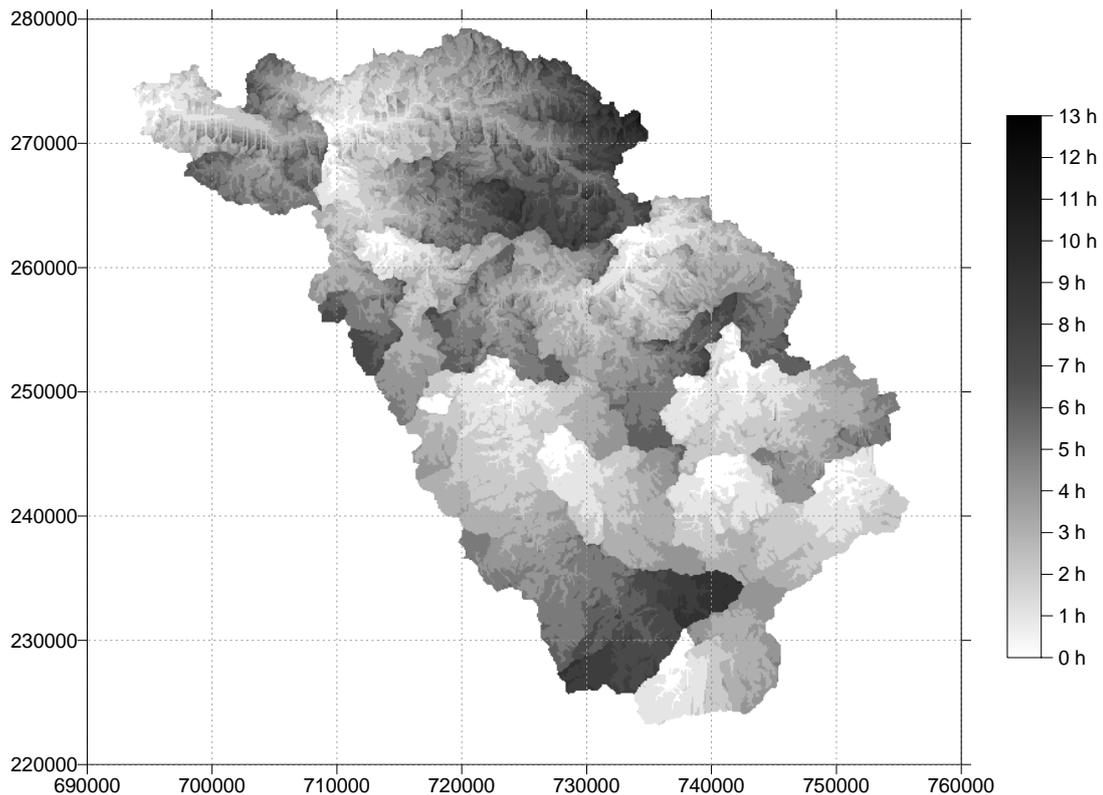


Abb. 32: Fliesszeit-Zonen für das Pegelnetz des Thurgebietes in 1-h-Auflösung

Aus den Mündungspunkten oder beliebigen anderen als Grids einzulesenden „Pourpoints“ werden die Einzugsgebiete berechnet. Die im vorigen Schritt pro Zelle berechneten Fliesszeiten für den Oberflächenabfluss werden nun für das Fließen bis zum Gebietsauslass addiert. Gridzellen, über welche eine Routingstrecke führt, werden mit dem Code des (ggf. grössten) Oberliegiers versehen und als sogenanntes Link-Grid geschrieben. Die dabei für einzelne Flussabschnitte berechneten Flussbreiten und Flusstiefen werden für alle Zellen, welche eine die vorgegebene Schwelle überschreitende Fliessakkumulation haben, als Grids ausgegeben. Gleichzeitig wird die Entwässerungsstruktur analysiert und als Textdatei mit den wichtigsten geschätzten Gerinneparametern geschrieben. Die Strukturdatei hat das im Abschnitt [Abflussmodell] in der WaSiM-Steuerdatei beschriebene Routing-Vorschriften-Format und muss nur noch in diese Datei kopiert werden. Abbildung 32 zeigt ein Beispiel des Fliesszeitsummen-Grids für das Einzugsgebiet der Thur. Die einzelnen Zonen stellen die auf die jeweiligen Pegelinzugsgebiete bezogenen Fliesszeiten in Stundenschritten dar. Helle Flächen kennzeichnen jene Zonen, aus denen das Wasser schnell zum Gebietsauslass gelangt, aus den dunkel dargestellten Zonen kommt das Wasser erst nach grösserer Verzögerung am Gebietsauslass an, im Beispiel bis zu 13 Stunden später. Das Fliesszeitspektrum hängt vom Manningbeiwert für die Landoberfläche und von der angenommenen Fliesstiefe auf der Landoberfläche sowie in den Gewässern ab.

- TOPOFACT

Ermittelt den soil-topographic index $\ln(A/(T_0 \cdot \tan\beta))$ aus dem spezifischen Einzugsgebiet, der Transmissivität und dem Gefälle.

Befehl: `topofact <Fluessakkumulation> <Transmissivität> <Gefälle> <Ausgabegrid>`

- ZONESTAT

Listet in einer ASCII-Datei die statistischen Werte des Eingabegrids für jede Zone des Zonengrids und für das gesamte Eingabegrid auf (Zonennummer, Zonenwert, Anzahl, Minimum, Maximum, Summe, Mittelwert, Standarabweichung):

Befehl: `zonestat <eingabegrid> <zonengrid> <ergebnisdatei>`

Das Programm ZONESTAT kann genutzt werden, um die statistischen Kennwerte eines Eingabegrids nicht nur für alle Daten des Grids gemeinsam, sondern getrennt nach bestimmten Zonen zu erhalten. Jede Zone wird durch einen bestimmten ganzzahligen Wert im Zonengrid markiert. Alle Zellen mit einem gemeinsamen Wert bilden eine Zone. Diese Zone muss nicht zusammenhängend sein. So ist es denkbar, alle Rasterelemente mit Höhen zwischen 100 und 300 m ü. M., zwischen 300 und 500 m. ü. M., zwischen 500 und 700 m ü. M. usw. zu Zonen zusammenzufassen. Das kann mit dem Programm RECLASS erfolgen.

Die Ausgabedatei enthält die statistischen Kennwerte jeder Zone, in Zeilen geordnet nach den Werten der Zonen.

4.2 Bearbeitung von Stationsdaten (meteorologische Zeitreihen)

- IDWP

Führt die zeitlich-räumliche Interpolation der Niederschlagsdaten durch, um für Klimastationen und Tagessammler-Stationen einen Niederschlags-Tagesgang zu erhalten. Eingabedateien sind die Dateien mit stündlichen Niederschlagssummen der ANETZ-Stationen, die Dateien der halbtäglichen Niederschlagssummen der Klimastationen sowie die Dateien der Niederschlags-Tagessummen der Tagessammler. Mit entsprechenden, interaktiv zu bestimmenden Parametern werden die Niederschläge der ANETZ-Stationen auf die Standorte der Klimastationen und der Tagessammler interpoliert und anschliessend an der Gesamtsumme (Tages- oder Halbtagesumme) der jeweiligen Station gewichtet.

Die Interpolation der stündlichen Niederschlagssummen der ANETZ-Stationen auf die Standorte der Klimastationen und Tagessammler erfolgt in 2 Schritten. Im ersten Schritt wird mit der Inverse-Distance-Methode der Niederschlag auf die entsprechenden Standorte interpoliert. Dabei gelten die interaktiv einzugebenden Parameter 'Wichtung', welche die zur Gewichtsbildung der einzelnen Stationen zu nutzende Potenzierung der Entfernungsreziproke angibt, sowie maximale Entfernung, welche angibt, wie weit eine Station maximal von dem Punkt entfernt sein darf auf welchen interpoliert werden soll.

Ausserdem kann festgelegt werden, welche festen Werte bei Unterschreitung bzw. Überschreitung festzulegender Grenzwerte eingesetzt werden sollen. Dies kann genutzt werden, um zum Beispiel alle Niederschlagssummen von weniger als 0.1 mm in 0 mm umzuwandeln. So wird verhindert, dass ein nur an einer einzigen Station gemessener Niederschlag für alle anderen Stationen ebenfalls einen, wenn auch minimalen Niederschlag bedeutet.

Zur Interpolation werden jeweils alle Stationen herangezogen, welche innerhalb des mit 'maximaler Entfernung' liegenden Radius um die Interpolationsstelle angetroffen werden. Die jeweilige Entfernung wird mit 'Wichtung' potenziert und von diesem Ergebnis der Reziprokwert gebildet. Die Summe all dieser Entfernungsreziproke wird anschliessend auf 1 normiert, womit der Reduktionsfaktor für die einzelnen Entfernungsreziprokwerte gefunden ist. Multipliziert mit diesem Reduktionsfaktor ist das Entfernungsrezip-

rok einer Station deren Gewicht, mit der die an dieser Station gemessene Niederschlagssumme in die Interpolation eingeht.

Nachdem alle Stundenwerte eines von 7:00 Uhr bis 7:00 Uhr (des nächsten Tages) reichenden Tages auf die Klimastationen und Tagessammler interpoliert worden sind, werden die (interpolierten) Stundensummen an diesen Stationen mit den gemessenen Tages- bzw. Halbtageessummen abgeglichen (Jeweils Bildung der interpolierten Tages- oder Halbtageessummen aus den interpolierten Stundensummen und Bilden des Verhältnisses Summeinterpoliert/ Summegemessen zur Bestimmung eines Korrekturdivisors).

Die Ausgabedatei enthält die Ausgangswerte der ANETZ-Stationen sowie die auf Stundenwerte interpolierten Daten der Klimastationen und Tagessammler im ANETZ-Format. Sie kann als Eingabedatei für weitere Programme (WaSiM) genutzt werden. Die Daten der ANETZ- und der Klimastations-Eingabedatei müssen als 1/10mm Niederschlagssummen vorliegen, die der Tagessammlerdatei als mm-Tagessummen. Die Ergebnisdatei enthält die Daten als 1/10 mm Stundensummen.

- STRLKORR

Entfernt (alle) negativen und (wenn die Sonne unter dem Horizont sein muss) kleine positive Strahlungswerte aus den Globalstrahlungs-Eingabedaten. Die Formate der Dateien entsprechen den Formaten der Meteo-Eingabedateien.

Befehl: `strlkorrr <eingabedatei> <ausgabedatei>`

- REGRESS

Führt die Regression beliebiger ANETZ- (und allfälliger Klimastationsdaten) gegen die Höhe durch. Die Regression erfolgt in zwei frei voneinander abgrenzbaren Höhengschichten und kann, wenn sich die beiden Regressionsgeraden nicht innerhalb eines vorzugebenden Bereiches schneiden, aus maximal drei Geraden bestehen.

Liegen neben den ANETZ-Daten auch die Terminwerte (keine Mittelwerte!) von Klimastationen vor, so werden diese Daten mit in die Regression einbezogen. Dabei wird zu den Zeiten, an denen sowohl ANETZ- als auch Klimastationsdaten vorliegen, die Abweichung der Regressionen erstens nur der ANETZ-Stationen und zweitens der ANETZ- und Klimastationen voneinander errechnet. Anschliessend, nachdem das gleiche auch für den nächstmöglichen Zeitpunkt, an welchen beide Datenarten vorliegen, getan wurde, werden diese Abweichungen der Regressionen voneinander für jede Klimastation zeitlich interpoliert.

Diese Abweichungen werden dann zu den stundenweise durchgeführten Interpolationen der ANETZ-Daten addiert, um so die wahrscheinlichsten Stundenwerte an den Klimastationen zu schätzen. Mit diesen Daten und den ANETZ-Daten gemeinsam wird dann eine zweite, endgültige Regression für das Zeitintervall errechnet.

Auf Wunsch können die Regressionen graphisch dargestellt und (farbig) auf Drucker (HP-Deskjet) bzw. im HGPL-Format ausgegeben werden (Taste <p> während der Anzeige einer Graphik drücken und Dialog folgen). Mit entsprechenden Konvertierungsprogrammen können diese Graphiken auf Postscript-Netzwerkdruckern ausgegeben werden.

Die Parameter für das REGRESS-Programm werden in einer Parameterdatei gesichert und stehen bei jedem Neustart so zur Verfügung, wie sie beim letzten Programmmlauf geändert wurden. Auch das Programm REGR, die dialoglose Form von REGRESS, nutzt diese Datei. Das Programm „regress“ liefert eine Textdatei als Ergebnisdatei, welche neben dem Gültigkeits-Datum und der -Uhrzeit für jede der drei möglichen Geraden die Parameter Anstieg und Offset sowie den gültigen Höhenbereich enthält. Ausserdem sind die Parameter a, b1 und b2 der arealen Regression angegeben (für $z = a + b1 * x + b2 * y$).

Es können maximal 100 Stationen für die Regressionsberechnung berücksichtigt werden. Einzelne Stationen können durch eine 0/1 - Codierung (in der letzten Zeile der Parameterdatei oder in den Auswahlbildschirmen) von der Regression ausgeschlossen werden.

Befehl: `regress <Parameterdatei>`

- REGR

Ist die dialoglose Form von „regress“. Es wird dieselbe Eingabedatei verwendet. Die Ergebnisdateien sind im Aufbau identisch, jedoch liefert „regr“ eine binäre Datei, hingegen „regress“ eine ASCII-Textdatei. mit den beiden im folgenden beschriebenen Programmen können diese Dateien ineinander umgewandelt werden. WaSiM-ETH kann beide Formate nutzen, wegen des schnelleren Zugriffs und der geringeren Speicherplatzanforderungen (ca. 50%) sollten jedoch vorzugsweise die binären Dateien verwendet werden.

Befehl: `regr <Parameterdatei>`

- REGRASCI

Wandelt die Ergebnisdatei des Programmes „regr“ in eine ASCII-Textdatei entsprechend dem Format des „regress“-Programmes um. Für einen Transfer auf andere Rechner (DOS/WINDOWS ↔ UNIX und umgekehrt) müssen die regr-Ergebnisdateien in ASCII-Formate umgewandelt werden. Auf der Zielplattform kann mit „asciregr“ die Rückumwandlung erfolgen. Das Format der ASCII-Datei entspricht dem in Abschnitt 3.2.2 dargestellten Beispiel.

Befehl: `regrasci <eingabedatei> <ausgabedatei>`

- ASCIREGR

Das Gegenstück zu „regrasci“ wandelt ASCII-Textdateien im Format der regress-Ergebnisdateien in Dateien im Binärformat um.

Befehl: `asciregr <eingabedatei> <ausgabedatei>`

- GMDtoTAB

Mit diesem Programm ist es möglich, Daten aus Dateien, welche im GMD-Format abgelegt sind, in das WaSiM-Tabellenformat (Abschnitt 3.2.2, auch Stations- oder ANETZ-Format genannt) zu konvertieren. Dabei werden die GMD-Daten aus verschiedenen Dateien in eine Datei zusammenkopiert. In einer Steuerdatei kann der für alle Dateien geltende Zeitbereich angegeben werden, jede GMD-Datei muss durch Angabe ihres Names, der Stationskennung und eines Korrekturfaktors spezifiziert werden. Die einzelnen GMD-Dateien müssen nicht denselben Zeitraum aufweisen. Auch müssen die Einträge der jeweils 12 Werte nicht an bestimmten, unter den Dateien übereinstimmenden Stellen im Datensatz stehen, die Position der Werte wird für jede Datei anhand der Anfangszeit der Daten berechnet. Eine Einschränkung gegenüber dem allgemeinen GMD-Format besteht in der Forderung, dass in der GMD-Datei die Daten unbedingt fortlaufend stehen müssen, es also keine Überschneidung des Zeitbereiches in aufeinanderfolgenden Zeilen der Datei geben darf. Diese Einschränkung ergibt sich aus der fortlaufenden Konvertierung. Eine Programmversion, die einen Buffer nutzt, der durch nachfolgende Werte für das gleiche Zeitintervall überschrieben werden kann, ist in Vorbereitung (April, 1996)

Befehl: `gmdtotab <steuerdatei>`

Die Steuerdatei hat folgenden Aufbau:

1. Zeile: Anzahl an GMD-Dateien
 2. Zeile: Anfangszeitpunkt als YYYY MM DD hh mm
 3. Zeile: Endzeitpunkt als YYYY MM DD hh mm
 4. Zeile: <Name der 1. Datei> <Stationskennung> <Korrekturfaktor>
 5. Zeile: <Name der 2. Datei> <Stationskennung> <Korrekturfaktor>
 - .
 - .
 - .
- (usw. bis die Anzahl an Dateien abgearbeitet ist)

letzte Zeile: <Name der Ausgabedatei im Tabellenformat>

- QtoSPEND

Berechnet aus Abflüssen in m³/s Abflussspenden in mm/Zeitintervall.

Befehl: `qtospend <Abflussdatei> <Spendendatei> [<Kopfzeilen>] [<Spalten>]`
 `[<Intervalldauer in h>]`

Die Anzahl der Kopfzeilen ist als Default-Wert 5, die Anzahl der Spalten wird automatisch ermittelt. Werden die beiden Werte vorgegeben, findet keine Überprüfung statt. Die Intervalldauer in Stunden kann angegeben werden, um den Abfluss in mm je Zeitintervall zu berechnen, beispielsweise in mm/d. Der Normalfall sind mm je Stunde (Intervalldauer = 1 Stunde).

- SPENDINV

Das Programm SPENDINV invertiert die in mm/Zeitintervall vorliegenden Abflüsse, um so einen Datensatz zu erzeugen, der für die Ermittlung des Rückgangsparameters m im Bodenmodell direkt genutzt werden kann.

Befehl: `SPENDINV <Spendendatei> <invertierte Spenden>`

- SONNEREL

Dieses Programm wandelt Angaben der Sonnenscheindauer aus absoluten Angaben in relative Angaben um. Interaktiv müssen die Angaben über die geographischen Koordinaten sowie über die Intervalle der Ein- und Ausgabedateien und der Verschiebung der in der Datei verwendeten Zeit (z.B. gesetzliche Zeit) gegen die mittlere wahre Ortszeit (Sonnenszeit) erfolgen. Das Programm berechnet aufgrund dieser Angaben für jedes Zeitintervall eine theoretisch mögliche maximale Sonnenscheindauer, welche es nutzt, um die aus der Eingabedatei gelesene Sonnenscheindauer zu einer relativen Sonnenscheindauer umzurechnen. Wenn als Ausgabeintervall z.B. 1440 Minuten angegeben werden, die Eingabedatei aber die absolute Sonnenscheindauer in Stundenintervallen enthält, so erfolgt diese Berechnung nach Aufsummierung der für den gesamten Tag gemessenen Werte und Berechnung der theoretischen Sonnenscheindauer für diesen Tag.

Befehl: `SPENDINV <Spendendatei> <invertierte Spenden>`

4.3 Visualisierungsprogramme

- REGRESS

Gegenüber dem Programm „regr“ hat das Programm „regress“ den Vorteil, dass die Höhenverteilung der Eingabedaten graphisch dargestellt wird. Dabei wird durch verschiedene Farben zwischen stündlichen und 6-stündlichen Daten (bzw. Klimastationsdaten) unterschieden. „regress“ ist oben bereits beschrieben worden. Durch Drücken der Taste „p“ während der Anzeige einer Graphik kann eine Ausgabedatei im HPGL-Format erzeugt werden. Wenn „regress“ innerhalb einer DOS-Box unter WINDOWS benutzt wird (bei den meisten Graphikkarten nur im Vollbildmodus möglich!), kann mit `<PrintScreen>` das Bild als Bitmap in die Zwischenablage und von dort in andere Programme übernommen werden.

- GRIDSHAD

Dieses Hilfsprogramm dient zur visuellen Darstellung von Dateien im Grid-Format. Es ist nur auf DOS-PC lauffähig. Für UNIX können das Programmpaket IDL (Interactive Data Language), das Programm xv (nach Umwandeln der Grids in ein BMP-Format) oder ein beliebiges GIS genutzt werden. Für IDL besteht das entsprechende Programm aus lediglich 19 Zeilen! Eine Isoliniendarstellung ist z.B. mit IDL oder GNUPLOT möglich. Auf Windows-PC können ebenso weitere umfangreiche Softwaretools genutzt werden. Gridshad bestimmt aus den Grid-Daten, wie gross das Grid dargestellt wird. Die Optionen können als Klein- oder Grossbuchstaben angegeben werden.

```
Befehl:  gridshad <griddatei> [/M] [/G<Modus>] [/L] [/E] [/N] [/P<prec>]
         [/A<Polygondatei>] [/C<Farbe des Polygons>] [/H<Hintergrundfarbe>]
         [/min=<min> /max=<max>]
```

/M mehrere Dateien werden nacheinander angezeigt

/G<modus> es wird der Graphikmodus <modus> zur Anzeige genutzt.

0 = Standard VGA 640x480 Punkte, 16 Farben (wenn unter Windows
 <PrintScreen> zur Übernahme des Bildes in ein Dokument genutzt werden
 soll, muss dieser Modus gewählt werden!)

1 = 320x200 Punkte, 256 Farben

2 = 640x480 Punkte, 256 Farben (nur bei voller VESA-Unterstützung)

4 = 800x600 Punkte, 16 Farben (bei vielen SVGA-Karten möglich)

5 = 800x600 Punkte, 256 Farben (nur bei voller VESA-Unterstützung)

7 = 1024x768 Punkte, 16 Farben (nur bei voller VESA-Unterstützung)

8 = 1024x768 Punkte, 256 Farben (nur bei voller VESA-Unterstützung)

/L logarithmische Darstellung (Spreizung der Farbtabelle)

/E mehrere Grids werden mit den Maximal-/Minimalwerten des ersten Grids dargestellt. Gewöhnlich wird die Farbtabelle zwischen den Minimal- und Maximalwert des aktuell anzuzeigenden Grids gespreizt.

/N bei Anzeige mehrerer Grids werden die Nodata-Wert mit der Hintergrundfarbe gezeichnet, ohne diesen Parameter werden keine Nodata-Wert gezeichnet

/P Nachkommastellen der Legende. Es werden 12 Stufen entsprechend der angezeigten Farbtabelle mit den korrespondierenden Unter- bzw. Obergrenzen des Farbbereiches als Legende angezeigt.

/A<Polygondateiname> Es kann ein Polygon über das fertiggezeichnete Grid gezeichnet werden. Das Format entspricht dem Format, welches das Programm „polygrid“ als Eingabeformat benötigt.

/C<Farbe des Polygons> Legt die Farbe fest, mit welcher das Polygon gezeichnet wird. Für Graphikmodi mit 16 Farben liegt der Bereich zwischen 0 und 15, für Modi mit 256 Farben liegt der Bereich zwischen 0 und 255.

`/H<Hintergrundfarbe>` Legt die Hintergrundfarbe des Bildschirms fest. Gleicher Bereich der Farben wie bei `/C`.

`/min=<min>` legt das Minimum der Griddaten fest, von welchem aus die Farbtabelle beginnt

`/max=<max>` legt das Maximum der Griddaten fest, bis zu welchem die Farbtabelle reicht (Werte unterhalb `<min>` und oberhalb `<max>` werden nicht dargestellt)

Beispiel: `gridshad m500.* /M /G5 /P3 /Cthur.pol /C40 /H200 /E /N`

Dieses Beispiel zeigt nacheinander alle Grids an, deren Namen mit m500 beginnt. Es wird als Graphikmodus der Modus 5 mit 800 x 600 Punkten Auflösung und 256 Farben genutzt. Die Legende soll 3 Nachkommastellen Genauigkeit haben. Über die Grids soll jeweils ein Polygon aus der Datei thur.pol gezeichnet werden. Dieses Polygon hat die Farbe mit der Nummer 40. Der Hintergrund soll mit der Farbe 200 gezeichnet werden. Alle nacheinander anzuzeigenden Grids sollen in dem Farbbereich angezeigt werden, der für das erste Grid automatisch bestimmt wurde (Option `/E`), Nodata-Wert sollen in der Hintergrundfarbe gezeichnet werden.

Die auf dem Bildschirm angezeigten Grids können mit verschiedenen Farbverläufen dargestellt werden. Dazu müssen lediglich die Tasten 0 ... 9 gedrückt werden. Mit der „-“ Taste kann die Farbgebung invertiert werden. Für mit dem Mauszeiger ausgewählte Zellen werden die Koordinaten als Reihen/Spalten und geographische Koordinaten zusammen mit dem Farbwert bzw. dem Zellwert angezeigt. Soll der Mauszeiger verschwinden, kann `<m>` gedrückt werden.

4.4 Weitere Programme

- MAKEGWN

Berechnet aus den Ergebnisdateien der WaSiM-Version 1 (Topmodel-Ansatz) eine Brutto- und eine Nettogrundwasserneubildung.

Befehl: `makegwn <results_SD> <results_QB> <brutto_GWN> <netto_GWN> [<Kopfzeilen>] [<datenspalten>]`

Die Eingabedateien sind die Ergebnisdateien der WaSiM-Modellierung mit dem mittleren Sättigungsdefizit der Teilgebiete (SD) und mit dem Basisabfluss (QB). Die Ergebnisdateien enthalten einmal die Brutto-Grundwasserneubildung, also positive und negative Werte, während die netto-Grundwasserneubildung nur die positiven Werte enthält. Die Angabe der Anzahl der Kopfzeilen und der Anzahl der Datenspalten (=Anzahl der Teilgebiete) ist fakultativ.

- POLYGRID

Konvertiert einen Polygonzug, der geschlossen sein muss, in ein Grid. Die Eingabedatei muss im ASCII-Format vorliegen, wobei je Zeile ein Punkt mit x- und y- Koordinate angegeben werden muss. Konvertiert einen Polygonzug, der geschlossen sein muss, in ein Grid. Die Eingabedatei muss im ASCII-Format vorliegen, wobei je Zeile ein Punkt mit x- und y- Koordinate angegeben werden muss. Die Anzahl der Reihen und Spalten, die Koordinaten des linken unteren Eckpunktes, die Zellgröße sowie ein Punkt inmitten des Gebietes müssen interaktiv angegeben werden.

Befehl: `polygrid <polygondatei> <griddatei>`

- POLYGONE

Dient demselben Zweck wie „polygrid“, jedoch können mehrere Polygone gleichzeitig aus einer einzigen Datei in ein Grid mit dann mehreren Zonen umgewandelt werden. In der Eingabedatei müssen die einzelnen Polygone nacheinander stehen. Jedes Polygon wird durch das vorhergehende durch eine Leerzeile getrennt. Als erste Zeile eines jeden Polygons steht die Anzahl der Punkte, aus denen das aktuelle Poly-

gon gebildet wird. Der letzte Punkt eines jeden Polygons muss seinem jeweils ersten Punkt identisch sein. Er zählt auch zur Anzahl der Punkte des Polygons.

Befehl: `polygone <polygondatei> <griddatei>`

- RESAGGR

Aggregiert die Daten aus Stunden- oder Tagesergebnisdateien sowie aus Dateien im WaSiM-Eingabe-Tabellenformat zu Tages- und Monatssummen für jede Spalte der Eingabedatei. Zusätzlich wird eine Gesamtsumme gebildet. Die Ergebnisdateien haben den gleichen Namen wie die Eingabedatei, nur die Endungen werden durch „tag“ bzw. „mon“ ersetzt. Die Anzahl der Kopfzeilen und die Anzahl der Datenspalten wird standardmässig automatisch erkannt, beide Angaben können aber auch explizit vorgegeben werden.

Befehl: `resaggr <eingabedatei> [<Anzahl kopfzeilen>] [<Anzahl Datenspalten>]`

- RESAGG

Aggregiert die Daten aus Ergebnis- oder Eingabedateien mit beliebiger Intervalllänge für jede Spalte der Eingabedatei über eine vorgegebene Anzahl an Intervallen. Zusätzlich wird eine Gesamtsumme pro Spalte gebildet. Der Name der Ergebnisdatei sowie die Anzahl der Intervalle, über welche aggregiert werden soll, müssen als Parameter angegeben werden. Die Anzahl der Kopfzeilen und die Anzahl der Datenspalten wird standardmässig automatisch erkannt, beide Angaben können aber auch explizit vorgegeben werden.

Befehl: `resagg <eingabedatei> <ausgabedatei> <intervalle> [<Anzahl kopfzeilen>] [<Anzahl Datenspalten>]`

- RESMEAN

Bildet für jede Spalte der Stunden- oder Tages-Ergebnisdatei oder aus WaSiM-Tabellendateien Tages- und Monatsmittelwerte sowie einen Gesamtmittelwert. Die Ergebnisdateien haben den gleichen Namen wie die Eingabedatei, nur die Endungen werden durch „tag“ bzw. „mon“ ersetzt. Die Anzahl der Kopfzeilen und die Anzahl der Datenspalten wird standardmässig automatisch erkannt, beide Angaben können aber auch explizit vorgegeben werden.

Befehl: `resmean <eingabedatei> [<Anzahl kopfzeilen>] [<Anzahl Datenspalten>]`

- RESMEANI

Mittelt die Daten aus Ergebnis- oder Eingabedateien mit beliebiger Intervalllänge für jede Spalte der Eingabedatei über eine vorgegebene Anzahl an Intervallen. Zusätzlich wird ein Gesamtmittel pro Spalte gebildet. Der Name der Ergebnisdatei sowie die Anzahl der Intervalle, über welche gemittelt werden soll, müssen als Parameter angegeben werden. Die Anzahl der Kopfzeilen und die Anzahl der Datenspalten wird standardmässig automatisch erkannt, beide Angaben können aber auch explizit vorgegeben werden.

Befehl: `resmeani <eingabedatei> <ausgabedatei> <intervalle> [<Anzahl kopfzeilen>] [<Anzahl Datenspalten>]`

- QUANTIL

Dieses Programm dient zur Berechnung der Quantile der Normalverteilung, der Logarithmischen Normalverteilung (LN2) bzw. der Logarithmischen Normalverteilung mit unterem Grenzwert (LN3) von Monatswerten der Abflüsse. Als Eingabedateien können die Ergebnisse von „resaggr“ oder „resmean“ verwendet werden.

Befehl: `quantile <Steuerdatei> [NV|LN2|LN3]`

In der Steuerdatei sind alle Namen der Dateien, deren Werte gemeinsam an die ausgewählte Verteilung angepasst werden sollen, nacheinander aufzuführen. Die Ergebnisdatei trägt den Namen der Listendatei mit der Endung „sta“. Die optionalen Parameter NV, LN2 und LN3 bestimmen die Art der Verteilungsfunktion, die an die Werte angepasst werden soll. Als Default wird die LN2-Verteilung angesehen. Wird LN3 gewählt, muss interaktiv ein unterer Grenzwert angegeben werden (in mm/Monat, wenn Eingabedateien Ergebnisse von RESAGGR sind). Die Dateien werden nacheinander gelesen. Ihre Struktur muss gleich sein (Anzahl Teilgebiete, Monatswerte als Summen ...). Für jeden Monat und jedes Teilgebiet wird ein Satz Parameter errechnet (Mittelwert, Standardabweichung der Werte oder der Logarithmen der Werte), anhand derer anschließend für jedes Teilgebiet zusammen mit den Minima und den Maxima die 5%, 50% und 95% - Quantile in die Ergebnisdatei geschrieben werden.

- LOWFLOW

Mit diesem Zusatzprogramm sind die minimalen gleitenden Mittelwerte des Abflüssen aus den Ergebnisdateien von WaSiM zu extrahieren.

Befehl: `lowflow <Eingabedatei> <Ausgabedatei> <Anzahl Intervalle> <Spalte>`
`[/date] <Kopfzeilen>`

Die Eingabedatei sollte eine mit „resaggr“ bearbeitete Stunden-Abflussdatei im Tabellenformat oder aus WaSiM sein. Es können aber auch direkt Stundendateien eingelesen werden. Dann muss aber bedacht werden, dass als Intervalllänge die gewünschte Anzahl Tage multipliziert mit 24 angegeben wird. Ausserdem beziehen sich die Werte dann nicht auf volle Tage, wie es in der hydrologischen Praxis üblich ist, sondern auf den Abschnitt der Anzahl Stunden mit dem kleinsten Gleitmittel-Wert. <Anzahl Intervalle> bezeichnet die Ordnung des Gleitmittels, im allgemeinen ist dieser Wert bei Tagesabflüssen 7. <Spalte> gibt die Spalte in der Eingabedatei an, für welche der Niedrigstabfluss berechnet werden soll (die ersten 4 Spalten zählen nicht mit!). Mit ‘/date’ wird das Programm veranlasst, das zum niedrigsten Gleitmittel-Wert gehörende Datum mit in die Ergebnisdatei zu übernehmen. Wenn die Anzahl der Kopfzeilen ungleich als 3 ist, muss die richtige Anzahl als letzter Parameter angegeben werden, ansonsten kann dieser und der vorletzte Parameter weggelassen werden.

- FLOODS

Analog zu „LOWFLOW“ arbeitet „FLOODS“. Es werden alle über einer Schwelle liegenden Abflüsse aus der angegebenen Spalte der Eingabedatei in die Ausgabedatei übernommen.

Befehl: `floods <Eingabedatei> <Ausgabedatei> <Schwelle> <Spalte>`
`[/date] <Kopfzeilen>`

Anstelle der Anzahl der Intervalle, für welche in LOWFLOW eine (hier nicht durchgeführte) Gleitmittelbildung vorgenommen werden soll, muss die Schwelle angegeben werden, oberhalb derer alle Abflussspitzen in die Ergebnisdatei geschrieben werden sollen. Es wird in jedem oberhalb der Schwelle liegenden Abflussbereich nur das absolute Maximum dieses Bereiches herausgesucht, nicht die eventuell vorhandenen weiteren lokalen Maxima. Ein Scheitel ist erst dann ein echter Hochwasserscheitel, wenn der vor ihm liegende Wert kleiner oder gleich dem Scheitel selbst ist. Am Anfang der Datei kann demzufolge erst der zweite Wert ein Scheitel sein. Am Ende der Eingabedatei muss die Ganglinie wieder unter die Schwelle absinken, damit ein eventueller Scheitel auch ausgegeben wird. Bleibt die Ganglinie oberhalb der Schwelle, wird der Scheitel nicht herausgeschrieben. Die anderen Optionen entsprechen denen des Programms LOWFLOW.

- FLOWROUT

Mit diesem Programm ist eine von WaSiM getrennt Berechnung des Abflussroutings möglich. Es wird die gleiche Steuerdatei eingelesen, die auch WaSiM einliest und es werden die in dieser Steuerdatei angegebenen Parameter eingelesen und die entsprechenden Ausgabedateien erzeugt.

Befehl: `flowrout <Steuerdatei>`

5 Eine Beispiel-Steuerdatei für WaSiM

Die auf der beigelegten Diskette enthaltene Steuerdatei enthält alle Parameter, Dateinamen und Steuergrößen, die für eine Modellierung des Einzugsgebietes der Thur verwendet wurden. Die Datei ist reichlich mit Kommentaren versehen und somit in Verbindung mit Abschnitt 3 dieser Dokumentation selbsterklärend. Beim Start von WaSiM wird die Datei zunächst eingelesen, Variablen werden ersetzt und Kommentare werden entfernt (sofern sie mit einem '#' eingeleitet werden). Die resultierende Datei wird mit der Endung '\$\$\$' auf die Platte geschrieben und von den Teilmodellen dann erst gelesen. Bei Problemen mit eventuell falsch ersetzten Variablen steht diese Datei nach dem WaSiM-Modellauf zur Ansicht zur Verfügung. Die einzelnen Zeilen dürfen maximal 2000 Zeichen enthalten, ansonsten werden längere Zeilen als zwei Zeilen behandelt - im allgemeinen bricht WaSiM dann mit einem Fehler ab.

6 Eine Beispiel-Steuerdatei für Tanalys

Das Programm Tanalys wird wegen seines grossen Funktionsumfangs ebenso wie WaSiM-ETH mit einer Steuerdatei als Programmparameter aufgerufen. Diese Steuerdatei enthält alle Informationen, die zum Ablauf der topographischen Analyse nötig sind. Der prinzipielle Aufbau gleicht dem der WaSiM-Steuerdatei, d.h., es gibt für einzelne Teilmodelle (hier Teilanalysen) in der Steuerdatei Abschnitte, die mit einer in eckige Klammern gefassten Überschrift beginnen. Kommentare können ebenso wie in WaSiM mit '#' am Zeilenanfang überall stehen (diese Zeilen werden entfernt), ansonsten hinter jedem Eintrag, dann auch ohne '#' als erstes Zeichen. Es können mit der Anweisung '\$set \$variable = <variablenwert>' Variablen vereinbart werden (max. 200), siehe auch Kapitel 3.5.1.

Da das Höhenmodell die Ausgangsbasis für alle folgenden Analysen ist, wird es in einem eigenen Abschnitt eingelesen. Alle anderen Abschnitte erfordern die Angabe der Eingabegrid-Namen. In jedem Abschnitt kann durch den ersten Parameter (Ignoranzparameter) bestimmt werden, ob diese Teilanalyse ausgeführt werden soll oder nicht. Wenn ein Teilmodell nicht ausgeführt werden soll, seine Ergebnisse aber von einem der folgenden Teilmodelle benötigt werden, so sucht das folgende Teilmodell auf der Festplatte, ob die Eingabegrids dort von einem früheren Lauf bereits vorhanden sind, anderenfalls bricht das Programm mit einer Fehlermeldung ab.

Wenn ein neues Gebiet mit Tanalys bearbeitet werden soll, reicht es in der Regel aus, nur die ersten drei Variablen \$Pf, \$Grid und \$Schwelle sowie gegebenenfalls den Manningbeiwert und die Abfluss-spende im Abschnitt [Fliesszeiten] zu verändern und in allen Abschnitten den Ignoranzparameter auf 1 zu setzen (das Höhenmodell-Grid sollte auf 'dhm' enden). Ein sodann ausgeführter Tanalys-Lauf führt eine vollständige Analyse über alle Stufen durch und schreibt alle Ergebnisgrids auf die Festplatte.

Im Abschnitt [Einzugsgebiete] können beliebige Grids als sogenannte „Pourpoint“-Grids (Auslaufpunkte) eingelesen werden. Standardmässig sind die Mündungspunkte von Flüssen 2., 3., 4. und 5. Ordnung angegeben (4 Grids). Es können aber ebensogut andere (in den Griddimensionen und der Grid-Lage aber mit den in Tanalys berechneten Grids übereinstimmende) Grids als Pourpoint-Grids angegeben werden, beispielsweise eine Kombination aus Mündungspunkten und Pegelkoordinaten. Dazu kann die Steuerdatei nach einem ersten Durchlauf von Tanalys so verändert werden, dass alle Abschnitte ausser '[Einzugsgebiete]' abgeschaltet werden (Ignoranzparameter auf Null setzen). Dann wird beim Start von Tanalys nur noch die Einzugsgebietsberechnung durchgeführt. Die Fliessrichtungen und Fliesszeiten werden von der Platte als Grids gelesen (stehen dort vom ersten Lauf). Das Pourpointgrid kann beliebig sein, beispielsweise können durch Editieren des Grids mit den Mündungspunkten von Flüssen 3. Ordnung die Punkte, an denen ein Pegel existiert, hinzugefügt werden, indem sie mit einem beliebigen Wert belegt werden (zwischen dem maximal im Grid bereits vorhandenen Wert und 16384).

Tanalis benötigt je nach Gridgrösse sehr viel Arbeitsspeicher. Es werden bis zu 8 Grids gleichzeitig im Speicher gehalten. Auf einem Computer mit genug Arbeitsspeicher macht das keine Probleme. Wenn bei weniger physikalisch vorhandenem Speicher ein gut funktionierendes Speichermanagement durch Swappen genug virtuellen Speicher zur Verfügung stellt, wird Tanalis lediglich (z.T. allerdings erheblich) langsamer. Probleme können unter Windows 3.x auftreten, da nur 16 MB Arbeitsspeicher pro Prozess unterstützt werden. Auch der GNU Runtime-Memory-Manager der Version 1 hat dann ernsthafte Probleme. GNU-Programme können dann bis 128 MB Speicher virtuell verwalten. Unter Windows 95 können maximal 64 MB Arbeitsspeicher und 128 MB Swap-Speicher genutzt werden, andere Betriebssysteme wie Windows NT, Unix oder PC-Linux können noch mehr physikalischen Arbeitsspeicher verwalten.

```
# Steuerdatei für die topographische Analyse
# Eintraege, die mit # beginnen, sind Kommentare.
# steht ein '*' anstelle eines Dateinamens oder am Anfang einer Zeile, so
# wird diese Datei nicht berechnet und ausgegeben
# die angegebenen Dateinamen werden zunaechst im Programm
# intern gesucht, bevor sie als Namen externer Dateien
# interpretiert werden (bei basins)

$set $Pf          = c:\user\schulla\temp\
$set $Grid        = r25
$set $Schwelle    = 64
$set $Manning     = 25
$set $Spende      = 200

$set $Hohenmodell = //$Grid//.dhm
$set $Flussnetz   = //$Grid//.lin
$set $Flowdirection = //$Grid//.fld
$set $Flowaccumulation = //$Grid//.acc
$set $Flussnummern = //$Grid//.num
$set $Flussordnungen = //$Grid//.ord

# Hohenmodell wird für Aspect, Slope, die 3 Curvatures und für Fliebsrichtungen benoetigt
[Hoehenmodell]
1          # Ignoranzparameter,
$Pf//$Hoehenmodell # einzulesendes Hohenmodell

[Aspect]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.exp # Ergebnisgrid Exposition/Aspect

[Gefaelle]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.slp # Ergebnisgrid Gefaelle

[Horizont]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.hor # Ergebnisgrid Gefaelle
12         # Anzahl der Unterteilungen des Vollkreises zur Integration der Horizontueberhoehung

[Profilcurvature]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.prc # Ergebnisgrid Profilcurvature

[Plancurvature]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.plc # Ergebnisgrid Plancurvature

[Curvature]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.cur # Ergebnisgrid Curvature

[Flowdirection]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Flowdirection # Ergebnisgrid die urspruenglich berechnete Fleissrichtung
$Pf//$Grid//.sin # Name des Ergebnisgrid mit den Senken/Ebenen im Ursprungs-DHM
$Pf//$Grid//.dhk # Name des Ergebnisgrid-Hoehenmodells mit aufgefuellten Senken

[Flowaccumulation]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Flowaccumulation # Ergebnisgrid, die aus Fliebsrichtung berechnete Flowaccumulation
$Pf//$Flowdirection # Fliebsrichtungsgrid
$Schwelle # die Schwelle, ab der ein Fluss berechnet werden soll

[Flussnetz]
1          # Ignoranzparameter
$Pf//$Flussnetz # Name des Ergebnis-Grids mit Flussnetz (ohne weitere Spezifizierung)
$Pf//$Flowaccumulation #
```

```

$Schwelle # die Schwelle, ab der ein Fluss berechnet werden soll

[Flussordnungen]
1 # Ignoranzparameter
$Pf//$Flussordnungen # Ergebnisgrid mit dem Flussnetz, codiert nach Flussordnungen
$Pf//$Flussnummern # Ergebnisgrid mit dem Flussnetz, codiert nach Nummern 1..x
$Pf//$Flussnetz # Eingabegrid mit dem urspruenglichen Flussnetz
$Pf//$Flowdirection # Eingabegrid mit den urspruenglichen Flieessrichtungen

[Flieesskorrektur]
1 # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.ork # Ergebnisgrid, die korrigierte Flussordnung
$Pf//$Grid//.nuk # Ergebnisgrid, die korrigierte Flussnummerierung
$Pf//$Grid//.flk # Ergebnisgrid, die korrigierten Flieessrichtungen
$Pf//$Grid//.ack # Ergebnisgrid, die Flowaccumulation aus korrigierten Flieessrichtunegn
$Schwelle
$Pf//$Hoeihenmodell # Eingabegrid mit dem Hoeihenmodell
$Pf//$Flussordnungen # Eingabegrid mit dem urspruenglichen Flussnetz
$Pf//$Flowdirection # Eingabegrid mit dem urspruenglichen Flussnetz
$Pf//$Flowaccumulation # Eingabegrid mit den urspruenglichen Flieessrichtungen
$Pf//$Flussnetz # Eingabegrid mit den urspruenglichen Flowaccumulation-Werten
5 # Anzahl an Korrekturen (empfehlenswert sind mindestens 2 * 1. Ordnung und 2 * 2.
Ordnung und 1* 3. Ordnung)
1 # Flussordnung für welche die erste Korrektur durchgeführt werden soll
#(wenn es diese Flussordnugn nicht gibt, passiert eben nichts!)
2 # Flussordnung, für welche die zweite Korrektur stattfindet
1 # dito für 3. Korrektur
3 # usw.
1 # usf.

[Flieesszeiten]
1 # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.fzt # Ergebnisgrid mit den Flieesszeiten
$Pf//$Grid//.dep # Ergebnisgrid mit den Flusstiefen
$Pf//$Grid//.wit # Ergebnisgrid mit den Flussbreiten
$Manning # Rauigkeitsbeiwert nach Manning
$Spende # Abflusssspende, für welche das Gerinne gut ausreicht in l/s/km^2
$Pf//$Grid//.dhk # Eingabedaten Hoeihenmodell
$Pf//$Grid//.slp # Gefaellegrid
$Pf//$Grid//.flk # Eingabedaten Flieessrichtung (zur Verfolgung von Gewaessern)
$Pf//$Grid//.ack # Eingabedaten Flowaccumulation (zur Abschaetzung des mittleren Abflusses)
$Pf//$Grid//.nuk # Eingabedaten Flussnetz, Erlaeuterung siehe unten

# Eingabedaten Flussnetz (beliebig) (zur Erstellung eines Abschnittsweise nummerierten Grids wie bei Fluss-
ordnungen, nur dass intern eine Tabelle mit maximalen/minimalen Hoeihen und der EZG-Groesse angelegt wird

[Flusseparation]
1 # Ignoranzparameter
$Pf//$Grid//.m # Ergebnisgrid mit den Muendungen (+Zwischengebiete), wird erweitert durch Nummern
1..n
1 # kleinste Flussordnung, für welche Teileinzugsgebiete berechnet werden sollen
6 # groesste Flussordnung, für welche die Teileinzugsgebiete berechnet werden sollen
$Pf//$Grid//.ork # Eingabegrid für die Flussordnungen
$Pf//$Grid//.nuk # Eingabegrid für die Nummerierung der Flussstrecken und der Einzugsgebiete
$Pf//$Grid//.flk # Flieessrichtungsgrid

[Einzugsgebiete]
1 # Ignoranzparameter
$Manning
$Spende
$Pf//$Grid//.dhk # Eingabegrid Flieessrichtungen
$Pf//$Grid//.ack # Eingabegrid Flieessrichtungen
$Pf//$Grid//.flk # Eingabegrid Flieessrichtungen
$Pf//$Grid//.fzt # Eingabegrid Flieesszeiten
4 # Anzahl an zu berechnenden basin-Grids, # $Pf//$Grid//.m02
$Pf//$Grid//.m02 # das 2. Pourpointgrid
$Pf//$Grid//.e02 # Ergebnisgrid Einzugsgebiete 2. Ordnung
$Pf//$Grid//.zs2 # Ergebnisgrid Flieesszeitsummen 2. Ordnung
$Pf//$Grid//.ln2 # Ergebnisgrid Markierungen der Routingstrecken ab Fluessen 2. Ordnung
$Pf//$Grid//.stru.kt2 # Entwaesserungsstruktur als Textdatei für Grid m500.e2
$Pf//$Grid//.m03 # das 2. Pourpointgrid
$Pf//$Grid//.e03 # Ergebnisgrid Einzugsgebiete 3. Ordnung
$Pf//$Grid//.zs3 # Ergebnisgrid Flieesszeitsummen 3. Ordnung
$Pf//$Grid//.ln3 # Ergebnisgrid Markierungen der Routingstrecken ab Fluessen 3. Ordnung
$Pf//$Grid//.stru.kt3 # Entwaesserungsstruktur als Textdatei für Grid m500.e3
$Pf//$Grid//.m04 # das 2. Pourpointgrid
$Pf//$Grid//.e04 # Ergebnisgrid Einzugsgebiete 3. Ordnung
$Pf//$Grid//.zs4 # Ergebnisgrid Flieesszeitsummen 4. Ordnung
$Pf//$Grid//.ln4 # Ergebnisgrid Markierungen der Routingstrecken ab Fluessen 4. Ordnung
$Pf//$Grid//.stru.kt4 # Entwaesserungsstruktur als Textdatei für Grid m500.e4
$Pf//$Grid//.m05 # das 2. Pourpointgrid
$Pf//$Grid//.e05 # Ergebnisgrid Einzugsgebiete 3. Ordnung
$Pf//$Grid//.zs5 # Ergebnisgrid Flieesszeitsummen 5. Ordnung
$Pf//$Grid//.ln5 # Ergebnisgrid Markierungen der Routingstrecken ab Fluessen 5. Ordnung
$Pf//$Grid//.stru.kt5 # Entwaesserungsstruktur als Textdatei für Grid m500.e5

```


Literatur

- Anderson, E.A. (1973): National Weather Service river forecast system - snow accumulation and ablation model. *National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), Tech. Mem., NWS-HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD.* 217 S.
- Bardossy, A. (1994): Regionalisierung von hydrologischen Kenngrößen und Modellen. *Beitrag im 18. Fortbildungslehrgang Hydrologie des DVWK „Niederschlag-Abfluss-Modelle für kleine Einzugsgebiete und ihre Anwendung“*, 19. bis 23. September 1994, Karlsruhe.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24 (1), 43-69.
- Braun, L.N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. *Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich*, 21, 166 S.
- Brutsaert, W. (1982): Evaporation into the atmosphere. *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.*
- Dyck, S. und Peschke, G. (1989): Grundlagen der Hydrologie. 2. Aufl., *Verlag für Bauwesen, Berlin*, 408 S.
- Federer, C.A., Lash, D. (1983): BROOK - a hydrologic simulation model for eastern forests. *Water Resources Research Center, University of New Hampshire.*
- Gurtz, J. (1988): Beitrag zu den hydrologischen Grundlagen für die Gewährleistung der gesellschaftlich notwendigen Mehrfachnutzung der Wasserressourcen. *Dissertation (B) an der TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie.*
- Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911): Studies on on Soil Physics: I. The flow of air and water through soils, *Journal of Agricultural Sciences*, 4, 1-24.
- Monteith, J.L. (1975): Vegetation and the atmosphere, vol. 1: Principles. *Academic Press, London.*
- Muster, H. (1994): Ermittlung von Gebietsniederschlägen. *Beitrag im 18. Fortbildungslehrgang Hydrologie des DVWK „Niederschlag-Abfluss-Modelle für kleine Einzugsgebiete und ihre Anwendung“*, 19. bis 23. September 1994, Karlsruhe, 31 S.
- Oke, T.R. (1987): Boundary Layer Climates, 2nd ed., *Routledge, London and New York.* 435 S.
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bar soils and grass. *Proc. Royal Meteorologic Society, London*, 193 (A), 120-145.
- Peschke, G. (1977): Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden. *Acta hydrophysica*, 22 (1), 39 - 48.
- Peschke, G. (1987). Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach. *Acta hydrophysica*, 31 (3/4), 191-205.
- Schulla, J. (1997a): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Diss ETH 12018, Verlag Geographisches Institut ETH Zürich, 187 S.
- Schulla, J. (1997 b): Wasserhaushalts-Simulationsmodell WaSiM-ETH, Anwenderhandbuch. Geographisches Institut ETH Zürich, unveröffentlicht, 76 S
- Schulla, J. (1997 c): Anwendung und Erweiterung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH. unveröffentlicht, 31 S.
- Thompson, N., Barrie, J.A. and Ayles, M. (1981): „The Meteorological Office rainfall and evaporational calculation system: MORECS (July 1981), *Hydrological Memorandum*, No. 45, Meteorological Office.
- Van Genuchten, M.T. (1976): A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sciences Society of American Journal*, Vol. 44(5), 892-898.
- Wendling, U. (1975): Zur Messung und Schätzung der potentiellen Verdunstung. *Zeitschrift für Meteorologie*, 25 (2), 103-111.

Fehlermeldungen des Modells

Rückgabecodes an das Betriebssystem, wenn WaSiM-ETH abgebrochen wird (gilt für beide Versionen, Version 1 mit TOPMODEL-Ansatz bzw. Version 2 mit RICHARDS-Gleichung):

- 1 not enough memory (error allocating memory)
- 2 no control file given
- 3 zone codes too less (<1) or too large (>32768)
- 4 too much zones (>8192)
- 5 error opening log-file
- 6 all cells are nodata in the flow travel time grid
- 7 all cells are nodata in the zone grid
- 8 row index for point-statistic-files is larger than number of rows in the grid
- 9 column index for point-statistic-files is not in the range of valid values
- 10 error reading parameters for unsaturated zone module
- 11 error closing control file
- 12 not enough space for new grids in the "gridinfo"-array
- 13 number of levels in a stack read in from disk doesn't match the number of levels according to the soil table
- 14 theta-value < 0
- 15 error opening a statistics file
- 16 error closing a statistics file
- 17 parameter not found in control file
- 18 write error (writing binary grid)
- 19 read error (reading binary grids)
- 20 memory allocation error (like 1)
- 21 error opening grid
- 22 error reading grid
- 23 error closing grid
- 24 error in grid measures (coordinates of lower left cell or number of rows/columns or cell size)
- 25 too big area with nodata-values within grid, which should not be nodata according to the zone grid
- 26 error opening grid (like 21)
- 27 error closing grid (like 22)
- 28 error opening control file
- 29 error in landuse table
- 30 error in soil table
- 31 wrong land use code
- 32 wrong soil type code
- 33 grid not found in memory (from a module during initialization)
- 34 paragraph not found in control file
- 35 error reading a routing description
- 36 error comparing routing date with date from the external inflow file
- 37 error opening file for reservoir content or external abstraction
- 38 end of control file reached unexpectedly
- 39 error reading from external inflow file
- 40 string is too long (reading a file)
- 41 wrong subbasin code
- 42 other error in routing module
- 43 discharge not found in memory during initialization of the routing module

- 44 tome step too short (e.g. for Hamon-evaporation time step must be larger than 1 day)
- 45 too less correction factors for Hamon-evaporation
- 46 data requirements not satisfied for evapotranspiration
- 47 infiltration module can only be started, if soil model is also active
- 48 error reading scenario data for meteo-inputs
- 49 error opening meteorological input data file
- 50 error closing met. input file
- 51 starting date not found in met. input file
- 52 wrong date in met. input file
- 53 wrong interpolation method given in control file
- 54 wrong interpolation parameters
- 55 floating point error soil model (only in debug-versions)
- 56 error reading tracer parameters
- 57 discharge not initialized (only debug versions)
- 58 more than 9 tracers described in the control file
- 59 two or more tracers have the same name (first 3 chars)
- 60 no routing is done, but irrigation is active (activate both, irrigation and routing)
- 61 error in flow travel time grid: the first time zone has no cells in one of the subbasins
(this may happen, if the derivation of the travel flow time grid was based on an different
subbasin grid than the one that is actually used for the modeling)
- 62..97 reserved
- 98 program cancelled by Ctrl-C (option: 2 no writing of buffers and grids)
- 99 program cancelled by Ctrl-C (option: 1, writing all buffers and grids)