Modellierung terrestrischer Ökosysteme

Lektion 2: Bodenwasserdynamik

Potsdam Institut für Klimafolgenforschung

Kapazitätsmodell nach *Koiztsch (1974)* und *Glugla (1969)*

$$\frac{d\,(W_i - W_{Ci})}{dt} = \begin{cases} \left[W_{i-1}^{P}(t) - W_i^{UP}(t)\right] - \lambda_W\,(W_i - W_{Ci})^2 & ; \quad W_i - W_{Ci} > 0 \\ \left[W_{i-1}^{P}(t) - W_i^{UP}(t)\right] & ; \quad W_i - W_{Ci} \le 0 \end{cases}$$

mit

$$W_i^P = \begin{cases} 0 & ; \quad i = 1 \ \text{und}\ P_P^* \le 0 \\ P_P^* & ; \quad i = 1 \ \text{und}\ P_P^* > 0 \\ \text{DGL} - \text{Lsg} & ; \quad i > 1 \end{cases}$$

W_i	Wassergehalt der Schicht i
P_P^*	Infiltrationswasser (Niederschlag-Interception-Evaporation)
W_i^P	Sickerwassermenge von Schicht i nach i+1
W_{Ci}	Feldkapazität der Schicht i
W_i^{UP}	Wasserentnahme aus der Schicht i
λ_W	Wasserleitfähigkeitsparameter

Kontinuierliche Beschreibung

Beschreibung der Bodenwasserdynamik ausgehend von den prozeßbeschreibenden Differentialgleichungen.
So führt die Kobination von

- *Darcy*-Gleichung für stationäre Strömung
- Kontinuitätsgleichung für ungleiche Strömungsgeschwindigkeiten
- Berücksichtigung von Quellen bzw. Senken
    -- Quellen: Niederschlag, Beregenung,.. ;
    -- Senken: Evaporation, Transpiration durch Pflanzen

auf die *Richards*-Gleichung

Aus dem Massenerhaltungsgesetz und der Inkompressibilität von Flüssigkeiten folgt die Kontinuitätsgleichung für strömende Flüssigkeiten

$$\frac{\partial W(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial q(z,t)}{\partial z}$$

Die *Darcy*-Gleichung beschreibt die Proportionalität von Flußdichte q und der treibenden Kraft (Linearität von Ursache und Wirkung).
Sei ψ der Gradient des “Bodenmatrix”-Potentials und normiert man ψ auf die Einheit [Höhe Wassersäule], so ist der Term der Erdbeschleunigung gleich 1 (sonst $g \cdot h \cdot \rho$):

$$q = -\, k\big(W(z,t)\big) \cdot \left(\frac{d\psi\big(W(z,t)\big)}{dz} - 1 \right)$$

Setzt man die Darcy-Gleichung in die Kontinuitätsgleichung ein und fügt einen allgemeinen Senkenterm hinzu, so erhält man die Richards-Gleichung in der üblichen Form:

$$\frac{\partial W(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k\big(W(t,z)\big)\frac{\partial \psi(z,t)}{\partial W}\cdot\frac{\partial W(z,t)}{\partial z} \right. - \frac{\partial k\big(W(z,t)\big)}{\partial z} - s(z,t)$$

die häufig abgekürzt dargestellt wird:

$$\frac{\partial W(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\big(W(z,t)\big)\cdot\frac{\partial W(z,t)}{\partial z} \right. - \frac{\partial k\big(W(z,t)\big)}{\partial z} - s(z,t)$$

Dabei wird der Term

$$k\big(W(t,z)\big)\frac{\partial \psi(z,t)}{\partial W}$$

als “Diffusivität” D bezeichnet.

Es beschreiben damit

$$\frac{\partial}{\partial z}\Big(D\big(W(z,t)\big)\cdot\frac{\partial W(z,t)}{\partial z}$$

Kapillarität bzw. Spannungstransport

$$\frac{\partial k\big(W(z,t)\big)}{\partial z}$$

Gravitationswasserabfluß (Sickerwasser)

$s(z,t)$

Quellen- und Senkenterme

Die *Richards*-Gleichung ist nur noch in Spezialfällen analytisch lösbar. Insbesondere Inhomogenitäten der Bodeneigenschaften und reale Witterungseinflusse sowie die physiologisch komplizierten Quellen- und Senkenterme zwingen zumeist zu numerischen Lösungsverfahren.

Boden

Teil der Lithosphäre und Biosphäre.

Setzt sich in der in der Regel aus Mineralen mit unterschiedlichem Gehalt an C, N usw. zusammen

Es existieren auch organische Böden ⇒ Torfe, Moore.

Besteht aus:

- Bodengefüge (feste Bestandteile untersch. Körnung)
- Bodenlösung (Wasser und Nährstoffe)
- Bodenluft (N_2, O_2, CO_2, H_2O,...)

Dient terrestrischen Ökosystemen als Standort

Hat Speicher- und Filterfunktion in Ökosystemen

Boden in der Ökosystemmodellierung

Beschrieben werden müssen im Rahmen der Ökosystemmodelle häufig:

- Energie- und Wasserhaushalt (Bodentemperatur und Bodenfeuchte)
- Nährstoffdynamik

Das Bodenmodell SOIL_MOD des PIK soll in seiner Struktur und Modellimplementierung nur als Beispiel dienen.