

Messung und Modellierung der Evapotranspiration

Debora Jäckel
Simon Roth
Gabriela Schär
Alexandra Schuler

21. März 2013

blablabla...

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
2	Methode	4
2.1	Lysimeter	4
2.2	FAO Penman-Monteith-Methode	6
2.3	Turc-Methode	12
2.4	Ivanov-Methode	13
3	Resultate	13
4	Diskussion	13
5	Schlussfolgerung	13

1 Einleitung

Wasser verlässt ein Gebiet in dem es entweder als Oberflächenabfluss, Basisabfluss oder Grundwasser abfließt, oder es verdunstet. Wird das Wasser von der Bodenoberfläche verdunstet, spricht man von Evaporation. Verdunstet es von Pflanzenoberflächen, so ist dies die Transpiration. Da es schwierig ist, diese beiden Messgrößen technisch voneinander zu trennen, werden sie zu einer Grösse, der Evapotranspiration, zusammengefasst.

In diesem Versuch geht es nun darum, Evapotranspiration mit verschiedenen Modellen zu bestimmen. Für die Hydrologie ist es wichtig, die Evapotranspiration zu kennen, da sie ein wichtiger Bestandteil in der Wasserbilanz eines Einzugsgebiets ausmacht.

Es gibt verschiedene Methoden, die Evapotranspiration zu bestimmen. Zum einen gibt es empirische Modelle, zum anderen kann die Evapotranspiration auch mit Lysimetern gemessen werden. Empirische Modelle werden entwickelt, in dem die Evapotranspiration als Funktion von meteorologischen Variablen beschrieben wird. Es handelt sich dabei um meteorologische Variablen, die einen starken Einfluss auf die Evaporation haben, zum Beispiel Lufttemperatur, globale Strahlung, Sonnenscheindauer, Luftfeuchtigkeit, etc. Dazu wird die Evapotranspiration in einem Versuchsgebiet gemessen und mit den Meteodaten in Verbindung gesetzt. Da diese Modelle für bestimmte Standorte mit zugehörigen Eigenschaften entwickelt werden, sind sie nicht immer auf andere Standorte übertragbar und können nicht als allgemein gültig angenommen werden.

Für die Auswertungen stehen Lysimeterdaten von der Forschungsanstalt Agroscope Reckenholz-Tänikon ART und Meteodaten der ANETZ Station in Reckenholz zur Verfügung. Mit den Lysimeter- und den Meteodaten kann die Evapotranspiration direkt berechnet werden. Für die Modellierung mit der FAO Penman-Monteith-, Turc- und Ivanov-Methode werden nur die Meteodaten verwendet.

Ziel des Versuchs ist es, zu verstehen, was die Evapotranspiration ist und welche Methoden es gibt, diese zu bestimmen. Dazu wird der Zusammenhang zwischen der gemessenen Evapotranspiration und den dazugehörigen meteorologischen Grössen diskutiert werden. Zusätzlich werden die Resultate der obigen Methoden zur Bestimmung der Evapotranspiration miteinander verglichen, dies insbesondere in Bezug auf die unterschiedliche zeitliche Auflösungen.

2 Methode

Für die Bestimmung der Evapotranspiration werden die Lysimeter- und Meteodaten mit MATLAB prozessiert. Da die Meteodaten in UTC und die Lysimeterdaten in MEZ vorliegen, müssen die Datensätze zuerst an eine Zeit angepasst werden. Zudem müssen die Einheiten so angepasst werden, dass sie auf die jeweiligen Berechnungsformeln passen.

2.1 Lysimeter

Ein Lysimeter ist eine Anlage, die zur Analyse von Wasser- und Stofftransport durch den Boden dient. Es besteht aus einem zylindrischen Topf, der mit Erde gefüllt ist. Am unteren Ende befindet sich ein Auslass für das versickerte Wasser und am Rand befinden sich auf verschiedenen Höhen diverse Messsonden. Wenn das Lysimeter auf einer Waage steht, kann zusätzlich die Gewichtsveränderung und somit der Wasserinput durch Niederschlag und der Wasserverlust durch die Evapotranspiration gemessen werden. Die Abbildung 1 zeigt die oberirdische Ansicht der Lysimeter der ART. Eine Beschreibung der Komponenten der Lysimeter ist in der Abbildung 2 zu sehen.



Abbildung 1: Lysimeteranlage der Forschungsanstalt Agroscope Reckenholz-Tänikon ART aus [3]

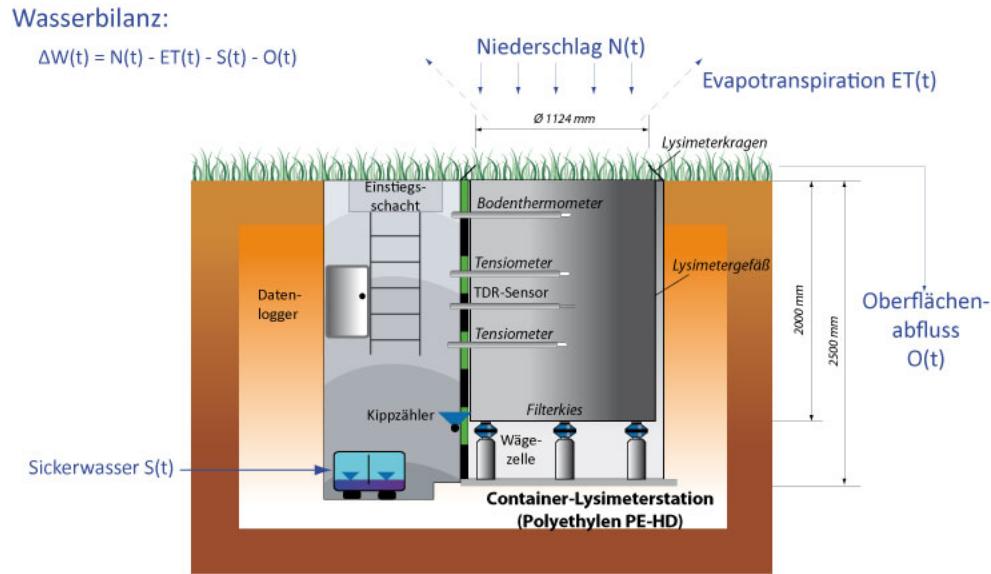


Abbildung 2: Schematische Darstellung eines Lysimeters aus [1]

Zur Berechnung der Evapotranspiration mittels Lysimeterdaten wird die Bilanzformel (1) verwendet.

$$AET = P - SW - \Delta W \quad (1)$$

AET	Reale Evapotranspiration [H/T]
P	Niederschlagsrate [H/T]
SW	Sickerwasserrate [H/T]
ΔW	Änderung des Wasserspeichers [H/T]

Die Änderung des Wasserspeichers wird aus der Gewichtsänderung des Lysimeters berechnet (2).

$$\Delta W = \frac{\Delta m}{\rho_{Wasser} * A} \quad (2)$$

ΔW	Änderung der Wasserspeichers [H/T]
Δm	Gewichtsänderung [kg]
ρ_{Wasser}	Dichte des Wassers [kg/m ³]
A	Oberfläche des Lysimeters [m ²]

Zur Bestimmung der Niederschlagsrate werden die Daten eines Niederschlagsmessgeräts verwendet. Die Sickerwasserrate wird aus der Wassermenge, die unter dem Lysimeter aufgefangen wird, bestimmt.

2.2 FAO Penman-Monteith-Methode

Die Penman-Monteith-Methode kombiniert die beiden Ansätze der Massenbilanz und der Energiebilanz. Alle in der Formel enthaltenen Parameter können entweder direkt gemessen oder dann aus meteorologischen Daten berechnet werden. Die Methode impliziert, dass der aerodynamische und der Oberflächenwiderstand von der Oberflächenbepflanzung abhängig sind [vgl. Abb. 3].

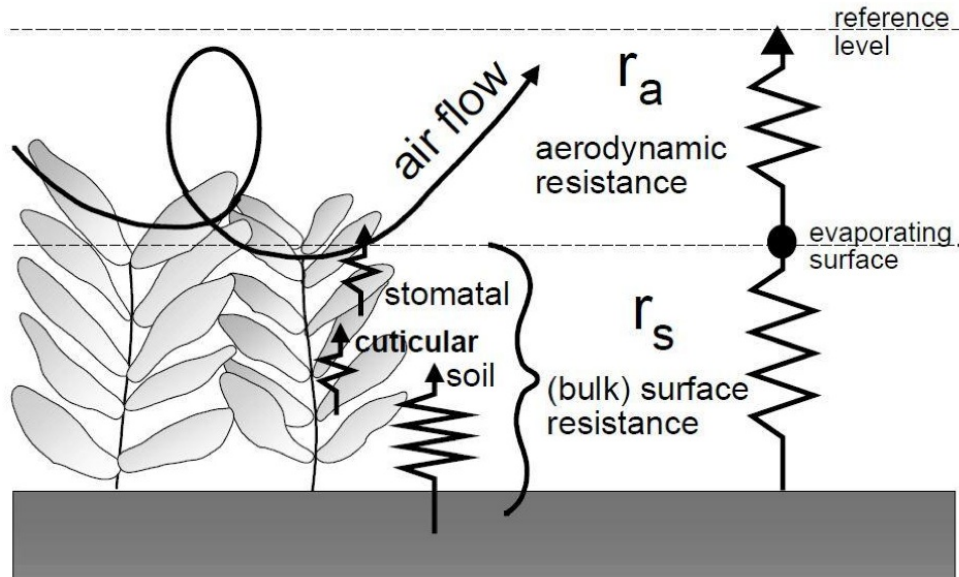


Abbildung 3: Schematische Darstellung des aerodynamischen und des Oberflächenwiderstands in der Penman-Monteith-Methode (aus [2])

Der aerodynamische Widerstand beschreibt die Grösse, welche Wärme und Wasserdampf daran hindert, wegtransportiert zu werden. Diese hängt von der Windgeschwindigkeit und der Bodenrauigkeit ab. Der Oberflächenwiderstand beschreibt den Widerstand des Wasserdampfes, sich zwischen den transpirierenden Pflanzen und dem evaporierenden Boden zu bewegen. Dieser ist abhängig von Verhältnis der Blattfläche zur Bodenfläche und dem Stomatawiderstand eines gut bestrahlten Blattes. Unter Berücksichtigung dieser Einflüsse folgt die FAO Penman-Monteith-Formel für die Referenzfläche:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34u_2)} \quad (3)$$

ET_0	potentielle Referenzevapotranspiration [mm/d]
R_n	Nettostrahlung [MJ/m ² d]
G	Bodenwärmefluss [MJ/m ² d]
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [kPa/°C]
γ	Psychrometerkonstante [kPa/°C]
T	mittlere Temperatur in 2 m Höhe [°C]
u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
e_s	Sättigungsdampfdruck [kPa]
e_a	aktueller Dampfdruck [kPa]

In den folgenden Berechnungen wird der Bodenwärmefluss allerdings vernachlässigt. Um die Evapotranspiration einer spezifischen Pflanze zu bestimmen, wird die Referenzevapotranspiration mit einem Pflanzenfaktor multipliziert. Es folgt daraus:

$$ET_C = K_C * ET_0 \quad (4)$$

ET_0	potentielle Referenzevapotranspiration [mm/s]
K_C	Pflanzenfaktor [-]
ET_C	Evapotranspiration einer spezifischen Pflanze [mm/s]

Die Temperatur T kann aus den Meteodaten entnommen werden. Die übrigen Parameter müssen berechnet werden. Die FAO [2] gibt folgende Formeln:

Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 * e^{\frac{17.27 * T}{T + 237.3}} \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (5)$$

Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [kPa/°C]
T	mittlere Temperatur in 2 m Höhe [°C]

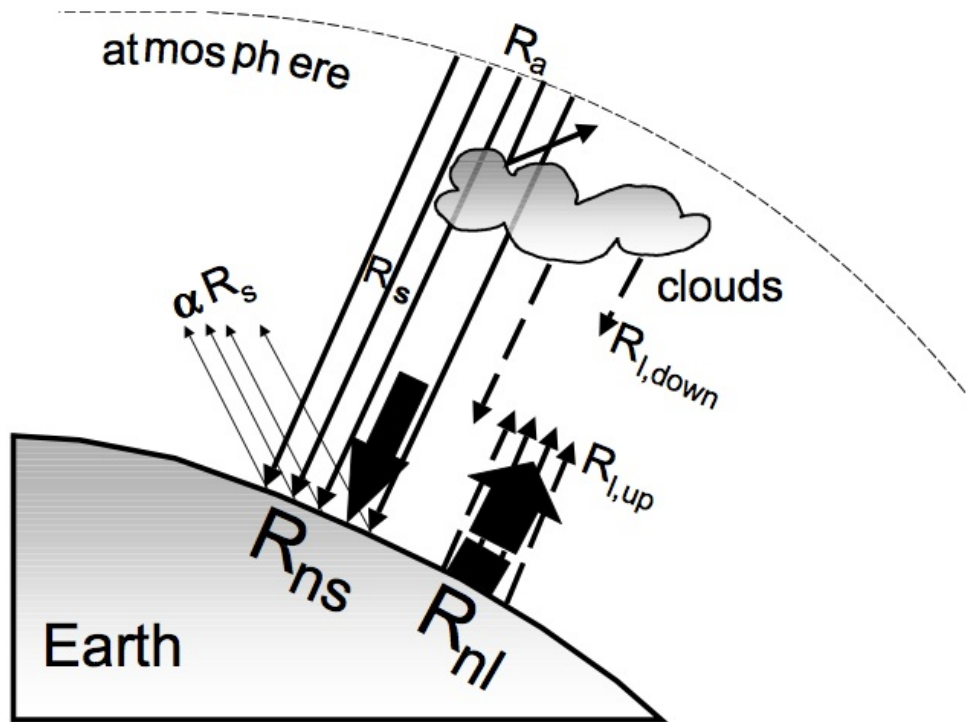


Abbildung 4: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Strahlungsarten. R_s ist die kurzwellige Strahlung, R_l die langwellige Strahlung und R_a die atmosphärische Strahlung (aus [2])

Nettostrahlung

$$R_n = 0.77 * R_s - \sigma \left[\frac{T_{max,K}^4 + T_{min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (6)$$

R_n	Nettostrahlung [MJ/m ² d]
R_s	Kurzwellenstrahlung [MJ/m ² d]
σ	Stefan Boltzmann Konstante [$4.903 * 10^{-9}$ MJ/K ⁴ m ² d]
$T_{max,K}$	maximale Temperatur während 24 h [K]
$T_{min,K}$	minimale Temperatur während 24 h [K]
e_a	aktueller Dampfdruck [kPa]
R_{s0}	Kurzwellenstrahlung ohne Wolkenbedeckung [MJ/m ² d]

$$R_{s0} = (0.75 + 2 * 10^{-5}z) * R_a \quad (7)$$

R_s0	Kurzwellenstrahlung ohne Wolkenbedeckung [MJ/m ² d]
R_a	extraterrestrische Strahlung [MJ/m ² d]
z	Höhe über Meer [m]

$$R_a = \frac{12(60)}{\pi} G_{sc} * d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad (8)$$

R_a	extraterrestrische Strahlung in einer Stunde (oder in kürzerem Zeitintervall) [MJ/m ² h]
G_{sc}	Solarkonstante = 0.0820 MJ/m ² min
d_r	inverse relative Distanz Sonne-Erde
δ	solare Deklination [rad]
φ	geografische Breite [rad]
ω_1	Sonneneinstrahlwinkel am Anfang der Zeitperiode [rad]
ω_2	Sonneneinstrahlwinkel am Ende der Zeitperiode [rad]

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} * d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (9)$$

R_a	extraterrestrische Strahlung in einem Tag (oder in längerem Zeitintervall) [MJ/m ² d]
G_{sc}	Solarkonstante = 0.0820 MJ/m ² min
d_r	inverse relative Distanz Sonne-Erde [m]
δ	solare Deklination [rad]
φ	geografische Breite [rad]
ω_s	Sonneneinstrahlwinkel [rad]

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (10)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.30\right) \quad (11)$$

d_r	inverse Distanz Sonne-Erde [m]
δ	solare Deklination [rad]
J	Korrekturfaktor (siehe [2] Annex 2 Table 2.5)

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (12)$$

ω_s Sonneneinstrahlwinkel [rad]
 φ geografische Breite [rad]
 δ solare Deklination [rad]

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_i}{24} \quad (13)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_i}{24} \quad (14)$$

ω Sonneneinstrahlwinkel [rad]
 t_i Zeitintervaldauer [h]

$$\omega = \frac{\pi}{12}[(t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (15)$$

ω Sonneneinstrahlwinkel [rad]
 t Zeit [h]
 L_z Längengrad in der Mitte der Zeitzone [rad]
 L_m Längengrad des Messpunktes [rad]
 S_c saisonaler Korrekturfaktor [h]

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (16)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (17)$$

S_c saisonaler Korrekturfaktor [h]
 J Korrekturfaktor (siehe [2] Annex 2 Table 2.5)

Psychrometerkonstante

$$\gamma = 0.665 * 10^{-3} P \quad (18)$$

γ Psychrometerkonstante [kPa/°C]
 P Atmosphärendruck [kPa]

Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad (19)$$

u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
u_z	Windgeschwindigkeit in z m Höhe [m/s]
z	Messhöhe [m]

Sättigungsdampfdruck

$$e_s = 0.6108 * e^{\frac{17.27T}{T+273.3}} \quad (20)$$

e_s	Sättigungsdampfdruck [kPa]
T	mittlere Temperatur in 2 m Höhe [°C]

2.3 Turc-Methode

Das Modell von Turc ist für Frankreich und Nordafrika entwickelt worden und ist nur für Temperaturen über 0 °C definiert.

Es ist ein strahlungsbasiertes empirisches Modell. Als Input Parameter wird aber nicht nur die globale Strahlung, sondern auch die Temperatur benötigt. Das Modell ist nur für Temperaturen im positiven Bereich anwendbar und wird ungenau bei tiefen Temperaturen. Die potentielle Evapotranspirationsrate berechnet sich zu:

$$PET = 0.31C (R_G + 2.094) * \frac{T}{T + 15} \quad (21)$$

PET	Evapotranspirationsrate nach Turc [mm/d]
T	mittlere Lufttemperatur im gegebenen Zeitintervall [°C]
R_G	globale Strahlung [MJ/m ² d]
C	für rel. Luftfeuchtigkeit $RH \geq 50\% = 1$

Für eine rel. Luftfeuchtigkeit < 50% gilt:

$$C = 1 + \left(\frac{50 - RH}{70} \right) \quad (22)$$

RH durchschnittliche rel. Luftfeuchtigkeit [%]

2.4 Ivanov-Methode

Das Modell von Ivanov ist eine modifizierte Version des Modells von Turc. Es kann für die Abschätzung der Evapotranspirationsrate bei tieferen Temperaturen in den Monaten November bis Februar genutzt werden und ist ein temperaturbasiertes Modell. Für die Berechnung der täglichen Evapotranspiration wird folgende Formel benutzt:

$$PET = 0.000036(25 + T)^2(100 - RH) \quad (23)$$

PET	Evapotranspirationsrate nach Ivanov [mm/d]
T	mittlere Lufttemperatur im gegebenen Zeitintervall °C]
R _G	globale Strahlung [MJ/m ² d]

Für die monatliche Evapotranspiration wird folgende Formel verwendet:

$$PET = 0.0011(25 + T)^2(100 - RH) \quad (24)$$

PET	Evapotranspirationsrate nach Ivanov [mm/Mt]
T	mittlere Lufttemperatur im gegebenen Zeitintervall °C]
R _G	globale Strahlung [MJ/m ² d]

3 Resultate

4 Diskussion

5 Schlussfolgerung

blabla...

Literatur

- [1] *Umwelt Geräte Technik GmbH Lysimeter*
- [2] ALLEN, Richard G. ; PEREIRA, Luis S. ; RAES, Dirk ; SMITH, Martin: *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. 1998
- [3] PRASUHN, Volker: *Lysimeteranlage Zürich Reckenholz*