

Räumliche Modellierung der potenziellen Evapotranspiration

Andreas SCHAUMBERGER, Josef EITZINGER und Herbert FORMAYER

Dieser Beitrag wurde nach Begutachtung durch das Programmkomitee als „reviewed paper“ angenommen.

Zusammenfassung

Die Evapotranspiration ist ein wichtiger Parameter im Wasserkreislauf der Erde und hat in der Agrarmeteorologie, Hydrologie sowie Klimafolgenforschung als räumliches Modell für die Umsetzung von Geoanalysen auf regionaler Ebene eine große Bedeutung. Die Schwierigkeit bei der Anwendung von komplexen, physikalisch basierten Modellen liegt in der hohen Anforderung im Hinblick auf die Verfügbarkeit von Wetterdaten, welche besonders bei den Messwerten hinsichtlich der Globalstrahlung häufig räumliche und zeitliche Datenlücken aufweist. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Modellierung und Schätzung von Parametern, um diese Lücken bestmöglich zu schließen und durch eine hohe Dichte an Stützstellen eine optimale Voraussetzung für die räumliche Interpolation zu schaffen. Der Vergleich des an zufällig ausgewählten Stationen gerechneten Modells mit den Ergebnissen der geostatistischen Interpolation konnte mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,96 zeigen, dass die angewandte Modellbildung mit der Schätzung fehlender Messdaten zu guten Ergebnissen führt und damit eine qualitativ hochwertige Datengrundlage für fachspezifische Anwendungen und Modellapplikationen bietet.

1 Einleitung und Problemstellung

Die Evapotranspiration beschreibt die Verdunstung auf der mit Vegetation bewachsenen Erdoberfläche und setzt sich aus der Evaporation über offenem Boden und der Transpiration von Pflanzen zusammen. Am Wasserkreislauf der Erde ist sie mit einem Anteil von 15 % zwar geringer beteiligt als die Evaporation über dem Meer mit 85 % (AHRENS, 2007), doch spielt sie für das System Boden-Pflanze eine umso größere Rolle, zumal das Pflanzenleben durch Wasserangebot und Transpirationsleistung wesentlich bestimmt wird. Außer für die Aufrechterhaltung ökologischer Systeme ist demnach die Evapotranspiration als bestimmender Parameter des Wasserhaushaltes von Pflanzenbeständen auch maßgeblich für die Felderträge in der Landwirtschaft verantwortlich (EHLERS, 1996).

Bei der Berechnung der *potenziellen Evapotranspiration* einer bewachsenen Oberfläche – diese wird auch als *Referenz-Evapotranspiration* bezeichnet, zumal sie immer auf eine bestimmte Vegetationsdecke mit konstanter Albedo und konstantem Verdunstungswiderstand bezogen ist – wird die Betrachtung auf den zeitlich variablen Witterungseinfluss reduziert und vorausgesetzt, dass für die Verdunstung des angenommenen Pflanzenbestandes stets ausreichend Wasser zur Verfügung steht. Die *potenzielle Evapotranspiration* stellt somit jene Wassermenge dar, welche bei unlimitierter Wasserverfügbarkeit verdunsten

könnte. Ausschlaggebend dafür sind der für den Verdunstungsprozess notwendige Energieeintrag in Form von Strahlung und Temperatur sowie der Feuchtigkeitstransfer durch Wind und Luftfeuchtigkeit in der bodennächsten Atmosphärenschicht (BROWN, 2000).

Die *tatsächliche Evapotranspiration* oder *reale Evapotranspiration* eines Pflanzenbestandes hängt neben den oben genannten Klimafaktoren auch wesentlich von der Wasserverfügbarkeit und deren bestimmenden Faktoren wie den topografischen Bedingungen sowie den Wasserhaushaltsparametern des Bodens ab. Zusätzlich müssen andere Verdunstungswiderstände berücksichtigt werden, wenn der Pflanzenbestand von der in der Referenzverdunstung definierten Vegetationsdecke, bei der es sich im Allgemeinen um kurz gehaltenes Gras handelt, abweicht.

1.1 Bedeutung der potenziellen Evapotranspiration

Die Verdunstung als wichtiges Element natürlicher Zusammenhänge findet in der Agrarmeteorologie vielfältige Anwendung. Beispielsweise wird durch Bilanzierung mit dem Niederschlag die klimatische Wasserbilanz errechnet (HÄCKEL, 2005). Der Vergleich von Feuchtigkeitzufuhr über den Niederschlag mit dem aus der Verdunstung resultierenden Wasserbedarf stellt die Grundlage für die Untersuchung des Feuchtigkeitsfaktors im Klima dar (THORNTHWAITE & MATHER, 1951) und kann in weiterer Folge für die Klassifizierung von Klimazonen herangezogen werden (THORNTHWAITE, 1948). Bereits dieser Ansatz zeigt die große Relevanz einer räumlichen Umsetzung von Verdunstungsmodellen.

Zur Berechnung der realen Evapotranspiration ist die Kenntnis der potenziellen Evapotranspiration eine wichtige Voraussetzung, zumal letztere die Basis vieler hydrologischer Modelle bildet, bei denen die räumliche Verteilung des Wasserhaushalts eine besondere Rolle spielt (PIMENTA, 2000). Wird die potenzielle Evapotranspiration in ein Verhältnis zu realen gesetzt, lassen sich daraus Wasserstressfaktoren ermitteln, welche für die Ertragsmodellierung landwirtschaftlicher Kulturen unverzichtbar sind (TRNKA et al., 2006) und in der Agrarmeteorologie zur Klassifizierung von Trockengefährdung eingesetzt werden.

1.2 Zielsetzung und Modellgrundlage

Die Erhebung meteorologischer Beobachtungsdaten erfolgt in der Regel an Klimastationen, welche diskret im Raum verteilt sind. Für Modelle und Applikationen in der Hydrologie, Agrarmeteorologie sowie in der Klimafolgenforschung wird die Information über Verdunstungsmengen jedoch hauptsächlich als kontinuierliche Oberfläche benötigt. Aus diesem Grund ist die räumliche Modellierung der potenziellen Evapotranspiration von großer Bedeutung vor allem für Regionen mit hoher topografischer Variabilität, wie sie beispielsweise in weiten Teilen Österreichs besteht.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit einer geeigneten Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration an Wetterstationen sowie einer geostatistischen Interpolation mit hoher räumlicher Auflösung (50 Meter) für Österreich. Damit für die Interpolation möglichst viele Stützstellen zur Verfügung stehen und das Ergebnis eine hohe Qualität erreicht, wird auf die Modellierung fehlender Beobachtungsdaten an Stationen besonderes Augenmerk gelegt.

Die exakte Messung der Evapotranspiration ist schwierig sowie mit hohen Kosten verbunden, weshalb man zu ihrer Bestimmung im Allgemeinen Gleichungen heranzieht, die sich

aufgrund ihrer Anforderungen an vorhandene Wetterdaten in ihrer Komplexität unterscheiden. So kommt die bekannte Formel nach HAUDE (1955) mit Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsdaten aus, also mit Parametern, die in der Regel an jeder Wetterstation erhoben werden. Andere Ansätze wie beispielsweise jene nach BLANEY & CRIDDLE (1950), TURC (1961) oder HARGREAVES (1985) benötigen zusätzlich Daten zur Sonnenscheindauer und/oder Globalstrahlung, deren Messungen wesentlich seltener vorgenommen werden. Eine der meistverwendeten Formeln ist die Gleichung nach Penman-Monteith, welche auch von der *Food and Agriculture Organisation of the United Nations (FAO)* empfohlen wird. Sie gehört zu den komplexen, physikalisch basierten Ansätzen und benötigt daher auch eine Reihe von meteorologischen Parametern wie die Globalstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte oder aerodynamische Einflussgrößen. Die Arbeit von ALLEN et al. (1998) bildet mit ihrer detaillierten Beschreibung zur Verwendung der FAO-Penman-Monteith-Gleichung die theoretische Grundlage der hier durchgeführten Berechnungen. Für diese Gleichung wird eine Referenzoberfläche mit Grasbedeckung und einer Schnittlänge von 12 cm, einem Albedowert von 0,23 und einem aerodynamischen Widerstandsbeiwert mit 70 s m^{-1} definiert. Die Einführung dieser Referenzoberfläche erleichtert den Vergleich von räumlich und zeitlich differenzierten Ergebnissen und erlaubt auch eine pflanzenartenspezifische Erweiterung durch das zusätzliche Anbringen eines Pflanzenfaktors.

2 Material und Methoden

2.1 Datengrundlage und technische Umsetzung

Die potenzielle Evapotranspiration wird nach FAO-Penman-Monteith stationsbezogen und auf Tagesbasis errechnet. Als Untersuchungszeitraum diente das Jahr 2003 zwischen März und Oktober (Vegetationsperiode), wobei die meteorologische Datenerhebung an 274 über ganz Österreich verteilten Klimastationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) erfolgte. Die 274 Stationen sind zufällig verteilt und weisen eine mittlere Nachbarschaftsdistanz von 9.373 Meter mit einer Standardabweichung von 5.459 Meter auf. Der *Nearest Neighbour Index* beträgt 0,79. Die Messung des für die Evapotranspiration wichtigsten Parameters, und zwar der Globalstrahlung, erfolgte in diesem Zeitraum jedoch lediglich an 110 Stationen, deren Verteilung mit einem *Nearest Neighbour Index* von 0,89 ebenfalls eine zufällige war. Allerdings beträgt die mittlere Nachbarschaftsdistanz 15.866 Meter, die Standardabweichung liegt bei 7.029 Meter. Damit die restlichen 164 Stationen nicht aus der Menge der Stützstellen für die geostatistische Interpolation herausfallen und vor allem im Bergland die Stationsdichte erhalten bleibt, wird die potenzielle Evapotranspiration bzw. die Globalstrahlung mit den nachfolgend vorgestellten Methoden geschätzt. Die für die Interpolation vor allem im Bergland wichtige Stationsdichte bleibt dadurch erhalten.

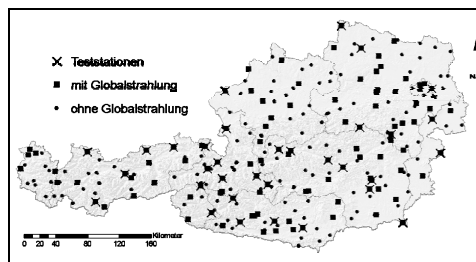


Abb. 1: Klimastationen der ZAMG

Für die technische Umsetzung und Implementierung der einzelnen Modellrechnungen wurde die Entwicklungsumgebung Microsoft Visual Studio 2005 mit der Programmiersprache C# verwendet. Die für die räumliche Modellierung erforderlichen Klassen stammen aus der Bibliothek von ESRI ArcObjects 9.2. Statistische Auswertungen wurden mit dem Paket STATGRAPHICS PLUS durchgeführt, Nachbarschaftsanalysen mit CRIMESTAT.

2.2 Berechnung der potenziellen Evapotranspiration

Die FAO-Penman-Monteith-Gleichung (1) wird bei Verfügbarkeit der notwendigen Wetterdaten auf Tagesbasis angewandt und hat die Form

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot vpd}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)}, \quad (1)$$

wobei ET_0 die potenzielle bzw. Referenz-Evapotranspiration der definierten Grasoberfläche [mm d^{-1}] darstellt, R_n die Strahlungsbilanz an der Referenzoberfläche [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], G die Bodenwärmestromdichte [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$], welche hier aufgrund der im Vergleich zu R_n geringen Größe vernachlässigt wird, T die Lufttemperatur in 2 m Höhe [$^{\circ}\text{C}$], u_2 die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m s^{-1}], vpd das Sättigungsdefizit [kPa], Δ die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] und γ die Psychrometerkonstante [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Der Wind wird an meteorologischen Stationen in 10 Meter Höhe gemessen. Um auf die in (1) geforderte Höhe von 2 Meter über Grund zu kommen, wird in (2) ein logarithmisches Windgeschwindigkeitsprofil der Form

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8 \cdot z - 5.42)} \quad (2)$$

zur Anpassung verwendet, wobei z die Messhöhe über dem Boden [m] und u_z die Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] in z Meter Höhe angibt.

Die Beziehung zwischen Sättigungsdampfdruck und Temperatur wird durch die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Δ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] ausgedrückt und wie folgt berechnet:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot 0.6108 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}}}{(T + 237.3)^2}. \quad (3)$$

Für die Berechnung der Psychrometerkonstante γ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] wird in der vorliegenden Arbeit der atmosphärische Druck als Funktion der Seehöhe z herangezogen:

$$\gamma = 0.665 \cdot 10^{-3} \cdot 101.3 \cdot \left(\frac{293 - 0.0065 \cdot z}{293} \right)^{5.26} \quad (4)$$

Der Berechnung des Sättigungsdefizits vpd [kPa] geht die Bestimmung des Sättigungsdampfdrucks e_s [kPa] nach DEUTSCHER WETTERDIENST (1976) voraus:

$$e_s = 0.61078 \cdot e^{\left(\frac{17.08085 \cdot T}{234.175 + T} \right)} \quad (T > 0) \quad e_s = 0.61078 \cdot e^{\left(\frac{17.84362 \cdot T}{245.425 + T} \right)} \quad (T < 0) \quad (5)$$

Weiters wird der aktuelle Dampfdruck e_a [kPa] benötigt, welcher näherungsweise aus der relativen Luftfeuchtigkeit RH in der Form $e_a = e_s \cdot (RH/100)$ abgeleitet werden kann. Die Differenz aus e_s und e_a ergibt das Sättigungsdefizit vpd , wobei im Unterschied zu ALLEN et

al. (1998) in (1) nicht der Tagesmittelwert Verwendung findet, sondern die Differenzen um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr separat gebildet und anschließend gemittelt werden.

$$vpd = \frac{(e_s - e_a)_{7h} + (e_s - e_a)_{14h} + (e_s - e_a)_{19h}}{3} \quad (6)$$

Das Sättigungsdefizit wird zu den einzelnen Tageszeiten bestimmt und in weiterer Folge kann dadurch eine Verbesserung des Mittelwertes erreicht werden.

2.3 Modellierung der Globalstrahlung und Strahlungsbilanz

Vor allem bei den Daten für Globalstrahlung und Sonnenscheindauer gibt es sowohl räumlich als auch zeitlich erhebliche Datenlücken. Aus diesem Grund wird bei fehlender Globalstrahlung das Modell nach Angström verwendet (ALLEN et al., 1998), das auch in einem Methodenvergleich von TRNKA et al. (2005) in der Form

$$R_s = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad (7)$$

empfohlen wird, wobei R_s die Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] ist, die Konstanten a_s mit dem Wert 0,25 und b_s mit 0,50 von ALLEN et al. (1998) vorgeschlagen werden und n die aktuelle Sonnenscheindauer [h] sowie N die maximal mögliche Sonnenscheindauer [h] bezeichnen. R_a bezeichnet die extraterrestrische Strahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]. R_a wird auf Tagesbasis berechnet und hat die Form

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} \cdot G_{SC} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)], \quad (8)$$

wobei G_{SC} die Solarkonstante $0,0820 \text{ [MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$, d_r die inverse relative Distanz Erde-Sonne [rad] (9), δ die Sonnendeklination [rad] (10), ω_s den Stundenwinkel der Sonne bei Sonnenuntergang [rad] sowie φ die geographische Breite [rad] bezeichnen. Die inverse relative Distanz Erde-Sonne d_r sowie die Sonnendeklination δ sind gegeben durch

$$d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot J}{365}\right) \quad (9)$$

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot J - 1.39}{365}\right) \quad (10)$$

wobei J den Tag des Jahres im Wertebereich von 1 bis 365 bzw. 366 bezeichnet.

Der in (8) verwendete Stundenwinkel ω_s [rad] ist gegeben durch

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \quad (11)$$

Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer N [h] ergibt sich aufgrund der Beziehung

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (12)$$

Als astronomisch mögliche Sonnenscheindauer wird N ohne Berücksichtigung der Abschattung durch die Topografie bestimmt und hat deshalb bei hoher Reliefenergie eine Unterschätzung der in (7) berechneten Globalstrahlung zur Folge.

Die in Gleichung (1) einzusetzende Strahlungsbilanz R_n ermittelt man als Differenz von kurzwelliger Nettostrahlung R_{ns} und langwelliger Nettostrahlung R_{nl} gemäß der Beziehung $R_n = R_{ns} - R_{nl}$.

Die Berechnung von R_{ns} [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] erfolgt gemäß der Beziehung $R_{ns} = (1-\alpha) \cdot R_s$, wobei α den Albedowert 0,23 für die hypothetische Grasreferenzoberfläche darstellt. Die langwellige Nettostrahlung R_{nl} [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] wird in der Form

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \cdot (0.34 - 0.14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left(1.35 \cdot \frac{R_s}{R_{SO}} - 0.35 \right) \quad (13)$$

berechnet, wobei σ die Stefan-Boltzmann-Konstante [$4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$] darstellt. Die Maximum- und Minimumtemperaturen T_{\max} bzw. T_{\min} sind in Kelvin umzurechnen. R_{SO} beschreibt die potenzielle Strahlung (clear-sky radiation) [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] und wird unter Berücksichtigung der Seehöhe z gemäß der Beziehung $R_{SO} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot R_a$ bestimmt.

Für die Gleichung (1) wird die Globalstrahlung R_s als Parameter der Strahlungsbilanz R_n verwendet, sofern sie als Messwert vorhanden ist, andernfalls wird sie unter Heranziehung von Gleichung (7) geschätzt. Dafür sind jedoch Daten der Sonnenscheindauer n notwendig, welche bei fehlender Globalstrahlungsmessung in 22 % der Beobachtungen verfügbar sind. Die noch verbleibenden 38 % der Datensätze weisen weder eine Messung der Globalstrahlung noch eine der Sonnenscheindauer auf. Für diese erfolgt eine direkte Schätzung der potenziellen Evapotranspiration, welche im nächsten Abschnitt dargestellt wird.

2.4 Schätzung der potenziellen Evapotranspiration

Für die Berechnung der Evapotranspiration stehen verschiedene Modelle zur Verfügung, die sich, wie einleitend beschrieben, in ihren Anforderungen hinsichtlich der Inputparameter unterscheiden. ALLEN et al. (1998) führen als Alternative zur FAO-Penman-Monteith-Gleichung die Methode nach HARGREAVES (1985) an, welche in der vorliegenden Arbeit für den Untersuchungszeitraum 2003 angewendet und auch von VICENTE-SERRANO et al. (2007) für einen Methodenvergleich der räumlichen Interpolation verwendet wurde:

$$ET_0 = 0.0023 \cdot (T_{\text{mean}} + 17.8) \cdot (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \cdot R_a \quad (14)$$

ET_0 bezeichnet die potenzielle Evapotranspiration [mm d^{-1}], T die Lufttemperatur in 2 m Höhe [$^{\circ}\text{C}$] und R_a die extraterrestrische Strahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$].

Der regressionsanalytische Vergleich zwischen dem vereinfachten Ansatz nach HARGREAVES (1985) und den Ergebnissen nach FAO-Penman-Monteith zeigt folgende Charakteristika: *Intercept* 0.50, *Slope* 0.95; *Correlation Coefficient* 0.89; *R-squared (adjusted)* 78.76 %; *Standard Error of Estimation* 0.79. Da die Stärke dieses Zusammenhangs als Ausgangsbasis für ein räumliches Modell in 38 % aller Beobachtungsfälle nicht optimal ist, wurde eine weitere Möglichkeit der Evapotranspirationsschätzung untersucht.

Zumal zwischen Sättigungsdefizit (v_{pd}) und potenzieller Evapotranspiration innerhalb der Beobachtungen eines Monats ein starker quadratischer Zusammenhang besteht (SCHAUMBERGER, 2005), sind die für die einzelnen Monate abgeleiteten quadratischen Regressionsgleichungen mit dem Sättigungsdefizit als unabhängiger Variable und der potenziellen Evapotranspiration als abhängiger Variable herangezogen worden, um die poten-

zielle Evapotranspiration für jene Tage und jene Stationen zu ermitteln, an denen weder Globalstrahlungs- noch Sonnenscheindauerdaten verfügbar gewesen sind.

2.5 Räumliche Interpolation

Zwischen potenzieller Evapotranspiration und Seehöhe besteht ein starker linearer Zusammenhang, der im Hinblick auf die geostatistische Interpolation wie folgt genutzt werden kann (SCHAUMBERGER, 2005): Man ermittelt zunächst die Gleichung der Regressionsgeraden mit der potenziellen Evapotranspiration als abhängiger sowie der Seehöhe als unabhängiger Variablen und berechnet hernach die Residuen, also die Differenz zwischen den jeweiligen Messwerten und jenen Werten, welche man aufgrund des Regressionsmodells erhält. Die Residuen werden im Anschluss mittels Ordinary Kriging interpoliert und zum Raster des höhenabhängigen Anteils der potenziellen Evapotranspiration addiert. Diese Methode findet in der räumlichen Modellierung meteorologischer Information breite Anwendung (DOBESCH et al., 2007) und wird in der Literatur als *Georegression* (BLÖSCHL und MERZ, 2002), *Elevationally Detrended Ordinary Kriging* (LI et al., 2003) oder *Simple Kriging with Varying Local Means* (GOOVAERTS, 1997) beschrieben.

Die Ermittlung einer kontinuierlichen Oberfläche der potenziellen Evapotranspiration im Rastermodell ET_{Raster} für einen speziellen Tag i der Vegetationsperiode erfolgt in der Form

$$ET_{Raster_i} = \left((a_m \cdot z_{DEM} + b_m) + ET_{ResidRaster_i} \right) \cdot \left(\frac{PotRad_{Raster_i}}{PotRad_{Enz_i}} \right), \quad (15)$$

wobei a_m bzw. b_m die Koeffizienten der monatsweisen Regression bezeichnen, z_{DEM} die Seehöhe aus dem Digitalen Höhenmodell, $ET_{ResidRaster}$ die interpolierten Residuen, $PotRad_{Raster}$ [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] die potenzielle Globalstrahlung sowie $PotRad_{Enz}$ [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] die potenzielle Globalstrahlung am Standort Groß-Enzersdorf bezeichnen.

Die Berechnung der potenziellen Globalstrahlung erfolgte mit der ArcView-Extension Solar Analyst 1.0 (FU & RICH, 1999). Unter Einbeziehung eines Digitalen Höhenmodells wird zunächst für jede Rasterzelle die Horizontabschattung ermittelt, die diffuse und direkte Strahlung in Abhängigkeit der topografischen Ausprägung und der Sonnenstandswinkel in 30-Minuten-Abständen berechnet und miteinander kombiniert. Die kontinuierliche Oberfläche der potenziellen Globalstrahlung eines Tages wird mit dem Globalstrahlungswert desselben Tages eines ebenen, tief liegenden, unbeschatteten Standorts (Groß-Enzersdorf) normiert. Der daraus entstehende Faktor repräsentiert die topografiebedingte Variabilität der potenziellen Globalstrahlung. Dieser Faktor wird mit dem Interpolationsergebnis der potenziellen Evapotranspiration multipliziert und ermöglicht somit eine hoch aufgelöste Einbeziehung der topografiebedingten Unterschiede in den Strahlungswerten und stellt in Anbetracht des besonders kritischen Stellenwertes dieses Parameters (BROWN, 2000) in der Gleichung (1) eine wichtige Qualitätsverbesserungsmaßnahme dar.

3 Ergebnisse und Diskussion

In der vorliegenden Arbeit wurden fehlende Daten in einem zweistufigen Verfahren behandelt (vgl. Abb. 2). Ist bei fehlender Globalstrahlung die Sonnenscheindauer bekannt, wird erstere unter Heranziehung des Modells von Angström ermittelt und in Gl. (1) eingesetzt; ist jedoch auch die Sonnenscheindauer unbekannt, schätzt man die potenzielle Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit.

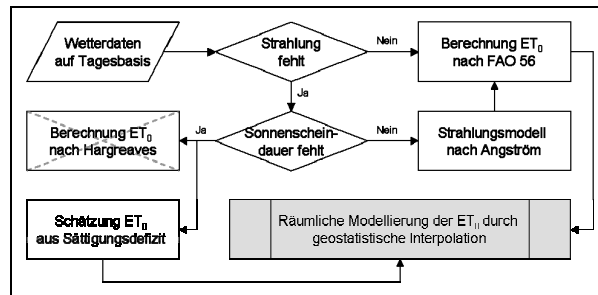


Abb. 2: Aufbereitung fehlender Messdaten

Abbildung 3 zeigt den starken linearen Zusammenhang von Evapotranspiration unter Verwendung des Strahlungsmodells mit jener unter Einbeziehung der gemessenen Globalstrahlung, Abbildung 4 den starken linearen Zusammenhang der Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten mit jener nach Schätzung aus dem Sättigungsdefizit; dieser Zusammenhang ist wesentlich höher als mit jenem nach HARGREAVES (1985) (vgl. Abschnitt 2.4).

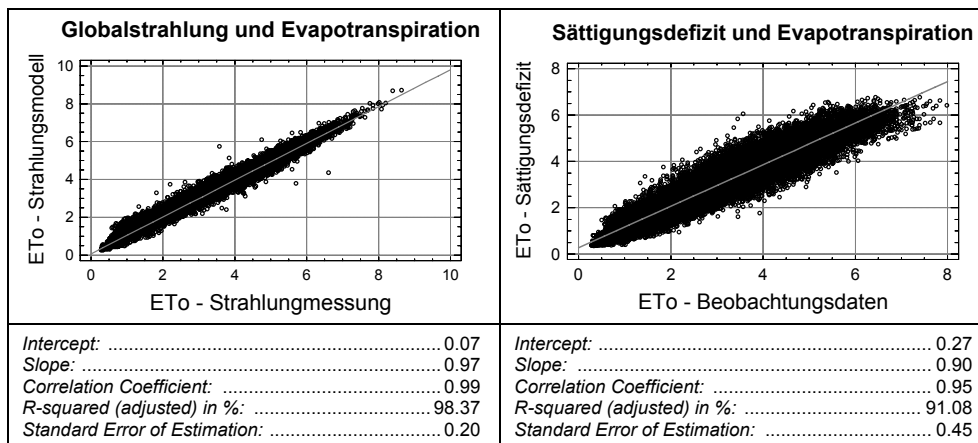


Abb. 3: Einbeziehung von Strahlungsmodell bzw. Strahlungsmessung zur Berechnung der ET_0 [mm]

Abb. 4: Abschätzung der ET_0 [mm] aus dem Sättigungsdefizit bzw. aus meteorologischen Beobachtungsdaten

Nach Implementierung eines Stationsnetzes ohne fehlender Evapotranspirationsinformation kann die höhenabhängige Interpolation auf Tagesbasis erfolgen. Zur Bewertung und Prüfung sowohl der zweistufigen Datenaufbereitung als auch der Interpolation wurden 33 Stationen zufällig ausgewählt (vgl. Abb. 1) und aus dem Interpolationsvorgang vollständig herausgenommen. An diesen Standorten wurde aus den Ergebnisrastern für jeden Tag im Untersuchungszeitraum der jeweilige Rasterzellwert entnommen und jenen der stations-

bezogenen Berechnung nach FAO-Penman-Monteith gegenübergestellt. Abbildung 5 stellt das Ergebnis dieser Validierung mit einem sehr starken Zusammenhang zwischen geschätzten und aus Beobachtungsdaten modellierten Evapotranspirationswerten dar.

Das Validierungsergebnis zeigt eine leichte systematische Unterschätzung, welche aus den bereits bei der Strahlungsmodellierung nach Angström und besonders bei der Schätzung aus dem Sättigungsdefizit zurückgehenden systematischen Fehlern resultiert. Der Zusammen-

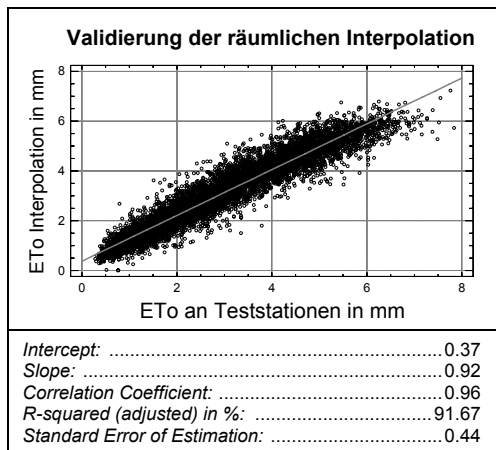


Abb. 5: Ergebnis der Validierung an 33 Stationen mit 8.046 Datensätzen

hang ist sehr stark und wird auch nicht durch die überwiegende Lage der Teststationen im Berggebiet (vgl. Abb. 1) negativ beeinflusst.

Wie das vorliegende Ergebnis zeigt, bietet die in dieser Arbeit beschriebene Kombination von methodisch bewährten Verfahren zur Datenaufbereitung bzw. dem Füllen von Datenlücken sowie der anschließenden geostatistischen Interpolation eine solide Grundlage für die räumliche Modellierung der potenziellen Evapotranspiration auf Tagesbasis, womit eine wichtige Voraussetzung für die Integration dieses Ansatzes in GIS und in weiterführende Modellen mit Raumbezug geschaffen worden ist.

Danksagung

Die meteorologischen Daten wurden freundlicherweise von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zur Verfügung gestellt.

Literatur

- AHRENS, C. D. (2007): *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Thomson Brooks/Cole, Belmont, USA, 537 S.
- ALLEN, G. A., PEREIRA, L. S., RAES, D. & SMITH, M. (1998): *Crop Evapotranspiration – guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome, Italy, S. 78-86.
- BLANEY, H. F. & CRIDDLE, W. D. (1950): *Determinating water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. US Dep. Agr. Div. Irrigation and Water Conservation, SCS TP 96, 48 S.
- BLÖSCHL, G. & MERZ, R. (2002): *Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung*. In: *Wiener Mitteilungen Wasser – Abwasser – Gewässer*, 164, S. 149-178.
- BROWN, P. (2000): *Basics of Evaporation and Evapotranspiration*. Turf Irrigation Management Series, 1. University of Arizona, Tucson, 4 S.

- DEUTSCHER WETTERDIENST (1976): Aspirations-Psychrometer-Tafel. Vieweg, Braunschweig.
- DOBESCH, H., DUMOLARD, P. & DYRAS, I. (Eds.) (2007): Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology. Geographic Information Systems Series, ISTE Ltd., London, 320 S.
- EHLERS, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze. Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag. Ulmer, Stuttgart, 272 S.
- FU, P. & RICH, P.M. (1999): Design and Implementation of the Solar Analyst: an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales. <http://gis.esri.com/library/userconf/proc99/proceed/papers/pap867/p867.htm> (15.01.2008).
- GOOVAERTS, P. (1997): Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Applied Geostatistics Series, Oxford University Press, New York/Oxford, 483 S.
- HÄCKEL, H. (2005): Meteorologie. Ulmer UTB, Regensburg, 446 S.
- HARGREAVES G. L. (1985): Defining and using reference evapotranspiration. In: Journal of Irrigation and Drainage Engineering – ASCE 120, S. 1132-1139.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. In: Mitteilungen Deutscher Wetterdienst, 11, S. 1-24.
- LI, S., TARBOTON, D. G. & MCKEE, M. (2003): GIS-based temperature interpolation for distributed modelling of reference evapotranspiration. Poster, AGU Hydrology Days 2003, March 31 – April 2, 2003, Colorado State University, 2 S.
- PIMENTA, M. T. (2000): Water balances using GIS. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25 (7-8), S. 695-698.
- SCHAUMBERGER, A. (2005): Ertragsanalyse im österreichischen Grünland mittels GIS unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. Veröffentlichungen der HBLFA Raumberg-Gumpenstein, Irnding, Heft 42, 66 S.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. In: Geographical Review, 38 (1), S. 55-94.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. (1951): The role of evapotranspiration in climate. In: Theoretical and Applied Climatology, 3 (1), S. 16-39.
- TRNKA, M., EITZINGER, J., GRUSZCZYNSKI, G., BUCHGRABER, K., RESCH, R. & SCHAUMBERGER, A. (2006): A simple statistical model for predicting herbage production from permanent grassland. In: Grass and Forage Science, 61 (3), S. 253-271.
- TRNKA, M., ZALUD, Z., EITZINGER, J. & DUBROVSKY, M. (2005): Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. In: Agricultural and Forest Meteorology, 131 (1-2), S. 54-76.
- TURC, L. (1961): Evaluation de besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle. In: Annales Agronomiques, 12, S. 13-49.
- VICENTE-SERRANO, S. M., LANJERI, S. & LÓPEZ-MORENO, J. I. (2007): Comparison of different procedures to map reference evapotranspiration using geographical information systems and regression-based techniques. In: Intern. Jour. of Climatology, 27 (8), S. 1103-1118.