

3 Methoden und Daten

Aufgrund der wenigen vorhandenen Messdaten, die z.T. nur in kurzen Zeitreihen vorliegen, werden zur Bestimmung der Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen, mesoskaligen meteorologischen Modell FOOT3DK durchgeführt. Für den Antrieb werden Simulationen des LM (Lokal Modell, Forschungsversion der Universität Bonn) genutzt, die einer Nestingkette entstammen und im ersten Schritt mit Simulationen des GME (Global-Modell des Deutschen Wetterdienstes) angetrieben werden. Um die Simulationszeit in einem realisierbaren Rahmen zu halten, gleichzeitig aber eine dynamische Kopplung an großskalige Zirkulationsmodelle zu ermöglichen, wird zur Erstellung der Verdunstungsklimatologie die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung (*Fuentes und Heimann, 2000; Heimann, 2001*) genutzt.

In diesem Kapitel wird zunächst das in der Arbeit verwendete Modell FOOT3DK vorgestellt. Da der Realisierung der Interaktion zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre in dieser Arbeit besondere Bedeutung zukommt, wird das in FOOT3DK genutzte Soil-Vegetation-Atmosphäre Transfer (SVAT) Modul in einem eigenen Unterkapitel ausführlicher vorgestellt. Anschließend wird die Nestingkette beschrieben, die die Eingangsdaten für die FOOT3DK-Simulationen liefert. Das darauffolgende Unterkapitel beschäftigt sich mit den statistischen Methoden, die zur Erstellung der Verdunstungsklimatologie zum Einsatz kommen, insbesondere mit der Berechnung von Windrichtungsklassen und der Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung. Schließlich werden noch die Daten beschrieben, die für die Untersuchung genutzt wurden.

3.1 Das Modell FOOT3DK

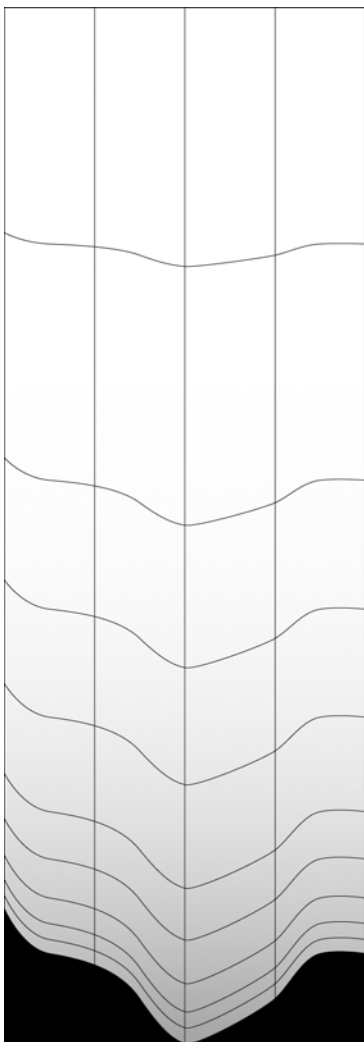
Das hier verwendete Modell FOOT3DK ist ein nicht-hydrostatisches, mesoskaliges meteorologisches Modell. Es wurde ursprünglich für die Simulation der Grenzschicht in den mittleren Breiten entwickelt. Die in dieser Arbeit verwendete Version ist jedoch in der Lage, die gesamte Troposphäre zu simulieren. Die Tauglichkeit des Modells für die Simulation der wesentlichen atmosphärischen Prozesse in den Tropen und Subtropen ist durch Sensitivitätsstudien von *Sogalla et al. (2001)* nachgewiesen.

Das Modell kann sowohl genestet, als auch ungenestet betrieben werden. Im ungenesteten Betrieb erfolgt die Initialisierung mittels eines vorgegebenen vertikalen Temperatur- und Feuchteprofils aus einem Radiosondenaufstieg und einer geostrophischen Anströmung am Modelloberrand. Dieser Antrieb kann während der Simulationszeit in mehreren Intervallen wiederholt werden. Das Modell kann sowohl in sich selbst, als auch in verschiedene andere Modelle genestet werden. In dieser

Arbeit wird es mit Simulationen des Lokal Modells des Deutschen Wetterdienstes (LM) angetrieben.

Die horizontale Auflösung des Modells kann zwischen ca. 10 km und 300 m liegen. In dieser Arbeit wird eine Auflösung von 3 km Gittermaschenweite benutzt. Sie stellt einen Kompromiss zwischen den Notwendigkeiten einer möglichst feinen Auflösung der berechneten Größen einerseits und eines hinreichend großen Gebietes zur Simulation andererseits dar. Bei einer Gitterpunktsanzahl von 40 x 40 Punkten ergibt sich ein Simulationsgebiet von 120 x 120 km, das den Bereich des mittleren Drâa abdeckt (vgl. Abb.2.1). Die Simulationszeit einer nicht-parallelisierten Version steht auf einer SUN Ultra 60 mit 2 Ultra SPARC-II Prozessoren à 450 MHz in einem Verhältnis von ca. 1:1 zur Integrationszeit. Auf einer SUN Fire V440 mit 4 Ultra SPARC-III Prozessoren à 1062 MHz kann dieses Verhältnis auf ca. 1:2 optimiert werden.

Die im Modell verwendeten Kataster liegen im Gauss-Krüger Koordinatensystem vor. In diesem



System wird die Koordinate in West-Ost-Richtung als Abstand in Metern zu einem Bezugslängengrad als sogenannter Rechtswert angegeben, die Koordinate in Nord-Süd-Richtung beschreibt den Abstand vom Äquator in Metern und wird Hochwert genannt. Da die Meridiankonvergenz in diesem Koordinatensystem nicht berücksichtigt wird sollte die Kantenlänge des Simulationsgebietes wenige 100 km nicht überschreiten, da es sonst zu Verzerrungen kommt.

Die vertikale Auflösung des Modells ist variabel und beträgt für die vorliegende Untersuchung 35 Schichten. Um eine höhere vertikale Auflösung am Modellunterrand zu ermöglichen, sind die vertikalen Schichten nicht äquidistant, sondern werden unter Verwendung einer vorgegebenen mittleren Schichtdicke der untersten Modellschicht, der Obergrenze des Modellgebietes und der Anzahl der Schichten mittels einer Iteration erstellt. In den hier gezeigten Untersuchungen wurde als unterste Schichtdicke 50 m gewählt. Der Oberrand des Simulationsgebietes kann frei gewählt werden und liegt bei 13 km. Die Schichten orientieren sich an einer geländefolgenden Koordinate η (Pielke, 1984), die folgendermaßen definiert ist:

Abbildung 3.1: topographiefolgende Höhenkoordinate η

$$\eta = H \frac{z - h}{H - h}$$

mit:

z = Vertikalkoordinate im kartesischen System,

h = Höhe der Topographie und

H = Höhe des Modelloberrandes.

Die Spreizung der Schichten wird mit dem Spreizfaktor c berechnet:

$$H - h = \sum_{k=1}^{n_k} c^{(k-1)} \Delta z_{\min} \quad [2]$$

mit:

n_k = Anzahl der vertikalen Schichten und

Δz_{\min} = Schichtdicke der untersten Schicht.

Die Dicke der k -ten Modellschicht Δz_k am Referenzpunkt ist damit:

$$\Delta z_k = c^{(k-1)} \Delta z_{\min} \quad [3]$$

In Abb. 3.1 ist das Prinzip der topographiefolgenden η -Koordinate und der Spreizung der vertikalen Schichten dargestellt.

Die Integrationszeit des Modells beträgt typischerweise einen bis drei Tage. Der Integrationszeitschritt beträgt ca. 10 Sekunden, doch werden die simulierten Felder für die hier dokumentierten Arbeiten nur stündlich abgespeichert, um die Datenmengen in einem vertretbaren Rahmen zu halten.

Die Berechnung der Variablen erfolgt auf einem Arakawa-C-Gitter (*Mesinger und Arakawa, 1976*). Dabei liegen die Werte der skalaren Größen (z. B. Temperatur, Druck, Feuchte) jeweils im Mittelpunkt einer Box, die vektoriellen Größen (Winde, sowie Gradienten und turbulente Transporte skalarer Größen) werden im Mittelpunkt der Einström- bzw. Ausströmfläche berechnet. Die turbulenten Impulstransporte ($u'v'$, $u'w'$, $v'w'$) liegen in der Mitte der Schnittkanten der jeweiligen Ein- bzw. Ausströmflächen. Dadurch liegen die Werte für die unterste Atmosphärenschicht (außer für Vertikaltransporte) in einer Höhe von ca. 25 m über Grund (abhängig von der lokalen Schichtdicke der untersten Schicht über der Orographie). Für den Vergleich zwischen Mess- und Modelldaten in Kapitel 4 werden die simulierte Werte der untersten Atmosphärenschicht auf eine Höhe von 2 m über Grund extrapoliert. Die Extrapolation erfolgt über die Profildfunktionen der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie, wobei die Stabilität der Atmosphäre in Form der Bulk-Richardson-Zahl berücksichtigt wird (*Beljaars und Holtslag, 1991*).

Die atmosphärischen Felder werden oberhalb der Verdrängungsschicht berechnet, d. h. die Größen über Grund werden oberhalb der Bewuchsschicht berechnet, anderenfalls würden zusätzliche Parameterisierungen erforderlich. Die Höhe der Verdrängungsschicht ist in der Topographieinformation enthalten und beträgt üblicherweise 2/3 der Höhe der

Rauhigkeitselemente. Die Rauhigkeitslänge wird dann oberhalb der Verdrängungsschicht eingesetzt.

Im Modell können optional zwei verschiedene Advektionsschemata benutzt werden. Das klassische, flussbasierte „Upstream“-Schema oder ein quasi-monotones Semi-Lagrange-Verfahren (QMSL, *Bermejo und Staniforth, 1992*). Während beim „Upstream“-Schema in die Berechnung der Impulsflüsse lediglich Informationen aus der Richtung der Advektion einfließen, werden beim QMSL-Schema alle umliegenden Gitterpunkte berücksichtigt. Das QMSL-Schema ist dem „Upstream“-Verfahren besonders in stark gegliedertem Gelände deutlich überlegen, da es eine bessere Signalerhaltung zeigt und nicht so stark glättend wirkt wie das „Upstream“-Schema (*Brücher, 1997*). Allerdings ist es nicht exakt massen- und energierhaltend. Das „Upstream“-Verfahren ist zwar massenerhaltend, hat aber eine höhere numerische Diffusion. In den hier vorgestellten Untersuchungen wird ausschließlich das QMSL-Schema verwendet.

Die Berechnung der turbulenten Flüsse erfolgt in FOOT3DK über einen Gradientansatz. Für den turbulenten Fluss einer skalaren Größe φ in Richtung x_i gilt:

$$F_{x_i\varphi} = \overline{u'_i \varphi'} = -K_{x_i\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x_i} \quad i=1,\dots,3 \quad [4]$$

Für die Impulsflüsse lautet die Beziehung:

$$F_{x_i u_j} = \overline{u'_i u'_j} = -K_{x_i u_j} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) - \delta_{ij} \frac{2}{3} e \quad i,j=1,\dots,3 \quad [5]$$

Dabei stellt der Parameter K den jeweiligen Diffusionskoeffizienten dar. Der zweite Term auf der rechten Seite von Gleichung [5] ist notwendig, um die Berechnung der turbulenten kinetischen Energie (TKE) konsistent aus dieser Berechnung zu ermöglichen. Es ist:

$$e = \frac{q^2}{2} = \frac{1}{2} (\overline{u'u'} + \overline{v'v'} + \overline{w'w'}) \quad [6]$$

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten werden nach der Methode von *Mellor und Yamada (1982)* bestimmt. Die prognostische Gleichung der TKE für vertikale Bewegungen lautet:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ze} \frac{\partial e}{\partial x_i} \right) + P_b + P_s - \varepsilon \quad i=1,\dots,3 \quad [7]$$

mit:

$$P_b = \frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta'_v} \quad [8]$$

$$P_s = -u_i u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad i,j=1,\dots,3 \quad [9]$$

$$\varepsilon = \frac{q^3}{0.74l} \quad [10]$$

Der Auftriebsterm, P_b , wird dabei aus dem vertikalen turbulenten Transport der virtuellen potentiellen Temperatur berechnet, der Scherungsterm, P_s , enthält die turbulenten Impulstransporte in alle drei Raumrichtungen und die Dissipation, ε , ist proportional zu q^3 und umgekehrt proportional zur Mischungsweglänge l . Um die Entstehung von Turbulenz in konvektiven Systemen berechnen zu können, wurde der Scherungsterm im Unterschied zu *Mellor und Yamada* (1982) in alle drei Raumrichtungen erweitert.

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten für die TKE, K_{ze} , für Temperatur und Feuchte, K_{zH} , und für Impuls und alle anderen Größen, K_{zM} , werden aus der Mischungsweglänge, der TKE und empirischen Parametern S_H und S_M bestimmt.

$$K_{ze} = lq0.2 \quad [11]$$

$$K_{zH} = lqS_H \quad [12]$$

$$K_{zM} = lqS_M \quad [13]$$

Die horizontalen Diffusionskoeffizienten entsprechen in FOOT3DK den um den Faktor 2,5 erhöhten vertikalen (*Gross*, 1988), sofern nicht folgende Parameterisierung (*Tag et al.*, 1979) einen höheren Wert liefert:

$$K_{hor} = 0.04\Delta x\Delta y \sqrt{\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + 2\left[\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2\right]} \quad [14]$$

Am Unterrand des Modells werden die Flüsse nach der Monin-Oboukhov-Theorie iterativ bestimmt. Dabei werden die Profildfunktionen nach *Beljaars und Holtslag* (1991) für stabile Schichtungen und nach *Businger et al.* (1971) und *Benoit* (1977) für labile Schichtungen genutzt. Für Wetterlagen mit vorherrschend freier Konvektion ist eine Erweiterung nach *Abdella und McFarlane* (1996) enthalten.

Alternativ zur hier beschriebenen iterativen Methode, kann auch eine explizite Berechnung nach einer analytischen Näherungslösung von *Louis* (1979) verwendet werden. Da die iterative Methode jedoch besonders in labilen Situationen der analytischen Näherungslösung überlegen ist (*Beyer*, 2002), werden die im weiteren Verlauf dieser Arbeit durchgeführten Simulationen mit der iterativen Methode berechnet.

Der Einfluss der Strahlung wird im wesentlichen in Form einer parameterisierten Strahlungsbilanz am Erdboden berücksichtigt. Die Erwärmung und Abkühlung innerhalb der Atmosphäre aufgrund der Divergenz des Strahlungsflusses kann derzeit nur für den langwelligen Strahlungsanteil berücksichtigt werden.

Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus:

$$Q = (1 - \alpha)S_{\downarrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad [15]$$

Dabei ist α die kurzwellige Albedo, S_{\downarrow} der abwärts gerichtete kurzwellige Strahlungsfluss am Unterrand der Atmosphäre und L_{\downarrow} und L_{\uparrow} die entsprechenden langwelligen Flüsse.

Die Transmissivität der Atmosphäre für kurzwellige Strahlung bei wolkenfreiem Himmel, T_{as}^* , wird nach *Mahrer und Pielke* (1977) berechnet. Sie ist abhängig vom Zenitwinkel der Sonne und dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Falls sich Wolken bilden, wird die Transmissivität nach *Stull* (1988) für hohe, mittelhohe und niedrige Wolken modifiziert.

$$T_{as} = T_{as}^* (1 - 0.4n_{c_h}) (1 - 0.7n_{c_m}) (1 - 0.4n_{c_l}) \quad [16]$$

Dabei sind n_{c_h} , n_{c_m} und n_{c_l} die Bedeckungsgrade hoher, mittelhoher und niedriger Wolken. Die Bedeckungsgrade werden über die maximale relative Feuchte der zugehörigen Modellschichten berechnet.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz am Erdboden ergibt sich daraus als:

$$Q_s = \cos(\Delta\theta)(1 - \alpha)T_{as}S_0 \quad [17]$$

mit der Solarkonstante S_0 und dem Winkel zwischen der einfallenden kurzwelligen Strahlung und der Flächennormalen des Untergrundes $\Delta\theta$. Zusätzlich werden Abschattungseffekte der Orographie berücksichtigt, jedoch nur für die direkte kurzwellige Strahlung, nicht für den diffusen Anteil. Durch die Kopplung an das Bodenschema kann am Unterrand der Atmosphäre die langwellige Gegenstrahlung berechnet werden. Damit werden Abkühlungs- und Erwärmungsraten in den einzelnen atmosphärischen Schichten bestimmt.

Das Modell verfügt über zwei alternativ zu nutzende Konvektionsschemata. Das erste entspricht einer konventionellen Konvektionsparameterisierung. Darin wird üblicherweise eine übersättigte Atmosphärenschicht in der gesamten Gitterzelle vorausgesetzt um Konvektion auszulösen. Alternativ dazu kann in FOOT3DK ein hybrides Schema gewählt werden, bei dem Konvektion in einem Teil der Gittermasche einsetzen kann, auch wenn nicht für die ganze Gittermasche Feuchteübersättigung vorliegt (*Sommeria und Deardorff*, 1977; *Redelsperger und Sommeria*, 1986). Die konventionelle Parameterisierung der Konvektion basiert auf einem Massenfluss-Schema nach *Tiedtke* (1989), welches ursprünglich für großskalige Modelle entwickelt wurde. Um es auf der Mesoskala anwenden zu können, muss berücksichtigt werden, dass bei feiner Gitterauflösung Konvektion z. T. explizit berechnet werden muss und nicht ausschließlich parameterisiert werden kann. Daher wurde eine Unterscheidung von konvektiver und „subgrid“-Skala eingeführt (*Sogalla und Kerschgens*, 2001). Diese Technik ermöglicht Interaktionen zwischen aufgelöster, d.h. explizit berechneter, und parameterisierter Konvektion. Im Konvektionsschema wird zwischen Aufwinden (engl.: *updrafts*) und Abwinden (engl.: *downdrafts*)

unterschieden. Niederschlag kann entweder aus der Parameterisierung der Abwinde (konventionelles Schema), oder durch ein explizites Transportschema berechnet werden in dem nur die Aufwinde parameterisiert werden, die Abwinde aber explizit berechnet werden (hybrides Schema). Die Konversion von Wolkenwasser in Regenwasser wird in Anlehnung an *Sunqvist* (1988) und *Sundqvist et al.* (1989) parameterisiert. Im Unterschied zur ursprünglichen Formulierung wird eine neue Beschreibung der Vertikalbewegungen und Temperaturprofile innerhalb der Wolke eingeführt, die die Verwendung eines einheitlichen Parametersatzes für konvektive und stratiforme Wolken ermöglicht (*Sogalla und Kerschgens*, 2001). Im Konvektionsschema ist eine zusätzliche Schließungsannahme an der Wolkenuntergrenze erforderlich. Dazu stehen drei Optionen der Schließung in FOOT3DK zur Verfügung. Die Feuchtekonvergenz-Schließung (*Tiedtke*, 1989) erfordert Massenkonzentration unterhalb der Wolkenbasis oder skaligen Vertikaltransport. Im Unterschied zur Originalschließung enthält FOOT3DK eine einheitliche Parameterisierung für hohe, mittelhohe und flache Wolken, die die beiden Kriterien der Originalschließung integriert. Die CAPE-Schließung (*Nordeng*, 1994) basiert auf der Annahme, dass Konvektion die vorhandene atmosphärische potentielle Energie (CAPE) in einer charakteristischen Zeit τ abbaut. Als Weiterführung der Methode von *Nordeng* (1994) wird die Zeit τ in FOOT3DK nicht konstant gesetzt, sondern als Variable umgekehrt proportional zur mittleren Aufwärtsströmung berechnet. Schließlich steht als dritte Möglichkeit eine aus diesen beiden Ansätzen kombinierte Schließung zur Verfügung. Die kombinierte Schließung verbindet die Vorteile der beiden Ansätze und reduziert die jeweiligen Schwächen. Während die CAPE-Schließung realistischere Werte des konvektiven Massenflusses liefert als die Feuchtekonvergenz-Schließung, wird bei alleiniger Verwendung des CAPE-Kriteriums Konvektion zu schnell ausgelöst, da eine einzige instabile Schicht dazu bereits ausreicht. In der kombinierten Schließung wird daher der Massenfluss nach dem CAPE-Kriterium berechnet, aber Konvektion kann erst einsetzen, wenn auch die Kriterien der Feuchtekonvergenz-Schließung erfüllt sind (siehe dazu *Sogalla und Kerschgens*, 2001).

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen nutzen das hybride Konvektionsschema um subskalige Konvektion zu ermöglichen und die kombinierte Schließung aus Feuchtekonvergenz- und CAPE-Kriterium.

3.2 Das SVAT Modul in FOOT3DK

Das Boden- und Oberflächenschema (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer – SVAT Modul) des Modells besteht aus zwei Bodenschichten und einer Vegetationsschicht. Für die Vegetationsschicht wird der sogenannte „big-leaf approach“ verwendet, d.h. die Vegetation wird so behandelt, als

bestünde sie nicht aus vielen einzelnen Blättern sondern einem einzigen, großen Blatt. Niederschlag teilt sich auf in einen Anteil, der auf den Boden fällt und von dort in die obere Bodenschicht versickert (P_g) und in einen Anteil, der auf Pflanzenoberflächen fällt (P_r). Wird die Pflanzenoberfläche durch Niederschlag benetzt, kann das Interzeptionswasser (d.h. das Wasser auf den benetzten Pflanzenoberflächen, W_r) von dort entweder verdunsten oder zum Boden durchtropfen.

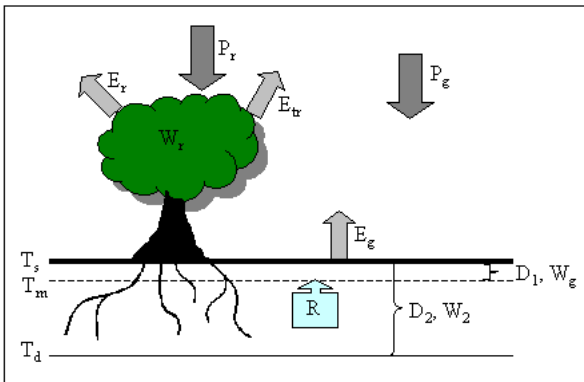


Abbildung 3.2: Komponenten des Bodenschemas in FOOT3DK. W_g , W_2 , W_r sind Wassergehalte der obersten Bodenschicht, der gesamten Bodenschicht und der Vegetationsschicht. P_r und P_g sind Niederschlag, der auf Pflanzen, bzw. der auf den Boden fällt. E_g , E_r und E_{tr} sind Verdunstung vom Boden, von der Vegetationsschicht und Transpiration. D_1 ist die Schichtdicke der oberen Bodenschicht, D_2 die Dicke der gesamten Schicht. R ist der Restore-Term. T_s ist die Oberflächentemperatur, T_m die Temperatur an der Grenze zwischen oberer und unterer Bodenschicht und T_d die Temperatur am Unterrand des Bodenmodells.

Die Komponenten des Boden- und Vegetationschemas sind in Abb. 3.2 schematisch dargestellt. Bodentemperatur und -feuchte werden nach der „Extended Force-Restore“ (EFR) Methode berechnet (Deardorff, 1978; Jakobsen und Heise, 1982; Noilhan und Planton, 1989). Dabei reagiert die obere, dünne Bodenschicht schnell auf äußere Anregungen (z. B. Einstrahlung oder Niederschlag; „Forcing“). Das Signal wird an die tiefere Schicht weitergegeben, die eine Pufferfunktion erfüllt und gespeicherte Wärme und Feuchte wiederum an die darüber liegende Schicht zurückgibt („Restoring“). Das Bodenschema im Modell FOOT3DK verfügt über zwei Schichten, analog zum Bodenschema der zum Antrieb vorgesehenen Modelle des DWD. Die Dicke der oberen Schicht (D_1) beträgt ca. 9 cm, der

Unterrand der zweiten Bodenschicht (D_2) liegt bei 1 m (vgl. Abb. 3.2). Die Tiefe der unteren Schicht wurde ursprünglich so gewählt, dass eine Temperaturwelle mit der Dauer von einem Tag am Unterrand nicht reflektiert wird (Deardorff, 1978). Eine prognostische Gleichung der Temperatur am Unterrand des Bodenmoduls ermöglicht auch die Wiedergabe von niedrigeren Frequenzen (z. B. Jahresgang) ohne Amplituden- und Phasenfehler (Jakobsen und Heise, 1982). Die Verwendung von zwei Bodenschichten ermöglicht die Bestimmung des Bodenwärmestroms nicht nur als Residuum der Energiebilanzgleichung, sondern über die Berechnung mittels Gradientansatz als:

$$B = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad [18]$$

Dabei ist B der Bodenwärmestrom, λ die Wärmeleitfähigkeit des Bodens, T die Temperatur und z die Eindringtiefe (positiv nach unten). Die Wärmetransportgleichung lautet dann:

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial B}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad [19]$$

wobei ρ_s die Dichte und c_s die Wärmekapazität des Bodens ist.

Die mittleren Temperaturen der beiden Bodenschichten werden zeitlich variabel aus den Temperaturen an den Schichtgrenzen bestimmt:

$$\vartheta_s = T_s - T_d \quad [20]$$

$$\vartheta_m = T_m - T_d \quad [21]$$

Hier sind T_s die Temperatur an der Oberfläche, T_m die Temperatur am Unterrand der oberen Bodenschicht und T_d die Temperatur am Unterrand der unteren Bodenschicht. Die Temperaturtendenzen an der Oberfläche und an der Grenzfläche zwischen oberer und unterer Bodenschicht lassen sich dann berechnen als:

$$\frac{\partial \vartheta_s}{\partial t} = -\alpha_s \vartheta_s + \beta_s \vartheta_m + \gamma_s B \quad [22]$$

$$\frac{\partial \vartheta_m}{\partial t} = -\alpha_m \vartheta_m + \beta_m \vartheta_s \quad [23]$$

Die Koeffizienten α_s , α_m , β_s und β_m werden aus den Frequenzen der zu behandelnden Effekte bestimmt (hier: $\omega_1=2\pi/3h$, $\omega_2=2\pi/d$). Der Faktor γ_s berücksichtigt die Eindringtiefen der betrachteten Temperaturwellen in Abhängigkeit von der Dichte und der Wärmekapazität des Bodens.

Die Gleichungen der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte in der oberen (W_g) und der gesamten (W_2) Bodenschicht lauten:

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w D_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{geq}) \quad [24]$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w D_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad [25]$$

Es ist: ρ_w die Dichte von Wasser, D_1 und D_2 die Tiefen der oberen und der gesamten Bodenschicht, P_g der Niederschlag der den Boden erreicht, E_g die Evaporation am Boden, E_{tr} die Transpiration der Pflanzen (siehe Abb. 3.2) und τ eine charakteristische Reaktionszeit (hier: 1 Tag). Der Faktor W_{geq} beschreibt den Gleichgewichtswassergehalt bei dem der zweite Term von Gleichung [24] (sog. Restore-Term) verschwindet. Der Gleichgewichtswassergehalt hängt vom aktuellen Wassergehalt der gesamten Bodenschicht (W_2) sowie vom bodenartspezifischen Sättigungswassergehalt (W_{sat}) ab. Die Koeffizienten C_1 und C_2 aus Gleichung [24] werden folgendermaßen berechnet:

$$C_1 = C_{1sat} \left(\frac{W_{sat}}{W_g} \right)^{\frac{b}{2}+1} \quad [26]$$

$$C_2 = C_{2ref} \left(\frac{W_2}{W_{sat} - W_2 + 10^{-2}} \right) \quad [27]$$

Die Parameter C_{1sat} , C_{2ref} und b hängen ebenso wie der Sättigungswassergehalt von der Bodenart ab (siehe Tab. 3.2). Die Tendenz des Wassergehaltes in der Pflanzenschicht (W_r) wird aus der Differenz des Niederschlages und der Verdunstung des Interzeptionswassers gebildet:

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = P_r - E_r \quad [28]$$

Der Interzeptionswassergehalt W_r ist nach oben begrenzt durch $W_{r,max} = 0,2 \cdot veg \cdot LAI$ [kg/m²]. Dabei ist veg der Vegetationsbedeckungsgrad und LAI der Blattflächenindex (d.h. das Verhältnis von m² Blattoberfläche pro m² Boden).

Bei der Berechnung der Verdunstung lassen sich drei Anteile unterscheiden (siehe Abb. 3.2): Die Verdunstung vom Boden (E_g) die Verdunstung von Regenwasser auf Pflanzenoberflächen (E_r) und die Transpiration (E_{tr}).

$$E = E_g + E_r + E_{tr} \quad [29]$$

Die einzelnen Anteile werden wie folgt berechnet:

$$E_g = (1 - veg) \rho_w L_v \frac{1}{R_a} (h_u q_s(T_s) - q_1) \quad [30]$$

$$E_r = veg \cdot \rho_w L_v \frac{\delta_r}{R_a} (q_s(T_s) - q_1) \quad [31]$$

$$E_{tr} = veg \cdot \rho_w L_v \frac{1 - \delta_r}{R_a + R_s} (q_s(T_s) - q_1) \quad [32]$$

In den Gleichungen [16] bis [18] bezeichnet L_v die spezifische Verdampfungswärme von Wasser, $q_s(T_s)$ die spezifische Sättigungsfeuchte am Boden und q_1 die spezifische Feuchte in der untersten Luftschicht. Der aerodynamische Widerstand (R_a) parameterisiert die Einflüsse der Rauigkeitslänge und der atmosphärischen Stabilität. Der in die Berechnung der Transpiration eingehende Stomatawiderstand (R_s) wird weiter unten ausführlicher betrachtet. Die Faktoren h_u und δ_r beschreiben den Einfluss der Bodenfeuchte in der oberen Bodenschicht (W_g) und des Interzeptionswassers (W_r) auf E_g und E_r . Es ist:

$$h_u = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos\left(\pi \left(\frac{W_g}{W_{fl}} \right)\right) \right) & \rightarrow W_g \leq W_{fl} \\ 1 & \rightarrow W_g > W_{fl} \end{cases} \quad [33]$$

$$\delta_r = \left(\frac{W_r}{W_{r,max}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad [34]$$

Der Parameter $W_{fl} = 0,75 \cdot W_{sat}$ beschreibt die Feldkapazität. Oberhalb der Feldkapazität kann der Boden zwar noch Wasser aufnehmen, dieses führt aber nicht zu einer weiteren Steigerung der Verdunstung oder Transpiration.

Der in die Berechnung der Transpiration (E_{tr}) eingehende Stomatawiderstand (R_s) wird ausgehend von der Annahme eines minimalen Stomatawiderstandes (R_{smin}) für jede Bewuchsklasse berechnet (Jarvis, 1976; Sellers et al., 1986). Der maximale Stomatawiderstand (R_{smax}) wird für alle Bewuchsklassen einheitlich auf 5000 s/m gesetzt.

$$R_s = \min(R_{smax}, \frac{R_{smin}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1}) \quad [35]$$

Der Stomatawiderstand berechnet sich nach Gleichung [21] durch die Vergrößerung des minimalen Wertes durch die Faktoren $F1$ bis $F4$. Sie berücksichtigen die variablen Einflussgrößen Strahlung, pflanzenverfügbares Bodenwasser, sowie Dampfdruckdefizit und Temperatur in der untersten Luftschicht. Die maximal mögliche Verdunstung einer bestimmten Bewuchsklasse wird somit durch die limitierenden Faktoren der Bedingungen im Boden und in der untersten Atmosphärenschicht begrenzt.

Der Strahlungseinfluss wird folgendermaßen errechnet:

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + \frac{R_{smin}}{R_{smax}}} \quad [36]$$

$$f = \frac{1,1}{LAI} \frac{Q_s}{Q_{sl}} \quad [37]$$

Der Parameter Q_d bezeichnet die direkte kurzwellige Einstrahlung. Der Einfluss der Strahlung wird durch einen vegetationsabhängigen Strahlungsbeiwert (Q_{sl}) begrenzt.

Der Einfluss der Bodenfeuchte wird durch folgende Formulierung wiedergegeben:

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \rightarrow W_2 > W_{fl} \\ \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{fl} - W_{wilt}} & \rightarrow W_{wilt} < W_2 < W_{fl} \\ 0 & \rightarrow W_2 \leq W_{wilt} \end{cases} \quad [38]$$

dabei stellt W_{wilt} den Welkepunkt dar, d.h. den Wert unterhalb dessen die Pflanzen kein Wasser mehr aus dem Boden ziehen können. Der Welkepunkt ist abhängig von der Bodenart und nimmt (ebenso wie der Sättigungswassergehalt) mit der Feinkörnigkeit des Bodens zu (d.h. Welkepunkt und Sättigungswassergehalt von Lehm sind höher als von Sand).

Der Einfluss des atmosphärischen Sättigungsdampfdefizites wird parameterisiert mittels:

$$F_3 = \frac{1}{1 + 0.0004 Pa^{-1} p_s (q_s(T_s) - q_1)} \quad [39]$$

Darin ist p_s der Luftdruck am Boden.

Die Temperaturabhängigkeit wird berechnet als:

$$F_4 = 1 - 0.0016 K^{-2} (298 K - T_1)^2 \quad [40]$$

Anschaulich beschreibt der Stomatawiderstand die Abhängigkeit der Transpiration von äußeren Einflüssen durch Öffnen und Schließen der stomatären Blattöffnungen. Die Stomata werden geöffnet bei kurzweiliger Einstrahlung, wenn ausreichend Wasser im Boden vorhanden ist, bei geringem Sättigungsdampfdruckdefizit, d.h. bei nicht zu trockener Luft und wenn die Temperatur in der Umgebung der Pflanze über 298 K steigt.

Die prognostische Behandlung der Bodenfeuchte ermöglicht es, den Einfluss des Bodenwassergehaltes auf die Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Bodens zu berechnen (die in FOOT3DK von der Landnutzungsklasse bestimmt werden). In diese Berechnungen geht die Kapillarität der Bodenart in Form des hydraulischen Potentials ψ ein (siehe Tab. 3.2).

Die Berechnung der Oberflächenparameter für eine Gitterzelle erfolgt in FOOT3DK in Form eines mit dem jeweiligen Anteil der Landnutzungsklasse an der Fläche der Gitterbox gewichteten Mittelwertes. Hiervon ist nur die Rauigkeitslänge ausgenommen, die folgendermaßen berechnet wird.

$$z_0 = \exp\left(\sum_{i=1}^{AnzLNK} l_i \ln(z_{0i})\right) \quad [41]$$

In dieser Gleichung stellt $AnzLNK$ die Anzahl der möglichen Landnutzungsklassen dar, l_i ist der prozentuale Anteil der i -ten Landnutzungsklasse an der betreffenden Gitterzelle und z_{0i} ist die Rauigkeitslänge, die dieser Landnutzungsklasse zugeordnet ist.

Die in dieser Arbeit verwendeten Landnutzungsklassen und die ihnen zugeordneten Parameter (u. a. Vegetationsbedeckungsgrad, Blattflächenindex, Albedo, Rauigkeitslänge) werden in Kap. 4 vorgestellt und diskutiert. Die Parameter Wärmekapazität und –leitfähigkeit, die in die Berechnung des Bodenwärmestroms eingehen, werden einheitlich auf 2,0 J/kgK und 1,3 J/smK gesetzt. Für Wasserflächen betragen die entsprechenden Werte 4,2 J/kgK und 100,0 J/smK, allerdings kommen offene Wasserflächen im Kataster des Simulationsgebietes nicht vor.

Das Modell kann mit sieben verschiedenen Bodenarten betrieben werden: Fels, Sand, Sandlehm, Lehm, Tonlehm, Ton und Torf. Die spezifischen Eigenschaften der Bodenarten sind in Tabelle 3.2 angegeben. Dabei stellt W_{sat} [cm^3/cm^3] den Sättigungswassergehalt dar, W_{wilt} [cm^3/cm^3] den Welkepunkt und Ψ_{sat} [m] das hydraulische Potential bei Sättigung. Die Parameter C_{1sat} , C_{2ref} und b

werden in Gleichungen [26] und [27] zur Berechnung der Tendenz des Wassergehaltes in der oberen Bodenschicht (W_g , Gl. [24]) benötigt.

Bodenart	W_{sat}	W_{wilt}	Ψ_{sat}	C_{1sat}	C_{2ref}	b
Fels	10^{-3}	10^{-4}	-1.0	10^{-3}	10^{-3}	1.0
Sand	0.395	0.0677	-0.12	0.082	3.1	4.05
Sandlehm	0.435	0.1142	-0.218	0.132	1.8	4.9
Lehm	0.451	0.1547	-0.478	0.191	0.8	5.39
Tonlehm	0.477	0.22	-0.45	0.23	0.6	7.5
Ton	0.482	0.2864	-0.405	0.342	0.3	11.4
Torf	0.863	0.3947	-0.356	0.25	0.8	8.0

Tabelle 3.1: Parameter der Bodenarten

Das SVAT Modul kann mit einer anderen horizontalen Auflösung betrieben werden, als der atmosphärische Teil des Modells. Nach *Shao et al. (2001)* liefert eine Erhöhung der Auflösung der Boden- und Oberflächenschemas eine deutliche Verbesserung der Simulationsgüte in heterogenem Gelände. Da die Landnutzungsdaten in einer Auflösung von 1 km x 1 km (der LANDSAT Datensatz sogar in einer Auflösung von 28.5 m x 28.5 m) vorliegen, wird das Modell in den hier gezeigten Untersuchungen mit einer Auflösung des SVAT Schemas von 1 km x 1 km betrieben (explizite Methode, vgl. Kap. 1.2.4). Dadurch können Qualitätsverluste durch Aggregation der Landnutzungsdaten zu großen Gitterboxen vermieden oder zumindest reduziert werden. Dieses Verfahren bezieht sich nur auf die Komponenten Bodenart und Landnutzung, nicht auf die Orographie. Diese kann nicht höher aufgelöst werden als der atmosphärische Teil des Modells, da sonst die geländefolgende Vertikalkoordinate nicht mehr realisierbar wäre.

3.3 Beschreibung der Nestingkette

Als Nestingvorgabe für FOOT3DK dienen Simulationen des Lokal Modells (LM) in einer Forschungsversion der Universität Bonn, welche durch GME-Simulationen angetrieben werden. Im Rahmen von IMPETUS werden diese Simulationen als Antrieb für FOOT3DK zur Verfügung gestellt. Das LM wird zunächst mit einer Auflösung von 0.25° (ca. 28 km) betrieben und in einem weiteren Nestingschritt wird die Auflösung auf 0.0625° (ca. 7 km) erhöht. In die resultierenden LM-Simulationen wird das Modell FOOT3DK mit einer Gittermaschenweite von 3 km genestet. Die Simulationsgebiete der hier beschriebenen Nestingkette sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Alternativ wurde eine Nestingkette getestet, in der FOOT3DK mit einer Auflösung von 6 km Gittermaschenweite in das LM mit 0.25° Auflösung genestet wurde. Die Ergebnisse liefern keine signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Nestingketten (nicht gezeigt). Daher werden im

weiteren Verlauf dieser Arbeit nur die Simulationen des LM mit 0.0625° Auflösung in der Nestingkette genutzt. Der Antrieb aus dem LM wird an den seitlichen Rändern, sowie am Oberrand des FOOT3DK-Simulationsgebietes stündlich vorgegeben. Die unteren Randbedingungen (Boden- und Oberflächentemperatur und -feuchte) werden nur im ersten Zeitschritt zur Initialisierung vorgegeben und im weiteren Verlauf der Simulation durch die modellierten Prozesse in FOOT3DK gesteuert. In der ersten Stunde der Simulation wird eine Diastrophiephase erlaubt, in der die gröber aufgelöste Orographie aus dem LM graduell auf die feiner aufgelöste Orographie in FOOT3DK interpoliert wird.

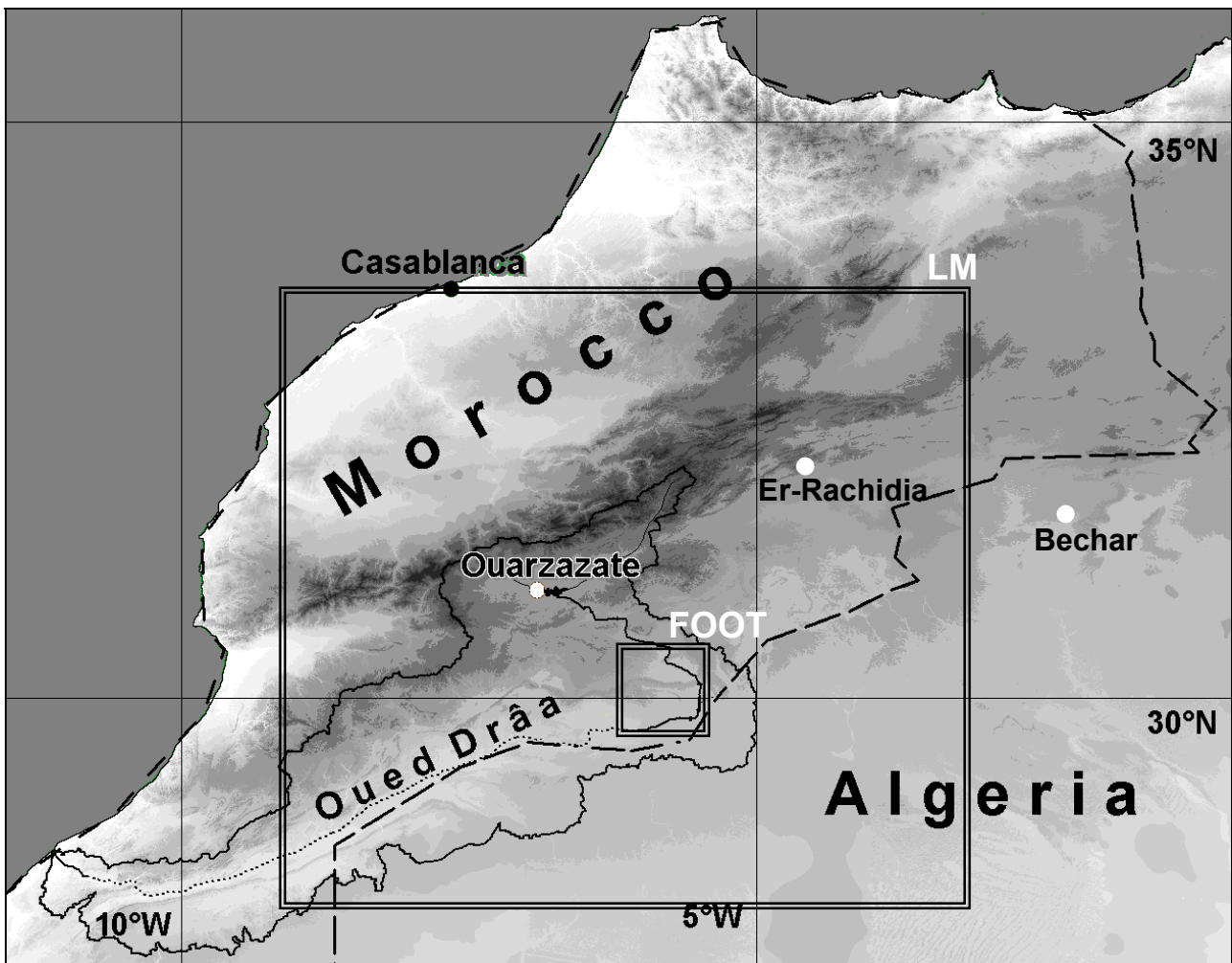


Abbildung 3.3: Topographie Marokko. In doppelt umrandeten Rahmen sind die Simulationsgebiete des LM ($0,0625^\circ$ Auflösung) und des FOOT3DK dargestellt. Die gestrichelte Linie bezeichnet die Landesgrenzen. Die weißen Punkte bezeichnen Städte, deren Niederschlagsmeldungen in Kap. 5 verwendet werden. Die durchgezogene Umrandung umschließt das Drâa Einzugsgebiet. Der Stausee östlich von Ouarzazate, der Dades (von Osten in den Satussee mündend) und der Drâa sind in schwarz eingezeichnet. Die gepunktete Linie südwestlich des FOOT3DK-Simulationsgebietes markiert die Abflusslinie des Drâa, der Wadi ist in diesem Bereich die meiste Zeit trocken.

3.4 Statistische Methoden

In diesem Kapitel wird zunächst beschrieben, wie und auf welcher Basis die Verdunstungsklimatologie für das Untersuchungsgebiet erstellt wird. Da der Bodenwassergehalt

den zentralen Steuerungsmechanismus für die Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet darstellt (vgl. *Sogalla et al.*, 2001), sind die Bewässerung und die Niederschlagsverteilung von wesentlicher Bedeutung für die Ergebnisse der Klimatologie. Weitere Einflussfaktoren sind die Bewölkung, bzw. Einstrahlung, sowie Temperatur, Feuchte und Wind in Bodennähe. Daher ist eine Methode erforderlich, mit der die bestimmenden Witterungsmerkmale für die Evapotranspiration und ihre klimatologische Verteilung erfasst werden können. Die statistisch-dynamische Regionalisierung (*Fuentes und Heimann*, 2000) wird in dieser Arbeit verwendet, um aus mesoskaligen Simulationen der Evapotranspiration eine Klimatologie der Verdunstung für das Untersuchungsgebiet zu erstellen. Im Unterschied zu einem rein statistischen Verfahren kann mit dieser Methode die räumliche Verteilung und die Abhängigkeit von heterogenen Feldern der Bodenfeuchte hochaufgelöst dargestellt werden. Eine Klimatologieerstellung aus einer dynamischen Regionalisierung ist aus Gründen der Rechenzeit nicht realisierbar. Die statistisch-dynamische Regionalisierung beruht auf einem statistischen Zusammenhang zwischen einem Parameter, der aus großskaligen Daten oder globalen Klimamodellen gewonnen werden kann und der zu untersuchenden Größe auf der kleineren Skala. Die resultierenden Klassen sollen disjunkt und möglichst klar voneinander abgegrenzt sein, keine Redundanzen aufweisen und möglichst eng mit dem zu untersuchenden Parameter auf der kleineren Skala verknüpft sein. Als Variable auf der großen Skala wird in dieser Arbeit das aus Bodendruckdaten gewonnene bodennahe Windfeld genutzt. Es ist physikalisch mit den Größen Niederschlag und Bewölkung im Untersuchungsgebiet verknüpft (siehe Kap. 5) und liefert klar voneinander abgrenzbare Klassen. Zusätzlich hat dieser Parameter den Vorteil, dass die zu seiner Berechnung benötigten Daten (Bodendruckdaten mit einer Auflösung von $5^{\circ} \times 5^{\circ}$) für einen langen Zeitraum vorliegen (NCEP Re-Analysen von 1958-2004) und dass diese Daten auch aus verschiedenen Szenariensimulationen mit Klimamodellen zu erhalten sind. Damit ist gewährleistet, dass die Methode auch zur Analyse möglicher künftiger Entwicklungen einsetzbar ist. Im Rahmen der Validierungsmöglichkeiten und der Unsicherheiten der Modellsimulationen erscheint die Repräsentation der Strömungsfelder durch tägliche Windrichtungsklassen angemessen.

In der hier vorgelegten Untersuchung werden Windrichtungsklassen für einzelne Tage nach der objektiven Methode von *Jones et al.* (1993) bestimmt und als Steuerparameter für die statistisch-dynamische Regionalisierung auf der großen Skala verwendet. Die Windrichtungsklassen werden aus Bodendruckfeldern für den Bereich Westafrika erstellt. Unter der Annahme, dass auch in Bodennähe der Wind in erster Näherung durch ein Kräftegleichgewicht zwischen der Druckgradient- und der Corioliskraft beschrieben werden kann, können hierfür die Gleichungen für

den geostrophischen Wind verwendet werden. Die Formel für den geostrophischen Wind (\vec{v}_g) lautet:

$$\vec{v}_g = \vec{i}u_g + \vec{j}v_g \quad [42]$$

$$\text{mit: } u_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad [43]$$

wobei \vec{i} und \vec{j} die Einheitsvektoren in zonaler und meridionaler Richtung sind, p ist der Druck auf Meeresniveau in hPa, ρ ist die Luftdichte und f der Coriolisparameter.

Die geostrophische Vorticity (ζ_g) lässt sich daraus wie folgt berechnen:

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \quad [44]$$

Aus den Gleichungen [42] bis [44] lassen sich durch Übergang von der differentiellen zur diskreten Schreibweise aus einer gegebenen Druckverteilung geostrophische Anströmklassen erstellen.

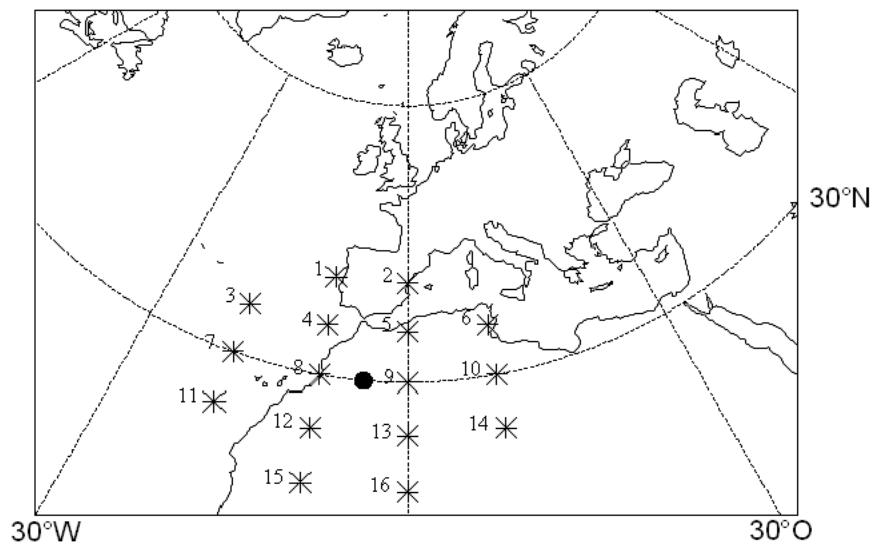


Abbildung 3.4: Zentrum der Berechnung der Windrichtungsklassen (dicker Punkt), Positionen an denen die Bodendruckdaten zur Berechnung der Klassen genutzt werden (*).

In Abb. 3.4 sind die Punkte dargestellt, an denen die Druckwerte zur Berechnung der Anströmklassen genutzt werden. Das Zentrum der Berechnung befindet sich bei 30°N, 5°W. Die Punkte, die in die Berechnung eingehen sind in Nord-Süd-Richtung jeweils 5°, in Ost-West-Richtung jeweils 10° voneinander entfernt.

In der Berechnung der Windrichtungsklassen muss die Meridiankonvergenz und die Änderung des Coriolisparameters f berücksichtigt werden. Daher werden trigonometrischen Vorfaktoren eingeführt, die dieser Tatsache Rechnung tragen.

Die westliche Strömung (W) ergibt sich aus der Druckdifferenz südlich und nördlich des Berechnungsmittelpunktes:

$$W = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_{12} + p_{13}) - \frac{1}{2}(p_4 + p_5) \right) \quad [45]$$

Ist W positiv, so liegt eine westliche Windrichtungskomponente vor, falls W negativ ist, eine östliche. Die südliche Strömung (S) wird analog aus der Druckdifferenz östlich und westlich des Zentrums errechnet:

$$S = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) - \frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) \right) \quad [46]$$

Für positive S ergibt sich eine südliche Windrichtung und für negative eine nördliche. Damit ergibt sich die Stärke der direktionalen Strömung (F) zu:

$$F = \sqrt{S^2 + W^2} \quad [47]$$

Um die Zirkulationsstärke einer Druckverteilung zu ermitteln wird zunächst die westliche Scherungsvorticity (WV) berechnet. Sie ergibt sich aus der Scherung südlich des Berechnungszentrums minus der Scherung nördlich davon:

$$WV = \frac{1}{\sin(25^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_{15} + p_{16}) - \frac{1}{2}(p_8 + p_9) \right) - \frac{1}{\sin(35^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_8 + p_9) - \frac{1}{2}(p_1 + p_2) \right) \quad [48]$$

Analog wird die südliche Scherungsvorticity (SV) aus der Scherung östlich des Zentrums der Berechnung minus der Scherung westlich davon bestimmt:

$$SV = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left[\left(\frac{1}{4}(p_6 + 2p_{10} + p_{14}) - \frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) \right) - \left(\frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) - \frac{1}{4}(p_3 + 2p_7 + p_{11}) \right) \right] \quad [49]$$

Die gesamte Scherungsvorticity (V) ist die Summe der Einzeltermine:

$$V = WV + SV \quad [50]$$

Liegt eine direktionale Windrichtungsklasse vor, so heben sich die Terme in der Berechnung der Scherungsvorticity auf und die Windrichtung setzt sich aus den Komponenten W und S zusammen. Bei zirkulären Windfeldern heben sich die Terme der westlichen und südlichen Strömung auf. Da die Druckverteilungen nicht immer eine so eindeutige Zuordnung ermöglichen, werden zusätzlich Mischklassen aus direktionalen und zirkulären Klassen definiert. Die Grenzwerte wurden nach *Jones et al.* (1993) folgendermaßen gewählt:

Falls $|V| \geq 2F$ ist liegt eine zyklonale oder antizyklonale Wetterlage vor, ist $|V| < F$ so wird eine direktionale Wetterlage diagnostiziert. Mischformen der direktionalen und zirkulären Klassen ergeben sich für Fälle, in denen $F \leq |V| < 2F$ ist. Damit ergeben sich zehn Windrichtungsklassen oder Zirkulationsklassen (Circulation Weather Types – CWTs): NO, O, SO, S, SW, W, NW, N, zyklonal und antizyklonal, sowie 16 Mischklassen aus direktionalen und zirkulären Klassen. Nach

Jones et al. (1993) werden schwach windige Termine, in denen sowohl F als auch V kleiner als 4 sind, als unklassifizierte Termine eingeordnet. In der vorliegenden Arbeit wurden die Windrichtungsklassen sowohl mit der Bedingung der unklassifizierten Termine, als auch ohne sie durchgeführt. Damit lässt sich einerseits die Bedeutung von Schwachwindsituationen im Untersuchungsgebiet abschätzen, andererseits werden so alle Termine einer Klasse zugeordnet. Auf Basis der Windrichtungsklassen wird mit dem Verfahren der statistisch-dynamischen Regionalisierung eine Klimatologie für das mittlere Drâa-Tal erstellt. Dazu werden zunächst alle Tage des NCEP-Reanalyse Zeitraumes 1958 bis 1997 nach der oben beschriebenen Berechnung in die CWTs eingeteilt. Hieraus werden statistische Verteilungen der CWTs für das Jahresmittel, sowie für mittlere Monate erstellt (siehe Kap. 5). Um Niederschlag im Untersuchungsgebiet auszulösen muss einerseits Feuchte in die Region advehiert werden und andererseits ein Mechanismus vorliegen, die Atmosphäre zu labilisieren und Hebung zu ermöglichen. Da Feuchtetransporte von den umliegenden Küstenregionen zu erwarten sind und eine Labilisierung durch positive Vorticity erreicht werden kann, wird im Folgenden der Zusammenhang der einzelnen Windrichtungsklassen mit dem Niederschlag in der Region untersucht. Aus täglichen Niederschlagsdaten der Stationen Ouarzazate (30°56'N, 6°54'W, WMO-Nr. 60265, siehe Abb. 2.1), Bechar (31°37'N, 2°14'W, WMO-Nr. 60571) und Er-Rachidia (31°56'N, 4°24'W, WMO-Nr. 60210) die ab 1978 vorliegen, werden für den Zeitraum 1978 bis 1998 Kreuzkorrelationen der einzelnen CWTs mit dem Niederschlag in Ouarzazate nach folgender Formel berechnet:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad [51]$$

Dabei stellt ρ_{xy} den Kreuzkorrelationskoeffizient zwischen Zeitreihen x und y dar (in diesem Fall CWTs und Niederschlag) und n ist die Anzahl der Zeitpunkte. Der Mittelwert jeder Zeitreihe wird mit μ bezeichnet und die Standardabweichung mit σ .

Für die statistisch-dynamische Regionalisierung werden aus den Gruppen oder Klassen des Parameters auf der großen Skala (hier: CWTs) ein oder mehrere Termine ausgesucht (siehe Kap. 5.2), die die gesamte Gruppe oder Klasse repräsentieren. Diese Termine werden Repräsentanten der Gruppen oder Klassen genannt. Für die Repräsentanten werden dynamisch an das großskalige Feld gekoppelte Simulationen durchgeführt. Die Simulationsergebnisse werden nach der Auftrittshäufigkeit der Klasse, für die der betreffende Repräsentant steht, gewichtet und addiert. Damit kann eine hochaufgelöste, dynamisch gekoppelte Simulation eines langen Zeitraumes durch wenige Simulationen kürzerer Zeiträume approximiert werden.

Um Redundanzen zu vermeiden und die Zahl der benötigten Nachsimulationen gering zu halten, werden die CWTs in meteorologisch sinnvolle Gruppen zusammengefasst (siehe Kap. 5). Innerhalb

der i -ten Gruppe (C_i) wird nach Tagen mit (C_{iRR}) und ohne Niederschlag (C_{ioRR}) unterschieden. Für jede der resultierenden Gruppen von Windrichtungsklassen werden Repräsentanten (R_i) für Tage mit ($R_i(C_{iRR})$) und ohne Niederschlag ($R_i(C_{ioRR})$) ausgewählt. Um der jahreszeitlichen Verteilung und der räumlichen Niederschlagsvariabilität gerecht zu werden, werden nach Möglichkeit für jede Gruppe mit und ohne Niederschlag zwei Repräsentanten zur Nachsimulation ausgewählt. Hierfür werden nur Tage herangezogen, bei denen keine Mischform aus direktonaler und zirkulärer Klasse vorliegt. Die erwünschte Anzahl von Terminen pro Gruppe ist nicht immer realisierbar, da nur für den Zeitraum November 2001 bis Dezember 2002 Nestingvorgaben des LM bereitstehen und manche Windrichtungsgruppen mit bzw. ohne Niederschlag in diesem Zeitraum nur selten auftraten (siehe Kap. 5).

Die prozentuale Gewichtung jedes Repräsentanten ($W(R_i)$) in der Klimatologie wird für Tage mit Niederschlag aus folgender Gleichung berechnet:

$$W(R_i) = (\psi(C_i) \cdot \psi(RR_i)) / \text{Anz}(R_i(C_{iRR})) \quad [52]$$

und für Tage ohne Niederschlag aus:

$$W(R_i) = (\psi(C_i) \cdot (100\% - \psi(RR_i))) / \text{Anz}(R_i(C_{ioRR})) \quad [53]$$

Dabei ist $\psi(C_i)$ die Auftrittshäufigkeit der Windrichtungsgruppe (in %), für die der Repräsentant R_i steht, und $\psi(RR_i)$ der prozentuale Anteil von Niederschlagstagen in dieser Gruppe. $\text{Anz}(R_i(C_{iRR}))$ ist die Anzahl der simulierten Repräsentanten für die i -te Gruppe mit Niederschlag und $\text{Anz}(R_i(C_{ioRR}))$ die Anzahl der simulierten Repräsentanten für die betreffende Gruppe ohne Niederschlag.

Tage mit Laché werden zusätzlich simuliert. Sie werden mit einer Gewichtung von einem Tag (0.27 %) berücksichtigt. Zum Ausgleich wird pro Tag mit Laché die Auftrittshäufigkeit einer der am häufigsten vorkommenden Gruppen um einen Tag reduziert.

Im Modell FOOT3DK wird die Evapotranspiration als Energieflussdichte in W/m^2 für jeden Zeitschritt angegeben. Daher werden zunächst die Werte zu den vollen Stunden mit einem als konstant angenommenen Wert der spezifischen Verdampfungswärme von $L_v = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$ multipliziert und unter der Annahme konstanter Evapotranspiration über eine Stunde zunächst als Stundenwerte, danach als Tageswerte akkumuliert. Anschließend werden die akkumulierten Werte der Evapotranspiration der simulierten Repräsentanten nach Gleichungen [52] und [53] gewichtet. Um die Verdunstungsklimatologie zu erstellen, werden die gewichteten, akkumulierten Verteilungen der Evapotranspiration für jede Gitterbox im Simulationsgebiet addiert. Daraus ergibt sich für das Simulationsgebiet eine räumlich hoch aufgelöste, durch Reanalysen angetriebene Verdunstungsklimatologie, die einen mittleren Zustand des Zeitraumes 1958-1997 beschreibt.

3.5 Daten

Zur Erstellung der Windrichtungsklassen werden die Druckfelder auf Meeresniveau der Reanalysen des National Centre for Environmental Prediction (NCEP) für den Zeitraum von 1958 bis 2002 mit täglicher Auflösung (00 UTC Termin) genutzt. Tägliche Niederschlagsdaten der Stationen Ouarzazate (30°56'N, 6°54'W, WMO-Nr. 60265), Er-Rachidia(31°56'N, 4°24'W, WMO-Nr. 60210) und Bechar(31°37'N, 2°14'W, WMO-Nr. 60571) für den Zeitraum 1978 bis 1997 wurden vom DWD zur Verfügung gestellt, monatlicher Niederschlag der Stationen Ouarzazate von 1951 bis 2001 und Fom Zguid (30°05'N, 6°52'W) von 1993 bis 2001 von der Direction de la Météorologie Nationale (Marokkanischer Wetterdienst). Zur Auswahl der Repräsentanten der verschiedenen Windrichtungsgruppen werden Bodendruck- und 500 hPa-Karten des Europäischen Wetterberichts (Quelle: Deutscher Wetterdienst) herangezogen.

Dem Modell wird ein Kataster aus Daten des US Geological Service (USGS) unterlegt. Dabei wird der Datensatz GTOPO30 für die Topographie benutzt, der eine nominelle Auflösung von 30 Bogensekunden hat, sowie der Landnutzungsdatensatz Global Land Cover Characteristics (GLCC), der ebenfalls nominell in einer Auflösung von 30 Bogensekunden vorliegt. Der Datensatz wurde aus Satellitendaten des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) des Zeitraumes April 1992 bis März 1993 erstellt. Insbesondere der Landnutzungsdatensatz ist von seiner Qualität nicht optimal; der Stausee „El Mansour Ed Dahbi“ bei Ouarzazate, der eine Oberfläche von ca. 43 km² (bei maximaler Füllhöhe) hat und im Jahr 1972 angelegt wurde, ist im GLCC Datensatz nicht verzeichnet, obwohl dieser nach dem Baudatum des Stausees erstellt wurde. Im Laufe der IMPETUS Untersuchungen wurde für einen Teil des Untersuchungsgebietes ein Landnutzungsdatensatz aus LANDSAT Satellitenaufnahmen erstellt (*Schmidt, 2003; Schmidt und Schöttker, 2003*), der deutlich besser aufgelöst (28,5 m) und wesentlich verlässlicher ist (die Zuordnung von Reflexivitäten zu Bewuchsklassen wurde durch direkten Vergleich ermittelt). Dieser Datensatz deckt jedoch in der hier vorliegenden Form nicht das ganze Untersuchungsgebiet ab. Wo möglich, wird der LANDSAT Datensatz als Katastergrundlage verwendet. Gebiete, die im LANDSAT Datensatz nicht klassifiziert sind, werden mit dem USGS Datensatz aufgefüllt. Vergleichssimulationen mit beiden Datensätzen finden sich im Kap. 4 dieser Arbeit. Dort wird auch die Methode erläutert, nach der die beiden Datensätze miteinander verschnitten werden.

Daten über Lâcher zur Bewässerung der Flussoase wurden vom Office Regionale de Mis en Valeur Agricole de Ouarzazate (ORMVAO) zur Verfügung gestellt. Dabei handelt es sich um den täglichen Turbinendurchfluss der Wasserkraftanlage am Staudamm „El Mansour Ed Dahbi“. Informationen über die Bewässerungspraxis in der Oase entstammen persönlichen Mitteilungen von IMPETUS Mitarbeitern.

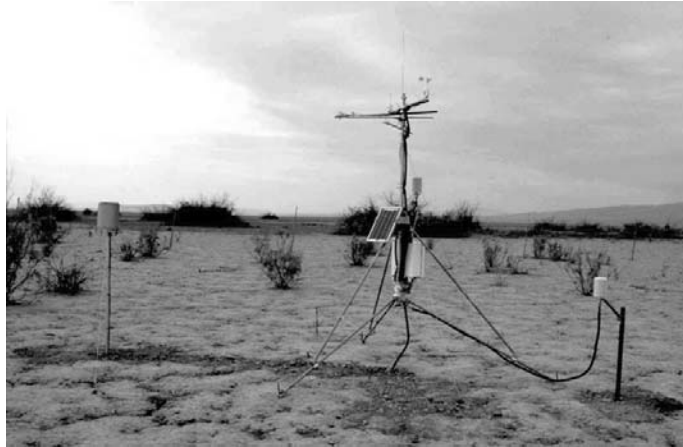


Abbildung 3.4: Klimastation Lac Iriki (IRK, 29°58'23''N, 6°20'57''W, 445 m ü. NN). Foto: IMPETUS

Entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten wurden zwölf Klimastationen (siehe z. B. Abb. 3.4) im Untersuchungsgebiet aufgebaut. Die Positionen dieser Stationen sind in Abb. 2.1 dargestellt. An diesen Stationen werden unter anderem Niederschlag, Temperatur, Wind und Feuchte in 2 m über Grund stündlich gemessen. Vier Klimastationen liegen im Simulationsgebiet, das in dieser Arbeit behandelt wird: El Miyit (EMY, 30°21'50''N, 5°37'44''W, 792 m ü. NN), Asrir (ASR, 30°21'25''N, 5°50'10''W, 732 m ü. NN), Jebel H'ssain ou Brahmin (JHB, 29°56'12''N, 5°37'43''W, 725 m ü. NN) und Lac Ikriki (IRK, 29°58'23''N, 6°20'57''W, 445 m ü. NN, siehe Abb. 3.4). Die gemessenen Daten für Niederschlag und atmosphärische Felder in 2 m über Grund werden mit simulierten Werten in den entsprechenden Gittermaschen verglichen, um die Qualität der Modellergebnisse zu überprüfen und das Modell zu kalibrieren.

An den Stationen El Miyit und Asrir wurden im Rahmen des IMPETUS-Projektes Transpirationmessungen an standorttypischen Pflanzen durchgeführt (vgl. Abb. 3.5). Auch diese Daten werden mit simulierten Werten verglichen und zur Kalibrierung genutzt.

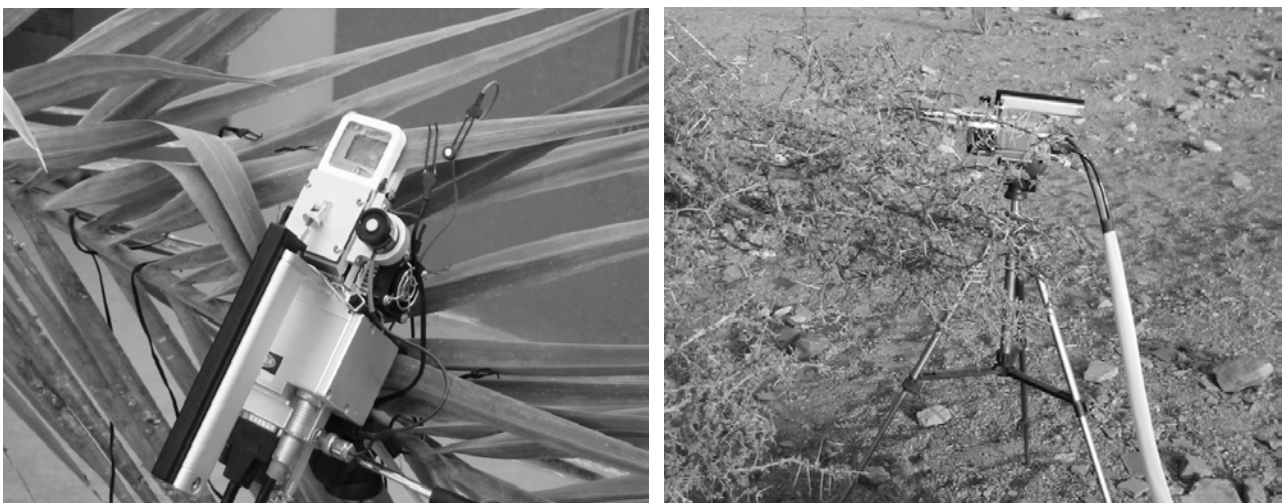


Abbildung 3.5: Transpirationmessungen mit LICOR 6400 an einer Dattelpalme (links, Station ASR) und einer Akazie (rechts, Station EMY). Fotos: F.Gresens