

# **Raum-zeitliche Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte unter Einsatz von Landsat-TM**

## **Fallstudie in Nordwestiran**

von

CYRUS SAMIMI

mit 25 Tabellen, 26 Abbildungen und 8 Beilagen

### **Vorwort**

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Wolf-Dieter Hütteroth hielt ich mich im Herbst 1991 in der Islamischen Republik Iran auf. Ich sollte versuchen, die Forschungstradition des Institutes für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg in Iran wiederzubeleben. Dieses Ansinnen stieß im Institut für Geographie der Shahid Beheshti Universität (Tehrān) und dem Soil and Water Research Institute Tehrān (SWRI) auf großes Interesse und breite Unterstützung.

Gerade in einem Land wie Iran, zu dem die wissenschaftlichen Kontakte nach der Revolution im Jahre 1979 und dem anschließenden Krieg gegen den Irak fast vollständig abbrachen, kann Feldforschung ohne die Hilfe der Institutionen des Landes nicht stattfinden. Da mir diese zuteil wurde, konnte ich während dreier Geländeaufenthalten, die Datengrundlage für die vorliegende Arbeit erstellen. Der entscheidende Aufenthalt fand von Anfang Mai bis Mitte Juni 1993 statt.

Stellvertretend für viele andere, die mir das Arbeiten in Iran ermöglichten, gilt mein Dank insbesondere:

- Herrn Prof. Dr. M. Momeni und Herrn Prof. Dr. M. H. Zia Tavana von der Shahid-Beheshti Universität (Tehrān). Sie luden mich offiziell zu den Forschungsarbeiten ein und klärten die Zollformalitäten zur Einfuhr der Meßinstrumente;
- Herrn Dr. H. Siadat, der mir ermöglichte, die Forschungsstation des Soil and Water Research Institute in Kūhīn als Basis für meine Geländearbeiten zu nutzen;
- den Herren A. Khajenouri, F. Keshmiri und M.M. Mottaghi (SWRI) für die Hilfe bei der mühevollen Beschaffung meteorologischer und bodenkundlicher Daten;
- den Brüdern Zashkani, die als Angestellte des SWRI in Kūhīn die Meßinstrumente während meiner Abwesenheit betreuten;
- Herrn Habibi (Islamic Republic of Iran Meteorological Organisation, IRIMO), der während meiner Abwesenheit die Klimageräte in Qazwīn betreute;

- den Herren Shanesaz und Rahnama (IRIMO) für die Bereitstellung meteorologischer Daten.

Neben dieser „offiziellen“ Hilfe muß ich aber auch meine Familienangehörigen in Tehrān erwähnen. Viele organisatorische Schwierigkeiten wären ohne sie nicht oder nur sehr viel schwerer zu meistern gewesen. Ohne andere in den Hintergrund zu stellen, möchte ich Herrn Mohammad Seyyed Moussavi, Frau Pireya Samimi, Herrn Moustafa Samimi, Frau Fariba Seyyed Moussavi und Herrn Farid Seyyed Moussavi besonders danken.

Unterstützung, Hilfe und fachliche Anregungen sind aber nicht nur bei den Geländearbeiten notwendig, sondern sind ebenso bei den Vorbereitungen und dem Ausarbeiten in Deutschland unabdingbar. Auch hier kann ich nur wenige stellvertretend für alle Kollegen am Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg und viele Freunde nennen, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben:

- Herrn Prof. Dr. Wolf-Dieter Hütteroth, der die Arbeit stets durch kritisches Hinterfragen und mit Anregungen betreute und es mir am Institut für Geographie in Erlangen ermöglichte, die Studie anzufertigen;
  - Herrn Prof. Dr. Uwe Treter für viele inhaltliche Diskussionen und Anregungen;
  - Herrn apl. Prof. Dr. Eckhardt Jungfer, der den Anstoß zur Arbeit gab;
  - Herrn Prof. Dr. H. Kopp, der Mittel zur Beschaffung der Satellitenbildszenen bereitstellte;
  - Herrn Prof. Dr. Wolfram Mauser für zahllose inhaltliche Hilfen;
  - Herrn Dr. Thomas Sokoliuk für die technische Betreuung der EDV-Anlage;
  - Herrn Dr. Günter Heß für Hilfen im mathematisch-physikalischen Teil der Arbeit;
  - Herrn Dr. Thomas Carl für inhaltliche Diskussionen;
  - Frau Justina Mehringer für die Durchsicht des Manuskripts;
  - Herrn Mohsen Makki für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Persische;
  - Frau Christl Hauck für Korrekturen und Satzauszeichnungen;
  - Frau Sonja Hock für den EDV-Satz in PageMaker;
  - Herrn Rudi Rössler für die Umsetzung und Ausarbeitung von Karten;
  - Frau Irmgard Otte für die Arbeiten im Labor des Instituts;
  - der „Frau Dorothea und Dr. Dr. Richard Zantner-Busch-Stiftung“ für Zuschüsse zur Finanzierung der Klimameßgeräte;
  - der Mercedes Benz AG für einen Zuschuß zur Finanzierung der Klimameßgeräte;
- und schließlich Frau Beate Vordermaier für die geduldige Begleitung und das häufige, kritische Hinterfragen der Arbeit.

Cyrus Samimi

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	1
Inhaltsverzeichnis .....	3
Verzeichnis der Abbildungen .....	6
Verzeichnis der Beilagen .....	6
Verzeichnis der Tabellen.....	7
Verzeichnis der Abkürzungen .....	8
<b>1 Einführung .....</b>	<b>11</b>
1.1 Problemstellung und Zielsetzung .....	11
1.2 Auswahl des Untersuchungsraumes und gegenwärtiger Forschungsstand in Iran .....	12
1.3 Die Lage des Arbeitsgebietes im Raum und seine geologische Ausstattung .....	13
1.4 Landnutzungsverhältnisse .....	17
1.4.1 Weizen .....	18
1.4.2 Linsen .....	19
<b>2 Wasserhaushaltsmodelle .....</b>	<b>20</b>
2.1 Verdunstung.....	22
2.2 Modellierung der potentiellen Verdunstung .....	23
2.2.1 Modellierung nach HAUDE .....	23
2.2.2 Modellierung nach PAPADAKIS .....	24
2.2.3 Modellierung nach BLANEY-CRIDDLE .....	24
2.2.4 Modellierung nach PENMAN .....	25
2.3 Modellierung der aktuellen Verdunstung .....	28
2.3.1 Modellierung der aktuellen Verdunstung nach einem Boden- wassermmodell nach PFAU und über die Wasserhaushaltsgleichung .....	29
2.3.2 Modellierung der aktuellen Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH und der Bodenfeuchteänderung nach EAGLESON .....	30
2.4 Zusammenfassung der für die Modellierungen benötigten Parameter .....	37
<b>3 Feld- und Labormethodik .....</b>	<b>38</b>
3.1 Klima .....	38
3.2 Feldfrüchte und Boden .....	39
3.2.1 Auswahl der Testflächen .....	39
3.2.2 Feldfrüchte.....	40
3.2.3 Boden .....	40
<b>4 Beschreibung und Diskussion der Klimaparameter .....</b>	<b>43</b>
4.1 Klimatischer Überblick .....	43
4.1.1 Niederschlag .....	44
4.1.2 Temperatur .....	46

4.1.3	Luftfeuchtigkeit .....	48
4.2	Klimatische Charakterisierung des Modellierungszeitraumes .....	49
4.2.1	Niederschlag .....	49
4.2.2	Temperatur .....	50
4.2.3	Luftfeuchtigkeit .....	51
4.2.4	Wind und Strahlung .....	51
4.2.5	Potentielle Verdunstung .....	52
4.2.6	Zusammenfassende Bewertung des Witterungsganges für den Modellierungszeitraum .....	57
<b>5</b>	<b>Beschreibung und Diskussion der Bodenparameter .....</b>	<b>57</b>
5.1	Bodenkundlicher Überblick .....	57
5.2	Bodeneigenschaften .....	59
5.2.1	Textur .....	60
5.2.2	Organische Substanz .....	60
5.2.3	Karbonatgehalt .....	61
5.2.4	Porenvolumen und Lagerungsdichte .....	61
5.2.5	Gesättigte Wasserleitfähigkeit .....	62
5.2.6	Saugspannungsverhältnisse .....	63
5.2.7	Matrixpotential bei Feldkapazität, Pore-Size- Distribution-Index, Diffusionsindex .....	65
5.2.8	Bodenwassergehalt zu Beginn der Modellierung .....	66
5.2.9	Zusammenfassung der hydraulischen Bodeneigenschaften .....	66
<b>6</b>	<b>Übertragung der Klima- und Bodenparameter auf die Fläche .....</b>	<b>67</b>
6.1	Klima .....	68
6.1.1	Niederschlag .....	68
6.1.2	Temperatur .....	68
6.1.3	Luftfeuchtigkeit und Sättigungsdefizit .....	69
6.1.4	Strahlungsverhältnisse und Wind .....	69
6.1.5	Potentielle Verdunstung .....	70
6.2	Boden .....	71
<b>7</b>	<b>Satellitenbildverarbeitung .....</b>	<b>72</b>
7.1	Aufbereitung der Satellitendaten .....	73
7.2	Quantitative Auswertung der Satellitendaten .....	74
7.2.1	Eingabe der Testflächen .....	74
7.2.2	Klassifizierung der räumlich konstanten Flächen .....	75
7.2.3	Klassifizierung der Ackerflächen .....	76

7.3	Bestimmung der raum-zeitlichen Verteilung der Pflanzenparameter .....	78
7.3.1	Korrelationen der Pflanzenparameter mit Landsat-TM Daten .....	78
7.3.1.1	Weizen .....	79
7.3.1.2	Linsen .....	81
7.3.2	Ermittlung der zur Modellierung benötigten Parameter und ihre Übertragung auf die Fläche .....	83
7.3.2.1	Wachstumsverlauf von Weizen und Linsen .....	83
7.3.2.2	Der Pflanzenfaktor $k_c$ .....	86
7.3.2.3	Bestandshöhe .....	87
7.3.2.4	Blattflächenindex .....	87
7.3.2.5	Deckungsgrad .....	88
7.3.2.6	Empirisch-statistische Pflanzenparameter zur Berechnung des Bestandswiderstandes .....	89
7.3.2.7	Aerodynamischer Widerstand des Bestandes ( $R_a$ ) und Bestandswiderstand ( $R_s$ ) .....	89
<b>8</b>	<b>Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte</b> .....	<b>90</b>
8.1	Modellierung mit einem Bodenwassermodell nach PFAU und die Wasserhaushaltsgleichung .....	91
8.2	Modellierung der aktuellen Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH und der Bodenfeuchteänderung nach EAGLESON .....	94
<b>9</b>	<b>Verifizierung der modellierten Bodenfeuchtwerte</b> .....	<b>96</b>
<b>10</b>	<b>Fazit, kritische Reflexion, Ausblick</b> .....	<b>105</b>
<b>11</b>	<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>106</b>
<b>12</b>	<b>Summary</b> .....	<b>108</b>
<b>13</b>	<b>Persian Summary</b> .....	<b>110</b>
Literatur	.....	113
Karten	.....	117

## Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Umgebungskarte des Untersuchungsgebietes .....	14
Abb. 2	Übersichts- und Bodenkarte des Untersuchungsgebietes .....	15
Abb. 3	Jahresniederschlagssummen an den Stationen Qazwīn und Kūhīn .....	45
Abb. 4	Monatsmitteltemperaturen an der Station Kūhīn .....	47
Abb. 5	Monatsmitteltemperaturen an der Station Qazwīn .....	47
Abb. 6	Jahresgang der mittleren relativen Feuchte und des mittleren relativen Feuchteminimums an der Station Kūhīn .....	48
Abb. 7	Jahresgang der mittleren relativen Feuchte und des mittleren relativen Feuchteminimums an der Station Qazwīn .....	48

Abb. 8	Niederschlagsverteilung an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum .....	50
Abb. 9	Pentadennitteltemperaturen an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungsraum .....	51
Abb. 10	Pentadennwerte der mittleren relativen Feuchte an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum .....	52
Abb. 11	Pentadensummen des Windweges an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum .....	53
Abb. 12	Pentadennwerte der potentiellen Evapotranspiration an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum .....	54
Abb. 13	Bodenarten im Untersuchungsraum .....	60
Abb. 14	Klassifizierte Saugspannungskurven der untersuchten Bōden .....	64
Abb. 15	pF-Kurven der Saugspannungsklassen .....	66
Abb. 16	Tiefengang der Bodenfeuchte an der Klimastation Kūhīn .....	67
Abb. 17	Reflexionskurven und Spektralbereiche der TM-Kanäle 1-5, 7 .....	78
Abb. 18	Zusammenhänge zwischen Kanalkombinationen von Landsat-TM und Vegetationsparametern von Weizen .....	80
Abb. 19	Zusammenhänge zwischen Kanalkombinationen von Landsat-TM und Vegetationsparametern von Linsen .....	82
Abb. 20	Wachstumsverlauf von Weizen im Untersuchungszeitraum .....	84
Abb. 21	Wachstumsverlauf von Linsen im Untersuchungszeitraum .....	85
Abb. 22	Regressionsdiagramm der nach EAGLESON modellierten und der gemessenen Bodenfeuchte .....	100
Abb. 23	Regressionsdiagramm der nach EAGLESON modellierten und der gemessenen Bodenfeuchteänderung .....	101
Abb. 24	Bodenfeuchtwerte am Standort 930/Weizen .....	103
Abb. 25	Bodenfeuchtwerte am Standort 1620/Linsen .....	104

## Verzeichnis der Beilagen

Beilage 1	Modelle zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte
Beilage 2	Pentadensumme der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN im Untersuchungsraum
Beilage 3	Klassifizierte Landnutzung im Untersuchungsgebiet
Beilage 4	Feuchte Biomasse von Linsen im Untersuchungsraum
Beilage 5	Pentadensumme der aktuellen Evapotranspiration nach PFAU unter Einbeziehung von PENMAN
Beilage 6	Beregnungsbedarf nach RENGER u. STREBEL (1980), berechnet nach PFAU unter Einbeziehung von PENMAN
Beilage 7	Pentadensumme der aktuellen Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH im Untersuchungsraum
Beilage 8	Bodenfeuchte nach EAGLESON in der siebten Pentade

## Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Durchschnittliche Ernteerträge in Iran (kg/ha) .....	19
Tab. 2	Zur Modellierung der Verdunstung und Bodenfeuchte benötigte Parameter .....	37
Tab. 3	Iranischer Kalender .....	46
Tab. 4	Korrelationskoeffizienten der $ET_p$ nach verschiedenen Autoren .....	55
Tab. 5	Differenzen der Berechnung der potentiellen Verdunstung in Bezug zur potentiellen Verdunstung nach PENMAN .....	56
Tab. 6	Vergleich der Dichte und des PV von Messungen im Gelände und Labor .....	61
Tab. 7	Mittlere Lagerungsdichte und PV in Abhängigkeit von der Bodenart .....	62
Tab. 8	Standardabweichung des mittleren Abstandes zwischen errechnetem Wert und Meßwert in Vol.-% .....	63
Tab. 9	Hydraulische Bodeneigenschaften .....	67
Tab. 10	Wertespanssen der potentiellen Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in mm .....	70
Tab. 11	Zuordnung der Saugspannungsklassen zu den Bodeneinheiten der Karte 1 : 50.000 .....	71
Tab. 12	Mittelwerte der ursprünglichen Saugspannungsklasse und nach ihrer Zuordnung zu Bodenklassen .....	72
Tab. 13	Wellenlängenbereiche und Auflösung der Landsat-TM Kanäle .....	73
Tab. 14	Landnutzungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet .....	77
Tab. 15	Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ) für Regressionen zwischen Pflanzenparametern und verschiedenen Kombinationen von TM-Kanälen .....	81
Tab. 16	Entwicklungszustand und Pflanzenfaktor $k_c$ .....	86
Tab. 17	Pflanzenparameter zur Berechnung des Bestandswiderstandes $R_c$ .....	89
Tab. 18	Wertespanssen des Widerstandes $R_a$ für den Modellierungszeitraum .....	90
Tab. 19	Wertespanssen des Widerstandes $R_c$ für den Modellierungszeitraum .....	90
Tab. 20	Wertespanssen der aktuellen Verdunstung in mm nach PFAU unter Einbeziehung unterschiedlicher Modelle zur potentiellen Verdunstung .....	91
Tab. 21	Wertespanssen des Bodenfeuchtegehaltes in Vol.-% nutzbarer Wassergehalt nach PFAU unter Einbeziehung unterschiedlicher Modelle zur potentiellen Verdunstung .....	93
Tab. 22	Wertespanssen der aktuellen Evapotranspiration in mm nach PENMAN-MONTEITH und Bodenfeuchte in Vol.-% nach EAGLESON .....	95
Tab. 23	Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) und Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ ) zwischen modellierten Bodenfeuchten und gemessener Bodenfeuchte .....	96
Tab. 24	Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) und Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ ) zwischen modellierten Bodenfeuchten und gemessener Bodenfeuchte bezogen auf nFK .....	98
Tab. 25	Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) und Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ )b zwischen modellierter Bodenfeuchteänderung und gemessener Bodenfeuchteänderung .....	99

## Verzeichnis der Abkürzungen

$a_{\Omega}$	Artspezifischer Wert
A	Abfluß
$A_g$	Grundwasserabfluß
$A_{gw}$	Grundwasserabfluß in benachbarte Einzugsgebiete
$A_o$	Oberflächenabfluß
$A_u$	Unterirdischer Abfluß (Interflow)
b(PAR)	Pflanzenspezifische Konstante
$b_{\Omega}$	Artspezifischer Wert
BFI	Blattflächenindex
C	Proportionalitätsfaktor
$C_p$	Wärmekapazität trockener Luft
d	Verdrängungshöhe
$d_{10}$	Korngröße im Schnittpunkt der 10%-Linie mit der Summenkurve
$d_{60}$	Korngröße im Schnittpunkt der 60%-Linie mit der Summenkurve
$d_B$	Lagerungsdichte
$d_F$	Dichte der festen Bodenbestandteile
$d_i$	Diffusionsindex
e	Aktueller Dampfdruck
$e_{14}$	Dampfdruck der Luft um 14 <sup>00</sup>
$e_p$	Potentielle Verdunstungsrate
$e_v$	Transpirationsrate
E	Sättigungsdampfdruck
$E_{14}$	Sättigungsdampfdruck der Luft um 14 <sup>00</sup>
$E_{max}$	Sättigungsdampfdruck bei der mittleren täglichen Maximaltemperatur
$ET_a$	Aktuelle Evapotranspiration
$ET_p$	Potentielle Evapotranspiration
f	Monatlich variabler Faktor zur Einbeziehung der Tageslänge
$f_c$	Exfiltrationsrate
$f_c^*$	Exfiltrationskapazität
f(e)	Dampfdruckfunktion der langwelligen Strahlung
f(n/N)	Sonnenscheinfunktion der langwelligen Strahlung
f(T)	Temperaturfunktion der langwelligen Strahlung
f(u)	Funktion in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit
F	Kumulierte Blattfläche
FAO	Food and Agricultural Organization
$F_c(t)$	In der Zeit kumulativ exfiltrierte Wassermenge
FK	Feldkapazität
$F_{shade}$	Kumulierte Blattfläche der beschatteten Blätter
$F_{sun}$	Kumulierte Blattfläche der sonnenbeschienenen Blätter
g(D)	Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Luftfeuchtedefizit

$g(\text{PAR}_{\text{shade}})$	Stomataleitfähigkeit eines beschatteten Einzelblattes
$g(\text{PAR}_{\text{sun}})$	Stomataleitfähigkeit eines sonnenbeschienenen Einzelblattes
$g(T)$	Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur
$g(\Omega)$	Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Blattwasserpotential
G	Leitfähigkeit
$\Delta G$	Grundwasservorratsänderung
$G_{\text{st}}(\text{PAR})$	Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der photosynthetisch aktiven Strahlung
H	Höhe über NN
IRIMO	Islamic Republic of Iran Meteorological Organisation
kc	Empirischer Pflanzenfaktor
$k_f$	Durchlässigkeitsbeiwert
K	Karmankonstante
$K(1)$	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
$K(\theta_0)$	Effektive hydraulische Leitfähigkeit
L	Verdampfungswärme von Wasser
LAI	Leaf Area Index
m	Pore-Size-Distributions-Index
M	Deckungsgrad des Bodens
n	Tatsächliche Sonnenscheindauer
nFK	Nutzbare Feldkapazität
$n_p$	Porosität
N	Niederschlag
$N_s$	Maximal mögliche Sonnenscheindauer
$p_s$	Täglicher Tagesstundenanteil der Sonnenscheindauer
P	Luftdruck
PAR	Photosynthetisch aktive Strahlung
$\text{PAR}_{\text{sun}}$	Photosynthetisch aktive Strahlung
PV	Porenvolumen
PWP	Permanenter Welkepunkt
r.F.	Relative Luftfeuchtigkeit
$r_{\text{st}}(\text{min})$	Minimaler Stomatawiderstand unter optimalen Bedingungen
$r_{\text{st}}(\text{PAR}_{\text{sun}})$	Stomatawiderstand in Abhängigkeit vom Sonnenanteil der photosynthetisch aktiven Strahlung
R	Widerstand
$\Delta R$	Vorratsänderung des Speichers
Ra	Kurzwellige Strahlung an der Atmosphärenobergrenze
$R_a$	Aerodynamischer Widerstand
$R_c$	Bestandswiderstand
$R_n$	Effektiver aerodynamischer Widerstand für Wärme und langwelligen Strahlungstransfer
Rn	Nettostrahlung in Verdunstungsäquivalent
Rnl	Verlust an langwelliger Strahlung
Rns	Nettogewinn an kurzwelliger Strahlung

$R_s$	Globalstrahlung
$R_{st}$	Stomatawiderstand
$s$	Steigung der Kurve des Sättigungsdampfdrucks
$s_0$	Sättigungsgrad des Bodens zu Beginn der Modellierung
$s_i$	Sättigungsgrad des Bodens an der Oberfläche
$\Delta S$	Gesamtbodenfeuchte
$\Delta S_b$	Bodenfeuchtevorratsänderung
$S_e$	Gesamtabnahme der Bodenfeuchte
$\Delta S_o$	Wasservorratsänderung an der Bodenoberfläche
$\Delta Sp$	Änderung des Bodenwassergehaltes
$Sp_n$	Wassergehalt des Bodens
SWRI	Soil and Water Research Institute Tehrān
$t$	Zeit
$T$	Tagesmitteltemperatur
TDR	Time Domain Reflectometry
$T_{max}$	Pflanzenspezifische Maximaltemperatur
$T_{min}$	Pflanzenspezifische Minimaltemperatur
$T_{opt}$	Pflanzenspezifische Optimaltemperatur
$u$	Windweg
$U$	Windgeschwindigkeit
$U_f$	Ungleichförmigkeitsgrad
$V$	Verdunstung
$V_b$	Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Boden
$V_e$	Verdunstung (Evaporation) von Oberflächengewässern
$V_g$	Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Grundwasser
$V_i$	Verdunstung (Evaporation) von der Oberfläche der Vegetation
$V_o$	Verdunstung (Evaporation) von der Bodenoberfläche
$\Delta W$	Wasservorratsänderung in Oberflächengewässern
WP	Welkepunkt
WS	Wassersäule
$z$	Meßhöhe der Windgeschwindigkeit
$z_0$	Rauhigkeitslänge
$\alpha$	Albedo
$\alpha_B$	Blattstellungswinkel
$\beta$	Winkel der Sonnenhöhe
$\gamma$	Psychrometerkonstante
$\varepsilon$	Verhältnis des Molekulargewichtes von feuchter zu trockener Luft
$\epsilon_c$	Emissionskoeffizient
$\sigma$	Stefan-Boltzmannkonstante
$\phi_e(d)$	Exfiltrationsdiffusität
$\Omega_i$	Bodenwasserpotential
$\Omega(1)$	Matrixpotential bei Feldkapazität

# 1 Einführung

## 1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Der Wasserhaushalt nimmt im System der Landschaftsökologie eine zentrale Stellung ein. Er gilt nach NEEF (1961) als „ökologisches Hauptmerkmal eines Landschaftsraumes“. Entsprechend wird seine Stellung im System der Landschaftsökologie auch in der Literatur behandelt (z.B. FINKE 1994, LESER 1994, TRETER 1981). Neben den Problemen der Quantifizierung der einzelnen Teilkomponenten wurden dabei schon immer Fragen der flächenhaften Ermittlung der Wasserhaushaltskomponenten in die Diskussion eingebracht. Durch die Entwicklung der Satellitenfernerkundung steht ein relativ junges Instrumentarium zur Verfügung, das die Übertragung von Naturhaushaltskomponenten auch auf die Fläche ermöglicht. Insbesondere seit den 80er Jahren wird die Satellitenfernerkundung für hydrologische Fragestellungen eingesetzt. Einen Überblick über diese Aspekte geben HAEFFNER und SCHUMANN (1992) sowie MAUSER (1989). Die unterschiedliche räumliche Auflösung der Fernerkundungsplattformen bestimmt dabei den Maßstab der Untersuchungen. Neben globalen Erhebungen (BAUER 1994) ist durch den Einsatz hochauflösender Umweltsatelliten, wie LANDSAT und SPOT, auch die kleinräumige Bearbeitung wasserhaushaltlicher Fragestellungen möglich.

MAUSER (1989, 1990) hat unter Einsatz der Satelliten LANDSAT und SPOT die Wasserhaushaltskomponenten Flächenverdunstung und Bodenfeuchte modelliert. In seinem Arbeitsgebiet im Raum Freiburg konnte er auf eine hervorragende Datengrundlage aller relevanten Parameter, die beide Größen bestimmen, zurückgreifen. Somit war es ihm möglich, mit Hilfe physikalisch abgesicherter Modelle (s. Kap. 2.3.2) die Flächenverdunstung und die Bodenfeuchte für Kulturpflanzen zeitlich und räumlich hochauflösend zu modellieren. Nur in wenigen Ländern der Erde kann auf eine entsprechende Datengrundlage, die die Inhomogenität des Naturraumes hinreichend beschreibt, zurückgegriffen werden, bzw. stehen Daten zur Verfügung, die in begleitenden Untersuchungen zusätzlich erhoben werden. Vor allem in semiariden Räumen, deren Nahrungsmittelproduktion in besonderem Maße von der Inhomogenität und Variabilität des Wasserhaushaltes bestimmt wird, fehlt diese Datengrundlage häufig. Sie kann auch in der kurzen Zeit und unter den logistischen Bedingungen, die für Forschungsarbeiten dort oft zur Verfügung stehen, nicht annähernd befriedigend ergänzt werden. So stand im Rahmen der vorliegenden Untersuchung vor Ort kein Labor zur Verfügung, so daß vieles improvisiert werden mußte (s. Kap. 3). Die Menge der Bodenproben war wiederum durch den Transport im Flugzeug limitiert.

Dieser meist unbefriedigenden Datengrundlage steht die Notwendigkeit bodenkundlicher und wasserhaushaltlicher Untersuchungen in semiariden Räumen, ins-besondere im Regenfeldbau oder bei Zusatzbewässerung (FAO 1983, STRAUB 1986), gegenüber. Diese Ambivalenz gab daher auch das Ziel der Arbeit vor. Sie soll

die Möglichkeit der Übertragung der sehr komplexen Modellierung des Wasserhaushaltes (MAUSER 1989, 1990) auf die geschilderten Räume untersuchen bzw. zeigen, ob auch einfachere Modelle (s. Kap. 2.4) mit dem Einsatz der Satellitenfernerkundung befriedigende Ergebnisse liefern können.

*Ziel einer derartigen Studie kann nicht sein, beispielhaft einen Teilkomplex des Landschaftshaushaltes zu untersuchen, um die Ergebnisse dann auf gleichartige Räume zu übertragen. Im Vordergrund steht vielmehr die Frage, ob und wie sich Methoden der Satellitenfernerkundung in verschiedenen Naturräumen einsetzen lassen; ob sich also Methoden und Techniken, die z.B. für mitteleuropäische Verhältnisse passen, auf andere Regionen übertragen lassen. Dabei ist auch zu klären, wie sich die veränderte Datengrundlage auf die eingesetzten Modelle auswirkt und wie die Modelle an die Daten angepaßt werden müssen.*

Die Arbeit ist somit ein Beitrag zu einem zukünftigen operationellen Einsatz dieser Methoden. Möglich soll es dann sein, mit diesem Instrumentarium die Grenze des Regenfeldbaues für die entsprechenden Kulturpflanzen festzulegen, bzw. die Menge und den Zeitpunkt eventueller Zusatzbewässerung anzugeben.

## **1.2 Auswahl des Untersuchungsraumes und gegenwärtiger Forschungsstand in Iran**

Die Islamische Republik Iran liegt im altweltlichen Trockengürtel, wobei die topographische Gliederung die klimatischen Gegebenheiten stark differenziert und zu agraren Gunsträumen und Ungunsträumen führt. Nach PABOT (1967, zit. in EHLERS 1980) sind 50% der Landesfläche Wüsten und Halbwüsten. In den anderen 50% sind noch große Anteile Weideland und Wald enthalten, so daß nur wenig Fläche ackerbaulich genutzt ist und vor allem auch nutzbar ist. Dieses Modell von PABOT spiegelt sich auch in den aktuellen Zahlen über das Ackerland wider, das mit 150.500 km<sup>2</sup> nur etwas über 9% der gesamten Landesfläche entspricht (*Statistisches Bundesamt* 1994). Begrenzt wird das Gebiet, in dem Ackerbau ohne Bewässerung möglich ist, durch die agronomische Trockengrenze, deren Bedeutung und Problematik für die Ernährungssicherung EHLERS (1984) darstellt und diskutiert.

Die Gliederung des Landes in Gunst- und Ungunsträume findet sich auch in der Bevölkerungsverteilung des Iran wieder. Dicht besiedelten Landesteilen stehen nahezu menschenleere Gebiete gegenüber. Zwar kann in den dicht besiedelten Regionen noch nicht von einer Überbevölkerung gesprochen werden, aber bei einem jährlichen Bevölkerungswachstum von 3,5% wird sich die Situation sicherlich verschärfen. Prognosen gehen von einem Anstieg der Bevölkerung von gegenwärtig ca. 63.180.000 auf 144.625.000 im Jahr 2025 aus. Schon bei der jetzigen Bevölkerungszahl importiert das Land Nahrungsmittel. 1989 wurden für 1.275,2 Mill. \$ Nahrungsmittel eingeführt, wobei 704,3 Mill. \$ auf Getreide und Getreide-

erzeugnisse entfielen. Diesem Betrag standen 286,5 Mill. \$ an Nahrungsmittelexporten gegenüber (*Statistisches Bundesamt* 1992, 1994).

Der Gegensatz zwischen der eng begrenzten Ressource „ackerbaulich nutzbares Land“ und stark wachsender Bevölkerung macht es erforderlich, sich über eine Ausweitung der Nutzfläche oder eine Intensivierung der bestehenden Flächen Gedanken zu machen. Als erste Arbeit zu diesem Thema gilt die Untersuchung von BOBEK (1951) zur Grenze des Regenfeldbaus in Iran. Seine Abgrenzung, die nach der potentiell natürlichen Vegetation erfolgt, kann, wie EHLERS (1980, S. 218) betont, in diesem Maßstab immer noch als gültig angesehen werden. Eine weitere Untersuchung über die Eignung zum Regenfeldbau, die auch Weizen umfaßt, hat die FAO (1978b) vorgelegt. Da die Studie den gesamten Nahen und Mittleren Osten abdeckt, können die Angaben nur als Überblick angesehen werden. Veröffentlichte iranische Untersuchungen zum Themenkomplex Wasserhaushalt landwirtschaftlicher Flächen beschäftigen sich vor allem mit Fragen der Bewässerung oder behandeln das ganze Land (MAHLER 1979, *Ministry of Agriculture* 1970a, 1970b). Veröffentlichte Arbeiten, die die Fernerkundung einbeziehen, liegen für den Iran nicht vor.

### **1.3 Die Lage des Arbeitsgebietes im Raum und seine geologische Ausstattung**

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich im südlichen Alborzvorland von der Stadt Qazwīn ca. 40 km nach Westen bis zur Ortschaft Bakandī (s. Abb. 1). Der größte Teil ist der Plain von Qazwīn und damit orohydrographisch dem Hochland von Iran zuzurechnen. Nur der äußerste Westen entwässert über kleinere, meist periodisch wasserführende Bäche, die dem Šāh-Rūd/Sefid-Rūd-System zufließen, ins Kaspische Meer. Die Wasserscheide liegt etwa 3 km westlich des Ortes Kūhīn. Durch die wesentlich höhere Reliefenergie, mit einer Höhendifferenz von ca. 1500 m auf eine Distanz von etwa 140 km gegen ca. 700 m auf 260 km, schneidet sich das Flußnetz des Sefid-Rūd rückschreitend stark in das Hochland ein und schafft eine Art Becken, das bei Bakandī in einer Schlucht mündet. RIEBEN (1966, S. 32) beschreibt die Szenerie als „... amphitheater of hills“.

Nach EHLERS (1980), der eine Regionalisierung des Iran von SCHARLAU (1969) aufgreift, zählt der Untersuchungsraum zum westlichen Alborzvorland, dessen landwirtschaftliche Nutzung hier vorwiegend von Regenfeldbau dominiert ist. Charakteristisch für die ganze Alborzsüdflanke ist die perlschnurartige Kette von Gebirgsfußoasen, die in tieferen Lagen von Qanat-Oasen abgelöst werden. Bei Qazwīn verläuft etwa der Übergang zum Bewässerungsfelddbau, der sich nach Osten anschließt.

Die genaue Grenze des Arbeitsgebietes wird nur im Norden durch eine objektiv nachvollziehbare Linie gebildet. Sie deckt sich dort mit dem Nordrand der Karte der Bodeneinheiten 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969), die am Übergang vom

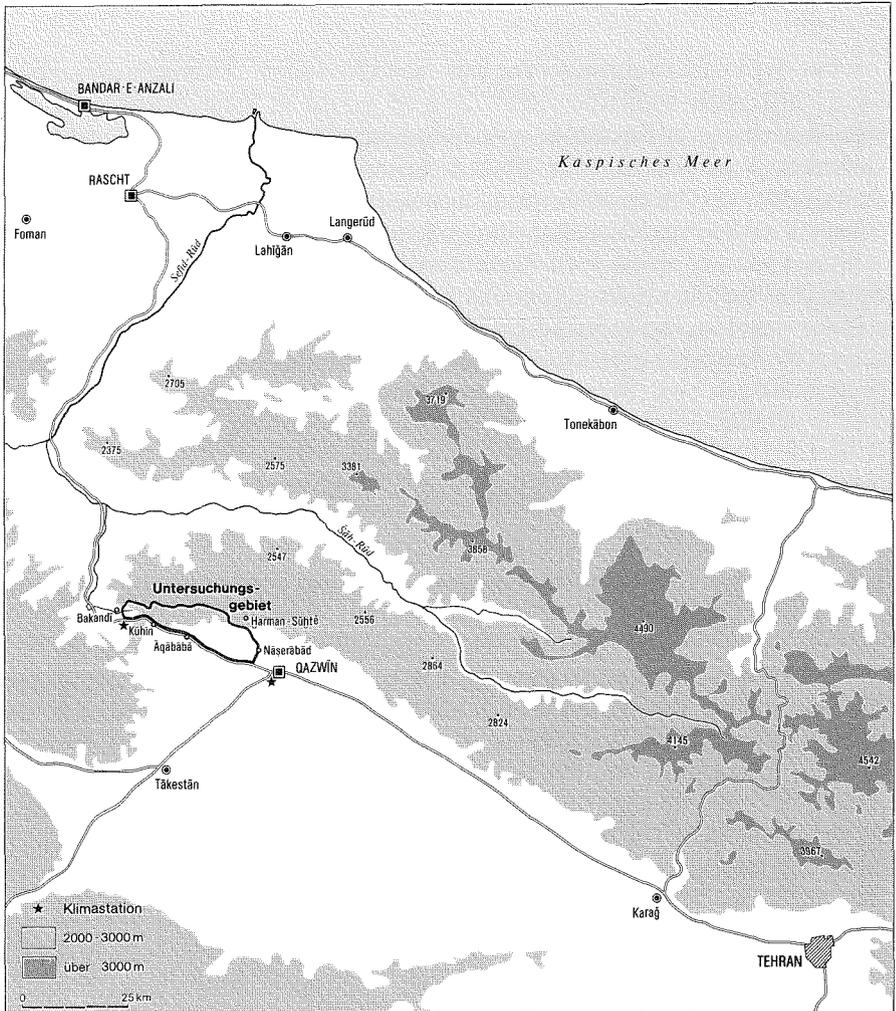


Abb. 1: Umgebungskarte des Untersuchungsgebietes

Alborzvorland zum eigentlichen Gebirgsanstieg endet. Ansonsten wurde der Untersuchungsraum subjektiv unter Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten an Hand von Straßen und Feldwegen abgegrenzt. Im Süden wurde die Hauptstraße Tehrān - Rascht, im Westen eine Stichstraße, die von der Hauptstraße nach Bakandi führt und im Osten eine Straße bzw. ein Feldweg, der über Nāserābād erst nach Norden, dann in nordwestlicher Richtung nach Ḥarman-Sūhtē zieht, herangezogen (s. Abb. 2).

Lage des Arbeitsgebietes im Raum und seine geologische Ausstattung

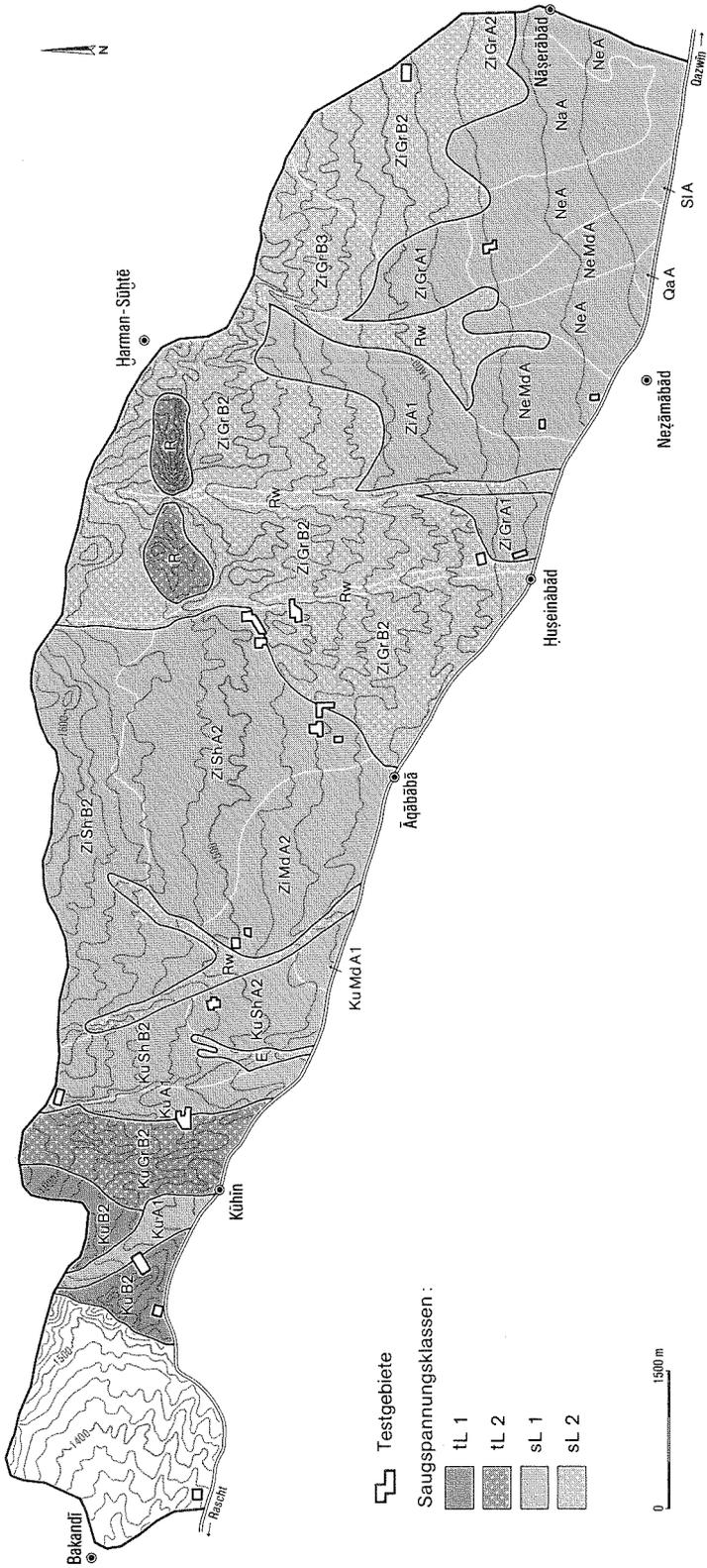


Abb. 2. Übersichts- und Bodenkarte des Untersuchungsgebietes

Im Untersuchungsgebiet dominieren neogene Konglomerate und Brekzien sowie Dasht-Sedimente des Pleistozäns und des Holozäns. Nur an einer kleinen Lokalität steht oligozäner Vulkanit an. Die nördlich anschließende Gebirgskette, die der erste Anstieg zum Alborz ist, wird hauptsächlich aus vulkanischen Gesteinen und Sedimentgesteinen des Eozäns und des Oligozäns gebildet. Eingeschaltet sind hier die oben erwähnten neogenen Konglomerate und Brekzien sowie Intrusionen, die ins Tertiär und ins Pleistozän zu datieren sind.

Die nördlich des eigentlichen Arbeitsgebietes liegenden den Alborz mitaufbauenden Gesteine der Karaj Formation liefern das Ausgangsmaterial für alle im Vorland des Alborz anstehenden Sedimente. Ihre Ablagerung erfolgte subaquatisch in drei Phasen auf gefalteten und verstellten Gesteinen des Mesozoikums (ANNELLS u.a. 1975). Die Ablagerungen der ersten Phase sind wahrscheinlich ins Eozän zu stellen. Es wurden in Wechsellagerung hauptsächlich saure und andesitische Tuffe, Flachwasserkalke, Tonsteine und basische Vulkanite abgelagert. Phase 2 beginnt im Oligozän mit der Förderung mächtiger, vorwiegend basaltischer Lavadecken. Eingeschaltet sind örtlich trachyandesitisch-dacitische Gesteine sowie saure und andesitische Tuffe. Während der Phase 3, die ebenfalls ins Oligozän datiert wird, schließt die vulkanische Tätigkeit mit basaltischer und andesitischer Lava weitgehend ab. Im ausgehenden Oligozän setzte eine Hebung des Alborzblockes ein, die den Südrand des Gebirges endgültig von marinen Einflüssen abschnürte und die heutige orohydrographische Situation schuf (ANNELLS u.a. 1975).

Ab dem Neogen ist der Untersuchungsraum weitgehend als terrestrischer Sedimentationsraum anzusehen. Im Miozän und Pliozän wurden dunkle violett-graue Konglomerate und Brekzien abgelagert, in die Lagen von Sandsteinen und Schluffsteinen eingeschaltet sind. Diese der Hezardarreh Formation zuzuordnenden Gesteine erreichen Mächtigkeiten bis zu 1000 m. Sie wurden in Form von Schwemmfächern entlang der Südflanke des aufsteigenden Alborzgebirges sedimentiert. Weiterhin stattfindende tektonische Beanspruchungen führten zu Faltungen und Brüchen in der Hezardarreh Formation.

Über den gefalteten Gesteinen des Miozäns und Pliozäns finden sich Sedimente, die unter vergleichbaren Bedingungen in Form von Schwemmfächern abgelagert wurden. Eine exakte zeitliche Einordnung scheint noch nicht möglich. RIEBEN (1966) faßt die Ablagerungen als Karizak Formation zusammen und stellt sie ins obere Pliozän und Pleistozän. In der geologischen Karte 1 : 250.000 (*Ministry of Mine and Metals* 1985) sind sie im Pleistozän aufgeführt. Gemäß den Sedimentationsbedingungen sind Wechsellagerungen von kiesig-steinigen und sandig-schluffigen Sedimenten anzutreffen. Teilweise sind sie durch Kalkkrusten verfestigt.

Im Holozän dauern die beschriebenen Sedimentationsvorgänge an. Eine zeitliche Abgrenzung zu den pliozän-pleistozänen Sedimenten ist nur schwer möglich. Sie wird nach geomorphologischen Kriterien vorgenommen (ANNELLS u.a. 1975). ANNELLS (1975) macht auch auf mehrphasige Prozesse aufmerksam, die zum heuti-

gen Relief führen. Dabei wechseln sich Phasen der Schwemmfächerakkumulation mit Phasen der Zerschneidung ab. Darüber hinaus gibt es im Untersuchungsraum Gebiete, in denen neogene Gesteine anstehen, dort demnach im Quartär Abtragungsvorgänge dominieren. Dies trifft besonders für das Einzugsgebiet des Sefid-Rūd westlich von Kūhīn zu.

Nach dem Relief kann das Untersuchungsgebiet in drei Teilräume unterteilt werden. Westlich der Wasserscheide, die das Einzugsgebiet des Kaspischen Meeres vom Hochland trennt, fällt das Gelände nach Westen, am Gebirgsrand nach Südwesten ein. Es gliedert sich in Ost - West verlaufende sanfte Rücken. Von Kūhīn bis zur Ostgrenze des Gebietes ist das morphologische Einfallen nach Süden bzw. nach Südosten zur Plain von Qazwīn gerichtet. Von der Wasserscheide bis Ḥuṣeinābād wird das Gebiet ebenfalls von Tälern, die aus den Sedimenten sanfte Rücken herauspräparieren, geprägt. Die Rücken sind Nord - Süd bzw. Nordwest - Südost gerichtet. Am Gebirgsrand reicht diese Reliefausprägung bis nach Qazwīn. Zur Plain hin laufen östlich von Ḥuṣeinābād die Rücken allerdings aus, so daß sich ein schwaches Einfallen des Reliefs ohne ausgeprägte Gliederung ergibt. Die niedrigsten Punkte des Arbeitsgebiets liegen im Westen bei Bakandī und an der südöstlichen Begrenzung bei Höhen von etwas über 1300 m NN. Die größte Höhe wird nördlich von Kūhīn mit 1620 m NN erreicht (s. Abb. 2)

## **1.4 Landnutzungsverhältnisse**

Nahezu die gesamte Fläche des Untersuchungsgebietes und seiner weiteren Umgebung ist ackerbaulich genutzt (s. Kap. 7.2.3). Nur ein kleiner Anteil wird von stark degradiertes Artemisiasteppes, Wadibetten und kleineren Orten eingenommen. In der Steppe wird in geringem Maß Weidewirtschaft mit Schafen und Ziegen betrieben. Besitzen Bauern größere Herden, sind diese von März bis Oktober unter Aufsicht meist afghanischer Hirten in den Bergregionen. Landflucht führt seit einigen Jahren zu einem stetigen Anstieg der Flächen mit Sozialbrache.

Alle Dörfer sind von bewässerten Gärten umgeben. Das Bewässerungswasser wird mit Qanaten herangeführt oder in seltenen Fällen durch ganzjährig wasserführende Bäche bereitgestellt. In den Gärten werden vorherrschend Weintrauben angebaut. Daneben sind praktisch alle Fruchtbäume der gemäßigten Breiten und Gemüse vertreten. Der Stockwerkbau, dessen oberster Stock oft Pappeln sind, verleiht den Gärten, besonders in den trockenen Sommermonaten nach der Ernte des Getreides, einen oasenartigen Charakter.

Dominiert wird der Untersuchungsraum von Ackerbau auf Regenbasis (persisch: daymi). Entgegen den Angaben von BOBEK (1951, S. 13) und EHLERS (1980, S. 351) ist der Anbau nicht von der Rotation Weizen - Brache oder Weizen - Brache - Brache gekennzeichnet. Vielmehr wird heute im Untersuchungsgebiet fast nur die Rotation Weizen - Linsen (selten Kichererbse) - Brache praktiziert.

Die Flur kann nach BOBEK (1976, 1977) dem Block-Streifensystem zugeordnet werden. Langstreifen dominieren besonders im mittleren und westlichen Teil des Untersuchungsraumes. Richtung Qazwin sind vermehrt Blöcke eingestreut. Die Streifen sind manchmal nur 30-40 m breit, aber bis zu 300 m lang.

Maschinen werden nur zum Pflügen der Felder eingesetzt. Die Pflugtiefe erreicht 20 - 30 cm. Saat und Ernte erfolgen dagegen fast ausschließlich per Hand.

Östlich des Untersuchungsraumes, vor den Toren Qazwins, tritt zu den genannten Ackerfrüchten der Anbau von Melonen und von Gemüse, z.T. mit Hilfe von Bewässerung. Hier vollzieht sich auch allmählich der Übergang vom Regenfeldbau zum flächenhaften Bewässerungsfeldbau.

### 1.4.1 Weizen

Weizen (persisch: *gandom*) der Art Weichweizen (*Triticum aestivum*) wird in der Unterart Winterweizen angebaut. Nach der Regenperiode im Frühjahr wird der Bracheacker einmalig gepflügt. Bis zur Aussaat Anfang November erfolgt keine weitere Bodenbearbeitung. Pro Hektar werden ca. 150 kg ausgesät und mit jeweils 30 kg Phosphat und Kalium gedüngt. Weitere Bearbeitungsmaßnahmen kommen nicht zum Einsatz. Die Ernte ist Anfang bis Mitte Juli (mündl. Mitt. KHAJENURI).

Untersuchungen zur Ertragsstruktur von Weizen fanden von 1981 - 1988 im weiteren Gebiet des Untersuchungsraumes statt (ALINIA o. Jahr, b). Verglichen wurden in der Untersuchung auch die Erträge mit denen der Forschungsstation Kūhīn. Bessere Bearbeitungstechniken, wie Konturpflügen, Tiefpflügen, maschinelle Unkrautbekämpfung und Insektizideinsatz, führen bei einer Aussaat von 120 kg/ha und gleichem Düngereinsatz in der Station zu einer durchschnittlichen Ernte von 1089 kg/ha. Außerhalb der Station werden durchschnittlich nur 813 kg/ha erwirtschaftet. Die mittleren Hektarerträge für Weizen in Iran haben sich seit den 1930er Jahren kaum verändert (s. Tab. 1). Allerdings zeigt der Vergleich mit dem Landesdurchschnitt, daß der Untersuchungsraum in Iran zu den günstigeren Anbaugebieten zu rechnen ist. BOBEK (1964) zählt die Region mit zu den Hauptanbaugebieten von Weizen in Iran.

Die Unterschiede zwischen der Agrarstation und der bäuerlichen Feldflur machen deutlich, daß bessere Anbautechniken eine höhere Ertragsmenge ermöglichen. In der Untersuchung von ALINIA (o. Jahr, b) wurde gezeigt, daß die starken Schwankungen in der Niederschlagshöhe sich in der Station nur geringfügig auf den Ertrag ( $r = 0,3$ ) auswirken. Im Umland ist der Zusammenhang mit  $r = 0,6$  weit besser korreliert. Bei der Berechnung wurde nicht nur die Niederschlagshöhe des Anbaujahres, sondern auch die des vorangegangenen Jahres einbezogen, so daß sich die bessere dry farming Technik in der Agrarstation abzeichnet. Die Vegetationsdauer des Weizens im Raum Kūhīn entspricht mit ca. 260 Tagen den Angaben bei DOORENBOS und KASSAM (1979).

## 1.4.2 Linsen

Die Linse (*Lens culinaris*, persisch: *adas*) zählt zu den ältesten Kulturpflanzen und wurde in Vorderasien schon 8000 v. Chr. genutzt. Kichererbsen (*Cier arietinum*, persisch: *nachot*), die gelegentlich die Linse als Frucht in der Rotation ersetzen, gehören ebenso wie die Linsen zu den Leguminosen, die an wärmere Klimaregionen angepaßt sind. Beide gelten als unempfindlicher gegenüber Trockenstreß als die meisten anderen kultivierten Leguminosen (GEISLER 1981, S. 141). Untersuchungen zum Einfluß der Bodenfeuchte auf den Ertrag zeigen aber dennoch deutlich, daß Trockenstreß ertragsmindernd ist (SHARMA u. PRASAD 1984). Bei optimaler Wasserversorgung konnten 1439 - 1924 kg/ha, ohne Bewässerung nur 339 - 404 kg/ha erzielt werden. Genaue Angaben zum Ertrag im Untersuchungsraum liegen leider nicht vor. Nach einer mündlichen Mitteilung (KHAJENURI 1993) ernten die Bauern 400 - 500 kg/ha, eine Menge, die der durchschnittlichen Erntemenge in Iran entspricht (s. Tab. 1) und auch im Rahmen der durchschnittlichen Ernteerträge für Regenfeldbau liegt (DUKE 1981). In der Agrarstation werden 600 - 700 kg/ha erreicht. Die Aussaat erfolgt Mitte April in beiden Fällen mit 60 - 65 kg/ha. Geerntet wird im Verlauf des Juli. Vor der Aussaat wird nur einmal gepflügt, sonst findet keine Bodenbearbeitung statt. Die Düngergaben entsprechen denen für den Weizen. Über die Vegetationsdauer von Linsen finden sich in der Literatur unterschiedliche Angaben. Während DOORENBOS und PRUITT (1977, S. 43) für Sorten, die nach kalten Wintern im Frühjahr gesät werden, eine Vegetationsdauer von 150 Tagen angeben, sind es nach DUKE (1981, S. 112) 80 - 110 für schnellwüchsige bzw. 125 - 130 Tage für langsamwüchsige Sorten. Nach eigenen Beobachtungen und den mündlichen Aussagen vor Ort kann mit einer durchschnittlichen Vegetationsdauer von 100 Tagen gerechnet werden.

Tabelle 1: Durchschnittliche Ernteerträge in Iran (kg/ha)

	1934/38 <sup>1</sup>	1956/58 <sup>1</sup>	1987 <sup>2</sup>	1988 <sup>2</sup>	1989 <sup>2</sup>	1990 <sup>2</sup>
Weizen	1200	930	1150	1180	960	1080
Linsen	k.A.	k.A.	480	480	470	480

1) BOBEK 1964

2) Statistisches Bundesamt 1992

## 2 Wasserhaushaltsmodelle

Ansätze, den Wasserhaushalt der Erdoberfläche zu beschreiben, reichen in der geographischen Forschung weit zurück. Die Grundlage aller Wasserhaushaltsgleichungen geht auf PENCKs Gedanken (1910), das Klima der Erde in humide, aride und nivale Räume zu gliedern, zurück. Das humide und aride Klima wird bei ihm durch folgende Gleichungen charakterisiert:

$$\text{Gl. 2.1} \quad \mathbf{N - V = F > 0 \text{ (humid)}}$$

$$\text{Gl. 2.2} \quad \mathbf{N - V < 0 \text{ (arid)}}$$

mit

N Niederschlag

V Verdunstung

F Abfluß in Form von Flüssen

Nach diesen Gleichungen ging PENCK von der Annahme aus, daß Niederschlag, der nicht durch die Verdunstung aufgebraucht wird, in Form von Flüssen abfließen muß. Ist der Niederschlag kleiner als die Verdunstung, steht kein Wasser zum Oberflächenabfluß zur Verfügung.

In der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung finden sich die Annahmen PENCKs wieder:

$$\text{Gl. 2.3} \quad \mathbf{N - V - A = 0}$$

mit

N Niederschlag

V Verdunstung

A Abfluß

Die Gleichung gilt für längere Zeiträume und besagt, daß Änderungen der Wassermengen nur über die Grenzen eines Einzugsgebietes hinaus stattfinden können. Für kürzere Zeiträume muß die allgemeine Form der Gleichung durch den Term  $\Delta R$  zu

$$\text{Gl. 2.4} \quad \mathbf{N - V - A \pm \Delta R = 0}$$

erweitert werden.  $\Delta R$  beschreibt die Speicherung im Einzugsgebiet und setzt sich aus zahlreichen Komponenten zusammen. Die Größen V und A differenzieren sich ebenfalls in zahlreiche Teilprozesse, so daß die vollständige Wasserhaushaltsgleichung nach TRETER (1981) wie folgt angegeben werden kann:

$$\text{Gl. 2.5} \quad \mathbf{N - V_i - V_o - V_b - V_g - V_c - A_o - A_u - A_g - A_{gw} \pm \Delta S_o \pm \Delta S_b \pm \Delta G \pm \Delta W = 0}$$

mit

$N$	Gebietsniederschlag
$V_i$	Verdunstung (Evaporation) von der Oberfläche der Vegetation
$V_o$	Verdunstung (Evaporation) von der Bodenoberfläche
$V_b$	Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Boden
$V_g$	Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Grundwasser
$V_c$	Verdunstung (Evaporation) von Oberflächengewässern
$A_o$	Oberflächenabfluß
$A_u$	unterirdischer Abfluß (Interflow)
$A_g$	Grundwasserabfluß
$A_{gw}$	Grundwasserabfluß in benachbarte Einzugsgebiete
$\Delta S_o$	Wasservorratsänderung an der Bodenoberfläche
$\Delta S_b$	Bodenfeuchtevorratsänderung
$\Delta G$	Grundwasservorratsänderung
$\Delta W$	Wasservorratsänderung in Oberflächengewässern

Für die vorliegende Untersuchung kann die ausführliche Form der Wasserhaushaltsgleichung wieder vereinfacht werden. Hierzu sind allerdings einige Annahmen und Voraussetzungen zu diskutieren.

Oberflächengewässer sind im Untersuchungsraum in den Frühjahrs- und Sommermonaten kaum noch anzutreffen, da die Wadis nur kurzzeitig Wasser führen. Da auch ein Einzugsgebiet nicht insgesamt betrachtet wird und die Wadis das Wasser aus dem Untersuchungsgebiet abführen, können sie vernachlässigt werden. Der Gesamtkomplex Grundwasser ist ebenfalls vernachlässigbar, da der Grundwasserspiegel in mehr als 10 m Tiefe liegt. Damit ist eine Verdunstung aus dem Grundwasserkörper über kapillaren Aufstieg oder direkt durch Pflanzen nicht zu berücksichtigen. Zu Beginn der Vegetationsperiode ist eine Infiltration bis zum Grundwasser nicht mehr gegeben bzw. wird als vernachlässigbar gering eingestuft. Dies ist gerechtfertigt, da im Frühjahr die Winterregen abklingen. Die zum Teil beträchtlichen Frühjahrsniederschläge können zwar den Bodenspeicher wieder regenerieren, liegen in ihren Ereignissen aber weit auseinander, so daß in den niederschlagsfreien Perioden dieser Vorrat wieder aufgebraucht wird. Wie die erwähnte direkte Infiltration ins Grundwasser, sind nach FLÜGEL (1979) nennenswerte Interflow-Raten nur nach längeren Niederschlagsereignissen von Bedeutung. Der Interflow ist damit im Frühjahr ebenfalls von vernachlässigbarer Größe. Der Oberflächenabfluß muß streng genommen auch berücksichtigt werden, wenn nur ein Ausschnitt eines Einzugsgebietes untersucht wird. Durch ihn kommt es zu einer indirekten Verlagerung des Niederschlages, d.h. vereinfacht gesagt, an den Ober-

hängen fließt Wasser ab, versickert zum Teil beim Abfluß und wird am Unterhang konzentriert. Besonders bei intensiven Niederschlagsereignissen ist auch im Frühjahr mit erheblichen Differenzierungen des Wassereintrages in den Boden zu rechnen. Trotzdem muß auf die Einbeziehung des Oberflächenabflusses verzichtet werden, da Messungen nicht durchgeführt werden konnten. Auch eine Modellierung ist nicht vorgesehen. Die verbleibenden Verdunstungskomponenten  $V_i$ ,  $V_o$  und  $V_b$  werden zur Gesamtverdunstung (Evapotranspiration)  $V$ , die Vorratsänderungen  $\Delta S_o$  und  $\Delta S_b$  zu  $\Delta S$  (Gesamtbodenfeuchte) zusammengefaßt. Die Wasserhaushaltsgleichung hat demnach folgende Form:

$$\text{Gl. 2.6} \quad N - V \pm \Delta S = 0$$

Nach MAUSER (1989) ist die Bilanzgleichung in dieser Form für eine zeitlich hochauflösende Berechnung der Verdunstung nicht geeignet, da kurzzeitige Schwankungen des Bodenspeichers flächenhaft nur schwer meßtechnisch zu erfassen sind. Umgekehrt ist die Änderung des Bodenspeichers über die flächenhafte Ermittlung der Verdunstung ebenfalls nicht möglich, da die Verdunstung der Landoberfläche kaum gemessen werden kann. Als Ausweg bleibt nur die Modellierung beider Größen durch die Kombination von Verdunstungs- mit Bodenwassermodellen.

## 2.1 Verdunstung

Physikalisch gesehen, bedeutet Verdunstung den Übergang des flüssigen Aggregatzustandes in den dampfförmigen Zustand. In der Geographie wird konkreter der Wassertransfer von der Erdoberfläche in die Atmosphäre als Verdunstung oder Evapotranspiration bezeichnet. Der Begriff Evapotranspiration umfaßt die Evaporation, als Verdunstung von freien Wasserflächen und unbewachsenem Boden und die Transpiration, als Wasserabgabe durch Pflanzen an die Atmosphäre. Beide Komponenten lassen sich nur schwer voneinander trennen, so daß für das komplexe Nebeneinander der Verdunstungsprozesse der Landoberfläche der Begriff der Landschaftsverdunstung eingeführt wurde (LAUER u. FRANKENBERG 1981).

Eine weitere Spezifizierung der Evapotranspiration ist durch die Zusätze potentiell und aktuell möglich. Mit PENMAN (1956) läßt sich die potentielle Verdunstung ( $ET_p$ ) als Verdunstung von einer optimal mit Wasser versorgten, den Boden komplett bedeckenden, aktiv wachsenden, einheitlich kurzgeschnittenen Rasenfläche auffassen. Bedenken über die starken Restriktionen der Definition führten 1977 zu einer Neufassung durch die *International Commission of Irrigation and Drainage*. Sie definiert die potentielle Evapotranspiration als „diejenige Wasserdampfmenge, die von einer ganz oder teilweise mit Vegetation bedeckten, unter optimaler Wasser- und Nährstoffversorgung stehenden Oberfläche bei ungehindertem Wassernachschub unter den gegebenen meteorologischen, bodenphysikalischen, vegetationsspezifischen und pflanzenbaulichen Randbedingungen pro Zeiteinheit

maximal in die Atmosphäre transferierbar ist“ (in SCHRÖDTER 1985, S.18). Ist die quantitative Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration schon außerordentlich schwierig, kompliziert sie sich bei der Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration ( $ET_a$ ) um ein Vielfaches. Unter der aktuellen Verdunstung versteht man dabei die tatsächlich von der Landoberfläche an die Atmosphäre abgegebene Wassermenge. Neben den meteorologischen Größen bestimmt das pflanzenverfügbare Bodenwasser die Menge des verdunsteten Wassers, da Pflanzen mit abnehmendem Bodenwasser ihre Transpiration zunehmend einschränken. Diese aktiven und passiven Mechanismen der Transpiration und deren Wechselwirkung mit bodenphysikalischen Prozessen stellen an die Modellierung flächenhafter aktueller Evapotranspiration die größten Anforderungen.

## 2.2 Modellierung der potentiellen Verdunstung

In alle Modelle der aktuellen Verdunstung, die in dieser Arbeit verwendet werden, gehen Ansätze zur Ermittlung der potentiellen Verdunstung ein. Eine gute Übersicht über den Gesamtkomplex Verdunstung, die auch alle gängigen Versuche, die Evapotranspiration zu messen und zu berechnen, beschreibt und diskutiert, gibt SCHRÖDTER (1985). In der vorliegenden Arbeit werden drei Verfahren - HAUDE (1952), BLANEY und CRIDDLE (1950), PENMAN (1948) - vorgestellt, die häufig in der Praxis eingesetzt werden, und eine Methode - PAPADAKIS (1965) -, die seltener verwendet wird. Entscheidend für die Wahl der Methode ist die zur Verfügung stehende Datengrundlage. Auf empirische Formeln, wie z.B. nach HAUDE, BLANEY-CRIDDLE, PAPADAKIS, sollte nur zurückgegriffen werden, wenn keine ausreichende Datengrundlage für physikalisch abgesicherte Formeln, z.B. nach PENMAN, zur Verfügung steht. Streng genommen kann eine empirische Formel nur in dem Klimaraum angewendet werden, in dem sie entwickelt wurde, oder nach einer geeigneten Anpassung an andere Räume.

### 2.2.1 Modellierung nach HAUDE

HAUDE (1952) entwickelte eine empirische Formel, die die tägliche potentielle Verdunstung aus dem Sättigungsdefizit der Luft um 14<sup>00</sup> errechnet:

$$\text{Gl. 2.7} \quad ET_p = f \cdot (E_{14} - e_{14}) \text{ in mm/Tag}$$

mit

f            monatlich variabler Faktor zur Einbeziehung der Tageslänge  
in mm/hPa

$E_{14}$         Sättigungsdampfdruck der Luft um 14<sup>00</sup> in hPa

$e_{14}$         Dampfdruck der Luft um 14<sup>00</sup> in hPa

In zahlreichen Untersuchungen hat HAUDE (u.a. 1955, 1959) seine Formel angewendet und den Faktor modifiziert. Für Kairo als Beispiel eines warmen Trockengebietes gibt HAUDE (1959) für Januar 0,24, für Februar bis August 0,28, für September 0,27 und für Oktober bis Dezember 0,20 als Faktor an (die Werte wurden von mm/mmHg in mm/hPa umgerechnet). Als empirische Formel ist sie eigentlich nur einsetzbar, wenn sie für die entsprechende Region geeicht wird. Als ausreichende Eichung auf Trockenräume werden die Faktoren für Kairo übernommen, auch wenn besonders in den Winter- und Frühjahrsmonaten ein beträchtlicher klimatischer Unterschied zwischen Kairo und dem Untersuchungsraum in Iran besteht. Der Vorteil der HAUDE-Formel beruht auf ihrer geringen Datenvoraussetzung. Durch die Festlegung auf einen Termin kann es aber zu Zufälligkeiten kommen, die sich erst über längere Perioden ausgleichen. Trotzdem hat die Formel in zahlreichen Untersuchungen gute Resultate gezeigt (z.B. SCHRÖDTER 1985, SPONAGEL 1980). Problematisch erweist sich der Meßzeitpunkt um 14<sup>00</sup>, da er zwar meistens erhoben, aber in zugänglichen Datensätzen nicht ausgewiesen wird.

### 2.2.2 Modellierung nach PAPADAKIS

Wie HAUDE beschreibt PAPADAKIS (1965) die potentielle Evapotranspiration über das Sättigungsdefizit der Luft:

$$\text{Gl. 2.8} \quad ET_p = 5,625 \cdot (E_{\max} - e) \text{ in mm/Monat}$$

mit

$E_{\max}$  Sättigungsdampfdruck bei der mittleren täglichen Maximumtemperatur in hPa

$e$  mittlerer monatlicher Dampfdruck in hPa

Der Parameter mittlerer monatlicher Dampfdruck kann durch den Sättigungsdampfdruck der um 2 °C verminderten mittleren täglichen Minimumtemperatur ersetzt werden (PAPADAKIS 1966, S. 22f). Der Vorteil dieser einfachen empirischen Formel besteht in der Verfügbarkeit der benötigten Daten, die nahezu an allen Klimastationen der Erde erhoben werden. Für die vorliegende Studie nachteilig ist, daß es sich eigentlich um eine Formel zur Berechnung von Monatswerten handelt. SCHMIEDECKEN und STIEHL (1983) setzten sie aber auch für die Berechnung von Tageswerten ein. Der Wert für  $ET_p$  muß nach der Berechnung aus Tageswerten dabei mit 30 dividiert werden.

### 2.2.3 Modellierung nach BLANEY-CRIDDLE

Die Formel nach BLANEY und CRIDDLE (1950) wurde für landwirtschaftliche Fragestellungen entwickelt. Sie beruht auf der Temperatur und der Tageslänge und lautet in der ursprünglichen Form:

Gl. 2.9  $ET_p = p_s \cdot (0,457 \cdot T + 8,128)$  in mm/Tag

mit

$p_s$  täglicher Tagesstundenanteil der Sonnenscheindauer in % der Tagesstundenjahressumme

$T$  Tagesmitteltemperatur in °C

Der Faktor  $p_s$  ist abhängig von der geographischen Breite und kann entsprechenden Tabellen entnommen werden (DOORENBOS u. PRUITT 1977). DOORENBOS und PRUITT (1977) lehnen die Verwendung der durch den Faktor  $p_s$  erweiterten Formel (BLANEY u. CRIDDLE 1962) allerdings ab und schlagen vielmehr einen zusätzlichen Faktor  $c$  vor. Dieser Faktor bezieht geschätzte Daten über die minimale relative Luftfeuchte, das Verhältnis tatsächlicher zu möglicher Sonnenscheindauer und die Windverhältnisse, jeweils in drei Größenordnungen, ein. Der Faktor läßt sich graphisch ermitteln (DOORENBOS u. PRUITT 1977) oder wird über folgende Gleichung beschrieben (SCHRÖDTER 1985):

Gl. 2.10  $ET_p = a + b \cdot (p_s \cdot (0,457 \cdot T + 8,128))$  in mm/Tag

Die Faktoren  $a$  und  $b$  beziehen die für den Faktor  $c$  genannten Klimaelemente ein. Sie können berechnet oder Tabellen entnommen werden (SCHRÖDTER 1985). Kann eine Schätzung der erforderlichen Parameter nicht ausreichend erfolgen, empfehlen DOORENBOS und PRUITT (1977, S. 4) die ursprüngliche Formel einzusetzen. Vorsicht soll man nach DOORENBOS und PRUITT (1977) in äquatorialen Regionen, auf kleinen Inseln, in Küstenregionen, in großen Höhen und Klimaregionen, in denen die Sonnenscheindauer stark schwankt, walten lassen. Da die Formel für Fragen der Bewässerungslandwirtschaft in den Trockenräumen Nordamerikas entwickelt worden ist, kann sie auf den Untersuchungsraum weitgehend unproblematisch übertragen werden.

#### 2.2.4 Modellierung nach PENMAN

PENMAN (1948) entwickelte eine Formel, die in der Originalform die mittlere tägliche potentielle Verdunstung einer freien Wasserfläche berechnet. Sie kombiniert Verfahren zur Bestimmung der Energiebilanz der Oberfläche und aerodynamische Vorgänge der Atmosphäre. Durch die physikalisch begründete Formulierung der Verdunstungsvorgänge ist sie prinzipiell in allen Klimaregionen einsetzbar. PENMAN und zahlreiche andere Autoren modifizierten die Form der Gleichung in verschiedenster Weise, worauf nicht weiter eingegangen werden soll. Gebräuchlich ist sie z.B. in folgender Form:

Gl. 2.11  $ET_p = (s / (s + \gamma)) \cdot R_n + (\gamma / (s + \gamma)) \cdot f(u) \cdot (E - e)$  in mm/Tag

mit

s	Steigung der Kurve des Sättigungsdampfdrucks bei der Temperatur T
Rn	Nettostrahlung in Verdunstungsäquivalent in mm
$\gamma$	Psychrometerkonstante in $\text{kPaK}^{-1}$
f(u)	Funktion in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit
E	Sättigungsdampfdruck in hPa
e	aktueller Dampfdruck in hPa.

Die Strahlungsbilanz Rn ergibt sich aus der Beziehung:

$$\text{Gl. 2.12} \quad \mathbf{Rn = Rns - Rnl}$$

mit

Rns	Nettogewinn an kurzwelliger Strahlung
Rnl	Verlust an langwelliger Strahlung

Da gemessene Strahlungsbilanzen selten vorliegen, werden Berechnungsverfahren eingeführt. Sie beruhen zum Teil auf empirischen Erfahrungen, so daß die PENMAN-Formel ihren physikalisch begründeten Ansatz teilweise verliert. DOORENBOS und PRUITT (1977) und SCHRÖDTER (1985) stellen einen physikalisch-empirischen Ansatz der PENMAN-Formel vor. In den Abhandlungen sind Tabellen aufgeführt, die nicht gemessene Werte erschließen und einige Faktoren einfacher darstellen. Der kurzwellige Strahlungsanteil in der obigen Beziehung ergibt sich nach diesem Ansatz mit:

$$\text{Gl. 2.13} \quad \mathbf{Rns = (1 - \alpha) \cdot Rs = (1 - 0,25) \cdot (0,2 + 0,5 \cdot n/N) \cdot Ra}$$

mit

$\alpha$	Albedo
Rs	Globalstrahlung
n	tatsächliche Sonnenscheindauer in Std./Tag
$N_s$	maximal mögliche Sonnenscheindauer in Std./Tag
Ra	kurzwellige Strahlung an der Atmosphärenobergrenze

Für die meisten Kulturpflanzen wird für  $\alpha$  ein Wert von 0,25 eingesetzt.  $N_s$  und Ra hängen von der Jahreszeit und der geographischen Breite ab und können entsprechenden Tabellen entnommen werden. Die tatsächliche Sonnenscheindauer wird gemessen oder nach dem Bewölkungsgrad aus einer Tabelle abgelesen.

Der langwellige Term der Gleichung errechnet sich nach:

$$\text{Gl. 2.14} \quad \mathbf{Rnl = f(T) \cdot f(e) \cdot f(n/N)}$$

In der Formel kommt zum Ausdruck, daß der Grad der langwelligen Strahlung über die Temperatur T der Luft abschätzbar ist. Die Funktionen f(e) und f(n/N) beziehen den Anteil der atmosphärischen Gegenstrahlung ein, die weitgehend von dem Feuchtegehalt der Luft und dem Bewölkungsgrad bestimmt wird. Die Werte können Tabellen entnommen oder nach folgenden Beziehungen errechnet werden:

$$\text{Gl. 2.15} \quad f(T) = 1,98 \cdot 10^{-9} \cdot (273 + T)^4$$

mit

T Tagesmitteltemperatur in °C

$$\text{Gl. 2.16} \quad f(e) = 0,34 - 0,044 \cdot e^{-1/2}$$

mit

e aktueller Dampfdruck in hPa

$$\text{Gl. 2.17} \quad f(n/N) = 0,1 + 0,9 \cdot n / N_s$$

mit

n tatsächliche Sonnenscheindauer in Std./Tag

N<sub>s</sub> maximal mögliche Sonnenscheindauer in Std./Tag.

Die Windfunktion f(u) ergibt sich aus:

$$\text{Gl. 2.18} \quad f(u) = 0,27 \cdot (1 + u / 100)$$

mit

u Windweg in km/Tag in 2 m Höhe gemessen

Liegen Messungen in anderen Höhen vor, können sie nach DOORENBOS und PRUITT (1977) auf 2 m bezogen werden.

DOORENBOS und PRUITT (1977) erweiterten die PENMAN-Formel zusätzlich um den Korrekturfaktor c, da die Formel trotz der physikalischen Ableitung empirische Vereinfachungen enthält, die den natürlichen Verhältnissen nicht gerecht werden. Als besonders problematisch wird das Tag/Nacht-Verhältnis des Windes und der Einfluß der Tageslänge auf die Globalstrahlung angesehen. Der Faktor kann einer Tabelle (DOORENBOS u. PRUITT 1977) entnommen werden. Er umfaßt die Windgeschwindigkeit u in mm/sec, das Verhältnis von u (Tag) zu u (Nacht), die maximale tägliche Luftfeuchtigkeit (in drei Abstufungen) und die Globalstrahlung R<sub>s</sub>. Zwischenwerte müssen interpoliert werden. Für die Bedingungen im Untersuchungsraum kann c gleich 1 gesetzt werden, wodurch sich die ursprüngliche Form der Gleichung nicht ändert.

Die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve ( $s$ ) und die Psychrometerkonstante ( $\gamma$ ) können über die Beziehung  $W = s / (s + \gamma)$  nach DOORENBOS u. PRUITT (1977) tabellarisch bestimmt werden. WEISS (1983) stellt eine analytische Lösung vor, mit der eine genauere temperatur- und höhenabhängige Beschreibung von  $s$  und  $\gamma$  möglich ist:

$$\text{Gl. 2.19} \quad s = a_0 + T \cdot (a_1 + T \cdot (a_2 + T \cdot (a_3 + T \cdot (a_4 + T \cdot (a_5 + a_6 \cdot T))))))$$

mit

$T$  Tagesmitteltemperatur in °C

$$a_0 = 4,438099984 \cdot 10^{-1}$$

$$a_1 = 2,857002636 \cdot 10^{-2}$$

$$a_2 = 7,938054040 \cdot 10^{-4}$$

$$a_3 = 1,215215065 \cdot 10^{-5}$$

$$a_4 = 1,036561403 \cdot 10^{-7}$$

$$a_5 = 3,532421810 \cdot 10^{-10}$$

$$a_6 = -7,090244804 \cdot 10^{-13}$$

$$\text{Gl. 2.20} \quad \gamma = C_p \cdot P / L \cdot \varepsilon$$

mit

$C_p$  Wärmekapazität trockener Luft (= 1,0042 J C<sup>-1</sup> g<sup>-1</sup>)

$P$  Luftdruck in hPa

$\varepsilon$  Verhältnis des Molekulargewichtes von feuchter zu trockener Luft (= 0,62198)

$L$  Verdampfungswärme von Wasser = 2451,81 Jg<sup>-1</sup>

Ist der Luftdruck nicht bekannt, ist eine näherungsweise Bestimmung über die Beziehung:

$$\text{Gl. 2.21} \quad P = 1013 - 0,1093 \cdot H$$

mit

$H$  Höhe über NN in m

möglich.

## 2.3 Modellierung der aktuellen Verdunstung

Die bisherigen Ausführungen zur Problematik der Verdunstung haben gezeigt, daß schon bei einer exakten physikalischen Bestimmung der potentiellen Verdun-

stung zahlreiche klimatologische Parameter zu berücksichtigen sind. Liegen diese Parameter nicht gemessen vor, bedient man sich wieder empirischer Ansätze oder greift von vornherein auf empirische Ansätze zurück. Will man nun die aktuelle Verdunstung bestimmen, kommen bodenphysikalische und pflanzenphysiologische Faktoren hinzu, die es zu berücksichtigen gilt. Die Pflanze, die als Bindeglied zwischen dem Boden und der Atmosphäre fungiert, und der Boden geben mit abnehmendem Bodenwassergehalt weniger Wasser an die Atmosphäre ab. Dadurch wird die potentielle Verdunstung zur aktuellen Verdunstung. Zur Lösung dieser wohl komplexesten Größe des Wasserhaushaltes wurden zahlreiche Ansätze entwickelt, die bei SCHRÖDTER (1985) in einem Überblick dargestellt sind. Für die vorliegende Fragestellung werden Verfahren eingesetzt, die die vorgestellten Methoden zur Ermittlung der potentiellen Verdunstung einbeziehen und die erforderlichen Parameter flächenhaft zur Verfügung stellen.

### 2.3.1 Modellierung nach einem Bodenwassermodell nach PFAU und über die Wasserhaushaltsgleichung

PFAU (1966) stellt einen empirischen Ansatz vor, der es ermöglicht, die aktuelle Verdunstung mit der Änderung des Bodenwasserspeichers  $S$  aus der Wasserhaushaltsgleichung (s. Gleichung 2.6 u. 2.25) zu bestimmen. Vereinfacht wird angenommen, daß die Vorratsänderung dabei maßgeblich über die Transpiration der Pflanzen bestimmt wird, die das Wasser im Bereich der nutzbaren Feldkapazität ( $nFK$ ) aufnehmen. Die nutzbare Feldkapazität errechnet sich aus der Feldkapazität ( $FK$ ) und dem permanenten Welkepunkt ( $WP$ ):

$$\text{Gl. 2.22} \quad nFK = FK - WP \text{ in mm/dm}$$

Weiter wird angenommen, daß Pflanzen Wasser nur aus der sogenannten Hauptversorgungszone entziehen. Diese Zone, auch effektiver Wurzelraum ( $T$ ), ist der am intensivsten durchwurzelte Bereich des Bodens. Er ist von der Pflanzenart und der Bodenart abhängig. RENGER und STREBEL (1980) geben für Gruppen von Kulturpflanzen Größenordnungen des effektiven Wurzelraumes an. Die tatsächlich pflanzenverfügbare Wassermenge wird als Wurzelraumkapazität ( $WK$ ) bezeichnet und errechnet sich nach:

$$\text{Gl. 2.23} \quad WK = nFK \cdot T \text{ in mm/dm}$$

Mit Hilfe der Wurzelraumkapazität hat PFAU (1966) eine empirische Gleichung zur Berechnung des Bodenwassergehaltes aufgestellt:

$$\text{Gl. 2.24} \quad Sp_n = Sp_{n-1} / e^{((ET_p \cdot N)/WK)}$$

mit

$Sp_n, Sp_{n-1}$  Wassergehalt des Bodens zum Zeitpunkt  $n$  bzw.  $n-1$ , wobei  
 $Sp_0 = WK$  in mm/dm (=Vol.-%)

N	Niederschlag in mm
$ET_p$	potentielle Verdunstung in mm
e	2,718282

Die Gleichung macht deutlich, daß die Änderung des Bodenwassergehaltes keiner linearen Beziehung folgt, sondern mit abnehmendem Wassergehalt langsamer verläuft und bei WP gegen Null tendiert. Mit dieser Beziehung ist unter Einbeziehung der potentiellen Verdunstung ein Glied der Wasserhaushaltsgleichung bestimmbar. Bei bekannter Niederschlagsmenge läßt sich somit die aktuelle Verdunstung nach:

$$\text{Gl. 2.25} \quad ET_a = N - \Delta Sp$$

mit

$ET_a$	aktuelle Verdunstung in mm
N	Niederschlag in mm
$\Delta Sp$	Änderung des Bodenwassergehaltes in mm

errechnen.

Wasserhaushaltsberechnungen mit diesem Ansatz haben PFAU (1966), SCHMIEDECKEN (1978), SCHMIEDECKEN und STIEHL (1983) durchgeführt und diskutiert. Der Verdunstungsterm in Gleichung 2.24 kann nach allen Methoden für die Bestimmung von  $ET_p$  errechnet werden. Um den unterschiedlichen Wasserbedarf der untersuchten Kulturpflanzen zu berücksichtigen, wird die jeweilige potentielle Verdunstung ( $ET_p$ ) durch einen Pflanzenfaktor (kc) (s. Tab. 16, Kap. 7.3.2.2) zu:

$$\text{Gl. 2.26} \quad ET_{pc} = kc \cdot ET_p$$

erweitert (DOORENBOS u. KASSAM 1979, DOORENBOS u. PRUITT 1977). Der Pflanzenfaktor berücksichtigt den unterschiedlichen Wasserbedarf von Kulturpflanzen. Da der Wasserbedarf über die Wachstumsperiode nicht konstant ist, wird er nach Hauptwachstumsphasen differenziert (s. Tab. 16).

### 2.3.2 Modellierung der aktuellen Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH und der Bodenfeuchteänderung nach EAGLESON

Ausgehend von der physikalisch abgeleiteten Formel zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration nach PENMAN hat MONTEITH (1965 u. 1973, zit. in MAUSER 1989 und SCHRÖDTER 1985) eine Formel zur Bestimmung der aktuellen Transpiration vorgelegt. Die komplexen Grundlagen und Herleitungen, die zur hier verwendeten Form der Gleichung führen, werden ausführlich bei MAUSER (1989) dargelegt. Der Grundgedanke, der aus der potentiellen Evapotranspiration zur aktuellen Verdunstung führt, ist die Erweiterung der PENMAN-Formel um Wider-

stände, die den Übergang des Wassers aus dem Boden durch die Pflanzen in die Atmosphäre regulieren. Als entscheidende Widerstände wurden der aerodynamische Widerstand des Bestandes ( $R_a$ ) und der Bestandswiderstand der Pflanzen ( $R_c$ ) identifiziert. Die PENMAN - MONTEITH - Formel wird hier in einer nach CHOUDHURY et. al. (1986) dargestellten Form verwendet:

$$\text{Gl. 2.27} \quad ET_a = ((s \cdot R_n + (E - e) \cdot C_p) / R_h) / (s + \gamma \cdot ((R_a + R_c) / R_h))$$

mit

$ET_a$  aktuelle Evapotranspiration in  $\text{Wm}^{-2}$ ; durch Multiplikation mit 29,075 erhält man  $ET_a$  in mm

$s$  Steigung des Sättigungsdampfdruckes bei der Temperatur  $T$  in  $\text{kPaK}^{-1}$

$\gamma$  Psychrometerkonstante in  $\text{kPaK}^{-1}$

$R_n$  Nettostrahlung in  $\text{Wm}^{-2}$

$E$  Sättigungsdampfdruck in kPa

$e$  aktueller Dampfdruck in kPa

$C_p$  Wärmekapazität von trockener Luft ( $= 1200 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ )

$R_h$  effektiver aerodynamischer Widerstand für Wärme und langwellige Strahlungstransfer in  $\text{sm}^{-1}$

$R_a$  aerodynamischer Widerstand des Bestandes in  $\text{sm}^{-1}$

$R_c$  Bestandswiderstand der Pflanzen in  $\text{sm}^{-1}$

Für den aerodynamische Widerstand ( $R_a$ ), der den Übergang des Wasserdampfes aus dem Pflanzenbestand in die Atmosphäre beschreibt, wird ein Ansatz von CHOUDHURY et. al. (1986) herangezogen:

$$\text{Gl. 2.28} \quad R_a = ((K^2 \cdot ((z - d) / z_0)) / (k^2 \cdot u)) + ((1,5 \cdot \ln((z - d) / z_0)) / (k^2 \cdot U))$$

mit

$K$  Karmankonstante = 0,41

$d$  Verdrängungshöhe =  $0,56 \cdot h$  ( $h$  = Bestandshöhe in m)

$z_0$  Rauigkeitslänge =  $0,3 \cdot (h - d)$

$U$  Windgeschwindigkeit in  $\text{ms}^{-1}$  in der Höhe  $z$

$z$  Meßhöhe der Windgeschwindigkeit in m

Aus  $R_a$  läßt sich nach folgender Beziehung der Widerstand  $R_h$  herleiten (CHOUDHURY et. al. 1986):

$$\text{Gl. 2.29} \quad R_h^{-1} = R_a^{-1} + (C_p / 4 \cdot \epsilon_c \cdot \sigma \cdot T^3)^{-1}$$

mit

$R_a$	aerodynamischer Widerstand in $\text{sm}^{-1}$
$C_p$	Wärmekapazität von trockener Luft ( $= 1200 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ )
$\epsilon_c$	Emissionskoeffizient ( $= 0,976$ )
$\sigma$	Stefan-Boltzmannkonstante ( $= 5,76 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ )
$T$	Lufttemperatur in K

Die Regulation der aktuellen Verdunstung durch den Widerstand des Pflanzenbestandes ist etwas komplexer, da er sich aus verschiedenen Widerständen der Einzelpflanzen zusammensetzt. Dieser Gesamtwiderstand der Einzelpflanzen muß wiederum auf den gesamten Bestand übertragen werden. Von den Einzelwiderständen, die zum Gesamtwiderstand der Pflanze führen, wird im vorliegenden Modell nur der Stomatawiderstand  $R_{st}$  berücksichtigt. Eine ausführliche Abhandlung dieses Gesamtkomplexes findet sich bei BALDOCCHI (1987) und MAUSER (1989). Daher werden im folgenden nur die Gleichungen, die für die anschließende Modellierung herangezogen werden, ohne vertiefende Diskussion aufgeführt. Teile des Modells werden nicht über die Widerstände, sondern über die entsprechenden Leitfähigkeiten beschrieben, wobei gilt:

$$\text{Gl. 2.30} \quad \mathbf{G} = \mathbf{1} / \mathbf{R}$$

mit

$G$  Leitfähigkeit in  $\text{ms}^{-1}$

$R$  Widerstand in  $\text{sm}^{-1}$

Der Widerstand ( $R_{st}$ ) beschreibt die aktive Regulation der Transpiration durch Pflanzen. Diese Regulation erfolgt über die Stomata, die auf Umwelteinflüsse reagieren. Die Leitfähigkeit ( $G_{st}$ ) reagiert auf die Strahlung, die Temperatur, die Luftfeuchtigkeit und das Blattwasserpotential:

$$\text{Gl. 2.31} \quad \mathbf{G}_{st} = \mathbf{G}_{st}(\mathbf{PAR}) \cdot \mathbf{g}(\mathbf{T}) \cdot \mathbf{g}(\mathbf{D}) \cdot \mathbf{g}(\mathbf{\Omega})$$

mit

$G_{st}(\text{PAR})$  Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der photosynthetisch aktiven Strahlung

$g(\text{T})$  Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur in  $\text{ms}^{-1}$

$g(\text{D})$  Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Luftfeuchtedefizit: wird mit  $1 \text{ ms}^{-1}$  angenommen, da eine befriedigende mathematische Beschreibung noch nicht vorliegt (MAUSER 1989, S. 76)

$g(\mathbf{\Omega})$  Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Blattwasserpotential in  $\text{ms}^{-1}$

$G_{st}(PAR)$  wird durch die Strahlungsverteilung im Pflanzenbestand bestimmt, wobei ein Zusammenhang zwischen dem Strahlungseinfluß auf ein Einzelblatt und der kumulierten Blattfläche besteht. Da die Strahlungsverteilung für die gesamte Höhe von der Bestandsoberfläche bis zum Boden und nicht für einzelne Schichten im Bestand berechnet wird, vereinfacht sich die ursprüngliche Formel (BALDOCCHI 1987, MAUSER 1989) zu:

$$\text{Gl. 2.32} \quad G_{st}(PAR) = F_{sun} \cdot g(PAR_{sun}) + F_{shade} \cdot g(PAR_{shade})$$

mit

$F_{sun}$  kumulierte Blattfläche der sonnenbeschienenen Blätter

$F_{shade}$  kumulierte Blattfläche der beschatteten Blätter

$g(PAR_{sun})$  Stomataleitfähigkeit eines sonnenbeschienenen Einzelblattes in  $ms^{-1}$

$g(PAR_{shade})$  Stomataleitfähigkeit eines beschatteten Einzelblattes in  $ms^{-1}$

Da der Anteil direkter und indirekter Strahlung an PAR in der vorliegenden Studie nicht bekannt ist, errechnet sich  $F_{sun}$  nach:

$$\text{Gl. 2.33} \quad F_{sun} = (1 - \exp(-0,5 / \sin(\beta))) \cdot 2 \sin(\beta)$$

mit

$\beta$  Winkel der Sonnenhöhe in  $^{\circ}$

$F_{shade}$  errechnet sich aus der Differenz der gesamten Blattfläche und der sonnenbeschienenen Blattfläche:

$$\text{Gl. 2.34} \quad F_{shade} = F - F_{sun}$$

mit

$F$  kumulierte Blattfläche, entspricht dem Blattflächenindex (BFI)

Da  $G = 1 / G$ , können  $g_{st}(PAR_{sun})$  und  $g_{st}(PAR_{shade})$  aus dem Stomatawiderstand ( $r_{st}(PAR)$ ) eines Einzelblattes ermittelt werden. Die folgende Berechnung gilt analog für  $r_{st}(PAR_{shade})$ , nur daß dann der Schattenanteil der Strahlung eingesetzt werden muß:

$$\text{Gl. 2.35} \quad r_{st}(PAR_{sun}) = r_{st}(\min) + (b(PAR) \cdot r_{st}(\min) / PAR_{sun})$$

mit

$r_{st}(PAR_{sun})$  Stomatawiderstand in Abhängigkeit vom Sonnenanteil der photosynthetisch aktiven Strahlung

$r_{st}(\min)$  minimaler Stomatawiderstand unter optimalen Bedingungen (s. Tab. 17)

$b(\text{PAR})$  pflanzenspezifische Konstante (s. Tab. 17)

$\text{PAR}_{\text{sun}}$  photosynthetisch aktive Strahlung in  $\text{Wm}^{-2}$

Der Sonnenanteil ( $\text{PAR}_{\text{sun}}$ ) an PAR und der durch Streuung im Bestand entstandene Anteil ( $\text{PAR}_{\text{shade}}$ ) stehen in folgender Beziehung:

$$\text{Gl. 2.36} \quad \text{PAR}_{\text{sun}} = (\text{PAR} \cdot \cos(\alpha_b) / \sin(\beta)) + \text{PAR}_{\text{shade}}$$

$$\text{Gl. 2.37} \quad \text{PAR}_{\text{shade}} = 0,07 \cdot \text{PAR} \cdot \exp^{-\sin(\beta)}$$

mit

PAR photosynthetisch aktive Strahlung in  $\text{Wm}^{-2}$

$\alpha_b$  wird konstant mit  $60^\circ$  angenommen (NORMAN, zit. in MAUSER 1989, S. 61)

$\beta$  Winkel des Sonnenstandes

Die zweite Einflußgröße  $g(T)$  wird von empirischen, pflanzenspezifischen Temperaturwerten und ihrer Beziehung zur Lufttemperatur bestimmt:

$$\text{Gl. 2.38} \quad g(T) = ((T - T_{\text{min}}) / (T_{\text{opt}} - T_{\text{min}})) \cdot ((T_{\text{max}} - T) / (T_{\text{max}} - T_{\text{opt}}))^{b_t}$$

mit

$g(T)$  Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur in  $\text{ms}^{-1}$

T Lufttemperatur in  $^\circ\text{C}$

$T_{\text{min}}$  pflanzenspezifische Minimaltemperatur, bei der Produktion einsetzt, in  $^\circ\text{C}$  (s. Tab. 17)

$T_{\text{max}}$  pflanzenspezifische Maximaltemperatur, bis zu der Produktion stattfindet, in  $^\circ\text{C}$  (s. Tab. 17)

$T_{\text{opt}}$  pflanzenspezifische Optimaltemperatur der Produktion in  $^\circ\text{C}$  (s. Tab. 17)

$$\text{Gl. 2.39} \quad b_t = (T_{\text{max}} - T_{\text{opt}}) / (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})$$

Das letzte Glied der Gleichung ist  $g(\Omega)$ , das eine pflanzenspezifische Reaktion auf das Blattwasserpotential ist. Da das eigentliche Blattwasserpotential meßtechnisch nur sehr schwer zu erfassen ist, wird es über das Bodenwasserpotential beschrieben. Betrachtet man die Widerstände in der Pflanze (LARCHER 1984), ist diese Annahme auch berechtigt, da die Widerstände in der Pflanze zwischen den Wurzeln und den Blättern minimal sind, so daß sich das Bodenwasserpotential unmittelbar auf das Blattwasserpotential übertragen läßt. Liegt das Bodenwasserpotential über einem artspezifischen Grenzwert  $\Omega_0$  (s. Tab. 17) ( $\Omega_1 > \Omega_0$ ), ist  $g(\Omega_1) = 1$ . Der Stomatawiderstand ist minimal. Sinkt  $\Omega_1$  unter  $\Omega_0$  ( $\Omega_1 \leq \Omega_0$ ), nimmt  $g(\Omega_1)$  nach folgender Beziehung linear ab:

$$\text{Gl. 2.40} \quad g(\Omega_1) = a_{\Omega} \cdot \Omega_1 + b_{\Omega}$$

mit

$g(\Omega_1)$  Stomataleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Blattwasserpotential in  $\text{ms}^{-1}$

$\Omega_1$  Bodenwasserpotential in MPa

$a_{\Omega}$  artspezifischer Wert (s. Tab. 17)

$b_{\Omega}$  artspezifischer Wert in  $\text{kPa}^{-1}$  (s. Tab. 17)

Mit der aktuellen Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH ist die aktuelle Evapotranspiration des Gesamtsystems Boden-Pflanzen noch nicht hinreichend beschrieben, da der Komplex der Bodenwasserbewegung noch fehlt. Eine Lösung der komplexen Zusammenhänge der Bodenwasserbewegungen geben EAGLESON (1987) und - in Anlehnung an EAGLESON - MAUSER (1989), die eine analytische Lösung der PHILIP-Gleichung darstellt. Zur Lösung der PHILIP-Gleichung wird angenommen, daß der Grundwasserspiegel deutlich unter der Durchwurzelungstiefe liegt, die Bodenfeuchte über die ganze Tiefe weitgehend gleich verteilt ist und das betrachtete Bodenvolumen gleichmäßig durchwurzelt ist.

Für den Modellierungszeitraum im Untersuchungsgebiet in Iran kann weiter davon ausgegangen werden, daß nur noch exfiltriert wird und diese Exfiltration mit vernachlässigbar kurzen Ausnahmen von der trockenen Bodenoberfläche erfolgt. Mit dieser Annahme ergibt sich nach EAGLESON (1987):

$$\text{Gl. 2.41} \quad e_p > f_e^* \Rightarrow s_1 = 0 \Rightarrow f_e = e_1 = f_e^*$$

mit

$s_1$  Sättigungsgrad des Bodens an der Oberfläche (Volumen freies Bodenwasser / Porenvolumen)

$e_p$  potentielle Verdunstungsrate in  $\text{cms}^{-1}$

$f_e$  Exfiltrationsrate in  $\text{cms}^{-1}$

$f_e^*$  Exfiltrationskapazität, d.h. die aktuelle Exfiltrationsrate bei  $s_1 = 0$  in  $\text{cms}^{-1}$

Die maßgebliche Größe, die die Evaporation aus dem Boden steuert, ist demnach die Exfiltrationskapazität. Mit der Exfiltrationskapazität und der aktuellen Transpiration kann nach der PHILIP-Gleichung die Verringerung der Bodenfeuchte wie folgt ermittelt werden:

$$\text{Gl. 2.42} \quad S_e = F_e(t) + (K(\theta_0) + M e_p) \cdot t$$

mit

$S_e$  Gesamtabnahme der Bodenfeuchte in cm

$F_e(t)$  in der Zeit kumulativ exfiltrierte Wassermenge in cm

- $K(\theta_0)$  effektive hydraulische Leitfähigkeit in  $\text{cms}^{-1}$   
 $M$  Deckungsgrad des Bodens (Vegetationsfläche / Bodenfläche)  
 $e_v$  Transpirationsrate in  $\text{cms}^{-1} = ET_a$  nach PENMAN-MONTEITH

Die kumulativ exfiltrierte Wassermenge ( $F_e(t)$ ) errechnet sich aus der Exfiltrationskapazität ( $f_e^*$ ), die auf die erwünschte Zeit hochgerechnet wird.  $f_e^*(t, s_0)$  ergibt sich aus:

$$\text{Gl. 2.43} \quad f_e^*(t, s_0) / K(1) = s_0^{1+d_1/2} \cdot (n_p \cdot \Omega(1) \cdot \phi_e(d) / m \cdot \pi \cdot t \cdot K(1))^{1/2} - ((M \cdot e_v) / K(1))$$

mit

- $f_e^*$  Exfiltrationskapazität in  $\text{cms}^{-1}$   
 $K(1)$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in  $\text{cms}^{-1}$   
 $t$  Zeit in sec  
 $s_0$  Sättigungsgrad des Bodens zu Beginn der Modellierung  
 (= Volumen des Bodenwassers / Porenvolumen)

$$\text{Gl. 2.44} \quad d_1 \quad \text{Diffusionsindex; } d_1 = 2 + 1 / m$$

- $m$  Pore-Size-Distributions-Index  
 $n_p$  Porosität (= Porenvolumen / Gesamtbodenvolumen)  
 $\Omega(1)$  Matrixpotential in cm bei Feldkapazität  
 $\phi_e(d)$  Exfiltrationsdiffusität:

$$\text{Gl. 2.45} \quad \phi_e(d) = 1 + \sum_{j=1}^d 1,85^d \cdot (-1)^j \cdot \binom{d}{j} \cdot 1 / (1,85 + j) \quad \text{mit}$$

$d_1 = \text{Diffusionsindex (s. Gl. 2.44)}$

- $M$  Deckungsgrad des Bodens (Vegetationsfläche / Bodenfläche)  
 $e_v$  aktuelle Transpiration nach PENMAN-MONTEITH in  $\text{cms}^{-1}$ .

Die effektive hydraulische Leitfähigkeit  $K(\theta_0)$  errechnet sich nach:

$$\text{Gl. 2.46} \quad K(\theta_0) = K(1) \cdot s^c$$

mit

- $K(1)$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in  $\text{cms}^{-1}$   
 $s$  Sättigungsgrad des Bodens (Volumen freies Bodenwasser / Porenvolumen)

$$\text{Gl. 2.47} \quad c \quad c = (2 + 3 \cdot m) / m$$

## 2.4 Zusammenfassung der für die Modellierungen benötigten Parameter

Aus den beschriebenen Gleichungen zur Modellierung der potentiellen und aktuellen Verdunstung und der Bodenwasserbewegung müssen die in Tabelle 2 und Beilage 1 aufgeführten Parameter zur Verfügung stehen.

Tabelle 2: Zur Modellierung der Verdunstung und Bodenfeuchte benötigte Parameter

Parameter	Modell	Datenverfügbarkeit	Kapitel in der Arbeit
<b>Klimaparameter</b>			
Niederschlag	PFAU, EAGLESON	<i>IRIMO</i> Eigene Erhebung	4.1.1, 4.2.1, 6.1.1
Tagesmitteltemperatur	PAPADAKIS BLANEY-CRIDDLE PENMAN PENMAN-MONTEITH	<i>IRIMO</i> Eigene Erhebung	4.1.2, 4.2.2, 6.1.2
Tagesmaximumtemperatur	PAPADAKIS	Eigene Erhebung	4.1.2, 4.2.2 6.1.2
Temperatur um 14 <sup>00</sup>	HAUDE	Eigene Erhebung	4.1.2, 4.2.2, 6.1.2
Tagesmittel der relativen Luftfeuchte	PAPADAKIS PENMAN PENMAN-MONTEITH	<i>IRIMO</i> Eigene Erhebung	4.1.3, 4.2.3, 6.1.4
relative Luftfeuchte um 14 <sup>00</sup>	HAUDE	Eigene Erhebung	4.1.3, 4.2.3, 6.1.4
Winkel des Sonnenstandes	PENMAN-MONTEITH	Eigene Erhebung	-
Nettostrahlung	PENMAN PENMAN-MONTEITH	Literatur Eigene Erhebung	4.2.4, 6.1.4
Windgeschwindigkeit	PENMAN PENMAN-MONTEITH	<i>IRIMO</i>	4.2.4, 6.1.4
tägliche Sonnenscheindauer	BLANEY-CRIDDLE	Literatur Eigene Erhebung	4.2.4, 6.1.4
<b>Vegetationsparameter</b>			
Bestandshöhe	PENMAN-MONTEITH	Eigene Erhebung	7.3.2.3
Blattflächenindex	PENMAN-MONTEITH	Eigene Erhebung	7.3.2.4
Deckungsgrad der Vegetation	PENMAN-MONTEITH	Eigene Erhebung	7.3.2.5

empirisch-statistische Pflanzenparameter	PENMAN-MONTEITH	Literatur	7.3.2.6
--	-----------------	-----------	---------

### Bodenparameter

nutzbare Feldkapazität	PFAU	Eigene Erhebung	5.2.6, 6.2
Sättigungsgrad zu Beginn der Modellierung	PFAU EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.8, 6.2
gesättigte Wasserleitfähigkeit	EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.5, 6.2
Matrixpotential bei Feldkapazität	EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.7, 6.2
Porosität	EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.4, 6.2
Pore-Size-Distribution-Index	EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.7, 6.2
Diffusionsindex	EAGLESON	Eigene Erhebung	5.2.7, 6.2

Die Meßmethodik der jeweiligen Parameter ist in Kapitel 3 beschrieben. Die Ergebnisse der Klimamessungen und ihre Anpassung an die jeweiligen Modelle sind in den Kapiteln 4 und 6.1, die der Bodenuntersuchungen in den Kapiteln 5 und 6.2 beschrieben und diskutiert. Die Vegetationsparameter sind im Kapitel 7.3 abgehandelt.

## 3 Feld- und Labormethoden

### 3.1 Klima

Während der Untersuchungsdauer wurden zwei automatisch registrierende Klimastationen betrieben. Sie standen in der Forschungsstation Kūhīn (18.3.1992 - 13.6.1993) und in der synoptischen Klimastation Qazwīn (12.10.1992 - 12.6.1993) (s. Abb. 1). Die Forschungsstation Kūhīn wird vom *Soil and Water Research Institute* (Tehrān) betrieben. Sie liegt im Westen des Untersuchungsraumes in einer Höhe von 1303 m ü. NN, nahe der Ortschaft Bakandī. Zusammen mit der *Iranian Meteorological Organization* wird dort eine agrarmeteorologische Klimastation unterhalten. Südlich von Qazwīn befindet sich am Flugplatz in einer Höhe von 1330 m ü. NN eine synoptische Klimastation der *Iranian Meteorological Organization*. Daten beider Stationen konnten für das Frühjahr 1993 auf Tagesbasis zusätzlich zu den eigenen Messungen genutzt werden. Während meiner Abwesenheit wurden die eigenen Meßinstrumente von Mitarbeitern der Klimastationen betreut. Die eigenen Messungen waren notwendig, da die Meßinstrumente der Station Kūhīn häufig

ausfielen. Wegen der Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit den eigenen Messungen in Kūhīn wurde in der voll ausgestatteten Station Qazwīn zusätzlich gemessen. Außerdem standen nicht alle notwendigen Klimaparameter an den Stationen zur Verfügung, insbesondere der Klimatermin 14<sup>00</sup>.

Die Ausstattung der eigenen Klimastationen war an beiden Standorten einheitlich. Temperatur und Luftfeuchtigkeit wurde mit kombinierten Temperatur/ Luftfeuchtefühlern gemessen. Registriert wurde die Tagesmitteltemperatur, die sich aus stündlichen Messungen errechnete, sowie die tägliche Minimum- und Maximumtemperatur, ebenfalls aus den stündlichen Messungen. Zur Niederschlagsmessung wurden Regenmesser mit einer Auffangfläche von 200 cm<sup>2</sup> in einer Höhe von 0,5 m eingesetzt. Die Niederschlagsmenge wird in einer Auflösung von 0,1 mm durch eine Kippwaage erfaßt und zu Tageswerten addiert.

Trotz der Betreuung der Stationen kam es zu längeren Ausfällen der Meßgeräte, die zum Teil nicht behoben werden konnten. Die Störungen sind auf mangelnde Stromversorgung der Sensoren, Kabelschäden durch Tierbiß und einen Wasserschaden an einem Temperatur- und Feuchtefühler zurückzuführen. Temperatur und Luftfeuchtigkeit konnten an der Station Kūhīn vom 16.9.1992 bis 12.10.1992 und vom 6.2.1993 bis 6.5.1993 nicht erhoben werden. An der Station Qazwīn fiel der Temperatur- und Feuchtefühler vom 15.11.1992 bis 28.11.92 komplett aus. Vom 29.11.1992 bis 12.6.1993 wurde das Mittel der Luftfeuchtigkeit nicht gemessen. Am 6.5.1993 wurde der Temperatur- und Luftfeuchtesensor an der Station Kūhīn neu installiert. Bei der Niederschlagsaufzeichnung gab es an der Station Kūhīn keine Schwierigkeiten, während an der Station Qazwīn während des ganzen Winters bis zum 6.5.1993 keine Daten registriert wurden. Die fehlenden Daten wurden durch Daten der iranischen Klimastationen ersetzt.

## 3.2 Feldfrüchte und Boden

### 3.2.1 Auswahl der Testflächen

Um im weiteren anhand von Satellitendaten großräumig Aussagen über Oberflächenphänomene zu erhalten, empfehlen sich Methoden der überwachten Klassifikation. Die Qualität der Klassifikation hängt entscheidend von der Quantität und der Qualität der Testflächen ab, auf denen die „ground truth“ erhoben wird. Ziel muß sein, das zu klassifizierende Gebiet mit einer ausreichenden Zahl repräsentativer Testflächen zu versehen, die dann Eingang in die Satellitenbildverarbeitung finden. Da die Bodenkarte Qazwīn 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) zum Zeitpunkt der ersten Felduntersuchungen nicht zur Verfügung stand, wurde auf eine Karte des Landnutzungspotentials 1 : 250.000 zurückgegriffen (*Ministry of Agriculture* 1366/1987). In jede regionale Einheit, die auf der Karte des Landnutzungspotentials ausgewiesen ist, wurden Testgebiete gelegt. Jedes Testgebiet umfaßt mindestens ein Weizenfeld und ein Linsenfeld. Bei der Festlegung der Testflächen

wurde auf eine ausreichende Größe geachtet, die sich am Auflösungsvermögen des Satelliten orientiert. Für das Fernerkundungssystem Landsat-TM ergab sich damit eine Flächengröße von mindestens 40 m · 40 m, die somit gerade noch die schmalsten Flurstreifen erfaßt. Auf das gesamte Gebiet waren 18 Testgebiete mit 59 Testflächen verteilt. Auf 50 Flächen wurden im Frühjahr 1993 Pflanzen- und Bodenparameter aufgenommen, auf 9 weiteren Flächen nur die bodenkundliche Ausstattung untersucht.

### 3.2.2 Feldfrüchte

Im Gelände wurden im Frühjahr 1993 in Abständen von ca. 6 Tagen mit einem standardisierten Erhebungsbogen für Linsen und Weizen folgende Parameter erhoben:

- der phänologische Zustand in Aufgang, Schossen, Ähren- bzw. Rispschieben und Blüte differenziert; der Zeitpunkt der Ernte konnte nicht mehr bestimmt werden;
- die Wuchshöhe;
- der Reihenabstand;
- die Reihenrichtung in Grad;
- die Pflanzendichte (Anzahl/m<sup>2</sup>);
- der Deckungsgrad in 10er-%-Schritten;
- direkt nach dem Ernten wurde an allen Probeterminen die feuchte Biomasse in g/m<sup>2</sup> gewogen.

Um Variationen auf einer Ackerfläche zu erfassen, erfolgte die Probennahme an drei diagonal über das Feld verteilten Stellen. Die Größe der Probenflächen betrug einen Meter einer Saatreihe.

Für Vergleichszwecke wurde neben der feuchten Biomasse auch die trockene Biomasse bestimmt. Da in erreichbarer Nähe kein Labor zur Verfügung stand, mußte zur Bestimmung der trockenen Biomasse auf einfache Hilfsmittel zurückgegriffen werden. Die geernteten Pflanzen wurden auf einem Ölofen bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und anschließend gewogen. Meist war eine Trockendauer von 48 Stunden ausreichend.

### 3.2.3 Boden

#### *Korngröße*

Zur Bestimmung der Korngröße kam die kombinierte Sieb- und Schlämmanalyse nach KÖHN zum Einsatz. Vor der Untersuchung des Feinbodens (< 2 mm) wurde der

Skelettanteil abgetrennt und erfaßt. Eine Zerstörung der Karbonate und des Humus erfolgte nicht, da der Humusgehalt ohnehin sehr gering ist und Kalkkonkretionen die Textur und somit den Bodenwasserhaushalt mitbestimmen. Die Dispergierung der Proben erfolgte mit Natriumpyrophosphat (KRETZSCHMAR 1991). Mit der Pipettanalyse wurden die Fraktionen Ton, Feinschluff, Mittelschluff und Grobschluff, durch Naßsieben die Fraktionen Feinsand, Mittelsand und Grobsand erfaßt. Die Bodenart wird nach der *AG Bodenkunde* (1982) dargestellt.

#### *Kohlenstoffgehalt*

Der Kohlenstoffgehalt wurde am Feinboden durch nasse Veraschung mit Kaliumdichromat bestimmt. Die entstehenden  $\text{Cr}^{3+}$ -Ionen wurden kolorimetrisch erfaßt (SCHLICHTING u. BLUME 1966). Vom Kohlenstoffgehalt kann durch Multiplikation mit dem Faktor 1,724 auf den Gehalt an organischer Substanz geschlossen werden (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984).

#### *Karbonatgehalt*

Der Karbonatgehalt des Feinbodens wurde nach SCHEIBLER ermittelt (KRETZSCHMAR 1991). Vor der Bestimmung wurde der lufttrockene Boden gemahlen.

#### *Lagerungsdichte*

Bezieht man das Trockengewicht der Stechzylinderprobe auf das Gesamtporenvolumen des Bodens, ergibt sich die Lagerungsdichte (scheinbare Dichte) in  $\text{g}/\text{cm}^3$  (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984). Es standen 64 Stechzylinderproben, die unter improvisierten Bedingungen (s. Kap. 3.2.3) in Iran bearbeitet, und 18, die unter Laborbedingungen untersucht wurden, zur Verfügung.

#### *Porenvolumen*

Das Porenvolumen an 18 Stechzylindern wurde in Abwandlung von KRETZSCHMAR (1991) indirekt über das Substanzvolumen mit einem Luftpyknometer nach LANGER ermittelt. Vor der Bestimmung wurden die Proben bei  $105\text{ }^\circ\text{C}$  zur Gewichtskonstanz getrocknet. Das Porenvolumen ergibt sich aus der Differenz des Stechzylindervolumens ( $100\text{ cm}^3$ ) und dem Substanzvolumen. Aus der Dichte der im Gelände untersuchten Stechzylinderproben ergibt sich die Lagerungsdichte annähernd nach:

$$\text{Gl. 3.1} \quad \mathbf{PV = (1 - d_B/d_F) \cdot 100}$$

mit

PV      Porenvolumen in  $\text{cm}^3$

$d_B$       Lagerungsdichte in  $\text{g}/\text{cm}^3$

$d_F$       Dichte der festen Bodenbestandteile:  $2,65\text{ g}/\text{cm}^3$

(SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984, S. 129).

### *Volumetrische Bodenfeuchte*

Für die Dauer der Klimamessungen wurde an beiden Klimastationen der volumetrische Wassergehalt in 10 cm, 30 cm und 50 cm Tiefe als Tageswert registriert. Der Tageswert mittelt sich aus zwei Messungen um 12<sup>00</sup> und 24<sup>00</sup>. Die Messung erfolgte mit TDR-Geräten (Time Domain Reflectometry). Die Technik basiert auf der sehr hohen Dielektrizitätskonstante des Wassers im Vergleich zu der des Bodens. Sie stellt eine einfache und genaue Methode zur Messung des volumetrischen Wassergehaltes poröser Medien dar (TOPP u.a. 1980). Leider kam es auch bei diesen Messungen zu technisch bedingten Ausfällen, so daß zum Teil erhebliche Datenlücken bestehen. In Kūhīn konnte jedoch während der gesamten Meßperiode in allen drei Tiefen kontinuierlich gemessen werden.

An den Testflächen wurde zu den Zeitpunkten der Parametrisierung der Pflanzendaten ebenfalls mit TDR der volumetrische Wassergehalt bestimmt. Die Messung erfolgte ab einer Tiefe von 20 bis 30 cm - unter der Pflugsohle -, um die sehr geringe scheinbare Dichte des gepflügten Bereiches zu umgehen. Somit ergeben sich Meßtiefen von 36 bis 46 cm.

Neben den TDR-Messungen wurden an jedem Standort drei 100 cm<sup>3</sup> Stechzylinderproben entnommen und im Gelände gewogen. Sie wurden wie die Pflanzenproben auf einem Ölofen bis zur Gewichtskonstanz getrocknet; aus der Differenz von Feucht- und Trockengewicht errechnet sich der volumetrische Wassergehalt.

### *Maximale Wasserkapazität*

Vor der Trocknung der Stechzylinderproben erfolgte die Bestimmung der maximalen Wasserkapazität nach SCHLICHTING u. BLUME (1966). Hierbei werden die Proben überstaut. Anschließend läßt man zwei Stunden Wasser aus den Grobporen ablaufen. Die maximale Wasserkapazität wird aus der Gewichts-differenz mit dem getrockneten Boden errechnet. Sie entspricht ca. pF<sub>0,6</sub> (SCHLICHTING u. BLUME 1966, S. 67). An 18 Stechzylindern konnte die maximale Wasserkapazität unter Laborbedingungen im Labor für Physische Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg ermittelt werden. Alle übrigen Werte wurden nicht unter Laborstandard in Iran untersucht.

### *Wasserspannung*

Bei der Bestimmung der Wasserspannung werden Bodenproben, die auf keramischen Platten stehen, mit Unter- und Überdruck entwässert. Die Unterdruckverfahren lassen sich bis pF 2,8 anwenden, zwischen pF 2,8 bis pF 4,2 sind Überdruckverfahren anzuwenden. Die Proben werden mit Wasser aufgesättigt und anschließend bei konstant eingestelltem Druck bis zum Gleichgewicht entwässert. Nach Wägung wird der nächst höhere Druck angelegt und wieder entwässert. Nach dem zuletzt ermittelten pF-Wert werden die Proben bei 105 °C bis zur Gewichts-

konstanz getrocknet. Der jeweilige Wassergehalt wird in Volumen- oder Gewichtsprozent auf den trockenen Boden bezogen angegeben. Streng genommen muß bis pF 4,2 mit ungestörten Stechzylinderproben gearbeitet werden, da in diesem Saugspannungsbereich vor allem Mittelporen und damit das Gefüge bestimmend sind. Ab pF 4,2 tritt der Gefügeeinfluß in den Hintergrund, da praktisch nur noch Feinporen und damit die Korngröße wirksam sind (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984).

An den 18 Stechzylinderproben wurden die pF-Werte 1,8, 2,0, 2,3, 2,5 und 2,8 mit einer Unterdruckapparatur nach CZERATZKI ermittelt (KRETZSCHMAR 1991). Die pF-Werte 2,5, 2,8 und 3,3 wurden mit einer Überdruckapparatur an Stechzylindern bestimmt (KRETZSCHMAR 1991). Parallel dazu wurde an gestörten Proben der Wassergehalt bei pF 2,8, 3,0, 3,3, 4,0 und 4,2 erhoben. Die Wassergehalte aus den Stechzylinderproben sind in Volumen-%, die aus gestörten Proben in Gewichts-% ermittelt. Um die Werte vergleichen zu können, werden die Gewichtsprozente durch Multiplikation mit der Lagerungsdichte in Volumenprozente umgerechnet.

Da nur 18 Stechzylinder zur Verfügung standen, und die Ermittlung der Wasserspannungskurve über den gesamten pF-Bereich 1,8 - 4,2 problematisch ist, wurde für alle Mischproben die Saugspannungskurve mit dem Computerprogramm PF.PRg (BACHMANN u. HARTGE 1992 b) errechnet. Grundlage für die Berechnung sind Untersuchungen über den Zusammenhang der Wasserspannung mit Textur, Porenvolumen und organischer Substanz (BACHMANN u. HARTGE 1992 a).

#### *Gesättigte Wasserleitfähigkeit*

Eine labortechnisch saubere Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit war mit den zur Verfügung stehenden Stechzylindern nicht möglich. Daher wurde der kf-Wert aus der Korngrößenverteilung mit einer modifizierten HAZEN-Formel ermittelt. Weitere Ausführungen zum genauen Verfahren sind in Kapitel 5.2.5 diskutiert, da es insbesondere durch die Ergebnisse der Korngrößenanalyse festgelegt wird.

## **4 Beschreibung und Diskussion der Klimaparameter**

### **4.1 Klimatologischer Überblick**

Großklimatisch ist der Untersuchungsraum dem altweltlichen Trockengürtel zuzuordnen. In der Klimaklassifikation von KÖPPEN fällt er unter das BSKs-Klima. TROLL u. PAFFEN (1964) ordnen das Klima dem Typ IV 2 zu. In beiden Klassifikationen wird damit der Steppencharakter ausgedrückt. Ferner wird die sommer-trocken-winterfeuchte Ausprägung beschrieben. Durch die Höhenlage ist bei KÖPPEN die Zuordnung zum kalten Typus bedingt, die eine Jahresdurchschnittstemperatur von weniger als 18°C voraussetzt.

Die Verteilung des Jahresniederschlags resultiert aus der planetarischen Zirkulation. Sie ist im Sommer durch die Dominanz subtropischer Hochdruckgebiete gekennzeichnet, deren absteigende Luftmassen Niederschläge verhindern. In Bodennähe entstehen besonders in den Becken Hitzetiefs, die aber wegen der Passatinversion zu keinen nennenswerten Niederschlägen führen. Relativ zum tiefen Luftdruck über dem Hochland liegt über dem Kaspischen Meer hoher Luftdruck. Als Ausgleichsbewegung entsteht eine nördliche bis nordwestliche Luftströmung. In den Wintermonaten kommt der Nordiran und damit auch das Untersuchungsgebiet durch die Südverlagerung des Subtropenhochs in den Einflußbereich der Westwindzirkulation und damit zyklonaler Niederschläge. Im Hochwinter wird diese Wetterlage durch eine Ausbuchtung des sibirischen Kältehochs häufig unterbrochen (GANJI 1968).

Der großklimatische Einfluß wird im Arbeitsgebiet durch das Relief differenziert. Eine Untergliederung ergibt sich durch die unterschiedlich ausgeprägte Abschirmung nach Norden und die Ost-West-Erstreckung des Untersuchungsraumes. Die Gebirgsbarriere des Alborz hat bei Qazwīn eine Scheitelhöhe von über 3000 m. Sie nimmt nach Westen auf unter 2500 m ab (s. Abb. 1). Die unterschiedlichen Gebirgshöhen beeinflussen Föhneffekte. Bei Nordwetterlagen kann daher im Westen beobachtet werden, daß Wolken vom Kaspischen Meer über das Gebirge ziehen. Sie bringen zwar kaum Niederschläge, erhöhen aber die relative Feuchte auch im Sommer beträchtlich. Verstärkt wird das Phänomen durch die Schlucht des Sefīd-Rūd, die bei Bakandī ins Hochland übergreift und somit eine Verbindung zum Kaspischen Meer herstellt, durch die feuchte Luftmassen in den Untersuchungsraum gelangen können. Die Ostgrenze der feuchten Luftmassen, die sich im Untersuchungsraum als Nebel zeigen, konnte bei den Geländeaufenthalten und durch Aussagen der Bevölkerung in etwa bei der Ortschaft Āqābābā ausgemacht werden. Durch stärkere Föhneffekte im Osten lösen sich die Wolken dagegen beim Abstieg in das Becken von Qazwīn auf und sind nur als Föhnmauer über dem Gebirgskamm zu beobachten. Gegen Mittag löst sich der Nebel auch im Westen fast immer auf. Die Kanalisation des Windes in der Schlucht des Sefīd-Rūd ist weiterhin verantwortlich für starke Winde im Raum Bakandī und Kūhīn. Sie werden in Anlehnung an Winde in Sistan ebenfalls „Wind der 120 Tage“ genannt (EHLERS 1980, S. 352).

Eine erste Charakterisierung des Klimas wird mit Hilfe von Daten der synoptischen Station Qazwīn (1303 m ü. NN, 30-jährige Reihe) und der agrarmeteorologischen Station Kūhīn (1330 m ü. NN, 10-jährige Reihe) vorgenommen (ALEX 1985; ALINIA o. Jahr, a; *Ministry of Road and Transportation*).

#### 4.1.1 Niederschlag

Das Jahresmittel des Niederschlages erreicht im gesamten Arbeitsgebiet über 300 mm (s. Abb. 3). In Qazwīn beträgt die mittlere Jahressumme 331,4 mm, wobei der Wert von Jahr zu Jahr stark schwankt. Der Minimalwert für den Beobachtungs-

zeitraum liegt bei 160,1 mm, der Maximalwert bei 564,3 mm (ALEX 1985). Für die agrarklimatologische Station Kūhīn wird eine Jahressumme von 344,2 mm angegeben (ALINIA o. Jahr, a). Die Niederschlagsmenge konzentriert sich auf das Winterhalbjahr, wobei aber in jedem Monat Niederschlag fallen kann. Von November bis April ist mit Schnee zu rechnen.

Die Winterniederschläge setzen im Oktober ein und erreichen im Dezember ihr erstes Maximum. In den Monaten Januar und Februar ist im Mittel wieder mit etwas niedrigeren Werten zu rechnen. Gerade in diesen Monaten liegen der Nordiran und das Hochland häufig unter dem Einfluß des sibirischen Kältehochs, das trockene kalte Luft aus nördlicher Richtung heranzführt (GANJI 1968). Der März ist der niederschlagsreichste Monat mit fast 60 mm. Vor der einsetzenden Sommertrockenheit erreicht der Mai nochmals 50 mm. In den Monaten Mai und Juni kommen zu den advektiven Niederschlägen aus der Westwinddrift konvektive Niederschläge, die aus der schnell einsetzenden Erwärmung der noch feuchten Bodenoberfläche resultieren. Die sehr geringen Sommerregen sind konvektiver Art.

Die regenreichste Jahreszeit ist der Winter. Der Frühling fällt zwar im Vergleich zum Herbst und Winter etwas trockener aus, aber für die Landwirtschaft sind die hohen Niederschläge im Mai von Bedeutung. Die Unterschiede in der Verteilung zwischen der Station Kūhīn und der Station Qazwīn sind möglicherweise in der Verwendung des iranischen Kalenders für Kūhīn und des europäischen Kalenders für Qazwīn begründet (s. Tab. 3). Dadurch ist eine genaue Parallelisierung der Monatswerte nicht möglich.

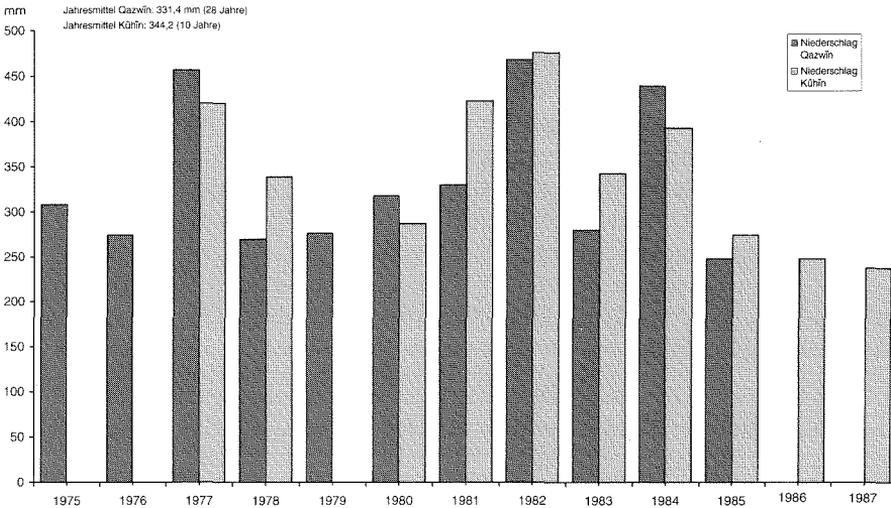


Abb. 3: Jahresniederschlagssummen an den Stationen Qazwīn und Kūhīn  
(Quelle: ALEX 1985, ALINIA o. Jahr, a)

## 4.1.2 Temperatur

Die in Kapitel 4.1 beschriebenen maritimen Einflüsse des Kaspischen Meeres spiegeln sich in der regionalen Differenzierung der Temperaturverhältnisse im Untersuchungsraum wider. Deutlich wird der Effekt sowohl im Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen als auch in den Maximum- und Minimumtemperaturen der Stationen Qazwin und Kūhin, auch wenn ein direkter Vergleich der Monatswerte wegen des unterschiedlichen Kalenders (s. Tab. 3) nicht möglich ist (s. Abb. 4, 5).

Tabelle 3: Iranischer Kalender

farwardin	21. März - 20. April
ordibehesht	21. April - 21. Mai
xordad	22. Mai - 21. Juni
tir	22. Juni - 22. Juli
mordad	23. Juli - 22. August
sahriwar	23. August - 22. September
mehr	23. September - 22. Oktober
aban	23. Oktober - 21. November
azar	22. November - 21. Dezember
dey	22. Dezember - 20. Januar
bahman	21. Januar - 19. Februar
esfand	20. Februar - 20. März

An der Station Qazwin mit einer Jahresmitteltemperatur von 13,2 °C zeichnet der Jahresverlauf der Temperaturen den Gang des Sonnenstandes nach. Vom mittleren Minimum der Temperatur im Januar mit -0,7 °C steigen die Werte kontinuierlich an, um im Juli in einem Monatsmittel von 26,3 °C zu gipfeln. Im Gleichklang mit der Mitteltemperatur laufen das mittlere Minimum und mittlere Maximum der Temperatur. Die ausgeprägte thermische Kontinentalität wird noch deutlicher, wenn man die Differenz der mittleren Maximumtemperatur von 35,9 °C im Juli und der mittleren Minimumtemperatur von -5,4 °C im Januar bzw. die Differenz des absoluten Maximums von 43,0 °C (Juli) und des absoluten Minimums von -24,0 °C (Januar) betrachtet. Der starke Strahlungseinfluß auf die Temperaturwerte drückt sich auch in den Tagesschwankungen der Temperatur aus. Im Juli liegen zwischen dem mittleren Maximum und mittleren Minimum 19,1 K; im Dezember, dem Monat der geringsten Tagesschwankung, 9,4 K. Frost tritt von Oktober bis April, Bodenfrost von September bis Mai auf.

Kūhin mit einer Jahresmitteltemperatur von 11,9 °C hat einen weit ausgeglicheneren Jahresgang der Temperatur. Die mittlere Temperatur des kältesten Monats (*dey*, Dez./Jan., s. Tab. 3) erreicht 0,6 °C, die des wärmsten Monats (*mordad*, Jul./Aug., s. Tab. 3) 22,3 °C. Auch die Differenzen der mittleren Maximumtemperatur von 28,9 °C (*mordad*, Jul./Aug., s. Tab. 3) und der mittleren Minimumtemperatur von -2,3 °C (*dey*, Dez./Jan., s. Tab. 3) sind wesentlich geringer als in Qazwin. Als absolutes Maximum werden in Kūhin 41 °C, als absolutes Minimum -13,0 °C

## Klimatologischer Überblick

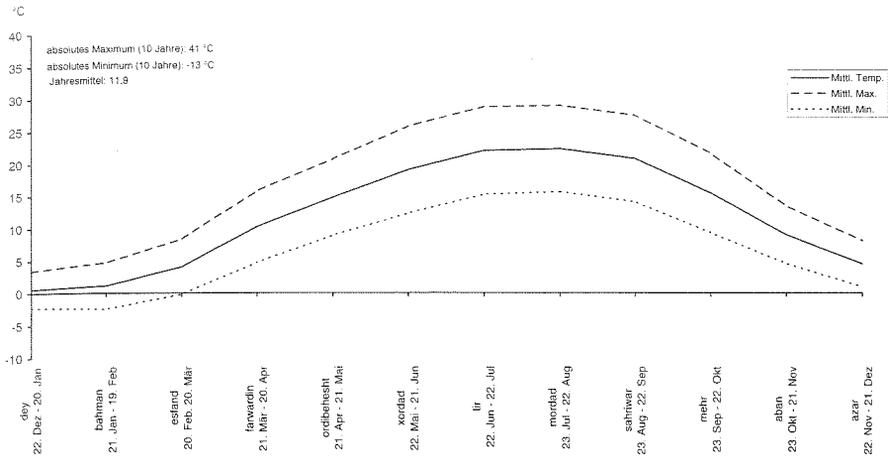


Abb. 4: Monatsmitteltemperaturen an der Station Kūhīn  
(Quelle: ALINA o. Jahr, a)

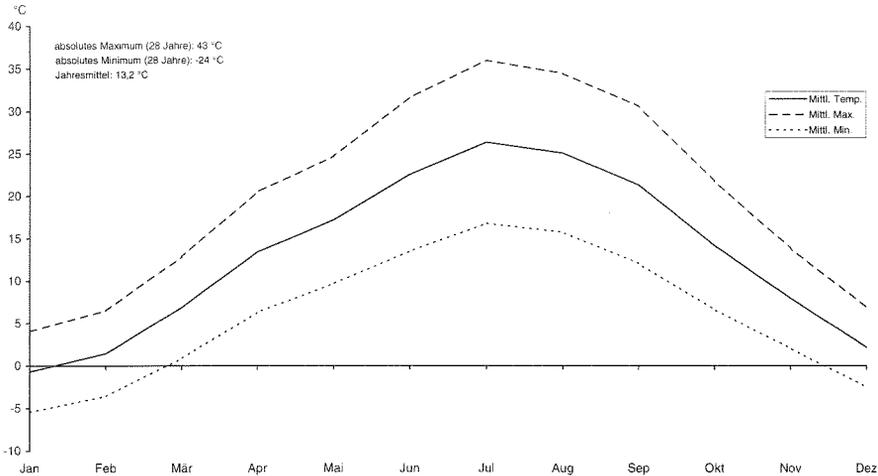


Abb. 5: Monatsmitteltemperaturen an der Station Qazwīn  
(Quelle: ALEX 1985, Ministry of Road and Transportation)

gemessen. Die ausgeglicheneren Temperaturverhältnisse in Kūhīn sind auch in den Tagesschwankungen zu beobachten. Die größte Differenz zwischen mittlerem Maximum und mittlerem Minimum weist der Monat *tir* (Jun./Jul., s. Tab. 3) mit 13,5 K auf. Frost und Bodenfrost kann von *mehr* (Sep./Okt., s. Tab. 3) bis *ordibehesht* (Apr./Mai, s. Tab. 3) eintreten.

### 4.1.3 Luftfeuchtigkeit

Weit stärker als in der Temperatur schlägt sich der maritime Einfluß in der Luftfeuchtigkeit nieder. Der Jahresgang der mittleren relativen Luftfeuchtigkeit ist an der Station Kūhīn sehr ausgeglichen (s. Abb. 6, 7). Nur in den Sommermonaten

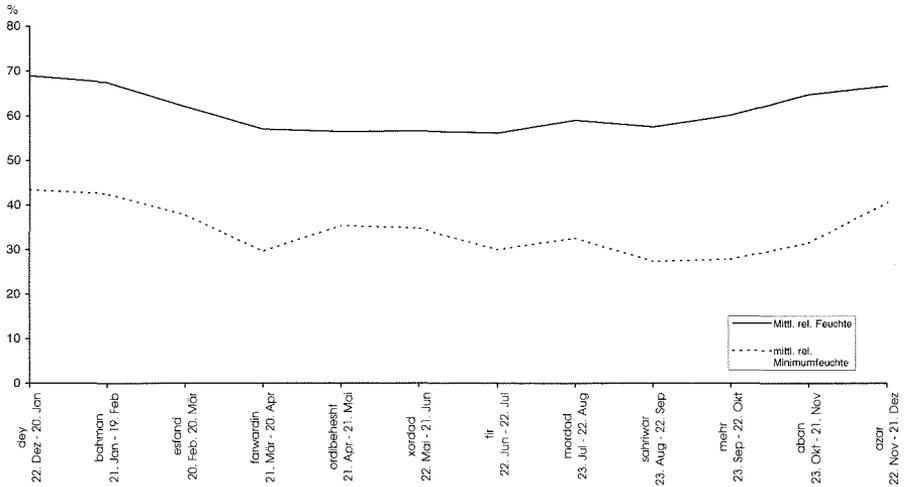


Abb. 6: Jahresgang der mittleren relativen Feuchte und des mittleren relativen Feuchteminimums an der Station Kūhīn (Quelle: ALINIA, o. Jahr, a)

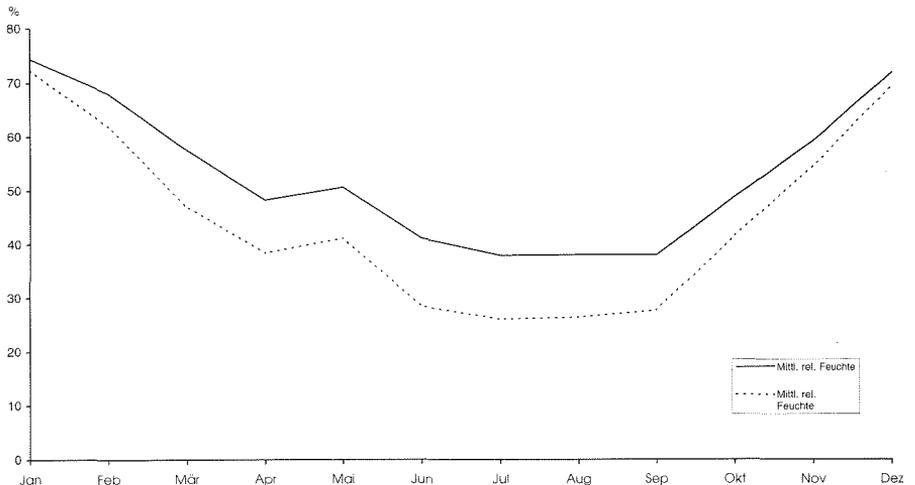


Abb. 7: Jahresgang der mittleren Feuchte und des mittleren relativen Feuchteminimums an der Station Qazwīn (Quelle: ALEX 1985, Ministry of Road and Transportation)

ist ein leichter Rückgang auf 56% relative Feuchte meßbar, während das Maximum im Monat *dey* (s. Tab. 3) bei 69% r.F. liegt. Auch die mittlere monatliche Minimumfeuchte zeigt nur wenig ausgeprägte Schwankungen. Der Wert geht im Monat *sahriwar* (s. Tab. 3) aber doch auf 27% r.F. zurück.

Die jahreszeitlichen Differenzen der Luftfeuchtigkeit in Qazwin sind wesentlich größer. Der Maximumwert der mittleren Feuchte wird im Januar mit 74% erreicht, während von Juli bis September nur 38% r.F. gemessen werden. Auch die mittlere Minimumfeuchte ist mit 26% r.F. geringfügig niedriger als in Kūhīn. Besonders in Qazwin ist der Einfluß der Niederschlagswerte auf die relative Feuchte gut zu erkennen. Im Frühjahr wird der Rückgang der Werte durch einen Anstieg im Mai unterbrochen, eine Folge der Niederschläge in diesem Monat.

## **4.2 Klimatische Charakterisierung des Modellierungszeitraumes**

Für die Beschreibung aller Klimaelemente wurden Pentaden gewählt, die aus Tageswerten errechnet wurden. Das Fünftagesintervall liefert für die Fragestellung eine ausreichende zeitliche Auflösung, ohne kurzfristige Schwankungen zu stark zu mitteln. Gerade für Modelle, die die Verdunstung nur mit Temperaturwerten errechnen, werden Zufälligkeiten aber dennoch weitgehend eliminiert. Die Pentadenwerte wurden aus den Tageswerten durch einfache Mittelwertbildung bzw. aus Summen gebildet. Der eigentliche Modellierungszeitraum erstreckt sich vom 7.5.1993 bis zum 10.6.1993 und umfaßt damit 7 Pentaden.

### **4.2.1 Niederschlag**

In Abbildung 8 ist die monatliche Niederschlagsverteilung der Stationen Qazwin und Kūhīn für den Untersuchungszeitraum dargestellt. Für den eigentlichen Modellierungszeitraum wurde die Verteilung zusätzlich in Pentadenwerten angegeben. Der weitgehende Gleichlauf der Niederschlagsereignisse der Stationen Qazwin und Kūhīn (s. Kap. 4.1.1) ist auch für den Untersuchungszeitraum gegeben. Die Monatssummen bzw. Pentadensummen weichen zwar geringfügig voneinander ab, doch gleichen sich die Unterschiede insgesamt aus. Abweichend vom langjährigen Niederschlagsgang hat der Mai 1993 kein zweites Frühjahrsmaximum, sondern ist an beiden Stationen von einem deutlichen Rückgang der Niederschläge gekennzeichnet. Günstig für den Bodenwasserhaushalt während der Vegetationsperiode sind aber dennoch die hohen Niederschlagssummen in den Monaten März und April einzuschätzen. Ergänzt wird dieser Input zu Beginn der Vegetationsperiode durch Niederschläge, die im Winter als Schnee fallen und so den Bodenwasserspeicher bis in das Frühjahr mit Schmelzwasser speisen. Auch die geringen Niederschläge Anfang Juni dürften für den Bodenwasserhaushalt eine gewisse Rolle spielen. Sie ergänzen zwar den Speicher nicht mehr, stehen aber in oberflächennahen Boden-

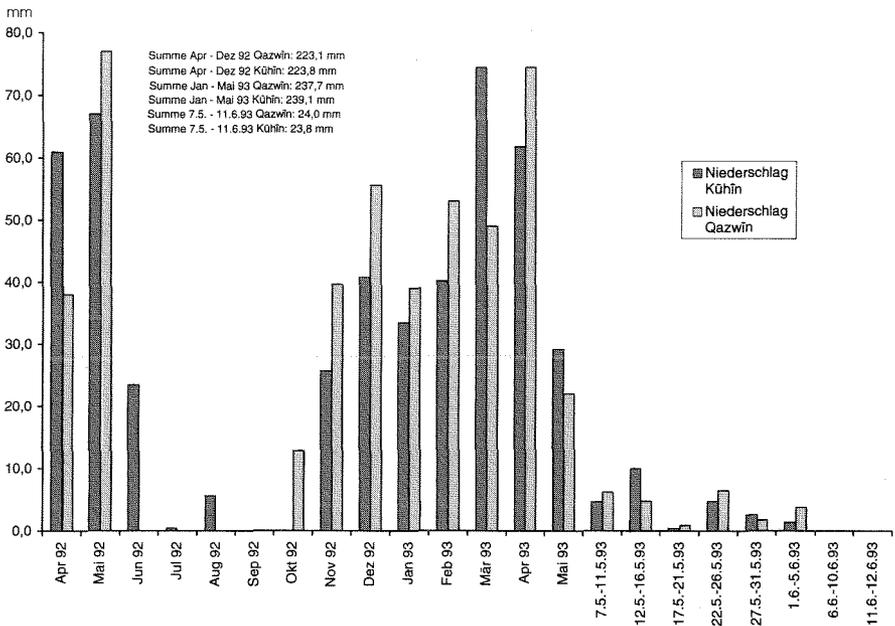


Abb. 8: Niederschlagsverteilung an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebungen, IRIMO)

partien der Evaporation zur Verfügung. Damit wird die Evaporation aus tieferen Lagen indirekt gemindert.

#### 4.2.2 Temperatur

Der in Kapitel 4.1.2 beschriebene unterschiedliche Jahresgang der Temperatur der Stationen Qazwīn und Kūhīn kann für das Frühjahr 1993 ebenfalls beobachtet werden (s. Abb. 9). Das maritimere Kūhīn hat bis Ende April höhere Pentadenwerte, dann erfolgt der Umschwung und Kūhīn weist niedrigere Temperaturen auf. An beiden Stationen verläuft der Temperaturanstieg im Frühjahr keineswegs kontinuierlich, sondern mit Sprüngen. Nach einem sehr starken Anstieg der Temperatur von der ersten zur zweiten Pentade zeichnen sich die folgenden drei Pentaden durch weitgehend gleichbleibende Temperaturen aus. In der fünften Pentade kommt es zu einem starken Anstieg der Mitteltemperaturen bis nahe 20 °C, um dann wieder sehr stark zu fallen. Als Folge des in Kapitel 4.1 beschriebenen Wandels des Klimas liegen ab der sechsten Pentade des Untersuchungszeitraumes die Mitteltemperaturen des kontinentaleren Qazwīn höher als die Kūhīns. In den folgenden Pentaden steigt dann die Temperatur mit Schwankungen kontinuierlich an. Die größere Unbeständigkeit der Temperaturen an der Station Kūhīn ist auf Kalt- und Warmluft-

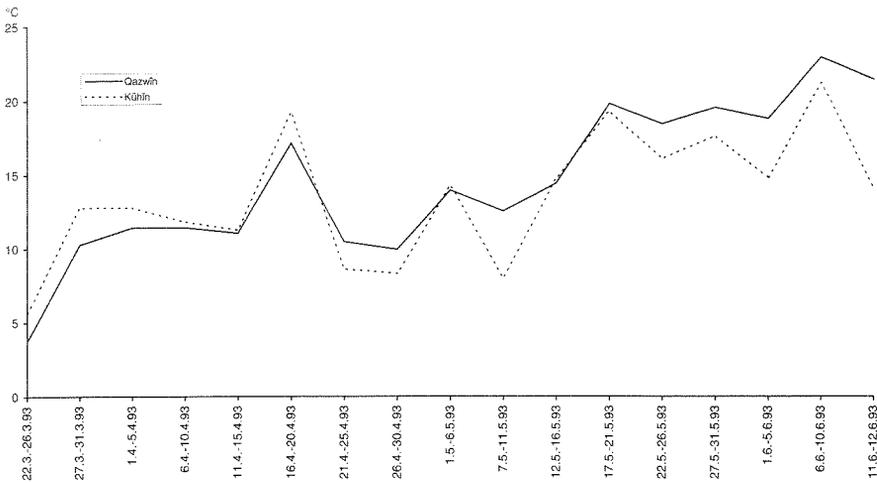


Abb. 9: Pentadenmitteltemperaturen an der Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebungen, IRIMO)

einbrüche zurückzuführen, die sich im kontinentaleren Qazwīn nur noch abgeschwächt auswirken.

### 4.2.3 Luftfeuchtigkeit

Ähnlich zum Temperaturverlauf unterliegt auch der Gang der Luftfeuchtigkeit starken Schwankungen. Auch hier sind sie in Kūhīn stärker ausgeprägt als in Qazwīn. Insgesamt liegen die Werte in Kūhīn fast immer höher als in Qazwīn, was wieder die stärkere Maritimität anzeigt (s. Abb. 10, s. auch Kap. 4.1.3). Insbesondere ab der Pentade 17.5 - 22.5. entwickeln sich die Kurven der beiden Stationen auseinander. In Kūhīn schwankt die Luftfeuchtigkeit auf hohem Niveau weiter stark, während sie in Qazwīn stetig abnimmt. Der Gang und die Verteilung der Luftfeuchtigkeit wird, wie auch die Temperatur, vom Einbruch feuchter Luftmassen aus westlichen und trockener Luftmassen aus südlichen und östlichen Richtungen bestimmt. Durch das Relief erfährt der Einfluß der unterschiedlichen Luftmassen selbst auf kurzer Distanz eine erhebliche Modifikation (s. auch Kap. 4.1).

### 4.2.4 Wind und Strahlung

Für die Windgeschwindigkeit ergeben sich deutliche Unterschiede der Referenzstationen. Der in Kapitel 4.1 genannte „Wind der 120 Tage“ läßt sich in Kūhīn auch

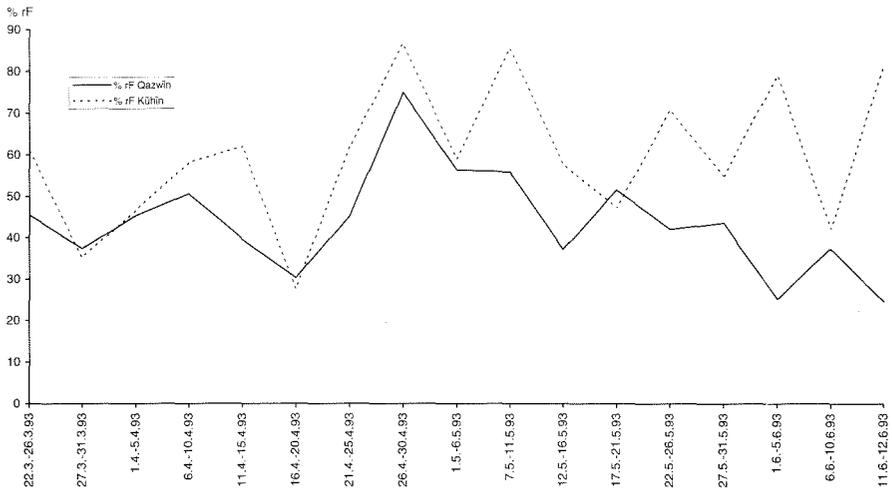


Abb. 10: Pentadenwerte der mittleren relativen Feuchte an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebungen, IRIMO)

meßtechnisch erfassen (s. Abb. 11). In Qazwīn liegt dagegen die Geschwindigkeit deutlich unter den Werten von Kūhīn. Ein Zusammenhang zu den Temperaturverhältnissen kann nur bedingt ausgemacht werden, da Warm- und Kaltlufteinbrüche mit starken Windgeschwindigkeiten einhergehen. Außerdem wird die starke Böigkeit des Windes durch die 5-Tagesmittelung verwischt.

An den Stationen Qazwīn und Kūhīn werden zwar Messungen zur Sonnenscheindauer durchgeführt, die Ergebnisse waren aber nicht zugänglich. Um dennoch Aussagen zum Strahlungshaushalt für die Berechnung der Verdunstung über die PENMAN-Formel zu erhalten, wurden eigene Beobachtungen zum Bewölkungsgrad im Untersuchungsgebiet gemacht. Weiterhin wurden Daten der gemessenen Luftfeuchtigkeit herangezogen, um mit beiden Werten eine Abschätzung der tatsächlichen Sonnenscheindauer ( $n$ ) vorzunehmen (DOORENBOS u. PRUITT 1977, S. 15ff). Insgesamt ist wegen der beschriebenen Unterschiede im Auftreten von Nebel und der Unterschiede bei der relativen Feuchte die Einstrahlung in Qazwīn höher als in Kūhīn. Die Differenzen werden insbesondere gegen Ende des Modellierungszeitraumes deutlich.

#### 4.2.5 Potentielle Verdunstung

Entsprechend der Formeln in Kapitel 2.2 erfolgte mit den oben erläuterten Faktoren die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration. Für Kūhīn wurden

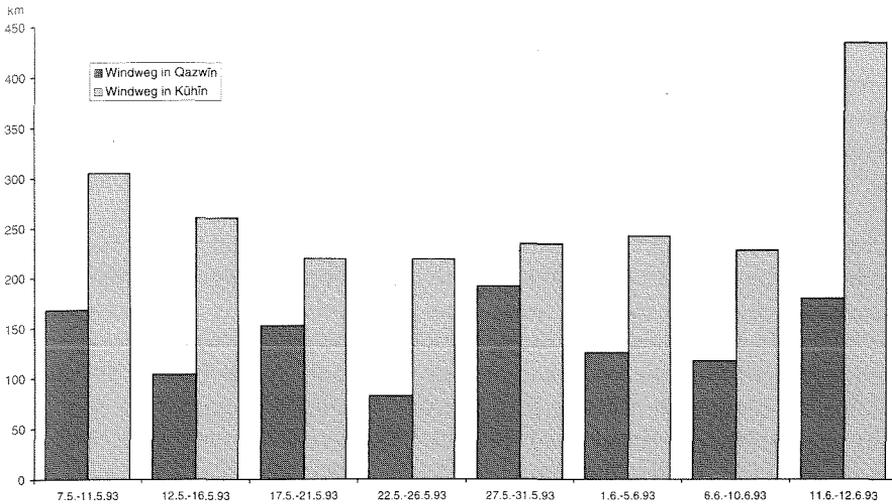


Abb. 11: Pentadensummen des Windweges an den Stationen Kūhīn und Qazwīn im Untersuchungszeitraum (Quelle: IRIMO)

alle vier aufgeführten Gleichungen direkt angewendet. Für Qazwīn war es nicht möglich, die Formel nach HAUDE unmittelbar einzusetzen, da in Iran die Daten des Termins um 14<sup>00</sup> nicht zur Verfügung steht und die eigenen Meßgeräte im Modellierungszeitraum ausgefallen waren. Um die Verdunstung nach HAUDE auch in Qazwīn modellieren zu können, mußte erst die Temperatur und die relative Luftfeuchtigkeit um 14<sup>00</sup> errechnet werden. Die Beziehung zwischen der Tagesmaximumtemperatur und der 14<sup>00</sup>-Temperatur wird in Kūhīn durch die lineare Regression

$$\text{Gl. 4.1} \quad y = 1,02x - 1,2 \quad (r^2 = 0,94)$$

beschrieben.

Für die relative Feuchte um 14<sup>00</sup> ergibt sich in Kūhīn der Zusammenhang zur minimalen relativen Luftfeuchtigkeit nach:

$$\text{Gl. 4.2} \quad y = 1,04x + 3,4 \quad (r^2 = 0,83)$$

zum Tagesmittel der relativen Luftfeuchtigkeit nach:

$$\text{Gl. 4.3} \quad y = 0,91x - 14,4 \quad (r^2 = 0,64)$$

Die tägliche Temperatur um 14<sup>00</sup> an der Station konnte nach der Gleichung (s. Gl. 4.1) aus der Tagesmaximumtemperatur errechnet werden. Für die relative Luftfeuchtigkeit mußte trotz der schlechteren Korrelation auf das Tagesmittel der Feuchte zurückgegriffen werden, da keine Tagesmaxima vorlagen.

Vergleiche verschiedener Verdunstungsformeln sind vielfach in der Literatur beschrieben und diskutiert worden (z. B. v. EIMERN 1964, GENID u.a. 1983, KARANTOUNIAS 1980, LÜTTIG 1989, OMAR 1968, SCHRÖDTER 1985, SPONAGEL 1980, STRAUB 1986, YOUSSEFI 1980). Als Fazit der zahlreichen Publikationen muß festgehalten werden, daß die Ergebnisse der Berechnungen sehr stark differieren können und vor allem nicht unbedingt gleichsinnig voneinander abweichen. Beziehungen zu gemessenen Verdunstungswerten herzustellen, um so die Berechnungen zu verifizieren, erscheinen ebenfalls problematisch. LÜTTIG (1989) und SCHRÖDTER (1985) weisen auf die Schwierigkeiten direkt gemessener Verdunstungswerte hin. Problematischer wird der Umstand, wenn man Ergebnisse, die in unterschiedlichen Klimaräumen ermittelt wurden, vergleichen will, bzw. wenn Formeln, die in einem bestimmten Klimaraum entwickelt worden sind, auf andere Räume übertragen werden. Aber auch für ähnliche Klimaräume werden widersprüchliche Aussagen getroffen. So betonen KARANTOUNIAS (1980, S. 361) und STRAUBE (1986, S. 42) für semiaride und aride Räume eine Überschätzung der tatsächlichen Verdunstung durch die PENMAN-Formel. SCHMIEDECKEN (1978, S. 145) konstatiert hingegen, daß in der Literatur PENMAN-Werte in trockenen Gebieten als zu niedrig bezeichnet werden. In der Regel wird aber betont, daß die Formel nach PENMAN die sichersten Ergebnisse liefert, da sie als physikalisch begründete Formel den Verdunstungsvorgang am besten beschreibt. Dies bestätigen auch OMAR (1968) für Ägypten und YOUSSEFI (1980) für semiaride und aride Räume in Iran. Daher wird im folgenden die PENMAN-Formel als Bezugsgröße für die anderen Formeln herangezogen.

Nach allen Formeln ist die Summe der potentiellen Verdunstung (s. Abb. 12) nach den verschiedenen Berechnungsverfahren für den Modellierungszeitraum

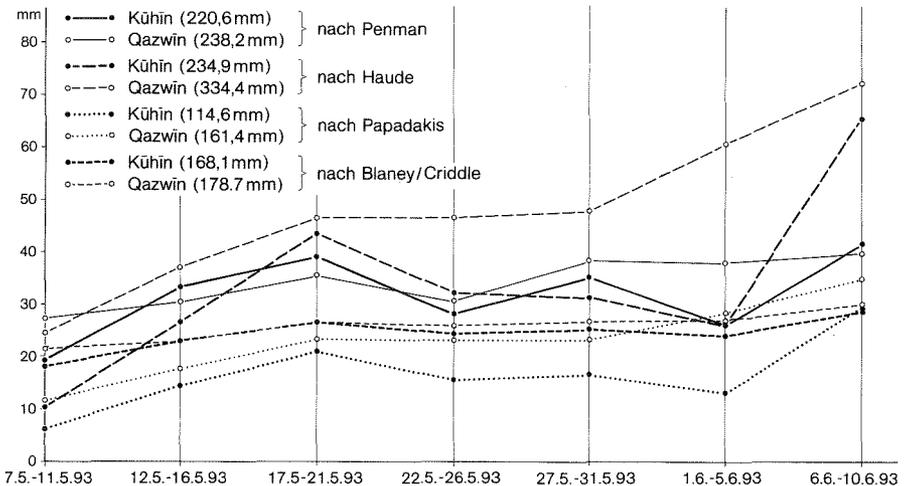


Abb. 12: Pentadenwerte der potentiellen Evapotranspiration an den Stationen Kühin und Qazwin im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebung)

in Qazwīn größer als in Kūhīn. Die größte Differenz ist nach HAUDE (100,4 mm), die geringste nach BLANEY-CRIDDLE (10,6 mm) gegeben. Der besonders große Unterschied bei HAUDE ist in der ausschließlichen Verwendung des Sättigungsdefizites zu suchen, wobei besonders die Unterschiede in der relativen Feuchte an den beiden Stationen entscheidend sind. Die stärkere Schwankung der relativen Feuchte in Kūhīn beeinflußt so auch den Gang der Verdunstung nach HAUDE. Ähnliches gilt bei einem geringeren Unterschied (46,8 mm) auch für die Verdunstung nach PAPADAKIS. Da sich die Tagesmitteltemperaturen von Qazwīn und Kūhīn nicht extrem unterscheiden, bleiben auch die Unterschiede in der potentiellen Verdunstung nach BLANEY-CRIDDLE sehr gering (s. Gl. 2.9). Die Berechnung nach der erweiterten Formel (s. Gl. 2.10) brachte deutlich schlechtere Ergebnisse, so daß auf die ursprüngliche Formel zurückgegriffen wurde.

Tabelle 4: Korrelationskoeffizienten zwischen der  $ET_p$  nach verschiedenen Autoren (nicht kursive Werte beruhen auf Tageswerten, kursive auf Pentadenwerten)

	PENMAN Kūhīn	PENMAN Qazwīn	HAUDE Kūhīn	HAUDE Qazwīn	BLANEY- CRIDDLE Kūhīn	BLANEY- CRIDDLE Kūhīn	PAPADAKIS Kūhīn	PAPADAKIS Qazwīn
PENMAN Kūhīn			0,83 <i>0,89</i>		0,89 <i>0,94</i>		0,87 <i>0,87</i>	
PENMAN Qazwīn				0,68 <i>0,81</i>		0,69 <i>0,96</i>		0,66 <i>0,82</i>
HAUDE Kūhīn	0,83 <i>0,89</i>				0,85 <i>0,84</i>		0,96 <i>0,99</i>	
HAUDE Qazwīn		0,68 <i>0,81</i>				0,90 <i>0,77</i>		0,99 <i>1,00</i>
BLANEY- CRIDDLE Kūhīn	0,89 <i>0,94</i>		0,85 <i>0,84</i>				0,87 <i>0,78</i>	
BLANEY- CRIDDLE Qazwīn		0,69 <i>0,96</i>		0,90 <i>0,77</i>				0,91 <i>0,79</i>
PAPADAKIS Kūhīn	0,87 <i>0,87</i>		0,96 <i>0,99</i>		0,87 <i>0,78</i>			
PAPADAKIS Qazwīn		0,66 <i>0,82</i>		0,99 <i>1,00</i>		0,91 <i>0,79</i>		

Alle  $r^2$  haben eine Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% und sind damit hochsignifikant

Die Verdunstung nach PENMAN reagiert im Vergleich zu den anderen Verfahren stärker auf die Unterschiede aller verdunstungsrelevanter Faktoren der beiden Stationen. Im Vergleich der beiden Stationen werden die höheren Tagestemperaturen, geringeren Luftfeuchtigkeitswerte und höheren Strahlungsgewinne der Station Qazwīn durch die sehr viel höheren Windgeschwindigkeiten der Station Kūhīn ausgeglichen. Sind die Unterschiede der Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Strahlung für beide Stationen gering, übertrifft die Verdunstung wegen der höheren Windgeschwindigkeiten in Kūhīn sogar die in Qazwīn. Durch die Einbeziehung möglichst vieler Parameter in die PENMAN-Formel kann eine viel akzentuiertere Beschreibung der potentiellen Evapotranspiration erfolgen als mit einfachen empirischen Formeln.

Trotz enger statistischer Zusammenhänge weichen die Summen der Verdunstung für den Beobachtungszeitraum zum Teil gravierend voneinander ab (s. Abb. 12). Nicht nur die oben beschriebenen Unterschiede zwischen den Stationen, sondern auch die Differenzen zwischen den Werten nach den vier Gleichungen an einer Station, lassen die Berechnungen nach empirischen Formeln ohne Eichung auf den Untersuchungsraum problematisch erscheinen (s. Tab. 4 u. 5).

Vergleicht man die mittleren Tageswerte der Verdunstung nach BLANEY und CRIDDLE sowie nach PENMAN mit Angaben, die SLABBERS (1970) aus Monatswerten der Jahre 1957 bis 1966 nach BLANEY und CRIDDLE und nach modifizierten PENMAN-Gleichungen angibt, zeigen sich gute Übereinstimmungen der Ergebnisse beider Untersuchungen. Eine abschließende Bewertung ist daher erst nach der Modellierung der aktuellen Verdunstung und dem Vergleich dieser Resultate mit den tatsächlich gemessenen Bodenwasserveränderungen möglich.

Tabelle 5: Differenzen der Berechnung der potentiellen Verdunstung in Bezug zur potentiellen Verdunstung nach PENMAN in mm

	PENMAN- HAUDE (Kūhīn)	PENMAN- PAPADAKIS (Kūhīn)	PENMAN- BLANEY/ CRIDDLE (Kūhīn)	PENMAN- HAUDE (Qazwīn)	PENMAN- PAPADAKIS (Qazwīn)	PENMAN- BLANEY/ CRIDDLE (Qazwīn)
7.5.-11.5.	8,5	12,8	1,0	2,8	15,4	5,8
12.5.-16.5.	6,5	18,9	10,2	-6,8	12,6	7,6
17.5.-21.5.	-4,6	17,9	12,6	-11,1	12,0	8,7
22.5.-26.5.	-4,3	12,6	4,0	-16,0	7,7	4,9
27.5.-31.5.	3,6	18,4	9,8	-9,4	15,1	11,8
1.6.-5.6.	0,0	13,0	2,1	-22,9	9,5	11,0
6.6.-10.6.	-24,1	12,4	13,0	-32,7	4,6	9,8
Mittelwert	-2,0	15,1	7,5	-13,7	11,0	8,5
Standard- abweichung	10,9	3,0	5,1	11,5	4,0	2,6

#### 4.2.6 Zusammenfassende Bewertung des Witterungsganges für den Modellierungszeitraum

Für alle beschriebenen Klimaelemente wird der Einfluß unterschiedlicher Luftmassen deutlich. Das Witterungsgeschehen ist zu dieser Jahreszeit geprägt durch den regelmäßigen Durchzug zyklonaler Störungen aus westlichen Richtungen, in deren Folge maritime und kontinentale Luftmassen abwechselnd in den Untersuchungsraum gelangen. Besonders augenscheinlich ist dieser Einfluß auf die mittlere relative Feuchte. Hier ist auch der Unterschied zwischen den Stationen Kūhīn und Qazwīn am markantesten ausgeprägt. Feuchte, kühle Luftmassen, die auch Niederschläge mit sich bringen, greifen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen auf den Untersuchungsraum über. Durch das Zusammenspiel von Strömungsrichtungen und Relief ergeben sich Luv-Lee-Effekte, die zu klimatischen West-Ost-Gradienten im Arbeitsgebiet führen (s. Kap. 4.1).

## 5 Beschreibung und Diskussion der Bodenparameter

### 5.1 Bodenkundlicher Überblick

Nach der iranischen Klassifikation können die Böden des Untersuchungsraumes großräumig den Brown Soils zugeordnet werden (DEWAN u. FAMOURI 1964). Die Brown Soils sind braune bis schwach braune, neutrale bis schwach alkalische Steppenböden, die häufig einen Kalkanreicherungs-horizont besitzen. Außer in ebenem Gelände sind die Böden im Profilaufbau wenig differenziert und flachgründig. Der Humusgehalt ist durchweg gering. Der Bodentyp wird in dieser Klassifikation zwischen die Sierozem Soils und die Chestnut Soils gestellt.

Durch das *Soil and Water Research Institute (Tehrān)* erfolgt eine genauere Erfassung der Böden mit Bodenkarten im Maßstab 1 : 50.000 (Ausschnitt der Karte, s. Abb. 2). Sie dienen zusammen mit Landklassifikationskarten im gleichen Maßstab vor allem der Beurteilung der Bewässerungseigenschaften des Landes. Bei diesen Bodenaufnahmen steht die physiographische Situation an erster Stelle. Im konkreten Arbeitsgebiet sind es Plateaus und obere Piedmontflächen (undulating plateau, upper piedmont plain), kolluviale Schwemmfächer und Piedmontflächen (colluvial fans, piedmont plain) sowie alluviale Schwemmfächer und alluviale Flächen (alluvial fans, alluvial plain) (*Ministry of Agriculture* 1969; ESKANDARZADEH u. BAGHDADI 1363/1984). Den physiographischen Einheiten werden in den Karten Bodenserien zugeordnet, die nach Ortschaften benannt werden. Eine weitere Untergliederung erfolgt u.a. nach der Entwicklungstiefe, dem Skelettgehalt, dem Salzgehalt und dem Relief.

Auf den Plateaus und oberen Piedmontflächen wurde die Kuin Serie (Kūhīn Serie) erfaßt. Bezeichnet wird der Boden als Truncated Calcic Brown Soil (gekapp-

te, kalkhaltige Braunerde). In der typischen Ausbildung (Ku) ist es ein tiefgründiger Boden mit brauner bis dunkelbrauner Farbe. Die Textur wird nach der Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) als Ton-Lehm bis sandiger Ton-Lehm angegeben. Über das ganze Profil zeigen sich Kalkanreicherungen, die die Matrix fein durchsetzen, aber auch in Taschen angereichert sind. Die mittelgründige Ausprägung (Ku Md) weist die gleichen Eigenschaften auf, wird aber von einem stark kieshaltigen Horizont in ca. 100 cm Tiefe nach unten abgegrenzt. Bei der flachgründigen Ausprägung (Ku Sh) liegt dieser Horizont bereits in einer Tiefe von 50 - 60 cm. Eine weitere Ausprägung wird als kiesig bezeichnet (Ku Gr). Hier ist das gesamte Profil mit feinem Kies durchsetzt, dessen Gehalt mit der Tiefe zunimmt. Will man eine Zuordnung zur FAO-Klassifikation (*FAO-UNESCO* 1988) und zur Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975; *Ministry of Agriculture* 1987) vornehmen, kommt man zur Soil unit Calcaric Cambisols bzw. zur Subgroup Calcixerollic Xerochrepts (KESHMIRI, mündl. Mitt.).

Den kolluvialen Schwemmfächern und Piedmontflächen wird im Untersuchungsraum die Ziaābād Serie in vier Ausbildungen (Zi, Zi Md, Zi Sh, Zi Gr) zugeordnet. Der im Vergleich zur Kuin Serie geringere Kalkgehalt des Bodens führt zur Bezeichnung Truncated Brown Soil (gekappte Braunerde) (ESKANDARZADEH u. BAGHDADI 1363/1984). Der Feinboden der Serie ist braun bis dunkelbraun und nach der Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) ein Ton-Lehm. Betrachtet man die Leitprofile der Kuin und der Ziaābād Serie, erscheint die feinkörnigere Einordnung des Bodens allerdings nicht gerechtfertigt. Die Unterscheidung der Ausprägungen erfolgt wie bei der Kuin Serie. Nach FAO und Soil Taxonomy ist die Serie ebenfalls in die Soil unit Calcaric Cambisols und die Subgroup Calcixerollic Xerochrepts zu stellen (KESHMIRI, mündl. Mitt.). Der geringere Kalkgehalt ist nicht ausschlaggebend, da er für beide Klassifikationen, wie bei der Kuin Serie, über dem geforderten Grenzwert liegt.

In der dritten physiographischen Einheit, den alluvialen Schwemmfächern und alluvialen Flächen, findet man im Arbeitsgebiet vier Bodenserien. Die Ne-zāmābād Serie wird in zwei Ausprägungen untergliedert (Ne, Ne Md), deren Feinboden identisch ist. Die mittelgründige Ausbildung wird in einer Tiefe von 75 - 100 cm von einer Grobsand- bzw. Kieslage nach unten begrenzt. Der Feinboden ist dunkelbraun bis rotbraun. Als Bodenart wird nach der Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) Lehm bis sandiger Ton-Lehm angegeben. Der Boden ist schwach mit Kalk, stärker mit Gips durchsetzt. Über die ganze Profiltiefe findet sich Feinkies. In der iranischen Bezeichnung fällt der Boden den Alluvial Soils (Alluvialböden) zu (DEWAN u. FAMOURI 1964). Nach der FAO-Einteilung gehört er zur Soil unit Calcaric Fluvisols, nach der Soil Taxonomy zur Subgroup Typic Xerofluents (KESHMIRI, mündl. Mitt.).

Die Qazwīn Serie (Qa), nach iranischer Angabe eine Brown Soil (Braunerde) (DEWAN u. FAMOURI 1964), wird nur in einer Ausprägung angegeben. Es ist ein dunkelbrauner bis rotbrauner, tiefgründiger Boden. Die Textur wird nach der Soil

Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) als sandiger Ton-Lehm bis Ton-Lehm charakterisiert. Mit der Tiefe wird der Feinboden etwas gröber und ist mit Gips durchsetzt. Über die ganze Profiltiefe findet sich Fein- bis Mittelkies. In der FAO-Klassifikation ist der Boden in die Soil unit Calcaric Cambisols, in der Soil Taxonomy in die Subgroup Fluentic Xerochrepts zu stellen (KESHMIRI, mündl. Mitt.).

Eine weitere Brown Soil ist die Nāserābād Serie (Na), die im verwendeten Kartenblatt nur in einer Ausbildung aufgenommen wurde. Es ist ein tiefgründiger Boden mit dunkelbrauner bis brauner Farbe über braunem bis rotbraunem Bodenmaterial. Die Textur wird nach der Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) mit sandigem Ton-Lehm bis Ton-Lehm beschrieben. Vor allem im Unterboden treten Gips- und Kalkanreicherungen auf. Die Einteilung nach FAO und Soil Taxonomy entspricht der Qazwin Serie.

Als letzter Boden im Arbeitsgebiet wird ebenfalls nur in einer Ausbildung die Soltānābād Serie (Stratified Alluvial Soil) (SI) kartiert. Der tiefgründige Boden ist geschichtet und hat eine dunkle gelbbraune bis braune Farbe. Der Feinboden ist nach der Soil Taxonomy (*Soil Survey Staff* 1975) lehmiger Sand bis Lehm und ist über die ganze Tiefe mit Fein- bis Mittelkies und Gips durchsetzt. In der FAO-Klassifikation ist es ein Calcaric Fluvisol, in der Soil Taxonomy ein Typic Xerofluent (KESHMIRI, mündl. Mitt.).

Neben diesen eigentlichen Böden werden in der Karte noch Gebiete abgegrenzt, die als Wadibetten (RW) und Fels (R) bezeichnet werden. Wadibetten sind die periodisch vor allem in den Wintermonaten durchflossenen Wadis. Die Abgrenzung ist insofern gerechtfertigt, als eine Bodenbildung im eigentlichen Sinn hier nicht erfolgt. Zum Teil sind die Gebiete aber so großzügig kartiert, daß auch Bereiche, die nur bei Extremabflüssen überflutet werden, zugeordnet sind. Hier wird durchaus Landwirtschaft betrieben, so daß bei den folgenden Betrachtungen diese Gebiete mit berücksichtigt werden. Eine genauere Abgrenzung der Wadis konnte bei der Landnutzungskartierung (s. Kap. 7.2.2) mit Hilfe der Satellitenbilder vorgenommen werden. Die Regionen mit anstehendem Fels werden bei den weiteren Betrachtungen nicht einbezogen. Sie sind mit degradiertem natürlicher Vegetation bestanden, die aus den Satellitenbildern erfaßt wurde (s. Kap. 1.4 u. 7.2.2). In der Karte 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) und dem Erläuterungsbericht (ESKANDARZADEH u. BAGHDADI 1363/1984) sind keine Angaben über die bodenkundliche Ausstattung dieser Felsgebiete enthalten.

## **5.2 Bodeneigenschaften**

Vor allem die physikalischen Eigenschaften steuern den Wasserhaushalt der Böden und damit den Prozeß der Evapotranspiration. Eine Interpretation erfolgt gemäß der Fragestellung nur unter diesem Aspekt. Fragen zur Genese der Böden und zum Transport des Substrats bleiben unberücksichtigt bzw. kommen bei der Übertragung der punktuell gewonnenen Daten auf die Fläche kurz zur Sprache.

### 5.2.1 Textur

Die Bodenart der untersuchten Proben wird zu 84% durch Lehm charakterisiert, wobei alleine 50% auf sandigen Lehm entfallen (s. Abb. 13). Sandigere Böden bzw. tonigere Böden treten mit 12% bzw. 4% in den Hintergrund. Betrachtet man die einzelnen Fraktionen, fällt auf, daß die Komponenten Sand und Schluff etwas stärker vertreten sind als Ton. Innerhalb der Hauptgruppen Sand und Schluff lassen sich kaum Unterschiede feststellen. Der Skelettanteil der Böden schwankt zwischen 0% und 50%, bei einem Mittelwert von 18%. Stark skeletthaltiger Boden ist nach der *AG Bodenkunde* (1982) allerdings nur in zwei Fällen gegeben. Nimmt man für eine erste Abschätzung der Wasserhaushaltseigenschaften nur die Textur, ist mit günstigen Bedingungen zu rechnen. Auch andere Eigenschaften wie der Nährstoffhaushalt des Bodens in bezug auf die Landwirtschaft sind durchweg positiv zu beurteilen (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984, S. 22).

### 5.2.2 Organische Substanz

Neben der Textur beeinflusst auch der Gehalt an Humus die physikalischen Eigenschaften von Böden. Da der Humusgehalt generell bei maximal 1% liegt und mit einer Standardabweichung von 0,18, bei einem Mittelwert von 0,68%, nur wenig differenziert ist, wird der Einfluß auf die Bodeneigenschaften nur graduell sein. Mit der Bodenart wird über die Porenverteilung und das Bodengefüge der Wasserhaushalt bestimmt.

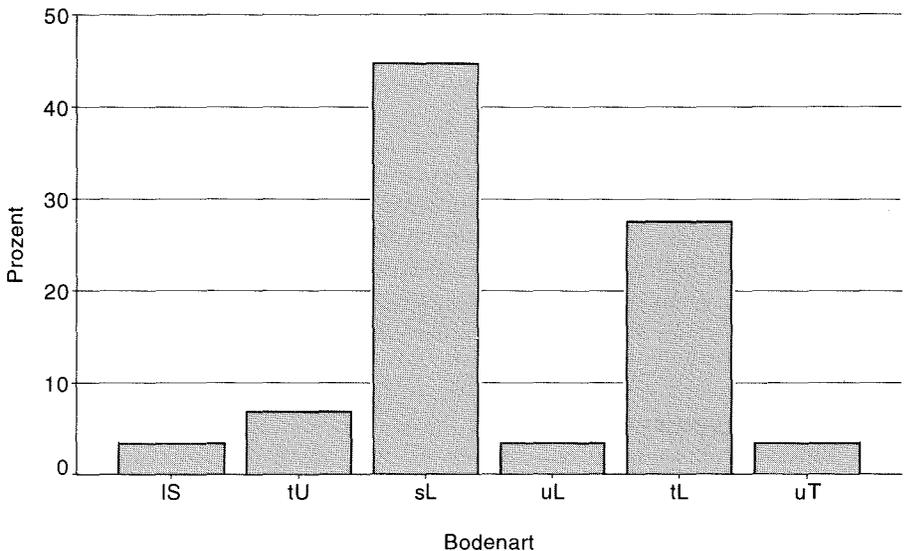


Abb. 13: Bodenarten im Untersuchungsraum (Quelle: Eigene Erhebung)

### 5.2.3 Karbonatgehalt

Kalk wirkt indirekt auf die physikalischen Eigenschaften von Böden, da es die Gefügestabilität erhöht. Im Untersuchungsgebiet wird der Kalkgehalt über den Karbonatgehalt beschrieben, da leicht lösliche Karbonate wie Natriumkarbonat nicht ermittelt wurden. Der Kalk durchsetzt die Matrix meist fein verteilt. Nur selten konnten Konkretionen festgestellt werden. Der Gehalt schwankt sehr stark zwischen annähernd 0% und knapp über 40%. 63% der Proben sind mit einem Karbonatanteil von mehr als 10% nach der *AG Bodenkunde* (1982) als karbonatreich einzustufen.

### 5.2.4 Porenvolumen und Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte konnte zwar an allen Proben bestimmt werden, aber einschränkend muß erwähnt werden, daß der größte Teil unter improvisierten Bedingungen in Iran ermittelt wurde (s. Kap. 3.2.3). Die Werte zeigen trotzdem durchweg plausible Größen, die interpretierbar sind. Auch der Vergleich mit den im Labor untersuchten Stechzylindern zeigt eine gute Übereinstimmung der Resultate (s. Tab. 6). Das Porenvolumen steht nach der Gleichung (s. Gl. 3.1) in direktem Zusammenhang zur Lagerungsdichte und wurde in den meisten Fällen aus der Lagerungsdichte errechnet. Auch hier zeigen sich bei unmittelbar vergleichbaren Proben gute Übereinstimmungen zu den im Labor gemessenen Werten.

Tabelle 6: Vergleich der Dichte und des PV von Messungen im Gelände und Labor

Testgebietnummer	Dichte (Gelände) gemessen	Dichte (Labor) gemessen	PV (aus Dichte) errechnet	PV (Labor) gemessen
1	1,3	1,3	51	51
2	1,3	1,2	51	53
5	1,6	1,6	40	46
7	1,3	1,6	51	46
16	1,1	1,2	58	53
17	1,3	1,3	51	50

Die Dichte schwankt zwischen 1,1 und 1,6 g/cm<sup>3</sup>. Die Lagerungsdichten von 1,1 g/cm<sup>3</sup> sind mit Vorsicht zu sehen, da sie nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1984, S. 130) nur in Tonböden auftreten, hier jedoch sandigen Lehm und tonigen Lehm betreffen (s. Tab. 7). Andererseits sind gerade in Ap-Horizonten durchaus geringe Dichten möglich. Bildet man Mittelwerte, so liegen diese im Schwankungsbereich der entsprechenden Bodenarten (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984, S. 130).

Da die Porenvolumina aus den Bodendichten errechnet wurden, sind sie ähnlich zu beurteilen. Sie schwanken zwischen 40 und 58 cm<sup>3</sup>, wobei hier der niedrigste

Wert von  $40 \text{ cm}^3$  durchaus auch in Lehmböden anzutreffen ist (s. Tab. 7). Wie bei der Dichte entsprechen die Mittelwerte den gängigen Größen (SCHEFFER u. SCHACHTSCHABEL 1984, S. 130).

Tabelle 7: Mittlere Lagerungsdichte und PV in Abhängigkeit von der Bodenart

Bodenart	Mittlere Dichte in $\text{g/cm}^3$	Standardab- weichung	Mittleres PV in $\text{cm}^3$	Standard- abweichung
IS (n = 2)	1,40	-	47	0,000
tU (n = 4)	1,35	0,173	49	6,449
sL (n = 26)	1,31	0,112	51	4,239
uL (n = 2)	1,30	-	51	0,000
tL (n = 16)	1,33	0,093	50	3,557
uT (n = 2)	1,30	-	51	0,000

### 5.2.5 Gesättigte Wasserleitfähigkeit

In Kapitel 3.2.3 wurde darauf verwiesen, daß eine Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit an Hand der Stechzylinderproben nicht möglich war. Um dennoch Aussagen über diesen Wasserhaushaltsparameter zu bekommen, wurde eine nach BEYER modifizierte HAZEN-Formel zur Berechnung eingesetzt (zit. in HÖLTING 1992, S. 134f, LANGGUTH u. VOIGT 1980, S. 66ff):

$$\text{Gl. 5.1} \quad k_f = C \cdot d_{10}^2$$

mit

C Proportionalitätsfaktor in Abhängigkeit von  $U_f$  (s.u.)

$d_{10}$  Korngröße im Schnittpunkt der 10%-Linie mit der Summenkurve

Die Formel kann nach HÖLTING (1992) und LANGGUTH und VOIGT (1980) nur für Ungleichförmigkeitsgrade  $\leq 20$  eingesetzt werden. Der Ungleichförmigkeitsgrad beschreibt die Sortierung der Bodenart und errechnet sich aus:

$$\text{Gl. 5.2} \quad U_f = d_{10}/d_{60}$$

mit

$d_{10}$  Schnittpunkt der 10%-Linie mit der Summenkurve

$d_{60}$  Schnittpunkt der 60%-Linie mit der Summenkurve

Für die untersuchten Böden erfüllen nur zwei Proben die Bedingung. Alle anderen Proben haben Ungleichförmigkeitsfaktoren, die wesentlich größer als 20 sind. BEYER gibt für C trotz der Einschränkung auch einen Wert für  $U_f > 20$  ( $C = 60 \cdot 10^{-4}$ ) an, der für die Berechnung eingesetzt wurde (HÖLTING 1992, S. 136). Für die beiden Proben mit  $10 < U_f \leq 20$  gilt  $C = 70 \cdot 10^{-4}$ .

Wegen der eigentlich unzulässigen Ungleichförmigkeitsfaktoren müssen die Ergebnisse vorsichtig interpretiert werden. Sie können aber durchaus zur Abschätzung der Größenverhältnisse gesehen werden (mündl. Mitt. R. ROSSNER). Nach DIN 18130 (in HÖLTING 1992, S. 104) haben nur vier der untersuchten Böden eine geringe Durchlässigkeit. Alle anderen Proben sind sehr gering durchlässig. Nach *AG Bodenkunde* (1982) sind alle Böden sehr gering durchlässig. 19 Böden weisen mit  $k_f$ -Werten von  $< 1 \cdot 10^{-7}$  cm/s Größen auf, die nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1984, S. 163) selbst in Tonböden kaum anzutreffen sind. Trotz der scheinbar günstigen Bodenarten und des hohen Kalkgehaltes der Proben neigen die Böden wegen der sehr ungleichförmigen Verteilung der Korngrößen bei Wassersättigung zur Verschlammung und damit zu kleinen  $k_f$ -Werten. Dies kann durch Geländebeobachtungen im März 1992 bestätigt werden.

### 5.2.6 Saugspannungsverhältnisse

Über die Wasserspannung lassen sich Aussagen über die Wasserbindung, die Geschwindigkeit der Entwässerung und das pflanzenverfügbare Wasser machen. Die drei entscheidenden Größen sind die Feldkapazität (FK), der Permanente Welkepunkt (PWP) und aus der Differenz von FK und PWP die nutzbare Feldkapazität (nFK).

Da nur wenige Stechzylinderproben zur direkten Bestimmung der Saugspannungskurve zur Verfügung standen, beziehen sich die weiteren Berechnungen auf Verfahren nach BACHMANN und HARTGE (1992b) (s. Kap. 3.2.3). Die Ergebnisse der Stechzylinderproben dienen zur Überprüfung der Werte und zur Auswahl der Rechenmethode. Für den pF-Wert 4,2 konnten dazu auch die Untersuchungen der Mischproben verwendet werden. Die insgesamt besten Resultate konnten mit der Routine *Van Gen* des Programmes PF.PRG (BACHMANN u. HARTGE 1992b) erzielt werden. Nur bei pF 1,8 erbrachte das Verfahren *CALC* plausiblere Ergebnisse (s. Tab. 8).

Ähnliche Beobachtungen wurden von BACHMANN und HARTGE (1992a) gemacht. Ihre Schlußfolgerung war, beide Verfahren zu kombinieren, um eine bessere Schätzung insbesondere der nFK zu erzielen (BACHMANN und HARTGE 1992a, S. 114). Hier wird auf die Kombination der Verfahren verzichtet, da die Differenzen der Standardabweichungen bei den hohen pF-Werten groß sind, bei pF 1,8 dagegen

Tabelle 8: Standardabweichung des mittleren Abstandes zwischen errechnetem Wert und Meßwert in Vol.-%

Verfahren	pF 4,2	pF 3,0	pF 2,5	pF 1,8	nFK
CALC	6,5	6,3	6,1	4,2	5,1
Van Gen	3,9	3,4	4,4	5,2	4,1

nur 1 beträgt. Für die weiteren Interpretationen wurde daher ausschließlich auf die nach *Van Gen* berechneten Werte zurückgegriffen.

Die untersuchten Böden lassen sich aus der Gesamtheit der Saugspannungskurven in vier Klassen einteilen, die weitgehend übereinstimmende Saugspannungsverhältnisse aufweisen (s. Abb. 14). Die Klasse mit der höchsten nutzbaren Feldkapazität von 23,3 Vol.-% ( $s = 1,3$ ) repräsentiert 11 Saugspannungskurven der Bodenartgruppen sandiger Lehm ( $n = 7$ ), toniger Schluff ( $n = 2$ ) und lehmiger Sand ( $n = 2$ ). Der permanente Welkepunkt wird bei 11,0 Vol.-% ( $s = 1,1$ ) Wasser erreicht. Die nächste Klasse, mit 18 Vertretern ebenfalls von der Bodenartgruppe sandiger Lehm dominiert (2 tU, 1 uL, 1tL), hat eine nFK von 22,7 Vol.-% ( $s = 0,7$ ). Der Wert liegt nur wenig unter dem der vorigen Gruppe, wobei aber erst bei 14,7 Vol.-% ( $s = 1,6$ ) der PWP erreicht wird. Beide Werte für nFK übertreffen die Größen, die RENGIER und STREBEL (1980) für sandigen Lehm angeben. Sie sind nach der *AG Bodenkunde* (1982) als sehr hoch einzustufen. Mit 19,3 Vol.-% ( $s = 1,3$ ) nFK folgt eine Klasse, in der sich toniger Lehm (8), schluffiger Lehm (1) und sandiger Lehm (1) finden. PWP wird hier erst bei 18,9 Vol.-% ( $s = 1,8$ ) erreicht. Auch dieser Wert liegt etwas über den bei RENGIER und STREBEL (1980) aufgeführten und ist nach der *AG Bodenkunde* (1982) hoch. In der letzten Gruppe liegt der

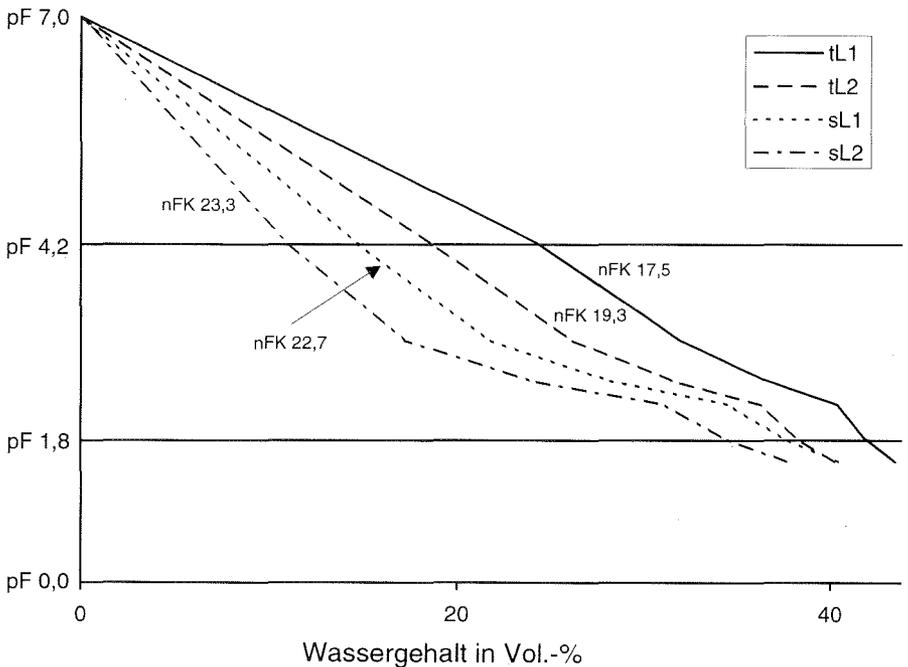


Abb. 14: Klassifizierte Saugspannungskurven der untersuchten Böden  
(Quelle: Eigene Erhebung)

permanente Welkepunkt erst bei 24,3 Vol.-% ( $s = 1,6$ ), wobei die nFK 17,6 Vol.-% ( $s = 1,3$ ) beträgt. Wie in der vorigen Gruppe dominiert toniger Lehm (7) die Klasse (uT 2). 17,6 Vol.-% nFK liegen in üblichen Größenordnungen (RENGER u. STREBEL 1980) und werden nach der *AG Bodenkunde* (1982) ebenfalls als hoch eingestuft.

Insgesamt können die Saugspannungsverhältnisse der untersuchten Böden als günstig eingestuft werden. Es zeigen sich aber Variabilitäten sowohl in der nutzbaren Feldkapazität als auch im Erreichen des permanenten Welkepunktes, die eine Differenzierung der Böden nach ihren Saugspannungsverhältnissen sinnvoll erscheinen lassen. Weiter zeigt sich, daß eine Klassifizierung der Böden des gesamten Untersuchungsgebietes nicht unbedingt nach der Bodenart zu treffen ist, sondern besser nach den Bodenwasserverhältnissen, die aber unter anderem aus der Bodenart abgeleitet werden.

### 5.2.7 Matrixpotential bei Feldkapazität, Pore-Size-Distribution-Index, Diffusionsindex

Diese Parameter werden zusammen beschrieben, da sie auseinander hervorgehen bzw. mit dem gleichen Verfahren ermittelt werden. Der grundlegende Zusammenhang, aus dem sich die drei Größen ermitteln lassen, ist die Saugspannungskurve (BROOKS u. COREY 1964, zit. bei EAGLESON 1978, MAUSER 1989). Entgegen der sonst üblichen Form werden die Parameter hier doppeltlogarithmisch aufgetragen. In y-Richtung wird die relative Porenfüllung (= Porenvolumen/Wasservolumen) logarithmisch dargestellt und auf der x-Achse der pF-Wert (s. Abb. 15). Die Steigung der Geraden ergibt den Pore-Size-Distribution-Index ( $m$ ), der Schnittpunkt mit der x-Achse das Matrixpotential bei Sättigung ( $\Omega(1)$ ).

Abbildung 15 macht die Unterschiede der vier Saugspannungsklassen deutlich. Die Kurven werden von der Saugspannungsklasse 1 zur Saugspannungsklasse 4 immer steiler. Der Pore-Size-Distribution-Index, der über die Steigung beschrieben wird, nimmt von 0,1 auf 0,21 zu. Die flache pF-Kurve der Saugspannungsklasse 1 hat zur Folge, daß die Saugspannung bei einer Änderung des Bodenwassergehaltes stark reagiert. Bodenwassergehaltsschwankungen bei der steileren pF-Kurve der Klasse 4 bewirken dagegen nur kleine Reaktionen der Saugspannung. Wie aus dem Kurvenverlauf in Abbildung 14 (s. Kap. 5.2.6), wird auch hier die Konsequenz für die Pflanzenverfügbarkeit des Bodenwassers klar. Da die Pflanzenverfügbarkeit über die Saugspannung des Bodens gesteuert wird, ist die Wassergehaltsspanne zwischen der Feldkapazität und dem permanenten Welkepunkt bei der Klasse 1 deutlich kleiner als bei Klasse 4. Das Matrixpotential bei Vollsättigung schwankt nur geringfügig zwischen 8,4 cm WS (sL2) und 10,19 cm WS (sL1). Aus dem Pore-Size-Distribution-Index läßt sich der Diffusionsindex nach  $d_1 = 2 + 1/m$  errechnen. Alle drei Parameter gehen unmittelbar in die Gleichungen 2.41 - 2.44 (s. Kap. 2.3.2) ein.

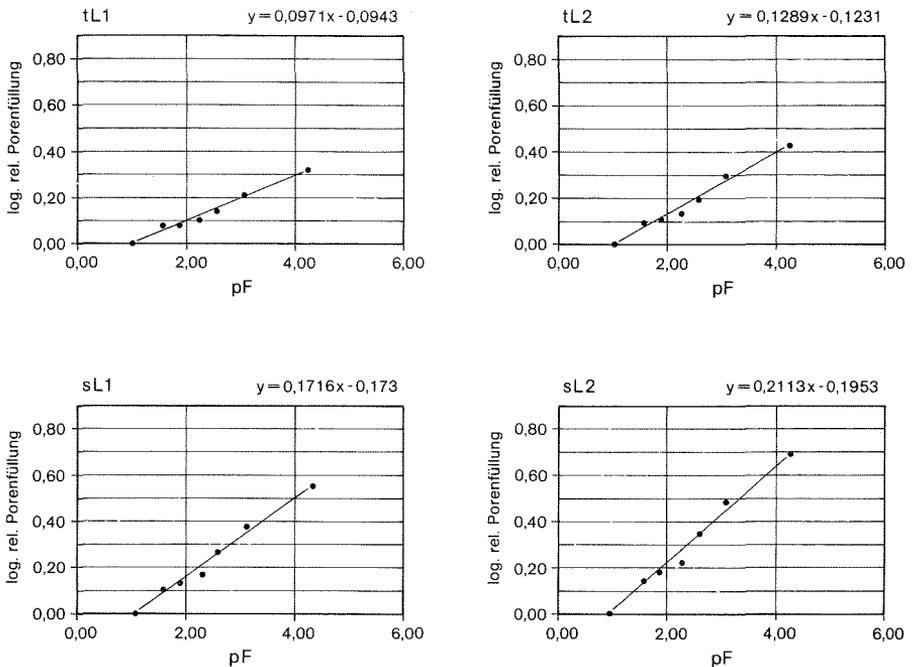


Abb. 15: pF-Kurven der Saugspannungsklassen (Quelle: Eigene Erhebung)

## 5.2.8 Bodenwassergehalt zu Beginn der Modellierung

Als letzte Eingangsgröße in die Bodenwassermodelle ist der Wassergehalt des Bodens zu Beginn der Modellierung zu beschreiben. Für das Untersuchungsgebiet kann vereinfacht angenommen werden, daß die Böden im Frühjahr Wassergehalte bei Feldkapazität aufweisen. Dies ist gerechtfertigt, da erst nach den Winter- und Frühjahrsniederschlägen und dem Einsetzen der Pflanzenproduktion eine nennenswerte Abnahme der Bodenfeuchte stattfindet. Bestätigt wird diese Annahme an der kontinuierlich aufzeichnenden Klimastation in Kühin (s. Abb. 16). Die Bodenfeuchte nimmt in allen drei Meßtiefen ab der 2. Modellierungspentade (12.5. - 16.5.) entscheidend ab, während insbesondere die hohen Niederschlagswerte Ende April den Bodenwasserspeicher nochmals füllen.

## 5.2.9 Zusammenfassung der hydraulischen Bodeneigenschaften

Aus der grundlegenden bodenphysikalischen Größe - der Korngrößenverteilung - konnten über die Saugspannungskurven die anderen für die Modellierung benötig-

## Übertragung der Klima- und Bodenparameter auf die Fläche

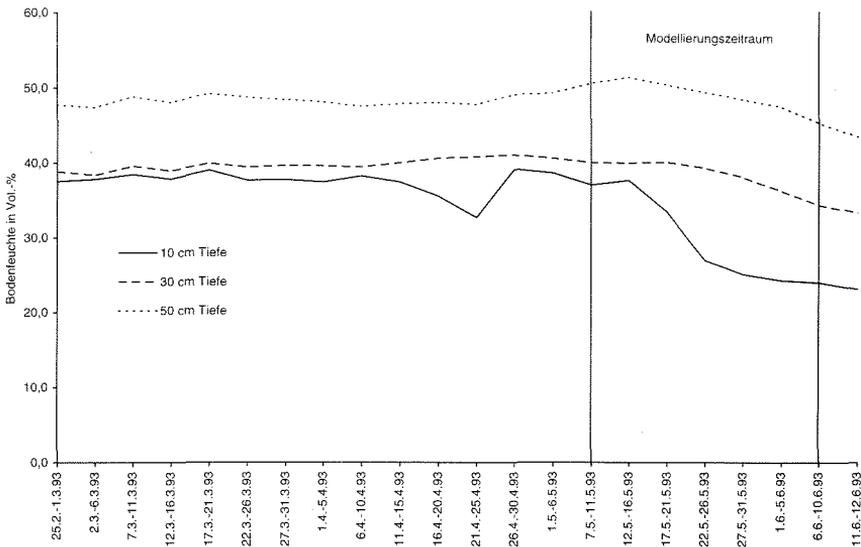


Abb. 16: Tiefengang der Bodenfeuchte an der Klimastation Kühin (Quelle: Eigene Erhebung)

ten hydraulischen Bodeneigenschaften abgeleitet werden (s. Tab. 9). Eine Klassifikation der Böden und damit eine Datenreduktion erfolgte durch die Zusammenfassung der Saugspannungskurven in vier Gruppen. Diese hydraulischen Bodeneigenschaften werden auf den gesamten Untersuchungsraum übertragen.

Tabelle 8: Hydraulische Bodeneigenschaften

Saugspannungsklasse	$s_0$ = FK in Vol.-%	nFK in Vol.-%	m	$n_p$	(1) in cm WS	K(1) in cm/sec
tL1 (1)	41,9	17,6	0,10	0,51	9,36	$9,4 \cdot 10^{-8}$
tL2 (2)	38,2	19,6	0,13	0,49	9,02	$2,8 \cdot 10^{-8}$
sL1 (3)	37,4	22,7	0,17	0,51	10,19	$3,7 \cdot 10^{-7}$
sL2 (4)	34,4	23,3	0,21	0,52	8,40	$3,6 \cdot 10^{-7}$

## 6 Übertragung der Klima- und Bodenparameter auf die Fläche

Um im weiteren die aktuelle Verdunstung und die Bodenfeuchte flächenhaft zu modellieren, müssen die punktuell erhobenen Daten der Klima- und Bodenuntersuchungen auf das gesamte Arbeitsgebiet übertragen werden. Hierzu wurde das Raster-GIS IDRISI 4.1 verwendet (EASTMAN 1992a, 1992b, 1993). Die in Kapitel 7 beschriebene Auswertung der Satellitendaten erfolgte mit dem Programmpaket ER Mapper 4.1. Das Programm läuft auf verschiedenen UNIX-Plattformen und ist

in der Version 4.1 als reines Bildverarbeitungssystem mit eingeschränkten GIS-Funktionen zu bezeichnen, so daß nicht alle vorliegenden Berechnungen mit dem Programm möglich sind. Die mit IDRISI erzeugten Datensätze sind in ER Mapper übertragbar. Die abschließende, reine Verrechnung der Datensätze ist dann mit ER Mapper durchzuführen.

## 6.1 Klima

Weil nur von den beiden Stationen Kūhīn und Qazwīn die benötigten Klimaparameter zur Verfügung stehen, müssen sie auf das gesamte Gebiet extrapoliert werden. Notwendig sind daher einige stark vereinfachende Annahmen über die räumliche Verteilung der Werte, die die Komplexität des Mesoklimas aber nur ansatzweise beschreiben können. Aus den langjährigen Klimareihen der beiden Stationen konnten Regelmäßigkeiten abgeleitet werden, die sich auch für den Untersuchungszeitraum zeigen, so daß sich für den kleinen, relativ homogenen Raum die Vereinfachungen rechtfertigen lassen.

### 6.1.1 Niederschlag

Die Ergebnisse der langjährigen Niederschlagsverteilung und der eigenen Messungen zeigen, daß die Stationen Kūhīn und Qazwīn im Jahresgang des Niederschlags nur geringfügig voneinander abweichen. Im gesamten Untersuchungsraum kommt es sicher zu einer Differenzierung des Niederschlags. Sie dürfte zum einen relief- und windbedingt sein, zum anderen durch die räumliche Inhomogenität der Konvektionsniederschläge in den Frühjahrsmonaten gesteuert sein. Probleme und Verfahren zur Ermittlung des Gebietsniederschlags zeigt neben vielen anderen Autoren TRETER (1981). Trotz eines hinreichend langen Beobachtungszeitraumes und eines sehr engen Meßnetzes blieben auch hier noch Unsicherheiten bei der Übertragung von Punktmessungen auf die Fläche.

Bei nur zwei Stationen, die sich in bezug auf den Niederschlag nur geringfügig unterscheiden, wird für das Untersuchungsgebiet deshalb eine homogene Verteilung des Niederschlags angenommen. Durch die Anwendung von Pentadensummen wird die kleinräumliche Inhomogenität außerdem etwas gemildert. Zudem sind die geringen Niederschlagswerte im Modellierungszeitraum nur noch von untergeordneter Bedeutung, da sie den Bodenwassergehalt nicht mehr ergänzen, sondern nur die aktuelle Verdunstung beeinflussen (s. Abb. 8).

### 6.1.2 Temperatur

Für die Übertragung der Temperatur auf die Fläche wird angenommen, daß die Temperaturunterschiede von Kūhīn nach Qazwīn ohne Relief linear verlaufen. Die

flächenhafte Berechnung der Mitteltemperaturen kann nach dieser Annahme mit dem IDRISI-Modul *TREND* erfolgen (EASTMAN 1992b). Im nächsten Schritt müssen die Ergebnisse der linearen Interpolation mit einem vertikalen Temperaturgradienten korrigiert werden. Hierzu wurde aus den digitalisierten Höhenlinien der topographischen Karten mit IDRISI-*INTERCON* (EASTMAN 1992b) ein digitales Höhenmodell gerechnet, das für jeden Pixel die Höhen in 10-m-Klassen liefert. Der vertikale Temperaturgradient wurde aus Monatsmitteltemperaturen einiger Klimastationen (*Ministry of Road and Transportation*) in der weiteren Umgebung des Untersuchungsraumes durch eine lineare Regression für die Frühjahrsmonate im Mittel mit  $0,6^{\circ}/100$  m errechnet. Durch die Verrechnung der Daten erhält man für alle Pixel einen Temperaturwert, der Eingang in das Verdunstungsmodell finden kann. Die Berechnung der Temperatur zum 14<sup>00</sup>-Termin für die Modellierung nach HAUDE und die Maximumtemperatur für die Formel nach PAPADAKIS wurde in der gleichen Weise durchgeführt.

### 6.1.3 Luftfeuchtigkeit und Sättigungsdefizit

Im Gegensatz zur Temperatur kann bei der Luftfeuchtigkeit nicht von der vereinfachenden Annahme einer linearen Beziehung der Stationen Kūhīn und Qazwīn ausgegangen werden. Vielmehr ist häufig im Raum Āqābābā ein abrupter Übergang von feuchten maritimen zu trockenen kontinentalen Luftmassen zu beobachten (s. Kap. 4.1). Dieser Tatsache wird bei der Interpolation Rechnung getragen. Um dem Sprung der relativen Feuchte gerecht zu werden, wurden bei Āqābābā zwei zusätzliche Werte für die relative Feuchte eingegeben. Beim westlichen wurde der Wert der Station Kūhīn doppelt genommen und dann mit dem Ergebnis von Qazwīn der Mittelwert errechnet, beim östlichen Wert wurde der Feuchtigkeitswert von Qazwīn doppelt gewichtet. Ergebnis dieses Verfahrens sind vier Luftfeuchtigkeitswerte, zwei tatsächlich ermittelte bei Kūhīn und Qazwīn und zwei errechnete bei Āqābābā. Die nicht lineare Übertragung auf das gesamte Untersuchungsgebiet wird mit dem IDRISI-Modul *INTERCON* erzielt (EASTMAN 1992b).

### 6.1.4 Wind- und Strahlungsverhältnisse

Die Übertragung der Windverhältnisse auf die Fläche geschieht durch lineare Interpolation zwischen Kūhīn und Qazwīn, die allerdings kritisch zu beurteilen ist. Im Gegensatz zu den anderen hier beschriebenen Klimaelementen, wird der Wind durch die Reliefsituation sehr viel stärker beeinflusst. Durch zwei Stationen läßt sich die kleinräumige Varianz des Windes allerdings nicht beschreiben, so daß von einer linearen Abnahme des Windweges von Kūhīn nach Qazwīn ausgegangen wird.

Die Strahlungsverhältnisse werden sehr stark vom Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre geprägt. Daher werden die Beobachtungen zur tatsächlichen Sonnen-

scheindauer wie die Luftfeuchtigkeit auf das gesamte Untersuchungsgebiet übertragen. Die potentielle Sonnenscheindauer wird im gesamten Arbeitsgebiet als gleich groß gesetzt.

### 6.1.5 Potentielle Verdunstung

Nach der Übertragung der Klimaparameter auf die Fläche des Untersuchungsraumes kann für jedes Pixel und alle sieben Pentaden die potentielle Verdunstung nach den in Kapitel 2.2 dargestellten Methoden errechnet werden. Die Ergebnisse spiegeln die flächenhafte Ausprägung der entsprechenden Klimaparameter wider. Im Vergleich der vier verwendeten Methoden ergeben sich für den gesamten Untersuchungsraum nach PENMAN die höchsten Pentadenwerte. Insbesondere die niedrigen Verdunstungswerte, die durch die Temperatur- und Luftfeuchteverteilung im Westen und in den hohen Lagen des Untersuchungsgebietes liegen, sind nach PENMAN höher als nach den anderen Methoden. Nur für die letzte Pentade übertrifft der Wert nach HAUDE die anderen bei weitem (s. Tab. 10). Somit spiegelt sich in der potentiellen Verdunstung die räumliche Verteilung der Klimaparameter, die für die jeweilige Verdunstung herangezogen werden, wider. Die höheren Werte und die geringere räumliche Differenzierung der potentiellen Verdunstung im Untersuchungsraum nach PENMAN resultiert aus der Einbeziehung des Windes. Durch die höheren Windgeschwindigkeiten im Westen (s. Abb. 11) werden die niedrigeren Temperatur- und höheren Luftfeuchtigkeitswerte ausgeglichen.

Tabelle 10: Wertespanspannen der potentiellen Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet in mm

	Pentade							Summe
	1	2	3	4	5	6	7	
HAUDE	6,1 - 16,8	16,5 - 26,0	28,1 - 33,1	19,9 - 33,4	21,0 - 34,4	17,4 - 42,7	42,6 51,3	151,6 - 237,7
PAPADAKIS	6,0 - 11,0	12,7 - 17,3	19,1 - 23,4	14,2 - 22,8	15,5 - 23,1	12,3 - 28,2	26,7 - 34,6	106,5 - 160,4
BLANEY	15,5 - 21,4	21,5 - 23,0	25,0 - 26,6	23,0 - 25,6	24,0 - 26,4	23,0 - 26,7	27,4 - 29,7	161,4 - 179,4
PENMAN	23,3 - 28,2	30,7 - 32,8	34,5 - 35,9	28,9 - 31,0	33,0 - 35,8	28,5 - 35,5	35,9 - 37,5	214,8 - 236,7

Somit ergibt sich für fast alle Pentaden ein Gradient zunehmender potentieller Evapotranspiration von Westen nach Osten, der zusätzlich über das Relief modifiziert wird. Das Relief wirkt bei den Annahmen über die räumliche Verteilung der Klimaparameter in der vorliegenden Studie nur über die Temperatur (s. Kap. 6.1). Die einzige Ausnahme in bezug auf den Gradienten stellt die 3., nach PENMAN modellierte Pentade dar. Die geringen Temperaturunterschiede zwischen Kühn

und Qazwjn führen für diese Pentade dazu, daß durch die höhere Windgeschwindigkeit im Westen dort die potentielle Verdunstung größer ist als im Osten (s. Abb. 12). Die Einbeziehung des Windes bei PENMAN zeigt sich weiter für praktisch alle Pentaden in dem geringen Unterschied zwischen dem Minimal- und Maximalwert der Verdunstung (s. Tab. 10). Beispielhaft soll hier die Beilage 2 stehen. Sie zeigt die Pentadensumme der potentiellen Verdunstung nach PENMAN und macht den schon diskutierten schwachen Anstieg der Verdunstung von Westen nach Osten deutlich.

## 6.2 Boden

Um mit den Bodenwassermodellen von PFAU (1966) und EAGLESON (1978) die Bodenfeuchtedynamik flächenhaft zu errechnen, müssen die in Kapitel 2.3.1 und 2.3.2 diskutierten bodenkundlichen Parameter auf den Untersuchungsraum übertragen werden (s. Tab. 8, Kap. 5.2.9). Die Übertragung soll mit Hilfe der punktuell erhobenen bodenkundlichen Parameter und der Karte der Bodeneinheiten 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) erfolgen.

Da in beide Modelle die Saugspannungskurve als wichtige Größe des Bodenwasserhaushaltes eingeht, wurde die in Kapitel 5.2.6 beschriebene Klassifikation der Saugspannungsverhältnisse herangezogen. Die vier voneinander abgegrenzten Klassen konnten den Bodeneinheiten zugeordnet werden. Hierzu wurden die Mittelwerte der nutzbaren Feldkapazität, der Feldkapazität und des permanenten Welkepunktes für die entsprechenden Bodeneinheiten errechnet und dann den Mittelwerten der vier Saugspannungsklassen zugeordnet (s. Tab. 11).

Tabelle 11: Zuordnung der Saugspannungsklassen zu den Bodeneinheiten der Karte 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969)

Bodeneinheit der Karte 1 : 50.000 ( <i>Ministry of Agriculture</i> 1969)	Saugspannungsklassen nach Kap. 5.2.6	Bodeneinheit der Karte 1 : 50.000 ( <i>Ministry of Agriculture</i> 1969)	Saugspannungsklassen nach Kap. 5.2.6
Ku A1	sL1	ZiGr B2	sL 2
Ku B2	tL1	ZiMd A2	sL 1
KuGr B2	tL2	ZiSh A2	sL 1
KuSh A2	sL1	R	tL 2
Ne A	sL 1	RW	sL 2
NeMd A	sL 1		

Dieses Verfahren birgt sicher die Gefahr von Fehleinschätzungen, da z.B. Reliefeinflüsse auf die Korngrößenzusammensetzung und damit auf den Bodenwasserhaushalt nicht berücksichtigt werden. Eine andere Möglichkeit der Übertragung der Bodenparameter auf die Fläche ist für den Untersuchungsraum mit den

vorliegenden Daten aber nicht möglich. Der Einsatz der Karte der Bodeneinheiten 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) scheint durchaus gerechtfertigt, da aus der Karte der Bodeneinheiten eine Landklassifikationskarte 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) abgeleitet wurde. In dieser Karte wird vor allem die Möglichkeit der Bewässerung beurteilt, die dementsprechend auch Aussagen zum Wasserhaushalt berücksichtigt (MAHLER 1979). Leider lassen sich die Angaben dieser Klassifikation nicht für die vorliegende Fragestellung verwenden, da sie keine konkreten Daten zu Bodenwasserhaushaltsgrößen enthält. Die weitgehend problemlose Zuordnung der Saugspannungsklassen zu den Bodeneinheiten, die sich in den geringen Standardabweichungen zeigt, bestätigt das Verfahren. Die maximalen Standardabweichungen für die jeweiligen Bodeneinheiten betragen bei der nutzbaren Feldkapazität 2,6, bei der Feldkapazität 2,3 und beim permanenten Welkepunkt 3,5. Vergleicht man die Mittelwerte der ursprünglichen Saugspannungsklassen mit der Zuordnung der Saugspannungsklassen zu den Bodeneinheiten, ergeben sich vertretbare Abweichungen (s. Tab. 12).

Tabelle 12: Mittelwerte der Saugspannungsverhältnisse für die ursprüngliche Saugspannungsklasse, nach der Zuordnung zu den Bodenklassen (Zuordnung in Klammern und Tab. 11)

	nFK	pF 1,8	pF 4,2
sL1	22,7	37,4	14,7
sL1 (Ku A1, Ku Sh A2, Ne A, Ne Md A, Zi Md, Zi Sh A2)	22,3	37,0	14,7
sL2	23,3	34,3	11,0
sL2 (Zi Gr B2, Rw)	23,4	35,8	12,4
tL1	17,6	41,8	24,3
tL1 (Ku B2)	18,9	41,4	22,5
tL2	19,3	38,2	18,9
tL2 (Ku Gr B2, R)	19,4	38,5	19,4

Für alle anderen relevanten Bodenparameter (s. Kap. 2.4) werden nachfolgend die Mittelwerte der in Kapitel 5.2 beschriebenen Ergebnisse nach den Saugspannungsklassen errechnet und über die digitalisierte Karte der Bodeneinheiten auf den Untersuchungsraum übertragen.

## 7 Satellitenbildverarbeitung

Hochauflösende Satelliten, wie Landsat-TM, liefern in regelmäßigen Abständen flächenhafte Informationen der Erdoberfläche. Bei diesen passiven Erdkundungssatelliten wird das an der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht von Sensoren in bestimmten Spektralbereichen aufgezeichnet und in Grauwerte umge-

setzt. Landsat-TM liefert in sieben Kanälen Daten mit jeweils 256 Grauwerten. Die Bodenauflösung beträgt 30 m · 30 m, für den thermalen Infrarotkanal 120 m · 120 m (s. Tab. 13).

Tabelle 13: Wellenlängenbereiche und Auflösung der Landsat-TM Kanäle

Kanal	Wellenlänge in $\mu\text{m}$	Farbe	Bodenauflösung
1	0,45 - 0,52	blau - blaugrün	30 m · 30 m
2	0,52 - 0,60	grün - grüngelb	30 m · 30 m
3	0,63 - 0,69	rot	30 m · 30 m
4	0,76 - 0,90	nahes Infrarot	30 m · 30 m
5	1,55 - 1,75	mittleres Infrarot	30 m · 30 m
6	10,50 - 12,50	thermales Infrarot	120 m · 120 m
7	2,08 - 2,35	mittleres Infrarot	30 m · 30 m

Für die vorliegende Studie lagen folgende TM-Viertelszenen vor:

21.9.1992	Landsat 4	EOSAT
12.6.1993	Landsat 5	Saudi Center for Remote Sensing
28.6.1993	Landsat 5	Saudi Center for Remote Sensing.

Alle Bilder sind systemkorrigiert und auf UTM projiziert. Die gesamte Bildverarbeitung wurde mit dem Programmpaket ER Mapper 4.1 am Institut für Geographie der Universität Erlangen durchgeführt. Wegen der Geräteausstattung am Institut für Geographie ist die visuelle Aufbereitung der Daten durch die Limitierung auf 256 Farben leider eingeschränkt. Die Techniken der Bildverarbeitung werden ausführlich u.a. bei BARRETT und CURTIS (1992), KRAUS (1990), LÖFFLER (1994), MATHER (1987) dargestellt.

## 7.1 Aufbereitung der Satellitendaten

Sind mehrere Satellitenbilder und Informationen aus Karten zu verrechnen, dann sind die Informationsebenen einander anzupassen. Normalerweise werden dabei die Satellitenbilder auf die Kartengrundlagen projiziert. Da für das Arbeitsgebiet nur schlechte Kopien von Karten im Maßstab 1 : 50.000 zur Verfügung standen, erfolgte der umgekehrte Schritt. Als Bezug wurde das Bild vom 21.9.1992 herangezogen, das durch die EOSAT auf UTM projiziert und auf eine Bodenauflösung von 25 m · 25 m transformiert ist. Die beiden anderen Szenen wurden mit Hilfe von markanten Paßpunkten mit dem Verfahren der nächsten Nachbarschaft (nearest neighbor) auf das Bezugsbild angepaßt. Bei diesem Verfahren ändern sich die ursprünglichen Grauwerte des Bildes nicht, so daß nachfolgend eine digitale Weiterverarbeitung der Bilder möglich ist (MATHER 1987). Auch die digitalisierten Karten wurden auf das Bezugsbild angepaßt. Weitere Korrekturen waren nicht notwendig, da die Daten durch die Systemkorrektur eine hervorragende Qualität

besitzen und für eine sinnvolle Atmosphärenkorrektur nur unzureichende Angaben über den Atmosphärenzustand verfügbar sind.

Zur Reduzierung der Datenmenge erfolgte im nächsten Schritt über eine Maske die Abgrenzung des Arbeitsgebietes in allen Viertelszenen. Der neue Datensatz enthält so nur noch Informationen des eigentlichen Untersuchungsraumes. Entgegen der ursprünglichen Abgrenzung des Gebietes im Westen (s. Kap. 1.3) mußte die Grenze weiter im Osten gezogen werden, da die Szene vom 12.6.1993 im Westen eine starke Wolkenbedeckung aufweist. Auch aus praktischen Gründen wurde daher im Westen die Kartiergrenze der Bodenkarte (*Ministry of Agriculture* 1969, s. Abb. 2, Kap. 1.3) herangezogen.

## 7.2 Quantitative Auswertung der Satellitendaten

Nach den Ausführungen in Kapitel 2.3 lassen sich die aktuelle Verdunstung und die Bodenfeuchte für Kulturpflanzenbestände auch flächenhaft modellieren, wenn die benötigten Pflanzenparameter flächenhaft zur Verfügung stehen. Die Satellitenfernerkundung bietet hierzu geeignete Verfahren. Für zahlreiche Kulturpflanzen, so auch für Weizen, liegen Erfahrungen zur Quantifizierung von Pflanzenparametern wie Biomasse, Blattflächenindex und Pflanzenhöhe, um nur einige zu nennen, vor (z.B. DAUGHTRY et al. 1992, DUSEK et al. 1985, MAUSER 1989, WIEGAND et al. 1992). Für Linsen oder andere Leguminosen mit ähnlicher Pflanzenmorphologie konnten in der Literatur keine Untersuchungen gefunden werden.

### 7.2.1 Eingabe der Testflächen

Ein erster Schritt zur quantitativen Auswertung von Satellitendaten ist die Identifizierung und lagegenaue Eingabe der Testflächen. Über die Testflächen erfolgt die Klassifizierung des gesamten Bildes und die Erfassung von Oberflächenparametern. Die Oberflächenparameter, die anhand der Testflächen punktuell quantifiziert wurden, können dann mit Hilfe der Klassifizierung auf das gesamte Untersuchungsgebiet übertragen werden.

Stehen großmaßstäbige Karten zur Verfügung, können die Testflächen, die die zu untersuchenden Oberflächenphänomene repräsentieren sollen, genau kartiert werden. Die Eingabe in das Satellitenbild erfolgt dann mit Hilfe der geometrischen Lageparameter relativ einfach. Ohne gutes Kartenmaterial und ohne Luftbilder steht man vor der Schwierigkeit, die Testflächen im Satellitenbild exakt wiederzufinden. Um dem Problem zu begegnen, wurden während des gesamten Untersuchungszeitraumes, d.h. zu unterschiedlichen phänologischen Stadien, Panoramaphotos der Testflächen und der benachbarten Flächen gemacht. Wenn möglich, wurde ein erhöhter Standort gewählt. Handskizzen der Feldanordnungen und die Kartierung der Testgebiete in der topographische Karte 1 : 50.000 ergänzten die Photos.

Zur Digitalisierung der Flächen im Satellitenbild wurden für das Bild vom 12.6.1993 mehrere Farbkomposite erstellt. Das Bild Mitte Juni hat für die visuelle Differenzierung der Landnutzung die besten Voraussetzungen, da Linsen und Weizen die Bodenoberfläche gut bedecken und schon durch ihre Wuchshöhe unterschiedliche spektrale Eigenschaften aufweisen. Der Wachstumsprozeß ist bei beiden Kulturpflanzen noch im Gange, so daß die Pflanzen noch grün sind. Somit ist auch eine Abgrenzung zu ungenutzten Flächen problemlos möglich. Für das Erkennen der jeweiligen Testflächen erwiesen sich RGB-Bilder mit der Kanal-kombination 543 und 432 am günstigsten. Bei dieser Bilddarstellung werden den Farben Rot, Grün und Blau (RGB) jeweils die Grauwerte eines Kanales zugeordnet. Die beiden Kanalkombinationen eignen sich besonders für die Bearbeitung von vegetationskundlichen Fragestellungen, da grüne Biomasse im nahen Infrarot und Rot sehr selektiv reflektiert. Die digitalisierten Testflächen sind in Abbildung 2 dargestellt.

### 7.2.2 Klassifizierung der räumlich konstanten Flächen

Unter räumlich konstanten Flächen werden hier Flächen verstanden, die in ihrer Nutzung zeitlich relativ stabil sind bzw. für die eigentliche Fragestellung uninteressant sind. Die Flächen wurden in die Nutzungsklassen naturnahe Vegetation, bewässerte Oasengärten, Wadibetten und Siedlungen eingeteilt. Nach ihrer Klassifizierung wurden die Flächen über Masken aus dem Datensatz genommen. So wurde die Datenmenge weiter reduziert und auf das Wesentliche konzentriert.

Am einfachsten gestaltete sich die Abgrenzung der bewässerten Oasengärten. Sie konnten durch eine unüberwachte Klassifikation (*Earth Resource Mapping* 1993, MATHER 1987) auf dem Datensatz vom 21.9.1992 eindeutig zugeordnet werden. Die bewässerten Obstgärten der Qanatoasen sind zu diesem Zeitpunkt noch von vitaler Vegetation dominiert. Sie unterscheidet sich damit von der verdorrten Vegetation und der landwirtschaftlich genutzten Fläche des Umlandes in ihren spektralen Eigenschaften sehr stark. Mit dieser Voraussetzung lassen sich mit einer unüberwachten Klassifikation, die nur auf einer statistischen Auswertung des Datensatzes beruht, gute Ergebnisse erzielen.

Auch die Schotterbetten der Wadis ließen sich auf dem Bild vom 21.9.1992 über eine unüberwachte Klassifikation (*Earth Resource Mapping* 1993, MATHER 1987) gut erfassen. Die vollständige Abgrenzung über eine unüberwachte Klassifikation konnte keine befriedigenden Resultate liefern, da sehr skelettreiche Böden mit einer geringen Vegetationsdecke ähnliche spektrale Eigenschaften aufweisen. Daher war eine Überarbeitung des Ergebnisses notwendig. Als günstig erwies sich hierfür das 543-Bild vom 12.6.1993, auf dem die Wadibetten optisch sehr gut zu erkennen und genauer abgrenzbar sind.

Die naturnahe Vegetation wurde über Testflächen mit einer überwachten Klassifikation nach dem Maximum-Likelihood Verfahren (*Earth Resource Mapping*

1993, MATHER 1987) an Hand des Bildes vom 12.6.1993 ermittelt. Die Klassifizierung mußte nachträglich durch die Veränderung der Schwellenwerte für die Klasse korrigiert werden (*Earth Resource Mapping* 1993). Diese Korrektur erfolgte wissenschaftlich, d.h. Kartierungen und Photos zeigten, daß Gebiete anderer Nutzung als naturnahe Vegetation erkannt wurden. Eine Verschiebung der Schwellenwerte minimierte diese Fehlklassifizierungen.

Die Ortschaften im Arbeitsgebiet sind in der Regel von bewässerten Oasengärten umgeben. Da sie auch in der topographischen Karte verortet sind, konnten sie per Hand direkt ins Satellitenbild digitalisiert werden. Eine automatische Klassifizierung hätte wegen der geringen Größe der Orte und ihres heterogenen Aufbaus sicher nicht zu besseren Ergebnissen geführt.

### 7.2.3 Klassifizierung der Ackerflächen

Ackerflächen umfassen im Untersuchungsgebiet Weizen- und Linsfelder und Brachflächen (s. Kap. 1.4). Die Brachflächen können in gepflügte und ungepflügte Brache untergliedert werden. Flächen, die über mehrere Jahre brach liegen, ähneln in ihrer spektralen Eigenschaft der naturnahen Vegetation und kommen so in diese Klasse. In sehr seltenen Fällen erfolgt der Anbau von Futterleguminosen und Kichererbsen, die in ihrer Wuchsform den Linsen sehr ähnlich sind und in der weiteren Bearbeitung diesen gleichgesetzt werden. Der Weizen wird in bewässerten und unbewässerten Weizen differenziert. Die Einordnung des bewässerten Weizens findet hier statt, da es sich im Gegensatz zu den Oasengärten um Flächen in der Ackerflur handelt, die nur bei Niederschlagsereignissen kurz geregelt überflossen werden.

Die Klassifikation erfolgte mit verschiedenen Standardverfahren (*Earth Resource Mapping* 1993, MATHER 1987). Die beste Genauigkeit erzielte der Maximum-Likelihood Algorithmus. Da keine flächendeckende Landnutzungskartierung vorlag, konnte die Klassifikationsgenauigkeit nur anhand der Testflächen und der Photos überprüft werden. Eine befriedigende Exaktheit der Klassifikation gelang allerdings erst nach einer Modifizierung der Datensätze. Die Reliefsituation im Untersuchungsraum (s. Kap. 1.3) machte es erforderlich, das Gebiet in zwei Teilräume zu zerlegen. Im Westen ist nach der Zerlegung wegen des parallelen Verlaufs der Riedel eine weitgehend einheitliche Beleuchtungssituation gegeben. Der Osten des Arbeitsgebietes zeichnet sich im Gegensatz dazu durch ebene und damit homogene Reliefverhältnisse aus. Dieser Trick produzierte zwei weitgehend homogene Räume. Anschließend wurde für jedes Teilgebiet ein multitemporaler Datensatz mit den Bildern vom 12.6. und 28.6.1993 erzeugt. Die unterschiedliche Phänologie der Kulturpflanzen läßt mit einem multitemporalen Ansatz eine sicherere und feinere Unterscheidung der Vegetation zu (MAUSER 1985).

Im nächsten Schritt wurde für jedes Teilbild eine Hauptkomponententransformation vorgenommen (BAHRENBERG u.a. 1992, MATHER 1987). Aus 12 Kanälen, für den 12.6. und 28.6. jeweils die TM-Kanäle 1-5 und 7, werden durch die Hauptkomponententransformation 12 neue Kanäle errechnet. Die Hauptkomponententransformation konzentriert den Informationsgehalt aller Kanäle auf einige Hauptkomponenten. Die Konzentration ist möglich, weil bestimmte Kanäle eng miteinander korreliert sind und damit z.T. den gleichen Informationsgehalt besitzen. Durch die Hauptkomponentenanalyse wird dieser überflüssige Informationsgehalt reduziert. Die errechneten Hauptkomponenten sind außerdem nicht miteinander korreliert. Beides bewirkt häufig, daß Unterschiede der Oberflächenphänomene klarer erkennbar und klassifizierbar werden. Als Nebeneffekt der Transformation sind die Histogramme der entstandenen Kanäle annähernd normalverteilt und damit streng genommen erst mit dem Maximum-Likelihood-Klassifizierer zu bearbeiten.

Anhand der beiden entstandenen Datensätze erfolgte die räumliche Erfassung der Ackerflächen mit dem Maximum-Likelihood-Klassifizierer. Die Beilage 3 zeigt die Flächenverteilung der gesamten differenzierten Nutzungen. Auffällig ist, daß trotz der Rotation Weizen - Linsen - Brache fast 49% der Regenfeldbaufläche brach liegen (s. Tab. 14). Zurückzuführen ist dies sicher auf einen sehr weit gestreuten Flächenbesitz. Dadurch besitzen Bauern auch über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinaus landwirtschaftliche Flächen, die nicht miterfaßt wurden. Auch der Anteil der Linsen liegt für das Anbaujahr 1993 mit 34,4% deutlich über der Fläche des Weizens. 21,7% des Weizens werden zusatzbewässert. Bei der räumlichen Verteilung der jeweiligen Flächen sind keine Besonderheiten auszumachen.

Tabelle 14: Landnutzungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet

Nutzung	Fläche in ha	Fläche in%	Fläche in% der Regenfeldbaufläche
Linsen	5578,1	27,6	34,4
Weizen	2112,5	10,4	13,0
Weizen zusatzbewässert	585,1	2,9	3,6
Brache	4085,5	20,2	25,2
Brache gepflügt	3871,7	19,1	23,8
Gärten	652,3	3,2	-
naturnahe Vegetation	2774,6	13,7	-
Wadibetten	422,3	2,1	-
Orte	160,5	0,8	-
Regenfeldbaufläche	16232,9	-	100
Gesamtfläche	20242,5	100	-

## 7.3 Bestimmung der raum-zeitlichen Verteilung der Pflanzenparameter

### 7.3.1 Korrelationen der Pflanzenparameter mit Landsat-TM Daten

Die spektrale Auflösung von Landsat-TM eignet sich in besonderer Weise zum Einsatz bei vegetationskundlichen Fragestellungen, da die unterschiedlichen Kanäle der Reflexionskurve grüner Vegetation angepaßt sind. Aus Abbildung 17 läßt sich ablesen, daß grüne Vegetation im roten Bereich (TM-Kanal 3) ein Reflexionsminimum aufweist, das dann im Bereich des nahen Infrarots (TM-Kanal 4) sehr abrupt zu einem Reflexionsmaximum wird. Im mittleren Infrarot liegen der TM-Kanal 5 und der TM-Kanal 7 jeweils in einem Bereich, der nach Reflexionsminima wieder zu kleinen Reflexionsmaxima ansteigt. Dieser idealtypische Wechsel der spektralen Eigenschaften wird von der Pflanzenart, dem Entwicklungsstadium, der Vitalität, der Dichte der Vegetation und anderen Eigenschaften modifiziert, so daß sich hieraus Differenzierungen ableiten lassen. Da sich die Kurven anderer Oberflächenbedeckungen, z.B. die des Bodens, anders verhalten, sind durch bestimmte Verfahren auch Einflüsse des Bodens und damit auch des Deckungsgrades der Pflanzen zu ermitteln. Ein gängiges Verfahren stellt die Ratio-Bildung, das heißt die Division zweier Kanäle dar (MATHER 1987). Dividiert man am Beispiel der Abbildung 17 die Grauwerte des Kanals 4 durch die des Kanals 3, erhält man für die Vegetation Werte, die deutlich größer als 1 sind und für blanke Böden Werte, die wenig über 1 liegen. Andere Verfahren, wie die Tasseled Cap Transformation, die empirische Erfahrungen einbezieht, verwenden 6 TM-Kanäle (zit. in MATHER 1987).

Um für den Untersuchungsraum geeignete Zusammenhänge zu ermitteln, wurden in einem ersten Schritt die Mittelwerte aller sechs relevanten TM-Kanäle für alle Testflächen errechnet. Für diese Testflächen stehen gemessene Vegetations-

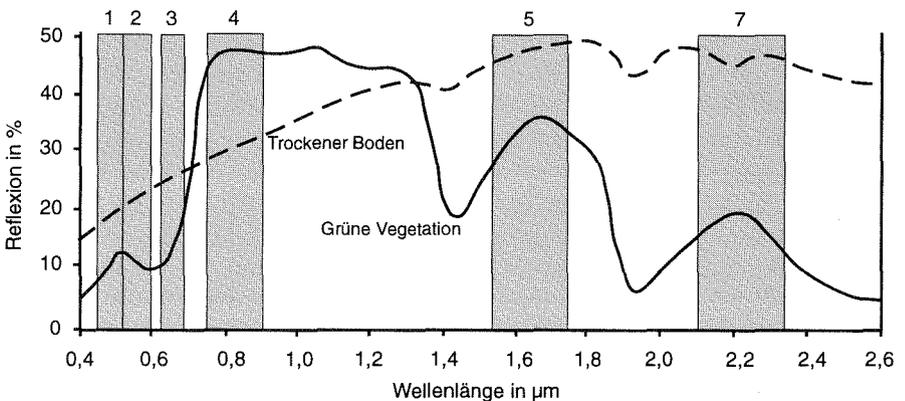


Abb. 17: Reflexionskurven und Spektralbereiche der TM-Kanäle 1-5,7  
(verändert nach LÖFFLER 1994)

parameter zur Verfügung, die es im zweiten Schritt ermöglichen, statistische Zusammenhänge mit den Grauwerten zu suchen. Als Termin für die Vegetationsparameter wurde der letzte Erhebungstermin herangezogen, der maximal 5 Tage vor dem Überflugtermin am 12. Juni lag. Diese Werte wurden bis zum 12. Juni extrapoliert.

### *7.3.1.1 Weizen*

Da für Weizen zahlreiche Untersuchungen aus der Literatur zur Verfügung stehen, wurden neben einfachen Ratios auch komplexere Kanalverrechnungen in die Überlegungen einbezogen (DUSEK et. al. 1985). Es zeigte sich aber, daß für nahezu alle Parameter die einfachen Ratios die engsten Zusammenhänge ergeben. Zur Bestimmung der Regressionsgleichungen wurden auch die bewässerten Weizenflächen verwendet. Für die feuchte Biomasse war, entgegen der Beobachtung von MAUSER (1989), die Ratio TM4/TM3 am aussagekräftigsten (s. Abb. 18 u. Tab. 15). Der von MAUSER (1989) diskutierte Einfluß des Wassergehaltes der Vegetation tritt wahrscheinlich wegen der z.T. lückigen Bodenbedeckung im Untersuchungsraum in den Hintergrund. Vielmehr wird die Biomasse offensichtlich vor allem über den Deckungsgrad bestimmt, so daß der normale Vegetationsindex die besten Ergebnisse liefert.

Betrachtet man die trockene Biomasse, dann ergibt sich der beste Zusammenhang ebenfalls mit der Ratio TM4/TM3, wobei er mit  $r^2 = 0,65$  wesentlich geringer ist als bei der feuchten Biomasse ( $r^2 = 0,77$ ) (s. Abb. 18 u. Tab. 15). Der Wassergehalt der Vegetation zeigt mit der Ratio TM4/TM3 mit  $r^2 = 0,79$  den engsten Zusammenhang aller Vegetationsparameter mit Landsat-TM Daten (s. Abb. 18 u. Tab. 15). Für die Pflanzenhöhe war ein komplexerer Index,  $(TM3 \cdot TM4) / (TM1 \cdot TM5)$ , am besten geeignet (s. Abb. 18 u. Tab. 15). DUSEK (1985) ermittelte für diesen Index gute Resultate mit der feuchten Biomasse.

Als weitere Vegetationsparameter sind der Blattflächenindex (BFI) und der Deckungsgrad zu nennen. Da der Blattflächenindex nicht direkt bestimmt wurde, mußte er aus der trockenen Biomasse errechnet werden. WIEGAND et. al. (1992) geben hierfür einen linearen Zusammenhang nach:

$$\text{Gl. 7.1} \quad y = 0,0026 + 0,0114 \cdot x$$

mit

y      BFI in  $\text{m}^2/\text{m}^2$

x      trockene Biomasse in  $\text{g}/\text{m}^2$ .

Der so errechnete Blattflächenindex korreliert mit  $r^2 = 0,65$  am engsten mit der Greenness Funktion der Tasselled Cap Transformation (s. Abb. 18 u. Tab. 15). Die Tasselled Cap Transformation bezieht alle Kanäle ein, womit auch der Ein-

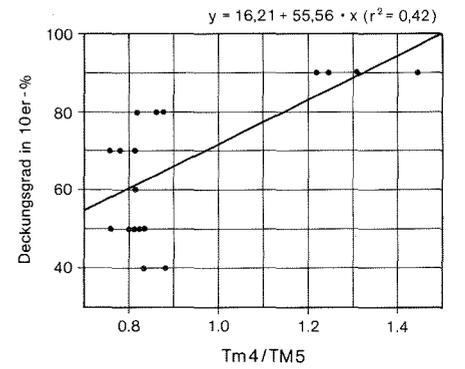
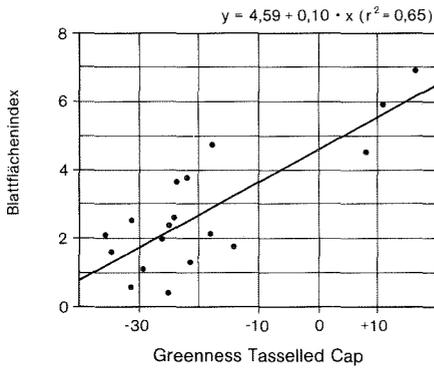
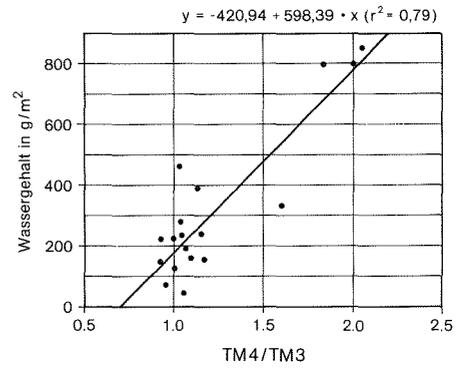
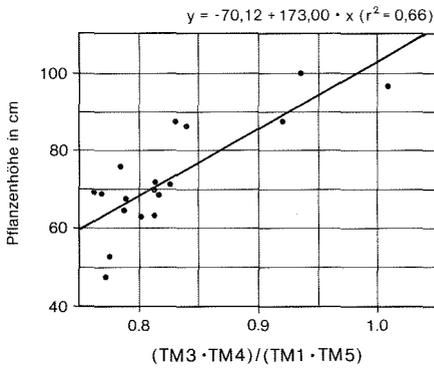
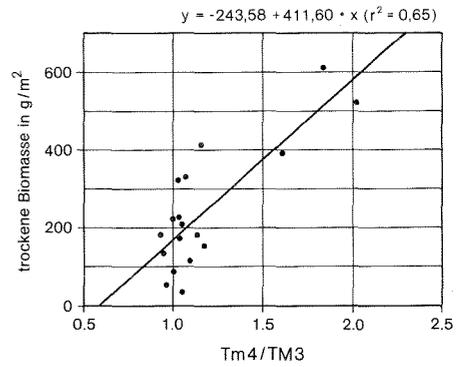
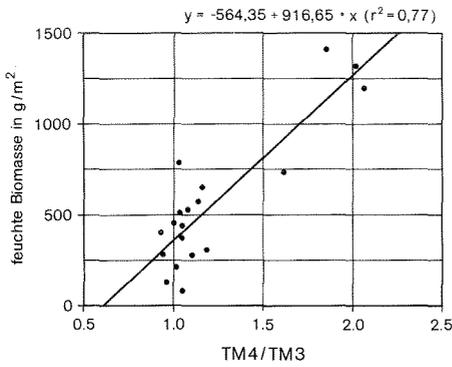


Abb. 18: Zusammenhänge zwischen Kanalkombinationen von Landsat-TM und Vegetationsparametern von Weizen (Quelle: Eigene Erhebungen)

fluß des Bodens berücksichtigt wird (zit. in MATHER 1987). Gerade bei der teilweise geringen Bodenbedeckung im Arbeitsgebiet muß der Einfluß des Bodens auf die statistischen Zusammenhänge für manche Pflanzenparameter einbezogen werden. Deutlich wird dies auch beim Deckungsgrad. Hier zeigt zwar die Ratio TM4/TM5 mit  $r^2 = 0,42$  die besten Zusammenhänge (s. Abb. 18 u. Tab. 15), aber die Greenness-Funktion ist fast ebenso gut korreliert. Das kleinste Bestimmtheitsmaß für den Deckungsgrad mit  $r^2 = 0,42$  ist möglicherweise auf die Geländeaufnahme des Deckungsgrades in 10% - Schritten zu erklären.

Tabelle 15: Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ) für Regressionen zwischen Pflanzenparametern und verschiedenen Kombinationen von TM-Kanälen (s. Text)

	Weizen	Linsen
Biomasse feucht	0,77	0,58
Biomasse trocken	0,65	0,54
Wassergehalt	0,79	0,57
Pflanzenhöhe	0,66	0,41
BFI	0,65	0,34
Deckungsgrad	0,42	0,51

Alle  $r^2$  haben eine Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% und sind damit hoch signifikant.

### 7.3.1.2 Linsen

Untersuchungen über Linsen oder andere Kulturpflanzen ähnlicher Morphologie unter Einbeziehung von Fernerkundungsdaten wurden in der Literatur nicht gefunden, so daß nicht auf Erfahrungen zurückgegriffen werden konnte. Die Ergebnisse sind daher vorsichtig zu interpretieren, vor allem auch vor dem Hintergrund, daß für Linsen nur 14 Testflächen zur Verfügung standen. Die im Vergleich zum Weizen komplizierte Morphologie der Linsen erschwert möglicherweise exakte Aussagen zu Pflanzenparametern in diesem Stadium. Durch die Verzweigung der Triebe und die Fiederblätter sind starke Mehrfachreflexionen im Bestand zu erwarten. Im Untersuchungsgebiet wird weiter nur eine geringe Bodenbedeckung erreicht, die durch den Reihenabstand und die Lückigkeit der Pflanzen verursacht wird. Es ist also anzunehmen, daß die Reflexionseigenschaften des Bodens einen großen Einfluß auf die Reflexionseigenschaften des Bestandes haben.

Die Vermutung über den Einfluß des Bodens wird für die feuchte Biomasse bestätigt. Sie korreliert mit der Brightness Funktion der Tasselled Cap Transformation mit  $r^2 = 0,58$  am stärksten (s. Abb. 19 u. Tab. 15). Die Brightness-Funktion wird bei der Tasselled Cap Transformation als Bindeglied zwischen Aussagen über die Vegetation und Aussagen über den Boden angesehen (zit. in MATHER 1987).

Auch für die trockene Biomasse mit  $r^2 = 0,54$  (s. Abb. 19 u. Tab. 15) und den Wassergehalt der Pflanzen mit  $r^2 = 0,57$  (s. Abb. 19 u. Tab. 15) ergeben sich die besten Zusammenhänge mit der Brightness-Funktion. Die Pflanzenhöhe wird da-

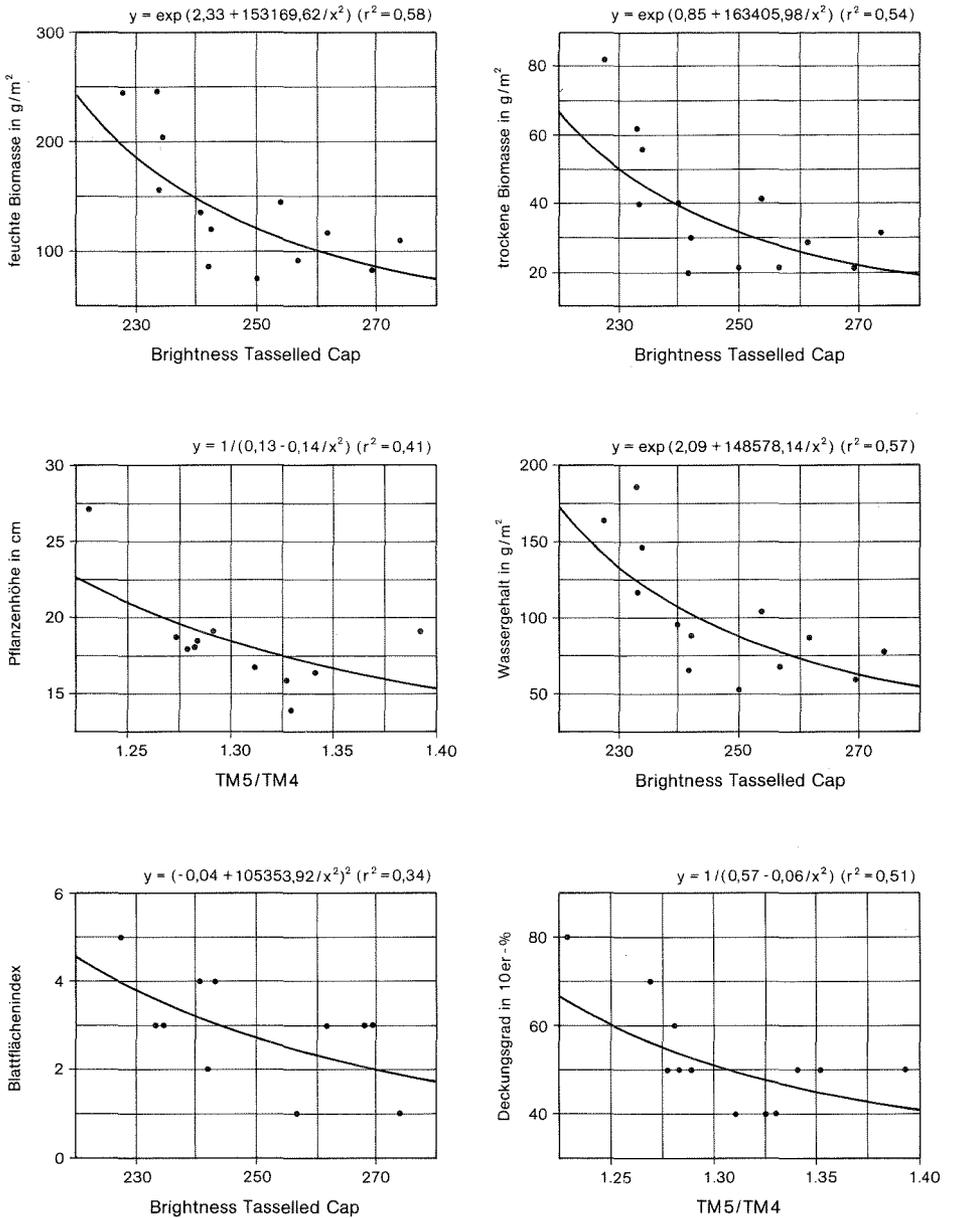


Abb. 19: Zusammenhänge zwischen Kanalkombinationen von Landsat-TM und Vegetationsparametern von Linsen (Quelle: Eigene Erhebungen)

gegen am besten durch das Ratio TM5/TM4 beschrieben, wobei mit  $r^2 = 0,41$  (s. Abb. 19 u. Tab. 15) nur ein schwacher Zusammenhang zu Spektraleigenschaften gegeben ist. Der Deckungsgrad in 10%-Schritten korreliert mit  $r^2 = 0,51$  ebenfalls am besten mit dem Ratio TM5/TM4 (s. Abb. 19 u. Tab. 15).

Der Blattflächenindex wurde nicht ermittelt, und in der Literatur waren auch keine indirekten Bestimmungsmethoden zu finden. Um dennoch zumindest Größenordnungen zu erhalten, wurde der Blattflächenindex geschätzt. Die geschätzten Größen zeigen plausible Zusammenhänge zu anderen Pflanzenparametern, wie dem Deckungsgrad und der Biomasse. Gegen die Brightness-Funktion der Tasselled Cap Transformation korreliert der geschätzte Blattflächenindex mit  $r^2 = 0,34$  (s. Abb. 19 u. Tab. 15). Die aufgezeigten Zusammenhänge lassen mit einiger Vorsicht eine Schätzung zu, so daß sich wenigstens relative Unterschiede im Blattflächenindex der Linsenbestände einbeziehen lassen.

### **7.3.2 Ermittlung der zur Modellierung benötigten Parameter und ihre Übertragung auf die Fläche**

Das Ziel des Einsatzes von Fernerkundungsdaten ist es, über wenige Testflächen flächendeckende Aussagen über Oberflächenphänomene eines größeren Raumes zu erhalten. Über die statistischen Zusammenhänge von Grauwertkombinationen mit den auf Testflächen gemessenen Vegetationsparametern können die für die Modellierung benötigten Parameter auf alle Pixel übertragen werden. Hierzu werden aus dem Gesamtdatensatz alle Pixel mit der Nutzung Weizen bzw. Linsen ausgewählt. Mit den Regressionsgleichungen (s. Abb. 18 u. 19) können dann aus den Grauwerten die Vegetationsparameter errechnet werden. Beispielhaft ist in Beilage 4 die feuchte Biomasse der Linsen abgebildet. Deutlich läßt sich die pixelweise Darstellung des Wertes erkennen, die eine felderweise Differenzierung der Vegetationsparameter zuläßt.

In die Flächenübertragung der zur Modellierung notwendigen Pflanzenparameter werden alle unbewässerten Flächen einbezogen. Die zusatzbewässerten Weizenfelder, die in die Erstellung der Regressionsgleichung Eingang fanden, werden nicht berücksichtigt. Da die Menge des Bewässerungswassers für diese Flächen nicht bekannt ist, läßt sich die aktuelle Verdunstung ohnehin nicht berechnen. Für die Regressionsgleichungen (s. Kap. 7.3.1.1) liefern sie allerdings Informationen für dichtere Vegetation.

#### *7.3.2.1 Wachstumsverlauf von Weizen und Linsen*

Sind die Pflanzenparameter am Tag des Satellitenüberfluges erhoben worden, können sie direkt auf die Fläche übertragen werden. Da aber in der vorliegenden Studie die aktuelle Verdunstung über den Untersuchungszeitraum in Pentaden-

schritten erfaßt werden soll, muß der Verlauf der Vegetationsentwicklung vom Tag des Überfluges rückgerechnet werden. Die Rückrechnung erfolgte anhand der in zeitlich diskreten Abständen aufgenommenen Pflanzenparameter im Gelände. Da nicht alle Flächen am gleichen Tag bearbeitet werden konnten, mußte der Wachstumsverlauf über gleitende Mittel dargestellt werden. Für jede Pentade wur-

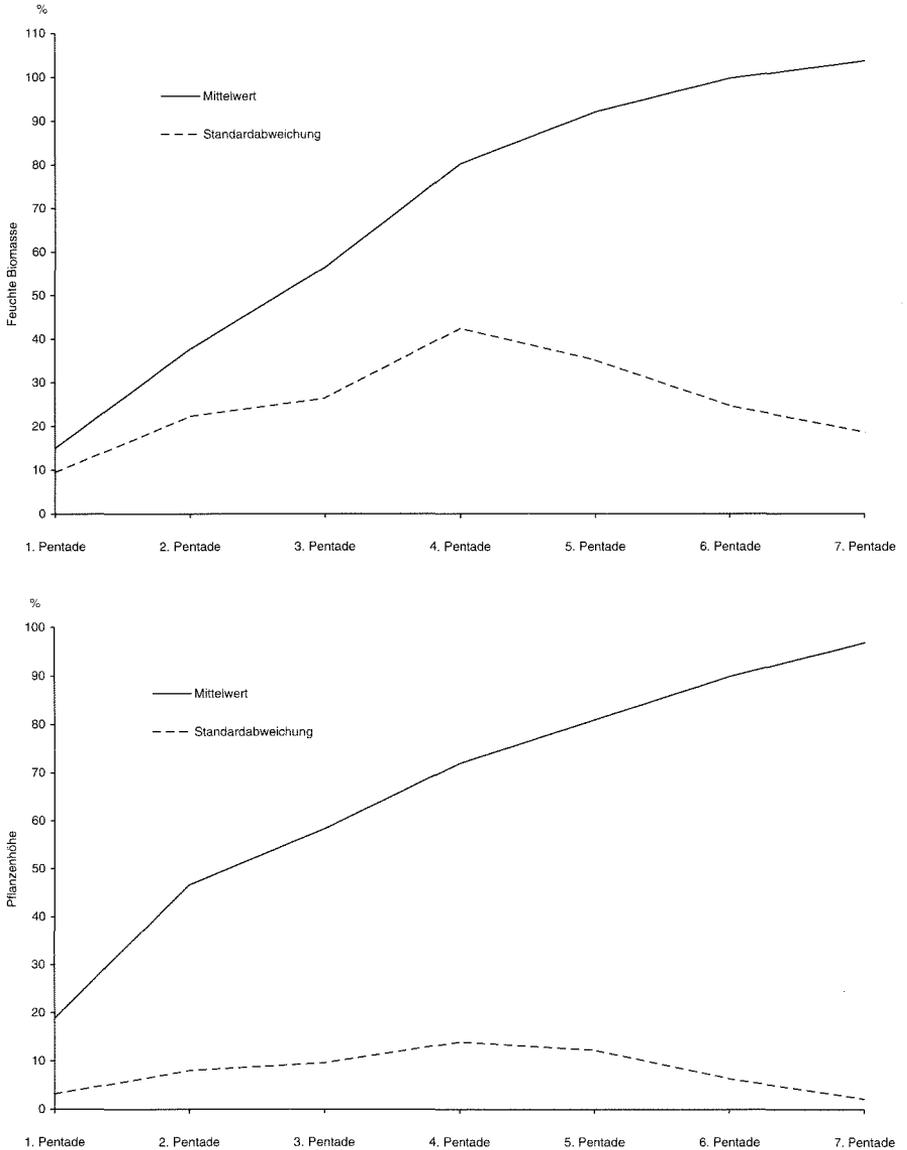


Abb. 20: Wachstumsverlauf von Weizen im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebung)

*Bestimmung der raum-zeitlichen Verteilung der Pflanzenparameter*

den der Mittelwert und die Standardabweichung der Parameter errechnet. Der 12. Juni, der Tag des Satellitenüberfluges, wird als Bezugsgröße herangezogen. Die Pentadenwerte ergeben sich dann in Prozent vom Bezugswert.

Abbildung 20 zeigt den Verlauf der feuchten Biomasse und der Höhe des Weizens. Dabei fällt auf, daß die Standardabweichung der Biomasse in der 4. Pen-

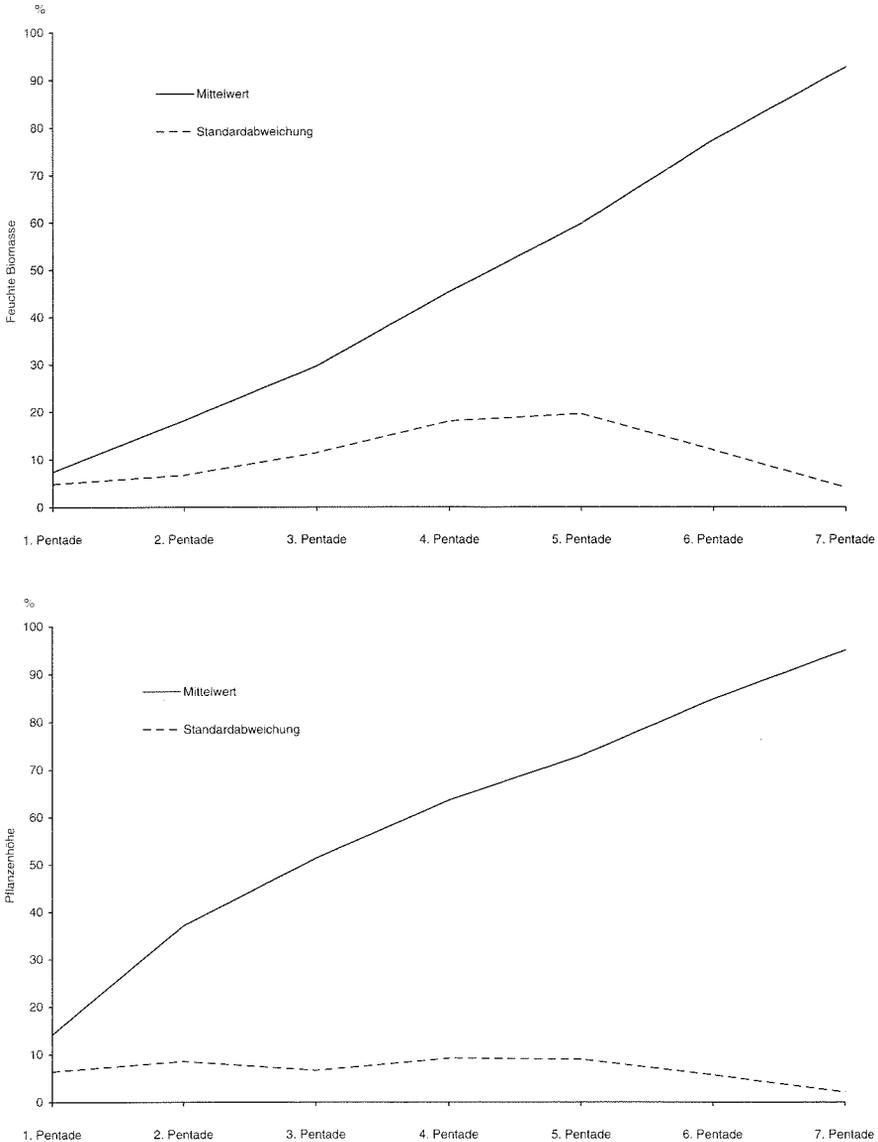


Abb. 21: Wachstumsverlauf von Linsen im Untersuchungszeitraum (Quelle: Eigene Erhebung)

tade 42% beträgt. Grund für diese große Streuung um den Mittelwert ist der unterschiedliche Entwicklungsstand des Weizens auf kleinstem Raum. Da sich bei der Betrachtung des Entwicklungszustandes auf den verschiedenen Testflächen kein räumliches Muster zeigt, muß die Schwankung in Kauf genommen werden. Um den Einfluß dieser Variationen auf die aktuelle Verdunstung abzuschätzen, wird die aktuelle Verdunstung mit den Mittelwerten der Vegetationsparameter und den Abweichungen vom Mittelwert errechnet. Der Verlauf der Biomasse zeigt ansonsten den charakteristischen Verlauf, der nach dem Maximum der Biomasse einen Rückgang zum Ende der Vegetationszeit vollzieht (GEISLER 1983). Der Verlauf der Kurve für die trockene Biomasse entspricht weitgehend der für die feuchte Biomasse. Die Entwicklung der Pflanzenhöhe verläuft hingegen mit einer maximalen Standardabweichung von 14% viel einheitlicher.

Der Wachstumsverlauf der Linsen ist insgesamt einheitlicher als der des Weizens (s. Abb. 21). Die maximale Standardabweichung für die feuchte Biomasse beträgt 20%, für die Pflanzenhöhe nur 9%. Auch für die Linsen wird die aktuelle Verdunstung für die Abweichungen vom Mittelwert ermittelt.

### 7.3.2.2 Der Pflanzenfaktor $kc$

Der Wasserbedarf von Pflanzen wird nicht nur von klimatischen Faktoren bestimmt, sondern ist auch abhängig vom Entwicklungszustand der Pflanzen. DOORENBOS u. PRUITT (1977, S. 35ff) führten daher vier Entwicklungszustände für Kulturpflanzen ein, denen der Pflanzenfaktor ( $kc$ ) zugeordnet wird. Für einige Kulturpflanzen, unter anderem Weizen, wurden die vier Entwicklungszustände um einen weiteren ergänzt (DOORENBOS u. KASSAM 1979, S. 19). Aus dem Entwicklungsverlauf der Linsen und des Weizens im Untersuchungsgebiet konnte für die Modellierungspentaden der Entwicklungszustand mit dem entsprechenden Pflanzenfaktor ermittelt werden (s. Tab. 16). Diese Faktoren finden nachfolgend Eingang in die Modellierung der aktuellen Verdunstung nach PFAU (s. Kap. 2.3.1).

Tabelle 16: Entwicklungszustand und Pflanzenfaktor  $kc$

Modellierungspentade	Entwicklungszustand Weizen	Pflanzenfaktor Weizen	Entwicklungszustand Linsen	Pflanzenfaktor Linsen
	DOORENBOS u. KASSAM (1979)	DOORENBOS u. KASSAM (1979)	DOORENBOS u. PRUITT (1977)	DOORENBOS u. PRUITT (1977)
1.	III	1,1	II	0,7
2.	III	1,1	II	0,7
3.	III	1,1	III	1,1
4.	III/IV	0,9	III	1,1
5.	IV	0,7	III	1,1
6.	IV	0,7	III	1,1
7.	IV	0,7	III	1,1

### 7.3.2.3 Bestandshöhe

Die nachfolgenden Vegetationsparameter werden alle für die Kombination des Modells von PENMAN-MONTEITH mit dem Modell von EAGLESON benötigt (s. Kap. 2.3.2). Die Bestandshöhe kann für den 12. Juni für Weizen und Linsen aus den statistischen Beziehungen zu den Grauwertkombinationen für den gesamten Untersuchungsraum ermittelt werden. Für Weizen ergibt sich der Zusammenhang mit (s. Kap. 7.3.1.1, Abb. 18):

$$\text{Gl. 7.2} \quad y = -70,12 + 173,00 \cdot x$$

mit

y Pflanzenhöhe in cm

x (TM3 · TM 4) / (TM1 · TM5)

für Linsen mit (s. Kap. 7.3.1.2, Abb. 19):

$$\text{Gl. 7.3} \quad y = 1 / (0,13 + (-0,14 / x^2))$$

mit

y Pflanzenhöhe in cm

x TM5 / TM4

Da die Pflanzenhöhen in kurzen diskreten Intervallen für den Modellierungszeitraum gemessen wurden, können sie für die jeweiligen Pentaden direkt aus dem Entwicklungsverlauf (s. Kap. 7.3.2.1) zurückgerechnet werden.

### 7.3.2.4 Blattflächenindex

Da der Blattflächenindex nicht im Gelände bestimmt wurde, muß er aus anderen Vegetationsparametern hergeleitet werden. Für Weizen liefern WIEGAND et. al. (1992) hierfür einen linearen Zusammenhang nach:

$$\text{Gl. 7.4} \quad y = 0,0026 + 0,0114 \cdot x$$

mit

y BFI in m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>

x trockene Biomasse in g/m<sup>2</sup>

Somit kann über die trockene Biomasse der Blattflächenindex für den ganzen Modellierungszeitraum errechnet werden. Die trockene Biomasse steht zur Ratio TM4/TM5 mit:

$$\text{Gl. 7.5} \quad \text{trockene Biomasse (in g/m}^2\text{)} = 634,70 - (296,59 / (\text{TM4} / \text{TM5})^2)$$

in Beziehung. Vom Tag des Satellitenüberfluges kann über den Verlauf der trockenen Biomasse auf die anderen Pentaden rückgerechnet und dann der Blattflächenindex bestimmt werden.

Für Linsen sind in der Literatur keine Beziehungen des Blattflächenindex zu anderen Pflanzenparametern (s. Kap. 7.3.1.2) beschrieben. Um dennoch zumindest relative Unterschiede in den Beständen in die Modellierung einzubeziehen, wird der Blattflächenindex aus der Beziehung geschätzter Werte zum Deckungsgrad ermittelt:

$$\text{Gl. 7.6} \quad y = -0,83 + 0,07 \cdot x \quad (r^2 = 0,69)$$

mit

y      Blattflächenindex  
x      Deckungsgrad in 10er-%

Der Deckungsgrad ist wiederum aus der Pflanzenhöhe mit:

$$\text{Gl. 7.7} \quad y = 5,25 + 2,21 \cdot x \quad (r^2 = 0,79)$$

mit

y      Deckungsgrad in 10er-%  
x      Pflanzenhöhe in cm

zu errechnen. Die Bestimmung der Pflanzenhöhe aus den Grauwerten von Landsat-TM ist in Kapitel 7.3.2.3 beschrieben. Dieser sehr indirekte Weg zur Ermittlung des Blattflächenindex birgt sicher große Unwägbarkeiten. Dennoch soll der Versuch gemacht werden, das Modell von PENMAN-MONTEITH (s. Kap. 2.3.2) auch für Linsen anzuwenden.

### 7.3.2.5 Deckungsgrad

Der Deckungsgrad zeigt für Weizen und für Linsen die engsten Zusammenhänge mit der Pflanzenhöhe und kann daher für alle Pentaden aus dieser bestimmt werden. Für Weizen zeigt sich folgende Beziehung:

$$\text{Gl. 7.8} \quad y = 5,64 + 0,85 \cdot x \quad (r^2 = 0,74)$$

mit

y      Deckungsgrad in 10er-%  
x      Pflanzenhöhe in cm

Für Linsen ist:

$$\text{Gl. 7.9} \quad y = 5,25 + 2,21 \cdot x \quad (r^2 = 0,79)$$

mit

y      Deckungsgrad in 10er-%  
x      Pflanzenhöhe in cm

gegeben.

7.3.2.6 Empirisch-statistische Pflanzenparameter zur Berechnung des Bestands-widerstandes

Zur Berechnung des Bestandswiderstandes sind ( $R_c$ ) einige Pflanzenparameter beschrieben, die in Tabelle 17 dargestellt sind.

Tabelle 17: Pflanzenparameter zur Berechnung des Bestandswiderstandes  $R_c$

	Einheiten	Weizen	Quelle	Linsen	Quelle
$r_{st}(\text{min})$	$\text{sm}^{-1}$	190	Körner et. al. 1979	150	-
$b(\text{PAR})$	$\text{Wm}^{-2}$	81	Boyer 1976	60	-
$T_{\text{min}}$	$^{\circ}\text{C}$	3	GEISLER 1981	6	DUKE 1981
$T_{\text{max}}$	$^{\circ}\text{C}$	34	GEISLER 1981	33	FAO 1978a
$T_{\text{opt}}$	$^{\circ}\text{C}$	23	GEISLER 1981	24	DUKE 1981
$\theta$	MPa	-1,0	BOYER 1976	-1,4	-
a	-	0,5	MAUSER 1989	0,5	-
b	-	1,5	MAUSER 1989	1,5	-

Für Weizen ist die Angabe der jeweiligen Parameter unproblematisch, da die Quellenlage sehr gut ist. Für Linsen konnten zu den meisten Parametern keine Werte gefunden werden, so daß Werte von Pflanzengruppen bzw. Pflanzen ähnlicher Ökologie (DUKE 1981) übernommen wurden (COWAN u. MILTHORPE 1968, KÖRNER et. al. 1979, LARCHER 1984, POSPÍŠILOVÁ u. SOLÁROVÁ 1980, SCHULZE u. HALL 1982, SLABBERS 1980). Aus der Tabelle wird der Unterschied in der Trockenheitsresistenz durch den Parameter  $\theta$  deutlich. Weizen schränkt die Transpiration schon bei Saugspannungen des Bodens von -1,0 MPa ein, Linsen dagegen erst ab -1,5 Mpa. Dieser vom Bodenwassergehalt abhängigen Reaktion der Stomata stehen die Parameter  $r_{st}(\text{min})$  und  $b(\text{PAR})$  entgegen. Hier werden die Werte nach KÖRNER et. al. (1979) mit zunehmender Trockenresistenz größer. Allerdings liegen Weizen und Linsen sehr eng zusammen, so daß nicht unbedingt von einer grundlegend anderen Anpassung an Wasserstreß gesprochen werden kann. Der Vorteil der Linsen ist, daß Sie schon bei geringeren Strahlungswerten minimale Stomatawiderstände erreichen und so die Photosynthese schneller im Optimalbereich liegt. Dieser Vorteil wird durch die Reaktion auf die Temperatur jedoch wieder ausgeglichen, da hier Linsen höhere Minimal- und Optimalwerte für die Photosynthese benötigen.

7.3.2.7 Aerodynamischer Widerstand des Bestandes ( $R_a$ ) und Bestands-widerstand ( $R_c$ )

Mit den empirisch-statistischen Pflanzenparametern sind die letzten fehlenden Glieder für die Modellierung der aktuellen Verdunstung beschrieben, da mit ihnen die Ableitung des aerodynamischen Widerstandes  $R_a$  und des Bestands-widerstandes  $R_c$  möglich ist (s. Kap. 2.3.2). Die Widerstände können unter Einbeziehung

der empirisch-statistischen Pflanzenparameter und denen über die Satellitenfernerkundung gewonnen Angaben über die Vegetation nach den in Kapitel 2.3.2 erläuterten Formeln für Weizen und Linsen flächendeckend ermittelt werden (s. Tab. 18 u. 19).

Tabelle 18: Wertespannen des Widerstandes  $R_a$  (in  $\text{ms}^{-1}$ ) für den Modellierungszeitraum

	Pentade						
	1	2	3	4	5	6	7
Linsen	80 - 164	68 - 189	68 - 111	65 - 172	52 - 82	51 - 110	52 - 82
Weizen	49 - 100	39 - 106	36 - 65	35 - 95	23 - 51	26 - 60	23 - 51

Tabelle 19: Wertespannen des Widerstandes  $R_c$  (in  $\text{ms}^{-1}$ ) für den Modellierungszeitraum

	Pentade						
	1	2	3	4	5	6	7
Linsen	822 - 1875	110 - 252	401 - 530	424 - 645	368 - 562	365 - 649	311 - 460
Weizen	666 - 4006	485 - 631	294 - 381	303 - 475	257 - 396	252 - 480	209 - 311

Tabelle 18 zeigt einen deutlichen Unterschied zwischen den Pentaden beim aerodynamischen Widerstand, der durch die zunehmende Bestandshöhe und die Variabilität des Windes bedingt ist. Nach Gleichung 2.28 wird der Widerstand mit zunehmender Windgeschwindigkeit bzw. größerer Bestandshöhe kleiner. Der Einfluß ist vor allem in den Unterschieden zwischen Linsen und Weizen zu erkennen, da der Weizen über den gesamten Modellierungszeitraum höher ist als die Linsen.

Für den Bestandswiderstand  $R_c$  ergeben sich für die Pentaden ebenfalls Unterschiede, die vor allem auf die steigende Temperatur und die zunehmende Strahlung zurückzuführen sind. Dementsprechend nimmt der Widerstand zum Ende des Zeitraumes ab. Einschränkungen aufgrund der abnehmenden Bodenfeuchte sind nach den Modellrechnungen für den gesamten Modellierungszeitraum nicht aufgetreten, so daß der Widerstand nur durch die Strahlung, die Temperatur und die Vegetationsentwicklung modifiziert wird. Aus der Kombination dieser drei Faktoren ergeben sich nach den Modellrechnungen in Kapitel 2.3.2 und den Pflanzenparametern in Tabelle 17 die Unterschiede zwischen Weizen und Linsen (s. Tab. 19).

## 8 Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte

In Kapitel 7 wurden die letzten Parameter, die zur Modellierung der aktuellen Evapotranspiration und der Bodenfeuchte notwendig sind, flächenhaft zur Verfü-

gung gestellt. Damit kann für das Untersuchungsgebiet differenziert nach den Kulturpflanzen Weizen und Linsen mit allen in Kapitel 2 diskutierten Ansätzen die flächenhafte Berechnung erfolgen.

## 8.1 Modellierung mit einem Bodenwassermodell nach PFAU und die Wasserhaushaltsgleichung

PFAU errechnet die aktuelle Verdunstung und die Bodenfeuchte nach einem empirischen Ansatz, in den als eine Steuerungsgröße die potentielle Verdunstung eingeht (s. Kap. 2.3.1). Die Bestimmung dieser potentiellen Verdunstung wurde hier nach den Modellen von HAUDE, PAPADAKIS, BLANEY-CRIDDLE und PENMAN durchgeführt, so daß die aktuelle Verdunstung in ihrer Differenzierung sehr stark von der zeitlichen und räumlichen Verteilung der potentiellen Verdunstung des jeweiligen Modells abhängt. Unterschiede zwischen Linsen und Weizen ergeben sich aus der Einbeziehung des Pflanzenfaktors  $k_c$ , der über das Wachstumsstadium der Kulturpflanzen gesteuert wird (s. Tab. 16). Da der Weizen in der Vegetationsentwicklung zu Beginn des Modellierungszeitraumes weiter fortgeschritten ist als die Linse, verbraucht er zunächst mehr Wasser. In den folgenden Wachstumsphasen nimmt dann der Wasserbedarf ab, so daß schließlich Linsen stärker transpirieren als Weizen (s. Tab. 20).

Tabelle 20: Wertespanspannen der aktuellen Verdunstung in mm nach PFAU unter Einbeziehung unterschiedlicher Modelle zur potentiellen Verdunstung

	Pentade							Summe
	1	2	3	4	5	6	7	
Linsen (HAUDE)	4,5 - 11,7	11,6 - 17,7	27,9 - 31,4	18,5 - 28,6	17,0 - 25,1	13,6 - 26,7	22,5 - 29,1	115,6 - 170,3
Weizen (HAUDE)	7,1 - 18,0	18,0 - 27,1	26,9 - 30,0	15,2 - 23,1	11,8 - 17,1	9,4 - 18,4	17,0 - 20,6	105,4 - 154,3
Linsen (PAPADAKIS)	4,2 - 7,7	8,9 - 12,0	19,8 - 23,7	14,3 - 22,0	14,3 - 19,9	11,2 - 22,4	19,8 - 23,1	92,5 - 130,8
Weizen (PAPADAKIS)	6,7 - 12,0	13,9 - 18,5	19,3 - 23,0	11,8 - 17,8	13,6 - 19,1	7,5 - 14,8	13,5 - 15,9	86,3 - 121,1
Linsen (BLANEY)	12,2 - 14,8	14,6 - 15,5	23,6 - 25,5	20,3 - 23,1	18,2 - 21,0	16,7 - 20,0	16,1 - 18,8	121,7 - 138,7
Weizen (BLANEY)	18,8 - 22,8	22,5 - 23,8	22,5 - 24,6	16,5 - 18,7	11,0 - 16,4	10,9 - 13,1	10,7 - 12,6	112,9 - 131,1
Linsen (PENMAN)	16,2 - 19,3	20,3 - 21,2	30,1 - 32,2	22,5 - 25,7	20,8 - 25,1	15,9 - 21,7	14,7 - 18,8	140,5 - 164,0
Weizen (PENMAN)	24,8 - 29,6	30,9 - 32,4	28,0 - 30,5	18,1 - 20,7	8,9 - 14,0	11,2 - 15,0	10,8 - 13,4	132,7 - 155,6

Vergleicht man die Pentadenwerte und die Summen in Tabelle 20 mit den Werten in Tabelle 9, fällt der oben erwähnte Zusammenhang zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration deutlich auf. Wie für die potentielle Verdunstung errechnen sich deutliche Größenunterschiede zwischen den Verdunstungsberechnungen, auch wenn sie durch die Einbeziehung des Bodens abgeschwächt werden. PAPADAKIS bringt die niedrigsten Verdunstungswerte, PENMAN die höchsten, wobei bei PENMAN die Abnahme von der potentiellen zur aktuellen Verdunstung am stärksten ist. Außerdem ist gut zu sehen, daß ab der vierten Pentade die Verdunstung auf den Linsenstandorten höher ist als auf den Weizenstandorten. Durch die Abnahme des Bodenwassergehaltes, die gemäß der Gleichungen 2.24 und 2.25 zur Verminderung der aktuellen Verdunstung führt, ist weiter zu beobachten, daß die aktuelle Verdunstung anders als die potentielle nicht stetig ansteigt, sondern teilweise zum Ende des Modellierungszeitraumes abnimmt.

Für die räumliche Verteilung im Untersuchungsgebiet ergibt sich ebenfalls ein enger Zusammenhang zu den in Kapitel 6.1 beschriebenen flächenhaften Ausprägungen der Klimaparameter. Modifizierend tritt der Pflanzenfaktor  $k_c$  hinzu, durch den weizen- bzw. linsenbestandene Flächen innerhalb der großräumigen Gliederung unterschiedliche Verdunstungswerte zeigen (s. Beilage 5). In dem vorliegenden Beispiel ist die Pentadensumme unter Einbeziehung von PENMAN dargestellt. Die aktuelle Evapotranspiration nimmt, wie auch die potentielle, von Westen nach Osten zu (s. auch Beilage 2). Dabei kommt es zu einer Modifikation durch Bodeneigenschaften, die sich anhand der Grenzen der Saugspannungsklassen verfolgen läßt (s. Abb. 2). Böden mit Saugspannungsklassen hoher Wurzelraumkapazität geben leichter Wasser ab und verdunsten damit mehr (s. Gl. 2.24). Weiter stellen sich die Weizenfelder als Inseln geringerer Verdunstung innerhalb der Linsfelder dar.

Für den Bodenfeuchtegehalt der jeweiligen Pentade sind die Bodenwassereigenschaften, die sich in den Saugspannungsklassen darstellen (s. Kap. 5, 6.2 u. Abb. 2 u. 14) von entscheidender Bedeutung. Für die meisten Pentaden spiegelt sich daher auch die räumliche Verteilung der Saugspannungsklassen in der Differenzierung der Bodenfeuchtegehalte wider. Hinter den Bodeneinfluß tritt auch der Einfluß der aktuellen Verdunstung nach PFAU unter Einbeziehung unterschiedlicher Modelle zur potentiellen Verdunstung des Weizens und der Linsen zurück (s. Tab. 20 u. 21).

Entsprechend der nutzbaren Feldkapazität der Böden (s. Abb. 14) ergibt sich der pflanzennutzbare Wassergehalt der jeweiligen Pentade. Der Wassergehalt nimmt demnach von der Saugspannungsklasse  $sL2$  zur Klasse  $tL1$  ab. Innerhalb dieser Einheiten kommt es zu geringen Unterschieden zwischen der Nutzung durch Linsen und Weizen. Die Unterschiede lehnen sich an die aktuelle Verdunstung an und führen demnach bis zur vierten Pentade zu höheren Bodenfeuchtegehalten unter Linsen und später unter Weizen. Für die Modellierung unter Einbeziehung der potentiellen Verdunstung nach HAUDE und PAPADAKIS ist weiterhin von Bedeu-

Tabelle 21: Wertespanssen des Bodenfeuchtegehaltes in Vol.-% nutzbarer Wassergehalt nach PFAU unter Einbeziehung unterschiedlicher Modelle zur potentiellen Verdunstung

	Pentade						
	1	2	3	4	5	6	7
Linsen (HAUDE)	17,6 - 23,3	17,2 - 22,8	14,4 - 19,9	13,0 - 18,4	11,4 - 16,7	9,9 - 15,3	7,7 - 12,4
Weizen (HAUDE)	17,3 - 23,0	16,5 - 22,1	13,8 - 19,3	12,8 - 18,2	11,8 - 17,1	11,1 - 16,2	9,3 - 14,2
Linsen (PAPADAKIS)	17,7 - 23,4	17,5 - 23,2	15,5 - 21,2	14,8 - 19,9	13,5 - 18,5	12,7 - 17,2	10,7 - 15,1
Weizen (PAPADAKIS)	17,4 - 23,1	17,0 - 22,7	15,0 - 20,7	14,4 - 19,9	13,6 - 19,1	13,1 - 19,1	11,7 - 17,0
Linsen (BLANEY)	16,9 - 22,6	16,1 - 21,8	13,8 - 19,4	12,3 - 17,8	10,7 - 16,0	10,1 - 14,9	8,5 - 13,1
Weizen (BLANEY)	16,2 - 21,9	15,3 - 21,0	13,1 - 18,7	12,0 - 17,5	11,0 - 16,4	10,2 - 15,4	9,1 - 14,2
Linsen (PENMAN)	16,5 - 22,2	15,1 - 20,8	12,2 - 17,7	10,5 - 15,8	8,6 - 15,8	7,3 - 11,9	5,8 - 10,1
Weizen (PENMAN)	15,6 - 21,2	14,1 - 19,7	11,3 - 16,8	10,1 - 15,3	8,9 - 14,0	8,1 - 12,9	7,0 - 11,6

tung, daß durch die starke Gewichtung des Sättigungsdefizites (s. Gl. 2.7 u. 2.8) die Verdunstung im Osten des Untersuchungsraumes hier auch zu einer starken Abnahme der Bodenfeuchte führt.

Entscheidender als die schlichte räumliche Differenzierung des Bodenfeuchtegehaltes ist die Bewertung ihrer ökologischen Relevanz. Für Kulturpflanzen, die nach den Aussagen in Kapitel 1 im Grenzbereich des Regenfeldbaus angebaut werden, steht die Frage des Beregnungsbedarfs im Vordergrund. Eine Methode, die den Wassergehalt in Bezug zur nutzbaren Feldkapazität heranzieht, stellen RENGER und STREBEL (1980) vor. Sie gehen in ihren Untersuchungen davon aus, daß bei einem Wassergehalt von 30% - 50% der nutzbaren Feldkapazität bei landwirtschaftlichen Kulturpflanzen Beregnungsbedarf besteht. In die nachfolgende Bewertung gehen als Schwellenwert 50% der nutzbaren Feldkapazität ein.

Für die Berechnung des Wassergehaltes unter Einbeziehung des Modells von PAPADAKIS steht den Pflanzen während des gesamten Modellierungszeitraumes genügend Wasser zur Verfügung. Der Wassergehalt schwankt zum Ende der siebten Pentade noch zwischen 55% und 73% der nFK, wobei die geringen Werte vor allem im Osten des Untersuchungsraumes zu finden sind. Dort wird es voraussichtlich im weiteren Verlauf der Vegetationsperiode zu Wassermangel kommen.

Nach BLANEY-CRIDDLE ist ab der siebten Pentade im Westen für die Saugspannungsklasse tL1 und Linsen Beregnungsbedarf gegeben. Der Wassergehalt

liegt nur noch bei 48% der nutzbaren Feldkapazität. Da der Wassergehalt selbst im günstigsten Fall nur noch bei 61% der nFK liegt, ist für den gesamten Raum mit Wassermangel zu rechnen.

Zieht man das Verfahren von HAUDE zur Ermittlung der potentiellen Verdunstung heran, sinkt in der sechsten Pentade der Bodenfeuchtegehalt im äußersten Südosten bereits auf 48% der nutzbaren Feldkapazität. In der siebten Pentade liegt der Bodenwassergehalt in weiten Bereichen des Untersuchungsgebietes unter der 50% - Schwelle. Teilweise werden, vor allem im Osten, nur noch 38% der nFK Bodenwassergehalt erreicht. Aus Tabelle 21 ist zu entnehmen, daß der Wassergehalt unter Linsen niedriger ist als unter Weizen. Dies spiegelt sich auch im Beregnungsbedarf wider, der bei Linsen eher gegeben ist.

Die ungünstigste Situation für Regenfeldbau wird mit der Einbeziehung der potentiellen Verdunstung nach PENMAN modelliert. Die zeitliche Entwicklung des Beregnungsbedarf der letzten drei Pentaden (27.5.-31.5., 1.6.-5.6., 6.6.-10.6.) geben die drei Karten in Beilage 6 wieder. Schon in der fünften Pentade fällt im Westen der Bodenwassergehalt mit 48% - 49% unter die von RENGER und STREBEL (1980) diskutierte Schwelle (s. Beilage 6 oben). Betroffen sind in der Saugspannungsklasse tL1 Linsen und Weizen. In der sechsten Pentade besteht bereits im größten Teil des Modellierungsraumes Wassermangel (s. Beilage 6 Mitte). Im Westen gilt dies nur für die Saugspannungsklassen tL1 und tL2, wobei Linsen den größeren Wasserbedarf haben. Die Böden der Saugspannungsklasse sL2, die den günstigsten Wasserhaushalt haben, stellen noch genügend Wasser zur Verfügung. Im Osten leiden differenziert nach den Saugspannungsklassen sL1 und sL2 dagegen Linsen und Weizen gleichermaßen unter Wasserdefizit. In der siebten Pentade besteht dann für das gesamte Untersuchungsgebiet Beregnungsbedarf (s. Beilage 6 unten). Besonders betroffen sind die Saugspannungsklassen tL1 und tL2 im Westen. Dort liegt der Wassergehalt unter Linsen nur noch zwischen 30% und 35%, der unter Weizen nur noch zwischen 35% und 40% der nutzbaren Feldkapazität. Auch in der Saugspannungsklasse sL1 ganz im Osten hat der Boden unter Linsen nur noch einen Wassergehalt von 35% - 40%. In den übrigen Räumen findet der Weizen mit 45% - 50% der nutzbaren Feldkapazität noch die besten Verhältnisse.

## **8.2 Modellierung der aktuellen Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH und der Bodenfeuchte nach EAGLESON**

Die aktuelle Verdunstung nach PENMAN-MONTEITH unterscheidet sich sowohl in bezug auf die aktuelle Verdunstung nach PFAU unter Einbeziehung von PENMAN als auch in bezug auf die potentielle Verdunstung nach PENMAN. Das Verhältnis zur potentiellen Verdunstung nach PENMAN ist dadurch gekennzeichnet, daß sich die Werte durch die Einbeziehung der Widerstände  $R_a$  und  $R_c$  nicht nur

Tabelle 22: Wertespannen der aktuellen Evapotranspiration in mm nach PENMAN-MONTEITH und Bodenfeuchte in Vol.-% nach EAGLESON

	Pentade							Summe
	1	2	3	4	5	6	7	
ET <sub>a</sub> (Linsen)	3,6 - 13,3	14,0 - 20,1	23,5 - 27,6	14,9 - 25,7	19,8 - 30,1	12,8 - 33,0	28,4 - 37,9	117,0 - 188,1
ET <sub>a</sub> (Weizen)	1,5 - 14,3	14,8 - 22,3	27,1 - 32,3	15,6 - 30,4	22,7 - 37,7	12,9 - 42,1	35,8 - 49,1	130,4 - 228,2
Vol.-% (Linsen)	32,8 - 38,7	31,6 - 36,9	30,6 - 35,6	29,7 - 34,6	28,7 - 33,8	27,9 - 33,1	27,2 - 32,5	- -
Vol.-% (Weizen)	32,8 - 38,7	31,6 - 36,9	30,6 - 35,6	29,7 - 34,6	28,7 - 33,8	27,9 - 33,1	27,2 - 32,5	- -

verkleinern. Für die letzten drei Pentaden übertrifft die aktuelle Verdunstung die potentielle sogar. Zurückzuführen ist diese Tatsache auf die exaktere Einbeziehung der aerodynamischen Komponente im Vergleich zu dem stark vereinfachten Ansatz der PENMAN-Gleichung nach DOORENBOS und PRUITT (1977). Somit können diese beiden Verfahren nicht unmittelbar miteinander verglichen werden. Aus dieser Tatsache ist zu erklären, daß die aktuelle Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH in den letzten drei Pentaden die potentielle nach PENMAN (DOORENBOS u. PRUITT 1977) geringfügig übersteigt (s. Tab. 22).

Aus der Tabelle ist weiter gut zu entnehmen, daß die aktuelle Verdunstung zu Beginn der Modellierung noch sehr gering ist. Gründe hierfür sind die klimatische Situation, die relativ geringe potentielle Verdunstungswerte nach sich zieht und die noch sehr wenig entwickelte Vegetation (s. Abb. 20 u. 21). Die Linsen waren in der ersten Pentade gerade am Austreiben und transpirierten daher, auf die Fläche bezogen, kaum. Auch der Weizen war zu dieser Zeit erst am Beginn der Vegetationsphase. Schon in der zweiten Pentade kommt es zu einem starken Anstieg der Verdunstung, der dann mit den klimatisch bedingten Schwankungen (s. Kap. 4) bis zum Ende des Modellierungszeitraumes anhält.

Die Gesamtsumme der aktuellen Evapotranspiration nach PENMAN-MONTEITH orientiert sich in ihrer räumlichen Differenzierung an der potentiellen Verdunstung nach PENMAN (s. Kap. 6.1.5, Beilage 2 u. Beilage 7). Wie diese nimmt sie von Westen nach Osten zu, wobei die Zunahme von Unterschieden zwischen Linsen und Weizen überlagert wird. Der Weizen zeichnet sich fast über den gesamten Zeitraum durch höhere Verdunstungswerte aus, insbesondere im Osten des Untersuchungsgebietes. Für einzelne Pentaden können diese Unterschiede vor allem im Westen fast vernachlässigt werden.

Die Bodenfeuchte nach EAGLESON orientiert sich streng an den Saugspannungsklassen (s. Abb. 2). Das bedeutet, daß für alle Pentaden vier Gruppen mit jeweils gleichen Bodenfeuchtegehalten modelliert werden (s. Beilage 8). Der Grund für den

völlig untergeordneten Einfluß der Evapotranspiration sind die hydraulischen Eigenschaften der Böden, die mit ihren Werten die Gleichungen 2.42 und 2.43 dominieren (s. Kap. 2.3.2 u. 5.2).

Der Wassergehalt nimmt entsprechend der Bodenwassereigenschaften der Saugspannungsklassen von der Klasse sL2 über tL2 und sL1 bis zur Klasse tL1 ab. In der Klasse tL1 tritt ab der sechsten Pentade nach RENGER und STREBEL (1980) auch Wassermangel für Kulturpflanzen auf. Allerdings liegt der Wassergehalt mit 49% der nutzbaren Feldkapazität nur wenig unter dem Schwellenwert von 50%. Der Trend setzt sich in der siebten Pentade mit Werten von 46% - 48% der nutzbaren Feldkapazität fort. Der Beregnungsbedarf ist aber weiter nur auf die Klasse tL1 beschränkt. In der siebten Pentade enthält der Boden der Saugspannungsklasse sL1 nur noch 58% der nutzbaren Feldkapazität, so daß dort im weiteren Wachstumsverlauf noch mit einem Wasserdefizit zu rechnen ist.

## 9 Verifizierung der modellierten Bodenfeuchtwerte

In Kapitel 8 wurden die modellierte Evapotranspiration und die Bodenfeuchte in ihrer raum-zeitlichen Variation beschrieben. Die für die Modellierung benötigten Klima- und Bodendaten standen entsprechend der in Kapitel 1 geschilderten Problematik nur mit einer groben Auflösung bzw. stark gemittelt zur Verfügung (s. Kap. 4, 5 u. 6). Wichtig ist nun, zu überprüfen, ob die räumlich sehr inhomogene Bodenfeuchte mit dieser Datengrundlage hinreichend genau modelliert werden kann. Hierzu wurde über den gesamten Modellierungszeitraum die tatsächliche Bodenfeuchte im Gelände gemessen (s. Kap. 3.2.3). Anhand dieser Bodenfeuchtegehalte und ihren Änderungen lassen sich im folgenden die eingesetzten Modelle auf ihre Anwendbarkeit testen.

Zuerst wurden die gemessenen Bodenfeuchtwerte und Bodenfeuchteänderungen über Korrelationen mit den modellierten Werten verglichen. Tabelle 23 zeigt die Resultate für den Wassergehalt in Vol.-% für alle Testflächen und aufgeschlüsselt nach Weizen- und Linsenbestand.

Betrachtet man die Ergebnisse in Tabelle 23, so fällt auf, daß keine Methode wirklich befriedigende Ergebnisse zeigt. Liegt der Korrelationskoeffizient bezogen auf alle Testflächen mit etwas über 0,5 in einem Bereich, der einen mittleren Zusammenhang andeutet, fällt das Bestimmtheitsmaß für alle Modelle auf Werte um 0,3. Das heißt, daß nur 30% tatsächlich durch das Modell beschrieben werden. Etwas besser stellt sich die Situation dar, wenn man nur die Testflächen mit Weizenbestand betrachtet. Hier werden Korrelationskoeffizienten von 0,63 bis 0,71 erreicht und das Bestimmtheitsmaß beträgt immer noch bis zu 0,5. Für Flächen mit Linsenbestand wird ein ähnliches Ergebnis wie für die gesamten Testflächen erzielt.

Tabelle 23: Korrelationskoeffizienten (r) und Bestimmtheitsmaße (r<sup>2</sup>) zwischen modellierten Bodenfeuchten und gemessener Bodenfeuchte

	gemessen alle Testflächen	gemessen Flächen mit Weizen	gemessen Flächen mit Linsen
nach PFAU/HAUDE alle Testflächen	0,54 0,29		
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Weizen		0,69 0,47	
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Linsen			0,55 0,30
nach PFAU/BLANEY- -CRIDDLE alle Testflächen	0,57 0,32		
nach PFAU/BLANEY- CRIDDLE Flächen mit Weizen		0,71 0,50	
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE Flächen mit Linsen			0,55 0,30
nach PFAU/PAPADAKIS alle Testflächen	0,52 0,27		
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Weizen		0,67 0,46	
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Linsen			0,53 0,28
nach PFAU/PENMAN alle Testflächen	0,57 0,33		
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Weizen		0,71 0,50	
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Linsen			0,57 0,32
nach EAGLESON alle Testflächen	0,55 0,30		
nach EAGLESON Flächen mit Weizen		0,63 0,39	
nach EAGLESON Flächen mit Linsen			0,55 0,30

Alle Korrelationskoeffizienten und Bestimmtheitsmaße haben eine Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% und sind damit hoch signifikant.

Werden die Bodenfeuchtwerte auf die nutzbare Feldkapazität bezogen, sind etwas höhere Zusammenhänge gegeben (s. Tab. 24). Aber auch hier liegt das Bestimmtheitsmaß fast durchweg unter 0,5. Deutlich besser werden die Ergebnisse allerdings für Flächen mit Linsenbestand.

Tabelle 24: Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) und Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ ) zwischen modellierten Bodenfeuchten und gemessener Bodenfeuchte bezogen auf nFK

	gemessen alle Testflächen	gemessen Flächen mit Weizen	gemessen Flächen mit Linsen
nach PFAU/HAUDE alle Testflächen	0,56 0,31		
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Weizen		0,69 0,47	
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Linsen			0,58 0,34
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE alle Testflächen	0,62 0,39		
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE Flächen mit Weizen		0,73 0,54	
nach PFAU/BLANEY-CRIDDLE Flächen mit Linsen			0,63 0,40
nach PFAU/PAPADAKIS alle Testflächen	0,59 0,59		
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Weizen		0,72 0,52	
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Linsen			0,62 0,39
nach PFAU/PENMAN alle Testflächen	0,60 0,36		
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Weizen		0,71 0,51	
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Linsen			0,61 0,37
nach EAGLESON alle Testflächen	0,63 0,40		
nach EAGLESON Flächen mit Weizen		0,67 0,45	
nach EAGLESON Flächen mit Linsen			0,67 0,45

Alle Korrelationskoeffizienten und Bestimmtheitsmaße haben eine Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% und sind damit hoch signifikant.

Vergleicht man die Bodenfeuchteänderungen miteinander, ist nur noch das Modell nach EAGLESON einigermaßen anwendbar (s. Tab. 25). Für die empirischen Modelle ergeben sich nur negative Zusammenhänge zwischen den modellierten und gemessenen Werten. Zwischen den gemessenen und nach EAGLESON modellierten

Verifizierung der modellierten Bodenfeuchtwerte

Bodenfeuchteänderungen sind dagegen befriedigende Zusammenhänge festzustellen. Für alle Testflächen liegt der Korrelationskoeffizient ( $r$ ) bei 0,69, für Weizenbestände sogar bei 0,76. Das Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ) ist mit 0,48 und 0,58

Tabelle 25: Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) und Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ ) zwischen modellierter Bodenfeuchteänderung und gemessener Bodenfeuchteänderung

	gemessen alle Testflächen	gemessen Flächen mit Weizen	gemessen Flächen mit Linsen
nach PFAU/HAUDE alle Testflächen	-0,60 0,36		
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Weizen		-0,67 0,44	
nach PFAU/HAUDE Flächen mit Linsen			- 0,55 0,30
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE alle Testflächen	- 0,49 0,16		
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE Flächen mit Weizen		- 0,42 0,18	
nach PFAU/BLANEY -CRIDDLE Flächen mit Linsen			- 0,38 0,15
nach PFAU/PAPADAKIS alle Testflächen	-0,53 0,28		
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Weizen		- 0,57 -0,33	
nach PFAU/PAPADAKIS Flächen mit Linsen			-0,53 0,28
nach PFAU/PENMAN alle Testflächen	- 0,30 0,09		
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Weizen		- 0,26 0,07	
nach PFAU/PENMAN Flächen mit Linsen			-0,36 0,13
nach EAGLESON alle Testflächen	0,69 0,48		
nach EAGLESON Flächen mit Weizen		0,76 0,58	
nach EAGLESON Flächen mit Linsen			0,61 0,37

Alle Korrelationskoeffizienten und Bestimmtheitsmaße haben eine Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% und sind damit hoch signifikant.

allerdings in Größenordnungen, die auch die Modellierung nach EAGLESON zweifelhaft erscheinen lassen. Für die Linsenbestände ist ein  $r^2$  von 0,37 sogar inakzeptabel. Die angesprochenen Zusammenhänge beziehen sich weiter nur auf die gemessene Bodenfeuchteabnahme. Bezieht man die Fälle ein, bei denen während des Beobachtungszeitraumes die Bodenfeuchte zunahm, sind die Zusammenhänge natürlich geringer. Eine Zunahme der Bodenfeuchte war nach den diskutierten Ausgangsbedingungen und dem Witterungsverlauf aber nicht zu erwarten, so daß es sich höchstwahrscheinlich um Meßfehler handelt und hier die Modellierung realistischere Verhältnisse ergibt.

Deutlich werden die unbefriedigenden statistischen Zusammenhänge auch aus den Regressionsdiagrammen, die die Zusammenhänge zwischen den gemessenen und nach EAGLESON modellierten Bodenwassergehalten bezogen auf die nutzbare Feldkapazität und die Bodenfeuchteänderung zeigen (s. Abb. 22 u. 23).

Auffällig ist, daß bei den gemessenen Werten Böden auftreten, die nur noch 0% der nutzbaren Feldkapazität aufweisen und damit mit dem Feuchtegehalt den permanenten Welkepunkt erreicht haben. Auf der anderen Seite ist zu beobachten, daß in anderen Böden der Wassergehalt noch sehr viel höher liegt als nach den Modellen zu erwarten. Nach eigenen Geländebeobachtungen ist aber festzustellen, daß selbst am Ende des Untersuchungszeitraumes die Kulturpflanzen auf keinen

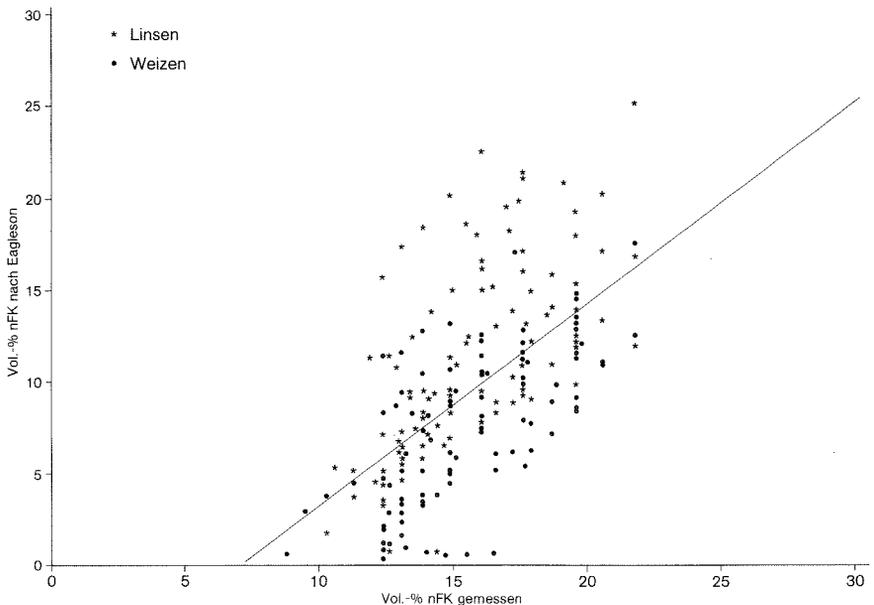


Abb. 22: Regressionsdiagramm der nach EAGLESON modellierten und gemessenen Bodenfeuchte (Quelle: Eigene Erhebung)

Fall an Wasserstreß litten. Folglich passen die gemessenen Bodenfeuchtwerte nicht zu den auf die Fläche übertragenen hydraulischen Bodeneigenschaften bzw. zu den Bodenfeuchtegehalten zu Beginn der Modellierung (s. Kap. 10).

Auch die nach EAGLESON modellierten Abnahmen der Bodenfeuchte stimmen in den Größenverhältnissen nicht mit den gemessenen überein. Es sind große Abweichungen in beide Richtungen festzustellen, wobei die großen gemessenen Abnahmen, die bis zu 15% betragen, besonders auffallen (s. Abb. 23).

Berechnet man die Zusammenhänge der modellierten Bodenfeuchtebedingungen zu den gemessenen für die jeweiligen Saugspannungsklassen, sind durchaus Unterschiede festzustellen. Für die Bodenfeuchteänderung liegt der Korrelationskoeffizient der Modellierung nach EAGLESON zu den gemessenen Werten für die Saugspannungsklasse 1 (tL1) bei 0,80, für die Klasse 3 (sL1) bei 0,61. Bei den Klassen 2 (tL2) und 4 (sL2) hingegen nur bei 0,34 und 0,29. Der empirische Ansatz nach PFAU zeichnet sich wieder durch negative Zusammenhänge in bezug auf die gemessenen Werte aus. Für den Bodenwassergehalt, bezogen auf die nutzbare Feldkapazität, ergibt sich ein anderes Bild. Die Saugspannungsklassen 4 und 3 weisen mit 0,64 und 0,57 höhere Korrelationskoeffizienten auf als die Klassen 1 und 2 mit 0,50 bzw. 0,46. Es ergibt sich also selbst für die gleichen Saugspannungsklassen kein einheitliches Bild in bezug auf den absoluten Wassergehalt bzw. auf dessen Änderung.

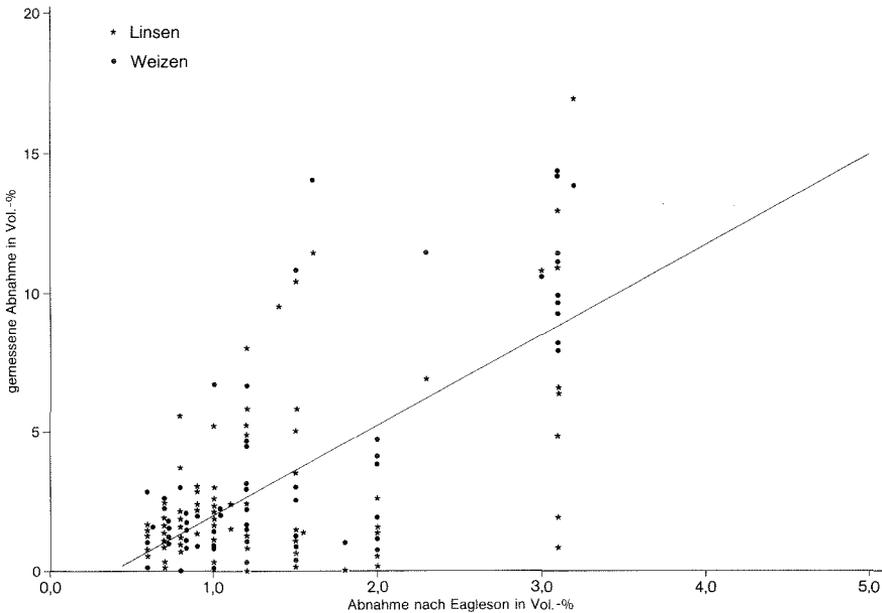


Abb. 23: Regressionsdiagramm der nach EAGLESON modellierten und gemessenen Bodenfeuchteänderungen (Quelle: Eigene Erhebung)

Versucht man die Zusammenhänge nicht über statistische Verfahren, sondern über einen rein visuellen Vergleich von Bodenfeuchtekurven zu erkennen, können auch keine anderen Schlüsse gezogen werden. Abbildung 24 und 25 zeigen beispielhaft den Verlauf der Bodenfeuchte in bezug zur nutzbaren Feldkapazität und die Bodenfeuchteänderung über den Modellierungszeitraum. Die Beispiele stellen Verläufe dar, die noch gute Zusammenhänge deutlich werden lassen. Bei der Änderung der Bodenfeuchte fällt auf, daß an beiden Standorten von der ersten zur zweiten Pentade ein gewaltiger Sprung stattfindet. Dieses Phänomen ist für alle anderen Standorte ebenfalls charakteristisch. Offensichtlich stimmen die tatsächlichen Bodenfeuchtwerte zu Beginn der Modellierung nicht mit der Annahme überein, daß sie bei Feldkapazität liegen. Am Standort 1620 liegen dann die Kurven des empirischen Modells nach PFAU sehr eng mit der Kurve der gemessenen Werte zusammen. Betrachtet man allerdings den absoluten Bodenfeuchtegehalt bezogen auf die nutzbare Feldkapazität, sieht man die Diskrepanz zwischen Modell und Realität. Die gemessenen Werte liegen deutlich tiefer als die modellierten. Der Grund liegt hier aber auch in den hohen Anfangswerten bei der Modellierung, die mit Feldkapazität angenommen wurden. Ähnlich lassen sich die Kurven für den Standort 930 bewerten, nur daß dort die gemessene Änderung nicht parallel zu den modellierten Werten verläuft.

Verifizierung der modellierten Bodenfeuchtwerte

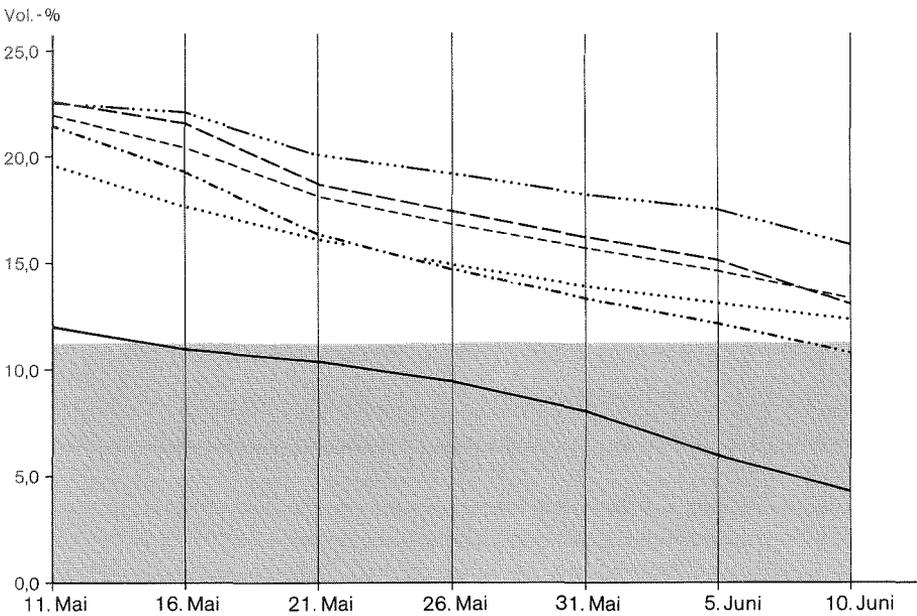
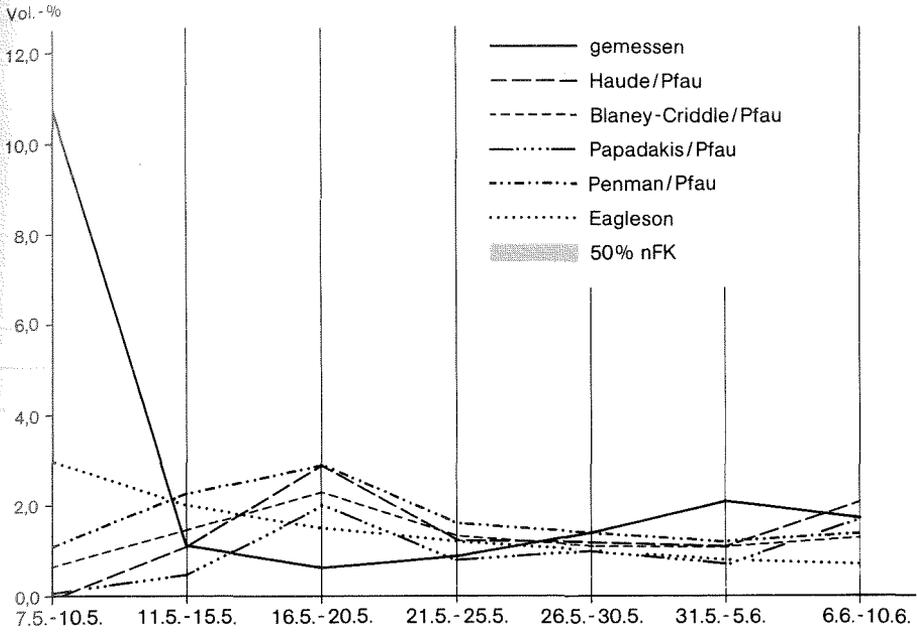


Abb. 24: Bodenfeuchtwerte am Standort 930/Weizen (Quelle: Eigene Erhebung)

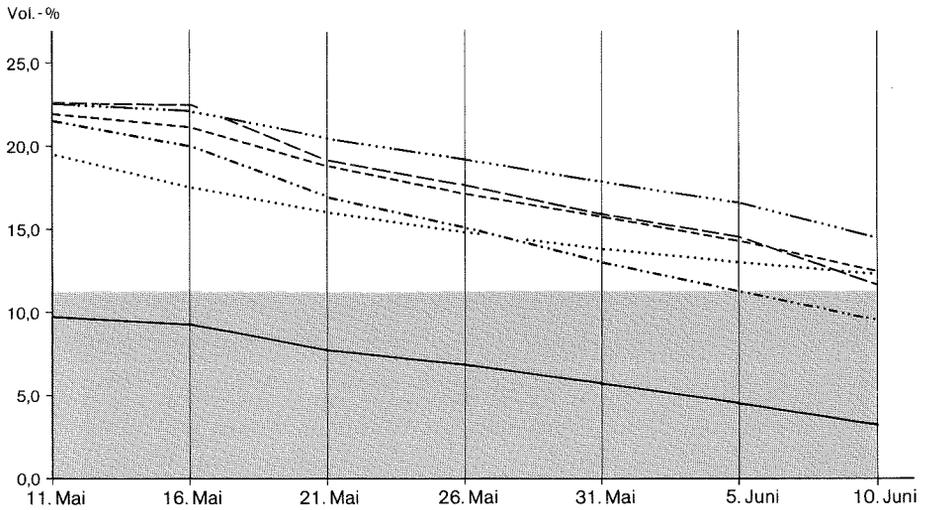
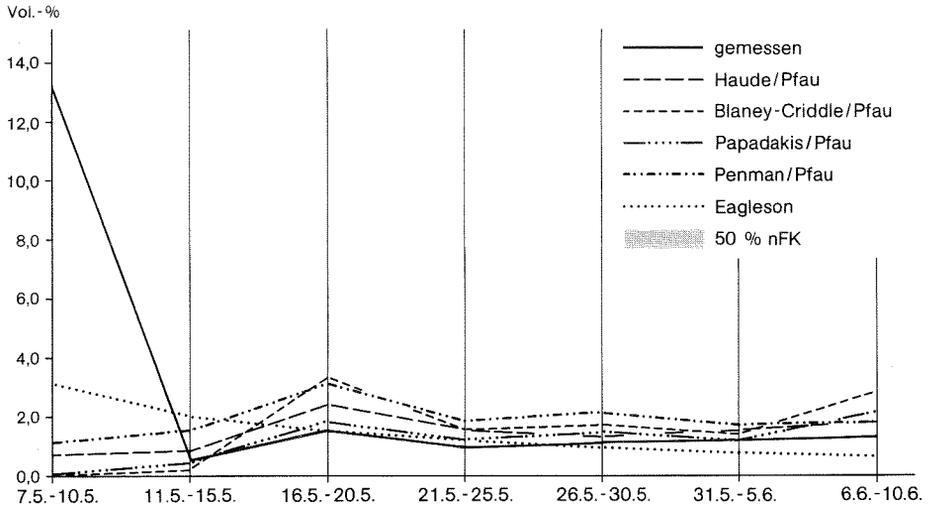


Abb. 25: Bodenfeuchtwerte am Standort 1620|Linsen (Quelle: Eigene Erhebung)

## 10 Fazit, kritische Reflexion, Ausblick

Die Verifizierung der modellierten Bodenfeuchtwerte durch die gemessenen Bodenfeuchtwerte hat gezeigt, daß mit den angewendeten Modellen keine befriedigende Beschreibung der tatsächlichen Verhältnisse möglich ist. Die Gründe, die zu den Abweichungen zwischen Modell und Realität führen, können sowohl in der Messung der tatsächlichen Bodenfeuchtwerte im Gelände als auch in den Eingangsparametern des Klimas und des Bodens in das Modell begründet sein. Da die klimatischen Verhältnisse, die zwar auch stark vereinfacht auf den Gesamt-raum übertragen wurden, doch relativ homogen sind, müssen die Bodenparameter als unsichere Faktoren eingestuft werden.

Die hydraulischen Kenngrößen, die in die verschiedenen Modelle Eingang fanden, wurden anhand von Bodenproben ermittelt und anschließend mit der Karte der Bodeneinheiten 1 : 50.000 (*Ministry of Agriculture* 1969) auf die Fläche übertragen. Diese Methode wurde schon in Kapitel 6.2 als problematisch diskutiert. Die Auswahl der als repräsentativ angenommenen Bodenproben erfolgte in bezug auf die Bodeneinheiten der Karte und anhand von Geländegegebenheiten. Durch den Maßstab der Karte und die limitierte Probenmenge wird man so den in der Regel sehr inhomogenen Bodenverhältnissen kaum gerecht. Anschließend wurden diese gemittelten Werte über die Karte auf die Gesamtfläche übertragen und so weiter gemittelt.

Auch bei der Messung der tatsächlichen Bodenfeuchtwerte sind Fehler nicht auszuschließen. Da die Messungen nicht stationär erfolgten, ist es möglich, daß durch Inhomogenitäten auf den Testflächen Unterschiede auftreten. Augenfällig wird dies durch den Anstieg der Bodenfeuchte an einigen Standorten, ohne daß Niederschlag oder Bewässerung stattfanden. Diese Meßfehler ließen sich auch über das Mitteln von drei Meßwerten nicht verhindern. Als weitere Einschränkung muß genannt werden, daß die tatsächliche Bodenfeuchte nur in einer Tiefe von 36 bis 46 cm gemessen wurde, die Modellierung der Bodenfeuchte aber für eine Tiefe von 1 m gilt.

Als Fazit ist somit zu ziehen, daß mit den in Iran gegebenen und zusätzlich erarbeiteten Datengrundlagen, insbesondere der Bodendaten, eine flächenhafte Modellierung der Bodenfeuchte und damit auch der aktuellen Verdunstung nicht befriedigend möglich ist. Dies trifft sowohl auf die empirischen Modelle als auch auf das empirisch-physikalische Modell zu. Damit ist die Übertragung des von MAUSER (1989, 1990) erfolgreich erprobten Ansatzes auf ein Gebiet mit einfacherer Datengrundlage kaum möglich.

Lösbar wird das Manko fehlender flächenhafter Informationen der bodenkundlichen Ausstattung durch die Weiterentwicklung der Fernerkundung. Ansätze, die Bodenfeuchte zumindest an der Oberfläche zu erfassen, werden in der Literatur vorgestellt (DEMIRCAN u.a. 1993, MAUSER u.a. 1994). Damit ließe sich der

Wassergehalt des Bodens zu Beginn der Modellierung in seiner Variabilität erfassen, um diesen Fehler zu minimieren. Auch die Erfassung bodenphysikalischer Parameter, wie etwa der Textur und des Humusgehaltes, mittels Fernerkundung wird in der Literatur diskutiert (z.B. LEONE u.a. 1995, MULDER 1987, SCHRÖDER 1989). Insbesondere in semiariden und ackerbaulich genutzten Räumen, die häufig unbedeckte Bodenoberflächen aufweisen, kann so mit Methoden der Fernerkundung die Information über bodenkundliche Phänomene erweitert werden. Solche Informationen können dann Eingang in Wasserhaushaltsmodelle finden und diese auf eine ausreichende Datenbasis stellen. Ein anderer Ansatz wird von DEMIRCAN (1995) vorgestellt. Er zieht ein semiempirisches Modell von DOORENBOS und KASSAM (1986) heran, um über die Beziehung der relativen Biomasse (tatsächliche Biomasse/maximale Biomasse) zur relativen Evapotranspiration (tatsächliche Evapotranspiration/maximale Evapotranspiration) Aussagen über aktuelle Evapotranspirationswerte zu machen. Ein Vergleich dieses Weges mit dem Modell von MAUSER (1989) brachte befriedigende Ergebnisse.

## 11 Zusammenfassung

Die aktuelle Evapotranspiration stellt ein entscheidendes Glied des Wasserhaushaltes dar. Ihre Größe steuert in Trockenperioden die Abnahme der Bodenfeuchte und damit die Produktionsbedingungen für Pflanzen. Da die aktuelle Evapotranspiration durch ein komplexes Zusammenspiel klimatischer, bodenkundlicher und ökophysiologischer Prozesse gesteuert wird, ist ihre flächenhafte Quantifizierung nur schwer realisierbar. Mit der Satellitenfernerkundung und mit Geographischen Informationssystemen stehen in neuerer Zeit Instrumentarien zur Verfügung, die diese Quantifizierung ermöglichen. MAUSER (1989) stellt hierzu einen Ansatz vor, der das Verdunstungsmodell nach PENMAN-MONTEITH (zit. in MAUSER 1989 u. SCHRÖDTER 1985) mit dem Bodenfeuchtemodell nach EAGLESON (1978) verknüpft. Mit diesem physikalisch abgeleiteten Ansatz konnte er für ein Beispielgebiet in Deutschland mit Vegetationsparametern, die über Landsat-TM gewonnen wurden, Karten der Reichsbodenschätzung, Daten des Deutschen Wetterdienstes und umfangreichen eigenen Geländearbeiten die Vorgänge der aktuellen Evapotranspiration gut modellieren.

Hier soll nun versucht werden, den Ansatz von MAUSER auf ein semiarides Gebiet in Iran zu übertragen. Da die Datengrundlage in der knappen Zeit mit knappen Mitteln nicht die Qualität deutscher Verhältnisse erreichen kann, soll geprüft werden, ob es möglich ist, den Ansatz von MAUSER an diese Verhältnisse anzupassen. Weiter soll versucht werden, ob die physikalisch begründeten Modelle von PENMAN-MONTEITH und EAGLESON bei einfacherer Datengrundlage durch empirische Modelle ersetzt werden können. Dazu wurde ein Bodenwassermodell nach PFAU (1966) unter Einbeziehung von Evapotranspirationsmodellen nach HAUDE (1952), BLANEY u.

## Zusammenfassung

CRIDDLE (1950), PAPADAKIS (1965) und PENMAN (DOORENBOS u. PRUITT 1977) herangezogen.

Die Geländearbeiten fanden im Herbst 1992 und im Mai und Juni 1993 westlich der Stadt Qazwin statt. Die Modellierung der Verdunstung und der Bodenfeuchte beziehen sich auf die Monate Mai und Juni 1993. In dieser Region Irans vollzieht sich bei einem Jahresniederschlag von etwas über 300 mm der Übergang vom Regenfeldbau zum Bewässerungsfeldbau. Westlich von Qazwin wird heute in der Rotation Winterweizen - Linsen - Brache gewirtschaftet. Bewässerung findet nur in Gärten und in seltenen Fällen als Zusatzbewässerung auf Äckern statt. Günstig für den Regenfeldbau ist, daß Winterniederschlag häufig als Schnee fällt und so bis weit in das Frühjahr zur Verfügung steht. Dennoch zeigen die Durchschnittserträge für Weizen und Linsen, daß der Anbau ohne Bewässerung im Untersuchungsraum an seine Grenzen stößt. Im Gegensatz zu den homogenen Niederschlags- und Strahlungsverhältnissen im Untersuchungsraum vollzieht sich für die anderen verdunstungsrelevanten Klimaparameter ein scharfer Wechsel von Westen nach Osten. Dieser Wechsel ist als Übergang von maritimen Luftmassen des Kaspischen Meeres zu kontinentalen des Hochlandes von Iran zu sehen. Er zeigt sich in einer Zunahme der Jahresamplitude der Temperatur mit höheren Wintertemperaturen im Westen und höheren Frühjahrs- und Sommertemperaturen im Osten des Untersuchungsgebietes. Weiter nimmt die relative Luftfeuchte wie auch die Windgeschwindigkeit von Westen nach Osten drastisch ab. Die Klimaverhältnisse wurden von März 1992 bis Juni 1993 an zwei Stationen im äußersten Westen und Osten des Untersuchungsraumes gemessen und durch Werte iranischer Stationen ergänzt. Durch Interpolationen konnten die Ergebnisse der zwei Stationen auf den gesamten Untersuchungsraum übertragen werden.

Die Erhebung bodenkundlicher Daten erfolgte auf Testflächen, die an Bodeneinheiten einer iranischen Bodenkarte 1 : 50.000 orientiert waren. Auf den Testflächen wurde über den Modellierungszeitraum regelmäßig auf 59 Testflächen die Bodenfeuchte erfaßt. Außerdem wurden Proben entnommen, die in Iran und Deutschland hinsichtlich ihrer hydraulischen Eigenschaften untersucht wurden. Die Übertragungen dieser bodenphysikalischen Daten erfolgte auf Grundlage einer iranischen Bodenkarte 1 : 50.000.

Als letzte Eingabegrößen in die Verdunstungsberechnungen fehlen Vegetationsparameter, wie Biomasse, Wuchshöhe und Blattflächenindex. Diese Parameter können mittels Landsat-TM Daten bestimmt werden. Dazu wurden auf den Testflächen die Vegetationsdaten in regelmäßigen Abständen aufgenommen und mit den Satellitendaten in Beziehung gesetzt. Für Weizen ergaben sich enge Zusammenhänge, die ähnlich auch schon in der Literatur beschrieben sind. Für Linsen konnten aus der Literatur keine Erfahrungen gezogen werden. Aber auch für diese Kulturpflanze ergaben sich befriedigende Ergebnisse. Mittels einer aus einer Satellitenszene erstellten Landnutzungsklassifikation ist es möglich, die Vegetationsparameter auf den gesamten Untersuchungsraum zu übertragen. Da die Vegetations-

aufnahme in regelmäßigen Abständen durchgeführt wurde, konnten auch Erkenntnisse über die Vegetationsentwicklung gewonnen werden. Nur so kann die Verdunstung über den gesamten Modellierungszeitraum berechnet werden.

Die nun flächenhaft zur Verfügung stehenden Klima-, Boden- und Vegetationsparameter finden Eingang in ein Geographisches Informationssystem, in dem mit allen eingesetzten Verdunstungs- und Bodenfeuchtemodellen die Berechnungen der Evapotranspiration und Bodenfeuchte stattfanden. Die Verifizierung der Modellergebnisse erfolgte anhand der im Gelände gemessenen Bodenfeuchtwerte.

Als Ergebnis dieser Verifizierung muß festgehalten werden, daß eine Übertragung des Ansatzes von MAUSER auf die in Iran vorhandene Datengrundlage nicht möglich war. Die Gründe sind vor allem in den unzureichenden bodenkundlichen Daten zu sehen, die eine hinreichend genaue Beschreibung der Bodenfeuchteänderungen nicht zulassen. Auch die empirischen Modelle brachten keine befriedigenden Ergebnisse. Ziel weiterer Untersuchungen muß es daher sein, auch in Regionen, die bislang über nur mangelhafte Datengrundlagen verfügen, die Datensituation zu verbessern. Hierzu werden auch Methoden der Fernerkundung zur Ermittlung vor allem von bodenphysikalischen Phänomenen in der Literatur diskutiert. Mit einer verbesserten Datengrundlage ist dann auch eine bessere Modellierung komplexer Naturhaushaltskomponenten in ihrer Flächenausprägung möglich, da die Methoden und Instrumente zur Verfügung stehen.

## 12 Summary

The current evapotranspiration is a decisive factor of the water balance. Its level controls the decrease of the soil moisture during dry periods and with it the production conditions for plants. Since the current evapotranspiration is controlled by a complex synergism of climatic, pedological and ecophysiological processes its two-dimensional computation is only hardly practicable. In recent times this computation was made possible by the use of instruments such as satellite remote sensing and Geographical Information Systems. For this, MAUSER (1989) presents an approach which combines the evaporation model by Penman-Monteith (quoted in MAUSER 1989 and SCHRÖDTER 1985) with the soil moisture model by EAGLESON (1978). With this physically derived approach he could well model the processes of the current evapotranspiration for a test area in Germany using vegetation parameters which were gained from Landsat-TM, maps of the „Reichsbodenschätzung“, data of the German meteorological service, and extensive own field studies.

Here now is an attempt to transfer the approach by Mauser to a semiarid area in Iran. Since the data base cannot reach the quality of German conditions with limited resources and a limit of time, it shall be checked whether the approach by Mauser can be brought into line with these conditions. Further it shall be attempted, whether the physically well-founded models by Penman-Monteith and Eagleson can

be replaced at simpler data base by empirical models. For this purpose a soil water model after PFAU (1966) was taken into account including evapotranspiration models by HAUDE (1952), BLANEY and CRIDDLE (1950), PAPADAKIS (1965) and PENMAN (DOORENBOS and PRUITT 1977).

The field studies took place in fall 1992 and in May and June 1993 west of the city of Qazwjn. The modeling of the evaporation and soil moisture refers to the months of May and June 1993. In this region of Iran at an annual rainfall of something more than 300 mm the transition from rainfed agriculture to irrigation farming takes place. Today west of Qazwjn land is cultivated in the rotation winter wheat, lentils, fallow. Irrigation can be found only in horticulture and in rare cases as additional irrigation on fields. It is favorable for rainfed agriculture that winter precipitation frequently falls as snow and so is available till far spring. In the region of research the average products for wheat and lentils nevertheless show that the cultivation without irrigation pushes to its limits. Unlike the homogeneous conditions of precipitation and radiation in the region of research a sharp change from west to east takes place for the other climatological parameters which are important for evaporation. This change can be seen as the transition of maritime air masses of the Caspian Sea to continental ones of the highlands of Iran. It is indicated by an increase of the annual range of the temperature with higher winter temperatures in the west and higher spring and summer temperatures in the east. Furthermore the relative humidity as also the wind speed decreases drastically from west to east. The climate conditions were measured from March 1992 till June 1993 at two stations in the far west and east of the research area and completed by data of Iranian stations. By interpolations the results of the two stations could be transferred to the entire region.

The survey of pedological data was carried out on test areas, which were oriented to soil formations of an Iranian soil map 1: 50.000. The soil moisture was measured through the modeling period on 59 test areas regularly. In addition, samples were taken which were examined in Iran and Germany with regard to their hydraulic qualities. The transfer of these pedo-physical data was carried out on basis of an Iranian soil map 1 : 50.000. At last vegetation parameters like biomass, growth height and leaf-area-index are missing as input parameters into the computations of evaporation. These parameters can be determined by means of Landsat-TM data. For this purpose the vegetation data were mapped in regular intervalls on the test areas and put into correlation with the satellite data. Narrow coherences resulted for wheat as are also described similarly in the literature. No experiences could be taken from the literature for lentils. But satisfactory results also could be obtained for this cultivated plant. It is possible to transfer the vegetation parameters to the complete region of research by means of a land-use classification made from a satellite scene. Since the vegetation mapping was carried out in regular intervalls, knowledge also could be won about the development of vegetation. Only in such a way the evaporation can be calculated through the complete modeling period.

These climatological, pedological and vegetation parameters being available now two-dimensionally were put into a Geographical Information System in which the calculations were made with all supported evaporation and soil moisture models. The verifying of the modeling results was carried out with the values of soil moisture measured in the field.

As a result of this verifying it must be stated, that it was not possible to transfer the approach by Mauser to the data base available in Iran. The reasons have primarily to be seen in the insufficient pedological data which does not allow an adequately exact description of the changes of soil moisture. The empirical models also did not bring any satisfactory results. Consequently it must be an aim of further examinations, to improve the supply of data in those regions which have only unsatisfactory data bases till now. For this, also methods of remote sensing for the determination of primarily pedo-physical phenomenons are discussed in literature. Since the methods and instruments are available with an improved data base a better modeling of the character of complex ecological components is possible then.

### 13 Persian Summary

### خلاصه

يك عامل مهم در چرخش آب تبخیر و تعرق واقعی (aktuelle Evapotranspiration) است. مقدار تبخیر و تعرق واقعی در دوره های بدون بارش عامل تعیین کننده ای در رطوبت خاک و در نتیجه رشد گیاهان است. از آنجا که تبخیر و تعرق واقعی از طریق عوامل مختلفی از جمله عوامل هواشناسی، خاک شناسی و اکوفیزولوژی هدایت می شود اندازه گیری کمی و کیفی آن از طرق ریاضی بسیار مشکل است. امروزه با کمک اطلاعات ایستگاه های فضایی و سیستم اطلاعاتی جغرافیایی اندازه گیری آن امکان پذیر شده است.

مایزر (MAUSER) توانست در سال ۱۹۸۹ طرحی را معرفی کند که در آن سعی کرده روش تعیین تبخیر (Verdunstungsmodell) پنمن، مون تیه (PENMANN-MONTEITH) را با روش تعیین رطوبت خاک ایگلسون (EAGLESON) ارتباط دهد. بدین طریق او توانست در کشور آلمان با کمک این روش که بیشتر از طریق فیزیکی مشتق شده است، به کمک اطلاعات کسب شده از ایستگاه فضایی لندسات تی ام (Landsat-TM) در باره گیاهان موجود و نقشه های خاکشناسی و اطلاعات سازمان هواشناسی آلمان و عملیات صحرائی خود اندازه تبخیر و تعرق منطقه تحقیقاتی خود را به خوبی به صورت مدل طراحی کند. در این اینجا سعی شده است که طرح مایزر (MAUSER) در يك منطقه آب و هوایی نیمه خشک (semiarid) در ایران آزمایش شود قابل تذکر است که در مدت کوتاه و با وجود کمبود امکانات نمی توان کیفیت مشابه تحقیقات در آلمان را بدست آورد. با وجود این بایستی آزمایش گردد آیا این طرح در شرایط موجود در ایران قابل انطباق است یا خیر؟ همچنین باید این مسئله بررسی شود که آیا

می توان يك مدل تجربي كه بر اساس اطلاعات اساسی ساده تری بنا شده را جایگزین روش فیزیکی پنمن . مون تید و ایگلسون کرد. برای این از روش اندازه گیری تجربی رطوبت خاک (PFAU) ۱۹۶۶ با اشتراك روش اندازه گیری تبخیر هواده (HAUDE) ۱۹۵۲ و بلانی (BLANEY) و کریدل (CRIDDLE) ۱۹۵۰ و پاپاداکیز (PAPADAKIS) ۱۹۶۵ و پنمن (DORRÉNBOŠ u. PRUITT 1977) کمک گرفته شده است.

عملیات صحرایی در پاییز سال ۱۹۹۲ و در ماههای مه و ژوئن سال ۱۹۹۳ در غرب قزوین صورت گرفت. روش اندازه گیری تبخیر و رطوبت خاک بر اساس اطلاعات ماههای مه و ژوئن سال ۱۹۹۳ بنا شده است. در این منطقه از ایران مقدار بارش سالانه ۳۰۰ میلی متر است و به همین دلیل می توان آنرا به عنوان مرز تدریجی از منطقه کشاورزی از طریق آبیاری به دیمی محسوب کرد. امروزه در غرب قزوین به صورت متناوب گندم و عدس کاشته می شود و در حد فاصل آن يك دوره بایر نگاه داشته می شود. فقط باغهای منطقه و در صورت لزوم گهگاهی هم مزارع بصورت مداوم آبیاری می شوند. در صورتی که بارش زمستانی به صورت برف باشد می توان از موقعیت مناسب برای کشت دیمی صحبت کرد زیرا که تا اوایل سال بعد آب و رطوبت کافی برای رشد گیاهان موجود می باشد. با وجود این محصول میانگین کشت گندم و عدس نشان می دهد که در منطقه بدون آبیاری مقدار محصول هم اکنون به بیشترین حد ممکنه رسیده است. بر خلاف میزان تابش خورشید و بارندگی که همگن است تغییرات قابل توجهی در تبخیر آب در این منطقه از طرف غرب به شرق مشاهده می شود. این تغییرات را می توان به عنوان عبور تدریجی از منطقه ای با توده های هوای دریایی خزر به منطقه ای با توده های هوای قاره ای کوهستانیهای ایران تلقی کرد. این پدیده را می توان با افزایش دمای سالانه و دما در طول زمستان در غرب و دمای زیاد در بهار و تابستان در شرق منطقه تحقیقاتی تشریح کرد و قابل توجه است که میزان رطوبت هوا و سرعت باد از طرف غرب به شرق منطقه به سرعت کاهش می یابد. در ماههای مه سال ۱۹۹۲ و ژوئن سال ۱۹۹۳ موقعیت آب و هوایی منطقه مشخص گردید و با اطلاعات دو ایستگاه هواشناسی منطقه در ایران تکمیل شد و حد متوسط اطلاعات این دو ایستگاه هواشناسی به تمام منطقه تحقیقاتی انتقال داده شد.

با استفاده از نقشه های خاک شناسی ایران با مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ مناطقی به عنوان مناطق آزمایشی انتخاب شدند که در ۵۹ قسمت آن رطوبت خاک به طور مرتب اندازه گیری و اطلاعات خاک شناسی جمع آوری گردید. علاوه بر این، از خاکها نمونه برداری و خاصیت هیدرولیکی آنها در ایران و آلمان بررسی گردید و این اطلاعات فیزیکی بر اساس نقشه خاک شناسی فوق تهیه و به تمام منطقه تحقیقاتی انطباق داده شد. در این مرحله تنها اطلاعات راجع به گیاهان اعم از حجم، ارتفاع رشد گیاهان و ضریب گیاهی قابل

تشخیص نبودند. این اطلاعات را می توان از طریق ایستگاه هوایی لند سات تی ام کسب کرد. به همین دلیل به طور مرتب اطلاعات گیاهی در مزارع آزمایشی جمع آوری وبا اطلاعات لندسات مطابقت داده شد.

همانطور که در مآخذ به طور مفصل توضیح داده شده است برای گندم تطابق بسیار خوبی مشاهده شد. در مورد عدس اطلاعات شایان ذکر موجود نمی باشد ولی با وجود این اطلاعات خرسند کننده ای بدست آورده شد. در این رابطه با کمک اطلاعات کسب شده از ایستگاه فضایی لندسات تی ام یک دسته بندی برای بهره برداری خاک طرح شد که انطباق تمام اطلاعات کسب شده راجع به گیاهان را به تمام منطقه تحقیقاتی امکان پذیر ساخت. به دلیل جمع آوری مرتب اطلاعات نتایج دقیقی در باره رشد گیاهان حاصل شد. تنها به این روش می توان تبخیر آب را در تمام مدت تحقیقاتی اندازه گیری کرد. اکنون تمام اطلاعات خاکشناسی، هواشناسی و گیاه شناسی موجود می باشند. با کمک این اطلاعات و روشهای تخمین رطوبت و تبخیر خاک در یک سیستم اطلاعاتی جغرافیایی نتایج مربوطه حساب گردید. نتایجی که از طریق مدل حاصل شده بود با نتایج بدست آمده در منطقه مقایسه گردید. در پایان باید به این نتیجه رسید که انتقال نظریه مایزر (MAUSER) در ایران با موقعیت موجود میسر نمی باشد زیرا که اطلاعات اساسی خصوصاً در بخش خاکشناسی - کمبود اطلاعات راجع به تغییرات رطوبت خاک - به مقدار کافی موجود نمی باشد. همچنین مدلهای تجربی هم به نتیجه ای نرسیدند. هدف از تحقیقات در آینده می بایستی تصحیح موقعیت و فراهم کردن اطلاعات اساسی باشد. در مآخذ روش های مختلف پژوهش از راه دور (Fernerkundung) برای بدست آوردن اطلاعات فیزیکی خاک مورد بحث قرار گرفته است که می توان در این مورد بکار بست. زمانی که این بانک اطلاعاتی وسیعتر شده باشد می توان مدلهای پیچیده را هم به کمک آن طراحی کرد.

## Literatur

- AG Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. -Hannover.
- ALEX, M. (1985): Klimadaten ausgewählter Stationen des Vorderen Orients. -Beihefte zum Tübinger Atlas des Vorderen Orients, Reihe A, Nr. 14. -Wiesbaden.
- ALINIA, M. H. (ohne Jahr): Tabellarische Zusammenfassung von Klimawerten der agrar-klimatologischen Station Kūhin 1976 - 1989. -Soil and Water Research Institute. -Tehran (unveröffentlicht) (in Farsi)(zit. als a).
- ALINIA, M. H. (ohne Jahr): Bericht über die Produktionsfähigkeit von Weizen im Gebiet von Ghaghazian und der Station Kūhin. -Soil and Water Research Institute. -Tehran (unveröffentlicht) (in Farsi) (zit. als b).
- ANNELLS, R. N. u.a. (1975): Explanatory Text of the Qazwin and Rasht Quadrangles Map 1:250000. -Geological Survey of Iran, Geological Quadrangles Nos. E3, E4. -Tehran.
- BACHMANN, J.; HARTGE, K. H. (1992): Die Berechnung von Wasserspannungskurven aus Primärdaten - Ein Methodenvergleich. -In: Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 155, S. 109-114 (zit. als a).
- BACHMANN, J.; HARTGE, K. H. (1992): Programmbeschreibung PF.PR.G. -Institut für Bodenkunde Hannover. (zit. als b).
- BALDOCCHI, D.; HICKS, B.B.; CAMARA, P. (1987): A Canopy Stomatal Resistance Model for Gaseous Deposition to Vegetated Surfaces. -In: Atmospheric Environment Vol. 21, No.1, S. 91-101.
- BAUER, P. (1994): Wasserkreislauf in der Atmosphäre aus Satellitendaten. -In: Geographische Rundschau, Jahrg. 46, H. 11, S. 654-663.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung. -In: Wasserwirtschaft - Wassertechnik (WWT), S.165-169.
- BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D. (1950): Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. -US Dep. Agr., Soil Sci. Techn. Paper No. 96.
- BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. D. (1962): Determining Consumptive Use and Irrigation Water Requirements. US Dep. Agr., Agr. Res. Service Bull. No. 1275.
- BOBEK, H. (1951): Die Verbreitung des Regenfeldbaus in Iran. -Geographische Studien (Festschrift für Johann Sölch). -Wien, S. 9-30.
- BOBEK, H. (1964): Iran. -Frankfurt/M., Berlin, Bonn.
- BOBEK, H. (1976): Entstehung und Verbreitung der Hauptflusssysteme Irans - Grundzüge einer sozialgeographischen Theorie. -Mitt. der Östr. Geogr. Ges. 118, S. 274-304.
- BOBEK, H. (1977): Entstehung und Verbreitung der Hauptflusssysteme Irans - Grundzüge einer sozialgeographischen Theorie. -Mitt. der Östr. Geogr. Ges. 119, S. 34-51.
- BOWEN-JONES, H. (1968): Agriculture. -In: FISHER, W.B. (Hrsg.): The Cambridge History of Iran, Vol. 1 The Land of Iran, S. 565-598. -Cambridge.
- BOYER, J.S. (1976): Water Deficits and Photosynthesis. -In: KOZLOWSKI, T.T. (Hrsg.) (1976): Water Deficits and Plant Growth, Vol. IV. - New York, San Francisco, London. S. 153-190.
- CHOUDHURY, B.J.; IDSO, S.B.; REGINATO, R.J. (1986): Analysis of Resistance-Energy Balance Method for Estimating Daily Evaporation from Wheat Plots Using One-Time-of-Day Infrared Temperature Observations. -In: Remote Sensing of Environment 19, S. 253-268.
- COWAN, I.R.; MILTHORPE, F.L. (1968): Plant Factors Influencing the Water Status of Plant Tissues. -In: KOZLOWSKI, T.T. (Hrsg.) (1976): Water Deficits and Plant Growth, Vol. IV. - New York, San Francisco, London. S. 137-193.
- DAUGHTRY, C.S.T.; GALLO, K.P.; GOWARD, S.N.; PRINCE, S.D.; KUSTAS, W.P. (1992): Spectral Estimates of Absorbed Radiation and Phytomass Production in Corn and Soybean Canopies. -In: Remote Sensing of Environment 39, S. 141-152.

- DEMIRCAN, A. (1995): Die Nutzung fernerkundlich bestimmter Pflanzenparameter zur flächenhaften Modellierung von Ertragsbildung und Verdunstung. -In: Münchner Geographische Abhandlungen Reihe B, Band B 20.
- DEMIRCAN, A.; ROMBACH, M.; MAUSER, W. (1993): Extraction of Plant- and Soil-Parameters from Multitemporal ERS-1 SLC-Data of the Freiburg Testsite. -In: Proceedings First ERS-1 Symposium Cannes 1992, ESA SP-359, Vol. II, S. 631-634.
- DEWAN, M. L.; FAMOURI J. (1964): The Soils of Iran. -FAO. -Rom.
- DOORENBOS, J; KASSAM, A.H. (1979): Yield Response to Water. -Irrigation and Drainage Paper 33, FAO. -Rom.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. (1977): Crop Water Requirements. -Irrigation and Drainage Paper 24, FAO. -Rom.
- DUKE, J. A. (1981): Handbook of Legumes of World Economic Importance. - New York, London.
- DUSEK, D.A.; JACKSON, R.D.; MUSICK, J.T. (1985): Winter Wheat Vegetation Indices Calculated from Combinations of Seven Spectral Bands. -In: Remote Sensing of Environment 18, S. 255-267.
- EAGLESON, P.S. (1978): Climate, Soil, and Vegetation. 3. A Simplified Model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase. -In: Water Resources Research Vol. 14, No. 5, S. 722-730.
- EASTMAN, J. R. (1992): IDRISI 4.0, User's Guide. Clark University, Worcester, Massachusetts. (zit. als a)
- EASTMAN, J. R. (1992): IDRISI 4.0, Technical Reference. Clark University, Worcester, Massachusetts. (zit. als b)
- EASTMAN, J. R. (1993): IDRISI 4.1, Update Manual. Clark University, Worcester, Massachusetts.
- EHLERS, E. (1980): Iran. -Wissenschaftliche Länderkunden Bd. 18. - Darmstadt.
- EHLERS, E. (1984): Bevölkerungswachstum - Nahrungsspielraum - Siedlungsgrenzen der Erde. - Frankfurt/M.
- EIMERN VAN, J. (1964): Zum Begriff und zur Messung der potentiellen Evapotranspiration. -In: Meteorologische Rundschau 17. Jahrg., H.2, S. 33-42.
- ESKANDARZADEH, Y.; BAGHDADI, M. (1363/1984): Report zur Boden- und Landklassifizierung der Dasht - e - Qazwin. -Ministerium für Landwirtschaft Nr. 663. -Tehran (in Farsi).
- FAO (1978): Report on the Agro-ecological Zones Project, Vol. 1 Methodology and Results for Africa. World Soil Resources Report 48. -Rom. (zit. als a)
- FAO (1978): Report on the Agro-ecological Zones Project, Vol. 2 Results for Southwest Asia. World Soil Resources Report 48/2. -Rom. (zit. als b)
- FAO (1983): Guidelines: Land evaluation for Rainfed Agriculture. -FAO Soils Bulletin 52. -Rom.
- FAO-UNESCO (1988): Soil Map of the World, Revised Legend. -World Soil Resources Report 60. -Rom.
- FINKE, L. (1994): Landschaftsökologie. -Braunschweig.
- FISHER, W. B. (Hrsg.) (1968): The Cambridge History of Iran, Vol. 1 The Land of Iran. -Cambridge.
- FLÜGEL, W.-A. (1979): Untersuchungen zum Problem des Interflow. -Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 56.
- GANJI, M. H. (1968): Climate. -In: Fisher, W.B. (Hrsg.): The Cambridge History of Iran, Vol. 1 The Land of Iran, S. 212-249. -Cambridge.
- GEISLER, G. (1981): Ertragsbildung von Kulturpflanzen. -Darmstadt.
- GEISLER, G. (1983): Ertragsphysiologie von Kulturarten des gemäßigten Klimas. - Berlin, Hamburg.

## Literatur

- GENID, A.; FREDE, H.G.; MEYER, B. (1983): Die potentielle Evapotranspiration, gemessen und berechnet nach verschiedenen Methoden. -In: Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft 38, S. 91-96.
- HAEFNER, H.; SCHUMANN, A.H. (1992): Remote Sensing Applications in Hydrology and Water Resources Management. - Remote Sensing Series Vol. 21, Universität Zürich.
- HAUDE, W. (1952): Verdunstungsmenge und Evaporationskraft eines Klimas. -In: Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 42, S. 225-229.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. -In Mitt. d. Dt. Wetterd. Nr. 11, Bd. 2. -Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1959): Verdunstung und Strahlungsbilanz in einem warmen Trockenklima. -In: Meteorologische Rundschau Nr. 12, H. 1, S. 11-17.
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. -Stuttgart.
- KOZŁOWSKI, T.T. (Hrsg.) (1976): Water Deficits and Plant Growth, Vol. IV. - New York, San Francisco, London.
- KARANTOUNIAS, G. (1980): Beitrag zur Bestimmung der Evapotranspiration in Griechenland. -In: Wasser und Boden 8, 1980, S. 360-362.
- KÖRNER, C.; SCHEEL, J.A.; BAUER, H. (1979): Maximum Leaf Diffusive Conductance of Vascular Plants. -In: Photosynthetica 13, S. 45-82.
- KRAUS, K. (1990): Fernerkundung, Band 2. -Bonn.
- KRETZSCHMAR, R. (1991): Kulturtechnisch-Bodenkundliches Praktikum. -Kiel.
- LANGGUTH, H.-R.; VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. -Berlin, Heidelberg, New York.
- LARCHER, W. (1984): Ökologie der Pflanzen. -Stuttgart.
- LAUER, W.; FRANKENBERG, P. (1981): Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika. - Bonner Geographische Abhandlungen Heft 66.
- LEONE, A.P.; WRIGHT, G.G.; CORVERS, C. (1995): The Application of Satellite Remote Sensing for Soil Studies in Upland Areas of Southern Italy. -In: Int. J. Remote Sensing, Vol. 16, No. 6, S. 1087-1105.
- LESER, H. (1994): Landschaftsökologie. -Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1989): Kommentar zur Frage der Baggersee-Verdunstung. -Erlangen.
- MAHLER, P.J. (1979): Manual of Land Classification for Irrigation, Third Revised Edition. Ministry of Agriculture, Soil Institute of Iran, Pub. No. 205. -ohne Ort.
- MATHER, P.M. (1987): Computer Processing of Remotely-Sensed Images. -Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- MAUSER, W. (1989): Die Verwendung hochauflösender Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem zur Modellierung von Flächenverdunstung und Bodenfeuchte. - Habilitationsschrift (unveröffentlicht). -Freiburg.
- MAUSER, W. (1990): Modelling the Spatial Variability of Soil-Moisture and Evapotranspiration with Remote Sensing Data. -In: Proceedings of the International Symposium Remote Sensing and Water Resources, Enschede 20. - 24. Aug. 1990, S.249-260.
- MAUSER, W.; ROMBACH, M.; BACH, H.; DEMIRCAN, A.; KELLNDORFER, J. (1994): Determination of Spatial and Temporal Soilmoisture Development Using Multi-temporal ERS-1 Data. -In: European Symposium on Satellite Remote Sensing, Rome, CNR, SPIE, Vol. 2314, S. 502-515.
- Ministry of Road and Transportation; Iranian Meteorological Organization (mehrere Jahre): Meteorological Year Book. -Tehrän.*

- Ministry of Agriculture; Soil and Water Research Institute* (1970): Determination of Water Requirements of Crops from Meteorological Data. -Publ. No. 222. -ohne Ort. (zit. als a)
- Ministry of Agriculture; Soil and Water Research Institute* (1970): Potential Evapotranspiration Calculations from Meteorological and Experimental Data for Iran. -Publ. No. 224. -Tehrān. (zit. als b)
- Ministry of Agriculture; Soil and Water Research Institute* (1987): The Soil Map of Iran at 1 : 1.000.000 Scale, The Legend, Second Revision. -Publ. No. 732. -ohne Ort.
- MULDERS, M.A. (1987): Remote Sensing in Soil Science. Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- NEEF, E. (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen als Grundlage standortgerechter Landnutzung. -In: Die Naturwissenschaften 48. S.
- OMAR, M.H. (1968): Potential Evaporation in a Warm Arid Climate. -In: Proceedings of the Reading Symposium, UNESCO Paris, S. 347-353.
- PAPADAKIS, J. (1965): Potential Evapotranspiration. -Buenos Aires.
- PAPADAKIS, J. (1966): Climates of the World and their Agricultural Potentialities. - Buenos Aires.
- PENCK, A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. -In: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin, Phys.-Math. Kl. 12, S. 236-246.
- PENMAN, H. L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. -In: Proceedings of the Royal Society, Ser. A, S.120-145.
- PENMAN, H. L. (1956): Evaporation: An Introductory Survey. -In: Neth. Jour. Agr. Sci. 4, S. 9-29.
- PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehaltes und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. -In: Meteorologische Rundschau 19. Jahrg., H. 2, S. 3-46.
- POSPÍŠILOVÁ, J.; SOLÁROVÁ, J. (1980): Environmental and Biological Control of Diffusive Conductances of Adaxial and Abaxial Leaf Epidermes. -In: Photosynthetica 14, S. 90-127.
- RENGER, M.; STREBEL, O. (1980): Beregnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Abhängigkeit vom Boden. -In: Wasser und Boden 12/1980, S. 572-575.
- RIEBEN, E. H. (1966): Geological Observations on Alluvial Deposits in Northern Iran. -Geological Survey of Iran, Report No. 9. -Tehrān.
- SCHARLAU, K. (1969): Stichwort „Iran“. -Westermann Lexikon der Geographie, Bd. II. -Braunschweig, S. 544-551.
- SCHIEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. -Stuttgart.
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. -Hamburg, Berlin.
- SCHMIEDECKEN, W.; (1978): Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufung mit Hilfe von Wasserhaushaltsberechnungen. -In: Colloquium Geographicum, Bd. 13. -Bonn, S. 135-159.
- SCHMIEDECKEN, W. STIEHL, E. (1983): Wald und Wasserhaushalt. -In: Colloquium Geographicum, Bd. 16. -Bonn, S. 165-195.
- SCHRÖDER, H. (1989): Fernerkundung von Löß- und Verwitterungsstandorten und deren bodenerosiver Schädigung unter Anwendung von Verfahren der Multispektralanalyse. -In: Petermanns Geographische Mitteilungen 133, S. 129-139.
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. -Berlin, Heidelberg, New York, Tokio.
- SCHULZE, E.-D.; HALL, A.E. (1982): Stomatal Responses, Water Loss and CO<sub>2</sub> Assimilation Rates of Plants in Contrasting Environments. -In: LANGE, O.L.; NOBEL, P.S.; OSMOND, C.B.; ZIEGLER, H. (Hrsg.): Encyclopdia of Plant Physiology, Vol. 12B. -Berlin, S. 181-230.

## Literatur

- SHARMA, S. N.; PRASAD R. (1984): Effect of Soil Moisture Regimes on the Yield and Water Use of Lentil (*Lens culinaris Medic.*). -In: *Irrigation Science* (1984) 5, S. 285-293.
- SLABBERS, P.J. (1970): Potential Evapotranspiration Calculations from Meteorological and Experimental Data for Iran (First Draft). -Ministry of Agriculture, Soil Institute of Iran, Publ. No. 224. -Tehrān.
- SLABBERS, P.J. (1980): Practical Prediction of Actual Evapotranspiration. -In: *Irrigation Science* 1, S. 185-196.
- Soil Survey Staff* (1975): Soil Taxonomy. -U.S. Dept. of Agriculture, Agriculture Handbook No. 436. -Washington, D.C.
- SPONAGEL, H. (1980): Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. -In: *Geologisches Jahrbuch, Reihe F, Heft 9*, S. 3-87.
- STRAUB, R. (1986): Böden als Nutzungspotential im System der semiariden Tropen. Jemen-Studien Bd. 4. -Wiesbaden.
- Statistisches Bundesamt* (1992): Länderbericht Iran 1992. -Wiesbaden.
- Statistisches Bundesamt* (1994): Statistisches Jahrbuch für das Ausland 1994. -Wiesbaden.
- TRETER, U. (1981): Zum Wasserhaushalt Schleswig-Holsteinischer Seengebiete. -Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 33.
- TROLL, C; PAFFEN, K.H. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. -In: *Erdkunde* 18, S. 5-28.
- TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. (1980): Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. -In: *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 3, S. 574-582.
- WEISS, A. (1983): A Quantitative Approach to the Pruitt and Doorenbos Version of the Penman Equation. -*Irrigation Science* 4, S. 267-275.
- WIEGAND, C.L.; MAAS, S.J.; AASE, J.K.; HATFIELD, J.L.; PINTER jr., P.J.; JACKSON, R.D.; KANEMASU, E.T.; LAPITAN, R.L. (1992): Multisite Analyses of Spectral-Biophysical Data for Wheat. -In: *Remote Sensing of Environment* 42, S. 1-21.
- YOUSSEFI, Gh. (1980): Prüfung der Eignung verschiedener Methoden zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration unter den spezifischen Klimabedingungen im Iran. -In: *Zeitschrift für Bewässerungswirtschaft* 15. Jahrg. H. 1, S. 65-94.

## Karten

- ALEX, M. (1984): Vorderer Orient - Mittlere Jahresniederschläge und Variabilität. -Tübinger Atlas des Vorderen Orient A IV 4. -Wiesbaden.
- Ministry of Agriculture, Soil and Water Research Institute* (1969): Semi Detailed Land Classification Map of Ghazwin Area, Sheet 1, 1 : 50.000 (in Farsi).
- Ministry of Agriculture, Soil and Water Research Institute* (1969): Semi Detailed Soil Map of Ghazwin Area, Sheet 1, 1 : 50.000 (in Farsi).
- Ministry of Agriculture, Soil and Water Research Institute* (1366/1987): Karte des Landnutzungspotentials, Ostan Zanjan, 1 : 250.000 (in Farsi).
- Ministry of Mine and Metals; Geological Survey of Iran* (1985): Geological Quadrangle Maps of Iran No. E3 u. E4 1 : 250.000, Qazwin and Rasht.
- Topographische Karte Nr. 5962 I, 1 : 50.000, Āqābābā.
- Topographische Karte Nr. 5962 IV, 1 : 50.000, Kūhīn.

