

4 Ergebnisse

4.1 Klimatologische Charakterisierung der Jahre 1995/96

Die Bestimmung der klimatologischen Gesamtsituation während der Meßphase erfolgte durch einen Vergleich der gemessenen Temperaturen auf der Untersuchungsfläche Wall mit langjährigen Mittelwerten der nahegelegenen Meßstation des Deutschen Wetterdienstes in Neuruppin (Abbildung 42). Da die Wetterstation der HU Berlin auf der Fläche GWR17 bereits zu Beginn des Jahres 1995 ausfiel und die Station auf der Fläche Wall erst im Juni 1995 in Betrieb genommen werden konnte, wurden bis zu diesem Zeitpunkt die Daten der Forschungsstation Paulinenaue verwendet.

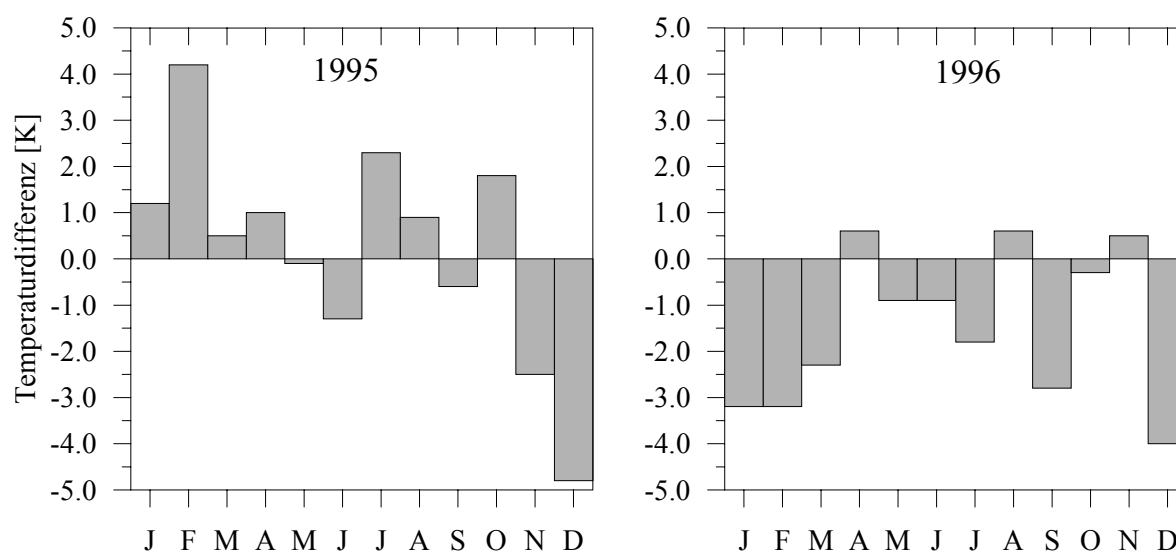


Abbildung 42: Differenzen der gemessenen Monatsmitteltemperaturen auf der Fläche Wall in den Jahren 1995/96 zum langjährigen Mittelwert der Station Neuruppin (1951/80, VEIT ET AL., 1987).

Im Vergleich zum langjährigen Mittelwert wurden 1995 im Frühjahr und in den Monaten Juli, August und Oktober deutlich höhere Temperaturen gemessen. Der Juni war besonders in der ersten Hälfte zu kalt, auch im Mai und September wurden die Durchschnittswerte nicht erreicht. Der Winter 1995/96 verlief wesentlich kälter, als im langjährigen Mittel.

Im Jahr 1996 wurden mit Ausnahme vom April, August und November durchweg niedrigere Mitteltemperaturen ermittelt, als im Langzeitmittel. Die gemessenen Werte lagen in den meisten Fällen erheblich unterhalb der langjährigen Durchschnittswerte. Die Temperaturen sind zwar allein nicht entscheidend, charakterisieren aber den allgemeinen Witterungsverlauf der entsprechenden Monate. Im Hinblick auf die Verdunstung ist folglich für 1995 mit sehr hohen (potentiellen) Verdunstungshöhen zu rechnen, während im Jahr 1996 geringere Werte erwartet werden können.

Verglichen mit der mittleren jährlichen Niederschlagssumme für Neuruppin (519 mm a^{-1}) fiel im Jahr 1995 mit ca. 550 mm etwas mehr, im Jahr 1996 mit ca. 410 mm dagegen deutlich weniger Niederschlag.

4.2 Vergleich der Datenreihen Wall/Paulinenaue 1995/96 - Der Oaseneffekt

Bedingt durch den Ausfall der Wetterstation auf der Fläche GWR17 entstand bis zur Inbetriebnahme der eigenen Station auf der Fläche Wall eine Datenlücke im ersten Halbjahr 1995. Um Aussagen zur Verdunstung auch in diesem Zeitraum treffen zu können, wurden die Messungen der Forschungsstation Paulinenaue des ZALF Müncheberg auf ihre Verwertbarkeit hin überprüft. Der Standort Paulinenaue liegt im Havelluch und damit ebenfalls in einer Niedermoorregion. Die Wetterdaten sind auf den ersten Blick zumindest näherungsweise übertragbar, auch wenn die räumliche Distanz von ca. 18 km Luftlinie zu Abweichungen führen kann. Zunächst wurden die mittleren Lufttemperaturen und die relative Luftfeuchte der Stationen Paulinenaue und Wall miteinander verglichen. Auf den detaillierten Vergleich der Windgeschwindigkeit wurde verzichtet, da diese eher durch lokale Effekte beeinflusst wird. Eine Vergleich der gemessenen Globalstrahlung wird gesondert dargestellt.

Der Vergleich der Monatsmitteltemperaturen ergibt etwas höhere Werte für die Station Paulinenaue. Die einzige Ausnahme bilden die ersten beiden Monate im Jahr 1996. Im Winterhalbjahr beträgt die Differenz ca. 0.2 K. Auffallend ist dabei, daß die Differenz zwischen beiden Stationen im Sommer 1995 höher ausfällt (0.4 - 0.5 K), als im Sommer 1996 (0.3 - 0.4 K). Da die Differenz im Winter im Gegensatz dazu konstant ist, scheint die Ursache nicht in einem Gerätegang zu liegen. Der Vergleich der relativen Luftfeuchte deutet auf eine weitere interessante Gegebenheit hin. Während im Jahr 1996 die Werte der Station Paulinenaue durchgängig über denen der Station Wall liegen oder gleich sind, ergibt sich für das zweite Halbjahr 1995 das umgekehrte Bild. Insbesondere im August 1995 liegen die gemessenen Werte der relativen Luftfeuchte in Paulinenaue deutlich unterhalb derer aus Wall.

Tabelle 5: Monatsmittelwerte der Temperatur (T_{Monat}) und der relativen Luftfeuchte (F_{Monat}) der Stationen Paulinenaue und Wall in den Jahren 1995/96.

	T_{Monat} Wall '95	T_{Monat} Paul. '95	T_{Monat} Wall '96	T_{Monat} Paul. '96	F_{monat} Wall '95	F_{Monat} Paul. '95	F_{Monat} Wall '96	F_{Monat} Paul. '96
JAN		0.2	-4.2	-4.5		82	81	82
FEB		4.6	-3.6	-3.7		77	78	79
MAR		3.2	0.4	0.6		72	72	72
APR		8.3	7.9	8.2		71	62	63
MAI		12.3	11.5	11.7		68	72	74
JUN		15.0	15.4	15.5		73	67	68
JUL	19.7	20.2	15.6	15.9	67	66	71	71
AUG	18.0	18.5	17.7	18.1	66	63	69	69
SEP	12.9	13.3	10.9	11.2	78	77	74	74
OKT	10.9	11.2	8.8	9.0	81	81	82	83
NOV	1.8	2.2	4.8	5.0	85	85	81	84
DEZ	-3.7	-3.5	-3.1	-3.2	85	87	84	86

Die genauere Betrachtung der Windverteilung in beiden Jahren führt zu einer möglichen Ursache für diese Abweichungen (Abbildung 43). 1995 dominieren eindeutig Windrichtungen aus den westlichen

Sektoren (8 - 11). Dagegen ist im Jahr 1996 ein ausgeglicheneres Verhältnis zwischen östlichen und westlichen Windrichtungen festzustellen.

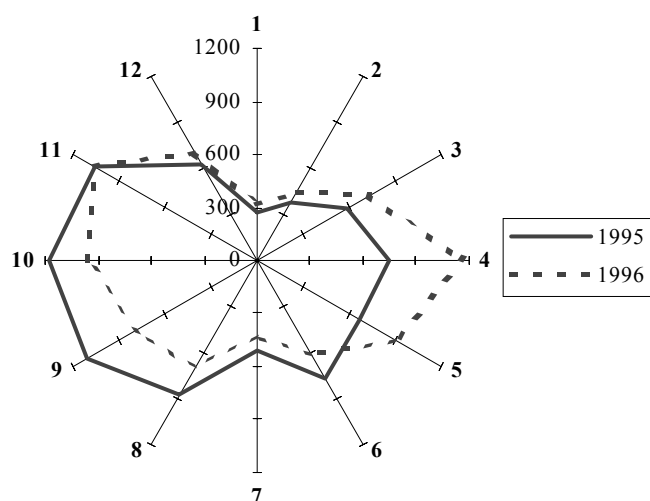


Abbildung 43: Verteilung der gemessenen Windrichtung für die Jahre 1995/96 (Anzahl der Stundenwerte).

Die Station Wall liegt bezüglich dieser Windrichtungen so im Gebiet, daß die advehierte Luftmasse in jedem Fall für längere Zeit über das Niedermoorgebiet geführt wird und auf diese Weise, bereits vor der meßtechnischen Erfassung, Wasserdampf durch den Prozeß der Verdunstung aufnehmen kann. Paulinenaue ist dagegen am südwestlichen Rand des Havelländischen Luchs angesiedelt. Bei westlichen Winden erreicht daher eine Luftmasse die Station, die vorher über das trockenere und wärmere Umland geleitet wurde. Kommt der Wind mehr aus Ost, nimmt die Luft über dem Havelluch Wasser in ähnlichem Maße auf, wie in Wall.

Dieser Sachverhalt läßt sich auch durch Einzelmessungen z.B. im August 1995 und 1996 belegen. Im Mittel betrug der Anteil der westlichen Sektoren an der Windrichtung 56% im Jahr 1995 und 34% im Jahr 1996. Bei der Auswahl der Tage wurde darauf geachtet, daß die Windrichtung auch in den Tagen vor und nach dem Meßtermin konstant war, um von einer homogenen Luftmassenverteilung ausgehen zu können. Es ist deutlich zu erkennen, daß die Windrichtung sowohl die Temperatur, als auch die relative Feuchte beeinflusst (Tabelle 6).

Tabelle 6: Vergleich der 14:00 Uhr-Meßwerte der Stationen Wall und Paulinenaue.

	Windrichtung	T(Wall) [°C]	T(Paul.) [°C]	F (Wall) [%]	F (Paul.) [%]
07.08.95	320°	24.8	25.3	40	37
25.08.95	240°	24.0	24.1	39	36
08.08.96	124°	23.3	23.3	51	50

Obwohl man die Gerätegenauigkeiten (relative Luftfeuchte: $\pm 3\%$, Temperatur: ± 0.3 °C laut Hersteller) nicht übersehen darf und die Abweichungen in diesem Bereich liegen, ist ein Trend insgesamt unverkennbar. Es sein angemerkt, daß die Extremwerte der Temperatur beider Stationen zu keiner Zeit Hinweise auf systematische Unterschiede durch einen möglichen Gerätefehler ergaben. An dieser Stelle ist festzuhalten, daß Messungen der Station Wall eher als repräsentativ für diesen Niedermoor-

standort anzusehen sind, als jene in Paulinenaue. Dieser, in der Literatur als Oaseneffekt bezeichnete Sachverhalt, kann gravierende Auswirkungen auf die Energiebilanz am Erdboden haben. Ist in einem Gebiet, analog zu einer Oase in der Wüste, die verfügbare Wassermenge groß genug, kann der latente Wärmefluß deutlich größer sein, als er sich aus der reinen Strahlungsbilanz ergeben würde. Ist die advektive Luftmasse ausreichend warm, kann sie sogar sensible Wärme an den, durch Verdunstung kühleren Untergrund, abgeben. Der sensible Wärmestrom ist dann auch in den Tagstunden zum Erdboden hin gerichtet, nach Gleichung (2.1) also positiv. In extremen Fällen treten Verdunstungsraten auf, die bis zu einem Faktor von 1.37 über der Strahlungsbilanz liegen können (OKE, 1987).

Beim Datenvergleich der beiden Wetterstationen fiel auf, daß die gemessene Globalstrahlung in Paulinenaue systematisch unterhalb der Werte aus Wall lagen. Durch die räumliche Distanz zwischen den Meßorten ist zwar von Differenzen je nach Wetterlage auszugehen, die Größenordnung der Zahlenwerte muß sich jedoch im gleichen Bereich befinden. Es lag daher nahe, daß es sich bei den Strahlungsmessungen um einen ähnlichen Effekt handelt, der zuvor bei der Station der HU Berlin auf der Fläche GWR17 identifiziert wurde. Um einen Vergleich der Verdunstungsraten aus dem Rhinluch mit den Lysimeterergebnissen aus Paulinenaue durchführen zu können, müssen also die gemessenen Strahlungswerte korrigiert werden. Eine direkte Übertragung der gesamten meteorologischen Messungen von Wall nach Paulinenaue ist, wie gezeigt wurde, wegen der Lage der Standorte kritisch. Der Helligkeitsgeber der Station zeigt keinen Meßwert oberhalb von 600 W m^{-2} an, was zu einer deutlichen Reduktion der berechneten Verdunstung führt. Die Differenz beider Messungen nimmt mit wachsender Strahlungsintensität zu. Zur Korrektur der Messungen wurden die Werte aus Paulinenaue über eine exponentielle Regression (SCHÖNWIESE, 1985) an die Meßwerte aus Wall angepaßt (Abbildung 44).

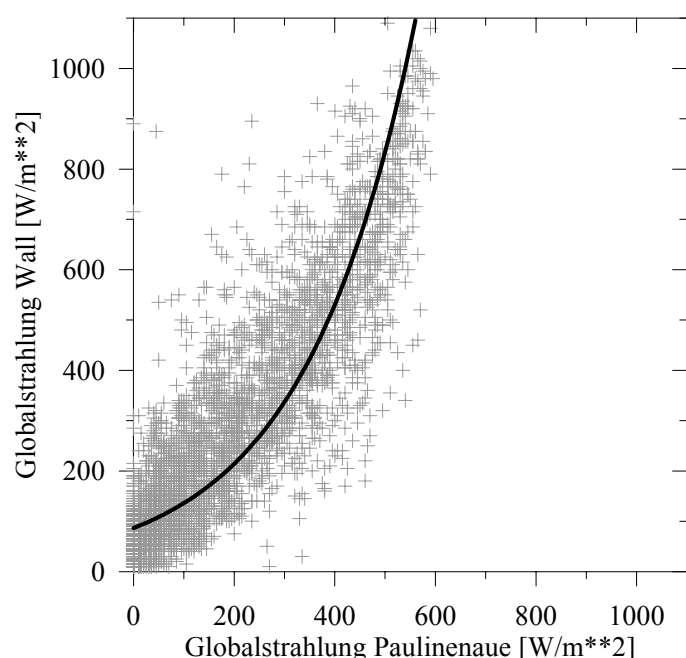


Abbildung 44: Streudiagramm der gemessenen Globalstrahlung in Wall und Paulinenaue und die berechnete Regressionsfunktion.

Nach oben wurden die berechneten Strahlungswerte durch den theoretischen Höchstwert begrenzt (siehe Gleichung 3.7 und Abbildung 25). Mit Hilfe dieser Wertekorrektur ist es nun möglich, die Evapotranspiration für beide Stationen mit Hilfe der PENMAN-MONTEITH-Gleichung zu berechnen und zu

vergleichen. Dabei wird, begründet durch die Ähnlichkeit der Bodensubstrate und der Vegetation, der gleiche Wert für den Oberflächenwiderstand r_s angenommen. Nachfolgend kann der berechnete Wert dann mit den jeweils ermittelten realen Verdunstungsraten verglichen und auf Konsistenz hin geprüft werden.

4.3 Abschätzung der Evapotranspiration im Oberen Rhinluch 1995/96

Mit der Annahme einer ganzjährig guten Wasserversorgung lassen sich die Verdunstungshöhen der Jahre 1995 und 1996 aus den gemessenen Klimadaten berechnen und die Größenordnung der Werte bestimmen. Den Überlegungen zum Oberflächenwiderstand folgend, wurden entsprechende Rechnungen mit $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$ bzw. $r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$ durchgeführt (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996, MONTEITH, 1965). Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß es sich bei dem Oberflächenwiderstand in der hier verwendeten Form um eine Kombination der Boden- und Vegetationseigenschaften handelt.

Der August 1995 zeichnete sich durch besonders verdunstungsfördernde Randbedingungen aus, was sich in hohen Tageswerten der berechneten Evapotranspiration ausdrückt (Abbildung 45). Über längere Zeit wurden sowohl hohe solare Strahlungsflüsse, als auch relativ hohe Windgeschwindigkeiten, bei gleichzeitig niedrigen Werten für die relative Luftfeuchte gemessen.

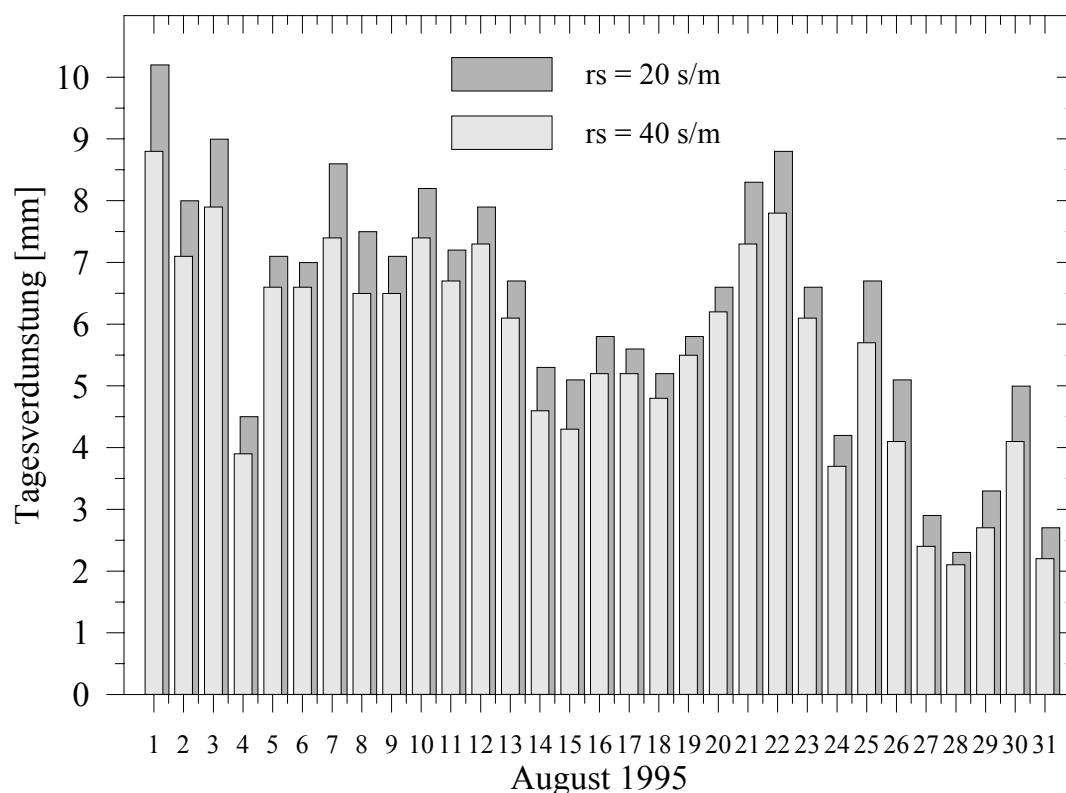


Abbildung 45: Berechnete Tageswerte der Evapotranspiration auf dem Standort Wall im August 1995 mit unterschiedlichen Werten für den Oberflächenwiderstand r_s .

Die Erhöhung des Oberflächenwiderstandes von 20 s m^{-1} auf 40 s m^{-1} bewirkt eine Verringerung der Tageswerte um bis zu 1 mm d^{-1} . Am 01.08.95 liegt die Differenz noch darüber. Die berechnete Monatssumme reduziert sich von 194.2 mm ($r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$) um ca. 10% auf 173.0 mm ($r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$). Die durchschnittliche Differenz der Tageswerte liegt knapp unter 0.7 mm . Mit steigenden Verdunstungshöhen wächst auch die absolute Differenz zwischen den entsprechenden Werten. Es ist, wie vermutet, vorteilhaft, möglichst verdunstungsfördernde Phasen bei der Auswertung der hydrologischen Messungen auszuwählen. Neben der steigenden Genauigkeit ergibt sich noch ein weiterer Aspekt. Hält die hohe potentielle Verdunstung über einen längeren Zeitraum an, könnte sich, entgegen der Annahme, Wasserstreß für die Vegetation einstellen. Die Ergebnisse, die innerhalb eines solchen Zeitraumes gewonnen werden, bilden folglich einen repräsentativen Querschnitt der realen Werte für r_s ab und stellen nicht etwa Extremwerte dar.

Analog zum Monat August 1995, wurden die Jahressummen der Verdunstung für die Stationen Wall und Paulinenaue berechnet. Da Meßwerte in Wall erst ab Mitte Juni 1995 vorliegen, wurde die Jahressumme 1995 in Wall aus dem Verhältnis des zweiten Halbjahres zwischen Wall und Paulinenaue bestimmt (Tabelle 7). Zur Festlegung der theoretisch möglichen, maximalen Evapotranspiration erfolgte zusätzlich die Berechnung mit $r_s = 0 \text{ s m}^{-1}$.

Der Vergleich der Jahressummen der Verdunstung bestätigt die Vermutung, daß im Jahr 1995 höhere Werte erreicht wurden als im Folgejahr. Aufgrund der Standorteigenschaften ergibt sich für 1995 mit 201 mm eine höhere absolute Differenz zwischen beiden Stationen als 1996 (116 mm , $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$). Gleiches gilt für die relative Differenz (1995: 15.5%, 1996: 10.3%, $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$). Der Schätzwert der maximalen Verdunstung für das Rhinluch (siehe Kapitel 2.5.2) wird dabei, auch bei der Anwendung des geringen Wertes von $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$, deutlich unterschritten.

Tabelle 7: Berechnete Evapotranspiration für Wall und Paulinenaue (Jahreswerte in mm) mit verschiedenen Oberflächenwiderständen. Die Jahressumme für Wall 1995 wurde aus dem Verhältnis der Teilsommen (1) und (2) bestimmt.

	$r_s = 0 \text{ s m}^{-1}$	$r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$	$r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$	
Paulinenaue (16.06.95-31.12.95)	987	806	685	(1)
Wall (16.06.95-31.12.95)	793	680	599	(2)
Paulinenaue 1995	1607	1295	1094	
Wall 1995	1291	1094	957	aus (1),(2)
Paulinenaue 1996	1411	1121	937	
Wall 1996	1200	1005	871	

Zusammenfassend ergibt sich bis zu dieser Stelle, daß die bislang angegebenen Gebietskennwerte für die Verdunstung im Oberen Rhinluch (Tabelle 1) als wesentlich zu niedrig eingeordnet werden müssen. Bemerkenswert ist dabei, daß auch im Bereich der oberen Schranke der potentiellen Evapotranspiration ($r_s = 0 \text{ s m}^{-1}$) eine ausreichende Wasserversorgung der Vegetation nach den Schätzungen der regionalen Wasserbilanz gewährleistet ist.

4.4 Bestimmung des Oberflächenwiderstandes r_s aus hydrologischen Messungen

4.4.1 Hydrologische Gesamtsituation auf der Fläche GWR17

Der Wassertransport in einem Gebiet und auf den Untersuchungsflächen hängt, gemäß dem DARCY-Gesetz (Gleichung 2.18), vom hydraulischen Gradienten und der Durchlässigkeit des Untergrundes ab. Zwischen den Gräben zur Be- und Entwässerung stellt sich auf der Untersuchungsfläche GWR17, in Abhängigkeit des Wasserentzuges durch Verdunstung, der Wassernachlieferung durch Niederschläge und dem lateralen Wassertransport, eine relativ homogene Grundwasseroberfläche ein (Abbildung 46). Die Wasserstände der umgebenden Gräben bestimmen den hydraulischen Gradienten. Veränderungen des Grundwasserflurabstandes sind an allen Beobachtungsrohren mit einer vergleichbaren Amplitude zu beobachten. Führt man eine einfache Korrelationsrechnung mit den Änderungen der Grundwasserstände zwischen den Meßterminen durch, so ergibt sich für die Mehrheit der Rohre eine sehr hohe Übereinstimmung. Lediglich außerhalb der Fläche in Richtung des Wustrauer Mühlensrhins zeigt sich eine leicht erhöhte Variationsbreite, die sich allein aus der Lage ergibt.

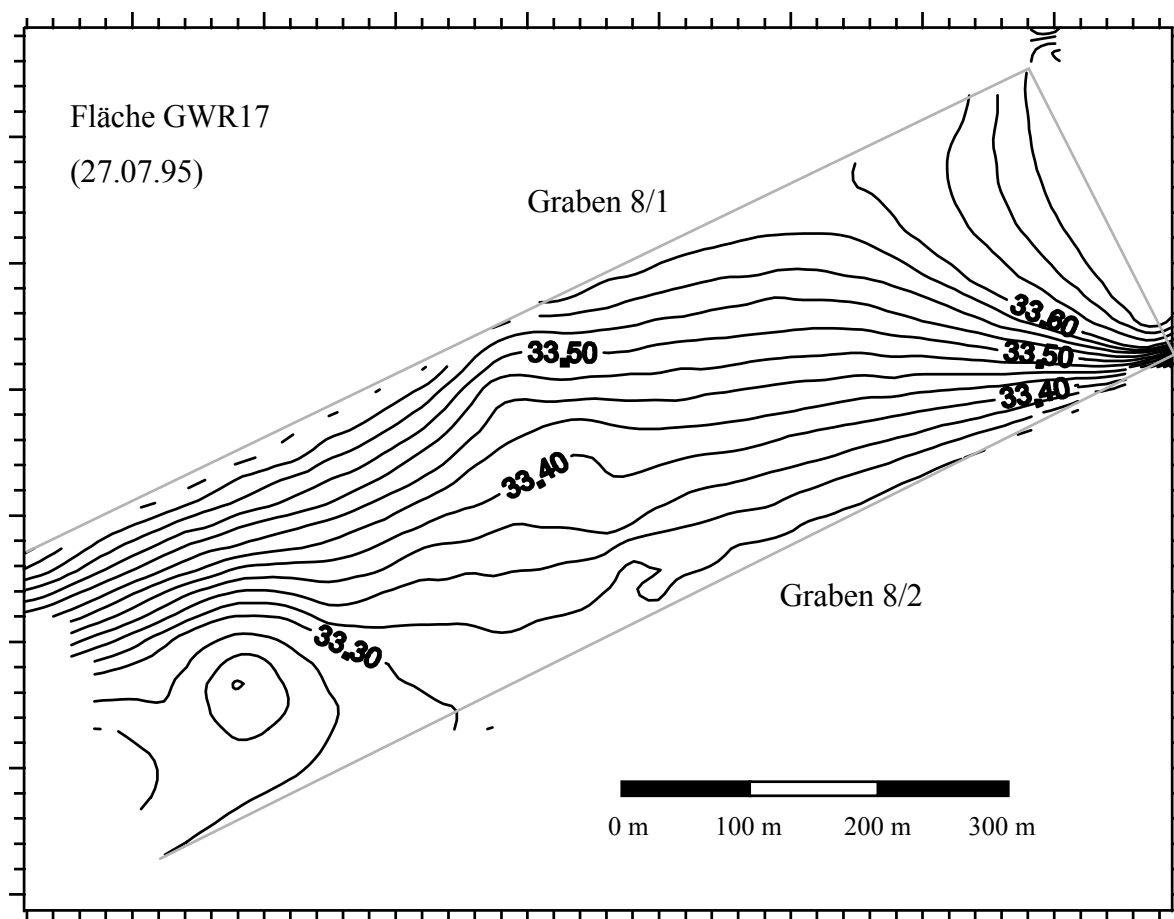


Abbildung 46: Isoliniendarstellung der Grundwasseroberfläche auf der Fläche GWR17 am 27.07.95 (Höhen in m über NN).

Am Beispiel des 27.07.95 (Abbildung 46) wird deutlich, wie sich bei unterschiedlichen Einstauhöhen der Gräben 8/1 und 8/2 ein Nord-Süd-Gradient einstellt, der den Wassertransport in die Fläche hinein, bzw. durch die Fläche hindurch bestimmt. Die Richtung des Gradienten blieb während der gesamten Studie konstant, der Betrag variierte mit unterschiedlich hohen Beträgen.

Die Auswertung der gemessenen Grundwasserflurabstände auf der Nord-Süd-Trasse (Abbildung 19) zeigte 2 Grundzustände, die sich in Abhängigkeit des Witterungszustandes einstellten. In Phasen mit relativ geringer Verdunstung exfiltriert der Graben 8/1 Wasser in die Fläche hinein. Der Grabenwasserstand liegt also höher, als die Grundwasserhöhe im Gelände (Abbildung 47). Dem Graben 8/2 wird dagegen Wasser aus dem Gelände durch Infiltration zugeführt (17.06.96). Hält eine Phase mit konstant hoher Verdunstung über längere Zeit hinweg an, kann die Grundwasser Oberfläche so weit absinken, daß beide Gräben in die Fläche hinein exfiltrieren (10.08.95). Dieser Extremzustand stellt sich, nach den Beobachtungen, nur in anhaltenden Trockenperioden ohne nennenswerten Niederschlag ein.

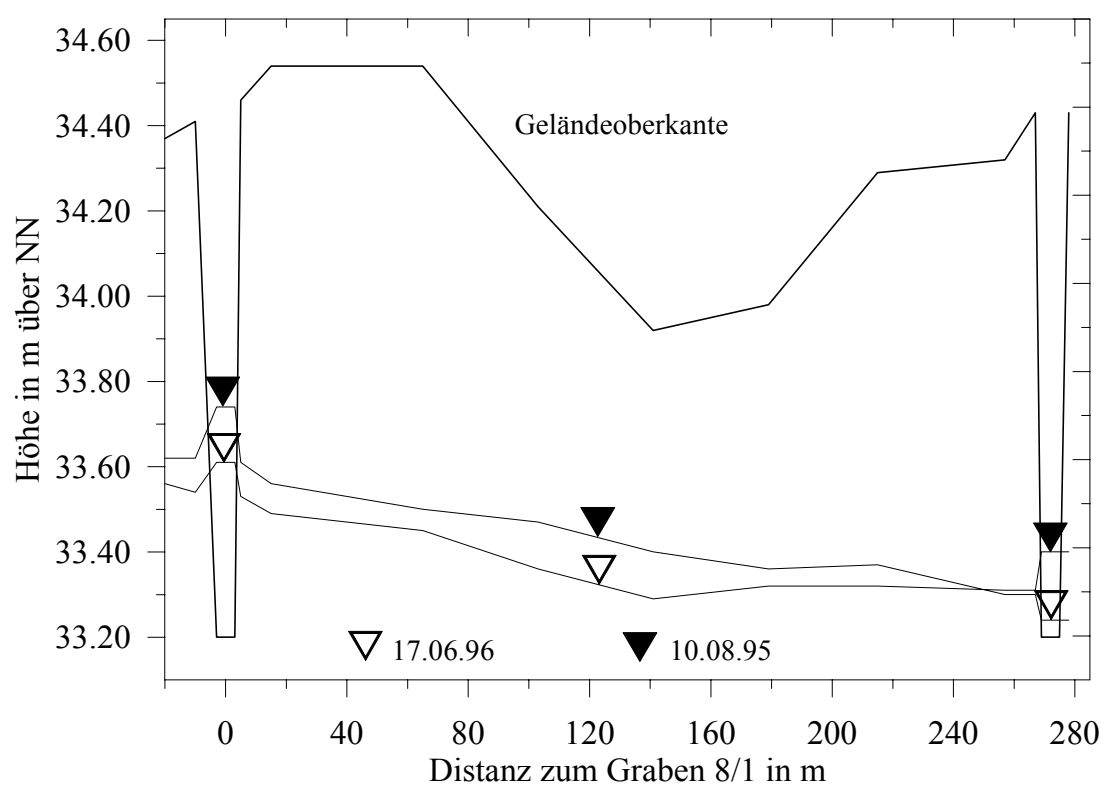


Abbildung 47: Grabenwasserstände und Grundwasserhöhe im Verlauf der Meßtrasse auf der Fläche GWR17 an ausgewählten Terminen (stark überhöht).

Bei der Darstellung des Geländeschnittes zeigen sich 2 Details, die im Hinblick auf den Wasserhaushalt der Fläche und der späteren Modellierung von Belang sind. Die Differenz zwischen Grabenwasserstand und Grundwasserhöhe nimmt auch in unmittelbarer Nähe der Gräben sehr schnell zu, wie zusätzliche Messungen bestätigt haben. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die Grabenwände und die Grabensohle durch sedimentäre Ablagerungen in ihrer Durchlässigkeit gemindert sind.

Im Normalfall sollte ein permanenter Austausch zwischen dem Grundwasser und den Gräben bestehen, ähnlich wie bei natürlichen Gewässern (Bäche und Flüsse). Liegt der Grundwasserstand höher als der Wasserstand im Fließgewässer, wird dieses durch das Grundwasser gespeist. Bei Hochwasser keh-

ren sich die Verhältnisse um und es sickert Wasser aus dem Fließgewässer in die Grundwasserzone hinein (Abbildung 48).

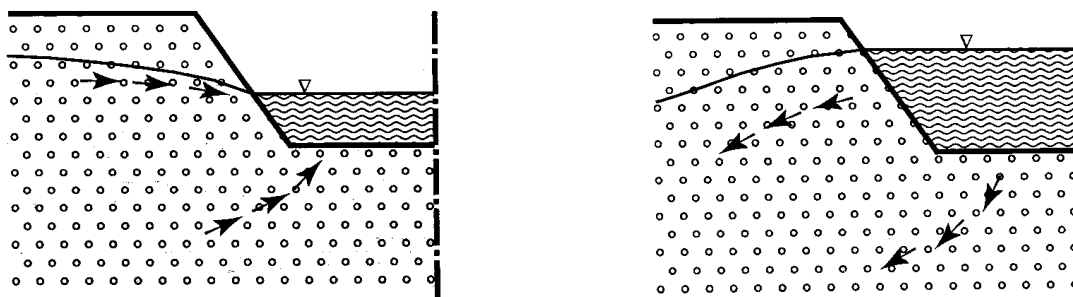


Abbildung 48: Speisung eines Oberflächengewässers durch Grundwasser (links) und Ausseickerung aus einem Gewässer bei Hochwasser (rechts) (BRIECHLE, 1994).

Strömt das Wasser für längere Zeiträume in eine Richtung, bildet sich durch mitgeführtes Sediment, das die Poren im Substrat zunehmend verstopft, eine Deckschicht im Graben aus, die den Wasserfluß mehr und mehr behindert. Dieser Vorgang kann bewirken, daß der Kontakt zwischen dem Grabenwasser und dem Grundwasser mit der Zeit abreißt (Abbildung 49). Die Lage des Grundwasserspiegels spielt dann für die Ausseickerung aus dem Graben, oder dem Grundwasserzufluß in den Graben hinein, nur noch eine untergeordnete Rolle.

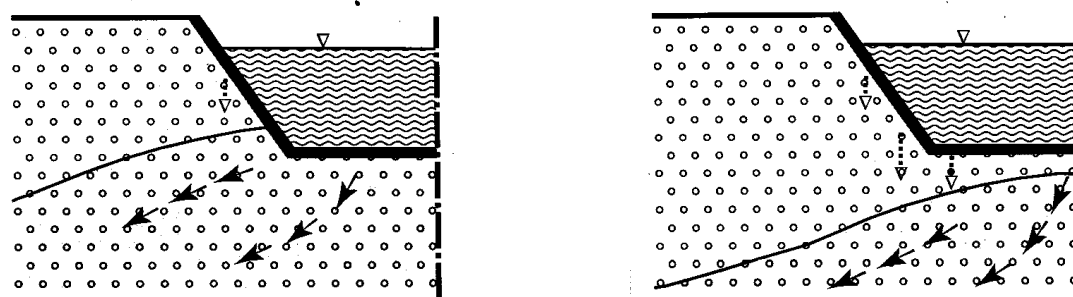


Abbildung 49: Ausseickerung aus einem Gewässer mit zunehmender Deckschicht (links) und Abriß der Strömung zum Grundwasser bei starker Bettverdichtung (BRIECHLE, 1994).

Die gemessenen Grundwasserstände im Bereich der Trasse der Beobachtungsrohre sprechen dafür, daß der Wasseraustausch zwischen den Gräben und dem Grundwasser, bedingt durch die konstante Ausrichtung des hydraulischen Gradienten in eine Richtung, eingeschränkt ist. Damit sind die anliegenden Gräben der Fläche nicht allein für den lateralen Wassertransport verantwortlich.

Für diesen Umstand spricht ferner das Grundwasserprofil des 17.06.96 (Abbildung 47). Es zeigt eine Zunahme der Grundwasserhöhe außerhalb der Fläche GWR17 mit wachsender Entfernung vom Graben 8/1. Demnach fließt Wasser aus dem nördlich gelegenen Wustrauer Mühlenrhin unter dem Graben 8/1 hindurch in die Fläche hinein. Für die Untersuchung ergibt sich damit das Problem, daß sich die

lateral einströmende Wassermenge nicht allein aus den angrenzenden Grabenwasserständen bestimmen läßt. Die Wasserbilanz wird teilweise vom Grundwasserniveau der Umgebung beeinflusst. Obwohl die Durchlässigkeit der Gräben gemindert zu sein scheint, besteht noch immer eine Wechselbeziehung zwischen den hydrologischen Prozessen auf der Fläche und den Grundwasserströmen (Abbildung 50). Der hydraulische Gradient zwischen dem Graben 8/1 und der Flächenmitte (Datenlogger) bleibt in der ersten Monatshälfte im August 1995 annähernd konstant. Mit fortschreitendem Wasserentzug sinkt der Grundwasserstand in der Flächenmitte schließlich unter die Höhe des Wasserstandes im Graben 8/2 ab. Die tagesperiodischen Schwankungen verlaufen mit einer hohen zeitlichen Konstanz bei gleichbleibender Amplitude. In der zweiten Augushälfte fallen sowohl die Grundwasserhöhe als auch die Grabenwasserstände gleichmäßig ab, wobei wiederum der hydraulische Gradient zwischen dem Graben 8/1 und der Flächenmitte erhalten bleibt. Die Senkung der Wasserstände ist auf einen deutlich reduzierten Zufluß über das Meßwehr in den Graben 8/1 hinein zurückzuführen. Der Wasserstand des Wustrauer Mühlentrhins blieb innerhalb des betreffenden Zeitraumes annähernd konstant. Mit abnehmender Verdunstung zum Ende des Monats August verringert sich der Gradient, die grundsätzliche Situation bleibt jedoch erhalten. Erst mit einsetzenden Niederschlägen am Monatswechsel wird das Grundwasserniveau wieder auf den mittleren Wert zwischen den Grabenwasserständen angehoben. Die enge Korrelation zwischen den Grabenwasserständen und dem Verhalten des Grundwassers bestätigt die These, daß die Prozesse auf der Fläche selbst, z.B. die Tagesschwankungen, durch die Gräben bestimmt werden. Da sich die hydraulische Leitfähigkeit (k_f -Wert) nicht ändert, bleibt der Gradient erhalten. Das Niveau, auf dem sich die hydrologischen Vorgänge abspielen, hängt analog zur Menge des zugeführten Wassers, von den Randbedingungen der Umgebung ab.

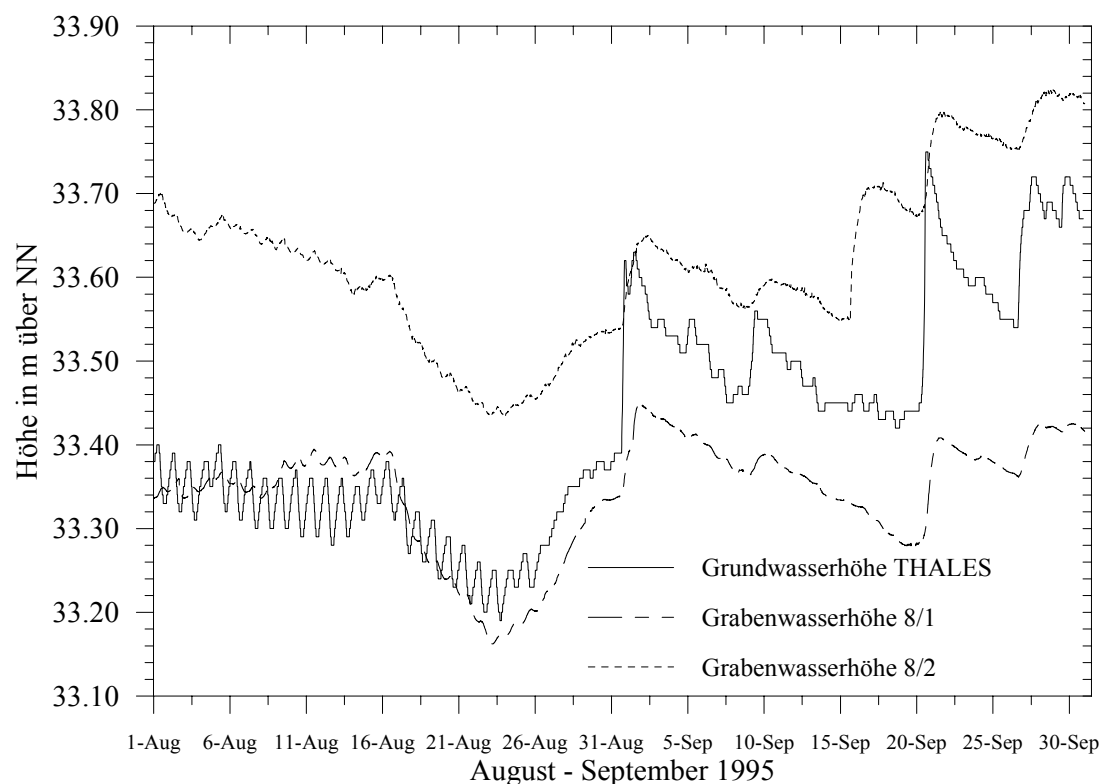


Abbildung 50: Ganglinien der Grabenwasserstände und der Grundwasserhöhe in der Flächenmitte auf der Fläche GWR17 (August - September 1995).

Das Zusammenspiel der einzelnen Anteile an der Wasserbilanz läßt sich auch in Zahlen ausdrücken. Zum Monatsbeginn August fällt der Wasserstand im Graben 8/1 im Tagesverlauf um ca. 2 cm, in der Nacht wird er um ca. 1 cm angehoben. Bei einer Grabenlänge von ca. 800 m zwischen den Stauwehren und einer Breite von durchschnittlich 2.5 m entspricht die Senkung um 2 cm einer Wassermenge von 40 m³. Über das Meßwehr flossen in dieser Zeit etwa 300 m³ d⁻¹ in den Graben. Bei einer geschätzten Verdunstungshöhe von 7 mm d⁻¹ werden auf der Fläche, bei einer Größe von 21 ha, 1470 m³ an die Atmosphäre abgegeben. Selbst wenn man davon ausgeht, daß beide Gräben in die Fläche exfiltrieren reicht die Wassermenge nicht aus, um die Verdunstung auszugleichen. Da der Gradient zwischen den Gräben und dem Grundwasserniveau annähernd konstant bleibt, muß dem System (Grund-)Wasser von außen zugeführt werden.

Die Bestimmung der realen Wassermenge, die über den Grundwasserleiter in die Fläche geführt wird, ist schwierig. Allgemein läßt sich der Wasserfluß nur über Modellrechnungen bestimmen, die von der Genauigkeit der Bodenparameter abhängt. Es ist aber möglich, aus den Feldmessungen einen Schätzwert für den lateralen Grundwasserzufluß zu bestimmen.

4.4.2 Bestimmung des lateralen Wasserflusses auf der Fläche GWR17 aus der Flächenwasserbilanz

Mit dem Wissen um die auftretenden, unterirdischen Wasserzuflüsse ist es nicht verwunderlich, daß der methodische Ansatz der Flächenwasserbilanz zur Ermittlung der Evapotranspiration in diesem Fall ungeeignet ist. Auch über längere Zeiträume hinweg lies sich die reale Evapotranspiration nicht bestimmen oder wenigstens in einen gewissen Wertebereich eingrenzen. In den Beispielmonaten September und Oktober 1995 ist die Wasserbilanz nahezu ausgeglichen oder negativ, obwohl das Verlustglied der Verdunstung noch nicht in die Bilanzierung eingegangen ist (Tabelle 8). Die beiden Monate wurden gewählt, weil in dieser Zeit die geringsten Undichtigkeiten an den Stauböhlen auftraten und die Staue konstant auf einem Niveau gehalten wurden.

Tabelle 8: Wasserbilanz der Fläche GWR17 in den Monaten September und Oktober 1995.

	September 1995	Oktober 1995
Niederschlag (korrigiert) [mm]	93.2	12.8
Niederschlag [m ³]	19572	2688
Gesamtabfluß [m ³]	16740	7827
Speicheränderung [m ³]	1490	-3150
Bilanz [m ³]	1342	-1989

Die Bilanz errechnet sich aus der Niederschlagssumme, abzüglich des Gesamtabflusses und der Speicheränderung. Eine positive Speicheränderung bedeutet, daß Wasser in der Fläche verbleibt, der Grundwasserspiegel also angehoben wurde. Dieser Wert muß dann von der Niederschlagssumme abgezogen werden und umgekehrt. Der Gesamtabfluß ergibt sich aus der Differenz der gemessenen Durchflüsse an den Stauwehren. Die positive Bilanz im September entspricht einer negativen realen Verdunstung von 6.4 mm im Monat, im Oktober beträgt die Verdunstung demnach etwa 9.5 mm.

Setzt man, im Gegensatz zu dieser Methode, einen bekannten Verdunstungswert voraus, kann man den lateralen Wasserzufluß abschätzen. Zu diesem Zweck wurde die Evapotranspiration, den Überlegungen zur Wasserversorgung der Vegetation folgend, mit einem Oberflächenwiderstand von $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$ bzw. $r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$ berechnet.

Die Ganglinien der Wasserstände auf der Fläche GWR17 (Abbildung 50) verdeutlichen das hohe Maß an Kontinuität, mit dem die hydrologischen Prozesse ablaufen. Dies folgt aus den gleichbleibenden Gradienten. Geht man daher von einem zeitlich konstanten Grundwasserzufluß aus, ergibt sich die tägliche Menge aus der Summe der Bilanz und der berechneten Evapotranspiration (Tabelle 9a, 9b).

Tabelle 9a: Ermittlung des lateralen Wasserflusses aus Wasserbilanz und Evapotranspiration bei einem Oberflächenwiderstand $r_s = 20 \text{ sm}^{-1}$.

$r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$	September 1995	Oktober 1995
Wasserbilanz [m^3] (Tab. 8)	1342	-1989
Evapotranspiration	18207	10983
Gesamtbilanz [m^3]	16865	12972
Wasserzufluß [mm d^{-1}]	2.7	2.0

Tabelle 9b: Ermittlung des lateralen Wasserflusses aus Wasserbilanz und Evapotranspiration bei einem Oberflächenwiderstand $r_s = 40 \text{ sm}^{-1}$.

$r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$	September 1995	Oktober 1995
Wasserbilanz [m^3] (Tab. 8)	1342	-1989
Evapotranspiration	15981	9030
Gesamtbilanz [m^3]	14639	11019
Wasserzufluß [mm d^{-1}]	2.3	1.7

Obwohl es sich bei dieser Vorgehensweise lediglich um Schätzwerte handelt, liegt die Größenordnung der zusätzlichen Wassermenge von 2 - 2.5 mm d^{-1} , bei den beobachteten hydraulischen Gradienten, in einem realistischen Bereich, was sich bei den weiteren Untersuchungen bestätigt hat.

4.4.3 Hydrologische Gesamtsituation auf der Fläche Wall

Im Verlauf der Messungen stellte sich heraus, daß sich die hydrologischen Bedingungen auf der Untersuchungsfläche Wall in einer grundsätzlich anderen Form darstellen. Die Einstauhöhen der angrenzenden Gräben zeigten untereinander kaum Variationen, so daß innerhalb der Fläche kein nennenswerter hydraulischer Gradient festzustellen war. Bemerkenswert ist die, auch über längere Zeit, konstante Wasserstandshöhe in den Gräben, obwohl kein Zufluß über die Stauwehre festzustellen war. In niederschlagsfreien Phasen stellt sich eine Grundwasserhöhe ein, die abseits der Gräben nahezu horizontal verlief (Abbildung 51).

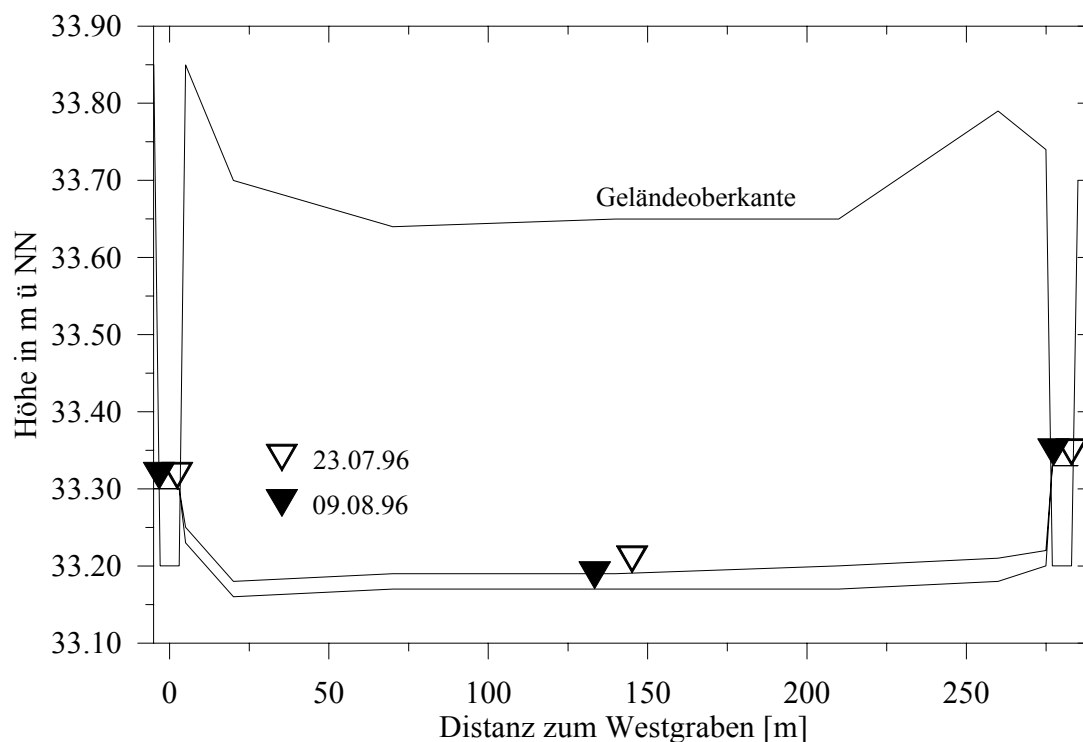


Abbildung 51: Verlauf der Grundwasseroberfläche auf der Fläche Wall an ausgewählten Terminen (Darstellung stark überhöht).

Die gleichbleibenden Grabenwasserstände bei ausbleibenden, oberirdischen Zuflüssen zeigen erneut, daß die Wasserversorgung des Gebietes nicht allein über die Gräben, sondern durch eine Wechselbeziehung mit dem Grundwasserleiter erfolgt. Die ausgeprägten hydraulischen Gradienten in Grabennähe lassen zunächst auch hier den Zustand der Kolmation vermuten. Der Grundwasserflurabstand beträgt an den Beobachtungsrohren durchschnittlich 50 cm. In dieser Tiefe befindet sich im Boden der Übergang zwischen dem Polyedergefüge und der darunter liegenden Kalkmuddeschicht. Bezüglich der Entstehung des Rhinluchs, einem Versumpfungsmoor (ZEITZ UND LEHRKAMP, 1995), ist dies etwa die Höhe, in der sich der Wasserspiegel vor dem Übergang vom See zum Moor befunden haben muß. Die Vermutung liegt nahe, daß sich in dieser Zone eine weniger durchlässige Schicht gebildet hat, die jetzt die Bewegung des Grundwassers nach oben behindert. In diesem Fall lassen sich (teilweise) gespannte Grundwasserverhältnisse vermuten. Der kapillare Aufstieg des Wassers kann dabei, im Gegensatz zum freien Grundwasser, zwar reduziert sein, erreicht offensichtlich aber noch immer relativ hohe Werte (AG BODENKUNDE, 1996). So erklärt sich auch die stets beobachtete hohe Feuchte im Oberboden. Der laterale Wasserfluß in die Fläche hinein vollzieht sich vorrangig im Grundwassersand und ist vom Bodengefüge darüber weitestgehend unabhängig.

Die unterschiedlichen bodenphysikalischen Eigenschaften auf den Untersuchungsflächen drücken sich in unterschiedlichen Grundwasserganglinien aus (Abbildung 52).

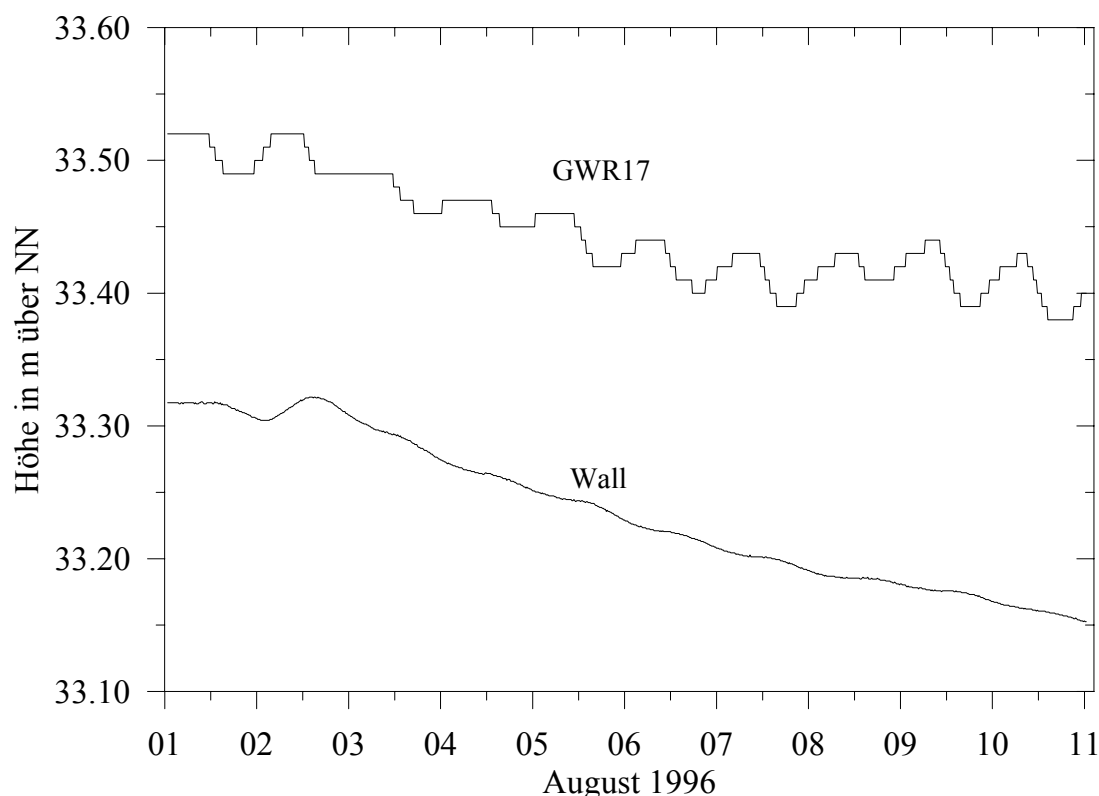


Abbildung 52: Grundwasserganglinien auf den Flächenmitten von GWR17 und Wall im August 1996.

Die tagesperiodischen Schwankungen, die sich auf der Fläche GWR17 mit einer Amplitude um 4 cm abzeichnen, sind auf der Fläche Wall nur andeutungsweise zu erkennen. Die Änderung der mittleren Grundwasserhöhe verläuft dagegen gleichförmig und nahezu parallel, was auch für die stärker ausgeprägte Schwankung am 02.08.96 gilt. Die Reduktion der Verdunstung wurde hier durch stärkere Bewölkung hervorgerufen. Der gleichmäßige Verlauf der Kurven spricht für eine ähnliche Verdunstungsrate auf beiden Flächen, die sich in den gemessenen Signalen unterschiedlich darstellt.

Die Auswertung der Grundwasserganglinien zur Bestimmung der realen Evapotranspiration bezieht sich daher im weiteren Verlauf dieser Arbeit weitestgehend auf die Daten der Fläche GWR17. Die Interpretation der aufgezeichneten Grundwasserganglinien von der Fläche Wall beschränkt sich auf einzelne Vergleiche.

4.4.4 Bestimmung des lateralen Wasserflusses auf der Fläche GWR17 aus Grundwasserganglinien

Wie das Beispiel der Flächenwasserbilanz gezeigt hat, setzt sich die Wasserversorgung der Fläche GWR17 aus einer Kombination aus Graben- und Grundwasserzufluß zusammen. Bevor man sich der Auswertung der aufgezeichneten Ganglinien zuwenden kann, muß die real zugeführte Wassermenge bestimmt werden. Dies geschieht über den nächtlichen Anstieg der Grundwasserhöhe (Abbildung 53). Diese Höhenzunahme repräsentiert, bei gleichzeitig ausbleibendem Niederschlag, ein Maß für den Wasserzufluß in die Fläche hinein. Die DARCY-Gleichung für den lateralen Wassertransport mit der

hydraulischen Leitfähigkeit k_f , der Querschnittsfläche des Grundwasserleiters A_{Aquifer} und dem hydraulischen Gradienten, lautet in der Flußform (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990):

$$Q_V = k_f \cdot A_{\text{Aquifer}} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4.1)$$

Die Länge der Fläche beträgt 800 m. Mit der Mächtigkeit des Aquifers von 10 m ergibt sich die Querschnittsfläche von 8000 m^2 . Die Länge des durchströmten Mediums wird mit der Entfernung des Datenloggers vom Graben 8/1 gleichgesetzt, daher gilt: $\Delta l = 150 \text{ m}$. Im Zeitraum der registrierten Ganglinien (Abbildung 53) betrug der hydraulische Gradient zwischen dem Graben und der Flächenmitte durchschnittlich 0.27 m .

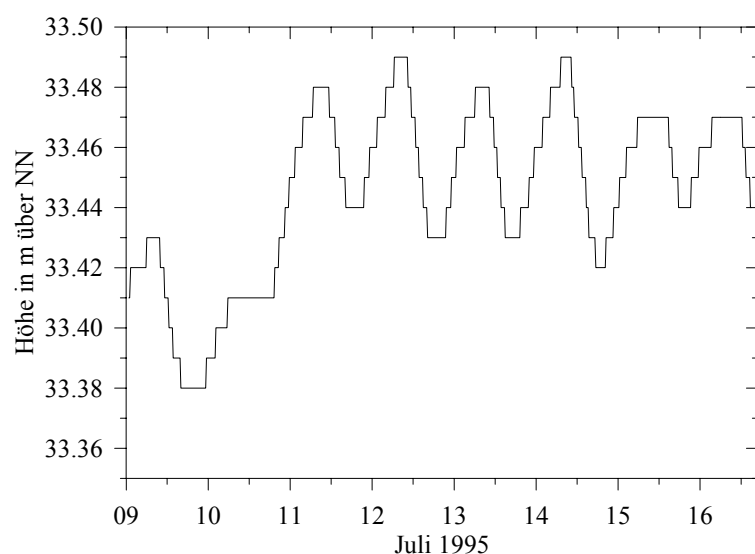


Abbildung 53: Grundwasserganglinie auf der Fläche GWR17 im Juli 1995.

Über die Umrechnung mit dem entwässerbaren Porenvolumen von 10% und der halben Flächengröße von 10.5 ha , die aufgrund der Position des Datenloggers in der Flächenmitte vorzugeben ist, ergibt sich eine zugeflossene Wassermenge von 105 m^3 je cm Grundwasseranstieg. Aus dem Anstieg des Grundwasserspiegels in der Nacht läßt sich nun sowohl die Flußrate pro Stunde, als auch die hydraulische Leitfähigkeit (k_f -Wert) für die spätere Modellierung bestimmen (Tabelle 10). Das Zeitintervall ergibt sich bei den Rechnungen aus den Zeiten, an denen der Winkelkodierer auf den nächsten Wert umspringt. An dieser Stelle ist die höchste Datensicherheit gegeben.

Tabelle 10: Flußrate und k_f -Wert-Bestimmung aus dem nächtlichen Grundwasseranstieg (GWR17).

Grundwasseranstieg [cm]	Zeitintervall [h]	Flußrate [$\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$]	k_f -Wert [m s^{-1}]
4	8.75	48.0	$9.26 \cdot 10^{-4}$
4	8.50	49.4	$9.53 \cdot 10^{-4}$
5	9.50	55.3	$10.67 \cdot 10^{-4}$
4	9.25	45.5	$8.76 \cdot 10^{-4}$

Als Mittelwert ergibt sich für den k_f -Wert ein Betrag von $9.5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ und für die mittlere Flußrate $49.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Für fein- bis mittelkörnigen Sand, wie er im Grundwasserleiter des Rhinluchs überwiegend anzutreffen ist, ist die Größenordnung der hydraulischen Leitfähigkeit realistisch. In der Literatur wird die Spanne von $1.3 \cdot 10^{-3}$ bis $1.0 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ angegeben. Wie Bohrungen ergaben (LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG, 1996), nimmt ab einer Tiefe von 4 - 6 m unter Flur der Anteil von mittel- und grobkörnigem Sand zu, so daß dort von einer noch höheren Leitfähigkeit auszugehen ist. Diese Schicht ermöglicht eine sehr gute Wasserversorgung des Rhinluchs, auch über größere Strecken hinweg.

Wie bereits geschildert, ist die hydraulische Leitfähigkeit des organischen Bodensubstrates, im Gegensatz zum sandigen Untergrund, deutlich geringer. Für die laterale Wasserversorgung des Gebietes ist das Moorsubstrat daher kaum von Belang, da sich die Wasserströmung auf die Schichten mit höherer Durchlässigkeit konzentriert (Abbildung 54). Ein Unterschied beim k_f -Wert vom 10 - 20fachen des Betrages schließt den horizontalen Wassertransport der minder durchlässigen Schicht annähernd aus (HARTGE UND HORN, 1991).

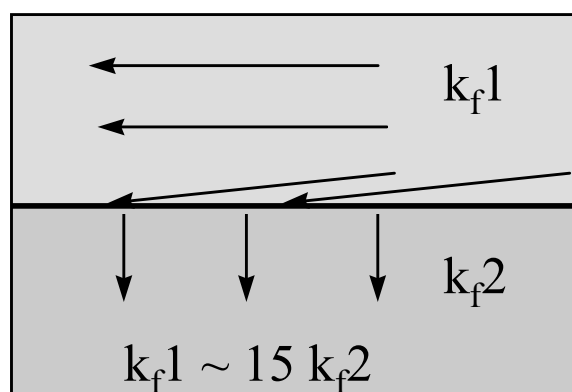


Abbildung 54: Die Wasserströmung im Bereich von Schichten mit unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit (nach HARTGE UND HORN, 1991).

Die ermittelte Flußrate ergibt eine Wassermenge von etwa 1200 m^3 , die täglich in die Fläche strömt. Bei einer Ausdehnung von 21 ha reicht diese Menge aus, um eine mittlere Verdunstung von 5.7 mm d^{-1} auf der gesamten Fläche auszugleichen. Dabei gilt es zu bedenken, daß ein Teil des zufließenden Wassers über den kapillaren Aufstieg in den Oberboden geleitet wird, um den Wasserverlust des Tages auszugleichen. Diese Menge führt nicht zu einer Erhöhung des Grundwasserspiegels. Geht man von einem Anteil von 10% aus den oberen Bodenschichten aus (MUNDEL, 1982b,d), muß man dementsprechend die Evapotranspiration erhöhen. Bis zu einer Verdunstungsrate von ca. 6 mm d^{-1} senkt sich demnach der Grundwasserspiegel, abgesehen von den kurzzeitigen Schwankungen, nicht weiter ab. Steigt die Verdunstung weiter und die Grundwasserhöhe nimmt ab, so erhöht sich bei gleichbleibenden Grabenwasserständen, bzw. dem Wasserstand des Wustrauer Mühlenrhins, der hydraulische Gradient und die damit zugeführte Wassermenge. Nach den Betrachtungen zur Wasserbilanz des gesamten Einzugsgebietes zeigt sich damit auch für die Untersuchungsflächen, daß die Wasserzufuhr eine überdurchschnittlich hohe Verdunstung ermöglicht.

Mit diesen Ergebnissen lassen sich nun Überlegungen anstellen, die zu einer möglichen Auswertung der Grundwasserganglinien für die Evapotranspiration mit einer ausreichenden Genauigkeit führen. Der laterale Grundwasserzufluß wirkt naturgemäß nicht nur in den Nachtstunden, sondern rund um die Uhr. In diesem Zusammenhang stellt sich nun die Frage, wann und wieviel Wasser die Flächenmitte,

also den Ort des Datenloggers, tatsächlich erreicht. Zur Klärung wurde ein konstanter Grundwasserzufluß nach Tabelle 10 in Höhe von $49.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ angenommen. Die Evapotranspiration für den betreffenden Zeitraum (Juli 1995) wurde mit dem Oberflächenwiderstand $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$, bzw. $r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$ berechnet. Aus der Zuflußrate und der verdunstenden Wassermenge, bezogen auf die halbe Flächengröße von 10.5 ha, wurde die Differenz gebildet. Am Beispiel des 12.07.95 wird deutlich, daß der Grundwasserfluß in den Tagesstunden nicht ausreicht, um die Verdunstung am Ort des Datenloggers auszugleichen (Abbildung 55). Ein Teil des zuströmenden Grundwassers wird bereits vor dem Erreichen der Flächenmitte durch Evapotranspiration verbraucht. Ab ca. 9:00 Uhr wird dem Boden mehr Wasser von der Vegetation entzogen, als lateral nachströmen kann. Folglich beginnt der Grundwasserspiegel abzusinken. Erst mit einsetzender Abenddämmerung gegen 18:00 Uhr reduziert sich die Evapotranspiration so weit, daß sich das Grundwasser in der Flächenmitte bei positiver Wasserbilanz wieder hebt.

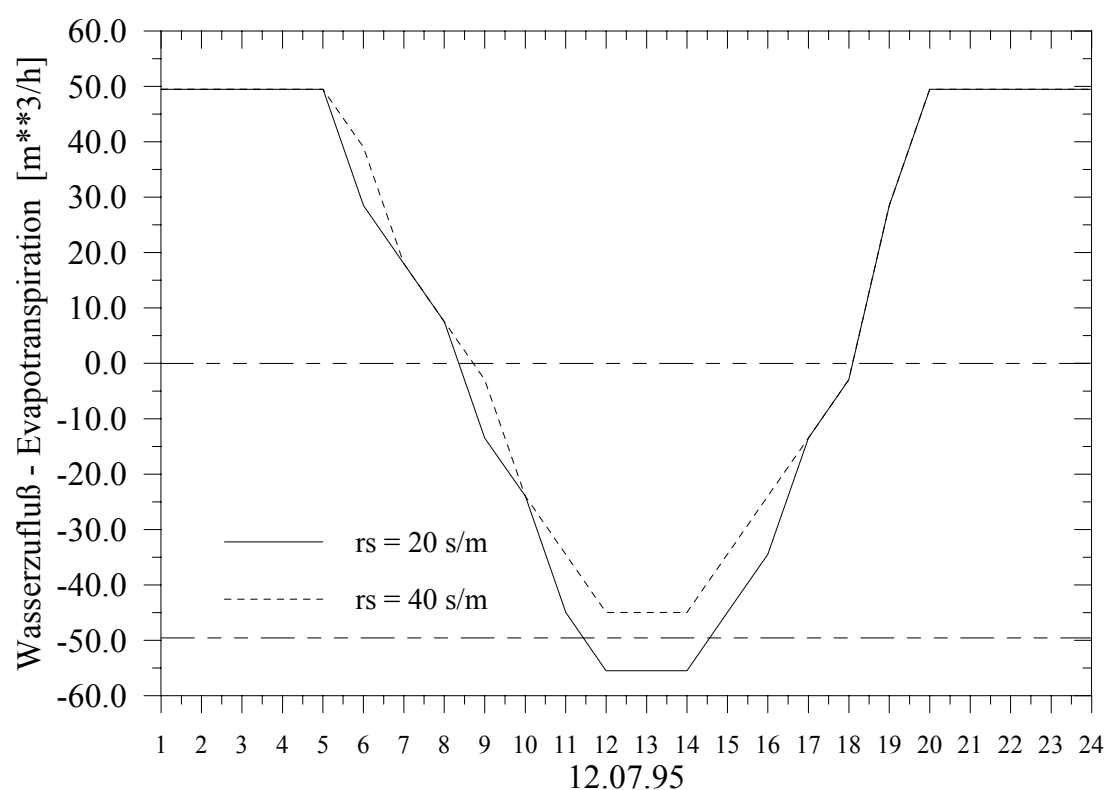


Abbildung 55: Summe aus Grundwasserzufluß (positiv) und berechneter Evapotranspiration (negativ) in der Mitte der Untersuchungsfläche GWR17 (MESZ) am 12.07.95.

Für die Interpretation der Ganglinie ist besonders der Bereich um die Mittagszeit von Interesse. Bei einem Oberflächenwiderstand von $r_s = 20 \text{ s m}^{-1}$ unterschreitet die berechnete Wasserbilanz den Wert, der durch die Nachlaufrate vorgegeben ist. An dieser Stelle ist die Grundwasserentnahme daher der realen Evapotranspiration gleichzusetzen. Auch mit $r_s = 40 \text{ s m}^{-1}$ kommt man zumindest in die Nähe dieses Schwellenwertes.

Schlußfolgernd ergibt sich einerseits, daß nur relativ hohe Verdunstungsraten zu einer signifikanten tagesperiodischen Absenkung des Grundwassers führen. Desweiteren ist die laterale Grundwasserzufuhr in die Fläche beschränkt, so daß man in Phasen hoher Verdunstung von der Grundwassersenkung

in den Mittagsstunden auf die reale Evapotranspiration schließen kann. Der Betrag der Wasserbilanz und die Länge des möglichen Auswertzeitraumes sind von den hydrologischen Rahmenbedingungen abhängig. Bei niedrigeren hydraulischen Gradienten, führt bereits eine geringere Evapotranspiration zur meßbaren Grundwassersenkung. Bei höheren Gradienten muß entsprechend mehr Wasser verdunsten, oder die Zeitbereiche der Absenkung sind kürzer.

Die Betrachtung der Wasserbilanz über die Verdunstung der halben Flächengröße aus Gründen der Konsistenz der Bezugsdaten, kann auf den ersten Blick zu der Annahme führen, daß für die südlich gelegene Flächenhälfte, zwischen dem Datenlogger und dem Graben 8/2, kein Wasser mehr für die Evapotranspiration zur Verfügung steht. Nach Abbildung 47 setzt sich die Ausrichtung des hydraulischen Gradienten in dieses Areal fort, wenn die Grundwasseroberfläche höher liegt, als der Wasserstand des Entwässerungsgrabens 8/2. Das Gefälle des Gradienten nimmt etwas ab. In diesem Teil der Fläche findet man im Untergrund eine hoch reichende Sandschicht mit der entsprechend hohen hydraulischen Leitfähigkeit vor (Abbildung 41, unten). Dies spricht für eine rasche horizontale Ausbreitung des Grundwassers und der entsprechenden meßbaren Signale, bei einem gleichzeitigem Abbau entstehender hydraulischer Potentiale. Senkt sich der Grundwasserspiegel bei anhaltend hoher Verdunstung unter dieser Bezugshöhe ab, fließt zusätzlich Wasser aus dem Graben 8/2 in die Fläche hinein. In diesem Flächenbereich liegen zwar keine vergleichbar aufgelösten Messungen der Grundwasserhöhe vor, dennoch auch hier ist von einer ähnlichen Wasserhaushaltsdynamik auszugehen.

Wie die Betrachtungen zur Flächenwasserbilanz gezeigt haben, ist eine zusätzliche Wassermenge zu vermuten, die über tiefere, grobkörnigere Sandschichten in das Gebiet geleitet wird. Nimmt man die geschätzten 2 mm d^{-1} als Bezugsmaß, fließen umgerechnet weniger als 0.1 mm h^{-1} in den gesamten Flächenbereich. Diese geringe Menge ist innerhalb der Grundwassersignale kaum zu identifizieren und führt so zu keiner gravierenden Verfälschung der Ergebnisse.

4.5 Ermittlung des Oberflächenwiderstandes r_s

4.5.1 Bestimmung des Oberflächenwiderstandes r_s für den August 1995

Aus den bisherigen Untersuchungen folgt, daß die Grundwasserabsenkung, in gewissen Zeitbereichen mit einer konstant hohen Verdunstung, direkt der realen Evapotranspiration entspricht. Je länger die verdunstungsintensive Phase anhält, desto eindeutiger sind die meßbaren Grundwassersignale in der Mitte der Untersuchungsfläche GWR17. Der August 1995 bietet für die Auswertung der Grundwasserganglinien sehr gute Voraussetzungen. Schon im Vormonat stellte sich ein quasi-stationäres Gleichgewicht zwischen Verdunstung und lateralem Wasserfluß ein, das bereits in den ersten Tagen zu tagesperiodischen Schwankungen mit einer signifikanten Amplitude führte (Abbildung 50). Die anhaltende Trockenheit und die zusätzliche Konstanz der weiteren meteorologischen Bedingungen, trugen maßgeblich zu diesem Zustand bei. Hohe Beträge für die Einstrahlung, die Temperatur und relativ hohe Windgeschwindigkeiten führen beinahe zwangsläufig zu ebenfalls hohen Raten der Evapotranspiration. Kurzzeitige Abweichungen, wie am 04.08.95, wo die Einstrahlung zeitweise durch dichtere Bewölkung herabgesetzt wurde, bewirken nur eine kurzzeitige Änderung im Verlauf der Grundwasserganglinie (Abbildung 56).

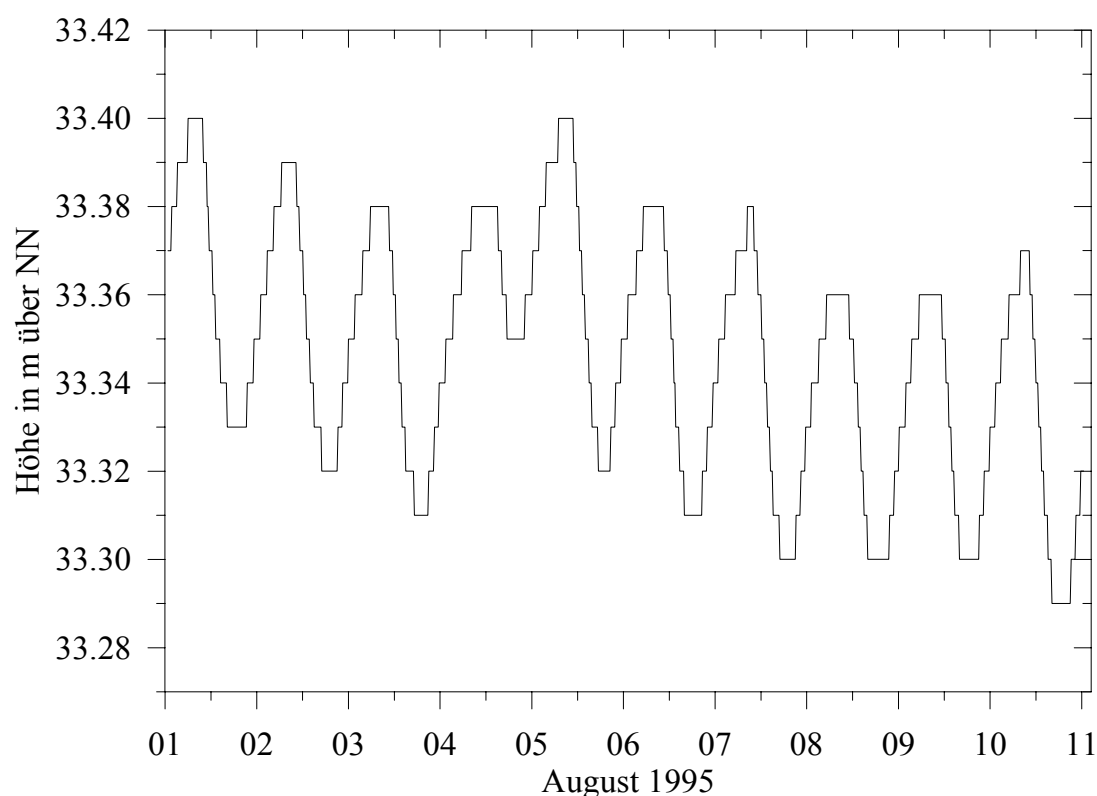


Abbildung 56: Gemessene Grundwasserganglinie auf der Fläche GWR17 (01.08.95 - 10.08.95).

Die tägliche gemessenen Abnahme der Grundwasserhöhe beträgt im Durchschnitt 7 cm. Umgerechnet, mit dem Speichervolumen von 10%, ergibt sich also eine tägliche Verdunstung von mindestens 7 mm. Die auftretenden lateralen Flüsse in den Übergangszeiträumen, in denen sich Verdunstung und Nach-

lauf überlagern, sind in diesem Fall noch nicht eingerechnet. Die reale Evapotranspiration liegt hier folglich oberhalb der 7 mm-Grenze.

Die gleichmäßigen Bedingungen bezüglich der hydrologischen und meteorologischen Faktoren führen zu einer hohen zeitlichen Übereinstimmung der Grundwassersignale. Zur Verdeutlichung dieses Umstandes wurden an jedem Tag 4 markante Zeitpunkte aus der gemessenen Kurve entnommen (Abbildung 57). Punkt (1) markiert die Zeit, an dem das Ausgangsniveau für den Folgetag erreicht ist. Punkt (2) ist die Zeit, an dem die Grundwasserabsenkung an dem jeweiligen Tag beginnt. Zum Zeitpunkt (3) ist das Tagesminimum erreicht, zum Zeitpunkt (4) beginnt die nächtliche Auffüllphase.

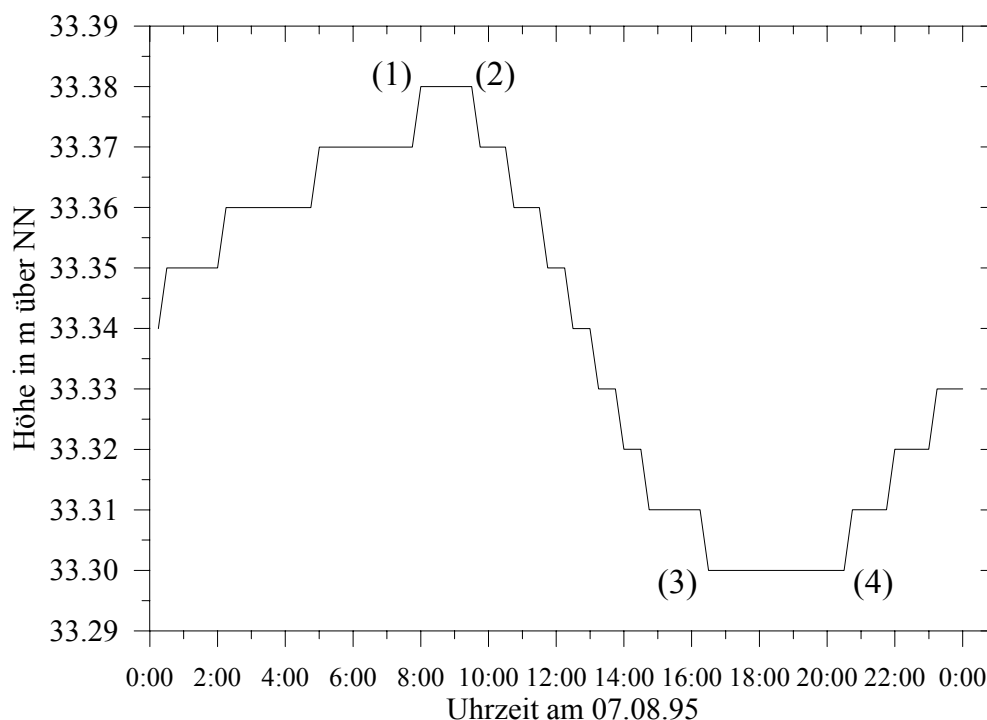


Abbildung 57: Verlauf der gemessenen Grundwasserganglinie am 07.08.95 und markante Zeitpunkte.

Der Vergleich der Einsatzzeiten, an denen die einzelnen Zustände auftreten, zeigt eine bemerkenswerte Konstanz der Situationen über mehrere Tage hinweg (Tabelle 11).

Tabelle 11: Uhrzeiten der Ereignisse (1) bis (4) im August 1995 (siehe Abbildung 57).

	01.08.	02.08.	03.08.	04.08.	05.08.	06.08.	07.08.	08.08.	09.08.	10.08.
(1)	05:30	06:00	05:15	07:45	06:30	04:45	08:00	04:45	05:00	07:30
(2)	09:30	10:00	10:15	14:45	10:30	10:15	09:45	10:45	11:00	10:00
(3)	15:45	16:30	16:45	17:00	17:00	15:30	13:30	15:30	15:30	15:45
(4)	21:00	20:45	20:30	21:45	20:15	20:15	20:45	21:15	20:45	20:45

Die gleichbleibende Grundwasserhöhe in der Zeit von 05:00 - 10:00 Uhr und von 16:00 - 20:30 Uhr deutet auf das Gleichgewicht zwischen Verdunstung und lateralem Wasserzufluß hin. Die geringen

Abweichungen bezüglich der Zeit entstehen durch die Funktionsweise des Winkelkodierers, der nur zu jeweils vollen cm-Werten umspringt und die Meßwerte in Zeitintervallen von 15 Minuten speichert. Besonders signifikant ist der eng umrissene Bereich der Grundwasserabsenkung zwischen den Zeitmarken (2) und (3). An dieser Stelle drückt sich die Abhängigkeit der realen Evapotranspiration von der Solarstrahlung aus, deren kontinuierlicher Verlauf sich über die Photosynthese bis in das Grundwasser hinein fortsetzt. Die oft zitierte Abhängigkeit der Verdunstung vom Sättigungsdefizit der Luft (BEHRENDT ET AL., 2000, MATTHESS UND UBELL, 1983, MUNDEL, 1982a,d, HAUDE, 1955) erscheint in diesem Zusammenhang als eher zufällig.

Im Hinblick auf die Bestimmung des Oberflächenwiderstandes r_s aus der gemessenen Grundwasserganglinie besteht nun die Möglichkeit, den Wasserentzug in der Tagesmitte in den latenten Wärmefluß umzurechnen und r_s nach Gleichung (3.28) zu berechnen. Neben dem mathematischen Problem der Differenzenbildung großer Zahlen führt hierbei jedoch die zeitliche Diskretisierung der Grundwasserdaten (15 Minuten, nur volle cm-Werte) zu Unsicherheiten, die eine allgemeingültige Formulierung erschwert, bzw. verhindert. Auch in Phasen mit einer gleichbleibend hohen Verdunstung richtet sich der Verlauf des Grundwassersignals zusätzlich nach den jeweiligen hydrologischen Bedingungen. Bei der geringen Zahl an stabilen Situationen, in denen sich eine periodische Schwankung der Grundwasserhöhe um ein stabiles Referenzniveau einstellt, ist deshalb eine genauere Prüfung der Einflüsse im Einzelfall vorzunehmen.

Der Betrag der Amplitude, mit der die Grundwasserhöhe im Tagesverlauf abnimmt (Abbildung 56) läßt auf einen niedrigen Oberflächenwiderstand schließen, der im unteren Bereich der bisherigen Schätzwerte zwischen 20 und 40 s m⁻¹ liegt. Um zu konkreten Zahlenwerten zu gelangen, wurde zuerst die Evapotranspiration mit verschiedenen Oberflächenwiderständen ($r_s = 0/15/30$ s m⁻¹) berechnet. Über den Speicherkoeffizienten von 10% kann man die Stundenwerte der Verdunstung in die entsprechende Wasserhöhe im Grundwasserleiter umrechnen. Bezugspunkt ist das Maximum der Grundwasserhöhe in den Morgenstunden (Abbildung 57, Punkt (1)). Die Summenkurve der verdunsteten Wassermenge ergibt eine theoretische Grundwasserabsenkung, die mit der gemessenen Ganglinie verglichen werden kann. Das entscheidende Kriterium bei der anschließenden Interpretation beider Kurven ist die Mittagszeit. Aufgrund der Überlegungen zum lateralen Wasserzufluß, ist in diesem Bereich die Übereinstimmung zwischen Grundwassersenkung und realer Evapotranspiration am größten, weil der horizontale Nachlauf die Flächenmitte nicht mehr beeinflusst. Im weiteren Tagesverlauf ist von einer steigenden Saugspannung im Oberboden auszugehen, wodurch Grundwasser über den Kapillarsaum nach oben transportiert wird. Der überwiegende Teil ersetzt dabei das Wasser, das von den flacheren Wurzelbereichen der Pflanzen aufgenommen und über die Verdunstung an die Atmosphäre abgegeben wurde. Durch die leichte Wasserbeweglichkeit im Kapillarsaum ist für diesen Anteil die Relation zwischen Evapotranspiration und Grundwassersenkung ebenfalls gültig. Mit steigender Saugspannung erhöht sich aber auch das Matrixpotential im Substrat, so daß in diesem Bereich mehr Wasser aufgenommen und gegen die Schwerkraft gehalten werden kann. Dieser Anteil führt zwar zu einer Grundwasserabsenkung, verbleibt aber im Boden und ist damit nicht der Verdunstung zuzuschreiben. Als Folge kann die Abnahme der Grundwasserhöhe stärker ausfallen, als es die reale Evapotranspiration verursachen würde. Die Unsicherheit durch diesen Vorgang ist relativ gering, wie Messungen der Saugspannung durch die TU Berlin auf der Fläche GWR17 (BOHL ET AL., 1996, dort als GWS60 bezeichnet) im gleichen Jahr ergaben. Unterhalb einer Tiefe von 20 cm fallen die Änderungen der gemessenen Saugspannung nur schwach aus (Abbildung 58).

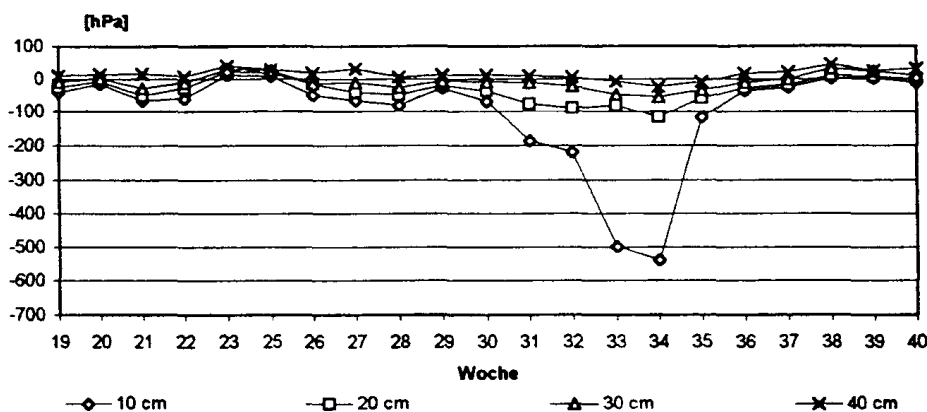


Abbildung 58: Gemessene Saugspannung auf der Fläche GWR17 im Jahr 1995 (BOHL ET AL., 1995).

Lediglich in der oberen Bodenschicht mit einer Mächtigkeit von 10 cm ist eine signifikante Zunahme der Saugspannung von -100 hPa auf -600 hPa im August 1995 zu beobachten. Sie fällt in den Zeitraum der deutlichen Grund- und Grabenwassersenkung in der Monatsmitte (siehe Abbildung 50) und ist eher auf äußere Einflüsse zurückzuführen. Ähnliche Messungen in einem isolierten Geländebereich während einer Austrocknungsphase zeigten, daß die Saugspannung erst ab der Tagesmitte eine deutliche Steigerung erfährt. In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß mit nachlassender Saugspannung und den geringer werdenden Matrixkräften am späten Nachmittag oder am frühen Abend auch Wasser aus dem Kapillarsaum zurück in den Grundwasserspeicher fließen und zu einer Anhebung des Grundwasserspiegels führen kann.

Der Vergleich, zwischen der gemessenen Grundwasserganglinie mit der theoretischen Abnahme der Grundwasserhöhe, zeigt die Unterschiede auf, die sich bei der Verwendung unterschiedlicher Werte für den Oberflächenwiderstand ergeben (Abbildung 59).

Am frühen Morgen und am Nachmittag des 02.08.95 ist der Zeitbereich zu erkennen, an dem der laterale Wasserfluß die Flächenmitte erreicht und zur Auffüllung des Grundwasserspeichers führt. Die Stützstellen bezeichnen den jeweiligen Zeitpunkt, auf dem der Winkelkodierer auf den nächsten Wert überspringt. Der theoretische Wasserentzug wurde in Stundenwerten berechnet und anschließend geglättet. Außerhalb der Übergangsphasen stimmt die berechnete Kurve für $r_s = 0 \text{ s m}^{-1}$ sehr gut mit der gemessenen überein. Zusammen mit den Überlegungen zur Saugspannung erscheint dieser Wert jedoch als zu gering, da die berechnete Grundwasserabsenkung zumindest am Nachmittag geringer ausfallen muß, als die gemessene. Die Steigung der Kurve für $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ weist in der Mittagszeit den gleichen Betrag auf, wie die gemessene Kurve. Hier ist die reale Evapotranspiration E_a gleich der Grundwasserabsenkung dGW . Außerhalb dieser Phase ist die Abnahme geringer als bei der gemessenen Kurve. Für $r_s = 30 \text{ s m}^{-1}$ ist der Kurvenverlauf zu jedem Zeitpunkt flacher, demnach ist dieser Wert für r_s als zu hoch anzusehen. Zusammenfassend erfüllt die mit $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ berechnete Kurve alle geforderten Kriterien. Ein Tagesgang des Oberflächenwiderstandes, der sich beispielsweise aus einem möglichen Wasserstreß in der zweiten Tageshälfte ergeben könnte, ist nicht zu erkennen.

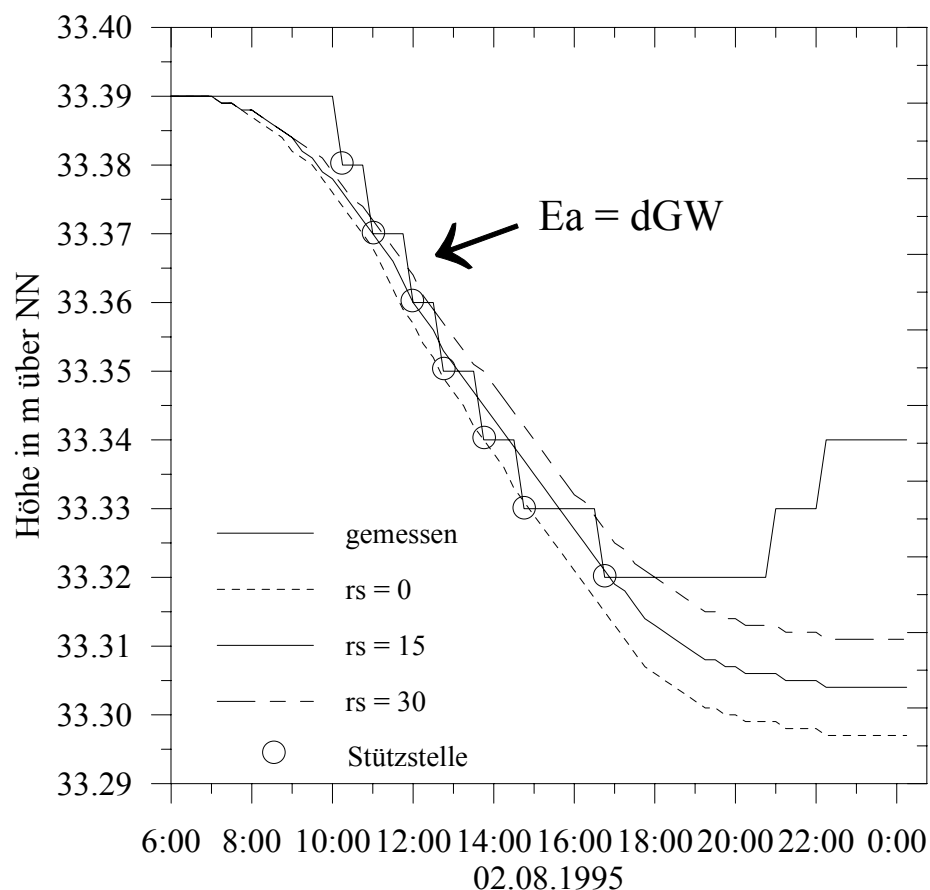


Abbildung 59: Vergleich der gemessenen und der berechneten Grundwasserabsenkung für verschiedene Werte des Oberflächenwiderstandes r_s am 02.08.95 auf der Fläche GWR17.

Ausgehend von diesem Ergebnis, lassen sich die Tagessummen der Verdunstung für den ganzen Monat August 1995 aus den gemessenen Klimadaten und dem ermittelten Oberflächenwiderstand berechnen. Vergleicht man diese Werte mit den täglichen Summen der Grundwasserentnahme, so ergibt sich eine durchschnittliche Differenz von 2 mm d^{-1} (Abbildung 60). Der Faktor 10 ergibt sich aus dem Bodenspeichervolumen von 10%.

In der Monatsmitte ist diese Differenz auf den ersten Blick nicht zu identifizieren. An dieser Stelle macht sich, trotz der Beschränkung auf die Tagesstunden, die Senkung des Grundwassers im Gelände aufgrund der früher geschilderten Abnahme des Gesamtniveaus bemerkbar (Abbildung 50). Rechnet man diese Überlagerung aus den gemessenen Daten heraus, ergibt sich auch hier die genannte Differenz von 2 mm, bzw. cm. Auch hier bestätigen sich die Überlegungen zur Wasserbilanz und zum lateralen Wasserfluß in die Fläche hinein.

Die Monatssumme der realen Evapotranspiration ($r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$) liegt im August 1995 bei 200.5 mm. Stundenwerte erreichen maximale Werte von über 1 mm h^{-1} , was einem latenten Wärmestrom von über 680 W m^{-2} entspricht. Es sei noch einmal darauf verwiesen, daß die klimatologischen Bedingungen in diesem Zeitraum hinsichtlich der Verdunstung optimal waren. Trotz dieser hohen Beträge liegt die Monatssumme noch immer unterhalb der theoretischen Höchstgrenze von 217 mm, die sich aus dem täglichen Mittelwert von 7 mm ergibt (DVWK, 1996). Bemerkenswert ist zudem, daß es auch in dieser anhaltenden Phase hoher Verdunstung keine Anhaltspunkte für eine mangelnde Wasserversor-

gung der Vegetation gab, die zu einem veränderlichen Oberflächenwiderstand, etwa mit einem Tagesgang, geführt hätten.

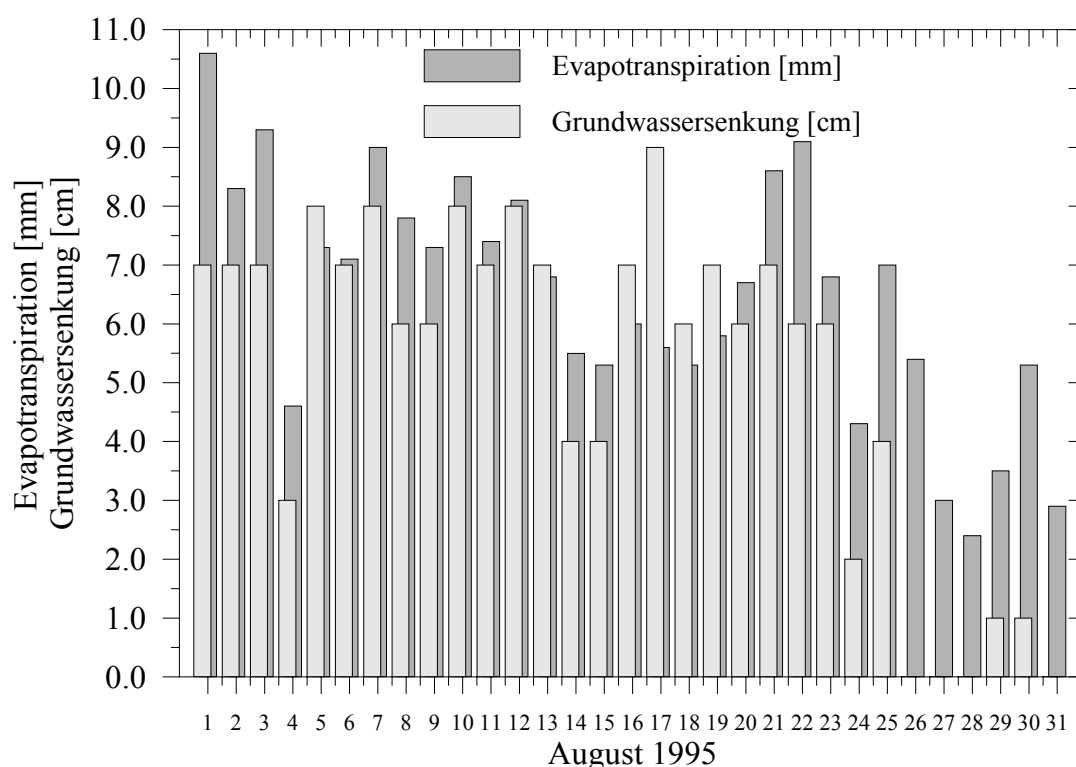


Abbildung 60: Vergleich der berechneten Evapotranspiration [mm] (Tageswerte) und der täglichen Abnahme der Grundwasserhöhe in den Tagesstunden [cm] im August 1995.

Wie bereits geschildert, ist ein direkter Vergleich mit den Messungen auf der Fläche Wall aufgrund der grundsätzlichen Unterschiede im Bodengefüge nicht möglich. Dennoch ist zu erkennen, daß die gemessene Grundwasserhöhe, ebenso wie auf der Fläche GWR17, direkt auf die Evapotranspiration reagiert (Abbildung 61).

Die Absenkung des Wassers am 04.08.95 ist ebenfalls durch die verringerte Einstrahlung in den Vormittagsstunden reduziert. Auffällig sind die Beträge im mm-Bereich. Sie entsprechen der berechneten Verdunstung, so daß man den Eindruck gewinnt, in diesem Einzelfall die reale Verdunstung direkt aus der Grundwassersenkung bestimmen zu können. Gleichzeitig ist zu bemerken, daß die Änderungen der Grundwasserhöhe, gegenüber den Meßkurven der Fläche GWR17, mit einer zeitlichen Verzögerung von mehreren Stunden auftreten (Abbildung 62).

Eine mögliche Ursache für diesen Umstand zeigt sich in einem tiefer gelegenen und überstauten Bereich der Fläche, der sich mit einer Ausdehnung von mehreren Quadratmetern in etwa 15 m Entfernung zum Grundwasserbeobachtungsrohr befand. Die Höhe der Wasseroberfläche entspricht dem Niveau der Grundwasserhöhe. Bei der allgemein hohen hydraulischen Leitfähigkeit kann man daher zunächst davon ausgehen, daß der durch die Verdunstung hervorgerufene Wasserverlust sehr schnell aus dem Reservoir dieser Wasserfläche ausgeglichen wird und deshalb die Umrechnung über das Bodenspeichervolumen entfällt. Der zeitliche Verlauf der gemessenen Grundwasserganglinie gibt Aufschluß über das Verhalten des großräumigen Wasserhaushaltes. Wie der Querschnitt durch die Fläche aus dem Folgejahr (Abbildung 51) gezeigt hat, liegt die Grundwasserhöhe in regenfreien Phasen im

Durchschnitt konstant ca. 0.5 m unter der Geländeoberkante. Trotz der vermutlich teilweise gespannten Verhältnisse im Grundwasserleiter, reicht die vertikale Nachlieferung in den Kapillarsaum aus, um auch größere Wasserverluste auszugleichen. Möglicherweise wird durch die Spannung auch Wasser gegen den atmosphärischen Druck durch die Schicht mit reduzierter Durchlässigkeit in den Kapillarsaum gedrückt (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Andernfalls hätte sich die Bodenfeuchte in der obersten Bodenschicht in Trockenphasen verringern müssen, was jedoch nicht beobachtet werden konnte.

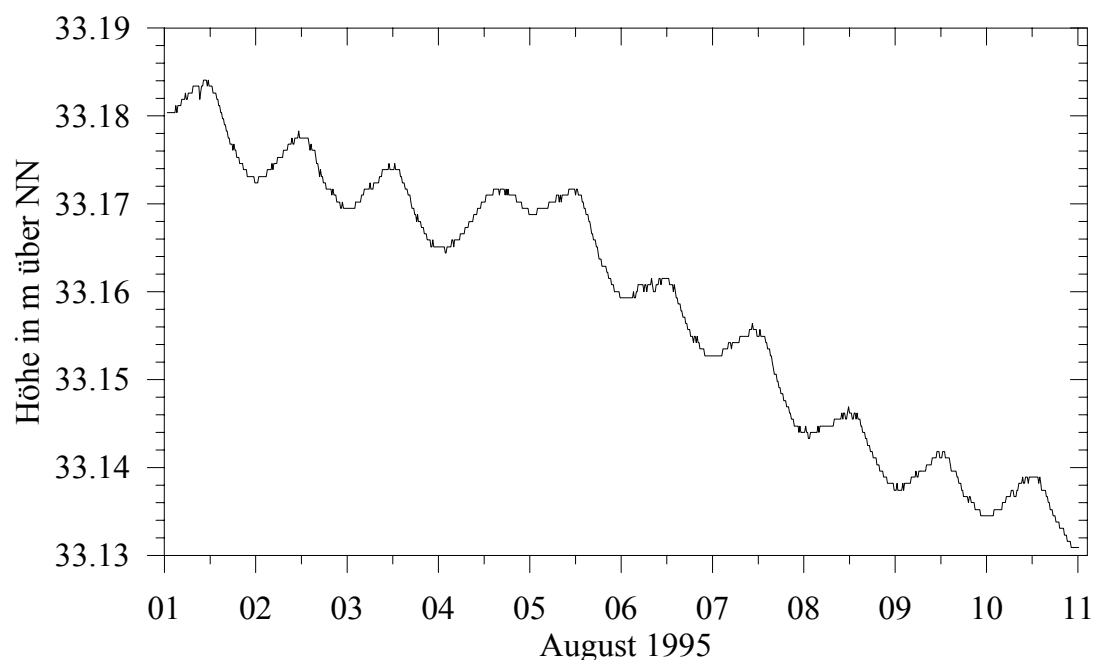


Abbildung 61: Gemessene Grundwasserganglinie auf der Fläche Wall (01.08.-10.08.95).

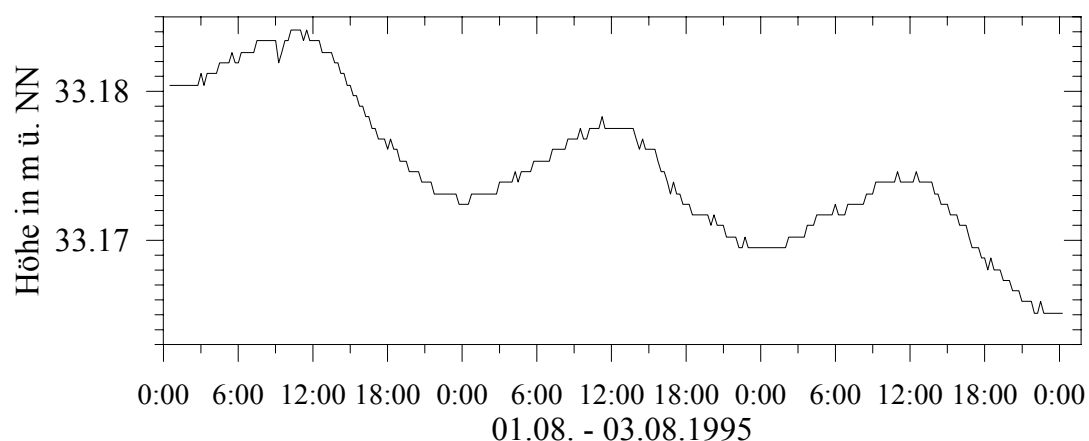


Abbildung 62: Gemessene Grundwasserganglinie auf der Fläche Wall (01.08.-03.08.95).

Der Aquifer erhält sein Wasser permanent aus dem großräumigen lateralen Wasserfluß im Boden, ein Umstand der durch die konstanten Wasserstände in den Gräben gestützt wird. Sie entsprechen demnach der freien, ungespannten Grundwasserhöhe. Die zeitliche Verschiebung der gemessenen Ganglinie entsteht durch die Saugspannungsänderung während der Verdunstungsphase am Tage. Bis zur Mittagszeit reicht die leichte Wasserbeweglichkeit zwischen Grundwasser und Kapillarsaum aus, um

den Wasserverlust im Oberboden zu ersetzen. Später steigen die Matrixkräfte an, wodurch Wasser in einer größeren Menge aus dem Grundwasserleiter nach oben befördert wird, aber nicht unbedingt verdunsten muß. Im Prinzip mißt man also nicht die eigentliche Grundwasserentnahme, sondern das großräumig veränderte Kräftepotential im Boden. In der zweiten Nachthälfte füllt sich die Kapillarzone bei gleichzeitig sinkender Saugspannung bis zum hydrostatischen Gleichgewicht auf, so daß sich die Grundwasseroberfläche unter dem Einfluß des lateralen Zuflusses wieder heben und schließlich auch den überstauten Flächenbereich auffüllen kann.

Zusammenfassend spricht die Grundwasserganglinie für eine Bestätigung der zuvor ermittelten Verdunstungshöhe und des geringen Oberflächenwiderstandes, auch wenn der geringe Wertebereich im Rahmen der Meßgenauigkeit zu Unsicherheiten führt.

4.5.2 Bestimmung des Oberflächenwiderstandes r_s für den August 1996

Es liegt nahe, zunächst den gleichen Monat eines anderen Jahres zum Vergleich heran zu ziehen, da die physikalischen und biologischen Randbedingungen in diesem Zeitraum naturgemäß ähnlich sind. Die Berechnung der Evapotranspiration mit $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ ergeben für den August 1996 eine Monatssumme von 190.0 mm, also nur 10.5 mm weniger als im Vorjahr. Der Vergleich der täglichen Grundwasserabsenkung mit der berechneten Evapotranspiration zeigt aber eine durchschnittliche Differenz von 4 mm (bzw. cm) auf und fällt damit doppelt so hoch aus, wie im August 1995 (Abbildung 63). Die zeitliche Konstanz des jeweiligen Wertes ist jedoch in beiden Jahren gegeben.

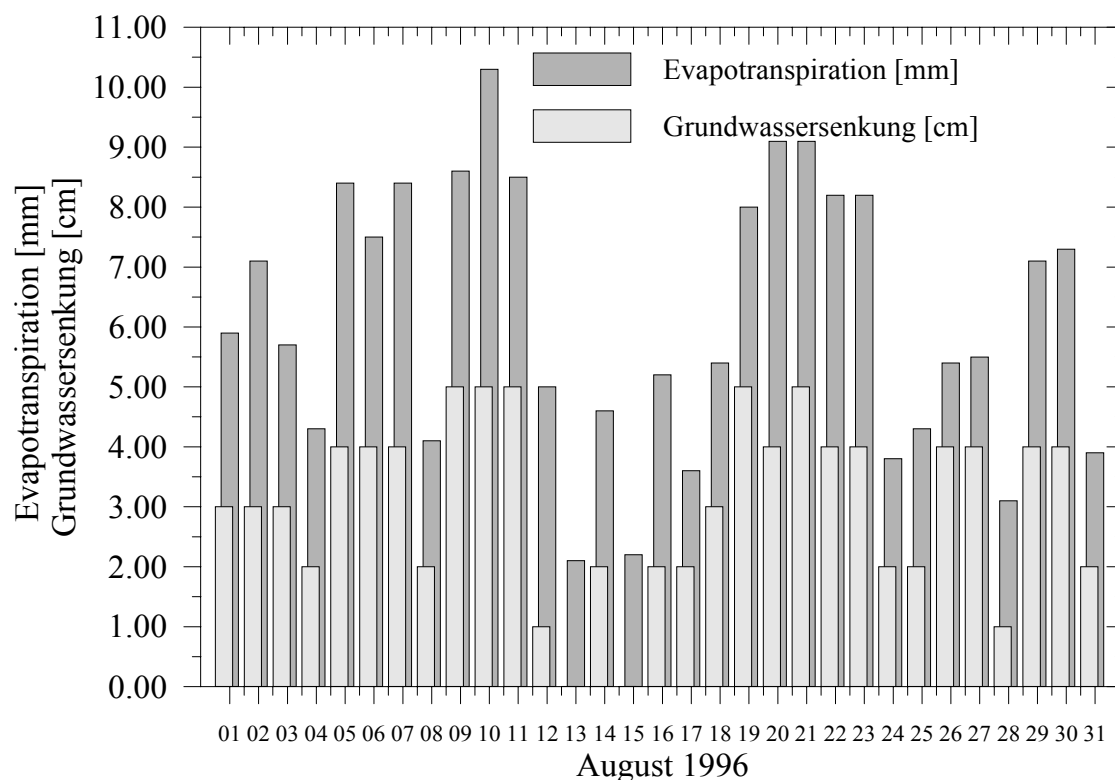


Abbildung 63: Vergleich der berechneten Evapotranspiration [mm] (Tageswerte) und der täglichen Abnahme der Grundwasserhöhe [cm] in den Tagesstunden auf der Fläche GWR17 im August 1996.

Die zeitlich hoch aufgelösten Grundwasserstandsmessungen bestätigen, daß die Amplitude im Jahr 1996 gegenüber dem Vorjahr deutlich vermindert ist. Die Zeitpunkte, an denen die Höhenänderungen einsetzen, sind dagegen vergleichbar (Abbildung 64).

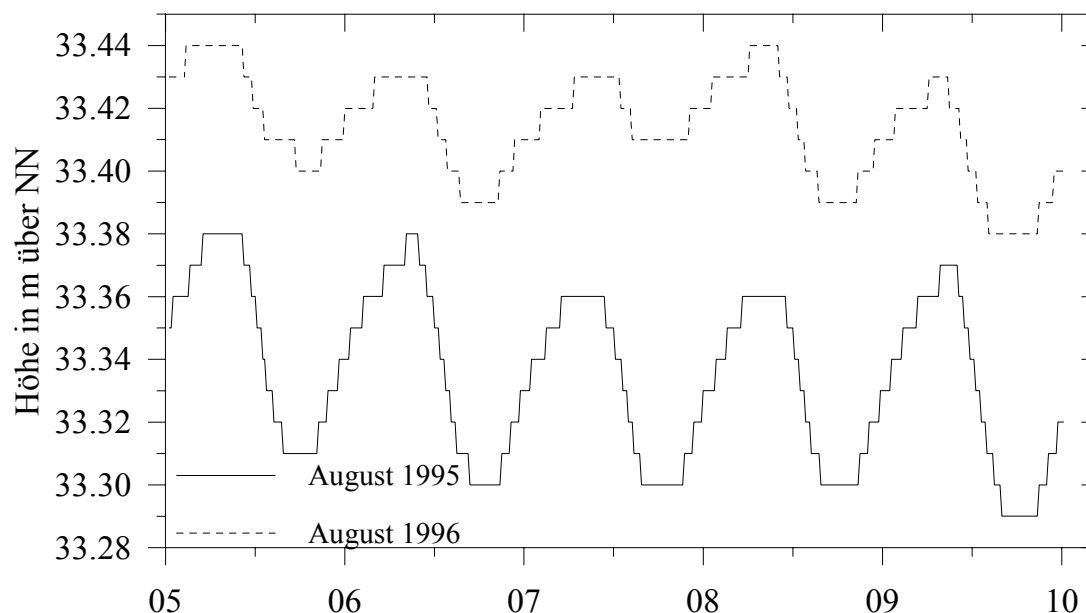


Abbildung 64: Vergleich der Grundwasserganglinien auf der Fläche GWR17 im August 1995/96.

Bezüglich der meteorologischen Bedingungen und der Evapotranspiration kann man von ähnlichen Verhältnissen ausgehen, was ebenfalls für einen geringen Wert für den Oberflächenwiderstand r_s spricht. Deutliche Unterschiede bestehen jedoch bezüglich der hydrologischen Randbedingungen, wie ein Vergleich der Graben- und Grundwasserstände auf den Trassen in beiden Monaten zeigt (Abbildung 65).

Der Gradient zwischen dem Graben 8/1 und der Flächenmitte ist in beiden Jahren gleich, die Grundwasser Oberfläche verläuft parallel zueinander. Das Niveau ist im Jahr 1996 ca. 10 cm höher als im Vorjahr. Zwischen dem Graben 8/1 und 8/2 hat sich jedoch ein hydraulischer Gradient entwickelt, der etwa doppelt so hoch ist, wie im Vorjahr. Nach dem DARCY-Gesetz ist der laterale Zufluß in die Fläche damit ebenfalls um diesen Faktor gestiegen. Ein signifikanter Unterschied besteht in der Nähe des Grabens 8/2. 1996 ist hier ein großer Unterschied zwischen Grund- und Grabenwasserhöhe zu erkennen und bestätigt die Annahme der relativ starken Kolmation der Grabenwände. Großräumig ist hier von Bedeutung, daß der Gradient zwischen Graben 8/2 und dem Wustrauer Mühlentrin, gegenüber dem Vorjahr, um bis zu 20 cm erhöht war. Die Wassermenge, die in die Fläche geleitet wird, kann offensichtlich nicht so leicht in den Graben 8/2 entweichen. Die Zunahme der Grundwasserhöhe um ca. 2 cm an einem Beobachtungsrohr zwischen der Flächenmitte und dem Graben 8/2 ist durch die Geländeform und die Substratverteilung im Untergrund bedingt (Abbildung 41). Im Bereich der Meßtrasse reichen die organischen Substrate in größere Tiefen hinab und erreichen das Grundwasser. Im Gegensatz zum Sand ist hier die hydraulische Leitfähigkeit stark herabgesetzt. Die Grundwasser Oberfläche gleicht sich in den meisten Fällen der Geländeform an, eine rein horizontale Ausrichtung ist eher selten. Je geringer die Leitfähigkeit im Boden ist, desto deutlicher fällt die Anpassung aus (HARTGE UND HORN, 1991).

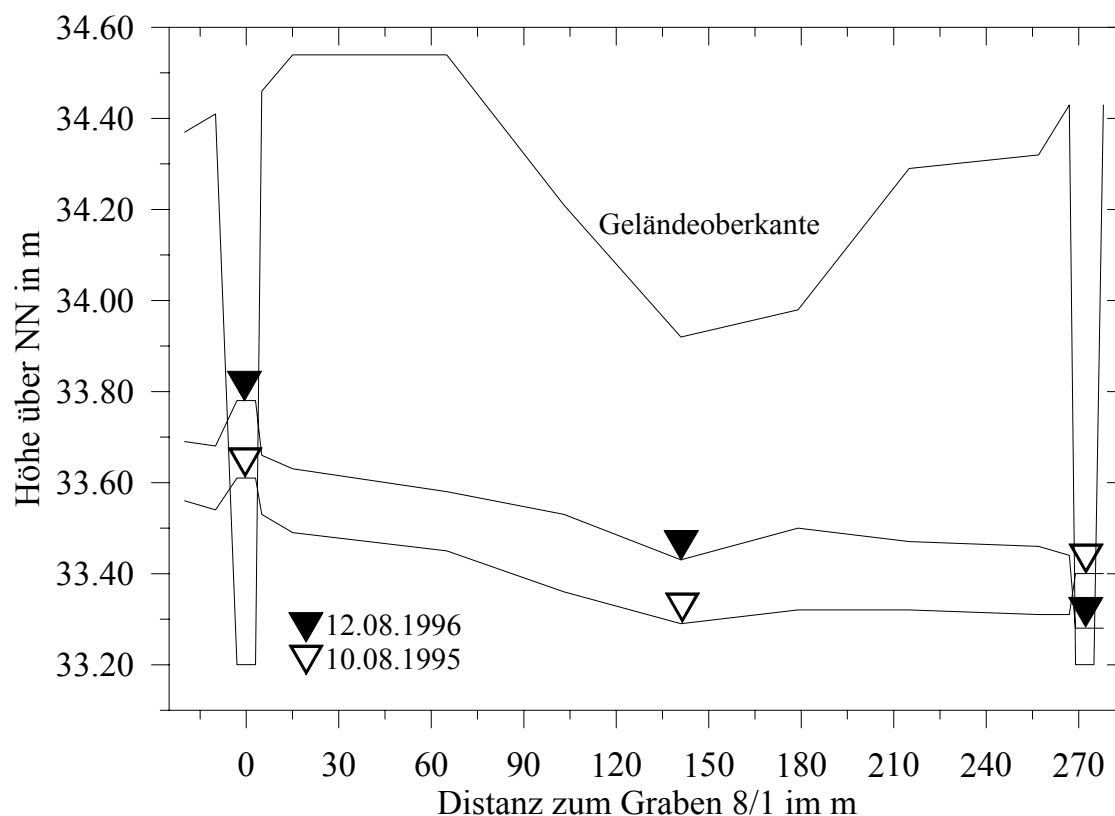


Abbildung 65: Gemessene Grundwasserhöhen auf der Meßtrasse der Fläche GWR17 an 2 Terminen im August 1995/96 (stark überhöht).

Sowohl durch den hydraulischen Gradienten von außen, zwischen Mühlentrhin und Graben 8/2, als auch durch den Gradienten auf der Fläche selbst wird ein erhöhter lateraler Zufluß induziert, der sich in der verringerten Schwankungsamplitude ausdrückt. Danach läßt sich der Betrag der Evapotranspiration in diesem Fall nicht eindeutig aus der Grundwasserabsenkung bestimmen, die anhaltend durch den Nachlauf überlagert wird (siehe Abbildung 55). Die Gleichmäßigkeit der Grundwassersignale spricht hingegen für die Annahme der Kombination aus äußeren und inneren hydrologischen Einflüssen auf die Wasserbilanz der Fläche. Ein erhöhter Wert für den Oberflächenwiderstand ergibt sich aus der Konsistenz der Ergebnisse nicht.

4.5.3 Oberflächenwiderstand r_s in anderen Monaten

Bis hierhin haben sich die hohen Verdunstungsraten und der konstant geringe Oberflächenwiderstand von $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ im August bestätigt. Die ausgezeichnete Wasserversorgung reicht offenbar auch in sommerlichen Trockenperioden aus, um einen hohen Stoffwechsel der Vegetation zu gewährleisten. Ein erhöhter Oberflächenwiderstand in den Dämmerungsphasen, der durch die Lichtanpassung der pflanzlichen Stomata zu vermuten ist, hat auf die Gesamthöhe der Verdunstung am Tage nur einen geringen Einfluß. Die zügige Anpassung der Vegetation an die Strahlungsbedingungen (Abbildung 10) minimiert diesen Fehler, der bei berechneten Stundensummen unterhalb von 0.2 mm h^{-1} in diesem Zeitraum, deutlich unter der durchschnittlichen Verdunstung zur Mittagszeit liegt.

Aus der Gleichmäßigkeit der Grundwassersignale, auch in anderen Monaten mit längeren regenfreien Phasen, folgt die Vermutung, daß die hydrologischen Verhältnisse im Rhinluch keinen Jahresgang des Oberflächenwiderstandes bei der Berechnung erfordern. Dies gilt wohlgerne für Brache und Grünland und nicht für einjährige Kulturpflanzen. Die meteorologischen Bedingungen legen die potentielle Verdunstung fest. Bis zu welchem Grad sie erreicht wird, hängt offenbar allein von der Vegetation ab. Im weiteren Verlauf ist zu klären, wie sich die Verhältnisse in anderen Monaten innerhalb der Vegetationsperiode zwischen April und Oktober darstellen. Da sich schon 2 - 3 Tage nach einer Mahd wieder die ursprünglichen Verdunstungswerte einstellen können (GILMAN, 1994), was sich auch auf den Untersuchungsflächen nicht widerlegen lies, ist hierbei weniger die kulturelle Bearbeitung der Grünlandflächen von Bedeutung, sondern vielmehr der Entwicklungszyklus der Pflanzen. Die allgemein hohen Ertragsraten an Biomasse erlauben den Schluß auf eine ganzjährig hohe Evapotranspiration ohne Jahresgang innerhalb der mathematischen Parameterisierung.

Die hier verwendete Methodik setzt längere Zeiträume mit gleichmäßigen hydrologischen und meteorologischen Bedingungen voraus, damit sich auf der Fläche eine zyklische Grundwasserschwankung einstellen kann. Gleichzeitig müssen relativ hohe Verdunstungswerte erreicht werden, um den lateralen Wasserfluß für einen ausreichenden Zeitraum ausschließen zu können. Im April und im Oktober ist die Evapotranspiration aufgrund der geringen Einstrahlung zu gering, um eine signifikante Entnahme aus dem Grundwasser zu bewirken. Die Grundwasserhöhe folgt in beiden Jahren vorrangig Regenerereignissen und der äußeren Steuerung (Abbildung 66, Abbildung 67). Interessanter Weise entsprechen die berechneten Werte für die Tagessumme der Verdunstung dem Bereich von 2 - 3 mm d⁻¹, also der Menge, die als tägliche Zuflußrate bei mittleren hydraulischen Gradienten bestimmt wurde. Offenbar liegt in diesem Bereich der Schwellenwert für eine meßbare Grundwasserentnahme durch die Pflanzen.

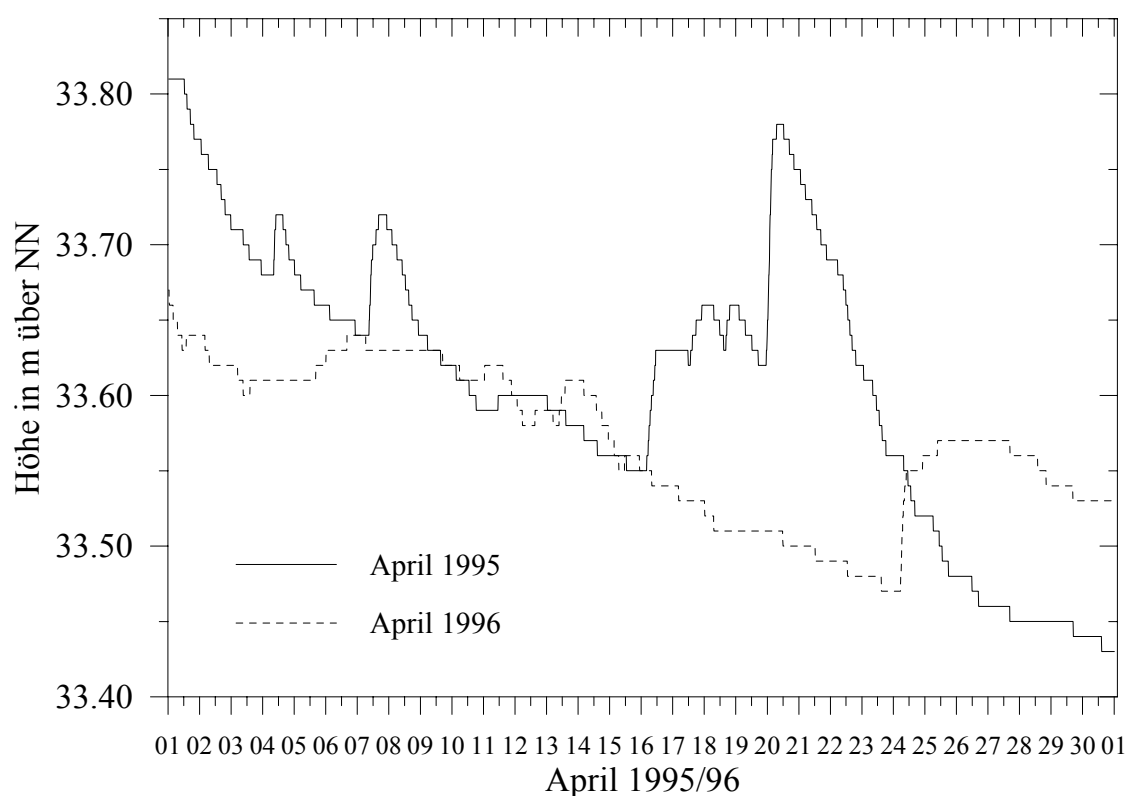


Abbildung 66: Gemessene Grundwasserganglinien auf der Fläche GWR17 im April 1995/1996.

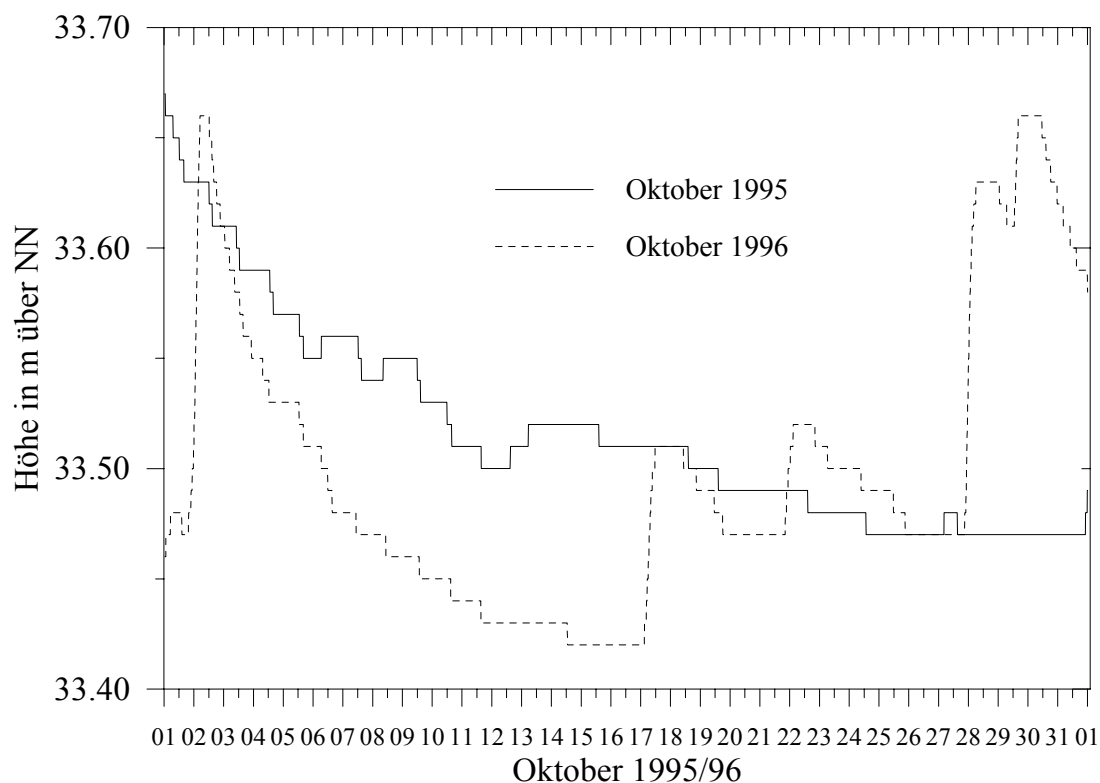


Abbildung 67: Gemessene Grundwasserganglinien auf der Fläche GWR17 im Oktober 1995/1996.

Weitere Zeiträume, die den Bedingungen der verwendeten Methodik genügen, konnten in den Monaten Mai, Juli und September gefunden werden. Im Mai 1995 deutet der Vergleich zwischen modellierter und gemessener Grundwasserganglinie zunächst auf einen Wert für den Oberflächenwiderstand hin, der höher als 15 s m^{-1} ist, 30 s m^{-1} jedoch nicht erreicht (Abbildung 68). Die hydrologischen Verhältnisse sind ähnlich wie im August 1996. Auch hier liegt der Wasserstand des Wustrauer Mühlenrhins 90 cm oberhalb des Wasserstandes im Graben 8/2 und bewirkt einen dementsprechend hohen lateralen Zufluß. Bezieht man diesen Umstand in die Überlegungen mit ein, bewegt sich der Oberflächenwiderstand durchaus im Wertebereich um 15 s m^{-1} . Ein erhöhter Stomatawiderstand, beispielsweise durch ein frühes Entwicklungsstadium der Vegetation, ist sowohl aus pflanzenphysiologischer Sicht, als auch aufgrund der Erfahrungen der Forschungsstation Paulinenaue (BEHRENDT, persönliche Mitteilung, 1996), unwahrscheinlich.

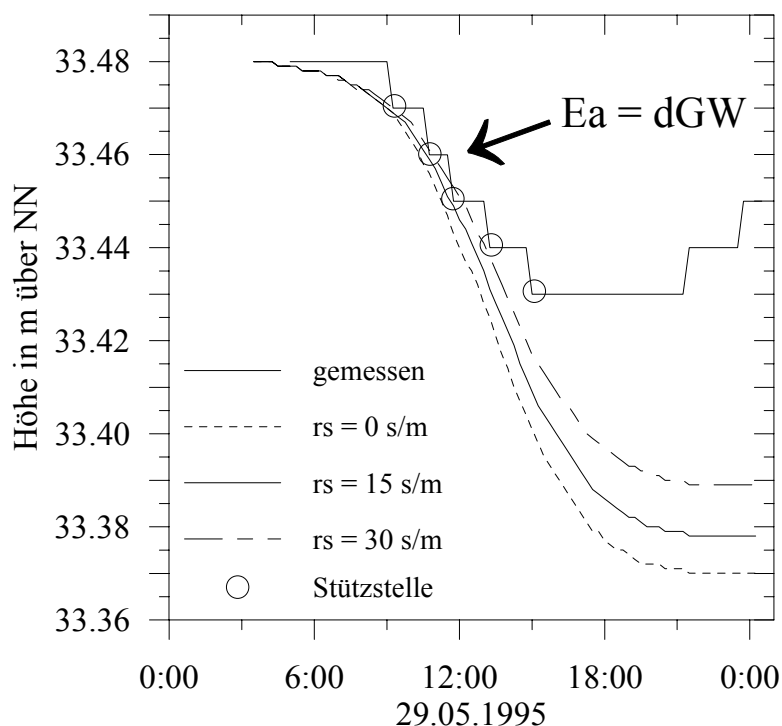


Abbildung 68: Vergleich der gemessenen und der modellierten Grundwasserganglinie im Mai 1995.

Die Beispiele aus dem Juli 1995 (Abbildung 69) und dem September 1996 (Abbildung 70) bestätigen den schon für den August ermittelten Wert für den Oberflächenwiderstand von $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$, mit dem sich die gemessenen Kurve in dem fraglichen Zeitraum am besten reproduzieren läßt.

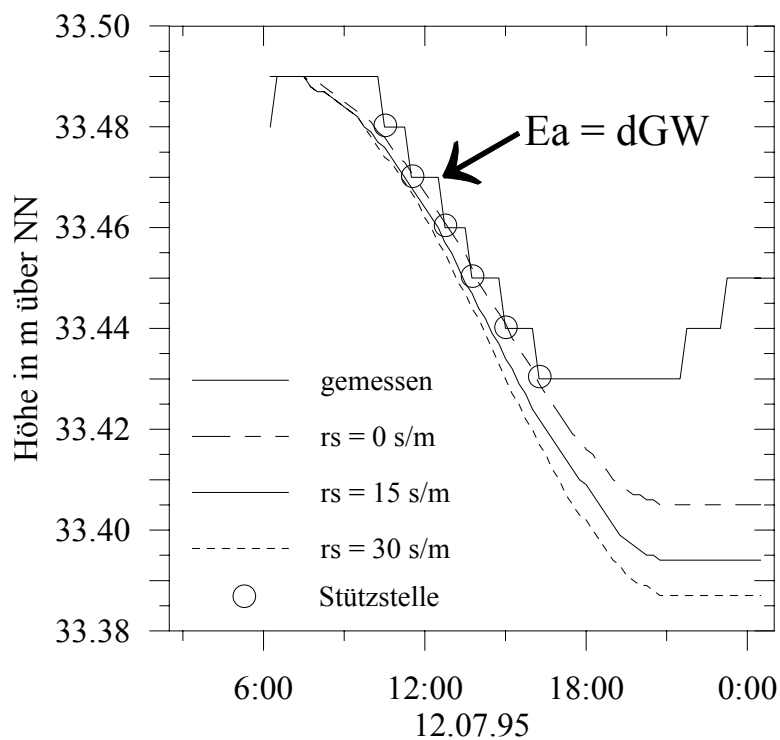


Abbildung 69: Vergleich der gemessenen und der modellierten Grundwasserganglinie im Juli 1995.

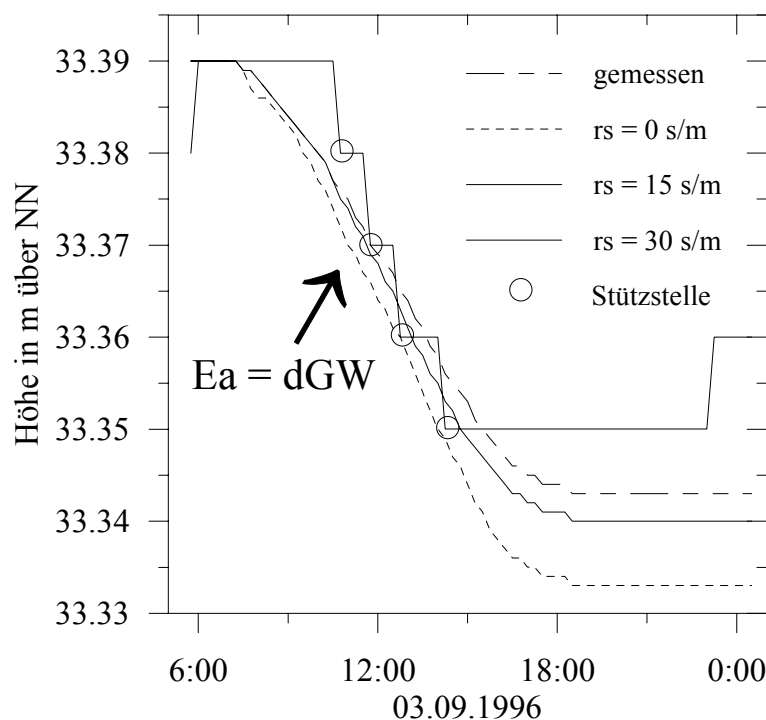


Abbildung 70: Vergleich der gemessenen und der modellierten Grundwasserganglinie im September 1995.

Die Ergebnisse lassen auf einen annähernd konstanten Oberflächenwiderstand schließen, der zumindest für die Vegetationsperiode von April bis Oktober gültig ist. In den übrigen Monaten, in denen die Vegetation zumindest teilweise ruht, ist ein höherer Oberflächenwiderstand zu vermuten. Inwieweit die Bodenevaporation in dieser Zeit die Transpiration ausgleichen kann, läßt sich auf die hier vorgestellte Art und Weise nicht ermitteln. Durch die geringe Einstrahlung steht in den Wintermonaten entsprechend wenig Energie für die Verdunstung zu Verfügung. Auch wenn sich durch die Verwendung des geringen Oberflächenwiderstandes in dieser Zeit ein großer relativer Fehler einstellen würde, hätte dieser auf die reale (absolute) Verdunstungshöhe nur einen geringen Einfluß.

4.6 Regionalisierung der Ergebnisse

Die detaillierte Auswertung der Grundwasserganglinien konnte wegen der unterschiedlichen Bedingungen auf den Untersuchungsflächen bezüglich der Morphologie und der hydrologischen Randwerte nur auf der Fläche GWR17 durchgeführt werden. Die Fläche Wall lieferte lediglich Indizien zur Bestätigung der aufgestellten These. Dennoch lassen sich Schlüsse für die Gebietsverdunstung ziehen. Zur Verdeutlichung werden die Grundwasserganglinien beider Untersuchungsflächen über einen ganzen Monat hinweg verglichen (Abbildung 71). Im August 1996 zeigen die mittleren Wasserstände einen hohen Grad an Übereinstimmung. Die tagesperiodischen Schwankungen der Fläche GWR17 lassen sich auf der Fläche Wall erwartungsgemäß nicht erkennen. Es zeichnen sich dennoch in beiden Fällen Änderungen der mittleren Grundwasserhöhe ab, die sich aufgrund der veränderten meteorologischen Bedingungen einstellen. Dies gilt sowohl für den 02.08.96, als auch für die Niederschlagsperi-

ode in der Monatsmitte. Auch die kleinen Schwankungen am Ende des Monats führen zu parallelen Änderungen der Ganglinien. Einzig der zeitliche Verlauf auf der Fläche Wall zeigt eine gewisse Verzögerung. Nach den Ergebnissen bezüglich der hydraulischen Verhältnisse, stehen diese zeitlichen Variationen in keiner Weise im Widerspruch zu der regionalen Ausweitung der Ergebnisse. Durch die Tatsache, daß in die Fläche Wall nur Grund- und Grabenwasser über den Aquifer einströmt, nicht aber über die Stauwehre, und die hydraulischen Gradienten in dieser Teilregion relativ gering sind, ist die Übereinstimmung der Ganglinien in den jeweiligen Flächenmitten über eine Distanz von 10 km Luftlinie von noch höherer Bedeutung.

Setzt man eine sehr hohe hydraulische Leitfähigkeit im Untergrund von $1.5 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ voraus, ergibt sich eine theoretische Ausbreitungsgeschwindigkeit der hydraulischen Signale von 130 m d^{-1} . Bezieht man die Unterschätzung der Fortpflanzung von einer Größenordnung in die Überlegungen ein, vergingen etwa 10 Tage, bis sich eine Welle oder Senke über eine Entfernung von 10 km bemerkbar machen würde. Auch wenn sich der potentielle Ausgleich der Grundwasserhöhe mit Hilfe der Gräben im Rhinluch beschleunigen kann, ist die Parallelität der Kurven eher der regionalen Übereinstimmung der Verdunstung zuzuschreiben, als einem theoretisch möglichen Ausgleichprozeß.

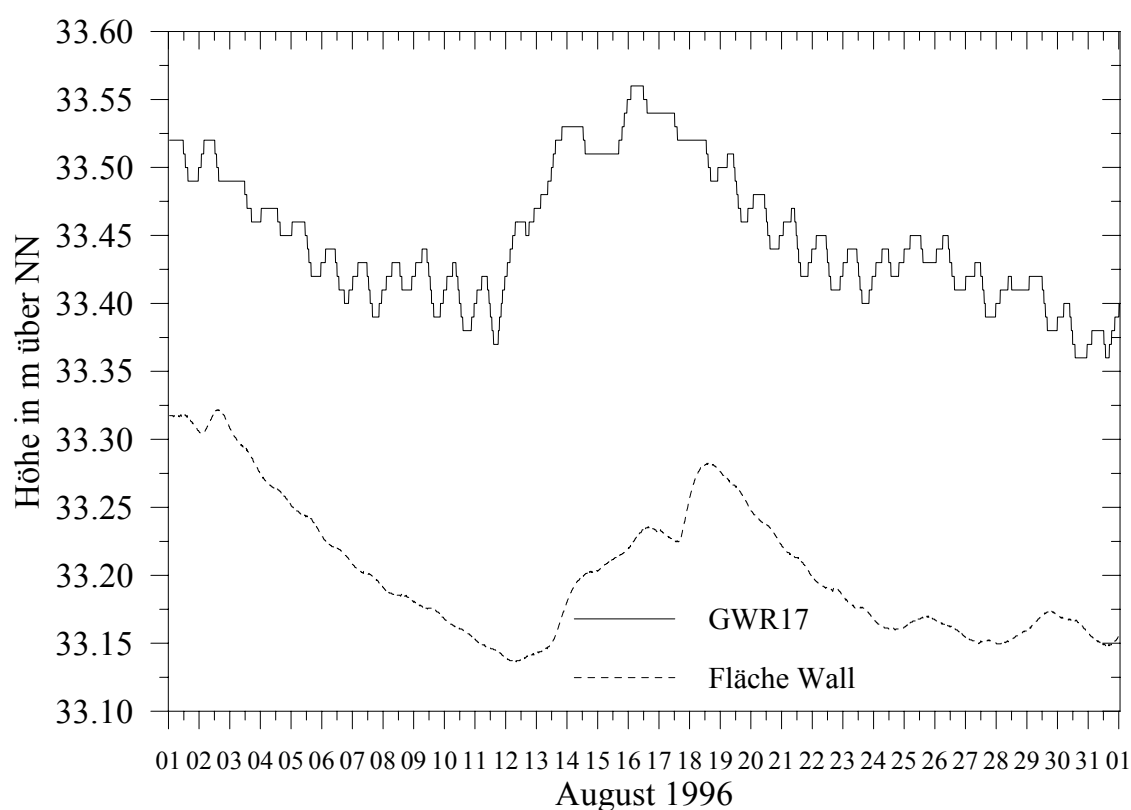


Abbildung 71: Gemessene Grundwasserganglinien auf den Flächen GWR17 und Wall (August 1996).

Insgesamt sprechen die Verhältnisse dafür, den ermittelten Oberflächenwiderstand und die damit verbundenen hohen Verdunstungsraten, auf das gesamte Gebiet übertragen zu können. Die Vegetation auf den Flächen entspricht in etwa dem Durchschnitt des Niedermoors. Lokale Abweichungen durch Schilfflächen oder Waldgebiete sind möglich. Innerhalb der Parameterisierung der PENMAN-MONTEITH-Gleichung bestehen bei diesen hochwüchsigen Pflanzen vor allem Unterschiede bezüglich

der Oberflächenrauigkeit. Der turbulente Austausch wird erhöht, damit könnte mehr Wasser aus dem Boden in die Atmosphäre transportiert werden. Der obere Schwellenwert, in Form der verfügbaren Strahlungsenergie, läßt jedoch keine extremen Überschreitungen der ermittelten Verdunstungsraten zu. Verdunstungssenken, die sich z.B. durch unbewachsene Teilflächen ergeben können, haben bei der überwiegenden Grünlandnutzung nur geringe Auswirkungen auf die Jahressumme des Gesamtgebietes. Möglicherweise werden diese lokalen Minima durch oasenähnliche Effekte der angrenzenden Regionen gemindert oder ausgeglichen.

Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird, den Ergebnissen folgend, ein konstanter Oberflächenwiderstand $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ verwendet.

4.7 Jahressummen der Evapotranspiration in den Jahren 1995/96

Die Berechnung der Jahressumme der Gebietsverdunstung im Oberen Rhinluch für das Jahr 1995 erfolgt analog zu Kapitel 4.4 über das Verhältnis des zweiten Halbjahres zur Gesamtsumme, bezogen auf den Standort der Forschungsstation Paulinenaue. Wie bereits vermutet, liegt die Verdunstungssumme im Jahr 1996 unterhalb des Vorjahreswertes (Tabelle 12). Die Differenz ist 1996 ebenfalls geringer, was vermutlich auf die geänderten Windrichtungsverteilung zurückzuführen ist. Wie gezeigt, ist der Oaseneffekt in Paulinenaue bei westlichen Winden am größten.

Tabelle 12: Berechnete Evapotranspiration für Wall und Paulinenaue (Jahreswerte in mm).

	$r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$	
Paulinenaue (16.06.95 - 31.12.95)	843.8	(1)
Wall (16.06.95 - 31.12.95)	704.9	(2)
Paulinenaue 1995	1359.6	
Wall 1995	1135.8	aus (1) und (2)
Paulinenaue 1996	1180.7	
Wall 1996	1046.6	

Der Jahresgang der Evapotranspiration folgt den mittleren Strahlungsbedingungen, die sich mit den Eigenschaften der Vegetation überlagern. Aufgrund der ausgeglichenen Wachstumsbedingungen und der extensiven Landwirtschaft ist es nicht verwunderlich, daß die prozentualen Anteile der Monatssummen der mittleren Verteilung für Gebiete mit flurnahen Grundwasserständen (DVWK, 1996) folgen. Geringe Abweichungen ergeben sich durch den Witterungsverlauf (Abbildung 72).

In den Monaten von April bis September beträgt die Evapotranspiration zusammen etwa 85% der mittleren Jahressumme. Je nach Pflanze liegt der größte Wasserverbrauch dabei in der Zeit von Mai bis August (MUNDEL, 1982c). Dies verdeutlicht erneut, daß die Unterschätzung des Oberflächenwiderstandes in den übrigen Monaten nur zu Fehlern führt, die zwar relativ eine deutliche Abweichung zeigen können, bezüglich der absoluten Menge jedoch kaum ins Gewicht fallen. Andererseits zeigt sich die Bedeutung einer möglichst realistischen Berechnung des latenten Wärmeflusses in den Sommermonaten.

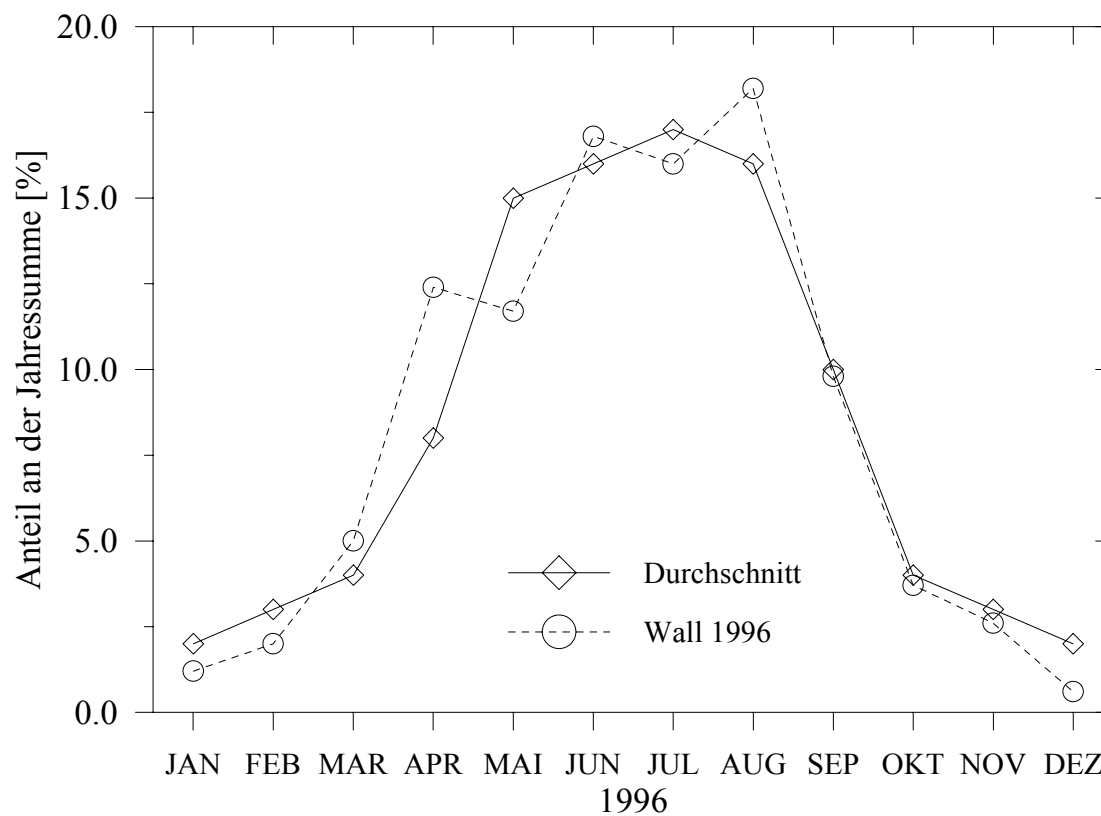


Abbildung 72: Vergleich der prozentualen Anteile der Monate an der Jahressumme der Verdunstung (Wall 1996) im Vergleich zum langjährigen Mittelwert (DVWK, 1996).