

5 UNTERSUCHUNGSMETHODEN

5.1 Bodenkundliche Kartierung

Grundlage für die vom Institut für Bodenkunde durchgeführten bodenkundlichen Kartierungen bildeten zum einen die topographischen Karten 1:10.000 (TK10) Ausgabe 1985 mit den Blattnummern: N-32-107-D-d-2, N-32-108-C-a-3, N-32-107-D-b-4, N-32-108-C-c-1 sowie die topographischen Karten 1:25.000 (TK25) Blatt Lenzen (Nr. 2934, Ausgabe 1990) und Blatt Schnackenburg (Nr. 2935, Ausgabe 1994). Außerdem erwiesen sich die Luftbildaufnahmen des Untersuchungsgebietes der Firma ‚Kirchner und Wolf Consult GmbH‘ sowie des Landesvermessungsamtes Brandenburg aus den Jahren 1996 und 1997 in Verbindung mit den aus parallel erhobenen Datensätzen berechneten digitalen Höhenmodellen als sehr aussagekräftig. Desweiteren wurden im Vorfeld zahlreiche ‚historische‘ Bohrunterlagen ausgewertet und zum größten Teil EDV-gerecht aufbereitet. Die ältesten Angaben über Aufbau und Eigenschaften der Böden des Untersuchungsgebietes entstammen der Bodenschätzung (1953 - 1954, Nachschätzung 1959). Aufnahme in die Datenbank fanden jedoch nur die schlagbestimmenden Bodeneigenschaften aus den Kartenwerken. Die ursprünglichen Niederschriebe der Acker- und Feldschätzbücher, die beim Finanzamt Pritzwalk archiviert sind, wurden im Zweifelsfall zwar mit herangezogen, nicht aber in die Datenbank aufgenommen. Um eine Vergleichbarkeit zwischen den verschiedenen Grunddaten zu ermöglichen, war es notwendig, die ‚historischen‘ Bohrangaben in eine KA 4-gemäße Form umzuwandeln. Dies geschah in Anlehnung an das von WALLBAUM [1991] vorgestellte System unter Einbeziehung der bereits erworbenen lokalen Kenntnisse über die anzutreffenden Bodeneigenschaften. Außer den flächenhaften Informationen aus der Bodenschätzung fanden 341 Beschriebe, die entweder im Rahmen der Gebietsmelioration (265) oder für die Anlage des Wegenetzes (76) erstellt wurden, als Punktinformationen Berücksichtigung [VEB MELIORATIONSBAU SCHWERIN 1972]. Darüber hinaus flossen die vom Teilprojekt Hydrogeologie des Forschungsverbundes in Auftrag gegebenen 12 Aufnahmen der neu eingerichteten Grundwassermeßstellen als Fremddaten in die Auswertung mit ein. In der Summation ergeben sich 353 Fremdbohrungen, von denen 12 aktuellen Datums sind. Vom Institut für Bodenkunde wurden während der Projektlaufzeit von mehreren Bearbeitern insgesamt 428 Bohrungen unter verschiedenen Fragestellungen abgeteuft. Die Tabelle 7 gibt eine Übersicht der ausgewerteten Bohrunterlagen, deren Ursprung, Erstellungsdatum, Anzahl sowie ihrer Tiefe.

Tab. 7: Ausgewertete historische und aktuelle Bohrunterlagen aus dem Untersuchungsgebiet

	Ursprung	Bearbeiter	Jahr	Anzahl	Tiefe [m]
1	Bodenschätzung	FINANZAMT PRITZWALK	1953 - 1954	---	1,0
2	Gebietsmelioration	VEB MELIORATIONSBAU SCHWERIN	1972	341	1,0 - 1,5
3	Grundwassermeßstellen	MONTENEGRO & HOLFELDER	1997	12	5,5 - 7,5
4	Transektkartierung	SCHWARTZ	1996	73	4,0
5	Profilbeprobung	SCHWARTZ	1997	26	1,5
6	Quartärgeologische Kartierung	SCHMIDT & KLIMACH	1998	122	3,0 - 9,0
7	Sonderflächen	SCHWARTZ	1998	65	2,0
8	Qualmwasserkartierung	FITTSCHEN	1999	58	2,0 - 3,5
9	Testflächenkartierung	SCHWARTZ	1999	84	4,0

Bei allen oben genannten Bearbeitern des Instituts für Bodenkunde (Nr. 4 - 9) war die angewandte Bohrtechnik identisch: Zur Ansprache der Oberbodeneigenschaften wurde mittels Spaten ein ca. 35 cm großer Quader entnommen. Bis in eine Tiefe von 2,0 m erfolgte die weitere Bohrung mit einem Edelman-Bohrer (\varnothing 6 cm). Ab dieser Tiefe kam bis in 4,0 m unter GOF eine Linnemann-Peilstange (\varnothing 2,0 cm) zum Einsatz. Ein Vorteil des Edelman-Bohrers gegenüber der Linnemann-Peilstange besteht darin, daß die hydromorphen Merkmale der einzelnen Horizonte besser zu erkennen sind. Außerdem verringert sich die Gefahr des Schichtversatzes, welcher bei stark wechselnder Bindigkeit der Materialien bei der Peilstangensondierung häufig zu beobachten ist.

Im Gelände wurden standardmäßig folgende Parameter nach Vorgaben der KA 4 horizontweise angesprochen: Bodenart, Substrat, Gefüge, Durchwurzelung, Gehalt an organischer Substanz, Bodenfarbe, hydromorphe Merkmale (getrennt nach Eisen und Mangan), effektive Lagerungsdichte und Bodenfeuchte. Darüber hinaus erfolgte nach Bedarf der α -, β -Dipyridyl-Test als Nachweis reduzierter Eisenverbindungen sowie der HCl-Test zur Prüfung des Kalkgehaltes. Als standortsbezogene Parameter wurden nach Beendigung der Bohrarbeiten die Gauß-Krüger-Koordinaten (GPS), die Lage im Relief sowie der aktuelle Grundwasserstand festgehalten. Zusätzlich fand eine Aufnahme der aspektbestimmenden Vegetation statt. Die Benennung der Horizonte erfolgte nach den Vorgaben der KA 4 unter Berücksichtigung der von GRÖNGRÖFT & SCHWARTZ [1999a] festgelegten Modifikationen (Einzelheiten vgl. Kap. 6.2.3).

5.2 Probenahme und -aufbereitung

5.2.1 Feststoffe

Horizontmischproben

Zur Beantwortung der unterschiedlichen Fragestellungen wurden während der Projektlaufzeit insgesamt 917 Bodenproben (Horizontmischproben) aus dem Untersuchungsgebiet entnommen. Die Tabelle 8 gibt Auskunft über Anzahl und Herkunft. Da nicht an allen Proben das gesamte mögliche Analysenspektrum untersucht wurde, variiert die Anzahl je nach Parameter z.T. deutlich.

Tab. 8: Aufteilung der Ober- und Unterbodenproben in die Landschaftseinheiten Außendeichsbereich (AD) und Binnendeichsbereich (BD)

n = 917	Oberboden	Unterboden
AD (Gesamt / davon Testfläche)	198 / 162	174 / 154
BD (Gesamt / davon Testfläche)	391 / 170	154 / 136

Gewinnung frischer Sedimente / Entnahme von Bodenproben

Neben den an allen Standorten wirksamen Stoffeinträgen aus der nassen und trockenen Deposition sowie über das Grundwasser sind es in den Außendeichsbereichen vor allem die Hochflutsedimente, die den Stoffhaushalt der Böden maßgeblich beeinflussen. Um diesen Einträgen in ihrer Qualität und eingeschränkt auch ihrer Quantität gewahr zu werden, wurden im Vordeichsland dreimalig während des Untersuchungszeitraumes vor Beginn einer Hochwasserwelle an mehreren Stellen Kunstrasenmatten als Sedimentfallen auf die Geländeoberfläche aufgebracht.

Bei den eingesetzten Sedimentsammlern handelt es sich um handelsübliche Kunststoffmatten (30 * 40 cm, Borstenlänge 3 cm), die auf individuell gekennzeichneten PVC-Platten (30 * 70 cm) mittels Aluminiumnieten befestigt wurden. Damit kein Material zwischen beide Lagen geraten kann, wurden die Ränder zusätzlich verklebt. Die Fixierung auf der Geländeoberfläche erfolgte mit Zeltheringen. Nach Beendigung des Sammelvorganges und Entnahme aus dem Gelände wurden die Matten im Labor mit entionisiertem Wasser ausgespült und das gewonnene Sediment / Wassergemisch in Plastikwannen aufgefangen. Nach dem Absetzen der Schwebstoffe konnte der Überstand dekantiert und der verbleibende Rest eingedampft und gewogen werden.

Der Vorteil dieser einfachen Methode liegt in dem niedrigen Materialaufwand (ca. 15.- DM / Matte), wodurch die Produktion einer großen Stückzahl erleichtert wird. Da der Stoffeintrag stark von den topographischen Verhältnissen beeinflusst wird, besteht über diese Versuchsanordnung die Möglichkeit, unterschiedliche Geländesituationen mit den Sedimentsammlern zu bestücken und den Stoffeintrag differenziert nach den einzelnen Standorten zu ermitteln. Als nachteilig ist die geringe Borstenlänge zu bewerten, die allenfalls beweidetes Grünland naturnah simulieren kann. Aussagen über unbewachsene oder höher bestandene Bereiche (z.B. Schilfröhricht) können nur bedingt getätigt werden. Trotzdem bleibt die Vergleichbarkeit der Ergebnisse der einzelnen Serien untereinander.

Innerhalb der drei Sammelkampagnen konnten verschiedene Standortstypen (Uferwall, Hochfläche, durchströmte Rinne, abflußlose Senke, Deichfuß) z.T. mehrfach beprobt werden. Dazu wurden pro Standort jeweils fünf Matten parallel (auf demselben Höhenniveau) vor Auflaufen einer Hochwasserwelle ausgelegt. Nach Abklingen der Überflutung und Bergen der Matten erfolgte das Auswiegen der Erträge, bevor die fünf Einzelproben einer Serie für die Analysen zu einer Mischprobe vereint wurden. Bis auf eine Probe, die aus dem Überflutungsbereich der Lößnitz stammt, kommen alle übrigen aus den Vordeichsarealen der Elbe.

Alle Feststoffproben wurden für die Analysen gleichermaßen aufbereitet: Im Anschluß an eine Luft-Trocknung erfolgte die Siebung auf die Feinbodenfraktion (< 2 mm). Aus dieser Teilprobe konnte anschließend die Ermittlung des pH-Wertes, der Kationen- u. Anionenaustauschkapazität, der Eisen- u. Manganoxide sowie des doppelactatlöslichen Phosphors und Kaliums getätigt werden. Zusätzlich wurde aus dieser eingeeengten Probe unter Verwendung einer Wolfram-Karbid-Schwingscheibenmühle eine weitere Teilprobe für die Erfassung der Elementgesamtgehalte auf Schluffgröße homogenisiert. Andere Teile der Gesamtprobe wurden direkt nach der Entnahme eingefroren ($N_{\min.}$) oder im feldfrischen Zustand bis zur Bestimmung der Textur gekühlt gelagert.

Die Entnahme von ungestörten Bodenproben in 100 cm^3 bzw. 250 cm^3 Stechringen war für die Untersuchungen der Porengrößenverteilung und der Lagerungsdichte sowie der gesättigten Wasserleitfähigkeit nötig. Dazu wurden die Stechringe horizontal in die zuvor freigelegten Schichten eingetrieben und anschließend herauspräpariert.

5.2.2 Wasser

Schöpf-, Pump- und Sammelproben

Für eine Mengenabschätzung der atmosphärischen Stoffeinträge (nasse Deposition) in das Untersuchungsgebiet ist es erforderlich, die chemischen Bestandteile des Niederschlags zu bestimmen. Um dies zu ermöglichen, wurden an zwei Stellen (,Drei-Felder‘, ,Eichwald‘) zusätzlich zu den quantitativen Niederschlagsmessern gesondert Regensammler positioniert, deren Sammelwässer im monatlichen Rhythmus auf ihre elementare Zusammensetzung analysiert wurden. Zwei der untersuchten Standorte repräsentieren den beschatteten Zustand unter Baumvegetation (RB) und zwei weitere den unbeschatteten Freilandtyp (RF). Dafür wurden Keramiktrichter (\varnothing 25 cm) in Kombination mit Steilbrustflaschen ebenerdig positioniert.

Um den Einfluß, den die Elbe bzw. Löcknitz auf die chemische Zusammensetzung des Grundwassers und damit verbunden auch der Bodenlösung hat, aufzeigen zu können, wurden den beiden Fließsystemen über einen Zeitraum von 18 Monaten (März 1998 bis August 1999) im monatlichen Abstand Wasserproben entnommen und auf ihre Bestandteile analysiert. Die Probenahmestelle für die Schöpfproben an der Elbe befindet sich am Pegelhaus im Lenzener Hafen, die der Löcknitz an der Überführung zwischen den Ortschaften Wustrow und Gandow.

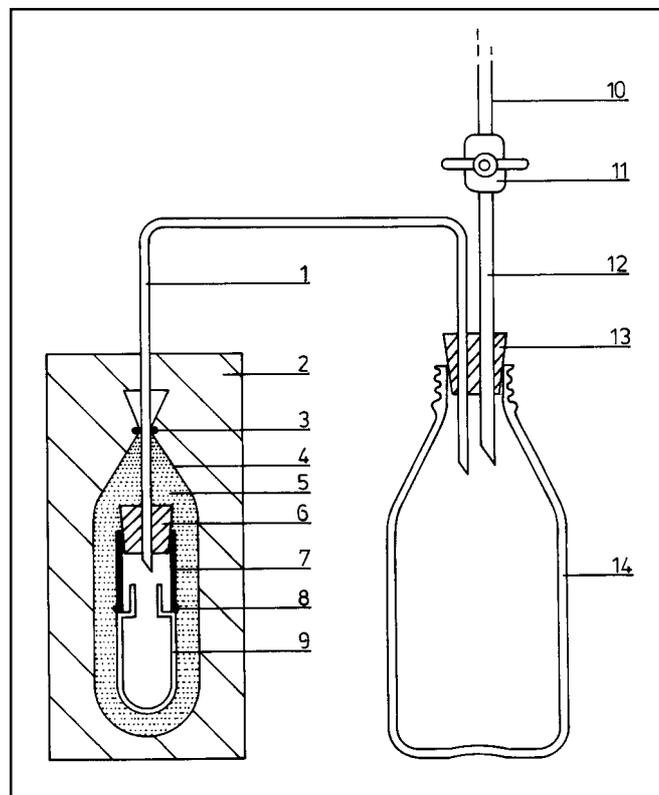
Zur Erfassung der Zusammensetzung und der Variabilität des oberflächennahen ersten Grundwasserleiters im Untersuchungsgebiet, fand am 14.07 - 15.07.1998 einmalig eine Beprobung der 12 durch das Teilprojekt 1 (Hydrogeologie) eingerichteten Grundwasserbrunnen statt. Die Beprobungstiefe schwankte je nach Standort zwischen 5,0 und 7,0 m unter GOF. Nach einem Vorlauf von 30 Minuten betrug die Beprobungsdauer bei einer Förderrate von 12 l/min. nochmals 30 Minuten. Direkt im Gelände wurden die Parameter Wassertemperatur, Redoxspannung, Sauerstoffgehalt, Leitfähigkeit und pH-Wert bestimmt. Die Elementanalyse erfolgte im Labor mit den im Kap. 5.3.2 aufgeführten Methoden.

Um sicherzustellen, daß es sich bei der Entnahme von Grundwasser aus den im Auensand verfilterten Pegeln an den Teststandorten um frisches Probenmaterial handelt und es nicht bereits vor der Probenahme durch Umsetzungsprozesse als Folge des Kontaktes mit dem atmosphärischen Sauerstoff zu einer An- oder Abreicherung von Elementen gekommen ist, wurden die Pegelrohre vor der Gewinnung der Probe mehrfach leergepumpt. An der Geschwindigkeit, mit der sich der ursprüngliche Grundwasserstand wieder einstellt, läßt sich darüber hinaus die gesättigte Wasserleitfähigkeit der beprobten Schichten im Gelände abschätzen.

Die Wasserproben (d.h. Schöpfproben aus der Elbe und der Löcknitz sowie Pumpproben aus den

Grundwassermeßstellen und die Sammelpuben aus den Niederschlagsmessern) wurden direkt im Anschluß an die Probenahme in eine Kationen-, Anionen-, Phosphor-, Ammonium- und Hydrogencarbonatprobe aufgeteilt. Je nach Bedarf wurden diese Teilproben vor der Abfüllung filtriert (Celluloseacetatfilter, Porenweite: $0,45\ \mu\text{m}$), gegebenenfalls mittels Säurezugabe fixiert (Kationenprobe mit 1:100 32 %- HNO_3 , Phosphorprobe mit 1:400 98 %- H_2SO_4) und anschließend kühl und dunkel gelagert. Die Ammoniumproben wurden bis zum Meßtag eingefroren.

Gewinnung von Bodenlösung



1	Nylonschlauch	8	Klebestelle
2	Bodenmatrix	9	P80-Keramikkerze
3	Bandverschluß	10	Unterdruckanschluß
4	Milchfilterstrumpf	11	Knebelhahn
5	Quarzsand	12	PVC-Schlauch
6	Silikonstopfen (15 * 18 * 25 mm)	13	Silikonstopfen (29 * 35 * 30 mm)
7	PVC-Rohr	14	Steilbrustfläche

Abb. 19: Schematischer Aufbau einer Saugkerzenanlage

Zur kontinuierlichen Gewinnung von Porenwasser aus dem ungesättigten Bodenkörper bedarf es einer Unterdruckanlage. Die Abbildung 19 zeigt den schematischen Aufbau einer Saugkerzenanlage, wie sie im Rahmen dieser Arbeit zum Einsatz gekommen ist. Sie besteht im wesentlichen aus drei Einheiten: dem P80-Keramikkörper (*„Königliche Porzellan Manufaktur“*, mittlerer Porendurchmesser 1,5 μm), einem Nylonschlauch (*„Norton Pampus“*) und einer Steilbrustflasche (*„Schott“*). Zur Verbesserung des Kontaktes zwischen der porösen Zelle mit der umgebenden Bodenmatrix und um ein schnelles Verschlämmen der Saugkerze zu verhindern, wurde diese in einen mit Quarzsand (*„Merck“*) gefüllten Milchfilterstrumpf (*„Westfalia Seperator“*) gesteckt. Da zu bestimmten Zeiten mit der Gewinnung von reduzierten Wässern zu rechnen war und diese nach den Erfahrungen von SCHWARTZ & MIEHLICH [1993] in luftdurchlässigen Förderschläuchen (z.B. Teflon) zu erheblichen Ablagerungen von Eisenoxiden und der Mitausfällung weiterer Elemente (vor allem Arsen) führen, ist es anstelle des weitverbreiteten Teflonschlauches zum Einsatz eines wesentlich weniger luftdurchlässigen Nylonschlauches gekommen. Die Sichtkontrolle beim Rückbau zeigte dann auch nach einer Förderzeit von gut zwei Jahren keinerlei Ausfällungen im Transportschlauch. Die 1,0 l-Steilbrustflasche dient nicht nur als Sammelgefäß, sie ist gleichzeitig auch Unterdruckreservoir. Über einen Knebelhahn ist sie mit einer Schaltplatte verbunden, mit der bis zu zehn Saugkerzeneinheiten gleichzeitig gesteuert werden können. Zum luftdichten Verschließen der Saugsonde und der Steilbrustflasche sind Silikonstopfen zu verwenden. Gummi-, aber auch Natur-Kautschuk-Stopfen geben unter Einwirkung von Säuredämpfen (HNO_3^- , bzw. H_2SO_4^- -Vorlage in der Steilbrustflasche) erhebliche Mengen von Zink, Kupfer und Cadmium ab. Die Kontrolle des Unterdrucks übernimmt ein zwischengeschaltetes Manometer.

Pro Untersuchungstiefe wurden jeweils zwei Kerzen parallel in einem Abstand von 50 cm zueinander eingebaut und gleichzeitig betrieben (s. Tab. 13). Im Gegensatz zu den Schöpfproben, bei denen nahezu beliebig viel Probenmaterial in sehr kurzer Zeit gewonnen werden kann, bedarf es bei der Gewinnung von Bodenlösung zumindest Stunden bis Tage, bei trockeneren Böden bis zu einer Woche, um einige hundert Milliliter zu fördern. Aus diesem Grund und um den unterschiedlichen Anforderungen (Sammelbehältnis mit oder ohne Säurevorlage) gerecht zu werden, ist die Aufteilung einer kompletten Probenserie in Einzelschritte notwendig. Unter der Prämisse eines monatlichen Entnahmerhythmus mußten über einen Zeitraum von vier Wochen drei Teilproben (1. Kationen; 2. Phosphor; 3. Anionen, Ammonium, Hydrogencarbonat) aus den Saugkerzenanlagen gewonnen werden. In der vierten Woche ruhte die Förderanlage. Die mit einem Unterdruck von 0,8 bar versehenen Steilbrustflaschen waren im Falle der Kationen- und der Phosphorserie vor der Entlüftung mit der entsprechenden Säurevorlage versehen worden (s.o.). Die Anionenprobenahme erfolgte zusammen mit der Ammonium- und der Hydrogencarbonatprobe in einem Sammelgefäß. Vor dem routinemäßigen Wechsel der Vorratsflasche wurde die geförderte Wassermenge auf 1/10 Liter Genauigkeit erfaßt, so daß auch Stoffbilanzen erstellt werden können.

5.3 Analyseverfahren

Die in dieser Arbeit angewandten bodenkundlichen Analyseverfahren basieren, soweit nicht anders angegeben, auf der Methodensammlung der AG MIEHLICH [1999].

5.3.1 Feststoffe

Die Ermittlung der bodenphysikalischen Kenngrößen der Bodenproben erfolgte nach Standardverfahren (s. Tab. 9). Während die Gesamtgehalte der Elemente Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Mn, Fe, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, und Pb aus einer Pulverpresstablette mittels RFA-Analyse erfaßt werden konnten, mußten die Elemente As, Cd und Hg nach einem Königswasseraufschluß (4,5 ml 36 %-HCl, 1,5 ml 65 %-HNO₃, aufgefüllt auf 50 ml) atomabsorptionsspektroskopisch bestimmt werden (s. Tab. 10).

Tab. 9: Bodenphysikalische Standard-Analyseverfahren für Feststoffproben

Parameter	Analyseverfahren
Körnung	Trockensiebung (DIN 18 123-4) im Anschluß an eine Abschlammung und Pipettanalyse (DIN 19 683-2)
Porung	Überdruckentwässerung nach RICHARDS [1943] (0, 3, 20, 60, 100, 300, 1.000, 3.000, 15.000 cm WS)
Gesamtporenvolumen	Vakuumlufthyknometer nach LANGER
gesättigte Wasserleitfähigkeit	Haubenpermeameter nach HARTGE [1966] ($kf_{\text{Max}} = 6 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$)

Die Tabelle 10 gibt eine Übersicht über die chemische Analytik der Feststoffproben, die verwendeten Analysegeräte sowie die jeweilige Bestimmungsgrenze. Zur Berechnung des Humusgehaltes aus dem organischen Kohlenstoff ist ein Umrechnungsfaktor von 1,72 angewendet worden.

Tab. 10: Bodenchemische Standard-Analyseverfahren für Feststoffproben

Parameter	Analyseverfahren	Bestimmungsgrenze
anorg. Kohlenstoff	Konduktometrische Messung des CO ₂ -Anteils nach Säurezugabe (Wösthoff)	0,01 %
Gesamt- Kohlenstoff	Verbrennung bei 970 °C und Ermittlung der Wärmeleitfähigkeitsänderung am Elementaranalysator (CHN-O-Rapid, Heraeus)	0,01 %
Gesamt-Stickstoff	Verbrennung bei 970 °C und Ermittlung der Wärmeleitfähigkeitsänderung am Elementaranalysator (CHN-O-Rapid, Heraeus)	0,01 %
Elementgesamtgehalte I*	Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) an Pulverpräparaten (PW 1404, Philips)	0,06 g/kg - 6 g/kg
Elementgesamtgehalte II*	Königswasseraufschluß und atomabsorptionsspektrometrische Bestimmung mit Magnetfelduntergrundkompensation (4100 ZL, Perkin Elmer)	0,05 mg/kg - 1,0 mg/kg
Elementgesamtgehalte III*	Fließinjektion Hydrid-Kaltdampftechnik Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung gegen Eichgerade (Perkin Elmer FIAS 100)	0,3 mg/kg
Doppellactatlösliches Phosphor / Kalium	Photometrische Bestimmung des P _{DL} , Atomemissionsspektroskopische Bestimmung des K _{DL} nach VDLUFA [1991]	5 mg/kg - 0,5 mg/kg
Leitfähigkeit	Leitfähigkeitsmeßgeräte WTW LF56 oder LF91, DIN 38 404-C8	--
Reaktion	Messung in Bodensuspension (CaCl ₂ bzw. H ₂ O), DIN 19684 - T1, Knick 646 oder WTW 531	--

* Elementgesamtgehalte I = Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Mn, Fe, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb; II = As, Cd; III = Hg

5.3.2 Wasser

Die chemische Analytik der Wasserproben richtet sich ebenfalls nach Standardverfahren. Schöpf- bzw. Pumpproben der Stichtagsmessungen wurden direkt nach der Entnahme im Gelände auf die Parameter pH-Wert, Leitfähigkeit, Temperatur, Sauerstoffgehalt und Redoxpotential untersucht. Erst im Anschluß erfolgte die Aufteilung in die Teilproben. Die Bodenlösungsproben aus der Unterdruckanlage wurden dagegen im Gelände lediglich abgefüllt

und erst im Labor analysiert. Aus den Tabellen 11 und 12 sind die angewandten Bestimmungsmethoden, die eingesetzten Analysegeräte sowie die elementspezifischen Bestimmungsgrenzen für die Wasserproben zu entnehmen.

Tab. 11: Standard-Analyseverfahren für Wasserproben I

Parameter	Analyseverfahren	Bestimmungsgrenze
Leitfähigkeit	Leitfähigkeitsmeßgeräte WTW LF56 oder LF91, DIN 38 404-C8	--
Reaktion	elektrochemische Messung mit Einstabmeßkette, Knick 646 oder WTW 531, DIN 38 404-C5	--
Temperatur	Messung mit Thermofühler am Leitfähigkeitsmeßgerät (WTW LF91)	--
Redoxpotential	Elektrometrische Bestimmung mit Einstabmeßkette (Ingold Pt-4805), DIN 38404 - 6	--
Chlorid	Anionenchromatographische Bestimmung gegen Standard, 3-Kammer-Supressor-System (Metrohm: Detektor 732, Separationszelle 733, Pumpeneinheiten 752, 709, Auto Sampler 750), DIN 38 405-D19	3 mg/l
Sulfat		3 mg/l
Nitrat		1 mg/l
Ammonium	Photometrische Bestimmung, Spectrophotometer 550 (Perkin Elmer), DIN 38 406-E5-1	0,1 mg/l
Phosphat	Photometrische Bestimmung gegen Eichreihe, Spectrophotometer 550 (Perkin Elmer) DIN 38 405	0,05 mg/l
Hydrogen-carbonat	Bestimmung der Säurekapazität durch Wendepunkttitration mit 1/10 n HCl (Titroprozessor 716 DMS, Metrohm), DIN 38 409-H7-1-2. Berechnung der Hydrogencarbonatkonzentration aus der Säurekapazität nach DEV D8	10 mg/l

Tab. 12: Standard-Analyseverfahren für Wasserproben II

Parameter	Analyseverfahren	Bestimmungsgrenze
Natrium	Atomemissionsspektroskopische Bestimmung gegen Eichgerade (Perkin Elmer 1100)	0,1 mg/l
Kalium		0,1 mg/l
Magnesium	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung gegen Eichgerade (Perkin Elmer 1100), DIN 38 406-E3-1	0,05 mg/l
Calcium		0,5 mg/l
Eisen		0,1 mg/l
Mangan		0,1 mg/l
Zink	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung gegen Eichgerade (Perkin Elmer 1100), DIN 38 406-E8-1	10 µg/l
Cadmium	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung am Graphitrohr gegen Eichgerade (Perkin Elmer 3030), DIN 38 406-E19-2	0,1 µg/l
Kupfer	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung am Graphitrohr gegen Eichgerade (Perkin Elmer 4000), DIN 38 406-E7-2	1 µg/l
Blei	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung am Graphitrohr gegen Eichgerade (Perkin Elmer 3030), DIN 38 406-E6-3	3 µg/l
Arsen	Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung am Graphitrohr mit Standardadditionsverfahren (Perkin Elmer 4100)	3 µg/l
Quecksilber	Fließinjektion Hydrid-Kaltdampftechnik Atomabsorptionsspektroskopische Bestimmung gegen Eichgerade (Perkin Elmer FIAS 100)	1 µg/l

5.4 Feldmeßtechnik und methodische Untersuchungen

Im Gegensatz zur Laboranalytik, die sich weitestgehend nach standardisierten Verfahren richtet, sind die für die Aufzeichnung der zeitlich variablen bodenhydrologischen Kennwerte eingesetzten Gerätschaften größtenteils am Institut für Bodenkunde entwickelt oder zumindest in ihrer Anwendung den Anforderungen individuell angepaßt worden. Im folgenden werden deshalb nicht nur die eigentliche Meßtechnik vorgestellt, sondern auch Ergebnisse zu methodischen Untersuchungen präsentiert.

Grundwasserstand

Zur Aufzeichnung des Grundwasserstands an einem Teststandort wurden in unmittelbarer Nähe der Meßsonden mehrere 1 ¼ Zoll-Pegelrohre in unterschiedliche Tiefen abgeteuft. Grundsätzlich wurde darauf geachtet, daß zumindest ein Pegel mit seiner Filterstrecke in der (soweit vorhandenen) Auenlehmschicht endet. Da der jeweils unterste Pegel auf jeden Fall die bindige Deckschicht durchsticht, ist man anhand dieser Versuchsanordnung in der Lage, das Ausmaß von gespannten Grundwasserverhältnissen und die Dämpfungseigenschaften der Auenlehmdecke nachzuweisen.

Die Pegelrohre sind sowohl am unteren als auch am oberen Ende mit einer Schutzkappe versehen, wobei bei der oberen Kappe darauf zu achten ist, daß der Druckausgleich mit der Atmosphäre gewährleistet bleibt. Die gesamte Filterstrecke ist mit einem Milchfilterstrumpf, wie er auch zur Gewinnung der Bodenlösung zum Einsatz kommt, gegen das Versanden geschützt. Die Bestimmung des Wasserstandes erfolgte manuell mit einem Lichtlot auf einen Zentimeter genau.

Niederschlag

Der Niederschlag ist neben dem Grundwasser die zweite Inputgröße des Wasserhaushalts, die im Gelände bestimmt wurde. Zum Einsatz kamen dabei ‚*Hellmann-Niederschlagsmesser*‘ (DIN 58 666). Diese eignen sich aufgrund ihres robusten Aufbaus, des großen Vorratsgefäßes (1,0 l) und der einfachen Handhabung sehr gut für den diskontinuierlichen Meßbetrieb im Feldeinsatz. Außerdem besteht nach Schneefall oder Frost die Möglichkeit, das Sammelgefäß auszutauschen und es in der Meßstation aufzutauen. Die Ablesegenauigkeit beträgt $\pm 0,05$ mm.

Die vom Deutschen Wetterdienst angewandte Methode (Messung des Niederschlages in 1,0 m Höhe) eignet sich nur eingeschränkt für die Rahmenbedingungen dieses Forschungsvorhabens. Da das Ausleeren des Sammelbehälters im Wochenabstand vollzogen wurde, wäre bei dieser Vorgehensweise mit einem erheblichen Windfehler und Verdunstungsverlusten zu rechnen gewesen [RICHTER 1995]. Um dieses Problem zu minimieren, wurden bodengleiche Niederschlagssammler nach MELCHIOR [1993] verwendet. Dazu werden zwei Brunnenringe (\varnothing 75 cm, Höhe: 60 cm) übereinander in den Boden gebracht und mit einem Lochgitter (30 * 30 * 2 mm) versehen. In die mittige Aussparung (\varnothing 30 cm) wird der Niederschlagsmesser auf ein Kiesbett gestellt. Um ein Abstürzen von Kleintieren (insbesondere Amphibien) in die Sammelvorrichtung zu verhindern, begrenzt ein äußerer Ring aus handelsüblicher Beeteinfassung (\varnothing 100 cm) die Anlage (s. Foto 10).

Während an den unbewaldeten Standorten ‚*Oberholz*‘ und ‚*Drei-Felder*‘ jeweils ein

Niederschlagsmesser installiert wurde, wurden an den beiden baumbestandenen Standorten (*Elbholz*‘, *Eichwald*‘) jeweils zwei bodengleiche Niederschlagsmesser aufgestellt, wobei einer die stärker beschatteten Bereiche repräsentiert und der zweite die lückigeren. Für einen methodischen Vergleich hinsichtlich der aufgefangenen Niederschlagsmenge wurden an einem Standort (*Lütkenwisch*‘) direkt nebeneinander ein bodengleicher Sammler und einer in 1,0 m Höhe aufgestellt.

Die Ergebnisse dieser beiden Sammler über den Meßzeitraum von 29 Monaten zeigen, daß es bei dem in 1,0 m Höhe aufgestellten Sammler zu einem Niederschlagsdefizit von 12,4 % gegenüber dem erdbodengleich aufgestellten kommt. Dieser Wert liegt am unteren Ende der Spanne von 10 bis 20 % die WOHLRAB et al. [1992] für diesen Vergleich angeben. Da es aber auch bei dem bodengleich gemessenen Niederschlag zu Minderbestimmungen infolge von Benetzungsverlusten (durch Verdunstung) sowie haftwasserbedingten Ablaufverlusten kommt, müßte für eine exakte Angabe über die real auf die Geländeoberfläche aufgetroffene Niederschlagsmenge ein noch höherer Wert veranschlagt werden.

Trägt man die Niederschlagsmenge des Standortes *Lütkenwisch*‘ aus 1,0 m Höhe gegen die Werte der DWD-Station *Lenzen*‘ auf, wird deutlich, daß am Standort *Lütkenwisch*‘ rund 1/10 weniger Niederschlag als in der 7 km entfernten Station Lenzen aufgefangen wurde. Ein Grund dafür mag sein, daß der Verdunstungsverlust bei täglicher Leerung wesentlich geringer ist, als bei wöchentlicher. Ein weiterer kann in der räumlichen Distanz liegen: Ein Vergleich legt die Vermutung nahe, daß der Höhbeck als Regenfänger wirkt. Betrachtet man die unterschiedlichen Gesamtniederschlagsmengen (bodengleich) des Untersuchungszeitraumes der unbeschatteten Standorte *Lütkenwisch*‘ (1580 mm) und *Drei-Felder*‘ (1460 mm), ergibt dies einen Minderbetrag von 7,2 % für den letztgenannten. Bei niederschlagsfreudigen Westwindwetterlagen (s. Kap. 4.6) wird anscheinend besonders der Standort *Drei-Felder*‘, im Gegensatz zur Station Lenzen aber auch der Standort *Lütkenwisch*‘ von der über 70 m NN hohen Erhebung abgeschirmt.

Wassergehalt

Im Vergleich zu den zahlreichen direkten Methoden der Wassergehaltsermittlung im Boden, die alle eine Probeentnahme erfordern und somit den Nachteil der Zerstörung des Bodenkörpers haben, ist mit der Anwendung einer indirekten Bestimmung der große Vorteil der Dauerbeobachtbarkeit gegeben. In dieser Arbeit zur Anwendung gekommen ist die *Time Domain Reflectometry (TDR)-Technik*‘, bei der die Dielektrizitätszahl (DZ) des die Sonden umgebenden Materials bestimmt wird. Die DZ ist eine dimensionslose physikalische Größe, die angibt, um welchen Faktor die Kapazität eines Kondensators erhöht wird, wenn zwischen den Kondensatorplatten anstelle des Vakuums das zu bestimmende Material eingebracht wird. Sie ist

ein Maß für die Fähigkeit der Elementarteilchen des Materials, sich in einem elektrischen Feld auszurichten und dieses zu verstärken [TRESSELT 2000]. Die DZ einer Substanz läßt sich durch die Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle ermitteln. Während die Dielektrizitätszahl von Luft etwa 1 beträgt, besitzt Wasser bei 20 °C eine DZ von 81,5. Gefriert es, sinkt diese bis auf 3,2 ab. Der Boden, bestehend aus Festsubstanz und Porenraum (welcher zu wechselnden Anteilen luft- und wassererfüllt ist), kann als ein zusammengesetztes Dielektrikum betrachtet werden, dessen DZ aus den Volumenanteilen der drei Phasen und deren Dielektrizitätszahlen zu errechnen ist [ROOK 1990]. Trockenes Bodenmaterial weist je nach Textur, Dichte und Gehalt an organischer Substanz Werte zwischen 3 und 5 auf.

Die zu der Zeit des Versuchsaufbaues am Institut für Bodenkunde üblicherweise eingesetzte Technik zur kontinuierlichen Wassergehaltsbestimmung mit Impulsgenerator, Koaxialkabel, Sampler und Oszilloskop zeichnet sich durch eine hohe Meßgenauigkeit aus. Nach materialspezifischer Kalibrierung liegt der mittlere absolute Meßfehler zwischen 1,0 und 1,5 Vol.-% [TRESSELT 2000]. Andererseits ist der apparative Aufwand hoch und die Ermittlung eines Meßwertes langwierig. Für den Einsatz im Auenbereich benötigt man eine robuste Versuchseinheit mit möglichst einfacher Handhabung. Aufgrund der Untersuchungsergebnisse von ANDRÉ [1996] fiel die Entscheidung auf die TRIME-Technik (Time Domain **R**eflektometry mit **I**ntelligenten **M**icromodul **E**lementen) der Firma ‚Imko‘. Eine genaue Beschreibung des Meßprinzips und des Geräteaufbaus gibt STACHEDER [1996]. Das eingesetzte Feldmeßgerät ‚TRIME FM‘ in Verbindung mit den ‚PZZ-Gabeln‘ erzielt eine ausreichende Meßgenauigkeit (mittlerer Fehler bei einem Wassergehalt von 0 - 40 Vol.-% von $\pm 1,0$ Vol.-% und bei 40 - 70 Vol.-% von $\pm 2,0$ Vol.-%) bei sehr einfacher Handhabung. Von Vorteil ist die hohe Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse. STACHEDER gibt hierfür einen durchschnittlichen Wert von $\pm 0,3 - 0,5$ Vol.-% an. Eigene Beobachtungen zeigen, daß bis auf stark organogene Schichten (C_{Org} -Gehalt > 9 %) mit hohen Wassergehalten (Sättigungsgrad > 90 %), bei denen Abweichungen teilweise sogar über denen von STACHEDER angegeben Werten auftraten, diese ansonsten üblicherweise in einem Bereich von $\pm 0,2$ Vol.-% lagen. Geringe Wassergehaltsunterschiede aufgrund langsamer sommerlicher Austrocknung können somit gut nachvollzogen werden.

Beeinflußt werden die Meßergebnisse auf vielfältige Weise [STACHEDER 1996]. Zum Beispiel kann es je nach Bodenart zu zwei gegensätzlichen Effekten kommen: Bei Sanden ist es möglich, daß es durch das Eintreiben der Meßgabeln zu einer Porenraumvergrößerung kommt, einhergehend mit einer Überbestimmung des Wassergehaltes im Sättigungsfall. Je gleichförmiger die Sande sind, umso größer stellt sich diese Abweichung dar. Bei Tonen verhält es sich umgekehrt. Hier sorgt das ‚Verschmieren‘ einzelner Porenräume für eine Unterbestimmung. Die Dichte des Bodens ist dahingehend einflußnehmend, daß bei niedrigen Dichten der TDR-Wert

untergewichtet wird (d.h. der vom Meßgerät ermittelte Wassergehalt gegenüber dem realen zu niedrig ist) und bei hohen Bodendichten eine Überbestimmung zu beobachten ist. Ein meßbarer Einfluß der Salinität des Bodenwassers macht sich erst ab einer elektrischen Leitfähigkeit der Porenlösung von 1,5 mS/cm bemerkbar, und dies auch erst ab einem Wassergehalt von etwa 30 Vol.-%. Wird dieser Leitfähigkeitswert überschritten (was bei den Untersuchungen nicht auftrat), findet eine Überbestimmung des Wassergehaltes statt.

Am größten ist die Meßwertbeeinflussung aber aufgrund von Temperaturschwankungen. Die das Meßergebnis ausmachende Dielektrizitätszahl des freien Wassers nimmt mit steigender Temperatur ab, da durch die Zunahme der BROWNSchen Molekularbewegung die Dipole in ihrer Rotation behindert werden. Dieser Effekt tritt allerdings in den Hintergrund, wenn quellfähige Tonminerale einen Großteil der Wasserdipole an den Kationen als Zwischenschichtwasser binden. Erst wenn ein Grenzwert überschritten ist, dominieren wieder die Eigenschaften des Wassers über denen des Minerals. Diese Gegebenheiten zugrunde legend erklärt sich, warum bei einem konstant gehaltenen Wassergehalt von 30 Vol.-% in reinen Sanden mit zunehmender Temperatur eine leichte (scheinbare) Wassergehaltsabnahme (negativer Temperaturkoeffizient) am Meßgerät zu beobachten ist. Ein Rückgang des Sandgehaltes zugunsten feinkörnigerer Bodenarten läßt dieses Verhältnis umkehren. Bereits ab 20 % Feinkornanteil steigt mit zunehmender Bodentemperatur der ermittelte Meßwert (positiver Temperaturkoeffizient), und zwar um so mehr, je feinkörniger die Probe ist. Verändert sich aber der tatsächliche Wassergehalt bei den sehr bindigen Bodenproben dahingehend, daß höhere Sättigungsgrade erreicht werden, dreht sich das Verhältnis abermals. In stark gesättigten, bindigen Schichten herrscht ebenso wie in den Sanden wiederum ein negativer Temperaturkoeffizient vor.

Diesen im Labor getätigten Untersuchungen von STACHEDER [1996] lassen sich ergänzend folgende eigene Feldbeobachtungen hinzufügen: In dem im Verhältnis zum Mittelwasserstand am tiefsten befindlichen Meßhorizont (*Lütkenwisch Rinne*; 135 cm GOF, - 1,07 m MW, Tu3, 1,7 % Org. Sub., GPV: 57,8 %) wurden die Zeiträume herausgefiltert, in denen der Grundwasserspiegel sich mindestens 10 cm oberhalb der Meßsonde befand. Für diese Phasen ist der Wassergehalt in der Meßschicht als maximal (gesättigt) anzusehen. Nach STACHEDER [1996] ist während dieser Zeiten mit einer negativen Korrelation des gemessenen Wassergehaltes zur Bodentemperatur zu rechnen. Er gibt für diese Beziehung eine Abnahme des Meßwertes von 0,7 Vol.-% pro 10 °C Temperaturerhöhung an.

Aus der Abbildung 20, bei der die Bodentemperatur bzw. die Lufttemperatur gegen den gemessenen Wassergehalt aufgetragen ist, läßt sich entnehmen, daß zumindest die Richtung des Verhältnisses (Abnahme der Wassergehalte bei Temperaturerhöhung) mit den Ergebnissen von STACHEDER einhergeht. Es wird aber auch deutlich, daß nicht nur die die Meßsonde umschließende Bodentemperatur einflußnehmend ist, sondern auch die das Meßgerät umgebende

Lufttemperatur. Vergleicht man den Korrelationskoeffizienten der Beziehung Bodentemperatur / Wassergehalt (- 0,61) mit dem der Lufttemperatur / Wassergehalt (- 0,83), zeigt sich, daß, obgleich auf niedrigem Gesamtniveau, der Einfluß der Lufttemperatur offensichtlich sogar größer ist als der der Bodentemperatur. Die Abnahme des Meßwertes beträgt im ersten Fall 6,5 Vol.-% / 10 °C Temperaturerhöhung und im zweiten 2,6 Vol.-% / 10 °C. Diese Ergebnisse liegen weit über denen, die STACHEDER angibt. Es muß demnach noch mindestens eine weitere, entscheidende Einflußgröße vorhanden sein. Da mit höheren Luft- und Bodentemperaturen auch die Entwicklung der Vegetation und damit auch die Evapotranspiration einhergeht, liegt die immense Differenz vielleicht darin begründet, daß die Pflanzen während der Sommermonate dem Boden mehr Wasser über das dichte Wurzelwerk zu entnehmen vermögen als aufgrund der sehr geringen Leitfähigkeit ersetzt werden kann. Demnach würde es sich nicht nur um eine methodisch bedingte Abweichung handeln, sondern um einen realen Prozeß.

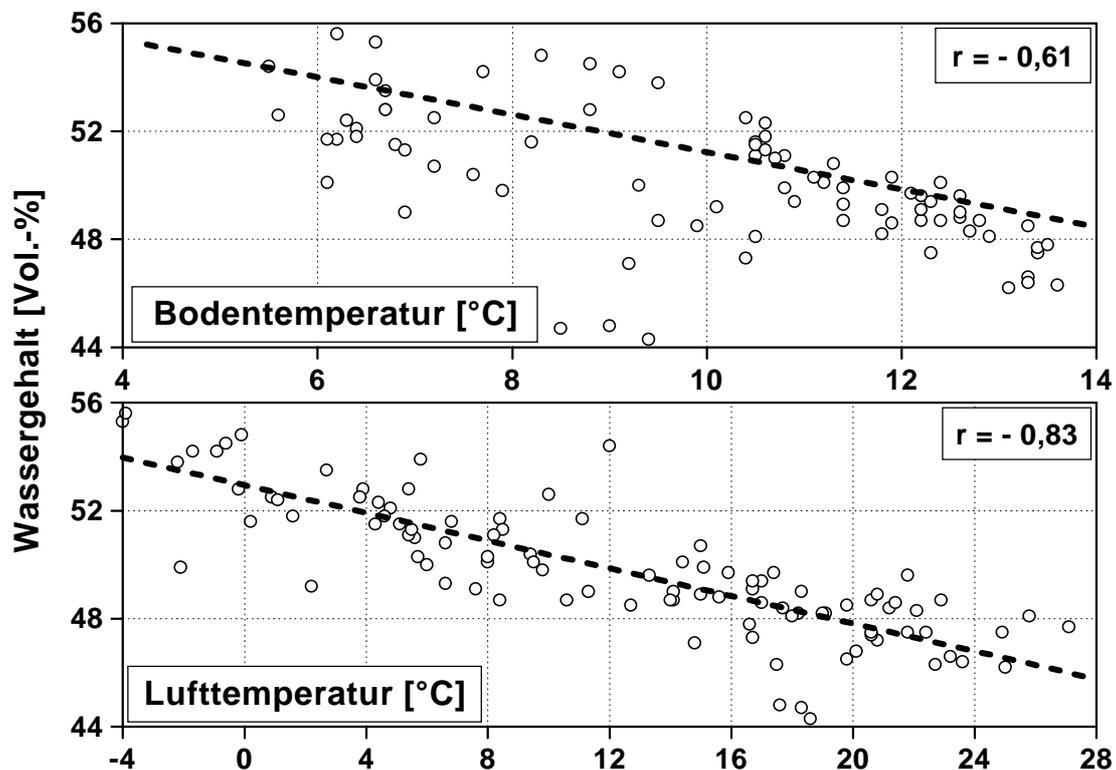


Abb. 20: Beziehung der Luft- bzw. Bodentemperatur zum Wassergehalt

Unter der Annahme einer methodisch bedingten Meßwertabweichung von 0,26 Vol.-% / 1,0 °C Lufttemperaturerhöhung ist es möglich, die ermittelten Meßwerte unter Einbeziehung der Tagesmitteltemperatur auf eine Einheitstemperatur umzurechnen, um so die methodisch bedingten Abweichungen herauszustellen. Dieses zeigt die Abbildung 21: Zum einen wurden die

Wassergehalte des bereits oben vorgestellten Horizontes über 29 Monate (01.07.1997 bis 29.11.1999) direkt, d.h. ohne Korrekturfaktor dargestellt und zum anderen auf 10,0 °C Standardtemperatur verrechnet. Die Abweichungen zwischen beiden Linien visualisieren den möglichen Fehler.

Aufgrund der Temperaturnormierung engt sich die Spannweite der Meßwerte um 4,2 Vol.-% von unkorrigiert 13,3 °C (Minimalwert: 44,3 Vol.-%, Maximalwert 57,6 Vol.-%) auf 9,1 °C (46,6 bis 55,7 Vol.-%) bei gleichzeitig gleichbleibendem Medianwert (51,2 zu 51,3 Vol.-%) ein. Trotzdem bleiben die saisonalen Schwankungen, wenngleich auch gemindert, erhalten. Der Einfluß der Vegetation scheint über den der Temperatur zu dominieren.

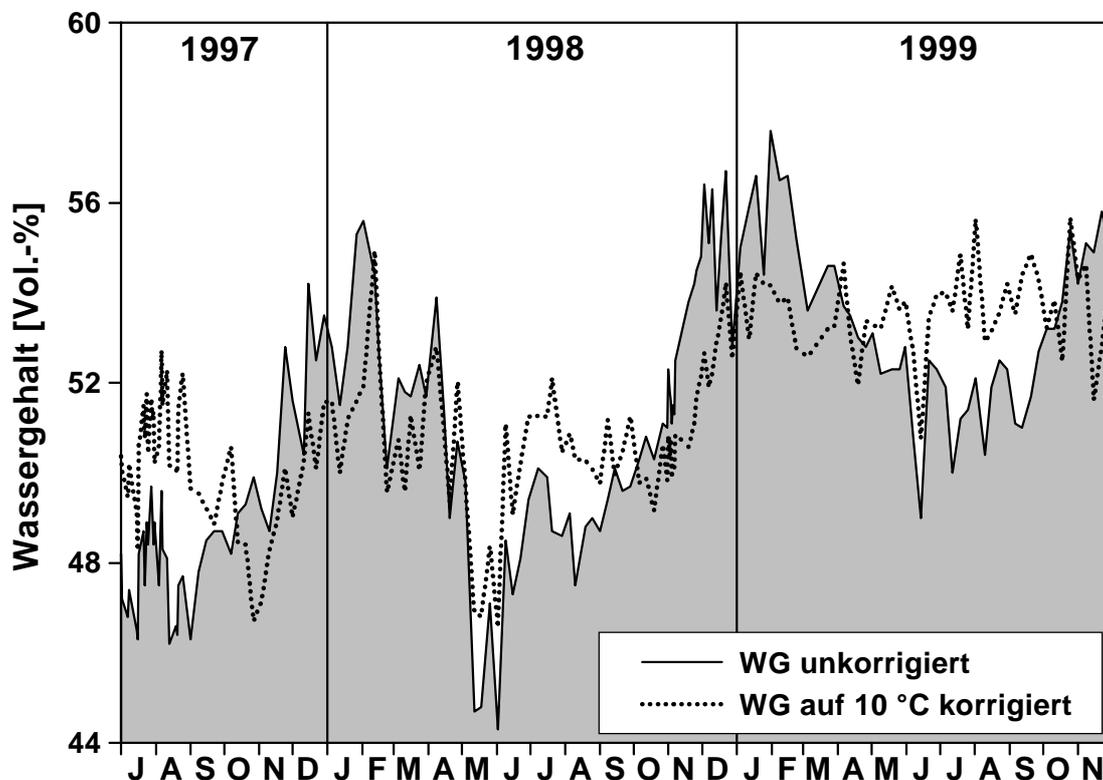


Abb. 21: Vergleich der Wassergehaltsganglinien ohne und mit Temperaturkorrektur in einem gesättigten Horizont

Führt man diese Temperaturkorrektur an einem nur zeitweilig gesättigten Horizont mit stärkeren Wassergehaltsschwankungen durch, wird deutlich, daß die Differenzen zwischen beiden Ganglinien zwar nicht unerheblich sind, die Dynamik der ablaufenden Prozesse (Aufsättigung und Austrocknung) aber bei weitem über denen des temperaturbedingten Meßwertfehlers liegen (s. Abb. A11). Ein weiterer, hier nicht dargestellter Versuch belegte zudem, daß der

Temperatureffekt beispielsweise bei Sanden nicht so stark ausgeprägt ist. Aufgrund der Erkenntnisse aus den Abbildungen 20, 21 und A11 und dem Wissen des unterschiedlichen Verhaltens einzelner Materialien bei wechselnden Wassergehalten ist von einer generellen Temperaturkorrektur der Wassergehalte aller Meßsonden Abstand genommen worden.

Wasserspannung

Da das Bodenwasser zu unterschiedlichen Anteilen frei beweglich ist, sagt der bloße Wert eines ermittelten Wassergehaltes in einer Bodenschicht ohne die dazugehörige Körnungsangabe nur sehr wenig über den tatsächlichen Bodenfeuchtezustand aus. Vielmehr unterliegt das Bodenwasser Bindungskräften (Adhäsion und Kohäsion), die durch die Eigenschaften der festen Bodenmatrix und der des Wassers bestimmt werden. Für die Adhäsion gilt: Je kleiner die Bodenbestandteile sind, umso größer ist die Adhäsionskraft und umgekehrt. Demzufolge ist in reinen Sanden das Adsorptionswasser wegen der vergleichsweise geringen spezifischen Oberfläche und der fehlenden Oberflächenladung praktisch ohne Bedeutung. Die zweite wirksame Kraft, die Kohäsionskraft, tritt zwischen den Molekülen eines Stoffes auf. Im Falle des Wassers beruht sie auf der Ausbildung von Wasserstoffbrücken zwischen den Dipolen der Wassermolekülen. Mit zunehmendem Abstand der Wassermoleküle von der festen Partikeloberfläche nimmt die Adhäsionskraft exponentiell ab, die Kräfte zwischen den Wassermolekülen kommen dagegen verstärkt zum Tragen. Über das Adsorptions- legt sich das Kapillarwasser und bildet an den Berührungsstellen der festen Teilchen abhängig vom Sättigungsgrad unterschiedlich stark gekrümmte Menisken aus. Steigt der Wassergehalt einer Bodenschicht an, nimmt demnach der Einfluß der adsorptiven Bindung gegenüber der kapillaren ab und umgekehrt. Als Resultat dieser beiden physikalischen Kräfte verhält sich das Bodenwasser im Porensystem eines teilgesättigten Bodens vergleichbar zum Wasser in zylindrischen Kapillaren. Je enger der Porendurchmesser ist, desto höher kann das Bodenwasser über den Grundwasserspiegel hinaus in die Bodenschicht aufsteigen und den Kapillarsaum bilden. Bei sehr hohen Wassergehalten oder Wassersättigung liegt im Boden auch ein bestimmter Anteil von freiem Wasser vor, welches nicht an die Bodenmatrix gebunden ist [HARTGE & HORN 1999].

Die bisher betrachteten Kapillarkräfte sind aber nicht die einzigen Einflußgrößen, die auf das Wasser im Porenraum eines Bodens wirken. Neben der ständig wirksamen Gravitationskraft sind teilweise hydrostatische und osmotische Kräfte sowie Gasdrücke oder Auflasten von Bedeutung. Die einzelnen auf das Bodenwasser einwirkenden Kräfte werden mit dem Potentialkonzept aufeinander bezogen. Dazu wird das Bodenwasser unter energetischen Gesichtspunkten betrachtet. Das **Potential des Bodenwassers** (Ψ) ist nach SCHACHTSCHABEL et al. [1998] als die Arbeit definiert, die notwendig ist, um eine Einheitsmenge (Volumen, Masse, Gewicht) Wasser von einem gegebenen Punkt eines Kraftfeldes zu einen Bezugspunkt zu transportieren. Diese Arbeit entspricht derjenigen, die notwendig ist, um die Mengeneinheit Wasser von einer freien

Wasseroberfläche auf eine bestimmte Höhe in einer Pore (Kapillare) zu heben. Es wird demzufolge die Energie angegeben, die das Bodenwasser an einem definierten Punkt gegenüber der freien Wasseroberfläche besitzt. Der häufigste Bezug hierfür ist das Volumen (Energie / Volumen = Druck) bzw. die Gewichtskraft (Energie / Kraft = Länge).

Das Gesamtpotential des Bodenwassers setzt sich aus zahlreichen unterschiedlich stark wirksamen Teilpotentialen zusammen. Dabei werden unterschieden: Das **Gravitationspotential** (Ψ_g), welches den Einfluß des Gravitationsfeldes der Erde auf das Bodenwasser oberhalb eines freien Wasserspiegels als Bezugsebene beschreibt. Da Wasser oberhalb dieser Bezugsebene eine höhere potentielle Energie hat als darunter, erhält das Gravitationspotential zumeist ein positives Vorzeichen. Das **Matrixpotential** (Ψ_m) drückt den Energiezustand jenes Bodenwassers aus, das durch die kapillaren Kräfte im Porenraum entgegen der Schwerkraft gehalten wird. Aufgrund der geringeren potentielle Energie des Wassers im ungesättigten Boden gegenüber der des freien Wassers, erhält das Matrixpotential ein negatives Vorzeichen. Der Betrag des Matrixpotentials wird als Wasserspannung oder auch Saugspannung bezeichnet. Das **piezometrische Potential** (Ψ_h), das auch als hydrostatisches Potential bezeichnet wird, gibt die potentielle Energie unterhalb der Wasseroberfläche an. Es stellt damit eine Fortsetzung des Matrixpotentials in den positiven Bereich dar. Das **Gaspotential** (Ψ_g) tritt ausschließlich dann auf, wenn der Luftdruck der Atmosphäre nicht mit der Bodenluft in offener Verbindung steht, wie es in bindigen oder nahezu wassergesättigten Böden häufiger vorkommt. In diesen Fällen können Luftdruckschwankungen, mikrobielle Gasbildung, Temperaturschwankungen oder Bodenverdichtungen zumindest temporär zu unterschiedlichen Druckverhältnissen führen. Je nach Verhältnis zum Atmosphärendruck kann das Gaspotential einen positiven oder negativen Wert annehmen. Das **Auflastpotential** (Ψ_o) tritt in einem Boden während der Konsolidierung auf, wenn eine Auflast noch teilweise vom Porenwasser getragen wird. Der Porenwasserüberdruck wirkt dem Matrixpotential entgegen und wird durch das Abfließen des Porenwassers zum Ende der Konsolidierung immer geringer. Es trägt ein positives Vorzeichen. Das **osmotische Potential** (Ψ_o) spielt nur in Böden mit hohen Salzgehalten in der Bodenlösung eine Rolle, wenn größere Mengen Wasser durch Hydratation der Ionen gebunden werden. Es erhält ein negatives Vorzeichen. Als Annäherung an das Gesamtpotential, dessen exakte Bestimmung sehr aufwendig ist, wird in dieser Arbeit das **hydraulische Potential** (Ψ_H) als Summe der wichtigsten Teilpotentiale (Matrixpotential und Gravitationspotential) ermittelt.

Mit den in dieser Arbeit verwendeten Tensiometern, deren Aufbau und Meßtechnik ausführlich bei MELCHIOR [1993] beschrieben wird, lassen sich die an der Meßstelle herrschenden Druckverhältnisse im Bodenwasser in Relation zum atmosphärischen Luftdruck sehr gut erfassen. Vor dem Geländeeinsatz erfolgte für jeden Sensor eine individuelle Druckkalibrierung, aus der sich die Umrechnungsparameter für die manuelle und automatische Datenerfassung ergeben. Der Meßbereich reicht von - 850 bis + 150 hPa, bei einer Meßgenauigkeit von ± 5 hPa.

Die Erfassung geschah im diskontinuierlichen Meßbetrieb mit einem Voltmeter (,Fluke-6080A‘) und im kontinuierlichen über einen Data-Logger (,Delta-T Devices-DL2e‘).

Aufgrund des vertikalen Einbaus der Tensiometer besteht die Gefahr, daß Witterungseinflüsse sich insbesondere bei den obersten Einbautiefen störend auf die Meßwerte bemerkbar machen. Zum einen können starke Niederschläge dazu führen, daß Wasser entlang des Führungsrohres bis an den porösen Körper gelangt und es zu einer Meßwertverfälschung (hydraulischer Kurzschluß) kommt. Zum anderen können starke Winde das Rohr in Schwingung versetzen bzw. Tiere sich an den Führungsrohren reiben. Beides kann den Kontakt zwischen der Keramikkerze und der Bodenmatrix beeinträchtigen. Um zumindest diese Störgrößen zu minimieren, wurden die obersten Einbautiefen jeweils mit zwei Stützpfehlen versehen und mit Draht eingefast. Aufgrund der Frostgefahr, die zu einer Zerstörung der Keramik führen kann, wurden die Tensiometer bei Bedarf im Winter ausgebaut.

Redoxspannung

Bei der Ermittlung des Redoxpotentials im Boden handelt es sich um die Bestimmung eines Mischpotentials, das sich aus vielen Einzelpotentialen zusammensetzt. Insbesondere bei den vorherrschenden Bedingungen in der Aue mit den mehrere Meter betragenden Grundwasserstandsschwankungen und der sehr inhomogenen Bodenmatrix ist mit einer großen Amplitude der Meßwerte einer Sonde und einer erheblichen Streuung zwischen mehreren Sonden eines Horizontes zu rechnen. Um eine in-situ Langzeitmessung der Redoxspannung durchführen zu können, ist der stationäre Einbau möglichst robuster Elektroden nötig.

Die für die Bestimmung der Redoxspannung im Boden verwendete Meßapparatur besteht aus am Institut für Bodenkunde hergestellten Redoxsonden (Bauprinzip nach MÜLLER et al. [1985], abgeändert nach PFISTERER & GRIBBOHM [1989]), einer Argenthal-Bezugselektrode (Ag/AgCl, 3 mol/l KCl, ,Ingold‘), selbsthergestellten Salzbrücken nach VENEMAN & PICKERING [1983] sowie einem Voltmeter (,Fluke-6080 A‘). Die Abbildung 22 zeigt schematisiert den Aufbau einer Redox-Meßsonde, wie sie für die Untersuchungen eingesetzt wurde.

Vor dem Geländeeinsatz erfolgte eine Funktionsprüfung der Elektroden in einer Redox-Pufferlösung (,Ingold‘ bei 25 °C und pH 7, + 220 mV). Die dabei festgestellten Meßwertunterschiede zwischen den einzelnen Redoxsonden beliefen sich auf < 2 mV. Eine umfassende Bauanleitung sowie Ergebnisse zu methodischen Versuchen sind SCHMIDT [1998] zu entnehmen. Die Redoxspannung errechnet sich aus dem Meßwert zuzüglich der Standardspannung der Bezugselektrode. Diese beträgt nach DIN 38 404 bei 10 °C für eine Ag/AgCl-Bezugselektrode 217 mV.

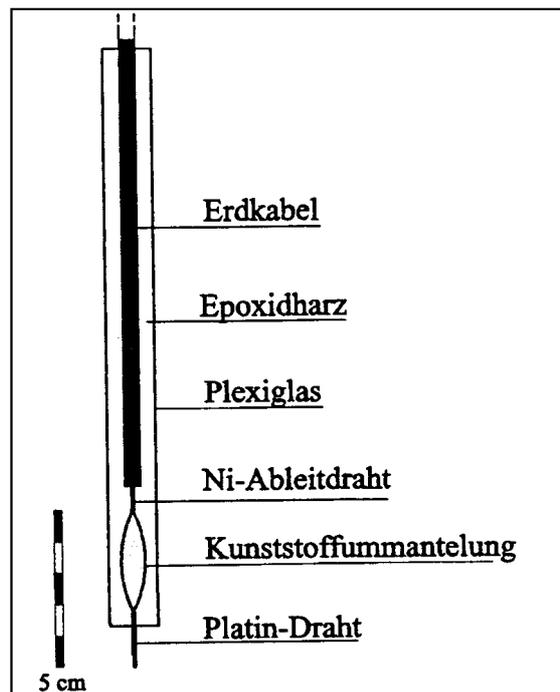


Abb. 22: Schematischer Aufbau einer Redox-Meßsonde nach SCHMIDT [1998]

Ein mehrfach genanntes Problem von Redoxelektroden ist die sogenannte ‚Vergiftung‘ der Meßsonden, bei der sich im reduzierten Milieu auf den Platinspitzen ein Eisensulfidbelag bildet, der zu dauerhaft niedrigen Meßwerten führt [SCHMIDT 1998]. Dieses konnte nach eigenen Versuchen nicht bestätigt werden. Eine mögliche Erklärung zu den von FIEDLER [1997] abweichenden Beobachtungen mag in der diskontinuierlichen Meßwerterhebung liegen. Ein sich bei der Messung aufbauendes Spannungspotential kann in der Zeit bis zur nächsten Messung wieder abgebaut werden. Die Gefahr einer potentialinduzierten Elektrodenwanderung verringert sich wesentlich gegenüber der kontinuierlichen Datenaufzeichnung, bei der sich das Spannungsfeld zwischen den Messungen erhält.

Bodentemperatur

Die Messungen im Feld erfolgten manuell mit einem Multimeter (‚Fluke-8060A‘) mit festinstallierten Platin-Meßwiderständen an insgesamt fünf der sechs Teststandorte parallel zu den übrigen bodenhydrologischen Messungen. Eingesetzt wurden Pt100-Widerstandsthermometer mit Vierleitertechnik. Diese zeichnen sich neben ihrem stabilen Aufbau durch ihre hohe Meßgenauigkeit aus. Nach DIN 43 760, Klasse B beträgt sie $\pm 0,3$ °C. Eine Pt100-Einheit hat einen Nennwiderstand von 100 Ohm bei 0 °C. Dieser wurde für alle Sonden vor Einbau in Eiswasser überprüft.

Das Meßprinzip beruht auf einer nahezu linearen Änderung des elektrischen Widerstandes proportional zur Temperaturänderung. Die Schwierigkeit in der Temperaturermittlung auf Basis einer Widerstandsmessung besteht darin, daß bei der Temperaturberechnung die ebenfalls temperaturabhängigen Leitungswiderstände berücksichtigt werden müssen. Aufgrund der Vierleitertechnik können diese jedoch rechnerisch kompensiert werden, indem die Widerstände zwischen jeweils zwei Leitern in vier Kombinationen gemessen und miteinander verrechnet werden (s. VIELHABER [1995]). Die Umrechnung der Meßwerte in °C erfolgte nach DIN IEC 751.

5.5 Auswertungsmethoden zum Bodenwasserhaushalt

5.5.1 Bestimmung der Feld-pF-Kurve

Die Beziehung des Wassergehaltes zur Wasserspannung einer Bodenschicht ist nicht konstant. Im Labor ist dies eindrucksvoll zu belegen, wenn man eine Bodenprobe zunächst vollständig aufsättigt, diese dann stufenweise entwässert und anschließend die nun trockene Probe in denselben Schritten wieder bewässert. Stellt man die jeweiligen Wertepaare der beiden Wasserspannungskurven graphisch gegenüber, ist zu erkennen, daß bei der Entwässerung einer gesättigten Bodenprobe bei gleicher Wasserspannung zumeist höhere Wassergehalte festzustellen sind als bei der Bewässerung eines trockenen Bodens. Die Begründung für diesen als Hysteresis bezeichneten Effekt liegt in den häufig wechselnden Querschnitten des Porenraums im Boden.

Bei der Entwässerung werden zunächst die groben Poren entwässert und anschließend die feinen. Umgekehrt verhält es sich bei der Bewässerung (fein vor grob). Je nach Konstellation des Porenkontinuums kann es demzufolge zur plötzlichen Entleerung aber auch Befüllung einer Pore kommen. Dieser Effekt wird nach HAINES [1930] als ‚*Haines jump*‘ oder nach GUYMON [1994] auch als ‚*ink bottle effect*‘ bezeichnet. Das Resultat ist eine primäre Entwässerungskurve (Desorptionskurve), nachdem der Boden gesättigt war, und eine primäre Bewässerungskurve (Adsorptionskurve) im Anschluß an eine vollständige Entwässerung des Bodens. Zwischen diesen beiden, das System begrenzenden primären Wasserspannungskurven (Randkurven) finden sich zahlreiche Übergänge (sekundäre Retentionskurven), deren Lage davon abhängig ist, wie weit sie von einem der beiden primären Zustände entfernt sind und in welche Richtung sie sich bewegen.

Da sich unter Feldbedingungen nur selten primäre Zustände einstellen, ist in einem natürlichen System mit einer Vielzahl von sekundären Wasserspannungskurven zu rechnen. Um trotzdem allein aus dem derzeitigen Wassergehalt eine verlässliche Aussage zur aktuellen Wasserspannung im Boden tätigen zu können, ist die Erzeugung einer Feld-pF-Kurve notwendig. Diese kann für

eine Meßtiefe durch Einbeziehung zahlreicher im Feld erhobener Wertepaare von Wassergehalt und Wasserspannung, unter der Zuhilfenahme des von VAN GENUCHTEN et al. [1991] entwickelten Programms ‚Retention-Curve‘ (RETIC) ermittelt werden. Die Feld-pF-Kurve liegt idealerweise in der Mitte zwischen der Desorptions- und Adsorptionskurve und stellt so einen guten Näherungswert für alle sich im Gelände einstellenden Sekundärkurven dar.

Um die für die Bestimmung der Feld-pF-Kurve nötigen Parameter zu erhalten, werden die Felddaten den Formatansprüchen von RETIC entsprechend aufbereitet und in das Programm eingebunden. Als Berechnungsergebnis erhält man zum einen den Restwassergehalt (WC_R) und den Sättigungswassergehalt (WC_S), aber auch die Kurvenparameter m' , n' und α' . Während die Parameter m' und n' für die Stauchung bzw. Streckung der Kurve stehen, beeinflusst der Faktor α' den Beginn des oberen Knickpunktes. Es gilt: Je kleiner der Wert α' ist, umso später setzt die Kurvenkrümmung ein und je kleiner die Faktoren m' und n' sind, desto flacher wird der Kurvenverlauf.

Mit den so gewonnenen VAN GENUCHTEN-Parametern einer jeden Meßtiefe ist man in der Lage, für einen beliebigen Wassergehalt den entsprechenden Wert der Wasserspannung zu ermitteln und umgekehrt. Wasserspannungswerte ($\gamma_m \geq 1000$ hPa), bei denen die eingesetzte Tensiometertechnik methodisch bedingt (Erreichen des maximal möglichen Unterdrucks) ausfällt, können nun aus den Wassergehaltswerten abgeleitet werden. Es ist hiermit ein Instrument gegeben, um Zeiten, in denen sich die Wasserspannung im Boden oberhalb des für die Pflanzen entscheidenden permanenten Welkepunktes ($\gamma_m \geq 15.000$ hPa) befindet, auszuweisen.

Berechnung des Matrixpotentials:

$$\gamma_m = \frac{\left[\left(\frac{1}{Se} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha}$$

γ_m = Matrixpotential [hPa]

m, n, α = VAN GENUCHTEN-Parameter, die den Verlauf der gefitteten Wassergehalts-Wasserspannungs-Kurve bestimmen

Der für die Berechnung der Wasserspannung notwendige Sättigungsindex (S_e) errechnet sich aus dem aktuellem Wassergehalt (WC_A), dem Restwassergehalt (WC_R) und dem Sättigungswassergehalt (WC_S).

Berechnung der effektiven Sättigung:

$$S_e = \frac{(WC_A / 100) - WC_R}{WC_S - WC_R}$$

S_e	= effektive Sättigung
WC_A	= aktueller Wassergehalt [Vol.-%]
WC_R	= Residualwassergehalt [Vol.-%]
WC_S	= Sättigungswassergehalt [Vol.-%]

Die VAN GENUCHTEN-Parameter für jede Meßtiefe der sechs Teststandorte sind der Tabelle A14 im Anhang zu entnehmen. Der Faktor ‚ m ‘ wurde der Einfachheit halber konstant gehalten (0,269). Die den Meßtiefen entsprechenden Einbautiefen sind in der Tabelle 13 aufgelistet.

Die Abbildung 23 visualisiert am Beispiel des Standortes ‚*Eichwald*‘ (Bodenart: Tu2, Org. Sub.: 2,6 %) für 20 cm Bodentiefe exemplarisch den oben beschriebenen Effekt der Hysterese und die Ausweisung der Feld-pF-Kurve. Zu erkennen ist zum einen, daß sich oberhalb der im Labor erhobenen Desorptionskurve keine Wertepaare aus den Feld-Messungen finden. Außerdem wird deutlich, daß im Bereich des Wendepunktes der drei sigmoidal verlaufenden Wasserspannungskurven die Streuung der Felddaten am größten ist. Bei einer Bodenwasserspannung knapp oberhalb der Feldkapazität ($\gamma_m = 100$ hPa) variieren die Wassergehalte zwischen maximal 38,0 Vol.-% (Desorptionskurve) und minimal 28,0 Vol.-% (Adsorptionskurve). Im Bereich niedrigerer und höherer Wasserspannung verkleinert sich die Spanne. Bei $\gamma_m = 1000$ hPa beträgt sie 5,0 Vol.-% (29,5 - 24,5 Vol.-%) und bei $\gamma_m = 10$ hPa lediglich noch 4,0 Vol.-% (44,0 - 40,0 Vol.-%). Im Vergleich dazu hat STEINERT [1999] die Hysterese von Mittelsanden bestimmt und kam dabei für den Bereich von $\gamma_m = 20$ hPa zu Wassergehaltsunterschieden von bis zu 20 Vol.-%. Zusammen mit den eigenen Beobachtungen bestätigt dies die von MARSHALL & HOLMS [1979] getätigte Aussage, daß Sande im Gegensatz zu Lehmen und Tonen einen größeren Hystereseffekt aufweisen. Allerdings liegt der Unterschied vor allem in der Form der Entwässerungskurve begründet. Bei Sanden ist der Verlauf um den Wendepunkt wesentlich steiler als bei den übrigen Bodenarten. Bereits ein geringer Versatz der Wasserspannungskurve kann in diesen Horizonten zu einem erheblichen Wassergehaltsunterschied führen. Somit ist der Hystereseffekt in sandigen Horizonten zwar stärker ausgeprägt als in bindigen, gleichzeitig reicht er aber auch über einen kleineren Abschnitt. Während er sich bei den Sanden nur auf den Bereich um die Feldkapazität beschränkt, dehnt er sich bei bindigen Bodenarten, wie in Abbildung 23 dargestellt, über den gesamten Bereich des nutzbaren Wasservorrats aus.

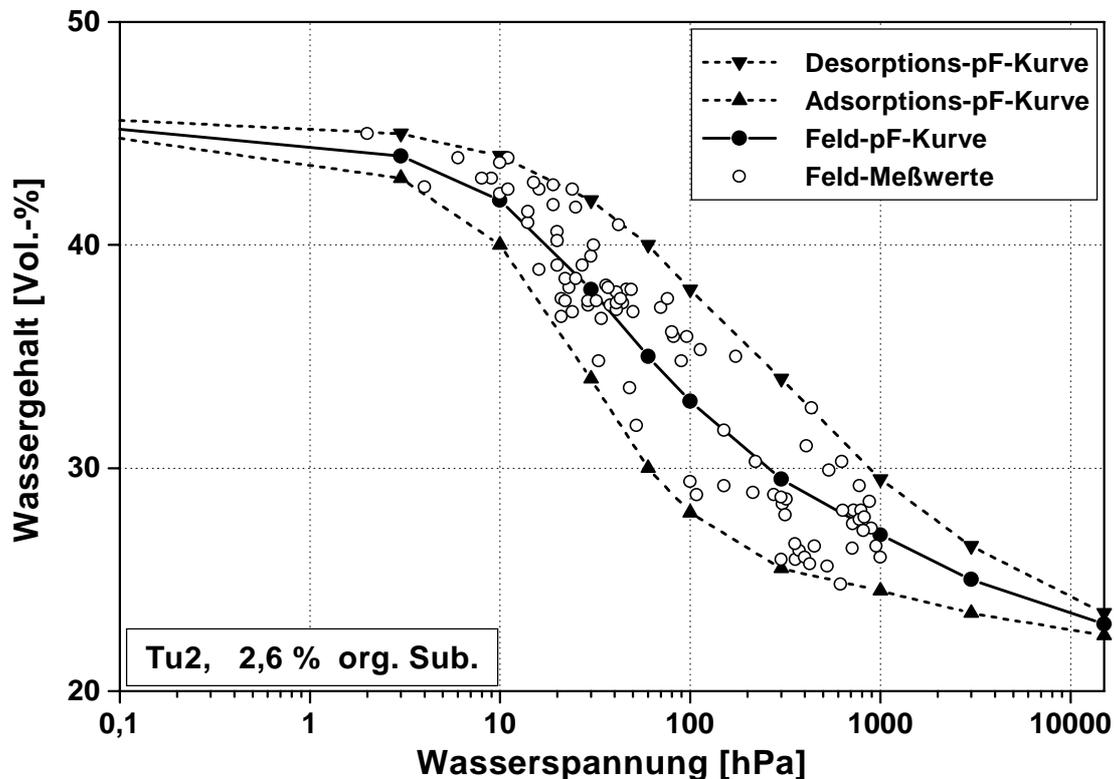


Abb. 23: Darstellung der Desorptions-, Adsorptions- und der Feld-pF-Kurve sowie der Feld-Meßwerte der Wasserspannung und des Wassergehaltes am Beispiel des Standortes ‚Eichwald‘

5.5.2 Ermittlung der Evapotranspiration

Die Verdunstung ist der Vorgang, bei dem Wasser bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes vom flüssigen oder festen Zustand in den gasförmigen übergeht. Man unterscheidet dabei die Evaporation, das ist die Verdunstung von der unbewachsenen Erdoberfläche, die Interzeption (Verdunstung des zurückgehaltenen Niederschlages auf der Pflanzenoberfläche) und die Transpiration (Verdunstung von Pflanzenoberflächen aufgrund biotischer Prozesse). Als Summe aller drei Prozesse wird die Evapotranspiration verstanden. Bei ihr gilt es zwischen der potentiellen und der realen Evapotranspiration zu trennen. Erstere gibt die (theoretisch) mögliche Verdunstung bei gegebenen meteorologischen Bedingungen, vorgegebener Vegetation und unbegrenzt verfügbarem Wasser an. Letztere berücksichtigt dagegen die tatsächlichen Verhältnisse im Boden. Ihre Ermittlung ist wesentlich aufwendiger und wurde im Rahmen dieser Arbeit individuell angepaßt (s.u.). Die Berechnung der täglichen potentiellen Evapotranspiration geschah mittels Standardverfahren nach HAUDE [1955]. Es gilt:

$$ETp = f * (e_s(T) - e)_{14} \leq 7 \text{ mm} / d$$

ETp = potentielle Evapotranspiration nach HAUDE [1955]

mit f = HAUDE-Faktoren für einzelnen Monate des Jahres in mm/hPa (s. Tab. A15)

und $(e_s(T) - e)_{14}$ = Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf in hPa zum Mittagstermin (14.30 Uhr MEZ).

Das Sättigungsdefizit errechnet sich aus dem Sättigungsdampfdruck ($e_s(T)$) abzüglich des Dampfdruckes der Luft (e), wobei für den Temperaturbereich zwischen - 45 °C und + 60 °C die Berechnung des Sättigungsdampfdruckes nach SONNTAG [1994] erfolgt.

$$e_s(T) = 6,11 * \exp\left(\frac{17,62 * T}{243,12 + T}\right)$$

Der Dampfdruck der Luft kann aus der relativen Feuchte (U in %) nach folgender Formel bestimmt werden:

$$e = e_s(T) * \frac{U}{100}$$

Die einzelnen Faktoren der Tabelle A15 im Anhang wurden empirisch für einen Boden mit hohem Grundwasserstand ermittelt. Demzufolge lassen sie Wassermangel unberücksichtigt.

Nach oben wird das Ausmaß der möglichen Verdunstung auf 7 mm/d begrenzt [DVWK 1996]. Eine größere Verdunstung ist aus energetischen Gründen nicht möglich. Rechnerisch ermittelte Werte oberhalb dieser Grenze werden auf dieses Maß beschränkt. Die berechneten Tageswerte der potentiellen Verdunstung weisen gegenüber den wahren Werten Abweichungen auf, da nur die 14-Uhr-Werte berücksichtigt werden. Die Abweichungen gleichen sich jedoch bei längeren Meßwerten aus.

Im Gegensatz zu der potentiellen Evapotranspiration (ETp), die die maximal mögliche Verdunstung bei gegebenen meteorologischen Bedingungen und unbegrenzt verfügbarem Wasser angibt, berücksichtigt die reale Evapotranspiration (ETA) die tatsächliche Wasserversorgung im Boden. Mit abnehmendem Wassergehalt im Bodenkörper, d.h. zunehmender Wasserspannung, verringert sich die reale Evapotranspiration, wobei der Rückgang nicht linear ist und die Evaporation und Transpiration in unterschiedlichem Maße betrifft. Beläuft sich der Faktor zwischen realer und potentieller Evapotranspiration in den Wintermonaten zumeist auf 1,0, können in den Sommermonaten Werte bis zu 0,1 vorkommen. Dies bedeutet, daß der

Wasserverlust des Bodens in diesen Fällen nur 1/10 dessen beträgt, was nach der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration möglich wäre.

Die Evaporation eines Bodens vermindert sich bei konstanten Klimabedingungen als Folge der geringen kapillaren Steighöhe sowie des abnehmenden Wassergehaltes in der obersten Bodenlage und des damit einhergehenden Rückgangs der ungesättigten Wasserleitfähigkeit. Diese wiederum ist abhängig von der Textur des Bodens, wobei gilt: Je grobkörniger ein Boden ist, umso geringer ist im vorherrschenden Spannungsbereich seine ungesättigte Wasserleitfähigkeit. Das führt dazu, daß sandige Böden bei starker Sonneneinstrahlung und fehlendem Grundwasseranschluß in der obersten Bodenschicht zwar sehr schnell und stark austrocknen, unter einer geringmächtigen, scharf abgegrenzten Schicht der Boden aber feucht bleibt. Umgekehrt verhält es sich in feinkornreichen Böden. Hier vollzieht sich aufgrund der höheren ungesättigten Wasserleitfähigkeit die Austrocknung der obersten Bodenschicht und damit verbunden auch die Verringerung der Evaporation im Vergleich zum sandigen Boden langsamer. Dafür reicht die Austrocknungszone bis in größere Bodentiefen herab und es bildet sich keine klar abgrenzbare Grenzschicht aus.

Erhöht sich die Wasserspannung im Boden, vermindert sich das die Transpiration antreibende Gefälle zwischen dem Wasserpotential der Atmosphäre und dem des Bodens. Sobald der optimale Versorgungsbereich verlassen wird, reagieren die Pflanzen darauf mit dem Schließen ihrer Stomata. Als Folge verringert sich die Transpirationsleistung. Bei starker Erhöhung der Wasserspannung kann die Wasserversorgung der Pflanzen nicht mehr gewährleistet werden, sie welken irreversibel. Während sich die Evaporation (körnungsabhängig) im wesentlichen nur auf die obersten Zentimeter bis Dezimeter auswirkt, reicht der Einfluß der Transpiration über das Wurzelsystem, je nach Bewuchs, bis in Tiefen über 2,0 m hinab.

Um aus den Werten der potentiellen Verdunstung Schätzwerte der realen Verdunstung berechnen zu können, wurde ein Verdunstungsfaktor (F_{ET}) bestimmt. Das Produkt aus ET_p und F_{ET} ergibt die reale Verdunstung (ET_a). Die Ermittlung des Verdunstungsfaktors geschieht in Anlehnung an ein Modell von FEDDES et al. [1988]. Dabei wird in Abhängigkeit von dem Ausmaß der potentiellen Evapotranspiration der Verdunstungsfaktor bis auf eine Restgröße von 0,1 mm/d bei Erreichen des permanenten Welkepunktes (PWP) bei 15.000 hPa kontinuierlich verringert (s. Abb. A12). An einem Tag mit hohem Wasserbedarf (> 5 mm/d) beginnt die Reduktion bereits bei einer Wasserspannung der obersten Bodenschicht von 150 hPa und an einem Tag mit einem geringen Wasserbedarf (< 1 mm/d) ab einer Wasserspannung von 350 hPa. Annahme dabei ist, daß sich das Verhältnis zwischen Rückgang der Verdunstung und Anstieg der Bodenwasserspannung linear verhält. Ferner wird vorausgesetzt, daß bis zum Erreichen der beiden oberen Knickpunkte die Verdunstung noch nicht beeinträchtigt, d.h. eine optimale Wasserversorgung der Vegetation gewährleistet ist, der Verdunstungsfaktor 1,0 beträgt.

Außerdem wird der Tatsache Rechnung getragen, daß, zunehmend mit der relativen Luftfeuchtigkeit der Atmosphäre, die eingeschränkte Verdunstung bereits bei niedrigeren Bodenwasserspannungswerten einsetzt. Für Werte der potentiellen Evapotranspiration zwischen den beiden oberen Knickpunkten wird der Beginn der Verdunstungsminderung linear verschoben. An dem unteren Knickpunkt bei einem Verdunstungsfaktor von 0,1 und einer Wasserspannung von 15.000 hPa wird allerdings nicht mehr zwischen großer oder kleiner Wasserbedürftigkeit unterschieden. Ab hier ist der Verdunstungsfaktor für die gesamte Spannbreite der potentiellen Evapotranspiration auf einen konstanten Wert von 0,1 gesetzt. Außerdem wird im Gegensatz zu FEDDES et al. [1988] bei sehr hoher Wassersättigung keine Verminderung der Verdunstung angesetzt, da diese sich speziell auf Ackerkulturen bezieht und hier davon ausgegangen wird, daß die Auenvegetation auch an hohe Wassersättigungen angepaßt ist. Ergänzend wird festgelegt, daß die ETa der potentiellen entspricht, wenn die Niederschlagsmenge entsprechend hoch ist.

Die Ermittlung des Verdunstungsfaktors setzt voraus, daß die für die Vegetation maßgebliche Bodenwasserspannung bekannt ist. Da die Wasserspannung aber eine Funktion der Tiefe darstellt und die Vegetation ihren Wasserbedarf aus unterschiedlichen Tiefen decken kann, besteht bei der rechnerischen Bestimmung des Verdunstungsfaktors die Aufgabe darin, die Konstanten des Verdunstungsmodells und das Verfahren zur Bestimmung der Bodenwasserspannung aus vorhandenen Meßwerten so zu optimieren, daß sich die berechneten Wasserbilanzwerte mit den Meßwerten decken.

Subtrahiert man vom Niederschlag den Wert der realen Evapotranspiration, erhält man die ‚reale‘ klimatische Wasserbilanz (KWB_A). Diese und die ‚potentielle‘ klimatische Wasserbilanz (KWB_p) sind, um das Ausmaß der Korrektur über den Verdunstungsfaktor aufzuzeigen, zusammen mit dem Rückgang des Wassergehaltes des 1,5 m tiefen Bodenprofils (Standort: ‚Drei-Felder‘) über den Zeitraum von Mai 1999 bis einschließlich September 1999 in der Abbildung 24 aufgetragen. Ausgewählt für diese Darstellung wurde der Standort deshalb, weil an dieser Stelle im Vergleich zu den übrigen die Grundwasserschwankungen während des Beobachtungszeitraumes am geringsten sind und das Gelände grasbestanden ist. Eine weitere Korrektur der realen Evapotranspiration über einen Bestandesfaktor ist in diesem Fall unnötig, da dieser nach HAUDE [1955] für Gras auf 1,0 gesetzt wurde. Aus der Abbildung ist zu erkennen, daß der Rückgang des überwiegend im Wochenabstand festgehaltenen Wassergehaltes im Bodenprofil parallel zu den aufsummierten Tageswerten der realen klimatischen Wasserbilanz verläuft. Die Ganglinie der potentiellen klimatischen Wasserbilanz ist dagegen nicht mit den Änderungen des Wasservorrates in Deckung zu bringen. Insbesondere mit Beginn des Monats Juni zeigt sich ein zu großer Rückgang auf.

Der Abbildung 24 liegt folgendes Verfahren zur Ermittlung der Bodenwasserspannung zugrunde:

Maßgeblich für die Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration ist die Wasserspannung in der obersten Meßtiefe. Übersteigt sie den Wert von pF 3, wird über den Wassergehalt und die Parameter der Feld-pF-Kurve ein Wasserspannungswert mathematisch ermittelt. Aus den Ergebnissen kann geschlossen werden, daß die aktuelle Verdunstung von Grasbeständen im Bereich des Untersuchungsgebietes auf Basis der Meßwerte am Standort ‚Drei-Felder‘ hinreichend genau geschätzt werden kann. Inwieweit das Modell auch für andere Standorte, bei denen ein Grundwasseranschluß besteht und / oder eine andere Vegetation, wie z.B. tiefwurzelnende Bäume, vorherrscht, geeignet ist, soll im folgenden geprüft werden.

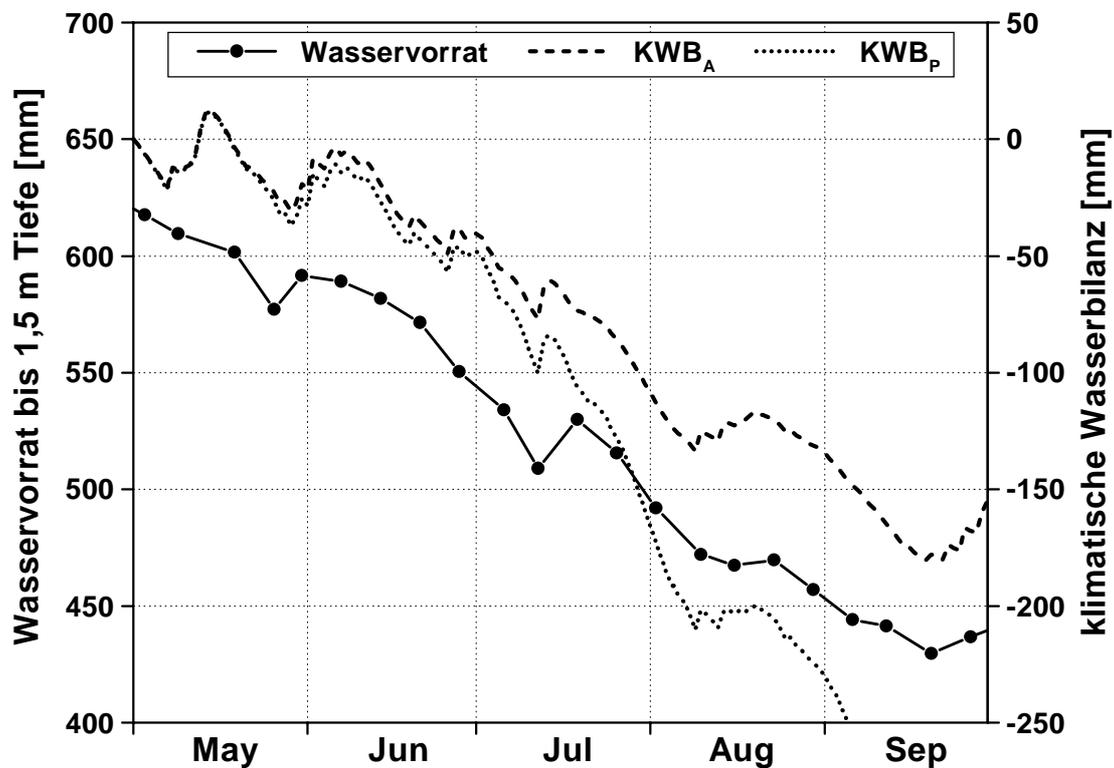


Abb. 24: Vergleich der potentiellen (KWB_P) und der realen (KWB_A) klimatischen Wasserbilanz mit dem Wassergehaltsrückgang am Standort ‚Drei-Felder‘ über eine Austrocknungsperiode von fünf Monaten

Summiert man die Tageswerte der realen klimatischen Wasserbilanz (KWB_A) zu Monatswerten und trägt diese gegen die ebenfalls zu Monatswerten zusammengefaßten Wasservorratsänderungen eines Bodenprofils auf, müssen im Fall einer Aufsättigung des Bodens alleine über den Niederschlag und einer ausschließlichen Zehrung über die Atmosphäre (das bedeutet keinerlei Versickerung oder Speisung aus dem Grundwasser) sowie fehlender lateraler unterirdischer Zu- und Abflüsse und Oberflächenzu- und -abflüsse alle Punkte entlang der

Funktion $y = x'$ zu finden sein. Mit der Abbildung 25 soll zunächst die allgemeine Beziehung der realen klimatischen Wasserbilanz zur Wasservorratsänderung (WV) vorgestellt werden und in einem zweiten Schritt in der Abbildung 26 die allgemeingültigen Feststellungen auf die Ergebnisse der sechs Teststandorte übertragen werden. Dafür ist auf der Abszisse die monatliche Änderung des Wasservorrates aufgetragen und auf der Ordinate die reale klimatische Wasserbilanz desselben Zeitraums. Die Halbierende stellt die Grenze zwischen Grundwasserspeisung (Felder: A1, C2, D) und Grundwassereintrag (A2, B, C1) dar. Im ersten Fall ist $KWB_A > WV$ und im zweiten $KWB_A < WV$. Finden sich Punkte im Feld ,A1', ,C2' oder ,D', bedeutet dies einen größeren Wert für die reale klimatische Wasserbilanz als es die Wasservorratsänderung anzeigt. Ein Teil des Niederschlages muß demnach entweder als Oberflächenwasser oder aber als Grundwasser abgeführt worden sein. Im Feld ,A2', ,B' oder ,C1' ist die Wasservorratsänderung größer als der atmosphärische Eintrag. Diese Wassergehaltszunahme kann nur über einen Grundwasseranstieg oder einen Zutritt von überflutendem Flußwasser begründet werden. Grundsätzlich gilt: Je weiter sich die Punkte von der Halbierenden entfernen, umso größer ist der Einfluß des Grundwassers / Überflutungswassers auf den jeweiligen Standort.

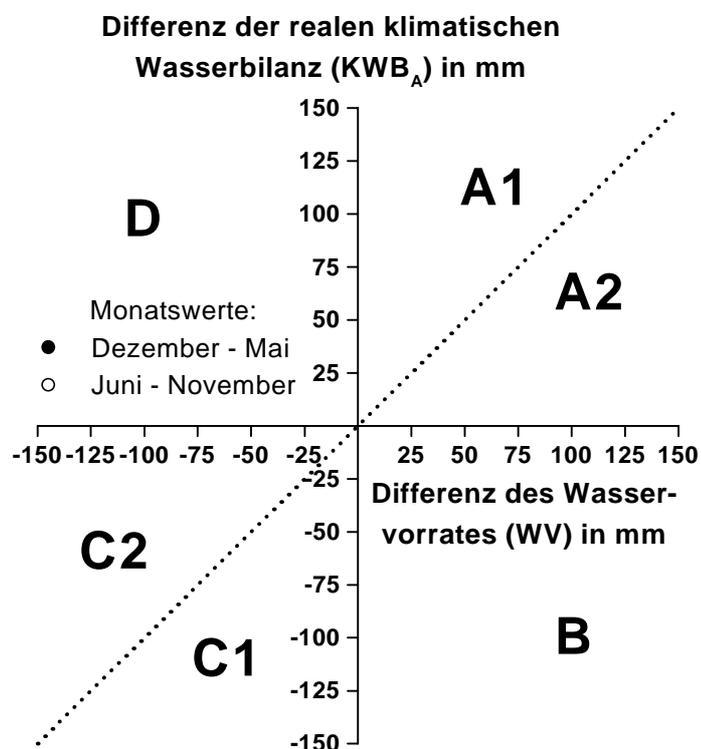


Abb. 25: Schema der Beziehung der realen klimatischen Wasserbilanz (KWB_A) zur Wasservorratsänderung (WV)

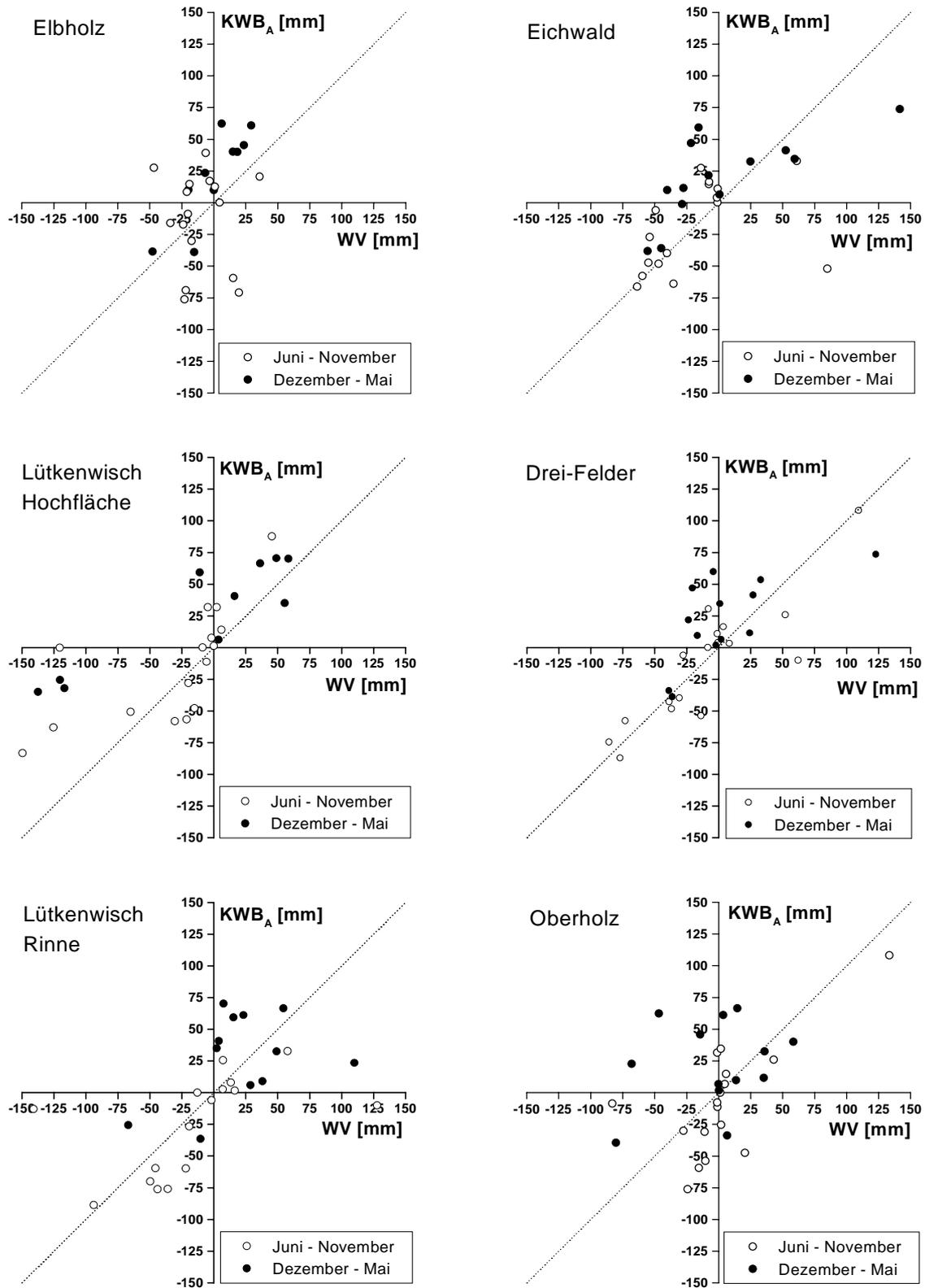


Abb. 26: Beziehung der realen klimatischen Wasserbilanz (KWB_A) zur Differenz des Wasservorrates (WV) an den sechs Teststandorten über einen Beobachtungszeitraum von 29 Monaten

Für die Darstellung der Beziehung der realen klimatischen Wasserbilanz zur Wasservorratsänderung an den sechs Teststandorten werden die 29 Monatswerte in jeweils zwei gleichlange Jahresabschnitte unterteilt: Zum einen in die Phase mit Grundwasserneubildung und häufig hohen Elbwasserständen (Dezember - Mai) und zum anderen in die Phase der Monate, in denen die Elbe zumeist niedrige Wasserstände aufweist (Juni - November). Die Differenz des Wasservorrates berechnet sich aus den gewichteten Wassergehalten der fünf Meßtiefen innerhalb des zugrundegelegten Zeitintervalls.

Aus der Abbildung 26, die die diesbezüglichen Ergebnisse der sechs Teststandorte aufzeigt, ist zu entnehmen, daß alle oben beschriebenen Möglichkeiten (Felder: A - D) auftreten, wobei ein Schwergewicht bei den Feldern A1/2 und C1/2 festzustellen ist. Die Abweichungen der Punkte von der Winkelhalbierenden sind zum Teil erheblich. Wie nicht anders zu erwarten, ist der Einfluß des elbwasserstandsgesteuerten Grundwassers auf den Bodenwasserhaushalt je nach Lage zum Mittelwasserstand und Distanz zur Elbe bzw. Zugehörigkeit zum Außen- oder Binnendeichsareal sehr unterschiedlich. Die geringsten Abweichungen von einem grundwasserfreien Standort zeigt der am weitesten von der Elbe entfernte, binnendeichsgelegene Standort ‚Drei-Felder‘. Die gefüllten Symbole, die den Zeitraum des Winters und des Frühjahrs umfassen, finden sich überwiegend in den Feldern A1 und A2. Daraus ist eine winterliche Auffüllung des Wasservorrates an allen Standorten mit wechselnden Anteilen von Niederschlag und Grundwasser zu schließen. Die offenen Symbole, stellvertretend für die Ergebnisse der Sommer- und der Herbstmonate, sind in der Regel enger an die Halbierende gebunden als die geschlossenen. Während der Vegetationsperiode ist das untersuchte Auensystem, bei insgesamt konstant niedrigen Wasserständen, offensichtlich nicht so stark grundwasserbeeinflusst wie in der übrigen Zeit des Jahres.

5.5.3 Typisierung des Bodenwasserhaushalts

Zur Einstufung der im Jahresverlauf stark wechselhaften Verfügbarkeit des Bodenwassers bedarf es eines Klassifizierungssystems. Grundlage der in dieser Arbeit angewandten Methode bildet die von ZEPP [1995] veröffentlichte ‚Klassifikation von Bodenfeuchteregimetypen‘. Dazu wird die Wasserspannung während einer Vegetationsperiode in einer Bodentiefe aufgezeichnet und die daraus ermittelte kumulierte, prozentuale Häufigkeitsverteilung zur Einteilung in verschiedene Feuchteverteilungsklassen herangezogen. Der Vorteil dieser Auswertungsmethode liegt darin, daß nicht nur die aufgrund der voneinander abweichenden Witterungsverläufe unterschiedlich einsetzende sommerliche Austrocknung, sondern auch verschiedene Meßintervalle und -zeitpunkte normiert werden. Die Abbildung A13 im Anhang zeigt die Entscheidungsleiter zur Ermittlung der Feuchteverteilungsklassen für die über einen bestimmten Beobachtungszeitraum erhobenen Wasserspannungswerte. In dem Schlüssel werden nacheinander Über- bzw.

Unterschreitungen einzelner Saugspannungs-Klassengrenzen innerhalb eines definierten Zeitabschnittes (z.B. Vegetationsperiode, Untersuchungszeitraum) abgefragt, was zur Aufteilung in die 14 Feuchteverteilungsklassen führt. Die auf diese Weise ermittelten Feuchteverteilungsklassen besitzen charakteristische Klassen-Kennzeichen bezüglich des Bodenwasserhaushaltes (s. Tab. A16), welche zu sechs Kategorien von I = ‚naß‘ bis VI = ‚trocken‘ zusammengefaßt werden können.

[hPa]	Bodenfeuchtezustand			[pF]
10.000	trocken	trocken	trocken	trocken
	schwach trocken			
500	feucht	feucht	feucht	mäßig frisch 3,0
				frisch 2,7
125	stark feucht	feucht	feucht	mäßig feucht 2,5
				sehr feucht 2,1
25	naß	naß	naß	1,8
				stark naß
				1,0
			gesättigt	
	KA4	Schwartz	Zepp	

Abb. 27: Unterteilung des Bodenfeuchtezustandes

Aus der Abbildung 27 ist die Unterteilung der möglichen Bodenfeuchtezustände nach KA 4 [AG BODEN 1994], ZEPP [1995] und die an dieser Stelle angewendete Unterteilung zu entnehmen. Während es bei der KA 4 sechs Bodenfeuchtezustände sind, die von stark naß über feucht bis

trocken reichen, führt ZEPP [1995] eine weitere Zwischenklasse (frisch) ein und unterscheidet aufgrund der Saugspannung im Boden nunmehr insgesamt acht Bodenfeuchtezustände (gesättigt, naß, sehr feucht, feucht, mäßig feucht, frisch, mäßig frisch, trocken). Im Gegensatz dazu werden in dieser Arbeit lediglich drei Klassen (< 25 hPa: naß, $25 - 500$ hPa: feucht, > 500 hPa: trocken) zur Differenzierung benötigt.

Aufgrund der Begrenzung auf drei Wasserspannungsklassen besteht die Möglichkeit, in einem Dreiecksdiagramm insgesamt vier Bodenfeuchteverläufe (trocken, feucht, naß, wechselhaft) voneinander abzugrenzen (Abb. 28). Ein N-Wert (prozentualer Anteil des nassen Bodenzustandes) > 70 % bedeutet vorherrschend nasse Bodenfeuchtezustände und analog dazu ein T-Wert (prozentualer Anteil des trockenen Bodenzustandes) > 70 % dementsprechend trockene. Weisen beide Wasserspannungsklassen geringe Prozentsätze auf (< 20 %), dominieren die Matrixpotentiale zwischen 25 hPa und 500 hPa. Der Boden ist in diesem Fall als feucht zu bezeichnen. Liegen sowohl T- als auch N-Wert oberhalb von 35 %, ist von stark wechselnden Bedingungen hinsichtlich der Bodenwasserspannung auszugehen. Die Bereiche zwischen den vier aufgeführten Haupttypen stellen noch näher zu definierende Übergangsformen dar.

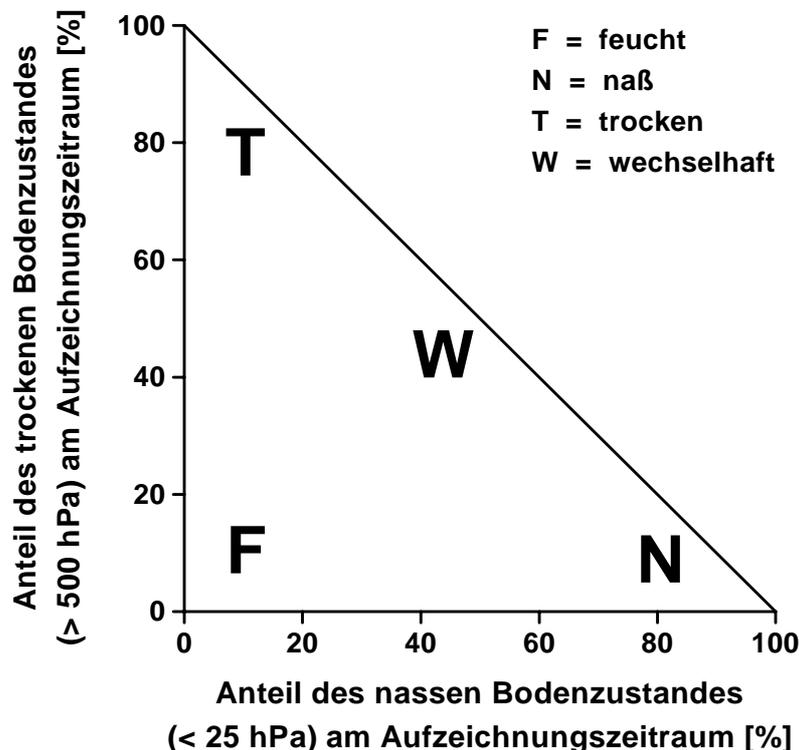


Abb. 28: Bodenfeuchtedreieck - schematisch

Einen ähnlichen Ansatz der Visualisierung verfolgte bereits ZEPP [1995], wobei es in seinem vorgestellten konzeptionellen Wasserspannungs-Dreiecksdiagramm allerdings nicht vorgesehen ist, konkrete Meßwerte einzusetzen, um zu einer bewertenden Aussage in bezug zum Bodenwasserhaushalt zu gelangen. Dies ist aber das Ziel des hier vorgestellten Systems.

Ein Vorteil der hier präsentierten Darstellungsweise besteht darin, daß die Ergebnisse der Wasserspannungsmessung aller Meßtiefen eines jeden Teststandortes zusammen in das Dreieck eingetragen werden können. Man erhält auf diese Weise ein Bild der Wasserspannungstiefenverteilung an dem jeweiligen Standort und ist darüber hinaus in der Lage, dieses mit anderen zu vergleichen. Außerdem besteht die Möglichkeit, kleinere saisonale Abweichungen an einem Standort innerhalb zweier Meßperioden besser als zuvor auflösen zu können. Über die Verschneidung der Trocken- und der Naßphasen mit den maßgeblichen Einflußgrößen ‚*Klimatische Wasserbilanz*‘ und ‚*Grundwasserstand*‘ eröffnet sich nicht nur die Möglichkeit, Eintrittswahrscheinlichkeiten bestimmter Kombinationen anzugeben, sondern bei Änderung eines der beiden Faktoren auch eine Veränderung des Bodenwasserhaushaltes vorherzusagen. In Verbindung mit dem erweiterten Differenzierungssystem der Feuchteverteilungsklassen ist hiermit ein wirksames Instrument zur Klassifikation des äußerst dynamischen Parameters ‚*Bodenfeuchtetiefenverteilung*‘ gegeben. Die diesbezüglichen Auswertungen der Felderhebungen an den sechs Teststandorten erfolgt in Kapitel 9.1.3.

5.6 Aufbau der Teststandorte

Ein Teststandort ist ein für die Testfläche typischer Bereich mit einer Ausdehnung von ca. 5 * 5 m. Im Anschluß an die bodenkundliche Ansprache des Profiles und die Entnahme der Feststoffproben erfolgte der horizontale Einbau der Meßsensoren (Wassergehalt, Bodentemperatur, Redoxspannung) und der Saugkerzen in jeweils fünf Meßtiefen (s. Fotos im Anhang). Die jeweiligen Einbautiefen ergaben sich aus der Kombination von pedologisch-sedimentologischen Kriterien (Horizontmitte / Schichtgrenze) und dem Ziel eines möglichst einheitlichen (ähnliche Tiefenstufen) und damit untereinander vergleichbaren Installation. Ausgehend von der zuvor präparierten Profilwand wurde die stationär im Boden verbleibende Meß- und Entnahmeverrichtung mindestens 50 cm tief in den ungestörten Bodenbereich eingebracht. Anschließend wurden alle Meßkabel in einem Kabelschacht gesammelt aufgenommen und von der Profilwand 3,0 m unterirdisch weggeleitet. Sie enden in einem oberirdischen Schaltkasten, von dem sie manuell oder auch automatisch abgefragt werden können. Beim Wiederverfüllen der Profilgrube wurde darauf geachtet, daß der Aushub möglichst lagegetreu in entsprechender Dichte zurückgeführt wurde. Da die Wasserspannungssensoren bei hohen Matrixpotentialen leerlaufen können und sie anschließend wiederbefüllt werden müssen, wurden diese vertikal auf Höhe der übrigen Meßsensoren in den zuvor nicht beeinflussen

Bodenbereich eingebaut.

Ein Vorteil des horizontalen Einbaus gegenüber dem vertikalen besteht darin, daß die Sensoren exakt in eine ausgewählte Schicht gesetzt werden können. Beim Setzen von der Erdoberfläche ist die Gefahr größer, daß die Einbautiefe zwar eingehalten wird, die Sonden aber aufgrund der starken Inhomogenitäten des Bodens in unterschiedlichen Bodenmaterialien stecken. Insbesondere Körnungssprünge wirken sich aber stark auf den Wassergehalt und die Wasserspannung aus. Ein weiterer Vorzug ist darin zu sehen, daß die Sonden nahezu frei von äußeren Einflüssen (Witterung, Mensch und Tier) sind. Als Nachteil könnte sich ein Defekt herausstellen, da eine Bergung nur unter starker Beeinflussung der verbleibenden Sonden getätigt werden kann. Bis zur Einstellung der Felddatenerhebung Ende November 1999 und Rückbau der Gerätschaften (wobei lediglich die oberirdischen Anlagenteile ebenerdig abgebaut wurden, die Meßsonden jedoch im Bodenkörper verblieben, um so eine spätere Wiederaufnahme des Meßbetriebes zu ermöglichen) zeigte aber bis auf den Ausfall von zwei Redoxsonden und sieben Saugkerzen die gesamte restliche Meßapparatur keinerlei Funktionsstörungen. Die gegenwärtigen Umstände zugrunde legend, sollten diese auch nach einer längeren Ruhephase nach Wiederinbetriebnahme voll einsatzfähig sein.

Neben der horizontbezogenen Meßapparatur sind noch die standortsbezogenen Einheiten (Grundwasserpegel, Niederschlagsammler) zu nennen. Sie wurden je nach Bedarf in unterschiedlicher Stückzahl an den Teststandorten installiert. Der prinzipielle Aufbau der sechs bodenkundlichen Teststandorte gleicht sich somit in den wesentlichen Grundzügen. Lediglich die unterschiedlichen standortsbedingten Anforderungen an beispielsweise die Hochwassersicherung veranlassen Abweichungen in der oberirdischen Anordnung der Gerätschaften. Die apparative Ausstattung, die Anzahl der jeweiligen Meßsonden und ihre Einbautiefe an den einzelnen Meßstationen ist der Tabelle 13 zu entnehmen, ihre Funktionsweise wurde in Kapitel 5.4 beschrieben.

Tab. 13: Apparative Ausstattung der Teststandorte ‚Lütkenwisch Hochfläche (LP)‘, ‚Lütkenwisch Rinne (LS)‘, ‚Elbholz (EH)‘, ‚Oberholz (OH)‘, ‚Drei-Felder (DF)‘ und ‚Eichwald (EW)‘

		außendeichs			binnendeichs		
		LP	LS	EH	OH	DF	EW
Höhe [m NN]		18,40	16,91	18,82	16,77	16,49	16,64
GOF [m MW]		1,77	0,28	2,84	0,39	0,56	0,74
GW-Pegel (Anzahl)		2	2	1	3	3	3
Filtertiefe [cm GOF]		50, 225	145, 260	400	120, 200, 265	60, 115, 245	50, 105, 305
Nieder-schlags-sammler (Anzahl)	bodengleich	1	0	2	1	1	2
	1 m Höhe	1	0	0	0	0	0
	qualitativ	0	0	0	0	1	1
Einbautiefe der Sensoren [cm GOF]		20, 45, 90, 125, 155	15, 30, 55, 100, 135	10, 40, 70, 100, 140	20, 50, 80, 110, 140	20, 40, 70, 100, 120	10, 35, 70, 100, 125
Wassergehalt	(Anzahl)	5	5	5	5	5	5
Wasserspannung		5	5	5	5	5	5
Redoxspannung		15	15	15	15	15	15
Bodentemperatur		5	0	5	5	5	5
Data-Logger		0	0	0	1	0	1
Bodenlösung		10	10	10	10	10	10

5.7 Meßstrategie und Datenumfang

Um die räumlich und auch zeitlich stark variierenden bodenkundlichen Kenngrößen Wassergehalt, Wasserspannung, Redoxspannung, Bodentemperatur und Zusammensetzung der Bodenlösung in ihren Eigenheiten und Wechselwirkungen nachweisen zu können, bedarf es einer stationären Meßapparatur und einer möglichst eng getakteten Aufnahme der Meßergebnisse bzw. Entnahme des Probenmaterials. Die finanzielle Ausstattung und die landschaftlichen Gegebenheiten bedingten einen weitestgehend diskontinuierlichen, manuellen Meßbetrieb. Ein Vorteil dieser Strategie im Gegensatz zur kontinuierlichen, automatisierten Aufzeichnung besteht darin, daß auf eine aufwendige Stromversorgung verzichtet werden kann. Dies hält nicht nur den finanziellen Aufwand gering, sondern auch den Umfang der oberirdischen Apparatur. Das

‚Attraktionspotential‘ für Diebstahl oder Vandalismus wird geringer. Ein weiterer Pluspunkt ist darin zu sehen, daß etwaige Störungen sofort erkannt und behoben werden können. Die Gefahr, erst zu einem späteren Zeitpunkt beim Auslesen der Daten den Ausfall eines der Geräte zu bemerken und so zu einer dementsprechend großen Meßlücke zu kommen, verringert sich. Als negativ bleibt festzuhalten, daß plötzlich eintretende wechselnde Rahmenbedingungen (Starkregen, Überflutung, Wehrausbau) in ihren Auswirkungen gegebenenfalls erst Tage später festgehalten werden können. Um diesen Nachteil zu minimieren, war es notwendig, neben dem routinemäßigen wöchentlichen Abfragen der Meßsonden situationsbedingt Sondermessungen ergänzend durchzuführen. Die Tabelle 14 gibt eine Übersicht über den ersten und letzten Meßtermin, die Anzahl der Messungen und daraus resultierend dem (theoretischen) Meßintervall.

Tab. 14: Aufnahme und Beendigung der Felddatenerhebung sowie Anzahl der Messungen an den Teststandorten

Standort	erster Meßtag	letzter Meßtag	Anzahl Messungen	Meßintervall in Tagen
Elbholz (EH)	04.07.1997	29.11.1999	127	6,9
Lütkenwisch Hochfläche (LP)	01.07.1997		153	5,7
Lütkenwisch Rinne (LS)	01.07.1997		141	6,3
Eichwald (EW)	30.06.1997		134	6,6
Drei-Felder (DF)	02.07.1997		139	6,3
Oberholz (OH)	02.07.1997		134	6,6

Der Meßbeginn an den einzelnen Standorten lag je nach Fertigstellung des Meßplatzes zwischen dem 30.06.1997 und dem 04.07.1997, das Meßende einheitlich am 29.11.1999. Es ergibt sich ein Beobachtungszeitraum von 879 - 883 Tagen bzw. 29 Monaten. Die Anzahl der Messungen variiert von 127 am Standort ‚Elbholz‘ bis zu 153 am Standort ‚Lütkenwisch Hochfläche‘. An diesem und, obgleich in etwas vermindertem Maße, auch am nahegelegenen Standort ‚Lütkenwisch Rinne‘ sind die verschiedenen bodenhydrologischen Parameter besonders während der vier Hochwasserphasen (s. Kap. 4.4.1) intensiver als an den übrigen Standorten abgefragt worden. Um eine Kopplung der standorts- und der horizontbezogenen Kennwerte untereinander zu gewährleisten, wurden zu jedem Meßtermin jeweils alle Parameter eines Standortes erhoben.

Neben der manuellen Datenerfassung konnten an zwei Standorten (‚Oberholz‘ und ‚Eichwald‘) zusätzlich die Wasserspannungswerte automatisiert abgefragt werden. Dazu wurde jeweils ein über zwei 12 V-Akkus betriebener Data-Logger (‚Delta-T Devices-DL2e‘) angeschlossen. Während der Vegetationsperiode (April bis Oktober) erfolgte die Aufzeichnung im Stundenrhythmus, in den übrigen Monaten im 2-Stunden-Takt.

Direkt im Anschluß an die Datenerhebung im Feld folgte als erstes die Plausibilitätskontrolle der Meßwerte. Erst im Nachgang wurden die Ergebnisse dann in eine Felddatenbank (dBase-Format) eingegeben und archiviert. Zur Umrechnung der Rohdaten in Meßdaten (z.B. Widerstandsangaben in Bodentemperatur) wurde ein am Institut für Bodenkunde entwickeltes Programm genutzt (s. Software-Verzeichnis). Darüber hinaus wurden die Ergebnisse vierteljährlich in graphischer Weise aufbereitet und auf Eingabefehler geprüft. Nach Abschluß des Forschungsvorhabens liegen die Meßdaten parameterbezogen nach Standorten sortiert in chronologischer Reihenfolge zur weiteren Verwendung als dBase-Datei vor.