

Lehrstuhl für
Physische Geographie und
Quantitative Methoden



Universität Augsburg

Untersuchungen zur raum-zeitlichen
Differenzierung der Bodenwasserdynamik
auf obstbaulich genutzten Standorten in
Südtirol unter Bewässerungseinfluss

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der Universität Augsburg

vorgelegt von
Diplom-Geograph
Sven Grashey-Jansen
aus München

Augsburg im April 2007

Erstgutachter:

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

Zweitgutachter:

Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel

Tag der mündlichen Prüfung:

13. Juli 2007

Für Katja

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	XIX
Liste der bodenkundlich relevanten Abkürzungen	XXI
Vorwort	XXVII
1. Einleitung	1
2. Problemstellung und Zielsetzungen	3
2.1 Problemstellung	3
2.2 Zielsetzungen	5
2.3 Aufbau und Gliederung der Arbeit	7
3. Stand der Forschung	9
3.1 System Boden-Pflanze-Atmosphäre	9
3.2 Einfluss der Bewässerung auf Boden und Pflanze im Obstbau	10
3.3 Regionalisierungsansätze in der Bodenkunde	11
3.4 Regionalisierungsansätze von Bodenfeuchtemessungen	12
4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes	15
4.1 Auswahl des Untersuchungsgebietes	15
4.2 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes	17
4.3 Physiogeographie des Untersuchungsgebietes	18
4.3.1 Untersuchungsraum »Untervinschgau«	18

4.3.2 Untersuchungsraum »Mittleres Etschtal«	26
4.4 Lage und Beschreibung der Untersuchungsstandorte	30
5. Erfassung relevanter Einflussparameter	33
5.1 Methoden der Datenerfassung	33
5.1.1 Bodenkundliche Profilaufnahmen und Laboranalysen	34
5.1.2 Bestimmung der Oberboden-Infiltrationsraten	36
5.1.3 Aufbau und Konstruktion speicherfähiger Datalogger	43
5.1.4 Tiefendifferenzierte Saugspannungsmessungen im Boden	45
5.1.5 Bestimmung der standortspezifischen <i>pF</i> - <i>WG</i> -Beziehungen	59
5.1.6 Erfassung der Beregnung	65
5.1.7 Standortnahe Erfassung von Lufttemperaturen und Niederschlägen	70
5.1.8 Erfassung von Lufttemperaturen und relativen Luftfeuchtigkeiten im Pflanzenbestand	72
5.1.9 Erfassung von Bodentemperaturen	76
5.1.10 Erfassung der Grundwasserflurabstände	78
5.1.11 Erfassung von Flusspegelständen	86
5.2 Ergebnisse	87
5.2.1 Ergebnisse der bodenkundlichen Profilaufnahmen und Laboranalysen	87
5.2.2 Ergebnisse der Infiltrationsmessungen	111
5.2.3 Ergebnisse der tiefendifferenzierten Saugspannungsmessungen	117
5.2.4 Ergebnisse der <i>pF</i> - <i>WG</i> -Bestimmung	128
5.2.5 Ergebnisse der Beregnungserfassung	135
5.2.6 Ergebnisse der standortnahen Erfassung von Lufttemperaturen und Niederschlägen	140
5.2.7 Ergebnisse der Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitsmessungen im Pflanzenbestand	149

5.2.8 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen	153
5.2.9 Ergebnisse der Messung des Grundwasserflurabstandes	156
5.2.10 Ergebnisse der Flusspegelmessungen	160
6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung	165
6.1 Methoden der Einflussquantifizierung	165
6.1.1 Überprüfung und Aufbereitung des Datenmaterials	165
6.1.1.1 Datenprüfung und Datenbereinigung	165
6.1.1.2 Trendüberprüfung und numerische Zeitreihenfilterung	166
6.1.1.3 Überprüfung auf Normalverteilung	171
6.1.1.4 Überprüfung auf Datenunabhängigkeit	174
6.1.2 Initiale und weiterführende Korrelationsrechnungen	177
6.1.2.1 Bivariate und partielle Korrelationsrechnungen	177
6.1.2.2 Berechnung standort- und tiefenspezifischer Autokorrelationsfunktionen	180
6.1.2.3 Kreuzkorrelationsrechnungen zur <i>time-lag</i> -Quantifizierung	182
6.1.3 Hauptkomponentenanalysen zur Informationsverdichtung, Mustererkennung und Orthogonalisierung	184
6.1.4 Multiple Regressionsrechnungen zur Ableitung standortspezifischer Transfergleichungen	188
6.2. Ergebnisse	192
6.2.1 Ergebnisse der Datenprüfung und -aufbereitung	192
6.2.1.1 Ergebnisse der Trendüberprüfung und numerischen Zeitreihenfilterung	192
6.2.1.2 Ergebnisse der Normalverteilungsprüfung	197
6.2.1.3 Ergebnisse der Datenunabhängigkeitsprüfung	198
6.2.2 Ergebnisse der initialen und weiterführenden Korrelationsrechnungen	199

6.2.2.1 Ergebnisse der bivariaten und partiellen Korrelationsrechnungen	199
6.2.2.2 Ergebnisse der Autokorrelationsrechnungen	208
6.2.2.3 Ergebnisse der Kreuzkorrelationsrechnungen	211
6.2.3 Ergebnisse der Hauptkomponentenanalysen	218
6.2.4 Ergebnisse der multiplen Regressionrechnungen	228
7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse	239
7.1 Standortbezogene Analyse und Diskussion	239
7.2 Standortübergreifende Analyse und Diskussion	285
7.3 Rückführung Gesamtergebnisse auf die intendierten Zielsetzungen	291
7.4 Zusammenfassung der Gesamtergebnisse	294
8. Ausblick	299
9. Zusammenfassung / Summary	303
Anhang I: Ergebnisse der multiplen Linearregressionsrechnungen	311
Anhang II: Regressionsstatistisch ermittelte Transfergleichungen	323
Literatur	335
Erklärung	361
Lebenslauf	363

Abbildungsverzeichnis

	Seite
Abb. 4-1: Übersichtskarte von Südtirol und angrenzenden Regionen. (Quelle: Eigener Entwurf auf angegebener Kartengrundlage)	15
Abb. 4-2: Karte der Untersuchungsregionen im Vinschgau und Mittlerem Etschtal. (Quelle: eigener Entwurf)	17
Abb. 4-3: Lage der Einzelstandorte im Untersuchungsraum. (Quelle: eigener Entwurf)	30
Abb. 5-1: Messprinzip und Funktionsweise des Doppelringinfiltrometers. (Quelle: eigener Entwurf)	41
Abb. 5-2: Schaltplan der Loggermodule. (Quelle: eigener Entwurf)	44
Abb. 5-3: Hydraulisches Potential, Matrixpotential, Gravitationspotential und Wassergehalt in einer homogenen Bodensäule. (Quelle: verändert nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002)	48
Abb. 5-4: Einbringtiefe der Tensiometer. (Quelle: eigener Entwurf)	50
Abb. 5-5: Bezugsniveau im Aufbau der tensiometrischen Messungen. (Quelle: eigener Entwurf)	52
Abb. 5-6: Eichkurve des Drucksensors. (Quelle: NIPPON MOTOROLA)	54
Abb. 5-7: Aufbau und Konstruktion der Tensiometer. (Quelle: eigener Entwurf)	56
Abb. 5-8: Tensiometerkonstruktion nach THALHEIMER (2003) zur Fehlerreduzierung. (Quelle: eigener Entwurf)	57
Abb. 5-9: Aufbau des Bewässerungssensors. (Quelle: eigener Entwurf)	69
Abb. 5-10: Karte der verwendeten Wetterstationen des HYDRO- GRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (<i>BRR</i>). (Quelle: eigener Entwurf)	72
Abb. 5-11: Konvertierung von SO_{RH} in relative Feuchte (<i>RF</i>). (Quelle: verändert nach SENSIRION 2004)	75

Abb. 5-12:	Lage der Grundwasserpegelmess-Stationen (eigene Stationen sowie <i>HGA</i> -Stationen). (Quelle: eigener Entwurf)	83
Abb. 5-13:	Aufbau und Konstruktion der Grundwasserpegelmessung. (Quelle: eigener Entwurf)	84
Abb. 5-14:	Schema zur Berechnung der Grundwasserflurabstände. (Quelle: eigener Entwurf)	85
Abb. 5-15:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST1. (Quelle: nach eigenen Daten)	88
Abb. 5-16:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST1. (Quelle: nach eigenen Daten)	89
Abb. 5-17:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST3. (Quelle: nach eigenen Daten)	91
Abb. 5-18:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST3. (Quelle: nach eigenen Daten)	92
Abb. 5-19:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST4. (Quelle: nach eigenen Daten)	93
Abb. 5-20:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST4. (Quelle: nach eigenen Daten)	94
Abb. 5-21:	Horizontbezogene Verteilung der <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST4. (Quelle: nach eigenen Daten)	94
Abb. 5-22:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST5. (Quelle: nach eigenen Daten)	96
Abb. 5-23:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST5. (Quelle: nach eigenen Daten)	97
Abb. 5-24:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST6. (Quelle: nach eigenen Daten)	98
Abb. 5-25:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST6. (Quelle: nach eigenen Daten)	99
Abb. 5-26:	Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST6. (Quelle: nach eigenen Daten)	100

Abb. 5-27:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST7. (Quelle: nach eigenen Daten)	102
Abb. 5-28:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST7. (Quelle: nach eigenen Daten)	102
Abb. 5-29:	Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte, organischen Substanzanteile und <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST7. (Quelle: nach eigenen Daten)	103
Abb. 5-30:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST8. (Quelle: nach eigenen Daten)	104
Abb. 5-31:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST8. (Quelle: nach eigenen Daten)	104
Abb. 5-32:	Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST8. (Quelle: nach eigenen Daten)	105
Abb. 5-33:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST9. (Quelle: nach eigenen Daten)	107
Abb. 5-34:	Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST9. (Quelle: nach eigenen Daten)	107
Abb. 5-35:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST9. (Quelle: nach eigenen Daten)	108
Abb. 5-36:	Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)	109
Abb. 5-37:	Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)	110
Abb. 5-38:	Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte, organischen Substanzanteile und <i>pH</i> -Werte im Bodenprofil von ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)	110
Abb. 5-39:	Oberboden-Infiltrationsraten an den Einzelstandorten. (Quelle: nach eigenen Daten)	113

Abb. 5-40:	Kumulative Oberboden-Infiltrationen an den Einzelstandorten unter Angabe der berechneten k_{fn} -Werte. (Quelle: nach eigenen Daten)	114
Abb. 5-41:	Momentanwerte der tiefendifferenzierten Saugspannungen und Grundwasserflurabstände vor Beginn der Infiltrationsmessungen. (Quelle: nach eigenen Daten)	115
Abb. 5-42:	Darstellung der Minimumschwankungs-Problematik am Standort ST1 im Beobachtungszeitraum Juli 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	118
Abb. 5-43:	Saugspannungen aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	120
Abb. 5-44:	Vergleich der standort- und tiefendifferenzierten monatlichen arithmetischen Saugspannungsmittelwerte aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	121
Abb. 5-45:	Vergleich der standort- und tiefendifferenzierten jährlichen arithmetischen Saugspannungsmittelwerte aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	122
Abb. 5-46:	Standort- und tiefenspezifische Mittelwertabweichungen der Saugspannungen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	123
Abb. 5-47:	Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungsverhältnisse aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	125
Abb. 5-48:	Hydraulische Gradienten $grad\Psi_h$ aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	127
Abb. 5-49:	Darstellung der standort- und tiefenspezifischen pF - WG -Beziehungen nach Messungen im Untersuchungsgebiet. (Hinweis: Der limitiert dargestellte Bezugsbereich erklärt sich mit dem nur sehr engen Erfassungsspektrum der verwendeten Methodik; vgl. Abschnitt 5.1.5). (Quelle: nach eigenen Daten)	129
Abb. 5-50:	pF - WG -Beziehungen der Bodenarten aller Untersuchungsstandorte. (Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)	131

Abb. 5-51:	Standort- und horizontspezifische pF - WG -Kurven unter Berücksichtigung der analysierten Bodenarten in den Bodenprofilen mit Angabe der Tiefenbereiche. (Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)	133
Abb. 5-52:	Wassergehalte bei verschiedenen pF -Werten innerhalb des tensiometrischen Erfassungsbereiches. (Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)	134
Abb. 5-53:	Bewässerungsdauer (kumulativ) im Beobachtungszeitraum 2004 und 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	135
Abb. 5-54:	Bewässerte Zeitpunkte und Zeiträume im Beobachtungszeitraum 2004 und 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	136
Abb. 5-55:	Übliche Beregnerverbände in den Südtiroler Obstanlagen. (Quelle: eigener Entwurf)	138
Abb. 5-56:	Maximum der künstlichen Niederschlagsdichte in Abhängigkeit vom Beregnerabstand. (Quelle: eigener Entwurf)	138
Abb. 5-57:	Räumliche Verteilung der künstlichen Niederschlagsdichte in Abhängigkeit vom Beregnerabstand. (Quelle: verändert nach THALHEIMER & PAOLI 2004)	139
Abb. 5-58:	Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum August 2003. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (<i>BRR</i>))	141
Abb. 5-59:	Prozentuale Abweichung der Niederschlagswerte im Sommer 2003 von den 30jährigen Mittelwerten der <i>WMO</i> -Normalperiode (1961-1990) in Südtirol im Bezugszeitraum Juni-August 2003. (Hinweis: Die Untersuchungsregion ist liniert gekennzeichnet). (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>))	142
Abb. 5-60:	Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2003. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>))	143

Abb. 5-61:	Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum August 2004. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (<i>BRR</i>))	145
Abb. 5-62:	Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>))	146
Abb. 5-63:	Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>))	148
Abb. 5-64:	Lufttemperaturen im Pflanzenbestand aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	150
Abb. 5-65:	Mittelwerte der Lufttemperaturen im Pflanzenbestand im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	151
Abb. 5-66:	Relative Luftfechtigkeiten im Pflanzenbestand aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	152
Abb. 5-67:	Mittelwerte der relativen Luftfechtigkeiten im Pflanzenbestand im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	153
Abb. 5-68:	Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen an allen Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	154
Abb. 5-69:	Mittelwerte der Bodentemperaturen im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	155
Abb. 5-70:	Schwankungen der Grundwasserflurabstände verschiedener Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	157
Abb. 5-71:	Schwankungen der Grundwasserflurabstände verschiedener <i>HGA</i> -Pegelstationen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (<i>HGA</i>))	158

Abb. 5-72:	Darstellung des Zusammenhangs zwischen Flussufernähe und Grundwasserstand im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2004. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))	159
Abb. 5-73:	Jahresgänge der Etsch-Flusspegelstände einschließlich des gleitenden Mittelwertes (24h-Zeitfenster) zur Darstellung des Abflussregimes an verschiedenen Pegelstationen im Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))	161
Abb. 5-74:	Pegelstände der Etsch innerhalb der Beobachtungszeiträume 2003 bis 2005 an verschiedenen Stationen. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))	162
Abb. 6-1:	GAUSS-tiefpassgefilterte Saugspannungszeitreihen im 1440h-Zeitfenster. (Quelle: nach eigenen Daten)	194
Abb. 6-2:	GAUSS-hochpassgefilterte Saugspannungszeitreihen im 1440h-Zeitfenster. (Quelle: nach eigenen Daten)	196
Abb. 6-3:	Schiefe- und Kurtosiswerte der Saugspannungen aller Standorte und Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	198
Abb. 6-4:	Rangkorrelationskoeffizienten r_S nach SPEARMAN für Zusammenhänge zwischen den Saugspannungen in verschiedenen Tiefen an den einzelnen Standorten. Es sind <u>ausschließlich</u> die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$). (Quelle: nach eigenen Daten)	200
Abb. 6-5:	Rangkorrelationskoeffizienten r_S nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen bzw. den Niederschlägen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten und den standortnächsten Wetterstationen. Es sind <u>ausschließlich</u> die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$). (Quelle: nach eigenen Daten)	201

- Abb. 6-6:** Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen bzw. den Bodentemperaturen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten) 203
- Abb. 6-7:** Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den relativen Luftfeuchten und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten) 204
- Abb. 6-8:** Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen der Bewässerungsdauer und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha \leq 0.01$).
(Hinweis: ST6 wurde nicht bewässert).
(Quelle: nach eigenen Daten) 205
- Abb. 6-9:** Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Grundwasserflurabständen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant.
(Quelle: nach eigenen Daten). 205
- Abb. 6-10:** Signifikante Autokorrelationen und partielle Autokorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihen aus den verschiedenen Messtiefen der Einzelstandorte im 24h-Zeitfenster ($1h = 1 lag$). Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten) 209
- Abb. 6-11:** Zeitverzögerungen der standort- und tiefenspezifischen partiellen Autokorrelationsfunktionen.
(Quelle: nach eigenen Daten) 210
- Abb. 6-12:** Signifikante Kreuzkorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihe im 48h-Fenster (beidseitig). Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant.
(Quelle: nach eigenen Daten) 212

Abb. 6-13:	Signifikante Kreuzkorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihe zwischen 60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Bodentiefe im 48 <i>h</i> -Fenster (beidseitig). Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant. Die Berechnungen beziehen sich <u>ausschließlich</u> auf den Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	213
Abb. 6-14:	Signifikante Kreuzkorrelationen der <i>GWFA</i> -Zeitreihen und tensiometrischen Messzeitreihe (60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Bodentiefe) im 48 <i>h</i> -Zeitfenster (einseitig). Alle Korrelationen sind auf dem 0.01-Niveau signifikant. Die Berechnungen beziehen sich <u>ausschließlich</u> auf den Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	214
Abb. 6-15:	<i>MSA</i> -Werte aus der Hauptdiagonalen der <i>AIM</i> für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)	218
Abb. 6-16:	Screeplot der Komponentenextraktion bei <i>PCA I</i> . (Quelle: nach eigenen Daten)	219
Abb. 6-17:	Kommunalitäten nach der Komponentenextraktion für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)	220
Abb. 6-18:	Ladungsmatrix der Hauptkomponenten <i>HK1</i> bis <i>HK7</i> (nur maximale Ladungen) nach <i>Varimax</i> -Rotation für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)	221
Abb. 6-19:	<i>MSA</i> -Werte aus der Hauptdiagonalen der <i>AIM</i> für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)	222
Abb. 6-20:	Screeplots der Komponentenextraktionen für verschiedene Standorte und Bodentiefen bei <i>PCA II</i> . (Quelle: nach eigenen Daten)	222
Abb. 6-21:	Kommunalitäten nach den Komponentenextraktionen für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)	222
Abb. 6-22:	Ladungsmatrizen der Hauptkomponenten <i>HK</i> (nur maximale Ladungen) nach <i>Varimax</i> -Rotation. (Quelle: nach eigenen Daten)	223
Abb. 6-23:	Bodenarten als Substitute der maximalen Ladungen (vgl. hierzu Abb. 6-22). (Quelle: nach eigenen Daten)	224

Abb. 6-24:	<i>MSA</i> -Werte aus der Hauptdiagonalen der <i>AIM</i> für verschiedene Standorte. (Quelle: nach eigenen Daten)	225
Abb. 6-25:	Screepplot der Komponentenextraktion bei <i>PCA III</i> . (Quelle: nach eigenen Daten)	225
Abb. 6-26:	Kommunalitäten nach der Komponentenextraktion für verschiedene Standorte. (Quelle: nach eigenen Daten)	226
Abb. 6-27:	Ladungsmatrix der Hauptkomponenten <i>HK1</i> bis <i>HK3</i> (nur maximale Ladungen) nach <i>Varimax</i> -Rotation. (Quelle: nach eigenen Daten)	226
Abb. 6-28:	Ladungsmatrix der Hauptkomponenten <i>HK</i> (nur maximale Ladungen) nach <i>Varimax</i> -Rotation. (Quelle: nach eigenen Daten)	227
Abb. 6-29:	Ergebnisse der Residuenprüfung auf Normalverteilung (a + b) und Autokorrelation (c). Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A\ 1}$) signifikant für $\alpha = 0.05$ (*) bzw. $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test. (Quelle: nach eigenen Daten)	230
Abb. 6-30:	Überprüfung der Residuen auf Autokorrelation nach erfolgter Variablentransformation. Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A\ 1}$) signifikant $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test. (Quelle: nach eigenen Daten)	233
Abb. 7-1:	Saugspannungen am Standort <i>ST1</i> in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	240
Abb. 7-2:	Saugspannungen am Standort <i>ST1</i> im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	241
Abb. 7-3:	Zeitliche verzögerte Saugspannungsänderungen an <i>ST1</i> mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum Juni 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	242
Abb. 7-4:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort <i>ST1</i> im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	243
Abb. 7-5:	Saugspannungen am Standort <i>ST3</i> in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	245

Abb. 7-6:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST3 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	246
Abb. 7-7:	Zeitlich unverzögerte Saugspannungsänderungen an ST3 mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum Juli 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	247
Abb. 7-8:	Saugspannungen am Standort ST4 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	249
Abb. 7-9:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST4 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	249
Abb. 7-10:	Saugspannungen am Standort ST4 im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	251
Abb. 7-11:	Zeitlich unverzögerte Saugspannungsänderungen an ST4 mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum August 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	251
Abb. 7-12:	Saugspannungen am Standort ST5 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	253
Abb. 7-13:	Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum September 2003. (Quelle: nach eigenen Daten)	253
Abb. 7-14:	Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum September 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	254
Abb. 7-15:	Richtung der Bodenwasserbewegungen zwischen 20 cm und 40 cm Messtiefe am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	255
Abb. 7-16:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST5 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	256
Abb. 7-17:	Saugspannungen am Standort ST6 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	257

Abb. 7-18:	Saugspannungen am Standort ST6 und Niederschlagsmengen standortnaher Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	258
Abb. 7-19:	Saugspannungen in 60 <i>cm</i> Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST6 im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	260
Abb. 7-20:	Saugspannungen in 60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST6 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	262
Abb. 7-21:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST6 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	263
Abb. 7-22:	Saugspannungen am Standort ST7 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	265
Abb. 7-23:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST7 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	266
Abb. 7-24:	Saugspannungen am Standort ST7 in 60 <i>cm</i> Messtiefe in Kombination mit potentiellen Einflussparametern im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	267
Abb. 7-25:	Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST7 im Beobachtungszeitraum September 2003. (Quelle: nach eigenen Daten)	268
Abb. 7-26:	Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST7 im Beobachtungszeitraum September 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	269
Abb. 7-27:	Saugspannungen am Standort ST8 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	271
Abb. 7-28:	Saugspannungen am Standort ST8 in 20 <i>cm</i> Messtiefe in Kombination mit potentiellen Einflussparametern im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	272

Abb. 7-29:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST8 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	273
Abb. 7-30:	Saugspannungen in 60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST8 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	274
Abb. 7-31:	Saugspannungen in 60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST8 in den Beobachtungszeiträumen September und Oktober 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	275
Abb. 7-32:	Saugspannungen am Standort ST9 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	277
Abb. 7-33:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST9 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	278
Abb. 7-34:	Saugspannungen am Standort ST9 in 40 <i>cm</i> Bodentiefe und Niederschlagsmengen standortnaher Wetterstationen (<i>BRR-Terlan I</i> , <i>BRR Terlan IV</i>) im Beobachtungszeitraum Juli bis September 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	279
Abb. 7-35:	Saugspannungen am Standort ST10 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	282
Abb. 7-36:	Saugspannungen am Standort ST10 in 20 <i>cm</i> und 40 <i>cm</i> Messtiefe im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)	283
Abb. 7-37:	Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST10 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)	283
Abb. 7-38:	Saugspannungen in 60 <i>cm</i> und 80 <i>cm</i> Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST10 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	284

Tabellenverzeichnis

	Seite
Tab. 5-1: Durchgeführte Messungen und Datenquellen in ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung. (Quelle: eigene Zusammenstellung)	34
Tab. 6-1: Steigungswerte der berechneten Saugspannungs-Trendgeraden aller Beobachtungszeiträume und Messtiefen (rote Ziffern = positiv; blaue Ziffern = negativ). (Quelle: nach eigenen Daten)	192
Tab. 6-2: Autokorrelationskoeffizienten r_A 1. Ordnung der tensiometrischen Messzeitreihen (mit $k = 1h$). Die berechneten Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.001$ (***) signifikant. Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)	199
Tab. 6-3: Abweichungen des partiellen Korrelationskoeffizienten r_p 1. Ordnung vom partiellen Korrelationskoeffizienten r_p 0. Ordnung. (Berechnungen basieren <u>ausschließlich</u> auf den Differenzen partieller Korrelationskoeffizienten r_p , die mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant sind). (Quelle: nach eigenen Daten)	207
Tab. 6-4: Signifikante Kreuzkorrelationskoeffizienten r_C der tensiometrischen Messzeitreihen mit diversen potentiellen Einflussparametern zu verschiedenen <i>time-lags</i> im 96h-Fenster. Alle angegebenen Koeffizienten sind bei einer <u>maximalen</u> Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.2$ signifikant. (Quelle: nach eigenen Daten)	215
Tab. 6-5: Bestimmtheitsmaße nach erfolgter Datentransformation. (Quelle: nach eigenen Daten)	234
Tab. 6-6: Ordnungen in den standort- und tiefenspezifisch berechneten partiellen Autokorrelationsfunktionen (<i>PACF</i>) der <i>OLS</i> -Residuen. (Quelle: nach eigenen Daten)	234
Tab. 6-7: Vergleich der Standardabweichungen der <i>OLS</i> -Residuen mit den Standardabweichungen der <i>AR(k)</i> -Residuen unter Angabe der Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A\ 1}$) in den <i>AR(k)</i> -Residuen. Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A\ 1}$) signifikant für $\alpha = 0.05$ (*) bzw. $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test. (Quelle: nach eigenen Daten)	236

Tab. 6-8:	Zusammenstellung der durch die standort- und tiefen-spezifischen Transfergleichungen erklärten Anteile der Saugspannungsvarianzen. (Quelle: nach eigenen Daten)	237
------------------	--	-----

Liste der bodenkundlich relevanten Abkürzungen

[<i>AB</i>]	(Auen)Braunerde/Vega
[<i>AZ</i>]	Kalkpaternia
[<i>BB-RN</i>]	Braunerde-Ranker
[<i>BB-RQ</i>]	Braunerde-Regosol
[<i>GGw</i>]	Wechselgley
$\wedge k$	Kalkgestein
ρt	Trockenrohdichte
Ψ_h	hydraulisches Potential
Ψ_m	Matrixpotential
Ψ_o	osmotisches Potential
Ψ_z	Gravitationspotential
Ψ_p	pneumatisches Potential
<i>I,II,III...</i>	Schichtwechsel im Bodenprofil (auch horizontintern)
<i>aAh</i>	durch Auendynamik geprägter humoser Oberbodenhorizont
<i>aAhp</i>	durch Auendynamik geprägter humoser Oberbodenhorizont mit deutlichen Merkmalen einer anthropogenen Bodenbearbeitung
<i>aelC</i>	durch Auendynamik geprägter mergeliger Untergrundhorizont aus Lockersubstrat
<i>aG</i>	durch Auendynamik geprägter Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss
<i>aGo</i>	durch Auendynamik geprägter Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und oxidativen Merkmalen
<i>aGo(r)</i>	durch Auendynamik geprägter Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und oxidativen Merkmalen sowie partiell reduktiven Merkmalen
<i>Ah</i>	humoser Oberbodenhorizont

Ah-Go	Übergangshorizont zwischen einem humosem Oberbodenhorizont und einem Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und oxidativen Merkmalen
A-Horizont	oberster Mineralbodenhorizont
Al	lessivierter Oberboden
alC	mineralischer Untergrundhorizont aus durch Auendynamik geprägtem Lockersubstrat
aM	Mineralbodenhorizont aus fluvial transportiertem Solummaterial, das der Auendynamik unterliegt
aM-aGo	Übergangshorizont aus einem Mineralbodenhorizont aus fluvial transportiertem Solummaterial, das der Auendynamik unterliegt und einem durch Auendynamik geprägten Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und oxidativen Merkmalen
AMM	Auftrag auf den Boden durch Murgang
AS	Nutzungsart: sonstige Handelsgewächse
AY	anthropogener Auftrag auf den Boden
B-Horizont	mineralischer Unterbodenhorizont
Bt	mineralischer Unterbodenhorizont mit illuvialer Tonanreicherung
Bv	verbraunter und verlehmteter Unterbodenhorizont
c	Gehalt an $CaCO_3$ (in verschiedenen Abstufungen 0-6)
CaCl₂	Calciumchlorid
CaCO₃	Calciumcarbonat
CaMg(CO₃)₂	Dolomit
C-Horizont	unterster Mineralbodenhorizont (Ausgangsgestein)
CO₂	Kohlendioxid
ed^{(+)/(-)}	oxidative Hydromorphie Merkmale (dunkelrostfarben)
eh^{(+)/(-)}	oxidative Hydromorphie Merkmale (hellrostfarben)
ein	Einzelkorngefüge
EY	anthropogener Abtrag vom Boden
f	mittlerer Flächenanteil (in verschiedenen Abstufungen 2-4)

<i>fAh*Gr</i>	Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und reduktiven Merkmalen aus begrabenem humosem Oberbodenhorizont
<i>Fe^{II}</i>	zweiwertiges Eisen
<i>Fe^{III}</i>	dreiwertiges Eisen
<i>fG</i>	Feinkies
<i>FG</i>	Frischgewicht
<i>FK</i>	Feldkapazität
<i>fo</i>	fluviatil
<i>g</i>	geschlossene Lagerungsart der Bodenaggregate
<i>gG</i>	Grobkies
<i>Gl</i>	Glimmerschiefer
<i>Gn</i>	Gneis
<i>GOF</i>	Geländeroberfläche
<i>Gor</i>	Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und oxidativen sowie reduktiven Merkmalen
<i>Gr</i>	Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss und reduktiven Merkmalen
<i>gradΨ_h</i>	hydraulischer Potentialgradient
<i>gri</i>	Porengröße (in verschiedenen Abstufungen 2-4)
<i>GWFA</i>	Grundwasserflurabstand
<i>GWP</i>	Grundwasserpegel
<i>h</i>	Gehalt an organischer Substanz (in versch. Abstufungen 0-7)
<i>H₂O</i>	Wasser
<i>H₂O₂</i>	Wasserstoffperoxid
<i>H₂SO₄</i>	Schwefelsäure
<i>HCL</i>	Salzsäure
<i>ilC</i>	silikatischer Untergrundhorizont aus Lockersubstrat

Liste der bodenkundlich relevanten Abkürzungen

<i>ilC(v)</i>	silikatischer Untergrundhorizont aus partiell angewittertem Lockersubstrat
<i>ilCv</i>	silikatischer Untergrundhorizont aus angewittertem Lockersubstrat
<i>imCv</i>	silikatischer Untergrundhorizont aus angewittertem Massivsubstrat
<i>k_{fn}</i>	näherungsweise Filtrationskoeffizient
<i>k_i</i>	Infiltrationsrate
<i>kit</i>	Kittgefüge
<i>koh</i>	Kohärentgefüge
<i>KH</i>	kapillare Aufstiegshöhe
<i>KR</i>	kapillare Aufstiegsrate
<i>kru</i>	Krümelfgefüge
<i>KRWe</i>	kapillare Aufstiegsraten aus dem Grundwasser bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraumes
<i>k_u</i>	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit
<i>Ld</i>	Lagerungsdichte (in verschiedenen Abstufungen 1-5)
<i>Ls2</i>	schwach sandiger Lehm
<i>Ls3</i>	mittel sandiger Lehm
<i>Ls4</i>	stark sandiger Lehm
<i>Lt2</i>	schwach toniger Lehm
<i>Lt3</i>	mittel toniger Schluff
<i>Lts</i>	sandig toniger Lehm
<i>Lu</i>	schluffiger Lehm
<i>mG</i>	Mittelkies
<i>N0</i>	keine Hangneigung (< 0,5°; < 1%)
<i>N1</i>	sehr schwache Hangneigung (1-2°; 2-3,5%)
<i>N2.2</i>	schwache Hangneigung (3-5°; 5-9%)
<i>N3.2</i>	mittlere Hangneigung (7-10°; 12-18%)

<i>Na₄P₂O₇·10H₂O</i>	Natriumdiphosphat-Decahydrat
<i>nFK</i>	nutzbare Feldkapazität
<i>o</i>	offene Lagerungsart der Bodenaggregate
<i>oGw</i>	organisch dominierter Mineralbodenhorizont mit zeitweiligem Grundwassereinfluss
<i>pF</i>	("Potenz freier Energie") Kapillarkraftgröße
<i>Ph</i>	Phyllit
<i>pol</i>	Polyedergefüge
<i>R</i>	Vorhandensein von Röhrenstrukturen im Bodenhorizont
<i>RE</i>	ebenes Mikrorelief
<i>rg</i>	reduktive Hydromorphiemerkmale (grüngrau bis blaugrau)
<i>Rre</i>	Vorhandensein von Regenwurmröhren im Bodenhorizont
<i>Rwu</i>	Vorhandensein von Wurzelröhren im Bodenhorizont
<i>SI2</i>	schwach lehmiger Sand
<i>SI3</i>	mittel lehmiger Sand
<i>SI4</i>	stark lehmiger Sand
<i>Slu</i>	schluffig lehmiger Sand
<i>SP</i>	Spalierobst als dominierende Vegetationsart
<i>Ss</i>	reiner Sand
<i>St2</i>	schwach toniger Sand
<i>St3</i>	mittel toniger Sand
<i>Su2</i>	schwach schluffiger Sand
<i>Su3</i>	mittel schluffiger Sand
<i>Su4</i>	stark schluffiger Sand
<i>TG</i>	Trockengewicht
<i>Tl</i>	lehmiger Ton
<i>Ts2</i>	schwach sandiger Ton

Liste der bodenkundlich relevanten Abkürzungen

<i>Ts3</i>	mittel sandiger Ton
<i>Ts4</i>	stark sandiger Ton
<i>Tt</i>	reiner Ton
<i>Tu2</i>	schwach schluffiger Ton
<i>Tu3</i>	mittel schluffiger Ton
<i>Tu4</i>	stark schluffiger Ton
<i>Uls</i>	sandig lehmiger Schluff
<i>Us</i>	sandiger Schluff
<i>Ut2</i>	schwach toniger Schluff
<i>Ut3</i>	mittel toniger Schluff
<i>Ut4</i>	stark toniger Schluff
<i>Uu</i>	reiner Schluff
<i>We</i>	effektiver Wurzelraum
<i>WG</i>	Wassergehalt
<i>WG_{grav}</i>	gravimetrischer Wassergehalt
<i>WG_{vol}</i>	volumetrischer Wassergehalt
<i>WS</i>	Wassersäule
<i>WT1</i>	Witterungstyp: keine Niederschläge innerhalb des letzten Monats
<i>WT3</i>	Witterungstyp: keine Niederschläge innerhalb der letzten 24h
<i>Y</i>	Bodenfarbe Yellow
<i>YR</i>	Bodenfarbe Yellow-Red

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen einer eigeninitiativen und sich über mehr als drei Jahre erstreckende Messkampagne in Südtirol (Italien). Zur Durchführung und Fertigstellung dieser Arbeit haben verschiedene Personen in unterschiedlichster Weise beigetragen. Dafür möchte ich mich besonders bedanken bei:

- Prof. Dr. Jucundus Jacobeit (Universität Augsburg) für die Begutachtung der Dissertation und die andauernde Motivation zur wissenschaftlichen Arbeit, die uneingeschränkte Diskussionsbereitschaft sowie die vielen weiterführenden Hinweise aus dem Bereich der statistisch-mathematischen Einflussquantifizierung.
- Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel (Universität Augsburg) für seine immer freundliche Hilfsbereitschaft, die kritischen Anmerkungen aus dem bodenkundlichen und hydrologischen Bereich sowie vor allem für seine spontane Einwilligung das Zweitgutachten der Dissertation zu übernehmen.
- Prof. Dr. Klaus Fischer (Universität Augsburg) für die initialen Hilfestellungen in der Untersuchungsregion, die zahlreichen Kontaktvermittlungen zu den Fachleuten vor Ort und den einheimischen Landwirten sowie seine konstruktive Kritik im Verlauf der Untersuchungen.
- Dr. Martin Thalheimer (Land- und Forstwirtschaftlichen Versuchsanstalt Laimburg in Pfatten) für seine unerschöpflichen und vielseitigen Sachkenntnisse, seinen Ideenreichtum, die Hilfestellungen bei den elektrotechnischen und mechanischen Vorarbeiten, die tatkräftige Mithilfe bei größeren Arbeiten im Gelände, die Kontaktvermittlungen und Literaturbeschaffungen sowie die unermüdliche Bereitschaft zur Diskussion. Ohne ihn wäre diese Arbeit in der vorliegenden Form definitiv nicht zustande gekommen.
- Dr. Andreas Philipp (Universität Augsburg) für die Bereitstellung der von ihm entwickelten FORTRAN-Programme zur Bewältigung spezieller Probleme, welche sich im Rahmen der Datenaufbereitung und Datenanalyse ergaben sowie die Beantwortung zahlreicher Fragen aus dem Bereich der Statistik.
- Dr. Wolfgang Drahorad (Beratungsring für Obst- und Weinbau in Lana) für die initialen und kenntnisreichen Hinweise bei der Auswahl der Messpunkte im Untersuchungsgebiet.

- Dr. Hans Tscholl (Verband der Vinschgauer Obst- und Gemüsegenossenschaften in Latsch), der im Herbst 2004 auf tragische Weise tödlich verunglückt ist, für die kenntnisreiche Hilfestellung bei der Standortauswahl.
- Elli Wahnsiedler (Universität Augsburg) für die Erstellung kartographischer Grundlagen.
- Frank Gerold (Verband der Vinschgauer Obst- und Gemüsegenossenschaften in Latsch) für die häufige Mithilfe bei den Wartungsarbeiten und die Kontaktvermittlungen zu den Landwirten.
- Den Südtiroler Landwirten Josef Gerstl, Alois Hanni, Hans Kössler, Heinrich Mackowitz, Martin Pircher, Reinhold Prantner, Rainer Schwienbacher, Alois Tscholl und Christine Johanna Tscholl für die Bereitstellung ihrer Anbauflächen zur Installation von umfang- und kabelreichen Messstationen sowie die Informationen und Erfahrungsberichte.
- Zahlreichen Mitarbeitern des Hydrographischen Amtes in Bozen sowie des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau für die Bereitstellung umfangreichen meteorologischen Datenmaterials.
- Meinen Eltern für die permanente Unterstützung, die ich von ihnen für diese Arbeit in vielerlei Hinsicht bekommen habe.
- Meinen Schwiegereltern für die stets motivierenden Worte sowie den Einsatz ihrer germanistischen und vor allem anglistischen Sprachkenntnisse bei der kritischen Durchsicht der Manuskripte.
- Meiner Frau Katja für die Kraft und Ausdauer, die sie mir mit bewundernswertem Durchhaltevermögen fortwährend vermittelt hat und dafür, dass sie stets mit hohem Interesse den Stand meiner Arbeit verfolgte und mich bei zahlreichen Arbeiten im Gelände und im Labor unterstützt hat. Ihr ist deshalb diese Arbeit gewidmet.

München im April 2007

Sven Grashey-Jansen

1. Einleitung

Landnutzung und Bewässerung sind bereits seit prähistorischer Zeit untrennbar miteinander verbunden, um die landwirtschaftliche Produktion über das naturgegebene Maß hinaus zu steigern. Insbesondere in den frühen Hochkulturen Ägyptens, Chinas, Indiens oder Mesopotamiens ermöglichte eine bewässerungsgebundene Landwirtschaft einen erhöhten Lebensstandard, der nicht selten eine Bevölkerungszunahme zur Folge hatte. In der entsprechenden historisch orientierten Fachliteratur wird sogar teilweise die Ansicht vertreten, dass die Erstellung dieser Bewässerungssysteme entscheidende Impulse zur Herausbildung organisierter Gesellschaftsstrukturen lieferte (vgl. bspw. FUKUDA 1976; WALLACHER 1999).

Die Idee und Systematik der Bewässerung wurde im Laufe der Kulturgeschichte bis in die heutige Zeit weiterentwickelt und optimiert. Dabei beschränkt sich die Bewässerungstätigkeit keinesfalls mehr nur auf die subtropisch/tropischen "klassischen" Trockengebiete der Erde, sondern hat auch in den Agrarregionen Europas weite landwirtschaftliche Anwendungsbereiche gefunden (vgl. ACHTNICH 1980) und unterliegt einer permanenten Modernisierung (vgl. SCHÄFER et al. 1993; VARSHNEY 1995; WOLFF & STEIN 1999). HIRTH hat sich bereits 1921 mit den Grundzügen einer Geographie der Bewässerung auseinandergesetzt. Ein umfassender Einblick in die hohe geographische Relevanz der Bewässerungsthematik findet sich bei BARTH et al. (1990).

Ein Beispiel ist die Region Südtirol in Norditalien, deren Agrarstruktur ganz wesentlich und nahezu monokulturell vom intensiven Kernobstanbau geprägt ist. Der Apfelanbau, auf den 98% der gesamten Obsternte in den 90er Jahren entfielen (vgl. FEUERSTEIN 1999), ist zum alles dominierenden Aspekt der Betriebe im Etschtal geworden. Mit ca. 18.000 Hektar Anbaufläche (vgl. STIMPFL et al. 2006^b) und einer jährlichen Produktion von (je nach Alternanz und Witterungsverhältnissen) bis zu 900.000 Tonnen stellt Südtirol heute das größte zusammenhängende Obstanbaugebiet Europas dar. Aufgrund naturräumlicher Gegebenheiten wurde dort bisher die Notwendigkeit einer Bewässerung befürwortet, so dass heute über 90% der Südtiroler Obstanlagen mit einem Bewässerungssystem ausgestattet sind.

2. Problemstellung und Zielsetzungen

2.1 Problemstellung

Das Bodenwasser erfüllt wichtige Funktionen im gesamten Landschaftshaushalt. Es beeinflusst nicht nur Merkmale von Böden und deren Genese, sondern spielt eine zentrale Schlüsselrolle in zahlreichen ökosystematischen Prozessen. Genauere Erkenntnisse über die Bodenwasserdynamik eines Standortes sind unerlässlich für dessen Bewirtschaftung. Die Tatsache, dass die Bodenwasserdynamik eines Standortes jedoch vor dem Hintergrund eines hochkomplexen Beziehungsgeflechts zwischen den Landschaftskompartimenten Atmosphäre, Vegetation, Boden und geologischem Untergrund abläuft (vgl. ZEPP & HERGET 2001), erschwert standortbezogene, bodenhydrologische Erkenntnisse.

Diese Zusammenhänge gewinnen noch an Komplexität, wenn die Bewirtschaftung eines Standortes eine Bewässerung erfordert. Neben natürlichen Wirkungsgefügen (boden-)hydrologischer Art sind dann noch "anthropo-hydrologische" Faktoren zu berücksichtigen.

Eine Region, die sich zur genaueren Untersuchung der genannten Aspekte eignet, findet sich in Südtirol. Hier wird seit der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts mit zunehmender Intensität der Obstanbau unter einer intensiven und (insbesondere im Vinschgau) genossenschaftlichen oder konsortialen Bewässerung betrieben.

Prinzipiell ist die jährliche Niederschlagsverteilung in der untersuchten Region vom Gesichtspunkt der Pflanzenproduktion her als sehr günstig zu bewerten, weil die monatlichen Niederschlagssummen zu den Sommermonaten Juni, Juli und August hin mit der wachsenden Verdunstung steigen. Allerdings sind die natürlichen Niederschlagsmengen für den Intensivanbau von Kernobst teilweise zu gering oder unregelmäßig. Für die meisten Landwirte steht die Sicherung der Erträge hinsichtlich Qualität und Quantität im Vordergrund. Aufgrund der naturräumlichen Gegebenheiten in der untersuchten Region wird deshalb eine Bewässerung im allgemeinen für notwendig gehalten.

Bei der aktuell praktizierten Bewässerung wird aber noch nach sehr empirischen und subjektiven Grundsätzen vorgegangen. Es kommt dadurch zu Wassergaben, welche deutlich über den eigentlichen Bedarf der Pflanzen und die Feldkapazitäten der Böden

hinausgehen (vgl. THALHEIMER et al. 1999). So wird beispielsweise der Einfluss des Grundwassers auf den Wasserhaushalt der Böden meist vernachlässigt. Dies kann zu groben Überschätzungen des effektiven Wasserbedarfes der bewirtschafteten Standorte und damit zu einer unbewusst überhöhten Bewässerung führen. Eine Wasserübersättigung der Böden resultiert in einer ungenügenden Sauerstoffzufuhr und führt somit zu einer erhöhten CO_2 -Konzentration im Wurzelbereich, was sich auf die Versorgung der Obstbäume sehr ungünstig auswirken kann und somit auch ökonomische Folgen nach sich zieht. Ausgehend von Jahren mit durchschnittlichen Witterungsverläufen im Untersuchungsraum wäre insbesondere an Standorten mit einem vorhandenen Grundwassereinfluss vielfach überhaupt keine regelmäßige Bewässerung notwendig. Es ist sogar anzunehmen, dass an einem für das Etschtal typischen grundwassernahen Standort der Kapillaranstieg einen wesentlichen Anteil des Wasserbedarfes abdeckt, was wiederum eine deutliche Reduzierung der Wassergaben erlaubt (vgl. THALHEIMER 2005).

Mangelnde Beachtung in der untersuchten Region haben bisher die regionalen Auswirkungen einer Überbewässerung auf die Böden und die damit verbundenen Folgewirkungen, wie Stoffverlagerungsprozesse bis in das Grundwasser hinein, gefunden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt daher in der Gewinnung genauerer Erkenntnisse über den Einfluss der Bewässerung auf die Bodenwasserdynamik intensiv genutzter Kernobstanlagen in Südtirol, um daraus in Form eines regionalisierenden Ansatzes Möglichkeiten einer Bewässerungsoptimierung ableiten zu können. Somit steht der regional diskutierte Aspekt einer "Überbewässerung" mit seinen ökologischen sowie ökonomischen Folgewirkungen im Vordergrund.

Eine bedarfsgerechte und objektiv praktizierte Bewässerung ist nicht nur im Hinblick auf die zu erzielende Fruchtqualität von großer Bedeutung, sondern auch für den Erhalt leistungsfähiger Böden. Mit der Bewässerungsthematik im Obstbau ist die Frage nach dem Einfluss auf die Fruchtqualität und -größe verknüpft. Hierzu liegen für den Untersuchungsraum Forschungsergebnisse vor, welche zeigen, dass durch eine reduzierte Bewässerung eine willkommene Wachstumsberuhigung erreicht werden kann, ohne dabei nennenswerte Einbußen beim Ernteertrag zu erhalten (vgl. THALHEIMER et al. 1999). Dies unterstreicht die Notwendigkeit, den Aspekt einer möglichen Überbewässerung in der Region näher zu untersuchen.

Auch vor den aktuellen ökologischen und ökonomischen Zielen der europäischen Wasserrahmenrichtlinie *WRRL* (Umsetzung bis 2012) muss für die hier untersuchte Region eine effizientere und vor allem auf objektiver Basis praktizierte Bewässerung eine zentrale Maßnahme sein, um die Bewässerung im Obstbau als einen notwendigen Produktionsfaktor erhalten zu können.

2.2 Zielsetzungen

Zum Wasserhaushalt des Bodens und den damit verknüpften pedologischen und ökologischen Fragestellungen liegen zahlreiche Untersuchungen vor (vgl. BORCHERT 1956; MULL 1987; DURNER 1991; DIEKKRÜGER 1992; ZEPP 1995; EHLERS 1996; HAFERKORN 2000; LÖHMANNSRÖBEN 2000). Auch der Einfluss einer Bewässerung auf die Bodenwasserdynamik ist mehrfach mit unterschiedlichen Zielsetzungen untersucht und diskutiert worden (vgl. QUAST 1986; NAMUTH 1986; FRENZ et al. 1988; BECK et al. 1995; KELL et al. 1997; BECK 2000).

Die Hauptproblematik in der Auswertung gewonnener Datensätze liegt dabei nicht nur in der Übertragbarkeit punktueller Messungen in den Raum (upscaling), sondern auch in einer unzureichenden zeitlichen Auflösung der Messwerte. Um die den Bodenwasserhaushalt maßgeblich steuernden Faktoren herauszuheben und die Signifikanz des Einflusses einer zusätzlichen Wasserzufuhr nachzuweisen, reichen Messungen in geringer zeitlicher Auflösung (wöchentlich oder täglich) nicht aus.

Klimatische, biologische und pedologische Faktoren steuern den Wasserumsatz an einem Standort über die hydrologischen Prozesse Niederschlag, Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration, kapillaren Aufstieg und Perkolation. Nur eine zeitlich hochaufgelöste Messung der Bodenwasserspannung (mehrmals täglich) erlaubt die Wirkung der Prozesse auf die Bodenfeuchte und die Wasserverfügbarkeit annähernd nachzuvollziehen (ZEPP & HERGET 2001).

Im Südtiroler Obstanbaugebiet spielt der Bodenwasserhaushalt eine entscheidende Rolle für Bewertungsgrößen wie Fruchtqualität und Ernteerträge. Dies ist nicht nur im außergewöhnlichen Trockenjahr 2003 offenkundig geworden, sondern zeigte sich auch zu Beginn des Jahres 2005 an akkumulierten Defiziten in der natürlichen Wasserversorgung. Auf der anderen Seite gibt es begründete Vermutungen, dass die umfangreiche, als Kostenfaktor zu Buche schlagende Bewässerung auf über 90% der

2. Problemstellung und Zielsetzungen

Obstanlagen unter pedo-hydrologischen Gesichtspunkten nicht immer bedarfsgerecht ausfällt. Hier setzen die vorliegenden Untersuchungen an.

Die Hauptzielsetzung der Untersuchungen liegt darin, für das Südtiroler Obstbauggebiet eine exemplarische Klassifizierung pedo-hydrologischer Standorttypen abzuleiten, die fundierte Aussagen über eine bedarfsgerechte und standortspezifische Bewässerung erlauben. Dazu wurden an ausgewählten Standorten zeitlich hochaufgelöste Messungen zum Bodenwasserhaushalt durchgeführt (Saugspannung in verschiedenen Bodentiefen, Fluss- und Grundwasserpegel, Niederschlag, Bewässerungsdauer und Wassermenge, relative Luftfeuchte sowie Boden-, Luft- und Pflanzenbestandstemperatur), um daraus die intendierte pedo-hydrologische Charakterisierung der Standorte zu erarbeiten. Die erhobenen Messdaten werden dazu eingesetzt, quantitative Beziehungen und wechselseitige Abhängigkeiten in den erfassten Größen zu ermitteln. Insbesondere werden standortspezifische Transfergleichungen (*TFG*) zur Ableitung der Saugspannung aus bodenhydrologischen Einflussgrößen regressionsanalytisch bestimmt.

Auf der Grundlage einer derartigen Ableitung soll sich, in Abhängigkeit von der Qualität der berechneten Transfergleichungen, die Notwendigkeit und das bedarfsgerechte Ausmaß einer Bewässerung auch für andere Standorte mit vergleichbaren Standorteigenschaften abschätzen und beurteilen lassen. Damit wird ansatzweise und rein exemplarisch eine Übertragung der punktuell gewonnenen Erkenntnisse in die Fläche verfolgt (upscaling-Prinzip).

Die Hauptzielsetzung ist damit primär dem Bereich regionaler landschaftsökologisch-bodenhydrologischer Fragestellungen zuzuordnen. Darüber hinaus spricht sie indirekt aktuelle Fragestellungen aus dem pomologischen und ökonomischen Bereich an.

Aus der allgemeinen Hauptzielsetzung ergeben sich folgende näher gefasste Teilzielsetzungen:

Teilzielsetzung 1:

Messtechnische Erfassung wesentlicher Komponenten und Faktoren des Bodenwasserhaushaltes an ausgewählten Standorten.

Teilzielsetzung 2:

Physiogeographische Standortcharakterisierung hinsichtlich wesentlicher und bodenhydrologisch relevanter Eigenschaften, wie Korngrößenzusammensetzung, Bodenprofil-aufbau, Infiltrationsverhalten und *pF-WG*-Charakteristik.

Teilzielsetzung 3:

Ermittlung quantitativer Beziehungen und wechselseitiger Abhängigkeiten in den erhobenen Datensätzen zur Bodenwasserdynamik auf mathematisch-statistischer Basis.

Teilzielsetzung 4:

Bestimmung von standort- und tiefenspezifischen Transfergleichungen zur Ableitung der Saugspannungsverhältnisse aus den erfassten bodenhydrologischen Einflussgrößen.

Teilzielsetzung 5:

Übertragung der standortgebundenen Zusammenhänge auf vergleichbare Gebietsauschnitte auf Basis einer pedo-hydrologischen Standorttypisierung (upscaling-Prinzip).

Teilzielsetzung 6:

Beurteilung von Notwendigkeit und bedarfsgerechtem Ausmaß einer räumlich differenzierten Bewässerung.

2.3 Aufbau und Gliederung der Arbeit

Der Formulierung von Problemstellung und Zielsetzung (Abschnitt 2) folgt eine Darstellung des aktuellen Forschungsstandes in Abschnitt 3. Daran schließt sich in Abschnitt 4 eine einführende Beschreibung der naturräumlichen Gegebenheiten des Untersuchungsraumes an. Dies ist nicht nur aufgrund des geographischen Ansatzes der vorliegenden Arbeit notwendig, sondern auch um die Ergebnisse besser in den physisch-geographischen Gesamtkontext einbinden zu können und die eigentliche Standortwahl zu begründen.

2. Problemstellung und Zielsetzungen

Für die Bearbeitung der Fragestellung war eine Vielzahl von Erhebungen und Messungen mit geeigneten Methoden im Gelände und Labor notwendig. Diese lieferten umfangreiche Datensätze, welche die Anwendung spezieller Methoden zur quantitativen Datenanalyse nach sich zogen. Der Gesamtkomplex der verwendeten Methoden zur Datenerfassung wird deshalb in Abschnitt 5.1 detailliert beschrieben. Im daran anknüpfenden Abschnitt 5.2 werden die Ergebnisse dieser Feld- und Labormessungen dargestellt.

Zur weiterführenden Analyse kamen quantitativ-statistische Berechnungsmethoden zur Anwendung, welche in Abschnitt 6.1 in ihrer Verwendung begründet und hergeleitet werden. Die Ergebnisdarstellung der statistischen Datenanalyse erfolgt in Abschnitt 6.2.

In Abschnitt 7 werden die Einzel- und Gesamtergebnisse in zusammenführender Form sowohl standortbezogen als auch standortübergreifend analysiert und auf die in Abschnitt 2 formulierten Zielsetzungen zurückgeführt. Dabei wird die Herleitung einer pedo-hydrologischen Standorttypisierung auf der Basis von regressionsstatistisch ermittelten Transfergleichungen aufgegriffen und im Hinblick auf Möglichkeiten einer Bewässerungsoptimierung hinterfragt. Zudem werden die Gesamtergebnisse nochmals in zusammenfassender Form aufgegriffen und präzisiert.

Abschnitt 8 diskutiert die gewonnenen Erkenntnisse im Rahmen eines Ausblickes. Eine abschließende Zusammenfassung der vorliegenden Arbeit wird in Abschnitt 9 gegeben.

3. Stand der Forschung

3.1 System Boden-Pflanze-Atmosphäre

Dem bodenbildenden und bodenbeeinflussenden Faktor Wasser und seiner Rolle im System "Boden-Pflanze-Atmosphäre" (*BPA* in der deutschsprachigen Literatur) beziehungsweise im "Soil-Plant-Atmosphere-Continuum" (*SPAC* in der angloamerikanischen Literatur) wurde bereits frühzeitig eine Schlüsselstellung zugeordnet (vgl. JACOB 1942; ATANASIU 1948 u. 1952; UHLIG 1950, 1951, 1954 u. 1956; BAIER 1951 u. 1954; BAUMANN 1951 u. 1954; ZAKOSEK 1954; BORCHERT 1956; ELLENBERG et al. 1956; HAMBLOCH 1958; GARDNER 1960; PHILIP 1966). Er findet auch aktuell einen entsprechend umfangreichen Stellenwert in der zusammenführenden Literatur (vgl. GISI 1990; KUNTZE et al. 1994; KUTILEK & NIELSEN 1994; LÜTTGE et al. 1994; ROWELL 1994; BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996; HARTGE & HORN 1999; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002) sowie in zahlreichen speziellen Abhandlungen zu dieser Thematik (vgl. MAGER 1988; EHLERS 1996; MENZEL 1997). Auch für Apfelbäume (*Malus domestica*) liegen hierzu detaillierte Untersuchungen vor (vgl. GOWING et al. 1990, FRIEDRICH & FISCHER 2000).

Kommt es im *BPA*-System zu einem Mangel an Wasser, so entsteht in der Pflanze eine zunehmende Unausgewogenheit zwischen Wasseraufnahme und Wasserabgabe. Dieser Wassermangel kann in den Pflanzen eine Situation von Wasserstress erzeugen, die wiederum entsprechende physiologische Reaktionen in den Pflanzen nach sich zieht. Einen umfangreichen historischen Überblick über die messtechnische Erfassung dieser Beziehungen liefert GARDNER (1988).

Eine ausreichende Sättigung der Pflanzengewebe mit Wasser ist mit die wichtigste Voraussetzung für einen ungestörten Ablauf aller Lebensvorgänge. Die Aufnahme des Wassers durch die Wurzeln aus dem Boden erfolgt nach den Gesetzen der Osmose. Zwar ist der Obstbaum in der Lage, durch aktive Einschränkungen der Transpiration über den Schluss der Spaltöffnungen, durch Erhöhung der Saugkräfte oder Veränderungen im Wurzelraum bei kurzfristigen Wasserdefiziten den Wasserhaushalt zu stabilisieren, aber ein Wasserdefizit bewirkt über die Verengung der Spaltöffnungen auch eine Verminderung des Gasaustausches und damit gleichzeitig eine Einschränkung des Stoffgewinns. Durch einen längerfristigen Wasserentzug können die Stoffwechsel-

vorgänge sogar bis zur völligen Stagnation eingeschränkt werden, so dass bereits ein leicht fortgeschrittenes Anwelken bei Obstbäumen zu gravierenden Störungen des physiologischen Zustandes und somit auch der Ertragsleistung führen kann (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Daher ist es aus dem Blickwinkel der Obstproduktion wünschenswert, eine ausgeglichene Wasserbilanz zu gewährleisten. Dies bedeutet auf der anderen Seite aber auch, dass eine Übernässung im durchwurzelten Bodenbereich vermieden werden muss, um die ausreichende Sauerstoffversorgung im Wurzelapparat nicht zu blockieren und eine Auswaschung von Nährstoffen zu vermeiden.

3.2 Einfluss der Bewässerung auf Boden und Pflanze im Obstbau

Untersuchungen zum Einfluss einer Bewässerung auf die Dynamik des Bodenwassers - vor dem Hintergrund ökonomischer Überlegungen in Kombination mit ökologischen Fragestellungen - haben erst in jüngerer Zeit an größerer Bedeutung gewonnen (vgl. SCHLEICH 1982) und führen hin bis zu rechnergesteuerten Bewässerungsanlagen (vgl. FRENZ et al. 1988; BECK et al. 1995; KELL et al. 1997; BECK 2000). Gerade bei grundwassernahen Obstanbauflächen (wie sie in weiten Bereichen des Untersuchungsraumes vorhanden sind) wird der Einfluss des Grundwassers auf den Bodenwasserhaushalt meist weniger berücksichtigt. Dies führt aufgrund von Überschätzungen des effektiven Wasserbedarfs der Standorte leicht zu überhöhten Wassergaben, obwohl allein der Kapillaranstieg bereits einen wesentlichen Teil des Wasserbedarfes abdecken würde (vgl. THALHEIMER & PAOLI 2004; THALHEIMER 2005).

Die Wirkung von verschiedenen Einflussfaktoren auf den Wasserbedarf von Obstgehölzen ist weitgehend bekannt (vgl. REINKEN 1963; FRIEDRICH 1979, 1980 u. 1993; QUAIST 1986; FRIEDRICH & FISCHER 2000; LARCHER 2001; DRAHORAD 2004) und wurde auch speziell für Apfelbäume untersucht (vgl. GODDE & INGRAM 1971; GODDE & HIGGS 1973; TUNSUWAN & BÜNEMANN 1973; SLACK 1974; DAVIES & LAKSO 1979; NOGA & LENZ 1982; BEUKES 1984; BLANKE & LENZ 1985 u. 1988; MAGER 1988; MANTINGER 1998; FISCHER^M 2002).

Apfelbäume sind Flachwurzler und nutzen deshalb nur einen geringmächtigen Wurzelraum für ihre Wasserversorgung. Der Wasserbedarf eines Apfelbaumes variiert naturgemäß in Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren (phänologische Phase,

Fruchtbehang, Sorte, Wuchsverhalten, Witterungsbedingungen etc.). Aufgrund des geringmächtigen Wurzelraumes verlangen sie allerdings eine regelmäßige Bodendurchfeuchtung. Deshalb ist vor allem in der Zeit der Fruchtentwicklung (Zellteilungsphase) eine hohe Bodenfeuchte wichtig, die dann auch über dem Bedarf liegen kann. Dagegen ist es aus obstbaulicher Sicht vorteilhaft im weiteren phänologischen Verlauf das Wasserangebot auf ein Ausmaß zu beschränken, das deutlich unter der potentiellen Transpirationsrate der Apfelbäume liegt (vgl. QUAST 1986; FRIEDRICH & FISCHER 2000; FISCHER^M 2002).

Eng an die Bewässerungsthematik im Obstbau ist die Frage nach dem Einfluss auf Fruchtqualität und Ernteerträge geknüpft. Hierzu liegen für den Untersuchungsraum detaillierte Forschungsergebnisse vor, welche zeigen, dass durch eine reduzierte Bewässerung (die sog. "gesteuerte Defizitbewässerung") eine willkommene Beruhigung im Triebwachstum sowie eine höhere Fruchtqualität erreicht werden kann, ohne dabei nennenswerte Einbußen beim Ernteertrag zu erleiden (vgl. THALHEIMER et al. 1999).

Es sei an dieser Stelle auf die umfangreiche bibliographische Zusammenstellung von BART et al. (1990) verwiesen, in der auch zahlreiche Arbeiten zum Wirkungsgefüge Boden und Pflanze unter dem Einfluss der Bewässerung kommentiert enthalten sind.

3.3 Regionalisierungsansätze in der Bodenkunde

Die räumliche Variabilität pedologischer Eigenschaften ist zu komplex, um einfache Regionalisierungen aufzeigen zu können. Relevante Eigenschaften variieren beispielsweise nicht nur vertikal, sondern auch horizontal innerhalb bodengenetischer Horizonte (vgl. BURROUGH 1993; WEBSTER 2000; HEUVELINK & WEBSTER 2001). Die Aufgaben und Methoden der (boden-)hydrologischen Regionalisierung wurden zuletzt von GODINA & BLÖSCHL (2006) dargestellt.

Der Transfer vom Punkt in die Fläche ist mit diversen Regionalisierungsansätzen möglich (vgl. HERBST 2001):

-klassisch bodenkundlicher Ansatz als räumliche Klassifikation von Eigenschaften in diskreten Flächen (bspw. BURROUGH 1993)

-wissensbasierter Ansatz mit der Nutzung von Expertenwissen (bspw. STREIT 1992; AMESKAMP 1997; MCBRATNEY & ODEH 1997)

-regressionsstatistischer Ansatz (bspw. RICHARDSON & EDMONDS 1987; MOORE et al. 1993, CHAPLOT et al. 2000^a; RYAN et al. 2000; THOMPSON et al. 2001)

-geostatistischer Ansatz (bspw. MATHERON 1973; VOLTZ & GOULARD 1994; SINOWSKI et al. 1997; BOURENANNE et al. 1997; DEUTSCH & JOURNEL 1998; CHAPLOT et al. 2000^b; GOOVAERTS 2000; BLÖSCHL 2006)

-Anwendung physikalisch basierter Prozessmodelle (bspw. DIETRICH et al. 1995; BROOKS & ANDERSON 1998)

3.4 Regionalisierungsansätze von Bodenfeuchtemessungen

Die Regionalisierung bodenphysikalischer und bodenhydrologischer Parameter stellt in der Praxis, unter anderem durch die zeitlichen und räumlichen Differenzierungsmöglichkeiten, nach wie vor ein schwer lösbares methodisches Problem dar (vgl. BECKER 1992; HORNING 1992; DIEKRÜGER 1999; KLEEGERG 1999; WESSOLEK et al. 1999; ZEPP 1999; HERBST 2001; ZEPP & HERGET 2001).

Qualitativen Beschreibungen der Bodenfeuchte folgten zu Beginn der 1960er Jahre quantitative Punkt-Messungen auf physikalischer Basis. Obwohl bereits HAMBLOCH (1957) die Bedeutung der Bodenfeuchtigkeit bei der Abgrenzung von Physiotopen betonte, knüpften erst ab Mitte der 1960er Jahre erste Versuche zur Klassifikation sowie die Prägung des Begriffes von "Bodenfeuchteregimetypen" auf großräumiger Basis an die punktuellen Messungen an (vgl. NEEF et al. 1961; CHIRITA et al. 1964; LAUCKNER 1964; THOMAS-LAUCKNER 1965; RODE 1968; THOMAS-LAUCKNER & HAASE 1967/68; RENGER et al. 1970; TRETER 1970; THOMAS & HUBRICH 1974). Die ersten Klassifizierungsversuche der NEEF-Schule durch die Typisierung von Bodenfeuchteregimen waren ein maßgeblicher Anstoß zur systematischen, jahreszeitlich differenzierten und tiefenbezogenen Erfassung topologisch und chorologisch relevanter Bodenwasserhaushaltsmerkmale (vgl. ZEPP 1991). Durch die Anwendung bodenkundlicher und insbesondere bodenhydrologischer Untersuchungsmethoden erhielten Klassifizierungsversuche von pedo-hydrologischen Einheitsflächen einen zunehmend quantitativen Charakter (vgl. ESKUCHE 1978; HUBRICH & THOMAS 1978; MOSIMANN 1980 u. 1990; ROSENKRANZ 1981; LANG 1982).

Auch mit den heute zur Verfügung stehenden modernen Mess-, Erfassungs- und Auswertungsmethoden wird im (boden-)hydrologischen Bereich auf eine klassifi-

zierende und typisierende Zusammenfassung von (boden-)hydrologisch homogen definierten Einzelflächen zu Hydrotopen, **Hydrological Response Units (HRU)**, **Representative Elementary Areas (REA)** oder andersartig bezeichneten Einheiten zurückgegriffen (vgl. WOOD et al. 1988; BORK 1992; DIEKKRÜGER 1992; BLÖSCHL et al. 1995; FLÜGEL 1995; WOOD 1995; ENGELEN & KLOOSTERMANN 1996; BECKER & KLEEBOURG 1999; BIEMELT 2000; STEPHAN et al. 2002; TILCH et al. 2002; STEPHAN 2003). Polygon- oder hydrotopbezogene Betrachtungen bieten den Vorteil, dass sie für Flächen unterschiedlicher Dimension, das heißt auch für größere Flächen, angewendet werden können, sofern externe Einflussparameter ähnlich sind oder im Modell der Realität angepasst werden können (vgl. KLEEBOURG 1992; KLEEBOURG & CEMUS 1992).

Auch bei eng bodenkundlich/bodenhydrologisch orientierten Fragestellungen wird auf modellbasierende Grundkonzeptionen dieser Art zurückgegriffen (vgl. THOMAS & HUBRICH 1974; RAWLS & BRAKENSIEK 1983 u. 1985; BORK 1992; HOLZMANN 1994; NIESCHULZ 1997; BARDOSSY & LEHMANN 1998; HAFERKORN 2000). Die Zusammenfassung von Arealen gleichen bodenwasserhaushaltlich wirksamen pedophysikalischen Aufbaus unter dem Begriff der "Pedo-Hydrotope" (vgl. JORDAN 1978) oder zu Flächen gleicher hydrologischer Wirksamkeit (vgl. ETZENBERG 1998) sind konzeptionelle Beispiele dafür. Eine Klassifizierung und Regionalisierung von **Bodenfeuchteregime-Typen (BFR-Typen nach THOMAS et al. 1968)** auf qualitativer Basis und darauf aufbauende regionale Modellierungen des Bodenwasserhaushaltes wurden von ZEPP (u.a. 1988, 1991, 1993, 1995 u. 1999) auf der Grundlage eines empirisch gesteuerten Gedankens bis hin zur quantitativen Umsetzung realisiert. Gegenüber einfachen Kartierungen von aus der Vegetation abgeleiteten ökologischen Feuchtestufen besitzen die quantitativen Bodenfeuchteregimes eine Tiefendifferenzierung und einen Bezug zur physikalischen Messgröße der Wasserspannung und sind damit räumlich übertragbar.

Um aus punktuell einfach messbaren physikalischen Bodeneigenschaften auf Eigenschaften des Wasser- und Lufthaushaltes schließen zu können, werden häufig **Pedotransferfunktionen (PTF)** entwickelt (vgl. BOUMA & VAN LANEN 1987; DIEKKRÜGER 1992; TIETJE & TAPKENHINRICHS 1993; TIETJE & HENNINGS 1996; ROMANO & SANTINI 1997; SCHEINOST & AUERSWALD 1995; SCHEINOST et al. 1997; SINOWSKI et al. 1997; ELSENBEER 2001; HERBST 2001; DREYHAUPT 2002). Der enge Zusammenhang zwischen dem Wasserhaltevermögen eines Bodens und seiner Körnung

und Lagerung gestattet diese mathematischen Ansätze (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). ROMANO & SANTINI (1997) prüften und belegten beispielsweise die Erfassung einer räumlichen Variabilität von Retentionsfunktionen durch die Anwendung einer *PTF*. Dennoch stellt die Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts in der Praxis durch die zeitlichen und räumlichen Differenzierungsmöglichkeiten nach wie vor eine hochkomplexe Aufgabe dar (ZEPP 1999). DUTTMANN (2001) betont insbesondere die Problematiken, welche mit der flächenhaften Vorhersage des Bodenfeuchtezustandes verbunden sind.

Hauptkritikpunkte bezüglich dieser Methodik liegen meist darin, dass eine Ausweisung und Aggregation von (Pedo-)Hydrotopen (s.u.) von der Mikro- hinauf zur Makroskala mit einem Genauigkeitsverlust der Basisdaten verbunden ist. Durch die gezielte Anwendung und Implementierung ausgewählter geostatistischer Methoden kann dieser Genauigkeitsverlust reduziert und die Wirksamkeit spezifischer Parameter hervorgehoben werden (vgl. VOLTZ & GOULARD 1994; BUTTLE & HOUSE 1997).

Dennoch hat die Anwendung des Hydrotopkonzeptes von der modellhaften Beschreibung hydrologischer Fragestellungen bis hin zur meso- und makroskaligen Modellierung des (Boden-)Wasserhaushaltes (vgl. BRADEN 1992; FOHRER & DÖLL 1999; KRAUSE 2001; BRAUN 2002; WEGEHENKEL & JOCHHEIM 2003) anhand von entsprechend kalibrierten hydrologischen Modellsystemen in den vergangenen Jahren, letztlich auch durch die Entwicklung und das zunehmende Leistungsspektrum Geographischer Informationssysteme (*GIS*), an Bedeutung gewonnen (vgl. LÜLLWITZ 1993; BECKER & LAHMER 1999; DUTTMANN 1999; FUHRMANN et al. 1999; GEROLD et al. 1999).

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

4.1 Auswahl des Untersuchungsgebietes

Zur Untersuchung raum-zeitlicher Fluktuationen der Bodenwasserdynamik unter dem Einfluss einer Bewässerung wurden zwei Raumeinheiten (Untervinschgau und Mittleres Etschtal) aus dem westlichen Südtirol ausgewählt (vgl. Abb. 4-1).

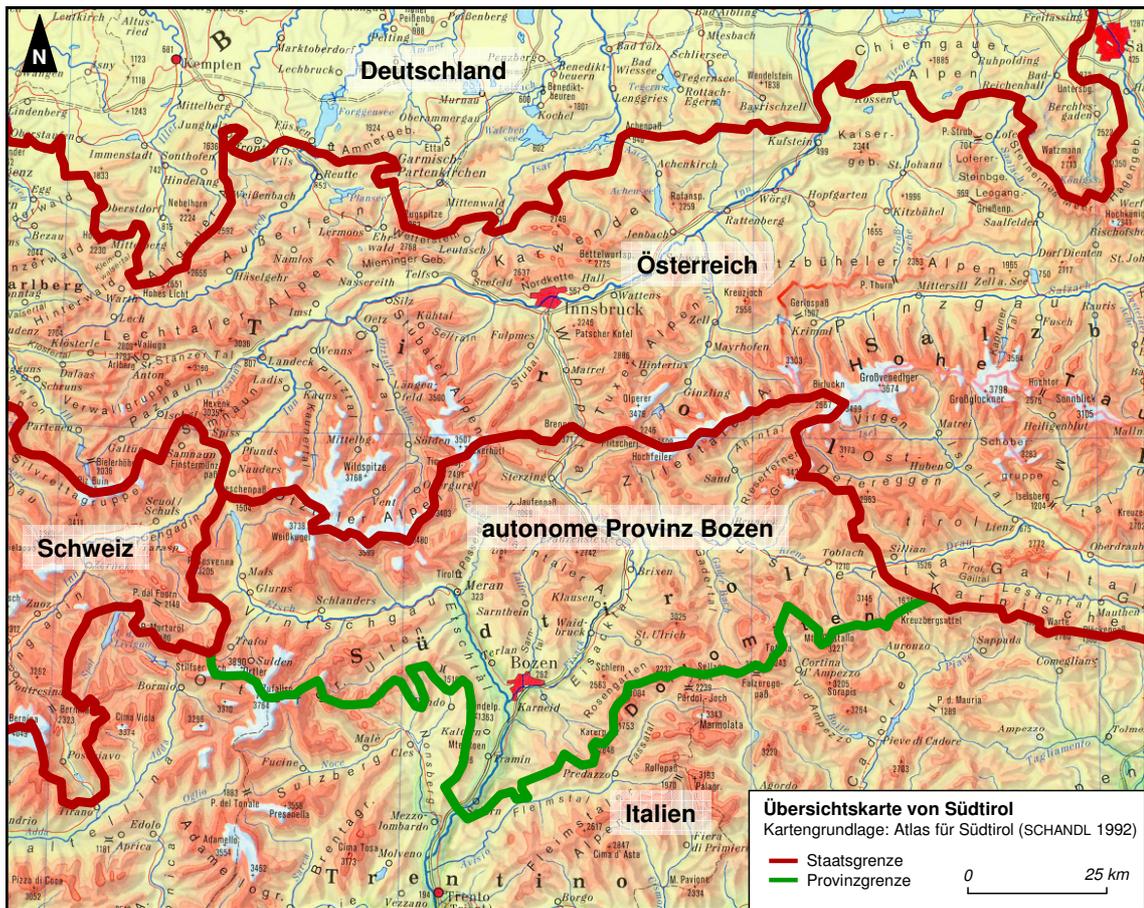


Abb. 4-1: Übersichtskarte von Südtirol und angrenzenden Regionen.
 (Quelle: Eigener Entwurf auf angegebener Kartengrundlage)

Der Übergang vom mediterranen zum mitteleuropäisch-kontinentalen Klima gewährleistet prinzipiell sehr gute klimatische Voraussetzungen für einen intensiv und großflächig betriebenen Obstanbau. Der Intensivobstbau erreicht erst in 800 m über NN seine Höhengrenze und kann an den sonnenexponierten Hanglagen sogar in noch

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

größeren Höhen (bis ca. 1.100 *m* über *NN*) wirtschaftlich rentabel betrieben werden, wobei im gesamten Talbodenbereich infolge von Kaltluftakkumulationen die Gefahr von Früh- und Spätfrösten gegeben ist (vgl. JACOBEIT 1987 u. 1992). Die hohe Produktion (900.000 *t/a*) sowie der große Flächenverbrauch für den Anbau (18.000 *ha*) machen Südtirol zum größten zusammenhängenden Obstanbaugebiet in Europa.

Die sukzessive Entwicklung der Agrarstrukturen in der untersuchten Region werden u.a. bei ENDRISS (1968), FISCHER (1974), WERTH & CEMBRAN (1984) und FEUERSTEIN (1999) ausführlich diskutiert und dargestellt.

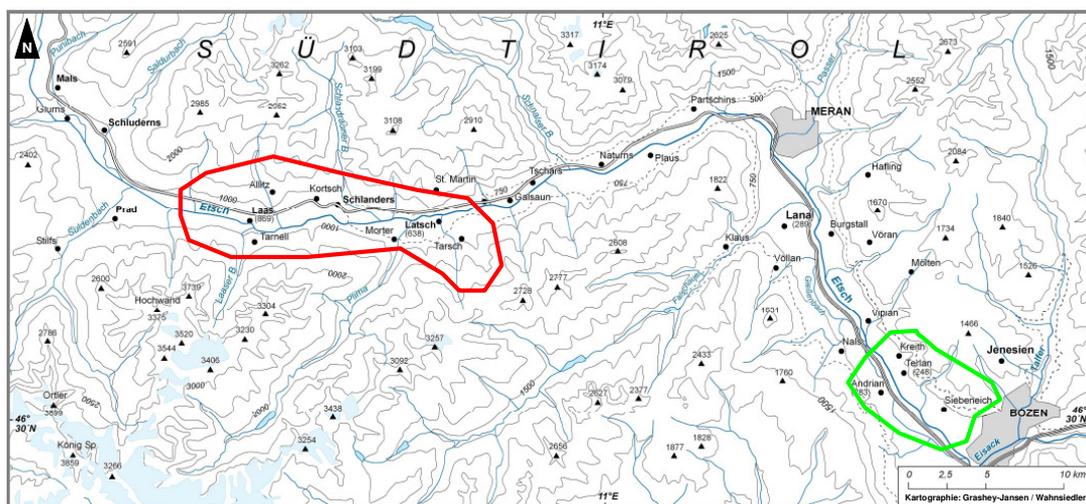
Der Anfang des Erwerbsobstbaus im Vinschgau ist mit dem Bau der Vinschgaubahn (Meran-Mals) ab 1906 gleichzusetzen. Allerdings wurde die Entwicklung des Untervinschgaus zum Obstanbaugebiet durch die politische und wirtschaftliche Entwicklung der 1930er und 1940er Jahre erheblich behindert. Erst mit der Ausweitung des Erwerbsobstbaus in den 1960er Jahren zog vor allem in die Talsohle des Untervinschgaus die Obstmonokultur ein (vgl. FISCHER 2002). Die Dichtpflanzungen als vorherrschende Erziehungsform mit Reihenabständen von etwa 3 *m* lassen hier kaum eine weitere Nutzung auf gleicher Fläche zu. Auch der zweite Untersuchungsraum "Mittleres Etschtal" ist heute nahezu ganzflächig mit intensiv bewirtschafteten Kernobstanlagen (überwiegend Apfelmonokultur) bedeckt. Die Anlage von flächendeckenden Intensivkulturen wurde erst durch Trockenlegungsmaßnahmen der stark versumpften Talbodenbereiche (einst Möser genannt) Ende der 1950er und 1960er Jahren ermöglicht (z.B. Kaisermoos).

Die klimatischen Verhältnisse im oberen und mittleren Etschtal mit dem Auftreten von längeren ariden Phasen während der Vegetationsperiode (vgl. OTTO 1974) bedingen nach gängiger Meinung eine entsprechende Zusatzwasserversorgung der intensiv bewirtschafteten Obstanbauflächen. Mit der Ausdehnung der Siedlungsflächen und der Bodennutzung musste bereits ab dem 14. Jahrhundert auch die landwirtschaftlich notwendige Bewässerung erweitert werden, die damals in Form der Überrieselung durch die Anlage dicht verzweigter Bewässerungskanäle (sog. Waale; vgl. auch Abschnitt 5.1.6) gewährleistet wurde. Diese Methode erfüllte ihre Funktion bis in die 1960er Jahre hinein. Ab den 1960er Jahren wurde dann in rascher Anpassung an die wirtschaftliche Bedeutung des Erwerbsobstbaus zu rationelleren Methoden übergegangen. So wurden allein durch die Talbonifizierung im Vinschgau in den letzten drei Jahrzehnten etwa 6.000 *ha* mit Beregnungsanlagen ausgestattet, so dass inzwischen der

größte Teil der intensiven landwirtschaftlichen Nutzflächen unter Beregnung steht (vgl. FISCHER 2002). Heute sind über 90% der Südtiroler Obstanlagen mit einem Bewässerungssystem ausgestattet. Zur Verhinderung von Frostschäden werden die vorhandenen Beregnungsanlagen in den entsprechend gefährdeten Lagen auch zur Frostschutzberegnung eingesetzt. Diese Praktiken bringen einen erheblichen Wasserverbrauch mit sich und machen die Landwirtschaft in Südtirol zu dem Wirtschaftszweig mit dem höchsten Wasserverbrauch. Schätzungen des Amtes für Gewässernutzung zufolge liegt der landwirtschaftliche Wasserkonsum mit 150 Mio m^3 Wasser pro Jahr etwa doppelt so hoch wie der industrielle. Infolgedessen steigt das allgemeine Interesse an optimierten Bewässerungsstrategien stetig an.

4.2 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Zur lokalen Untersuchung der erläuterten Fragestellung, wurden zwei Raumeinheiten in Südtirol (vgl. Abb. 4-2) gewählt, die miteinander in regionalklimatischer und (durch den Flussverlauf der Etsch) in hydrologischer Beziehung stehen.



□ Untersuchungsregion Untervinschgau

□ Untersuchungsregion Mittleres Etschtal

Abb. 4-2: Karte der Untersuchungsregionen im Vinschgau und Mittleres Etschtal.
(Quelle: eigener Entwurf)

Die erste untersuchte Raumeinheit umfasst den Talboden und die Murkegellagen im Vinschgau von Laas bis Latsch (vgl. Abb. 4-2). Diese Raumeinheit liegt damit tallagig in den Westtiroler Zentralalpen. Sie wird im Norden und Nordosten von den Öztaler Alpen, im Westen von der Sesvennagruppe und im Süden von der Ortlergruppe begrenzt. Entsprechend geographischen Kriterien (vgl. SCHENK 1951; LEIDLMAIR 1958; FISCHER 1965^a u. 1974; FISCHER & WETZEL 1996; RAMPOLD 1997) und entgegen amtlichen Gliederungsversuchen oder anderen Literaturangaben (vgl. KLEBELSBERG 1937; STRIMMER 1964; WIESER 1987) liegt der Bereich der ersten Raumeinheit damit im Untervinschgau. Die Standorte der Messpunkte verteilen sich über diesen Talabschnitt von Laas und Allitz über Schlanders nach Latsch und Tarsch. Streng genommen liegt eine Messstation (Standort ST8 westlich von Laas; vgl. Abb. 4-3) zwar noch im Bereich des untersten Mittelvinschgaus (unmittelbar vor den Erhebungen des Gadriamurkegels), dennoch soll im Rahmen dieser Untersuchungen auf eine weitere räumliche Unterteilung verzichtet werden, so dass auch dieser Standort dem Untervinschgau zugeordnet wird.

Die zweite Raumeinheit liegt im Mittleren Etschtal zwischen Meran und Bozen. Hier wurde im Bereich zwischen Terlan und Bozen ein weiterer Schwerpunkt der Messungen positioniert (vgl. Abb. 4-2).

Die vorliegende Thematik erfordert für beide Untersuchungsräume eine detaillierte Beschreibung der Physiogeographie.

4.3 Physiogeographie des Untersuchungsgebietes

4.3.1 Untersuchungsraum »Untervinschgau«

Die physisch-geographischen Verhältnisse stehen in enger Verbindung mit der geologischen Ausgangssituation. Eine geologische Grobgliederung für den Vinschgau liegt von STACUL (1965) vor. Hiernach lassen sich der Vinschgau und seine Seitentäler mit dem Öztaler Kristallin, der Vinschgauer Schieferzone, der Marteller Quarzphyllitzone und der Ortler Trias in vier geologische Zonen einteilen.

Den Hauptbestandteil des Öztaler Kristallins bilden Ortho- und Paragneise. In der Vinschgauer Schieferzone dominieren Phyllitgneise und Glimmerschiefer, wobei als Untergruppe die Laaser Serie mit ihren Marmorvorkommen eingeschlossen sind. Diese

Laaser Serie als ein Verband von mineralreichen Glimmerschiefern und Marmorzügen nimmt den Raum südlich der Etsch von dem gegen Norden vorspringenden Laaser Zug bis zur Töll ein (von West nach Ost an Breite abnehmend). Der Quarzphyllit, mit Einlagerungen von Bänderkalk und Kalksilikatgesteinen, baut die Marteller Quarzphyllitzone auf und schließt sich ohne scharfe Grenze an die Vinschgauer Schieferzone bzw. die Laaser Serie an. Die Ortler Trias liegt Phyllit- und Granatgneisen der Vinschgauer Schieferzone auf und setzt sich aus hellen Serizitschiefern und -phylliten sowie Zellendolomit zusammen (vgl. STACUL 1965; RAMPOLD 1997; STAINDL 2000). Die an beiden Talflanken anstehenden Gneise, Schiefer und blättrigen Phyllite sind aufgrund einer stellenweise intensiven Mylonitisierung in ihrem Verbund nicht sehr widerstandsfähig (vgl. LEIDLMAIR 1993). Eine Besonderheit bilden stellenweise die Vorkommen von Karbonatsintern ("Laaser Onyx"), die vorwiegend bei Laas am Vinschgauer Sonnenberg aufzufinden sind (vgl. UNTERWURZACHER 2002).

Morphographisch lässt sich der Vinschgau in zwei große Talabschnitte gliedern. Zum einen in die quer zum Streichen der Alpen und der geologischen Strukturen verlaufende Passtalung des Reschen und zum anderen in das Längstal zwischen Ortlergruppe und Öztaler Alpen (vgl. FISCHER 1974). In dieser südlichen, inneralpinen Längstalfucht liegt die untersuchte Raumeinheit des Untervinschgaus. Für die vorliegende Studie sind vor allem die morphogenetischen Prozesse der jüngeren Erdgeschichte (spät- bis postglazial) insofern von Bedeutung, als sie Oberflächen und Substrate - letztlich also das Ausgangsmaterial - für die Inkulturnahme des Landes geschaffen haben.

Die zurückschmelzenden Gletscher hinterließen an den Talflanken Moränenverkleidungen, die sich bis heute meist nur auf den Hangverflachungen erhalten konnten. Der spätglaziale Eisrückzug aus den Tälern erfolgte relativ rasch, so dass eine Eisfreiheit bereits für 14.000 *a b.p.* angenommen werden kann (vgl. UNTERWURZACHER 2002). Die postglaziale Formenentwicklung im Vinschgau ist vor allem durch die Bildung zahlreicher, großvolumiger Murkegel gekennzeichnet und bedingt einen regelrechten Stufenaufbau des Vinschgaus sowie den Lauf der Etsch. Die Murkegel haben sich vorwiegend im Spätglazial, nach dem Weichen des würmzeitlichen Etschgletschers, vor den Ausgängen kleinerer Nebentäler gebildet (vgl. FISCHER 2002) und prägen das rezente Landschaftsbild im Vinschgau (von DÖRRENHAUS deshalb bereits schon 1933 als eine "Vinschgauer Eigenart" bezeichnet). Dadurch erzwungene Abdrängungen und Aufstauungen haben zur zeitweisen Bildung von Stau- und damit

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

auch von Sedimentationsräumen (Aufschüttungstalsohlen) und deren späteren Versumpfung beigetragen (vgl. UHLIG 1962; FISCHER 1974). Der Grund für diese landschaftsprägende Geomorphodynamik liegt neben den durch die Verwitterung entsprechend aufbereitenden Lockermaterialien (Moränen und teilweise mylonitisiertes Gestein) vor allem in den klimatischen Gegebenheiten begründet (vgl. FISCHER 1964, 1965^{a+b}, 1966, 1974 u. 1989). Dominierende Trockenheit in Kombination mit seltenen sommerlichen Starkregenereignissen (beides ist im Vinschgau gegeben) fördern auch noch rezent die Bildung von Muren und begründen einen Flächenanteil der Murkegel von 85 km^2 am Gesamttalbodenbereich (122 km^2) des Vinschgaus. Den größten bildet dabei der Kegel der Malser Haide ($\sim 1550 \text{ Mio m}^3$), gefolgt vom Kegel der Gatria-Mure ($\sim 1350 \text{ Mio m}^3$) und dem von Tarsch-Latsch ($\sim 630 \text{ Mio m}^3$). Dagegen treten als weitere Formenelemente des Talbodens die flachen, aber ebenfalls postglazial entstandenen Schwemmkegel flächenmäßig kaum hervor (FISCHER 1966, u. 1974).

Der Untersuchungsraum "Untervinschgau" beginnt mit einer durch den Gatria-Murkegel spätglazial gebildeten Talstufe unmittelbar östlich von Laas. Dieser Abschnitt der inneralpinen Längstalflucht zeichnet sich durch große relative Höhenunterschiede aus, die von FISCHER (2002) mit 2.500 m auf $5,5 \text{ km}$ Horizontalabstand angegeben werden. Dementsprechend weisen die Talhänge beachtliche Neigungswerte auf.

Klimatisch nimmt der Vinschgau eine Sonderstellung ein. Von SCHENK (1951) als eine "Klimainsel" oder "Trockeninsel" titulierte, unterscheidet sich der Vinschgau in dieser Hinsicht durch seine im Jahresdurchschnitt geringe Niederschlagsmenge und vergleichsweise hohe Jahresdurchschnittstemperatur von anderen Alpentälern in vergleichbaren Höhenlagen. So errechnet* sich für die zentral im Untersuchungsraum gelegene Klimastation Schlanders (718 m über *NN*) ein langjähriges jährliches Niederschlagsmittel von $489,5 \text{ mm}$ bei durchschnittlich 71 Niederschlagstagen im Jahr mit einem Jahresmittelwert der Temperatur von $9,8^\circ\text{C}$. Die gleiche mittlere Jahrestemperatur von $9,8^\circ\text{C}$ errechnet* sich für die Aufzeichnungen der Wetterstation Brixen (560 m über *NN*), obwohl diese rund 160 m tiefer liegt und nach dem im Inneren des Gebirges üblichen Vertikalgradienten der Lufttemperatur um etwa 1°C wärmer sein müsste. *(eigene Berechnungen basierend auf einer Messzeitreihe der Station "Schlanders" und "Brixen" von 1921-2005 des Hydrographischen Amtes Bozen)

Das mittlere tägliche Temperaturmaximum für Juli liegt an der Klimastation Schlanders bei $25,3^\circ\text{C}$ und das mittlere tägliche Temperaturminimum bei $-4,5^\circ\text{C}$ im Januar. Die

Monatsmittel sinken hier zwischen April und einschließlich Oktober nicht unter 10°C. Schnelle Temperaturanstiege im Frühjahr können jedoch unter Gefährdung der Obstbaukulturen durch Frosttage bzw. Spätfröste unterbrochen werden. FISCHER (1974) weist darauf hin, dass Spätfröste dort auch noch im Mai oder Juni auftreten können, wobei insbesondere die großen Murkegel die von den Talflanken oder den Nebentälern absinkenden Kaltluftmassen zu Kaltluftseen aufstauen und zur Entstehung von Inversionen beitragen.

Die klare Teilung des west-ost-verlaufenden Haupttales in nord- und südexponierte Talflanken hat strahlungsklimatisch bedingt einen entsprechend großen Einfluss auf die räumliche Temperaturverteilung im Vinschgau. LUNDEGÅRD (1957), TURNER (1958), TURNER & TRANQUILLINI (1961) und GEIGER (1961) beschreiben allgemein diesen Einfluss expositioneller Unterschiede auf Strahlungshaushalt, Vegetation und Boden, welcher im Untersuchungsraum sehr bedeutend ist.

Die klimatische Sonderstellung des Vinschgaus liegt vor allem in der Tatsache begründet, dass das Vinschgau nur im Nordwesten durch die Passtalung des Reschen und im Osten gegen die Weitung von Meran geöffnet ist. Nur hier sinkt die Gebirgsumrahmung unter 2000 *m* ab. Selten sind Südostwinde, die vom Mittelmeer über die Lessinischen Alpen durch die östliche Öffnung in den Vinschgau eindringen und Niederschlag bringen können (vgl. STRIMMER 1964). Dagegen bilden die begrenzenden Höhen nach Norden (Ötztaler Alpen) und Süden (Ortlergruppe) mit meist deutlich über 2500 *m* eine natürliche Barriere. Die zeitliche Verteilung der Niederschläge im Vinschgau hat nach Berechnungen von FISCHER (1974) ihr Maximum im Sommer (44,0%) und ihr Minimum im Winter (8,8%) und ist somit dem mitteleuropäischen Klimaraum zugehörig.

Luftmassen aus nördlicher, südlicher oder auch westlicher Richtung regnen sich meist im Luv der zugehörigen Gebirgsbarriere ab und fallen in der Leelage als trockene, warme Fallwinde in das inneralpine Längstal ein. Hinzu kommt eine ausgeprägte Tal- und Bergwindzirkulation, welche die hygrische Trockenheit durch eine erhöhte Evapotranspiration noch verstärkt.

Luftmassen, die aus südlicher oder südöstlicher Richtung herantransportiert werden, wirken sich somit - bezogen auf die untersuchte Region - in ihrer Beschaffenheit nur auf die Witterungsverhältnisse im breit angelegten Quertal von Bozen bis Meran herauf aus,

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

weit weniger jedoch auf die im Längstalabschnitt des Vinschgaus. Dort gelangen nur beim Vorherrschen von Wetterlagen mit dominanter westlicher Bewegungskomponente ergiebige Niederschläge hinein. FLIRI (1962, 1974 u. 1975) hat den Einfluss verschiedener Wetterlagen auf die Witterungsverhältnisse im Vinschgau näher beschrieben.

Geringe Bewölkungswerte resultieren in einer entsprechenden Strahlungsbilanz und verursachen im Vinschgau vergleichsweise höhere Jahresmitteltemperaturen als in den benachbarten Alpentälern.

Für den Erwerbsobstbau ist insbesondere die Niederschlagsdichte von Bedeutung. Im Vinschgau ist der Anteil von Tagen mit hoher Niederschlagsdichte im Vergleich zur Gesamtanzahl der Niederschlagstage relativ hoch (vgl. FISCHER 1974) und damit Ausdruck für das regelmäßige Vorhandensein von kurzzeitigen Starkniederschlägen mit oft negativen Folgen im landwirtschaftlichen, aber auch sichtbaren Konsequenzen im geomorphodynamischen Bereich durch initiale oder fortsetzende Abtragungsprozesse auf Verwitterungsdecken oder Lockerböden.

Die 1200 *m* bis 2500 *m* über die Talböden aufragenden Gebirgsumrahmungen, die zentrale Lage des Vinschgaus in den Alpen sowie die enorme Taltiefe bewirken somit ein autochthones Klima und erklären diese inneralpine Trockenheit. Vor allem die eingetiefte Talanlage führt im Untersuchungsraum gegenüber anderen Alpentälern zu einer regionalklimatischen Sonderstellung. LEIDLMAIR (1993) hat die relative regionale Eintiefung für verschiedene Täler im mittleren Alpenraum berechnet. Nach dieser Berechnung weist LEIDLMAIR dem Vinschgau die größten Eintiefungswerte zu.

Die dargelegten Faktoren machen das Vinschgau somit zu einem der trockensten Täler in den Alpen (vgl. SCHENK 1951; FISCHER 1967, 1974 u. 2002; OTTO 1974; RAMPOLD 1997), das sich insbesondere durch längere aride Phasen während der Vegetationszeit auszeichnet (vgl. UHLIG 1962).

Das gesamte Tal des Vinschgaus wird von der Etsch (zweitlängster Fluss Italiens) durchflossen und bildet damit den Hauptwasserlauf im Vinschgau. Sie entspringt östlich des Reschen, nimmt dabei in ihrem weiteren Verlauf eine Reihe von kleineren Wasserläufen auf und ist bezüglich ihres Abflussregimes überwiegend gletschergespeist (glaziales Regime mit dem Abflussmaximum im Juli und August). Das Einzugsgebiet der Etsch von ihrem Ursprung bis zur Töll (70 *km* Länge) umfasst ~1675 *km*²

(vgl. STACUL 1965). Bis zur Mündung in die Adria weitet es sich auf $\sim 12.000 \text{ km}^2$ aus (vgl. MÜLLER 1997). Von ihrem ursprünglichen und natürlich mäandrierenden Verlauf ist aufgrund zahlreicher Begradigungsmaßnahmen und Laufregulierungen kaum noch etwas vorhanden. Diese Regulierungsmaßnahmen begannen im Mittel- und Unter-
vinschgau bereits ab den 1820er Jahren mit dem Hauptziel, auf den ausgedehnten und nur extensiv bewirtschaftbaren Vernässungsflächen (regional als "Moose" bzw. "Möser" bezeichnet) eine bessere Nutzung zu ermöglichen (vgl. FISCHER 2003). Durch die Laufbegradigung und Querschnittsreduzierung der Etsch konnte eine Laufwegverkürzung und Bündelung des fließenden Wassers in ein schmaleres Flussbett erreicht werden. Dadurch vergrößerte sich das Sohlgefälle mit der Folge einer Erhöhung der Fließgeschwindigkeit und Flusseintiefung, was gleichzeitig eine reduzierte Sedimentation nach sich zog. Diese Maßnahmen wurden abschnittsweise in Form sogenannter "Durchstiche" (= dem Abschneiden von Flussbögen oder Mäandern) vollzogen und sind heute im Untersuchungsgebiet stellenweise noch sichtbar. Durch die Regulierung der Etsch konnte die Hochwasserhäufigkeit in vielen Talbereichen minimiert und neues Kulturland gewonnen werden. Eng verknüpft mit der fortschreitenden Entwicklung der Kulturlandschaft war die zunehmende Unterbindung der natürlichen Fließgewässerdynamik sowie der sukzessive Rückgang der Feuchtgebiete im Talboden (vgl. MÜLLER 1997). Dennoch zeichnen sich einige der untersuchten Standorte auch noch rezent durch einen sehr hoch anstehenden Grundwasserspiegel aus.

Die pedologischen Verhältnisse nehmen hinsichtlich der untersuchten Thematik eine sehr wichtige Stellung ein. Für den gesamten Untersuchungsraum liegen jedoch kaum auswertbare bodenkundliche Kartierungen oder Aufnahmen vor. Bodenkundliche Untersuchungen wurden lediglich im Rahmen von speziellen und meist räumlich sehr eng begrenzten Projekten durchgeführt (bspw. von FISCHER & WETZEL 1996 für den Raum Mittelvinschgau). Neuere bodenkundliche Daten für diese Region sind bei STIMPFL et al. (2006^{a+b}) zusammengestellt. Für Südtirol liegt zwar eine Bodenkarte im Maßstab 1:25.000 vor, die auf der Grundlage der Bodenklassifikation von KUBIENA (1953) erstellt wurde, jedoch basiert diese Kartierung nicht auf Bodenkartierungen im Gelände, sondern auf iterativen Ableitungen und Interpretationen anderen Kartenmaterials (vgl. FISCHER 1974). Insofern stützen sich die nachfolgenden Beschreibungen auf den Stand der (teils unveröffentlichten) Literatur, den sehr

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

interpolierten und marginalen Informationsgehalt der Bodentypenkarte Tirol (1:300.000) sowie auf die eigenen Beobachtungen und Erhebungen, welche nach den Vorgaben der AG BODEN (1994 u. 2005) im Gelände erhoben wurden (vgl. Abschnitt 5.2.1).

Aufgrund der überwiegend spätglazial (ca. 16.000 - 10.000 *a b.p.*) einsetzenden Pedogenese handelt es sich bei den Böden im Untersuchungsgebiet um sehr junge Böden. In den Hanglagen sind sie durch (auch noch rezent wirksame) Abtragungsprozesse beeinflusst und in den Tallagen durch entsprechende Auf- oder Überschüttung. Zudem ist zu berücksichtigen, dass sämtliche Böden des engeren Untersuchungsraumes infolge der intensiven Nutzung stark anthropogen überprägt sind (Kultsole i.w.S.).

Auf den glazialen und postglazialen Aufschüttungen der Murkegel sowie auf den aus silikatisch-kristallinem Material aufgebauten Schwemmkegeln und Moränen konnten sich aufgrund der guten mechanischen Aufbereitung des Materials stellenweise tiefgründige Böden entwickeln (vgl. FISCHER 1974). Der hohe Anteil an Grobblöcken in den Murkegeln bewirkt jedoch einen sehr grobskelettierten Aufbau des Bodenprofils, wie sich im Rahmen eigener Bodenprofilaufnahmen zeigte.

Der Talsohlenbereich wird vor allem von Braunerden und stellenweise in grundwasser-nahen Positionen auch von Auböden mit starken Hydromorphie Merkmalen geprägt. Zwar stehen im Einzugsgebiet der Etsch hier überwiegend silikatisch-kristalline Gesteine an, jedoch bewirken Substratbeimengungen aus dem Ortlergebiet (Ortler-Trias-Gesteine) im Bereich der Auenböden partiell einen nachweisbaren Carbonatgehalt mit entsprechenden Pufferwirkungen auf die *pH*-Werte in den Böden.

Hydromorphe Böden finden sich insbesondere im Bereich von ganzjährig grundwasser-beeinflussten Flachstrecken zwischen den größeren Murkegeln und gehen an Stellen zeitweiliger Überflutung und längerer Wasserstaus in Gleyform über. Graue und rendzinaartige Auböden als junge, geringmächtige Böden treten in den gefällschwachen Talabschnitten im Überflutungsbereich der Etsch auf (vgl. FISCHER 1974). Sichtbar wird dies durch den deutlich schwarz-gräulichen A-Horizont, der unmittelbar dem aus Flussschottern aufgebauten C-Horizont aufliegt. Örtlich treten hydrogen bedingte Versalzungserscheinungen auf (bspw. bei Kastelbell), die auf die Ascendenz von schwefelhaltigem Grundwasser in die oberen Bodenschichten zurückgeht (vgl. THALHEIMER 2004^a). Dagegen lässt der Typ des braunen Aubodens (vgl. FISCHER 1974)

in seinem Profil kaum noch Grundwasserbeeinflussung erkennen und zeichnet sich durch eine tiefe Verwitterung, hohe Wasserkapazität und gute Infiltrationseigenschaften aus.

In den Hangbereichen der Murkegel haben sich stellenweise mächtige (nach FISCHER 1974 teilweise über 80 *cm*) Braunerden mit guten Standorteigenschaften und hohen Nährstoffgehalten wegen der polymineralischen Zusammensetzung des Murmaterials entwickelt. Diese Lagen bildeten auch wegen der Grundwasserferne den Ausgangspunkt für den Erwerbsobstbau im Vinschgau. Die Profilmächtigkeit reduziert sich jedoch mit dem Anstieg der Hangneigung, was als Zeugnis für (stellenweise noch rezente) Abtragungsprozesse gelten kann. Örtlich haben sich auf dem kolluvialen Material und Murschutt auch Regosol-Braunerden entwickelt (vgl. FISCHER & WETZEL 1996).

Oberhalb der für diese Untersuchungen relevanten Höhenlagen nimmt der expositionelle Einfluss so sehr zu, dass in den jeweiligen Hangpositionen zwischen verschiedenen Bodentypen infolge unterschiedlicher pedogenetischer Prozesse unterschieden werden muss.

Die expositionell bedingten Unterschiede im Strahlungshaushalt von Sonnen- und Schattenhang des Längstalabschnittes finden ihren ökologischen Ausdruck auch in differenten Vegetationsformationen an den jeweiligen Talhängen.

So folgen über den azonalen Schwarzerlen-Auewäldern beziehungsweise den Traubeneichen-Wäldern der Murkegel auf der südexponierten Hangseite Flaumeichen- oder Steppenheide-Kiefernwälder bis in Höhen von 1200-1600 *m*, an welche sich bis knapp über 2000 *m* fichtenarme Lärchenwälder und darüber schließlich die Lärchen-Zirbenwälder anschließen. Auf der nach Norden exponierten Hangseite sind sowohl in der montanen als auch in der subalpinen Stufe Fichten-Lärchenwälder verbreitet und werden in Höhenlagen ab 2000 *m* von Lärchen-Zirben- oder Zirbenbeständen abgelöst. Auffallend ist, dass trotz der insgesamt feuchteren Standorte auf dem Nörderberg in der montanen Höhenstufe Buchenwälder oder auch nur Buchenbeimischungen, wie sie in den nördlichen oder südlichen Randalpen vorkommen, fehlen (vgl. FISCHER 2002).

Die südexponierte Seite steht ohnehin im scharfen Kontrast zur intensiv genutzten Landschaft in der Talsohle. Im Bereich von Laas finden sich in den unteren 500-1200 *m* die so genannten Laaser Leiten, die über weite Strecken von waldsteppenähnlichem

Buschwald und Trockenrasengesellschaften xerophiler Pflanzenarten eingenommen werden (vgl. STRIMMER 1964 u. 1994). Diese Vegetationsformationen sind das Resultat anthropogener Eingriffe in Form von Weidewirtschaft, welche die natürliche Vegetation (vermutlich ein thermophiler Flaumeichen-Mannaeschen-Wald) verdrängt haben. Infolge der Südexponierung kommt es vor allem im Hochsommer zu einer kräftigen Bodenerwärmung. Diese in Kombination mit den sehr geringen Feldkapazitäten der Böden fordern von den Pflanzen entsprechend hohe Anpassungen an die Trockenheit (vgl. STRIMMER 1964). Diese Trockenvegetation stellt eine Besonderheit des zentralalpinen Raumes dar und ist charakteristisch für Extremstandorte (vgl. FISCHER 2002; KOFLER-FUCHSBERG 2004).

Die natürliche Auwald- und Feuchtwiesenvegetation der Talbereiche wurde infolge der Flussregulierungsmaßnahmen weitestgehend zurückgedrängt. Heute dominieren in den Tallagen des gesamten Untersuchungsgebietes Kulturpflanzenbestände (v.a. Kernobstanlagen). MÜLLER (1997) beschreibt die ursprüngliche sowie die rezente Talbodenlandschaft im Vinschgau ausführlich.

4.3.2 Untersuchungsraum »Mittleres Etschtal«

Das Mittlere Etschtal beginnt an der Talstufe von Tölls-Plars, die durch den Murkegel vor dem Töllgraben gebildet wird, und reicht bis zu den aus Quarzporphyr aufgebauten Höhen bei Sigmundskron südwestlich von Bozen (vgl. Abb. 4-2).

Der geologische Untergrund dieser zweiten untersuchten Raumeinheit zwischen dem Meraner Becken und der Bozner Weitung ist großflächig von unterpermischen Quarzporphyrdecken (Bozner Quarzporphyr) geprägt. Innerhalb der permischen Bozner Quarzporphyrabfolge der Südalpen treten in verschiedenen Horizonten fluviale und lakustrine Sedimente auf (vgl. BRANDNER & MOSTLER 1982; BOSELLINI 1998). Immer wieder kommt es infolge von Spaltenfrost oder Starkregenereignissen zu kleineren und größeren Abbrüchen von den steilen Porphyrfelsen an den Flanken in die Taleinheit. Ermöglicht wird dies vor allem dadurch, dass das Wasser gut in die zu den Talhängen parallel verlaufenden Gesteinsspalten eindringen kann (vgl. STAINDL 2000). Dementsprechend werden die Randbereiche des breiten Talbodens (ca. 3 km Breite) meist von Schuttkegeln, aber auch Schwemmkegeln eingenommen (bspw. bei Nals, Andrian oder Terlan). Im Vergleich zum Vinschgau treten die Kegel in ihren

Dimensionen und ihrer Wirkung auf das Großrelief deutlich zurück. Auch eine Modifizierung des Talklimas ist hier nicht gegeben. Von der flachen und breiten Aufschüttungstalsohle des Mittleren Etschtales heben sich ebenfalls deutlich die steilen Hänge aus (vorwiegend rötlichem) Bozner Quarzporphyr ab.

Die Richtungsänderung des Etschtales von einer *W-E*-Erstreckung in eine *NNW-SSE*-Erstreckung ist von großer klimatischer Relevanz, denn sie ermöglicht das Eindringen von Luftmassen aus südlicher Richtung und damit eine deutlich maritime Beeinflussung. Die Gebirgszüge im Norden bewirken zudem eine thermische Gunstlage, wobei aber die jährlichen Niederschlagssummen leicht über denen des Vinschgaus liegen. Die expositionellen Unterschiede zwischen Sonn- und Schattengang treten gegenüber den Verhältnissen im Vinschgau naturgemäß deutlich zurück. Dennoch bestehen nachweisbare thermische Differenzen zwischen den westsüdwest- und den ostnordostexponierten Talseiten, die während der frühjährlichen Blüte- und Spätfrostzeit tägliche Strahlungssummen mit Unterschieden von bis zu 800 J/cm^2 ($\sim 190 \text{ cal}$) empfangen (vgl. JACOBET 1992). Die geringe Seehöhe dieser Region sowie die Talöffnung nach Süden und die Abschirmung nach Norden können somit als Hauptfaktoren für die Klimagunst genannt werden. Der vielzitierte mediterrane Einfluss ist dagegen wohl eher als Folge der genannten Gegebenheiten zu interpretieren, denn im langjährigen Mittel fallen in allen Landesteilen die meisten Niederschläge (wie auch nördlich der Alpen) von Mai bis August (vgl. FEUERSTEIN 1999). Ein typisch mediterranes Klima zeichnet sich dagegen durch eine ausgeprägte Sommertrockenheit aus – diese aber ist in der untersuchten Region nicht gegeben. Für die nahe im Untersuchungsraum gelegene Station Bozen (254 m über NN) errechnet* sich ein langjähriges jährliches Niederschlagsmittel von 717,5 mm bei durchschnittlich 80 Niederschlagstagen im Jahr mit einem Jahresmittelwert der Temperatur von $12,2^\circ\text{C}$, wobei das mittlere monatliche Temperaturmaximum mit $28,5^\circ\text{C}$ im August und das mittlere monatliche Temperaturminimum mit $-3,9^\circ\text{C}$ im Januar liegt. Die Monatsmittel sinken hier ebenfalls zwischen April und einschließlich Oktober nicht unter die 10°C .

* (Berechnungen basieren auf einer Messzeitreihe der Station "Bozen" von 1921-2003 des Hydrographischen Amtes Bozen)

Dennoch ist auch das Mittlere Etschtal aufgrund der Reliefverhältnisse durch eine besondere Spätfrostgefährdung gekennzeichnet. Die seitlichen Randhöhen durch die Gebirgszüge, welche sich um bis zu mehr als 1.600 m über den Talboden erheben, verursachen durch die markante Horizontüberhöhung eine deutliche Verkürzung der

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Einstrahlungszeit, während aufgrund der großen Talsohlenbreite von 2-3 *km* die nächtliche Ausstrahlung im Talbereich nahezu ungehindert wirksam werden kann (vgl. FISCHER 1988; JACOBET 1987 u. 1992).

Die hydrologischen Verhältnisse differenzierten bis zur Durchführung entsprechender Verbauungs- und Verlegungsmaßnahmen die Landnutzung in diesem Talabschnitt. Im Bereich des Mittleren Etschtales nimmt die aus dem Vinschgau fließende Etsch mit einem sehr flachen Gefälle von 1,1-2‰ ihren weiteren Weg gegen Bozen, so dass der Fluss im Laufe der Zeit infolge von Sedimentationsprozessen sein Bett erhöht und bei Hochwasserführung immer wieder seine Ufer durchbrochen hat. Überschwemmungen (vor allem im Herbst) und mehrfache Laufverlegungen waren daher vor der Regulierung die Folge (vgl. FISCHER & LEIDLMAIR 1975). Ein deutlicher Wandel ging mit der Regulierung der Etsch, der Korrektur der beiderseitigen Zuflüsse und Gräben sowie Entwässerungsmaßnahmen einher, die im Zusammenhang mit dem Bahnbau von Bozen nach Meran ab 1879 stattgefunden haben (vgl. FISCHER 2002).

Diese hydrologischen Bedingungen haben maßgebenden Einfluss auf die pedologische Situation. Während im Untervinschgau die Mur- und Schwemmkegel flächenmäßig den Hauptanteil der Obstanbauflächen bilden, übernehmen im Untersuchungsraum des Mittleren Etschtales vor allem die Talbodenbereiche mit ihren meist semiterrestrischen Böden diese Funktion.

Den Böden im Bereich der Etschtalsole kommt daher in diesem Untersuchungsgebiet eine zentrale Bedeutung zu, denn der überwiegende Anteil an obstbaulich genutzten Flächen liegt auf diesen, von einer anuellen sowie auch diurnalen Auendynamik geprägten, Schwemmböden. Von THALHEIMER (1999^{a+b}, 2000, 2002, 2004^a u. 2006) liegen Beschreibungen über die verschiedenen Bodentypen dieser Region bis hinunter nach Überetsch vor.

Die lokale Geologie (carbonatisch bis silikatisch) und Unterschiede in den paläofluvialen Sedimentationsbedingungen schufen in Kombination mit der Einschaltung von Mur- und Schwemmkegelsedimenten ein heterogenes und durchaus kleinräumig variables Muster an Ausgangssubstraten für die Bodenbildung. Die Talböden sind meist skelettarm und entwickelten sich aus initialen Bodentypen (Rambla oder Paternia) in Abhängigkeit vom Carbonatgehalt im Ausgangssubstrat meist zu braunen oder grauen Auenböden (Bodentypen Kalkpaternia oder Vega).

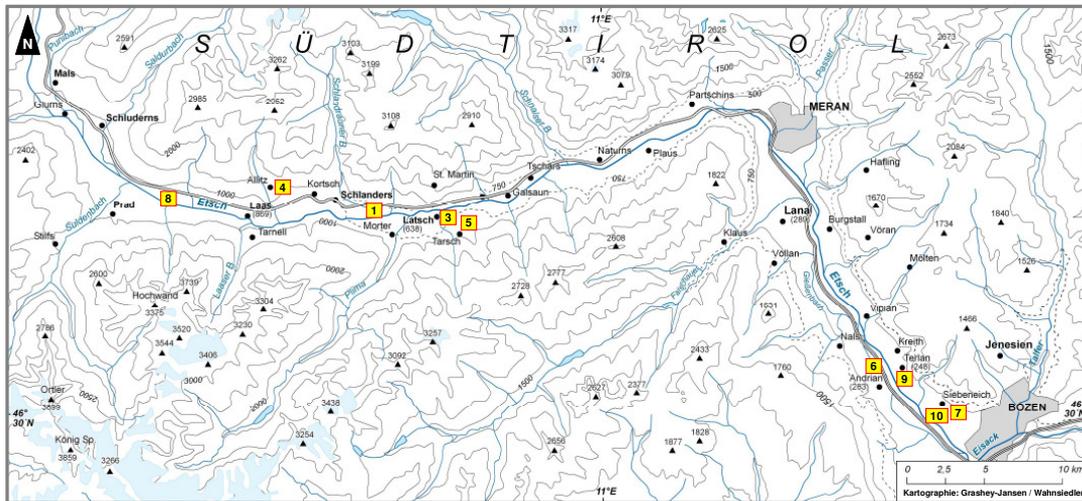
Die tiefe Lage im Relief zieht für die meisten Standorte die Dominanz diverser hydromorpher Bodenprägungen nach sich. Die heutige Bodenvergesellschaftung in diesem Raum ist vor dem Hintergrund umfangreicher Entwässerungs- und Meliorationsmaßnahmen (vor allem im 17.-18. Jahrhundert) bis in die jüngere Vergangenheit hinein zu sehen. Nur dies ermöglichte eine Nutzbarmachung für den gewerblich orientierten Obstanbau. Im Vergleich zum Untersuchungsraum Untervinschgau begannen im Raum des Mittleren Etschtales die Flussregulierungsmaßnahmen an der Etsch zwar auch etappenweise, aber etwa 50 Jahre später (1880-1896), und wurden vor allem durch den notwendig gewordenen Eisenbahnbau (1879-1881) sowie die Angst durch vorangegangene Sumpffieber-Epidemien (vgl. STOLZ 1936) forciert. Bei UNTERHUBER (1993) und WERTH (2003) finden sich zu dieser Thematik umfassende Ausführungen (vgl. auch KUSTACHER 2004).

Neben der hier sehr aktiven Grundwasserdynamik spielen partiell auch Korngrößenbedingte Staulagen im Bodenprofil eine Rolle, indem sie ascendente und descendente Wasserbewegungen blockieren. Insbesondere bei Bewässerungsfragen sind diese Aspekte von größter Relevanz, da der hohe Grundwasserstand den Oberboden durch kapillaren Wasseraufstieg stellenweise ausreichend mit Wasser versorgt und damit den Wasserbedarf der Kulturpflanzen zu decken vermag, so dass in bestimmten Bereichen zeitweise auf eine Bewässerung verzichtet werden kann (vgl. THALHEIMER 2004^a u. 2005).

Infolge des geringeren Einflusses expositioneller Unterschiede finden sich im Bereich des Mittleren Etschtales auf beiden Talseiten die gleichen Höhenstufen der Vegetation. Vom Talbodenbereich bis in etwa 700 m Höhe findet sich ein wärmeliebender Niederwald mit Flaumeichen, Hopfenbuchen und Mannaeschen. Auf diesen Bereich folgen auf nährstoffarmen und flachgründigen Standorten Kiefernwaldgesellschaften und werden an schattigen (deshalb tiefgründigeren und nährstoffreicheren) Stellen von buchenreichen Waldgesellschaften abgelöst. Zur Höhe hin schließen montane und subalpine Fichten- beziehungsweise Lärchen-Fichtenwälder ab. In der Talsohle sind nur noch wenige Areale der ursprünglichen Auen- und Bruchwälder erhalten. Wie im Untersuchungsraum Untervinschgau dominieren auch hier Kulturpflanzenbestände (v.a. Monokulturen in Form von Kernobstanlagen). Der Rückgang des Ackerbaus ist dort mittlerweile soweit fortgeschritten, dass auf ihn 1990 weniger als 1% der gesamten land- und forstwirtschaftlichen Betriebsfläche entfielen (vgl. FEUERSTEIN 1999).

4.4 Lage und Beschreibung der Untersuchungsstandorte

Die Verteilung der Untersuchungsgebiete im Gesamttraum zeigt Abbildung 4-3.



1	Mess-Station SCHLÄNDERS	[700m ü NN]	(10°47'53,34"/46°37'49,72")
3	Mess-Station LATSCH	[669m ü NN]	(10°52'6,28"/46°37'10,93")
4	Mess-Station ALLITZ	[1011m ü NN]	(10°43'4,84"/46°37'52,79")
5	Mess-Station TARSCH	[818m ü NN]	(10°52'92,99"/46°36'74,61")
6	Mess-Station TERLAN I	[243m ü NN]	(11°13'70,17"/46°31'95,21")
7	Mess-Station BOZEN I	[237m ü NN]	(11°17'95,03"/46°29'94,03")
8	Mess-Station LAAS	[887m ü NN]	(10°40'81,95"/46°37'40,4")
9	Mess-Station TERLAN II	[244m ü NN]	(11°15'2,41"/46°31'29,84")
10	Mess-Station BOZEN II	[235m ü NN]	(11°17'85,57"/46°29'87,96")

Abb. 4-3: Lage der Einzelstandorte im Untersuchungsraum.
(Quelle: eigener Entwurf)

(Hinweis: Der hier nicht aufgeführte Standort ST2 wurde wegen technischer Probleme aus den Untersuchungen und Analysen ausgeschlossen. Die fortlaufende Nummerierung wurde aus organisatorischen Gründen jedoch beibehalten!)

Bei der Auswahl der Standorte für die Installation der Messstationen wurde bewusst auf eine heterogene Verteilung hinsichtlich der physisch-geographischen Gegebenheiten geachtet, um die im Untersuchungsraum vorhandenen Standortdifferenzen miteinander in einen Vergleich bringen zu können. Da zwischen den einzelnen Apfelsorten sehr große Unterschiede hinsichtlich des Wasserverbrauchs bestehen können (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000; BACKES & BLANKE 2003), wurde unter den gewählten Standorten streng auf eine vergleichbare Sortenzusammensetzung geachtet.

Hinsichtlich der relevanten pomologischen Bestandsfaktoren (Alterklasse, Apfelsorte, Phänologie etc.) war dagegen eine weitgehende Homogenität beabsichtigt, um eine vergleichbare ökologische Anspruchsbasis der Pflanzungen zu gewährleisten. Nur so kann der Einfluss verschiedener Standortfaktoren auf den Bodenwasserhaushalt extrahiert werden.

Bis auf die beiden Standorten ST7 und ST10 (Bozen I und Bozen II) werden alle Messflächen durch Oberkronenberegner bewässert. Auf den Messflächen von Bozen I und Bozen II sind dagegen Schläuche zur Tropfbewässerung installiert.

Etwa 90% der Kernobstanlagen im Untersuchungsgebiet werden durch Oberkronenberegner mit Wasser versorgt. Trotz vorhandener ökologischer sowie ökonomischer Nachteile durch ungleichmäßige Wasserverteilung, beträchtliche unmittelbare Verdunstungsraten, starken Windeinfluss und hohen Wartungsaufwand sind die Oberkronenberegner aufgrund der praktizierten Frostschutzberegnung essentiell. Die Einzeltropfenbewässerung stellt zwar vor allem unter ökologischen Gesichtspunkten eine optimierte Alternative dar, kann aber aufgrund der bodennahen und zielgerichteten Wassergabe keinen Frostschutz der Blüten und Knospen bewirken. Eine Kombination der genannten Verfahren ist beiden Zwecken dienlich, wird jedoch vor allem wegen der hohen Investitionskosten bisher nur vereinzelt umgesetzt.

Vor dem Hintergrund dieser Aspekte wurde im Untersuchungsraum des Mittleren Etschtales bewusst eine abweichende Auswahl getroffen, um zwischen Bozen I/II (Tropfbewässerung) und Terlan I/II (Oberkronenberegnung) die unterschiedlichen Wirkungsgrade der Bewässerungsformen bodenhydrologisch beurteilen zu können. Beide Teilräume gleichen sich aufgrund ihrer Lage im Relief, der Nähe zum Vorfluter Etsch und partiell auch hinsichtlich ihrer pedologischen Standorteigenschaften.

Im Untersuchungsraum Untervinschgau bedingt die dort vorhandene geomorphologische Vielfalt (vgl. Abschnitt 4.3) die Auswahl typischer Standorte. Diese liegen überwiegend im gesamten Talbodenbereich sowie in den unteren Höhenlagen der Mur- und Schwemmkegelregionen. Aufgrund der im untersuchten Bereich vorhandenen E-W-Quertalstreckung, sind jedoch im Vergleich zum Raum des Mittleren Etschtales naturgemäß deutlich gravierendere expositionelle Einflüsse gegeben. Um diese mit in die Untersuchungen einzubeziehen, wurden neben zwei im Talsohlenbereich positionierten Standorten (ST1 und ST8) drei weitere Standorte in nordexponierter (ST3

4. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

und ST5) sowie südexponierter Lage (ST4) gewählt. Alle im Untervinschgau untersuchten Standorte werden durch Oberkronenberegner bewässert. Eine Ausnahme bildet der Standort ST1 (Schlanders), der ab dem Beobachtungsjahr 2005 zusätzlich mit einer Tropfberegnungsanlage ausgestattet wurde.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

5.1 Methoden der Datenerfassung

Aus den in Abschnitt 2.2 aufgeführten Zielsetzungen leitet sich die Notwendigkeit der messtechnischen Erfassung verschiedener Parameter ab. Im Mittelpunkt der Messungen stand dabei die tiefendifferenzierte Erfassung der Saugspannungen im Boden als zentrale Zielgröße (vgl. Abschnitt 5.1.4). Auf diese Zielgröße hin war neben umfangreichen pedologischen Untersuchungen (vgl. Abschnitt 5.1.1), die messtechnische Erfassung weiterer zeitvariabler Parameter notwendig. Hierzu zählen neben der Erfassung diverser meteorologischer Einflussfaktoren (vgl. Abschnitt 5.1.7 und Abschnitt 5.1.8) vor allem auch die zeitgereichte Messung von Grund- und Flusswasserpegeldaten (vgl. Abschnitt 5.1.10 und 5.1.11) sowie das automatisierte Erfassen der Bewässerungsintervalle (vgl. Abschnitt 5.1.6).

Zur Beurteilung des bodenhydrologischen Wirkungsgrades potentieller (Einfluss-) Parameter war primär deren zeitlich hochaufgelöste Erfassung notwendig. Für einen Großteil der Parameter konnte nicht auf vorhandene Fremddatensätze zurückgegriffen werden, sondern es war die Entwicklung einer eigenen Erfassungsmethodik und -strategie erforderlich. Dies wurde durch die Konstruktion von Dataloggern realisiert (vgl. Abschnitt 5.1.3), welche eine äquidistante Zeitreihenerfassung verschiedener Messgrößen ermöglichten. Hinzu kam die Zusammenstellung geeigneter Sensoren und Messapparaturen und ihre Anbindung an die jeweiligen Speichereinheiten, um die Saugspannungen im Boden, die Pegel der Grundwasserstände sowie die Luft- und Bodentemperaturen, die relativen Luftfeuchten und die Bewässerungsintervalle zu erfassen. Dieser Messaufbau musste im Gelände entsprechend positioniert und auf seine Funktionsfähigkeit hin mehrfach überprüft werden, bevor die kontinuierlichen Messaufzeichnungen beginnen konnten.

In Tabelle 5-1 sind vorab sämtliche Erfassungsgrößen (Fremd- und Eigenerhebungen) in einem Überblick zusammengestellt. Eine genaue Beschreibung der Erfassungsmethoden sowie die Einordnung und eigentliche Begründung zur Erfassung von Ziel- und Einflussgrößen wird zweckgemäß in den jeweiligen Abschnitten zur Methodik gegeben (vgl. die folgenden Abschnitte 5.1.1 bis 5.1.11).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Tab. 5-1: Durchgeführte Messungen und Datenquellen in ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung.
(Quelle: eigene Zusammenstellung)

Parameter	Messung	Messjahre	Anzahl Mess-Standorte	zeitliche Auflösung	räumliche Auflösung
Bewässerung	eigene	- / 2004 / 2005	9	minütlich	am Standort
Bodenprofil	eigene	2003 / 2004 / 2005	9	singulär	am Standort
Bodentemperatur	eigene	- / 2004 / 2005	9	60min	am Standort
Bodenwassergehalt	eigene	2003 / 2004 / 2005	9	episodisch	am Standort
Flusspegel	HGA	2003 / 2004 / 2005	3	10min	standortnahe
Grundwasserpegel	eigene	2004 / 2005	9	60min	am Standort
Grundwasserpegel	HGA	2003 / 2004 / 2005	58	60min	standortnahe
Infiltration	eigene	- / - / 2005	9	singulär	am Standort
Korngrößenanalyse	eigene	2003 / 2004 / 2005	9	singulär	standortbezogen
Lufttemperatur	BRR	2003 / 2004 / 2005	30	15-30min	standortnahe
Lufttemperatur	HGA	2003 / 2004 / 2005	30	60min	standortnahe
Lufttemperatur (PB)	eigene	- / 2004 / 2005	9	60min	am Standort
Niederschlag	BRR	2003 / 2004 / 2005	30	15-30min	standortnahe
Niederschlag	HGA	2003 / 2004 / 2005	30	60min	standortnahe
Niederschlag (kum.)	eigene	- / 2004 / -	9	10tägig	am Standort
rel. Luftfeuchte (PB)	eigene	- / - / 2005	9	60min	am Standort
rel. Luftfeuchte	BRR	2003 / 2004 / 2005	9	15-30min	standortnahe
Saugspannung	eigene	2003 / 2004 / 2005	9	60min	am Standort
weitere Bodenanalysen	eigene	2003 / 2004 / 2005	9	singulär	standortbezogen

BRR = Messung des Südtiroler Beratungsringes für Obst- und Weinbau HGA = Messung des Hydrographischen Amtes Bozen PB = im Pflanzenbestand

5.1.1 Bodenkundliche Profilaufnahmen und Laboranalysen

Zur Beurteilung der pedologischen Standorteigenschaften war die Aufnahme und Beschreibung von Bodenprofilen im Gelände notwendig.

Methodik:

Zur pedologischen Standortanalyse wurden die Böden aller untersuchten Standorte im Gelände einer detaillierten Profilbeschreibung nach *DIN* 19682-2 und den Vorgaben der AG BODEN (1994 u. 2005) unterzogen.

Da die Mächtigkeit der maximal durchwurzelten Bodentiefe (= effektiver Wurzelraum) neben der Bodenartenverteilung im Profilaufbau ein entscheidendes Kriterium für die Beurteilung der Wirksamkeit pflanzenverfügbarer Wasseranteile darstellt, wurde sie im Rahmen der bodenkundlichen Feldarbeiten soweit wie möglich mit erfasst.

Zudem wurden nach der Bodenprofilansprache im Gelände horizontweise Bodenproben aus den frischen Aufschlüssen für weiterführende Analysen im Labor entnommen, um die Ergebnisse der Feldmessungen entsprechend zu prüfen und zu ergänzen. Sämtliche Laboranalysen wurden unter konstantem Luftdruck und konstanten Lufttemperaturen durchgeführt. Es wurde stets mit mindestens 2 Parallelproben gearbeitet und die Anzahl der Parallelproben gegebenenfalls erhöht.

Die Durchführung horizontbezogener Korngrößenanalysen stand im Vordergrund der Laborarbeiten. Hierzu wurde basierend auf der STOKES'schen Sedimentationsgleichung unter Einhaltung von *DIN 52098* und *DIN 66115* und das kombinierte Sieb- und Pipettverfahren nach KÖHN (1928) durchgeführt (vgl. BARSCH et al. 1984; SCHLICHTING et al. 1995). Dieses Verfahren gilt für die Ermittlung der Korngrößenverteilung und Bodenart als etabliert und weist lediglich im Tonfraktionsbereich vernachlässigbare Ungenauigkeiten gegenüber laseroptischen Partikelanalysen auf (vgl. LESER 1977; ROTH et al. 2005).

Zuvor wurde die organische Substanz durch eine H_2O_2 -Behandlung herausgelöst und die Bodenproben im Anschluss daran unter Verwendung von $Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$ (Natriumdiphosphat-Decahydrat) einer Dispergierung unterzogen.

Die dispergierten Lösungen wurden nach dieser Vorbehandlung unter Anwendung der Methode nach KÖHN auf ihre Schluff- und Tonanteile hin untersucht. Zur störungsfreien Pipettierung wurde ein schienengelagertes Pipettiergerät (Fa. EIJKELKAMP) verwendet. Die Bestimmung der Sandanteile erfolgte durch Siebanalysen (= Nass-Siebung) im Siebturm ($0,63 \mu m / 0,2 \mu m / 0,063 \mu m$).

Nach der Eindampfung und Rückwägung der Aliquoten und Suspensionen wurden durch gravimetrisch-volumetrische Berechnung die jeweiligen Einzelfractionen bestimmt und prozentual auf die jeweilige Gesamtprobe zurückgerechnet. Die entstandenen Pipettierverluste und die Siebfehler waren dabei so gering, dass sie durch rechnerische Rundung entsprechend korrigiert werden konnten.

Die Carbonatgehalte wurden anhand der SCHEIBLER-Methode (vgl. REUTER 1962) nach *DIN 18129* unter Verwendung der entsprechenden Apparatur (Fa. EIJKELKAMP) quantifiziert. Auf eine sonst übliche differenzierte Anteilsberechnung von $CaCO_3$ (Calcit) und $CaMg(CO_3)_2$ (Dolomit) wurde angesichts der eigentlichen Fragestellung verzichtet. Zusätzlich durchgeführte Versuche mit der Carbonat-Bombe (vgl. MÜLLER

& GASTNER 1971) erbrachten trotz einer Eichung mit reinem $CaCO_3$ keine weiterführenden Ergebnisse.

Die Anteile an organischer Substanz wurden durch die Glühverlust-Methode nach *DIN* 18128 gravimetrisch bestimmt. Nach entsprechender Vorbehandlung durch Mörsern der Proben und Trocknung bei $105^\circ C$ wurde auf eine langsame und stetige Erhitzung des Muffelofens bis $600^\circ C$ geachtet, um eine Sinterung der Kieselsäureanteile zu verhindern. Dadurch konnte sichergestellt werden, dass keine humosen Stoffe eingeschlossen und damit der Verbrennung entzogen wurden. Prinzipiell muss bei der Verwendung dieser Methodik bedacht werden, dass Proben mit höheren Tongehalten hygroskopisch und chemisch gebundene Wasseranteile erst bei Temperaturen von deutlich über $105^\circ C$ (= konventionelle Trocknungstemperatur) freigeben und somit eventuell zu hohe Glühverluste vorgetäuscht werden, weil diese Wasseranteile in der Erstwägung noch enthalten sind.

Die *pH*-Werte wurden durch potentiometrische Messungen mithilfe einer digitalen Einstab-Messkette (Fa. HANNA) bestimmt und dienen vor allem als Hilfsparameter für die Ableitung pedogenetischer Prozesse und damit der Bodentypisierung.

5.1.2 Bestimmung der Oberboden-Infiltrationsraten

Die Infiltration als die vertikal nach unten gerichtete Bewegung des Sickerwassers in den trockenen Boden findet dann statt, wenn das Matrixpotential Ψ_m höher ist als es dem Gleichgewicht mit dem freien Grund- oder Stauwasserspiegel entspricht (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002; Gl. 5-1):

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z > 0 \quad [\text{Gl. 5-1}]$$

mit:

Ψ_h = hydraulisches Potential

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_z = Gravitationspotential

Beim Infiltrationsprozess muss das Matrixpotential an der Feuchtefront stets höher sein als das Matrixpotential im Bodenraum darüber. Zudem kann im gesättigten Zustand allein aufgrund der Gravitation eine Infiltration erfolgen, wenn das Wasser nach unten hin abgeführt werden kann (vgl. DYCK & PESCHKE 1995).

Der die Wasserbewegung antreibende hydraulische Gradient ist im ungesättigten Bereich (negativer Porenwasserdruck) i.d.R. deutlich größer als im gesättigten Bereich (positiver Porenwasserdruck). In Böden, die unter einem Bewässerungseinfluss stehen, findet die Infiltration unter instationären Bedingungen statt, das bedeutet, der hydraulische Potentialgradient Ψ_h nimmt bei zunehmend gesättigten Bedingungen ab.

Die Infiltration als Prozess ist damit vor allem auch von den standortspezifischen Bodenfaktoren (Porenraum, Quellvermögen, Verdichtungen etc.) abhängig. Neben den ereignisunabhängigen Faktoren sind bei der Beurteilung von Infiltrationseigenschaften aber auch ereignisabhängige Faktoren zu berücksichtigen (vgl. MARTIN & KAINE 1988; BAUMGARTNER 1996). Die Infiltrationsrate definiert sich nach AG BODEN (1994 u. 2005) als jene Wassermenge, die in der Zeiteinheit je Flächeneinheit senkrecht in den Boden eindringt.

Ziel der durchgeführten Infiltrationsmessungen war es, eine Vergleichsbasis für die verschiedenen Standorte im Untersuchungsraum zu schaffen, um damit Kenngrößen und Richtwerte für die weiterführenden Analysen (v.a. hinsichtlich der künstlichen Niederschlagsdichten) zu erhalten. Aus den Messungen konnte die Infiltrationsrate k_i (vgl. Gleichung 5-2) berechnet und auch kumulativ dargestellt werden:

$$k_i = \frac{q_M}{t_M} \quad [\text{Gl. 5-2}]$$

mit:

k_i = Infiltrationsrate [mm/min]

q_M = infiltrierende Wassermenge innerhalb eines Messzeitraumes [mm]

t_M = Messzeitraum [min]

Verschiedene Feldmethoden zur Ermittlung der Infiltrationsraten (Open-End-Bohrloch-Test, Beet-, Einzelring-, Bohrloch-, Sprinkler-, Tensions-, Hauben- oder Tropf-Infiltrimeter etc.) sind u.a. bei WITHERS & VIPOND 1978, BURGHARDT 1984, LEHMANN 1994, REYNOLDS & ELRICK 1990, WINZIG 1997 und BLETTGEN & BURGHARDT 1999 beschrieben.

BLETTGEN & BURGHARDT (1999) sprechen vor allem der Doppelringinfiltrimeter-Methodik eine hohe Eignung bezüglich Genauigkeit und Aussagekraft bei der Erfassung von Infiltrationseigenschaften des Bodens zu. Diese Methode wurde bereits in vereinfachter Weise von MUSGRAVE (1955), BAUMGART (1965) sowie von SCHAFFER & COLLINS (1966) beschrieben und schon 1956 von WALTER auf synthetischen Böden angewendet. Die Ermittlung der Infiltrationsrate unter Verwendung eines Doppelringinfiltrimeters bietet deshalb nennenswerte Vorteile, weil die Infiltration oberflächennahe erfolgt und damit der Einfluss der Hauptdurchwurzelungszone, der Bodenverschlämmung und letztlich der zeitliche Verlauf der potentiellen Infiltrationsrate relativ gut beurteilt werden kann (vgl. NAMUTH 1986). Gegenüber einer labortechnischen Bestimmung der Infiltrationsraten hat diese Feldmethode den Vorteil, dass unter weitgehend natürlichen und damit ungestörten Bodenbedingungen die Infiltrationsraten *in situ* vor Ort bestimmt werden. Diese und andere wichtige Einflussparameter können im Labor nicht simuliert werden. Eine Abschätzung der Infiltrationseigenschaften aus der Korngrößenverteilung ist zwar prinzipiell möglich, aber nicht für alle Böden anwendbar, da hierbei das bodenhydrologisch relevante Gefüge keine Beachtung findet. Auch Methoden der k_f -Ermittlung anhand von ungestörten Stechzylinderproben im Labor sind aufgrund der stark reduzierten Querschnittflächen hinsichtlich ihrer Aussagekraft zu hinterfragen.

Infiltrationsmessungen sind, wie alle punktuellen Messungen, aufgrund einer hohen (klein-) räumlichen Variabilität immer mit den üblichen Übertragungsproblematiken behaftet (vgl. bspw. SCHIFFLER 1992). Probleme bei Doppelringinfiltrimetermessungen entstehen vor allem auf steinigem Untergrund, wenn Einzelsteine an die Infiltrimeterwandung angrenzen und dort vom Wasser umströmt werden. Zudem entspricht eine flächenhafte Wasserüberstauung nicht den natürlichen Infiltrationsverhältnissen, sondern repräsentiert, streng genommen, nur die Infiltration einer stehenden Wassersäule in den Boden. Das heißt, ein Infiltrimeter misst eigentlich die Wasseraufnahme unter gefluteten statt unter berechneten Verhältnissen (vgl. WITHERS &

VIPOND 1978). Der Infiltrationsvorgang bei Beregnung unterscheidet sich naturgemäß deutlich von jenem der Oberflächenflutung. Auch die unterschiedliche Auflast der Wassersäule führt zu Ungenauigkeiten in den Messungen (vgl. ROWELL 1994). Eine größere Überstaunungsfläche minimiert deutlich den Einfluss kleinräumig variabler Faktoren (vgl. MOHS et al. 2002). BURGHARDT (1984) ermittelte unter der Anwendung von geostatistischen Verfahren eine Mindest-Messflächengröße von 1-2 m^2 , welche beispielsweise durch die Verwendung eines Beetinfiltrometers gewährleistet werden kann. Derartige Überstaunungsflächen können aber nur unter einem extrem hohen Zeit- und Kostenaufwand auf baumfreien Flächen realisiert werden. Bedingt durch diese und andere Schwierigkeiten wird die Infiltration häufig alternativ durch deren Indikatoren beschrieben (vgl. bspw. LIEBIG & DORAN 1999; GLOVER et al. 2000).

Die Oberboden-Infiltrationsraten und Infiltrationskapazitäten wurden aus den dargelegten Gründen im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen mit dem Doppelringinfiltrometer regulativ und kumulativ nach *DIN* 19682-7 bestimmt. Ziel dieser Messungen war es, die Infiltrationsraten des Oberbodens zu bestimmen und daraus *in-situ* deren k_f -Werte als ein Maß für die Infiltration näherungsweise und standortspezifisch abzuschätzen. Allerdings ist es in der Regel nur bei vollständiger Wassersättigung im Boden möglich, die Infiltrationsrate k_i mit dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f gleichzusetzen. Diese Sättigung konnte im Rahmen der eigenen Untersuchungen nicht erreicht werden. Jedoch ermöglichte die Verwendung der finalen Infiltrationsraten k_i zumindest eine Annäherung an die Beurteilung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, da die Oberbodenbereiche zu diesen Zeitpunkten durch die vorangegangene Infiltration (mind. 50 Minuten) bereits sehr stark vorgesättigt waren (s.u.). Somit herrschten bereits überwiegend quasi-stationäre Infiltrationsverhältnisse.

Durch die folgende Gleichung (Gl. 5-3) konnten, basierend auf dem DARCY-Gesetz, aus der zugegebenen Wassermenge und der Messzeitdauer die k_f -Werte abgeschätzt werden. Da diese Werte mit großer Sicherheit nicht unerheblich von den exakten k_f -Werten abweichen, werden sie hier lediglich als näherungsweise bestimmte k_f -Werte bezeichnet (= k_{fn} -Werte).

$$k_{fn} = \frac{Q}{t \cdot A} \quad [\text{Gl. 5-3}]$$

mit:

k_{fn} = näherungsweise Filtrationskoeffizient [mm/min]

Q = Infiltrationsmenge [L] (berechnet über das Zylindervolumen $V = \pi \cdot r^2 \cdot h$)

t = Zeit der Infiltration [s]

A = Fläche des Innenrings [m^2] (berechnet über die Kreisfläche $A = \pi \cdot r^2$)

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_f) ist zwar ein wichtiger bodenphysikalischer Kennwert, allerdings für die vorliegende Fragestellung vergleichsweise irrelevant, da im gesamten Untersuchungsgebiet (mit Ausnahme der vom Grundwasser gesättigten Bodenzonen) keine gesättigten Verhältnisse auftreten.

Die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_u) wäre dagegen von weit größerem Interesse, da sie vor allem bei der Beregnung zum Tragen kommt. Jedoch ist sie messtechnisch aus Zeit- und Kostengründen nicht durchführbar gewesen. Deshalb erscheint zum reinen Zweck des Standortvergleichs die näherungsweise Berechnung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten sowie die Bezeichnung dieser als k_{fn} -Werte als gerechtfertigt, sofern auf die modifizierten Randbedingungen hingewiesen wird. Zur Problematik, welche bei der Bestimmung gesättigter und ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeiten generell besteht, sei auf die entsprechende Literatur verwiesen (bspw. HERRMANN 1977; HARTGE & HORN 1992 u. 1999; KUNTZE et al. 1994; HÄRTLING 1996; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Methodik:

Zur Messung wurden zwei mittig zueinander liegende Edelstahlzylinder (Außenringdurchmesser 60 cm / Innenringdurchmesser 30 cm; vgl. Abb. 5-1) 10 cm in den Boden eingeschlagen, so dass seitlich kein Wasser ausfließen konnte. Die Ringinfiltrometer wurden in der Mitte der Fahrgassen in den Obstanlagen positioniert, um den infiltrationshemmenden Einfluss von Bodenverdichtungen (Fahr- und Tritts Spuren) zu reduzieren. Als Einschlaghilfe wurde eine Schlagplatte verwendet, welche die Schlagkraft gleichmäßig auf alle Ringkanten verteilt und damit eine minimale Bodenzerstörung an den Schneidekanten garantierte.

Hierbei wurde auf eine einheitliche Einschlagtiefe von 10 cm geachtet, um die Wirkung der randlichen Bodenzerstörung möglichst gering zu halten. Während des Messvorgangs wurden beide Ringe mit Wasser aufgefüllt. Um Verschlämmungen an der Bodenoberfläche beim ersten Einfüllvorgang zu vermeiden, wurde der Boden hierzu mit einem Schwammtextil belegt, welches unmittelbar nach dem ersten Füllvorgang wieder vorsichtig entnommen wurde.

Das Wasser wurde in beiden Ringen stets auf dem gleichen Niveau und damit gleichem hydrostatischen Druck gehalten. Diese Vorgehensweise verhinderte durch die gleichwertige Infiltration im Außenring ein laterales Ausweichen des infiltrierenden Wassers im Innenring. Die Außenringinfiltration bildet dabei eine wirksame Pufferzone. Der Zweck der Doppelringanordnung besteht somit darin, unterhalb des Innenrings eine möglichst eindimensional-vertikale Strömung zu gewährleisten (vgl. WITHERS & VIPOND 1978; NAMUTH 1986; ROWELL 1994; BLETTGEN & BURGHARDT 1999).

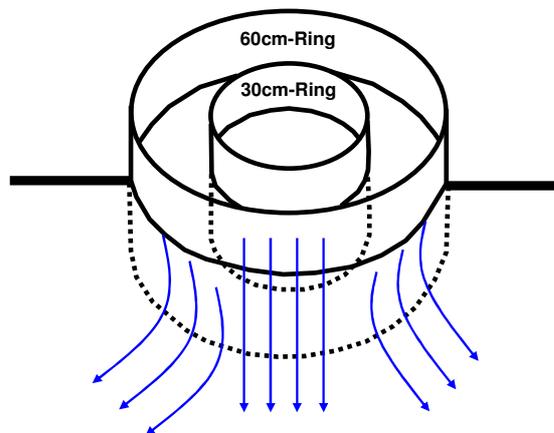


Abb. 5-1: Messprinzip und Funktionsweise des Doppelringinfiltrometers.
(Quelle: eigener Entwurf)

Bei einem höheren Wasserstand im Außenring nimmt die Infiltrationsrate im Innenring ab, da Wasser aus dem Außenring mit sickerungshemmender Wirkung unter den Innenring infiltrieren kann (vgl. EIJKELKAMP 1999). Bei einem niedrigeren Wasserstand im Außenring verringert sich die Pufferwirkung gegen seitliches Versickern aus dem Innenring. Aus diesen Gründen wurde die Wasserhöhe im Außenring permanent

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

nachkorrigiert, um die hydraulische Druckhöhe möglichst konstant zu halten und die gegenseitige Beeinflussung beider Ringinfiltrationen zu reduzieren.

Im Zusammenhang mit einer möglichst senkrechten Infiltration musste die Wasserhöhe in den Infiltrationsringen möglichst gering sein. Der Regulationsbereich im Außen- und Innenring lag deshalb nur zwischen 100 mm und 50 mm, welcher anhand einer einfachen Messstab-Konstruktion mit Millimeter-Einteilung kontrolliert wurde. Die Messung dauerte solange an, bis sich die Infiltrationsrate quasi-stationären und damit nahezu gesättigten Bedingungen angenähert hatte (Toleranzbereich +/- 10%). Diese wurden in den Untersuchungsgebieten meist nach 40-60 Minuten erreicht.

Zur Berechnung der Infiltrationsraten wurden ausschließlich die Infiltrationswerte aus dem Innenring verwendet. Aus den verwendeten Ringgrößen und dem eingehaltenen Stauhöhenintervall berechnet sich für den Innenring folgende Überstaupfläch sowie folgende Stauvolumina (min/max):

Überstaupfläch im Innenring:	$\pi \cdot r^2 = 706,5\text{cm}^2$
minimales Stauvolumen im Innenring:	$\pi \cdot r^2 \cdot h_{\min} = 3532,5\text{cm}^3$
maximales Stauvolumen im Innenring:	$\pi \cdot r^2 \cdot h_{\max} = 7065\text{cm}^3$

mit:

π = Kreiszahl π (~ 3,14159)

r = Radius

h_{\min} = minimale Stauhöhe

h_{\max} = maximale Stauhöhe

Da die Infiltrationsrate eines Bodens auch maßgebend von seinem Wassergehalt bzw. den Matrixpotentialen zu Beginn der Infiltrationsmessung bestimmt wird, wurde die Messkampagne bewusst in einem Zeitraum durchgeführt, dem bereits 5 Wochen ohne Niederschlag* vorausgegangen waren (Anfang Juli 2006). Eine Speisung der Bodenwasservorräte durch ergiebige und heterogen im Raum verteilte Niederschläge war damit weitgehend ausgeschlossen, auch wenn punktuelle (messtechnisch nicht erfassbare) Niederschläge infolge konvektiv entstandener Gewitterzellen nicht gänzlich

ausgeschlossen werden konnten. Zudem wurden die Unterschiede der Matrixpotentiale jeweils unmittelbar vor den Infiltrationsmessungen in verschiedenen Tiefen tensiometrisch (vgl. Abschnitt 5.1.4) erfasst.

Die Infiltrationsmessungen konnten aufgrund des hohen Zeitbedarfs jeweils nur in einem 60-minütigen Zeitfenster durchgeführt werden. An jedem Standort wurden zum Zweck der Messwertprüfung insgesamt drei Parallelmessungen in etwa 10 m Horizontaldistanz voneinander durchgeführt. Für die gesamte Messkampagne wurden etwa 2.500 Liter Wasser verbraucht, dessen Beschaffung und Bereitstellung einen außergewöhnlich hohen Arbeitsaufwand mit sich brachte.

* (nach Informationen des Hydrographischen Amtes Bozen)

5.1.3 Aufbau und Konstruktion speicherfähiger Datalogger

Die zu untersuchende Thematik erfordert über den Messzeitraum eine zeitlich hochaufgelöste Datenreihe. Hierzu war es notwendig, Datalogger mit entsprechenden Kapazitäten hinsichtlich Messintervall, Messkapazität und Kompatibilität der verschiedenen Messwertgeber zu gewährleisten.

Methodik:

Aus Kosten-, Kompatibilitäts- und Flexibilitätsgründen mussten die neun Datalogger in Eigenbau hergestellt werden. Basis bildeten dabei programmierbare Mikro-Controller (C-CONTROL, Fa. CONRAD ELECTRONIC). Dieses Modul wurde bereits im Vorfeld von Mitarbeitern der Land- und Forstwirtschaftlichen Versuchsanstalt LAIMBURG (Pfatten/Italien) in mehrjährigen Untersuchungen zu vergleichbaren Zwecken erprobt und eignet sich für die automatisierte, zeitgleiche Abwicklung von verschiedenen Messaufgaben im Freiland.

Die Mikro-Controller wurden auf Basis-Platinen montiert. Auf diesen Basis-Platinen wurden sämtliche elektronischen Bausteine, Teilmodule und Verkabelungen für die Mess-Sensorik nach dem Abbildung 5-2 aufgezeigten Schaltplan verlötet.

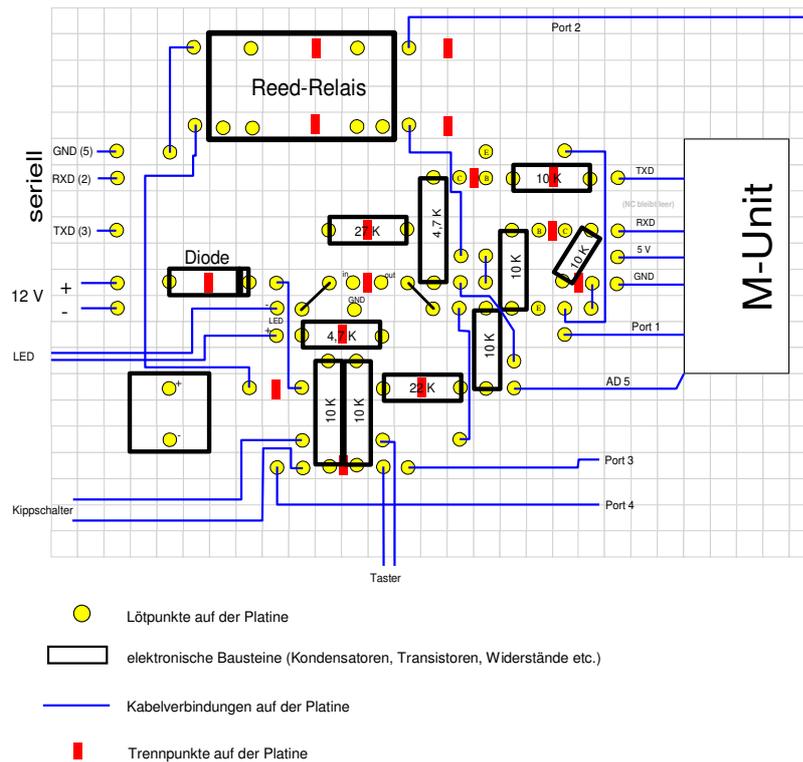


Abb. 5-2: Schaltplan der Loggermodule.
(Quelle: eigener Entwurf)

Die Logger wurden nach Fertigstellung entsprechend den Messvorhaben programmiert und auf eine stündliche Messwertnahme eingestellt.

Zum Schutz vor Witterungseinflüssen und Beregnungswasser wurde die gesamte Elektronik der jeweiligen Loggereinheiten in strahlwassergeschützte *PVC*-Gehäuse geklemmt und diese samt den Verkabelungen und den Steuerleitungen auf Holztableaus verschraubt und in wetterfeste Stahlgehäuse eingebaut.

Die Stromversorgung wurde durch ebenfalls im Stahlgehäuse platzierte 12-Volt-Akkus gewährleistet. An einigen Stationen wurde im Verlauf der Messungen die Stromversorgung bzw. das Wiederaufladen der Akkus durch Solarzellen realisiert.

5.1.4 Tiefendifferenzierte Saugspannungsmessungen im Boden

Das Wasser im Boden ist für die Pflanzenwurzeln nur teilweise verfügbar. Ein nicht unerheblicher Anteil ist, je nach Bodenart, durch Hydratationskräfte der Bodenkolloide hygroskopisch fest gebunden. Die Bindungskräfte dieser Wasseranteile liegen bei über 5 MPa. Allerdings vermögen die Feinwurzeln dem Boden nur soviel Wasser zu entziehen, wie ihre eigenen Saugkräfte denen des Bodens überlegen sind. Der Wassermangel im Boden begrenzt damit also die Wasseraufnahme der Pflanze durch eine Erhöhung der Bodensaugkraft. Die maximalen Saugkräfte der Obstbaumwurzeln liegen bei 700-800 hPa. Nach FRIEDRICH & FISCHER (2000) sind sie zwar bei Trockenheit über kürzere Zeiträume in der Lage, durch aktive Salzakkumulation und Anreicherung von Zuckern in den Wurzelzellen die Saugkräfte zu erhöhen und dadurch auch fester gebundenes Wasser aufzunehmen. Dies bedeutet jedoch pflanzenphysiologischen Stress und damit aus Sicht der Obstproduktion eine Gefährdung der Ertragsleistungen.

Das Matrixpotential (Ψ_m) ist ein bodenphysikalisches Maß für den beschriebenen Einfluss der Bodenmatrix auf den Energiezustand des Bodenwassers. Es steht im engen Zusammenhang mit dem jeweiligen Bodenwassergehalt und gibt die energetische Bindungsstärke einer Bezugsmenge Wasser an die Bodenmatrix an.

Das Matrixpotential stellt neben anderen Potentialen ein Teilpotential im bodenphysikalischen Potentialkonzept dar. Ψ_m wird auch als Saugspannung oder Wasserspannung bezeichnet und beruht auf o.g. Adhäsions- und Kapillarkräften der festen Bodenteilchen und ist somit ein bodenphysikalisches Maß für den Einfluss der Bodenmatrix, das die energetische Bindungsstärke einer Bezugsmenge Wasser an die Bodenmatrix angibt. Nach einem Bewässerungsvorgang oder Niederschlagsereignis fällt das Matrixpotential in der Regel stark ab, um sich dann allmählich wieder aufzubauen - es steht also im engen Zusammenhang mit dem jeweiligen Bodenwassergehalt. Ausführliche Beschreibungen hierzu finden sich in der einschlägigen Sammelliteratur zur Bodenkunde, Bodenphysik oder Hydrologie (u.a. MARSHALL & HOLMES 1988; JURY et al. 1993; KUNTZE et al. 1994; ROWELL 1994; HARTGE et al. 1999; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002) sowie in speziellen Abhandlungen zu dieser Thematik (u.a. HARTGE 1963; BENECKE 1974; WEST et al. 1984; EHLERS 1996; BECK 2000).

Dem Matrixpotential Ψ_m kommt neben seiner Rolle bei der Bodenwasserdynamik eine große ökologische Bedeutung zu, da es aus Sicht der Pflanze jenen Widerstand darstellt, den sie bei Wasseraufnahme überwinden muss. Damit nimmt die Kenntnis der Matrixpotentialgrößen im Rahmen dieser Fragestellungen einen wesentlich größeren Stellenwert ein als der häufig erfasste und untersuchte Wassergehalt eines Bodens. Deswegen weist beispielsweise auch ZEPP (1995) betonend darauf hin, dass alle Versuche, Bodenfeuchteregime auf der alleinigen Grundlage von Wassergehalten zu klassifizieren, eine große konzeptionelle Schwäche besitzen. Denn ohne weitere Zusatzinformationen besitzt der Wassergehalt weder (pflanzen-)ökologisch noch (boden-)hydrodynamisch eine hinreichende Aussagekraft.

Dagegen erlaubt die Kenntnis der Matrixpotentiale wesentlich effizientere Aussagen über den Anteil von tatsächlich pflanzenverfügbarem Wasser. KUKAL et al. (2005) bewerten das Matrixpotential sogar als ein ideales Kriterium für die standortgebundene Abschätzung des Bewässerungsbedarfes. Geringe Matrixpotentiale sind auf ein bodenspezifisches Überangebot an pflanzenverfügbarem Wasser zurückzuführen und wirken sich entsprechend reduzierend auf die Sauerstoffversorgung im Wurzelbereich aus. Hohe Matrixpotentiale dagegen sind auf ein bodenspezifisches Unterangebot an pflanzenverfügbarem Wasser zurückzuführen und resultieren längerfristig in entsprechenden Mangelsymptomen an Pflanze und Frucht. Nach BIERHUIZEN & VOS (1959) wirkt sich sowohl ein vermindertes als auch ein zu hohes Wasserangebot negativ auf das Pflanzenwachstum aus.

Bodenwasserbewegungen können mit Hilfe einer bodenphysikalischen Potentialtheorie beschrieben werden. Bei der Betrachtung von Wasserbewegungen im Boden wird für den antreibenden Potentialgradienten in der Regel der des hydraulischen Potentials Ψ_h verwendet (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Unter Vernachlässigung des osmotischen Einflusses ist dieses auch als Bodenwasserpotential (vgl. ROWELL 1994) oder Gesamtpotential zu bezeichnen.

Das hydraulische Potential Ψ_h an einem Punkt setzt sich aus dem Matrixpotential Ψ_m , dem osmotischen Potential Ψ_o , dem Gravitationspotential Ψ_z und dem pneumatischen Potential Ψ_p zusammen (Gl. 5-4).

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_o + \Psi_z + \Psi_p \quad [\text{Gl. 5-4}]$$

mit:

Ψ_h = hydraulisches Potential

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_o = osmotisches Potential

Ψ_z = Gravitationspotential

Ψ_p = pneumatisches Potential

Schwerkraft (Gravitationspotential Ψ_z), Differenzen der Saugspannung (verschiedene Matrixpotentiale Ψ_m), Osmose (osmotisches Potential Ψ_o) und Unterschiede im Gas- bzw. Luftdruck (pneumatisches Potential Ψ_p) können eine Bewegung des Bodenwassers verursachen. Das osmotische Potential Ψ_o ist vor allem von der Menge der im Bodenwasser gelösten Salze abhängig. Vorhandene Salze werden aufgrund des Fehlens osmotischer Barrieren im Boden konvektiv mit dem Wasserstrom verlagert oder gelangen unter Potentialausgleich durch Diffusion in Bereiche geringer Salzkonzentrationen. Da im Bodenwasser immer Salze gelöst sind, tritt auch immer ein osmotisches Potential auf. Im Untersuchungsgebiet spielt dies jedoch keine nennenswerte Rolle, da die Salzkonzentrationen der Böden an den untersuchten Standorten zu gering sind, um die Bodenwasserdynamik zu beeinflussen. Der osmotischen Einfluss wurde daher im Rahmen dieser Untersuchungen nicht berücksichtigt. Auch das pneumatische Potential wurde aufgrund seiner vergleichsweise geringen Wirkung (vgl. bspw. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002) nicht in die Potentialberechnungen mit einbezogen.

Damit reduziert sich die Potentialgleichung zu:

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z \quad [\text{Gl. 5-5}]$$

mit:

Ψ_h = hydraulisches Potential

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_z = Gravitationspotential

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Das Matrixpotential Ψ_m und das Gravitationspotential Ψ_z haben eine entgegengesetzte Wirkungsrichtung (vgl. Abb. 5-3). Das Gravitationspotential Ψ_z ist dabei als eine Größe zu verstehen, welche die Lage eines Bodenwasserteilchens im Boden beschreibt. Das Gravitationspotential hängt damit von dessen Niveau gegenüber dem Grundwasserspiegel beziehungsweise der Wahl des Bezugsniveaus ab. Als Bezugsniveau zur Berechnung des Gravitationspotentials wurde im Rahmen der eigenen Untersuchungen die Bodenoberfläche gewählt. Somit reichte eine Messung der entsprechenden Bodentiefe aus.

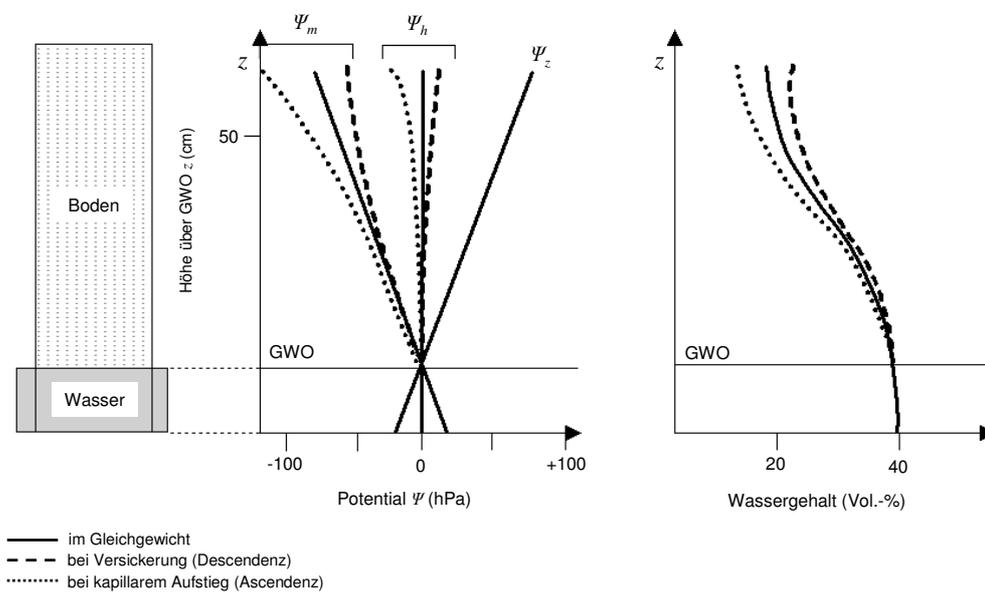


Abb. 5-3: Hydraulisches Potential, Matrixpotential, Gravitationspotential und Wassergehalt in einer homogenen Bodensäule.
(Quelle: verändert nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002)

Methodik:

Zur Messung der Wasserspannung im Boden gibt es verschiedene Ansätze. Einen Überblick über mögliche Methoden gibt beispielsweise CAMPBELL (1988).

Das Matrixpotential Ψ_m wurde im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen über die Saugspannungen durch Tensiometermessungen quantifiziert. Dabei ist zu betonen, dass Tensiometermessungen keine direkten Aussagen über die Menge, sondern

ausschließlich über die Verfügbarkeit von Bodenwasser ermöglichen. Dass diese Verfügbarkeiten in Kombination mit der Kenntnis weiterer (v.a. pedologischer) Parameter auch Abschätzungen zur Menge erlauben ist ein wesentlicher Vorteil dieser Messgeräte.

Das erste tensiometerähnliche Messinstrument wurde von GARDNER 1927 entwickelt (vgl. RICHARDS & GARDNER 1936). Spätere und verbesserte Ansätze der Tensiometrie zur Beurteilung des Bodenwassergehaltes lieferte DIMBLEBY (1954), indem er den Einsatz von porösen Tonstabkerzen als eine einfache Methode für die schnelle und vergleichende Abschätzung des Bodenwassergehaltes vorschlug. DEANS & MILNE (1978) haben bereits Ende der 70er Jahre die Funktionsweise von elektronisch aufzeichnenden Tensiometern zur kontinuierlichen Beschreibung der Bodenfeuchtedynamik getestet und beschrieben.

Tensiometer geben das Matrixpotential im ökologisch relevanten Saugspannungsbereich von 0 *hPa* bis ~850 *hPa* genau und zuverlässig wieder. Schwankungen im Maximalbereich hängen vor allem von der Beschaffenheit bzw. Porengrößen der Keramikspitzen ab. Deshalb gibt es diesbezüglich keine absolut definierten Werte. Die Messgrenze von ~850 *hPa* entspricht einem *pF*-Wert von 2,92 und liegt damit noch weit unter dem Definitionswert der Residualsättigung (*pF* = 4,2). Für die zentrale Fragestellung ist der potentielle Messbereich jedoch ausreichend, da bei Kernobstpflanzen bereits ab 500-600 *hPa* eine Situation von Wasserstress beginnt.

Abgesehen von diesem relativ eng limitierten Messbereich weisen Tensiometer kaum weitere Schwachpunkte in ihren Mess- und Funktionseigenschaften auf. Voraussetzung ist allerdings eine sorgfältige Konstruktion der Geräte. Das heißt, mit Ausnahme der Keramikspitze müssen sie absolut dicht gegenüber Flüssigkeits- und Gasdiffusionen sein.

Messfehler entstehen meist nur dann, wenn kein guter Kontakt zwischen der Keramikspitze und der Bodenmatrix besteht. Dieser mangelnde Bodenschluss ist nach HARTGE (1963) selbst in Modellversuchen kaum zu vermeiden und steht möglicherweise im Zusammenhang mit Benetzungswiderständen im Kontaktbereich. Deshalb war bei der Implementierung der Tensiometer im Gelände zwingend auf ein sorgfältiges Einschlämmen der Keramikspitzen mit der jeweiligen Bodenmatrix zu achten. Das eventuelle Problem einer leicht verzögerten Gleichgewichtseinstellung ist

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

jedoch von der Wasserleitfähigkeit des Bodens im ungesättigten Zustand abhängig und somit rein pedogen bedingt.

Neben den erläuterten Eigenschaften besteht beim Einsatz von Tensiometern ein vergleichsweise günstiges Kosten-Nutzen-Verhältnis.

Das Matrixpotential Ψ_m , als jene die Bodenwasserbewegung maßgeblich steuernde Größe wurde deshalb ausschließlich mit Hilfe von Tensiometern erfasst. Die Messung erfolgte in vier verschiedenen Messtiefen (20 cm, 40 cm, 60 cm und ab 2005 auch in 80 cm), die den Hauptdurchwurzelungsbereich der Apfelbäume abdecken (vgl. Abb. 5-4).

Außerdem wurde durchgehend eine 3 m-Distanz von den Oberkronenberegnern (Überkronenbewässerung) eingehalten, um eventuellen Messdifferenzen aufgrund ungleichmäßiger Wasserverteilungen (vgl. Abschnitt 5.2.5) möglichst entgegenzuwirken. Bei den Tropfberegnern (Unterkronenbewässerung) wurde darauf geachtet, dass sich die Tensiometer nicht direkt unterhalb der Tropfer befanden.

Da der den Wasserfluss antreibende Gradient des hydraulischen Potentials Ψ_h anhand von Saugspannungsmessungen ermittelt wurde, konnten durch die tiefendifferenzierte Positionierung der Messpunkte im Boden auch die vertikale Bewegungsrichtungen innerhalb der Bodenmatrix mathematisch beschrieben werden.

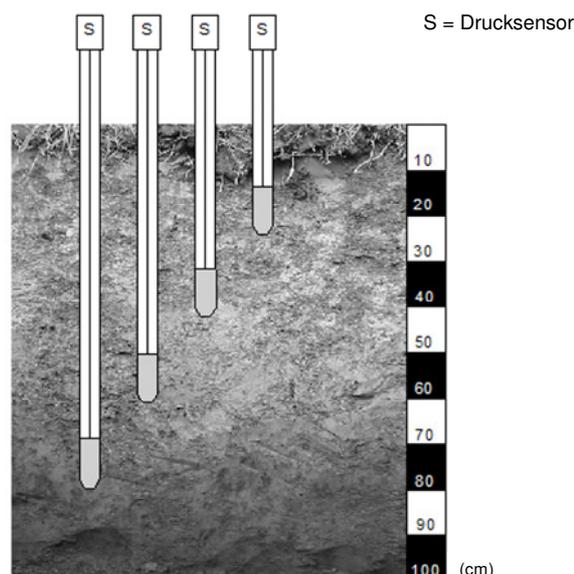


Abb. 5-4: Einbringtiefe der Tensiometer.
(Quelle: eigener Entwurf)

Die Kenntnis der Differenz des hydraulischen Potentials $\Delta\Psi_h$ zwischen zwei Messpunkten ermöglichte damit Aussagen über die Richtung der Wasserbewegung. Wasser bewegt sich naturgemäß immer in Richtung des abnehmenden Bodenwasserpotentials entlang eines Potentialgradienten. Die freie Enthalpie des Wassers wird dabei reduziert (exergonischer Prozess). Wasser kann demnach nur unter Energieeinsatz transportiert werden. Besteht zwischen zwei Punkten keine Potentialdifferenz, dann findet auch keine Wasserbewegung statt - es herrscht also Fließstillstand (vgl. MULL et al. 1987; ROWELL 1994; DVWK 1996). Der Potentialgradient beschreibt die Differenz der Potentiale an den Bezugspunkten bezogen auf den Abstand zwischen den Bezugspunkten.

Da die Boden- statt der Grundwasseroberfläche als Bezugsniveau verwendet wurde, konnten die Potentialgradienten ($grad\Psi_h$) zwischen zwei Messpunkttiefen, wie folgt, berechnet werden:

$$grad\Psi_h = \frac{\Delta\psi_h}{\Delta_z} = - \left[\frac{\Psi_{h2} - \Psi_{h1}}{z_2 - z_1} \right] \quad [Gl. 5-6]$$

mit:

$grad\Psi_h$ = hydraulischer Potentialgradient

Ψ_h = hydraulisches Potential

z = Messpunkttiefe

wobei gilt:

$$\Psi_h = \Psi_m - \Psi_z \quad [Gl. 5-7]$$

mit:

Ψ_h = hydraulisches Potential

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_z = Gravitationspotential

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Diese hydraulischen Potentialgradienten ließen sich nach den genannten Zusammenhängen allein aus der Kenntnis von Gravitationspotentialen und Matrixpotentialen bestimmen. Abbildung 5-5 verdeutlicht die Zusammenhänge mit dem Messaufbau.

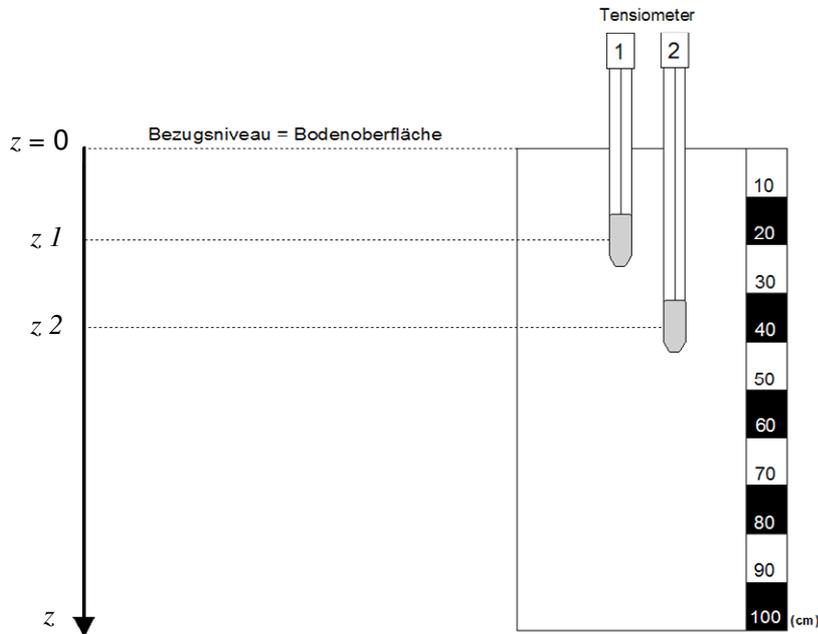


Abb. 5-5: Bezugsniveau im Aufbau der tensiometrischen Messungen.
(Quelle: eigener Entwurf)

Da die Bodenoberfläche als Bezugsniveau gewählt wurde, gelten für die aus Gl. 5-6 berechneten hydraulischen Potentialgradienten folgende Gesetzmäßigkeiten:

$grad\Psi_h = 0$ Stagnation (keine Wasserbewegung)

$grad\Psi_h > 0$ Ascendenz (nach oben gerichtete Wasserbewegung)

$grad\Psi_h < 0$ Descendenz (nach unten gerichtete Wasserbewegung)

mit:

$grad\Psi_h$ = hydraulischer Potentialgradient

Anhand dieser Berechnungen konnten aus den tensiometrischen Daten über größere Zeiträume Bodenwasserbewegungsmuster abgeleitet werden.

Das Matrixpotentialpotential Ψ_m als führendes Teilpotential ist damit auch geeignet, um neben den vertikalen Bodenwasserbewegungen den Tiefenverlauf einer horizontalen Wasserscheide ("*zero flux plane*" nach ROWELL 1994) zu berechnen, welche als eine Art Inversionslinie verstanden werden kann. Eine Berechnung dieser *zero flux plane* ergibt die Tiefenlage jenes Punktes, in welchem sich die nach oben oder unten gerichteten Bewegungsrichtungen des Bodenwassers voneinander trennen. Diese Kenntnis war für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit von zentraler Bedeutung und erforderte daher die hochauflösende Erfassung der Saugspannungsverläufe in verschiedenen Bodentiefen, um u.a. diese Trennlinie in ihrer raum-zeitlichen Vertikaldynamik zu beschreiben.

Des Weiteren konnten durch die rechnerische Kombination von Saugspannungs- und Wassergehaltswerten standortspezifische *pF-WG*-Kurven ermittelt werden (vgl. Abschnitt 5.1.5). Diese wiederum bildeten einen weiteren Bestandteil für Prognosen und analytische Ansätze.

Um das Matrixpotential als Führungsgröße in den verschiedenen Bodentiefen (s.o.) zeitlich hochauflösend zu erfassen, wurden die Tensiometer mit elektronischen Druckaufnehmern versehen. Verwendet wurden dabei elektronische Differentialdrucksensoren (MPX 5100 DP, Fa. NIPPON MOTOROLA). Der Ausgangsbereich dieser Sensoren ist von 0,5-4,5 V kalibriert und von 0-85°C temperaturkompensiert mit einem Messbereich von 0-100 kPa. Dieser Sensor wurde im Vorfeld von Mitarbeitern der Land- und Forstwirtschaftlichen Versuchsanstalt LAIMBURG (Pfatten/Italien) in mehrjährigen Untersuchungen zu vergleichbaren Zwecken erprobt und erwies sich dabei als sehr gut geeignet.

Um von den loggespeicherten Digitalwerten der Drucksensoren (W_{M-Unit}) auf hPa-Saugspannungen umzurechnen, mussten folgende Informationen beachtet werden:

Die Steuerungseinheit der Datalogger (M-Unit; vgl. Abschnitt 5.1.3) hat jeweils einen Messbereich von 0-5 V bei einer Messauflösung von 8 Bit ($2^8 = 256$; entspricht einer 255er-Unterteilung), so dass die Ausgangsspannung (U_{Aus}) am Drucksensor nach folgender Gleichung zurückzurechnen war:

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

$$U_{Aus} = W_{M-Unit} \cdot 5/255 \quad [Gl. 5-8]$$

mit:

U_{Aus} = Ausgangsspannung des Drucksensors

W_{M-Unit} = digital gespeicherter Messwert

Anhand von U_{Aus} konnte durch Anwendung der in Abbildung 5-6 dargestellten Eichkurve des Drucksensors, die gesuchte Saugspannung in hPa abgeleitet werden.

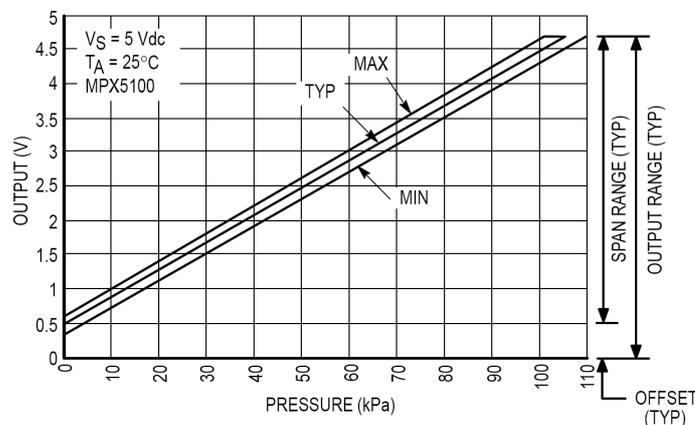


Abb. 5-6: Eichkurve des Drucksensors.
(Quelle: NIPPON MOTOROLA 2001)

Dabei mussten jeweils die Offset-Werte der Drucksensoren berücksichtigt werden. Nach Herstellerangaben betragen die Offset-Werte der Drucksensoren (= jene Spannungen, die vom Sensor ausgegeben werden, wenn kein Druck anliegt) $\sim 0,2 \text{ V}$. Auf eine sensorspezifische Offset-Ermittlung wurde verzichtet, da die Abweichungen nach Angaben des Herstellers minimal sind. Somit wurde durchgehend ein Offset-Wert (W_{offset}) von $0,2 \text{ V}$ verwendet.

Die Berechnung der Saugspannungswerte erfolgte durch die Anwendung der allgemeinen Geradengleichung:

$$y = mx + b \quad [Gl. 5-9]$$

mit:

$b = y$ -Achsenabschnitt

$m =$ Steigung der Geraden

Die Steigung m der Eichgeraden aus Abbildung 5-6 ist durch den Hersteller fest definiert (vgl. Gl. 5-10):

$$m = \frac{\Delta_y}{\Delta_x} = \frac{0,0045V}{1hPa} = 0,0045 \quad [\text{Gl. 5-10}]$$

Ausgehend von der linearen Gleichung (vgl. Gl. 5-9)

mit:

$y = U_{\text{Aus}}$ [V] (berechnete Ausgangsspannung des Drucksensors aus [Gl. 5-8])

$b = 0,2$ [V] (W_{offset} entspricht dem y -Achsenabschnitt)

$m = 0,0045$ [V/hPa] (entspricht der Steigung der Geraden)

$x =$ gesuchter Saugspannungswert [hPa]

erhält man den gesuchten Saugspannungswert durch Auflösung von Gl. 5-9 nach x :

$$x = \frac{(y-b)}{m} \quad [\text{Gl. 5-11}]$$

Anhand dieser Berechnung konnten alle von den Loggereinheiten gespeicherten Werte softwaregestützt und automatisiert in hPa-Saugspannungswerte umgerechnet werden.

Die Tensiometer wurden aus Kostengründen nach ISO 11276 im Eigenbau hergestellt und deren Abdichtung mit einer Druckapparatur geprüft. Neben verschiedenen Einflussfaktoren, wie etwa diurnale Temperaturschwankungen im Innen- und Außenbereich der Tensiometer (vgl. BUTTERS & CARDON 1998; WARRICK et al. 1998)

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

mit geringeren Auswirkungen auf die Messergebnisse, entsteht bei der Messung üblicherweise ein grober Fehler infolge der unterschiedlichen Höhen der auflastenden Wassersäulen in den Tensiometern. Dieser Messfehler kann bei manuellen Ableseverfahren mit etwa $1 \text{ hPa} \cdot \text{cm}^{-1}$ nachkorrigiert werden, sofern die Höhe der Wassersäule feststellbar ist. Unterhalb des sichtbaren Bereiches und im Rahmen der hier automatisierten Messwertnahmen ist dies nicht möglich. HUBBELL & SISSON (1998) versuchten dieses Problem durch die Installation eines Drucksensors im basalen Innenbereich des Tensiometers zu lösen. VILLA NOVA et al. (1989) schätzten das innere Luftvolumen anhand der allgemeinen Gasgleichung ab, um dieses dann mit der verbleibenden Wassersäule abzugleichen. FAYBISHENKO (2000) schlug ein 2-Zellen-Tensiometer vor, um damit den Einfluss der Wassersäulenschwankungen auch in großskaligen Messbereichen zu minimieren. THALHEIMER (2003) entwickelte eine effektive Modifikation für Tensiometer im Bereich mesoskaliger Messtiefen, indem er den eigentlichen Messpunkt tiefer im Tensiometerrohr platziert, so dass der Effekt einer hängenden Wassersäule automatisch kompensiert wird. Diese Methode wurde auch im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen angewendet und erfordert deshalb eine genauere Beschreibung dieser Konstruktion (vgl. Abb. 5-7).

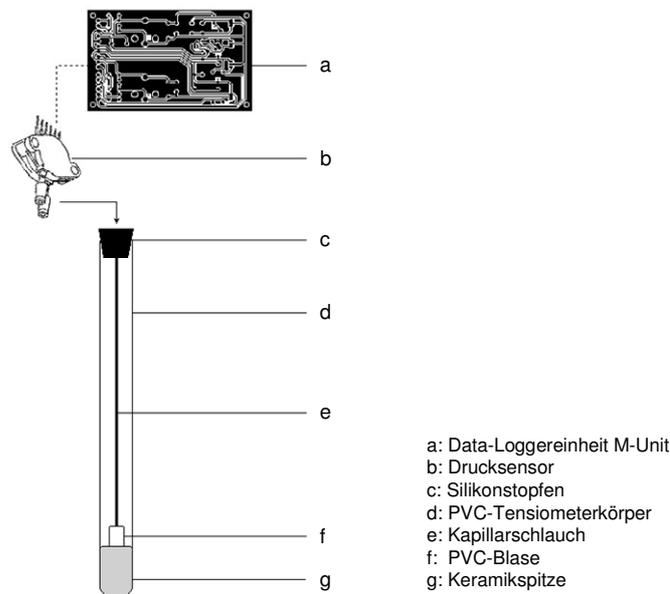


Abb. 5-7: Aufbau und Konstruktion der Tensiometer.
(Quelle: eigener Entwurf)

Innerhalb eines nach THALHEIMER (2003) modifizierten Tensiometers befindet sich ein dünner luftgefüllter *PVC*-Kapillarschlauch (**e**), der nach oben hin eine durchgehende Verbindung zum beschriebenen Drucksensor (**b**) hat. Nach unten hin wird er kurz vor Erreichen der Keramikspitze (**g**) durch eine *PVC*-Blase (**f**) abgeschlossen, die an ihrer Unterseite mit einer kleinen Öffnung versehen ist. Die mit Luft gefüllte *PVC*-Blase verhindert das Eindringen von Wasser in den Kapillarschlauch und reagiert auf Druckveränderungen im Tensiometer.

Diese Konstruktion ermöglicht es, den jeweiligen Saugspannungswert, der sich im Bereich der tensiometrischen Keramikspitze einstellt (h_e), ohne die sonst übliche Berücksichtigung der hydraulischen Höhe im Tensiometer (Z_T) direkt an den Sensor weiterzugeben, weil diese von ihrem Wirkungsgrad her letztlich dem hydrostatischen Druck des Wasserstandes in der *PVC*-Blase (Z_B) entspricht (vgl. Gl. 5-12 und Abb. 5-8).

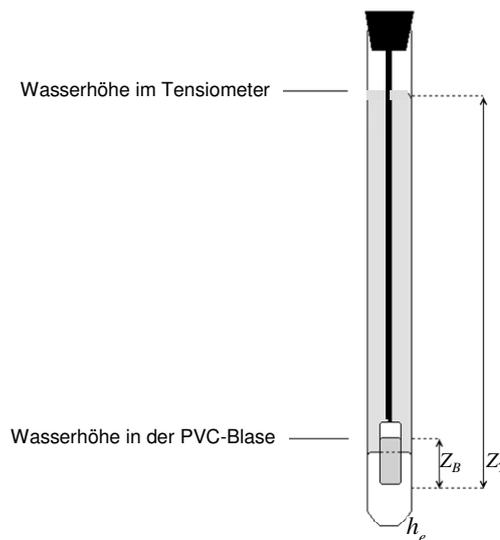


Abb. 5-8: Tensiometerkonstruktion nach THALHEIMER (2003) zur Fehlerreduzierung.
(Quelle: eigener Entwurf)

Der Druck am Sensor wird deshalb angegeben als:

$$h = h_e + Z_T - (Z_T - Z_B) \quad [\text{Gl. 5-12}]$$

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

mit:

h = Druck am Sensor

h_e = Saugspannung im Bereich der Keramikspitze

Z_T = hydraulische Höhe im Tensiometer

Z_B = hydrostatischer Druck des Wasserstandes in der *PVC*-Blase

vereinfacht zu:

$$h = h_e + Z_B \quad \text{[Gl. 5-13]}$$

mit:

h = Druck am Sensor

h_e = Saugspannung im Bereich der Keramikspitze

Z_B = hydrostatischer Druck des Wasserstandes in der *PVC*-Blase

Diese Formel zeigt, dass unter Null-Fluss-Bedingungen der Druck am Sensor nur vom Außendruck (h_e) bestimmt wird, der auf die Keramikspitze des Tensiometers wirkt, sowie durch die Wasserhöhe innerhalb der *PVC*-Blase (Z_B). Deshalb beschränkt sich die Wirksamkeit der schwankenden Wassersäulenhöhen im Tensiometer auf die geringfügigen Schwankungen von Z_B .

Das notwendige Volumen für die *PVC*-Blase lässt sich durch Kenntnis des Kapillarschlauchvolumens in Kombination mit dem maximal beabsichtigten Druckwert durch die Anwendung der allgemeinen Gasgleichung berechnen (vgl. THALHEIMER 2003).

Die in der hier beschriebenen Art konstruierten Tensiometer wurden jeweils an kompatible Datalogger gekoppelt, die auf eine stündliche Messwertnahme programmiert waren (vgl. Abschnitt 5.1.3).

5.1.5 Bestimmung der standortspezifischen pF -WG-Beziehungen

Die Bestimmung von absoluten Bodenwassergehalten wird im Rahmen bodenhydrologischer und bodenökologischer Fragestellungen häufig in den Vordergrund gestellt. Der alleinige Wassergehalt im Boden ist jedoch keine geeignete Bezugsbasis im *BPA*-System (vgl. Abschnitt 5.1.4).

Jene Wassermenge, die bei einem bestimmten Matrixpotential an einem Ort im Boden vorliegt, ist ganz entscheidend vom Porenvolumen und von der Porengrößenverteilung abhängig. Da die Größe der Poren zu der Intensität ihrer Wasserbindung proportional ist und Wasser eine Dichte von $\rho = 1$ hat, kann man aus der Wassermenge, die eine Probe unter definierten Saugspannungen enthält, letztlich auf das Volumen der Poren schließen, deren Grenzdurchmesser durch die angelegten Saugspannungen definiert sind (vgl. SCHLICHTING et al. 1995).

Der Verlauf der Beziehung zwischen dem Wassergehalt (*WG*) und dem Matrixpotential Ψ_m (= Wasserspannung) ist für jeden Horizont charakteristisch (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002), und variiert sowohl standort- als auch tiefenspezifisch. Sie wird allgemein durch pF -WG-Kurven (meist unter der Annahme einer kontinuierlichen Desorption) beschrieben, indem den ermittelten pF -Werten die jeweiligen Wassergehalte zugeordnet werden. Dies bedeutet, dass gleiche Wassergehalte in verschiedenen Böden unter verschiedenen Wasserspannungen stehen. Die Wasserspannung (in *cm* Wassersäule (*WS*)) entspricht dem Matrixpotential Ψ_m und damit der Saugspannung (in *hPa*). Die pF -WG-Kurven sind somit als Summenkurven der Wasseranteile bei zunehmenden Saugspannungen zu verstehen.

Damit kann nur durch eine zusätzliche Erfassung der zeit- und punktgleichen Saugspannung der notwendige energetische Bezug hergestellt und auch eine Aussage über die tatsächlich pflanzenverfügbare Wassermenge (zwischen pF 2,5 und pF 4,2) getroffen werden. Die aufzubringenden Druckgrößen können messtechnisch erzeugt werden und liegen dann zwischen 1 *hPa* (pF 0) und 10^7 *hPa* (pF 7). Wegen dieser großen Spannbreite, über welche sich der Energiezustand des Wassers erstreckt, wurden die jeweiligen Wasserspannungen von SCHOFIELD (1935) durch ihren dekadischen Logarithmus als pF -Wert definiert:

$$pF = \log | \text{cm WS} | = \log | \text{mbar} | = \log | \text{hPa} | \quad [\text{Gl. 5-14}]$$

mit:

pF = ("Potenz freier Energie") Kapillarkraftgröße

WS = Wassersäule

Da sich mit zunehmender Wasserspannung die Wassergehalte je cm WS nur wenig verändern, die Schwankungen der Wasserspannungen dagegen steigen, ist diese Definition über den Logarithmus sehr sinnvoll. Ansonsten würde im Bereich hoher Saugspannungen eine nicht vorhandene Genauigkeit vorgetäuscht (vgl. HARTGE 1963).

Daher ist es üblich, die Abszisse bei pF - WG -Darstellungen entsprechend logarithmisch einzuteilen. Zudem werden durch diese Maßnahme vor allem die Unterschiede im ökologisch relevanten Bereich niedriger pF -Werte hervorgehoben.

In die Betrachtung von pF - WG -Beziehungen werden die Feldkapazität sowie der permanente Welkepunkt mit einbezogen. Die Feldkapazität FK ist definiert als der Wassergehalt eines freidränenden Bodens, ein bis zwei Tage nach langanhaltenden Niederschlägen (vgl. HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997). Damit wird jener Wassergehalt beschrieben, den ein Boden in ungestörter Lage maximal entgegen der Schwerkraft zurückhalten kann. Die Wasserspannung schwankt dabei annähernd zwischen pF 1,8 und pF 2,5, was einem Saugspannungsbereich von etwa 60 hPa bis 300 hPa entspricht. In diesem Bereich zwischen pF 1,8 und pF 2,5 bewegt sich das Wasser sehr langsam in den engen Grobporen (10 μm - 50 μm). Unterhalb von pF 1,8 haftet das Bodenwasser kaum mehr an den Bodenpartikeln und versickert in den schnelldränenden Grobporen (> 50 μm \emptyset). Innerhalb der FK enthält der Boden neben dem adsorbierten, nicht pflanzenverfügbaren Totwasser in den Feinporen (< 0,2 μm \emptyset) auch noch das adsorbierte, pflanzenverfügbare Haftwasser der Mittelporen (0,2-10 μm \emptyset) sowie das sich nur langsam bewegende Sickerwasser in den langsam dränenden Grobporen (10-50 μm \emptyset). Damit wird deutlich, wie eng die Verfügbarkeit von Bodenwasser an die Porengrößenverteilung gekoppelt ist.

Gegenüber der FK beschreibt die nFK (= die nutzbare Feldkapazität) eines Bodens entsprechend den Wasserspannungsbereich zwischen der Feldkapazität FK und dem permanenten Welkepunkt PWP . Ab pF 3,0 (= 1.000 hPa) und somit bereits weit vor Erreichen des PWP (pF 4,2) ist es den Wurzeln der Apfelbäume nicht mehr möglich, Bodenwasser aufzunehmen. Der permanente Welkepunkt PWP bei pF 4,2 konnte

zudem messtechnisch mit Tensiometern nicht erfasst werden. Hierbei muss darauf hingewiesen werden, dass der *PWP* maßgeblich von den Pflanzeigenschaften abhängt und deshalb keine konstante Größe ist (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Die *nFK* kennzeichnet somit jenen Anteil des Bodenwassers, der nach der allgemeinen bodenkundlichen Literatur als pflanzenverfügbar angesehen wird. Dieser Bereich ist deswegen für die vorliegende Untersuchung von besonderem Interesse.

Methodik:

In der bodenphysikalischen Literatur wird mehrfach darauf hingewiesen, dass die *pF-WG*-Kurven letztlich nur idealisierte Zusammenhänge, bezogen auf die tatsächlichen *pF-WG*-Beziehungen, darstellen (vgl. JUNKERSFELD et al. 1993; KUNTZE et al. 1994; ROWELL 1994; HARTGE et al. 1999; GEBUL 2001; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Die Genauigkeit der Bestimmung hängt dabei ganz wesentlich von der Einhaltung konstanter methodischer Bedingungen ab. Üblicherweise wird hierzu die Druckmethode nach RICHARDS (1941 u. 1949) angewendet, bei der eine wassergesättigte und ungestörte Stechzylinder-Bodenprobe auf einer Membranplatte mit Luftdrücken ins Gleichgewicht gebracht wird, die bestimmten Saugspannungen entsprechen ("Drucktopfmethode"). Zur *pF-WG*-Bestimmung erfasst man die aus dem Boden verdrängte oder die im Boden verbleibende Wassermenge und stellt diese dann rechnerisch den jeweils angewandten Druckverhältnissen gegenüber. Diese "Drucktopfmethode" ist jedoch nur bis *pF* 4,2 anwendbar, da höhere Druckverhältnisse mit dieser Technik nicht mehr zu erzeugen sind. Um auch die *pF-WG*-Beziehungen oberhalb *pF* 4,2 beschreiben zu können, setzt man die Bodenprobe mit verschiedenen Wasserdampfdrücken in ein Gleichgewicht (meist in geschlossenen Systemen mit H_2SO_4 in diversen Konzentrationen) und bestimmt so den jeweiligen Wassergehalt der Probe. Mit der beschriebenen Methode kann die Ermittlung der *pF-WG*-Beziehungen von Böden bis in den Wasserspannungsbereich von *pF* 7 erweitert werden. Dies erfordert jedoch wegen der mehrtägigen Dauer der Gleichgewichtseinstellungen neben dem gerätetechnischen auch einen sehr hohen zeitlichen Aufwand für jede Einzelprobe (vgl. WITHERS & VIPOND 1978; HARTGE & HORN 1992; SCHLICHTING et al. 1995). Daher gibt es auch Ansätze, die es gestatten, *pF-WG*-Kurven auf einer einfachen Datenbasis (bspw. Körnung oder Lagerungsdichte) zu bestimmen (vgl. bspw. TIETJE &

HENNIGS 1993; EHLERS 1996). Eine zusammenfassende Darstellung diverser Feld- & Labormethoden zur pF -WG-Ermittlung geben KLUTE (1986) und DURNER (1991).

Die notwendige Ausstattung zur Durchführung einer umfassenden pF -WG-Analyse war im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht vorhanden. Deshalb konnten standort- und tiefenspezifische pF -WG-Beziehungen nur im eigenen tensiometrisch limitierten Bereich von pF 0 bis pF 2,93 (das entspricht dem hier erfassbaren Saugspannungsbereich zwischen 0 hPa bis ~850 hPa) anhand einer kombinierten Feld-Labor-Methodik bestimmt werden (vgl. u.a HARTGE 1963; EHLERS 1978 u. 1996; FANK 1998/99). Nur dieser Tensionsbereich war durch die eigenen Saugspannungsmessungen im Boden noch zuverlässig zu erfassen. Insofern deckt diese Methodik auch nur diejenigen Saugspannungsbereiche ab, welche im Messzeitraum an den jeweiligen Standorten und in den entsprechenden Bodentiefen tatsächlich aufgetreten sind. Zur Bestimmung der tiefenspezifischen Bodenwassergehalte mussten regelmäßig mehrere Bohrstockproben (Mischproben) pro Tiefenbereich um den Messpunkt herum entnommen werden (vgl. auch TRETER 1970). Zeitgleich wurden im Gelände die Momentanwerte der Saugspannungen in den entsprechenden Tiefen erfasst (*in situ*). Die feldfrischen Bodenproben wurden unmittelbar abgefüllt, luftdicht verschlossen und isoliert verpackt innerhalb von wenigen Stunden in das Labor gebracht. Dort wurde der gravimetrische Wassergehalt der Bodenproben (unter Einhaltung der *DIN* 18121) durch die Bestimmung der Gewichts-differenz vor und nach einer Trocknung bei 105°C bis zur Gewichtskonstanz im Trockenschrank (mindestens 16h Trocknungszeit) ermittelt (*ex situ*). Der Wassergehalt wurde als prozentualer Anteil des Gesamtgewichtes zum Gewicht der getrockneten Probe angegeben:

$$WG_{grav} \% = \frac{FG - TG}{TG} \cdot 100 \quad [\text{Gl. 5-15}]$$

mit :

WG_{grav} = gravimetrischer Wassergehalt [%]

FG = Frischgewicht der Bodenprobe [g]

TG = Trockengewicht der Bodenprobe [g]

Die gravimetrisch bestimmten Wassergehalte WG_{grav} wurden unter Einbeziehung der jeweiligen Trockenrohdichten ρ_t des Bodens in volumetrische Wassergehalte WG_{vol} umgerechnet:

$$WG_{vol} \% = \left(\frac{FG - TG}{TG} \cdot \rho_t \right) \cdot 100 \quad [\text{Gl. 5-16}]$$

mit:

WG_{vol} = volumetrischer Wassergehalt [%]

FG = Frischgewicht der Bodenprobe [g]

TG = Trockengewicht der Bodenprobe [g]

ρ_t = Trockenrohdichte der Bodenprobe [g/cm^3]

Die entsprechenden Trockenrohdichten ρ_t konnten anhand der im Feld ermittelten effektiven Lagerungsdichten (vgl. Abschnitt 5.1.1) über die allgemein gültigen Bestimmungsschlüssel (nach AG BODEN 2005) festgelegt werden.

Somit war es möglich, jedem volumetrischen Wassergehalt im Boden einen zeitgleichen Saugspannungswert zuzuordnen. Der große Vorteil der verwendeten Methodik liegt darin, dass die natürlichen (Boden-)Verhältnisse im Gelände wiedergegeben werden, was bei den beschriebenen Labormethoden nur näherungsweise erreicht werden kann.

Diese Vorgehensweise wurde über die Saison 2004 hinweg in regelmäßigen Abständen (etwa 10-Tages-Turnus) wiederholt, so dass ein ausreichendes Saugspannungs- und Wassergehaltsspektrum je Standort und Bodentiefe ($n \approx 15-20$) abgedeckt war, um näherungsweise standortspezifische pF - WG -Kurven innerhalb des genannten pF -Bereiches zu erstellen.

Ein Problem dieser Feldmethode besteht allerdings darin, dass die Tensiometerzelle die mittlere Saugspannung einer viel größeren Bodenmenge angibt, als es der gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung entspricht. Beispielsweise wiegt eine 1-2 cm mächtige Bodenschicht um eine 7 cm lange Keramikspitze von 2,5 cm Durchmesser deutlich mehr (in Abhängigkeit von der Bodenart und dem Feuchtegehalt bis zu 300 g; vgl. hierzu auch die Untersuchungsergebnisse von HARTGE 1963). Dagegen betrug die

Einwaage der Bohrstockmischproben für die gravimetrische Bestimmung der Wassergehalte maximal nur 120 g je Probe.

Neben diesem Problem und dem nur limitiert zu erfassenden Wasserspannungsbereich bis maximal pF 2,93 (≈ 850 hPa) weist die verwendete Methodik jedoch noch eine weitere messtechnisch bedingte Schwierigkeit auf. Da die beschriebenen Messungen unter Freilandbedingungen mit wechselnden Befeuchtungs- und Austrocknungsphasen durchgeführt wurden, kann selbst für den limitierten Bereich nicht ausschließlich von einer kontinuierlichen Desorption ausgegangen werden. Vor allem unter dem Einfluss der Bewässerung findet in jedem Bodenbereich ein ständiger Wechsel zwischen Sorptions- und Desorptionsprozessen statt. Deshalb ist zu bedenken, dass bei denselben Saugspannungen der Wassergehalt einer Bodenprobe davon abhängig ist, ob sie befeuchtet (Sorption) oder entfeuchtet (Desorption) wird. Unter gleichen Saugspannungsbedingungen liegen bei einem Sorptionsprozess generell niedrigere Wassergehalte vor als bei einem Desorptionsprozess. Diese unterschiedliche Kapillarfüllung in Abhängigkeit von der Bewegungsrichtung des Wassers im Boden wird in der Bodenphysik als kapillare Hysterese bezeichnet. Solche Hysterese-Effekte überlagern sich im Boden. Besonders dann, wenn die Ent- oder Bewässerung im Zwischenstadium unterbrochen wird, können die darauf folgenden Desorptions- oder Sorptionsvorgänge die pF -WG-Kurven deutlich verschieben und bilden dabei schleifenförmige Übergänge. So kommt es zu einer regelrechten Schar von möglichen Ent- und Bewässerungskurven ("Hystereseschleifen"), die theoretisch durch eine randliche Desorptions- und randliche Sorptionskurve eingeschlossen werden (vgl. u.a. SCHLICHTING et al. 1995; GISI et al. 1997; HARTGE & HORN 1999; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Die Ursachen für die kapillare Hysterese sind vielfältig. Vor allem führt die ungleichförmige geometrische Anordnung der Bodenporen zu einem "Flaschenhalseffekt". Befindet sich ein Wassermeniskus an einer sehr engen Stelle der Kapillare, so bewirkt eine weitere Erhöhung des Unter- oder Überdrucks infolge von desorptiven oder sorptiven Prozessen sukzessive eine sprunghafte Entleerung bzw. Auffüllung des Kapillarabschnittes (sog. "Haines`Jumps"; vgl. GISI et al. 1997). Da bei Ent- und Bewässerungsvorgängen nicht die gleichen Kapillarabschnitte übersprungen werden, ergeben sich zwangsläufig die genannten unterschiedlichen Verläufe von Desorptions- und Sorptionskurven. Auch Luftinklusionen mit der Folge erhöhter Benetzungs-

widerstände sowie Quell- und Schrumpfungprozesse in der wechselfeuchten Bodenmatrix spielen eine Rolle. Zudem haben die Wassermenisken gegenüber der festen Phase verschiedene Benetzungswinkel, wobei der Vorrückwinkel des Bodenwassers in den Kapillaren meist größer ist als der Rückzugswinkel. Damit besteht ein gewisser Randwinkелеffekt (vgl. WOLF 1957). Die größte Bedeutung dürfte jedoch dem o.g. "Flaschenhalseffekt" durch die gegensätzliche Wirkung von Porenengpässen zukommen.

Bei theoretischen Betrachtungen wird die kapillare Hysterese zwar meist vernachlässigt, da sie als stark wechselnde Größe nur sehr schwer erfassbar ist. Sie muss jedoch im Rahmen einer Methodenbeschreibung zumindest ausführlich erwähnt werden, wenn unter Freilandbedingungen mit wechselnden Befeuchtungs- und Austrocknungsphasen gemessen wird. Zudem muss der Effekt der Hysterese vor allem auch im Rahmen der Saugspannungsmessungen (vgl. Abschnitt 5.1.4) bedacht werden, da hierin zeitliche Reaktionsverzögerungen zwischen Bewässerungs- oder Niederschlagsereignissen und den Saugspannungsänderungen begründet liegen können (vgl. WITHERS & VIPOND 1978).

5.1.6 Erfassung der Beregnung

Die Kulturlandbewässerung hat in weiten Teilen Südtirols, aber insbesondere im Vinschgau, eine lange Tradition. UHLIG (1962) weist auf DÖRRENHAUS (1933) und ROSENBERGER (1936) hin, welche die Bewässerungswirtschaft des Vinschgaus sowie die davon geprägte Kulturlandschaft und die natürlichen Voraussetzungen bereits in den 1930er Jahren ausführlich dargestellt haben. Die über Jahrhunderte betriebene Bewässerungstechnik, das Wasser der Gebirgsgewässer bereits in den hohen Seitentälern zu erfassen (bspw. Vetzaner Jochwaal mit über 2.800 m über NN) und dann isohypsenparallel in angelegten Gräben über hölzerne Viadukte und in langen Kanälen abzuleiten und an Holz- oder Steinwehren aufzustauen, um es dann durch sogenannte Waale in die Anbaufelder fließen zu lassen, zeugt von der schon lang erkannten Notwendigkeit einer Bewässerung (vgl. UHLIG 1962). Bei dieser Technik wurde teilweise auf Wasserreserven in den Nebentälern des Vinschgaus oder sogar in Nachbartälern zurückgegriffen. Diese Waaltechnik (auch als "Berieselung" bezeichnet)

ist heute nur noch kleinflächig in Betrieb und wird dort aus kulturhistorischen Ambitionen heraus weiterhin erhalten (vgl. FISCHER 2005).

Seit den 1970er Jahren wurden aus ökonomischen Gründen zunehmend stationäre Oberkronenberegner in den Kernobstpflanzungen platziert, so dass heute mehr als 90% dieser Pflanzungen über ein derartiges Bewässerungssystem verfügen. Neben der "Fertigation" als die kombinierte Ausbringung von Düngern und Wasser in Form einer Lösung oder Suspension (vgl. bspw. RAMOSER 1982) wird damit versucht, das von den Apfelbäumen benötigte Maß der Wasserversorgung während der jeweiligen phänologischen Phasen sicherzustellen, um Ertragsdepressionen oder völlige Ernteaufschläge zu vermeiden. In Abschnitt 5.1.4 wurde darauf hingewiesen, dass in Kernobstpflanzen bereits bei Saugspannungen von $\sim 500-600 \text{ hPa}$ eine Situation von Wasserstress eintritt. Durch die Bewässerung wird zum Schutz von Pflanze und Frucht vermieden, dass die Matrixpotentiale im Boden über diese Grenzwerte hinausgehen. Die Ausbringung künstlicher Niederschläge zeigt sich damit als einer der wenigen meteorologischen Faktoren, der auch unter Feldbedingungen effektiv simuliert werden kann (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Es ist zu betonen, dass im gesamten Untersuchungsgebiet aus organisatorischen Gründen prinzipiell auch tagsüber, also bei voller Sonneneinstrahlung, bewässert wird. Das Bewässerungswasser stammt entweder aus Grundwasseranbohrungen (Tiefbrunnen) oder aus der Anzapfung von Seitenkanälen der Etsch. Insbesondere in den höheren Hanglagen des Vinschgaus wird das Wasser häufig aus den Bächen der Seitentäler abgeleitet.

Aktuell wird zunehmend die Installation von Tropfbewässerungsanlagen diskutiert und umgesetzt. Die Bewässerungsanlage selbst ist bei der Tropfbewässerung zudem deutlich kostengünstiger als die der Oberkronenberegner. Bei problematischer Wasserqualität kann die Wasseraufbereitung (Filterung) jedoch auch hohe Zusatzkosten verursachen. Prinzipiell bietet die Tropfbewässerung den Vorteil einer direkten und dadurch verlustärmeren Wassergabe an die Pflanzungen, da nur Einzeltropfen in Bodennähe abgegeben werden. Die Oberkronenberegner bringen vor allem unter ökologisch-ökonomischen Gesichtspunkten eine Reihe von Nachteilen mit sich:

- Windverfrachtung des Bewässerungswassers
- Verbrennungsschäden am Blattwerk durch Lichtstrahlenbündelung auf den Tropfenoberflächen
- hohe Interzeptionsanteile
- Verdunstungsprozesse vor dem Niederschlagen des Wassers
- ungleichmäßige Flächenabdeckung durch die Beregnung
- uneinheitliches Verteilungsspektrum der Tropfengrößen durch das Aufschlagen des Schwinghebels am Schlagregner

Bezüglich der stationären Oberkronenberegnung ist jedoch noch ein Vorteil gegenüber der viel diskutierten Tropfbewässerung zu erwähnen, den letztere nicht erfüllen kann.

Die topographisch-morphologische Lage der Anbaugelände (vgl. Abschnitt 4.4) bringt eine häufige Spätfrostgefährdung (= Fröste ab dem Zeitpunkt der Vegetationsentwicklung) mit sich (vgl. PICHLER 1980, 1982^a u. 1982^b; FISCHER 1988; JACOBET 1987 u. 1992). Die Spätfroste werden vor allem durch das Zuströmen polarer Kaltluftmassen (Advektionsfrost) und/oder in Strahlungsnächten durch die ungehinderte Wärmeenergieabgabe von Pflanze und Boden in die freie Atmosphäre (Strahlungsfrost) verursacht. Die meist schlechte Wärmeleitfähigkeit der Böden in den flachen Talabschnitten erhöht diese Frostgefährdung zudem noch zusätzlich. Aufgrund dieser gegebenen Spätfrostgefährdung in den Kernobstanlagen erfüllen die stationären Oberkronenberegner schon seit 1954 zugleich den Zweck einer Frostschutzberegnung (vgl. PICHLER 1982^a; THALHEIMER 2004^b). Bei Advektionsfrost ist die Frostschutzberegnung allerdings unwirksam (oder sogar schädlich), da die mit dem Advektionsfrost verbundenen Winde zu einer verstärkten Verdunstung des Wassers führen. Durch das Verdunsten von 1 g H_2O werden ca. 2.428 J entzogen, was ein Vielfaches der rund 335 J beträgt, die durch das Gefrieren des Wassers freigesetzt werden. In der Praxis wird bei Windstärken von > 4 m/s die Frostschutzbewässerung nicht mehr in Betrieb genommen. Die häufigste Ursache von Spätfrosten sind jedoch Strahlungsfroste.

Bei der Frostschutzberegnung benetzt das ausgebrachte Wasser die Pflanzen, kühlt sich an diesen dann ab und gefriert schließlich. Bereits beim Abkühlungsvorgang werden je g H_2O und °C etwa 4,2 J an (Wärme-)Energie freigesetzt. Mit 334,9 J pro g H_2O

und °C wird jedoch die weitaus größte Energiemenge bei der Aggregatzustandsänderung im Gefrierprozess geliefert. Diese latente Energiemenge reicht aus, um ein Absinken der Temperatur der vom gefrierenden Wasser umgebenen Pflanzenteile unter den kritischen Wert von ca. $-0,5^{\circ}\text{C}$ zu vermeiden. Allerdings muss diese Energie fortlaufend zugeführt werden, weil die Abkühlung der Pflanzenteile (v.a. der Knospen) wegen des sehr geringen Isolationsvermögens der Eisschicht je nach den Außentemperaturen und Ausstrahlungsbedingungen 1-4 Minuten nach dem Abstellen der Beregnung einsetzt.

WITHERS & VIPOND (1978) weisen für das Erzielen einer höchstmöglichen Frostschutzwirkung im Obstbau auf eine minimale Intensität der Beregnung von 2 mm/h und eine praktisch ununterbrochene Benetzung der Pflanzen hin (Rotationsdauer < 1 Minute).

Diese Praxis schützt die Knospen der Obstkulturen bis etwa -8°C und reduziert damit die Gefahr von Ertragsminderungen oder sogar Ernteaussfällen. Allerdings werden mit der Frostschutzberegnung oft beachtliche Wassermengen auf die im Frühjahr bereits wassergesättigten Böden gebracht (vgl. THALHEIMER 2004^b).

Die tatsächliche Bewässerung der Obstkulturen erfolgt i.d.R. von Mitte März bis Ende Oktober. Im Anschluss daran findet stellenweise noch eine sogenannte Einwässerung statt, um den Boden für die Winterzeit mit Wasser anzureichern (vgl. FISCHER 2005). Dies ist vor allem dort notwendig, wo trockene Winter in Kombination mit intensiven und feuchtearmen Talwindzirkulationen (insbesondere im Vinschgau, vgl. Abschnitt 4.3) zu Trockenschäden an Pflanzenteilen führen können.

Alle untersuchten Standorte unterliegen einer gesteuerten Bewässerung in der Form von Oberkronenberegnern. Die Standorte ST7 und ST10 verfügen zusätzlich über eine Tropfbewässerungsanlage. Die Einflussbeurteilung dieser Bewässerung war damit ein wesentlicher Bestandteil der zu untersuchenden Fragestellung. Nur die zeitgenaue Erfassung der Bewässerungszeiten und Bewässerungsmengen (s.u.) gestattete Korrelationen von Wassergaben mit den Fluktuationen der Bodenwasserdynamik an den gewählten Standorten. Zudem erleichterte die zeitliche Erfassung der Bewässerungszyklen eine separierte Betrachtung von den natürlichen Niederschlagsereignissen.

Methodik:

Um den Einfluss der Bewässerung an den einzelnen Standorten beurteilen zu können, war eine möglichst exakte zeitliche Erfassung dieses Einflussparameters notwendig. Im ersten Untersuchungsjahr 2003 sollte dies durch die Vermerke der zuständigen Bewässerungswarte geschehen. Unzulänglichkeiten in der manuellen Erfassung sowie deren mangelhafte Genauigkeit erforderten ab dem zweiten Untersuchungsjahr 2004 eine messtechnische und loggergekoppelte Erfassung aller Bewässerungszyklen, um damit an eine weiterführende Einflussquantifizierung anknüpfen zu können.

Die Erfassung der Bewässerungszeiträume erfolgte somit ab 2004 automatisiert durch speziell für diese Untersuchung entwickelte Sensoren (THALHEIMER, unveröffentlicht), welche im Eigenbau hergestellt und an die Beregnungsleitungen angeschlossen wurden. Durch eine Drucksensorik konnten die genauen Zeiträume der Bewässerungen erfasst werden (vgl. Abb. 5-9).

Das Funktionsprinzip basiert auf (Wasser-)Druckveränderungen in der Bewässerungsleitung bei Ein- oder Ausschalten der Bewässerungsanlage. Dieser Druck überträgt sich auf die gummierte Zwischenlage (c) und gibt diesen mechanisch an den Tastschalter (b) weiter, der entsprechend einen Kontakt schließt, beziehungsweise öffnet. Das durch die Tasterbetätigung ausgelöste elektronische Signal wird an die Loggereinheit (a) weitergegeben und dort mit Datum und Uhrzeit gespeichert. Durch den Zeitraum zwischen zwei Signalen konnte der exakte Bewässerungszeitraum erfasst werden.

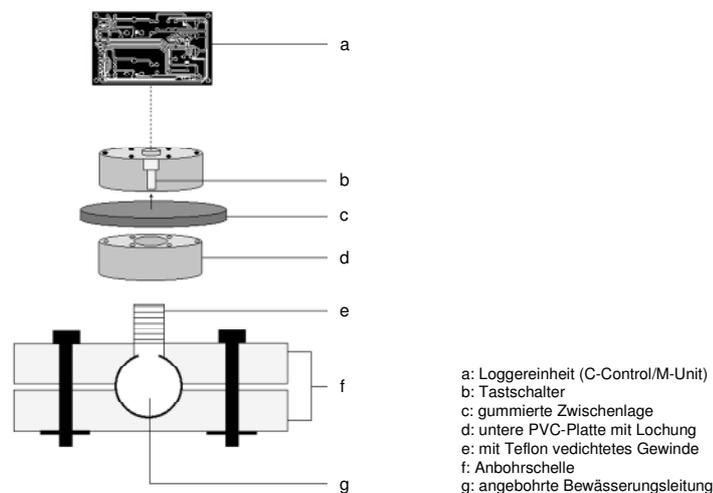


Abb. 5-9: Aufbau des Bewässerungssensors.
 (Quelle: eigener Entwurf)

Neben der elektronischen Aufzeichnung sämtlicher Bewässerungsintervalle mussten weitere bewässerungsrelevante Faktoren, wie:

- Art des Bewässerungsverbundes
- Typ des Beregners
- Düsengröße
- Betriebswasserdruck
- Rotationsradius und Wurfweite
- Verteilungsspektrum der Tropfengrößen

erfasst und berücksichtigt werden, um den effektiven Wirkungsgrad der Bewässerungszeiträume standortspezifisch beurteilen zu können. Eine genaue Quantifizierung der flächenhaften Zusatzwasserverteilung konnte jedoch nicht erfolgen. Dennoch wurden Abschätzungen über die räumliche Verteilung der künstlichen Niederschläge getroffen.

5.1.7 Standortnahe Erfassung von Lufttemperaturen und Niederschlägen

Bei der Beurteilung des Wasserbedarfs der Obstbäume ist die Lufttemperatur eine wichtige Einflussgröße. In einem Gefäßversuch konnte festgestellt werden, dass der höchste Wasserbedarf bei verschiedenen untersuchten Apfelsorten in der Zeit von Juni bis Anfang September liegt, mit einer Spitze im Juli/August (vgl. STREITBERG & HOFFMANN 1972). Es gibt zudem Untersuchungen, die zeigen, dass der Wasseranspruch der Apfelbäume während der Vegetationsperiode (Mai bis September) bei einer Erhöhung der durchschnittlichen Lufttemperatur um 1°C um bis zu 80 mm ansteigt (FRIEDRICH & FISCHER 2000). Allerdings spielen hier auch das Bestandsalter und andere Standorteigenschaften eine wichtige Rolle.

Hinsichtlich der Niederschläge ist weniger die jährliche Gesamtmenge als vielmehr die jahreszeitliche Verteilung für die Wasserversorgung der Apfelbäume von Bedeutung.

Die Zielsetzung der Untersuchungen erforderte daher auch eine zeitlich hochaufgelöste meteorologische Datenbasis. Vor allem die bodenhydrologisch relevanten Einflussfaktoren der Temperaturverläufe und Niederschlagsgänge mussten zentral in die analytischen Betrachtungen mit einbezogen werden.

Methodik:

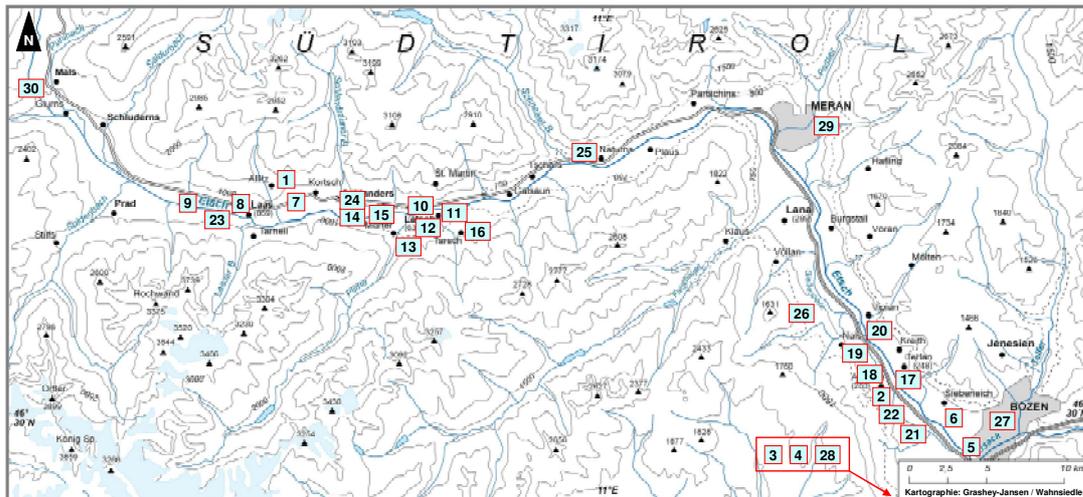
Für die Datenanalyse reichten die selbst erhobenen meteorologischen Parameter aufgrund ihrer geringen räumlichen Dichte nicht aus. Zudem stellen meteorologische Datenaufzeichnungen hohe Ansprüche an die Qualität und Ausstattung einer Wetterstation. Diese konnten im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen finanziell bedingt nicht erfüllt werden.

Daher wurde auf bestehende Datenbanken des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN sowie des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU zurückgegriffen. Beide Institutionen betreiben eine große Anzahl räumlich weit verteilter Meteomessstationen, die über eine entsprechende Ausstattung sowie eine regelmäßige Wartung verfügen. Insgesamt wurden für den gesamten Untersuchungsraum 30 dieser Stationen ausgewählt, um einerseits eine gute räumliche und gleichzeitig standortnahe Abdeckung aller Versuchsstandorte zu gewährleisten.

Die Datenbanken lieferten neben Niederschlags- und Temperaturdaten auch Daten zur relativen Luftfeuchte sowie z.T. Angaben zu Windparametern. Die externen Daten mussten vor der eigentlichen Analyse in zeitlich äquidistante Datensätze überführt werden (vgl. Abschnitt 6.1.1).

Diese Daten lieferten in Kombination mit den eigenen Datenaufzeichnungen aus den standortgebundenen (bestands-)klimatischen Messungen (vgl. Abschnitt 5.1.8 und 5.1.9) eine umfangreiche Datenbasis.

Abbildung 5-10 zeigt eine Karte mit den ausgewählten Meteomess-Stationen.



1	BRR ALLITZ	[1111,6m ü NN] (10°43'21,7"/46°37'58")	16	BRR TARSCH	[806,7m ü NN] (10°52'56,7"/46°36'45,4")
2	BRR ANDRIAN	[296,5m ü NN] (11°14'17,7"/46°30'56,7")	17	BRR TERLAN 1	[259,9m ü NN] (11°14'40,6"/46°31'40,1")
3	BRR EPPAN	[580m ü NN] (11°14'31,7"/46°27'54,8")	18	BRR TERLAN 2	[254,9m ü NN] (11°14'9,4"/46°31'54,8")
4	BRR FRANGART	[240,5m ü NN] (11°17'12,2"/46°28'49,8")	19	BRR TERLAN 3	[257,3m ü NN] (11°13'43,9"/46°32'28,2")
5	BRR GRIES 1	[249,8m ü NN] (11°18'20,9"/46°29'9,8")	20	BRR TERLAN 4	[254,2m ü NN] (11°13'44,8"/46°32'41,9")
6	BRR GRIES 2	[244,5m ü NN] (11°16'49"/46°30'4,8")	21	BRR UNTERRAIN 1	[239m ü NN] (11°15'52,8"/46°29'38,4")
7	BRR KORTSCH	[905,9m ü NN] (10°44'44,5"/46°37'42,7")	22	BRR UNTERRAIN 2	[232,5m ü NN] (11°14'54,9"/46°30'1,6")
8	BRR LAAS 1	[874,9m ü NN] (10°41'33,6"/46°37'12,8")	23	HGA LAAS	[863,18m ü NN] (10°41'40,07"/46°37'38,96")
9	BRR LAAS 2	[881,9m ü NN] (10°39'49,5"/46°37'21,3")	24	HGA SCHLANDERS	[718m ü NN] (10°46'30,98"/46°37'38,96")
10	BRR LATSCH 1	[659m ü NN] (10°50'52,3"/46°37'12")	25	HGA NATURNS	[554m ü NN] (10°59'36,87"/46°39'2,75")
11	BRR LATSCH 2	[663,7m ü NN] (10°51'58,9"/46°37'14")	26	HGA TISENS	[635m ü NN] (11°10'45,17"/46°33'39,01")
12	BRR LATSCH 3	[677,6m ü NN] (10°51'29,7"/46°36'35,6")	27	HGA BOZEN	[254m ü NN] (11°18'45,77"/46°29'51,42")
13	BRR LATSCH 4	[680m ü NN] (10°50'15,5"/46°36'30,7")	28	HGA MONTIGGL	[530m ü NN] (11°17'42,43"/46°25'32,69")
14	BRR SCHLANDERS 1	[710,1m ü NN] (10°46'47,7"/46°37'25,9")	29	HGA MERAN	[333m ü NN] (11°14'23"/46°69'37")
15	BRR SCHLANDERS 2	[681,7m ü NN] (10°48'6,4"/46°37'19")	30	HGA MARIENBERG	[1335m ü NN] (10°52'10"/46°70'63")

Abb. 5-10: Karte der verwendeten Wetterstationen des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (BRR). (Quelle: eigener Entwurf)

5.1.8 Erfassung von Lufttemperaturen und relativen Luftfeuchtigkeiten im Pflanzenbestand

Untersuchungen über den witterungsbedingten Wasserverbrauch von Apfelbäumen heben immer wieder die bestandsnahe Lufttemperatur als einen wesentlichen Klimafaktor hervor (vgl. REINKEN 1962 u. 1963; BLANKE & LENZ 1988; MAGER 1988; BACKES & BLANKE 2003). Mit der Transpiration ist stets auch ein Entzug von Wasser in der Bodenmatrix verbunden und damit bodenhydrologisch relevant.

Der Zugriff auf die umfangreichen meteorologischen Datenbanken des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN sowie des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU gestattet Datenanalysen der Lufttemperaturen und ihrer bodenhydrologischen Wirksamkeit auf einer sehr breiten räumlichen sowie zeitlich hochaufgelösten Basis.

Dennoch befindet sich (mit Ausnahme von Standort ST5) keine der meteorologischen Stationen unmittelbar im Nahbereich der eigenen Standorte. Da sich die Lufttemperaturverläufe im Pflanzenbestand jedoch deutlich von den Lufttemperaturen der umgebenden freien Atmosphäre unterscheiden, war es notwendig, direkte Bestandsdaten zu erheben. Die Erfassung von Klimaparametern im Pflanzenbestand sollte eine Abschätzung der messtechnisch kaum zu erfassenden potentiellen Evapotranspiration ermöglichen.

Die Datenbanken des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU beinhalten neben anderen meteorologischen Parametern auch weitgehend kontinuierliche Datensätze der relativen Luftfeuchte. Die zusätzliche Erfassung der relativen Luftfeuchte in unmittelbarer Nähe der eigenen Stationen ermöglicht einen Abgleich sowie eine Ergänzung der fremden Datensätze. Insbesondere die kurzfristigen Schwankungen der Luftfeuchtwerte können somit genauer analysiert und hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf bodenhydrologische Steuergrößen besser beurteilt werden, weil diese klimatische Größe maßgeblich die aktuellen Evapotranspirationsraten der Kulturpflanzen und damit indirekt auch den Bodenwasserhaushalt im durchwurzelten Bereich mitsteuert.

Das Sättigungsdefizit der Atmosphäre ist über die relativen Luftfeuchteverhältnisse abschätzbar und beeinflusst zusammen mit der Lufttemperatur maßgeblich die Evapotranspiration (*ETP*) eines Standorts (vgl. HERBST 2001). Auch der Wind wirkt auf die kutikuläre und stomatäre Transpiration der Obstbäume ein, allerdings unter pflanzenphysiologisch hoch komplexen Regelvorgängen (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Die *ETP* resultiert letztlich, durch die gesteigerte Transpirationsaktivität der Apfelbäume und die Intensivierung direkter Verdunstungsprozesse im Kontaktbereich der Bodenoberfläche mit der Atmosphäre, in einem Wasserentzug aus der Bodenmatrix. Daher darf die Bedeutung der durch die *ETP* erzeugten räumlichen Variabilität der Bodenfeuchte nicht unterschätzt werden. Die Evaporation und die Transpiration sind als Größen nur schwer direkt messbar und stellen daher prinzipiell ein Problem im Rahmen ökologischer und bodenhydrologischer Betrachtungen dar (vgl. SCHRÖDTER 1985).

Methodik:

Lufttemperaturen im Pflanzenbestand:

Die Lufttemperaturen wurden je Standort in zwei Höhen (40 *cm* und 160 *cm*) in stündlicher Auflösung gemessen und die Werte von einem Datalogger erfasst. Zur Anwendung kamen dabei zertifizierte und genormte Temperaturlogger mit je zwei externen *NTC*-Messwertfühlern (Fa. TECH INNOVATORS LTD.). Die Messwertfühler wurden mit *WMO*-normerfüllenden Strahlungsschutzschirmen versehen, die aus Kostengründen im Eigenbau hergestellt wurden.

Relative Luftfeuchtigkeiten im Pflanzenbestand:

Zur Erfassung der relativen Luftfeuchte wurde jede Mess-Station mit einem Multisensormodul zur Erfassung der relativen Luftfeuchte ausgestattet. Der Temperatur-Feuchte-Transmitter (SHT 75, Fa. SENSIRION) verfügt über einen kalibrierten digitalen Signalausgang. Die werkeingestellten Kalibrationskoeffizienten sind jeweils im Sensorchip gespeichert und werden während der Messung für die interne Kalibrierung des Sensorsignals benutzt. Die Sensoren waren nach entsprechender Modifizierung der Loggerprogrammierung kompatibel zur gesamten Mess-Einheit. Dies ermöglichte eine zeitgleiche Messwernerfassung in stündlicher Auflösung. Die Sensoren wurden mit einem Strahlungsschutz versehen und jeweils in 160 *cm* über der Geländeoberfläche (*GOF*) in den Hauptkronenbereich der Pflanzenbestände eingehängt.

Bei der Berechnung der relativen Luftfeuchte *RF* musste die Nicht-Linearität des Feuchtesensors kompensiert werden (vgl. Abb. 5-11).

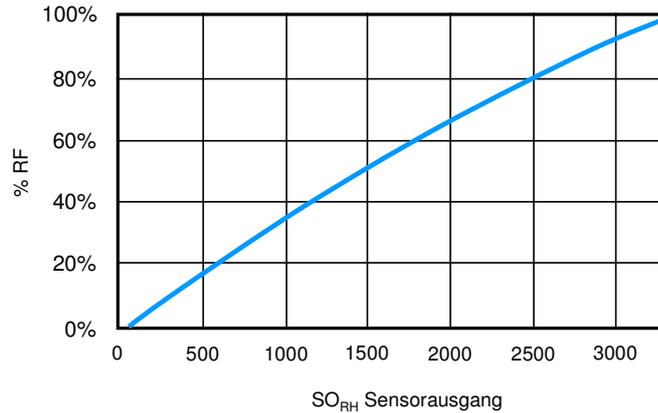


Abb. 5-11: Konvertierung von SO_{RH} in relative Feuchte (RF).
(Quelle: verändert nach SENSIRION 2004)

Die Kompensierung wurde nach der vom Hersteller vorgegebenen Gleichung berechnet:

$$RH_{linear} = c_1 + c_2 \cdot SO_{RH} + c_3 \cdot SO_{RH}^2 \quad [Gl. 5-17]$$

mit:

RH_{linear} = rel. Luftfeuchte (linear) nach Umwandlung des Ausgangsignals

$c_1 = -4$ (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

$c_2 = 0,0405$ (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

$c_3 = -2,8 \cdot 10^6$ (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

SO_{RH} = Wert des jeweiligen Ausgangsignals zum RF -Messzeitpunkt

Bei Temperaturen T , die stark von $25^\circ C$ abweichen, musste der Temperaturkoeffizient des Feuchtesensors berücksichtigt werden. Da Feuchte und Temperatur auf demselben monolithischen Chip gemessen wurden, war es möglich, diese Temperaturwerte für die Berechnung der Temperaturabhängigkeit zu verwenden. Die Berechnung wurde nach der vom Hersteller vorgegebenen Gleichung durchgeführt:

$$T^\circ C = d_1 + d_2 \cdot SO_T \quad [Gl. 5-18]$$

mit:

$T_{\circ C}$ = Temperaturwert nach Umwandlung des Ausgangsignals

$d_1 = -40,00$ [°C] (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

$d_2 = 0,01$ [°C] (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

SO_T = Wert des jeweiligen Ausgangsignals zum T -Messzeitpunkt

Anhand der berechneten Temperaturwerte konnte die Kompensation der RH/T -Abhängigkeit berechnet werden. Auch diese Berechnung wurde nach der vom Hersteller vorgegebenen Gleichung durchgeführt:

$$RH_{komp} = (T_{\circ C} - 25) \cdot (t_1 + t_2 \cdot SO_{RH}) + RH_{linear} \quad [Gl. 5-19]$$

mit:

RH_{komp} = rel. Luftfeuchte (komp.) nach Umwandlung des Ausgangsignals

$T_{\circ C}$ = Temperaturwert nach Umwandlung des Ausgangsignals

$t_1 = 0,01$ (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

$t_2 = 0,00008$ (herstellerspezifischer Koeffizient u.d. gegebenen Bedingungen)

Aus Kostengründen konnte die standortspezifische Erfassung der relativen Luftfeuchten im Pflanzenbestand nur im Beobachtungszeitraum von 2005 erfolgen.

5.1.9 Erfassung von Bodentemperaturen

Zwischen Bodentemperatur und Bodenwasserhaushalt bestehen nachweislich Beziehungen. Die dampfförmige Wasserbewegung ist eine Form der ungesättigten Wasserbewegung. Dabei sind die Differenz des Wasserdampfpartialdrucks und die Temperaturdifferenz ausschlaggebend für die Dampfbewegung.

Da die relative Feuchte in den Poren oft 100% betragen kann (nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002), jedenfalls stets mehr als 90%), findet eine Wasserdampfbewegung in Richtung Atmosphäre statt. Erst wenn der Boden deutlich trockener

als sein *PWP* ist, hat er gegenüber der Atmosphäre eine niedrigere relative Feuchte, so dass Wasserdampf in den Boden eindringen kann. Die Temperaturdifferenzen spielen hierbei eine große Rolle.

Die Temperaturdifferenzen haben aber vor allem auch dann großen Einfluss auf die Richtung der dampfförmigen Wasserbewegung, wenn weder ein Gravitations- noch ein Matrixpotentialgradient im Bodenwassersystem vorliegt. Dann bewegt sich der Bodenwasserdampf entsprechend dem Temperaturgradienten von wärmeren Bereichen zu kühleren. So kann ein nicht unerheblicher Wasserdampftransport tagsüber von den wärmeren Bodenoberflächen ins Bodeninnere und nachts vom wärmeren Bodeninneren zur kühleren Bodenoberfläche stattfinden. Somit liegt in der ungesättigten Bodenzone eine enge Kopplung von Wärme- und Wassertransport vor.

Da die relative Luftfeuchte im Boden in der Regel sehr hoch ist, führt jede Temperaturabnahme in einem Bodenbereich zu einer Kondensation von Wasserdampf aus der Bodenluft. Derselbe Vorgang vollzieht sich auch, wenn ein diffuser Zustrom von Wasserdampf einsetzt, weil der Dampfdruck in einer benachbarten Zone infolge von Bodenerwärmungsprozessen ansteigt. Dieser Zusammenhang zwischen Temperatur und Sättigungsdampfdruck führt im Boden dazu, dass im Tagesverlauf Wasserdampf aus dem erwärmten Oberboden nicht nur zur Atmosphäre hin evaporiert wird (s.o.), sondern auch in den Unterboden eindringen kann und sich dann dort niederschlägt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Des Weiteren beeinflusst die Bodentemperatur die Wurzelaktivität und damit wiederum die Wasseraufnahme aus dem Boden (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Niedrige Bodentemperaturen verursachen demnach eine verminderte, höhere Bodentemperaturen eine verstärkte Wasseraufnahme. Zudem steuert die Bodentemperatur über die Transpiration auch indirekt den Wasserhaushalt im Boden mit (vgl. MENDEL 2001).

Da die beschriebenen Prozesse ganz wesentlich von den Temperaturschwankungen im oberflächennahen Bodenbereich abhängen, wurde auch der Gang der Bodentemperaturen im Rahmen dieser Untersuchungen mit in die Messungen aufgenommen, um eventuell von unterschiedlichen Charakteristika der Bodentemperaturverläufe auf die Durchfeuchtungsverhältnisse schließen zu können. Die im Rahmen des Bodenwärmehaushaltes verlagerten Bodenwassermengen (s.o.) haben zwar für die Wasser-

versorgung der Apfelbäume mit Sicherheit nur eine marginale Bedeutung, sind aber durchaus relevante Ergänzungsgrößen.

Methodik:

Zur kontinuierlichen und stündlichen Messung der Bodentemperaturen wurden zertifizierte und genormte Temperaturlogger mit je zwei externen *NTC*-Messwertfühlern (Fa. TECH INNOVATORS LTD.) verwendet. Die Messwertgeber wurden pro Standort im Messjahr 2004 in je zwei verschiedenen Tiefen (10 *cm* und 30 *cm*) in den Boden eingebaut. Die Messungen von 2004 zeigten jedoch, dass die doppelte Einbautiefe keinen wesentlichen Informationsgewinn bringt, so dass ab 2005 die Bodentemperaturmessungen je Standort auf die Bodentiefe von 10 *cm* beschränkt wurden.

5.1.10 Erfassung der Grundwasserflurabstände

Veränderungen des Grundwasserstandes an einem grundwassernahen Standort sind bodenhydrologisch und pflanzenökologisch von großer Bedeutung (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000).

Die Grundwasserflurabstände (*GWFA*) an den untersuchten Standorten können aufgrund des pedogen bedingten kapillaren Steigvermögens stellenweise erheblichen Einfluss auf den Bodenwasserhaushalt haben. Die Wirkung des Grundwassers auf die Vegetation wird maßgebend von der Mächtigkeit des Saugraumes, dessen Körnung und Gefüge sowie der Geschwindigkeit des Wasseraufstiegs (Steigggeschwindigkeit) beeinflusst (vgl. FIEDLER 2001). Welche Mengen an Wasser dem Wurzelwerk der Apfelbäume letztlich zur Verfügung stehen, hängt also von der Größe des Grundwasserflurabstandes und vom Kapillarhub ab, welcher durch die Korngrößenzusammensetzung im Profilaufbau bedingt ist. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) weisen betonend darauf hin, dass sich unter mitteleuropäischen Klimabedingungen bei bestimmten Bodenarten auch noch Grundwasserstände von bis zu 3,3 *m* unterhalb der Bodenoberfläche auf die landwirtschaftlichen Erträge auswirken können. Für den Zweck einer positiven Wasserversorgung der Apfelbäume muss das Grundwasser so hoch unter der Geländeoberfläche anstehen, dass es von den Baumwurzeln zwar in

ausreichendem Maße entnommen werden kann, aber nicht so hoch, dass es die Wurzelatmung blockiert.

Untersuchungen zu Ursachen tagesperiodischer und niederschlagsunabhängiger Grundwasserschwankungen liegen beispielsweise von KAUSCH (1957) vor, der den Tagesgang der pflanzlichen Transpiration als Verursacher hervorhebt. MEYER (1960) unterstreicht dagegen den Zusammenhang mit der Temperatur und stellt fest, dass im Sommerhalbjahr auch ein Einfluss der Transpiration hinzukommt, während UBELL (1961) vor allem die Rolle der Bodentemperatur betont. Dass der Verlauf des Grundwasserspiegels mit dem der Bodenfeuchte sehr hoch korreliert, wurde von MÜLLER (1971) im Rahmen agrarmeteorologischer Untersuchungen festgestellt. KAVIANI (1975) konnte anhand einer komplexen Lysimeteruntersuchung zeigen, dass die einzelnen Wasserhaushaltsfaktoren (Versickerung, kapillarer Wasseraufstieg, Bodenfeuchte und Verdunstung) sich im bewachsenen Boden eindeutig nach der Lage des Grundwasserspiegels richten. Vor allem bei hoher Grundwasserspiegellage war der kapillare Wasserentzug aus dem Grundwasser beachtlich. Beispiele für einen raschen Grundwasserspiegelanstieg infolge von Niederschlägen zeigt HEATH (1988). Neuere Untersuchungen weisen auf den anthropogenen Einfluss durch Wasserentnahme hin (MORGENSCHWEIS 1995) oder berücksichtigen die tagesperiodischen Schwankungen (PÖRTGE 1996).

Dass diurnale Schwankungen der Grundwasserflurabstände stellenweise auch den Bodenwasserhaushalt in der Untersuchungsregion beeinflussen und damit den Bedarf der Kulturpflanzen an einer Bewässerung maßgebend mitbestimmen, konnte THALHEIMER (2005) nachweisen. Dabei wird betont, dass der Einfluss des Grundwassers auf den Bodenwasserhaushalt im Rahmen von Bewässerungsfragen zumeist vernachlässigt wird. Dies kann dann zu groben Überschätzungen des effektiven Wasserbedarfes der landwirtschaftlichen Kulturen und, damit verbunden, zu einer den tatsächlichen Bedarf übersteigenden Bewässerung führen. THALHEIMER (2005) wies nach, dass an einem für das Mittlere Etschtal typischen grundwassernahen Standort der Kapillaranstieg einen wesentlichen Anteil des pflanzlichen Wasserbedarfes abdeckt und damit vielerorts eine deutliche Einschränkung der Bewässerung möglich wäre. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte damit unter anderem überprüft werden, inwieweit sich die Erkenntnisse von THALHEIMER (2005) auch auf anderen grundwassernahen Standorten im Untersuchungsgebiet nachweisen lassen.

Der Grundwasserspiegel ist definitionsgemäß gegeben durch die Tiefe, in der das Matrixpotential $\Psi_m = 0$ ist. Eine ascendente Bewegung des Bodenwassers kommt dann zustande, wenn das Matrixpotential oberhalb der Grundwasseroberfläche niedriger ist, als es dem Gleichgewicht mit dem freien Wasserspiegel (Grund- oder Stauwasser) entspricht (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Das bedeutet, der kapillare Aufstieg dauert so lange an, bis ein Gleichgewicht zwischen der saugenden Kapillarkraft und der auf die Wassermasse wirkenden Schwerkraft erreicht ist. Dieser Kapillarhub kann für die lokale Bodenwasserdynamik und somit auch für die Wasserversorgung der Pflanzen einen wichtigen Faktor darstellen.

Die Erfassung der Grundwasserflurabstände ermöglicht damit neben korrelativen Betrachtungen zwischen der zeitlichen Grundwasser- und Saugspannungsdynamik auch eine Abschätzung der kapillaren Steighöhen an den jeweiligen Standorten, indem die standortspezifischen Korngrößenzusammensetzungen (vgl. Abschnitt 5.1.1) miteinbezogen werden. So besteht bei relativ homogenen Bodensubstraten ein näherungsweise linearer Zusammenhang zwischen dem Kapillarhub und der Korngrößenzusammensetzung, während hingegen dieser Zusammenhang bei heterogenen Bodensubstraten nicht gegeben ist. Da zwischen der Beziehung Wasser-spannung/Wasserleitfähigkeit und der Bodenart ein enger Zusammenhang besteht, lassen sich die kapillaren Aufstiegsraten (KR) in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand auch anhand der Bodenart einschätzen (vgl. MÜCKENHAUSEN 1993; KUNTZE et al. 1994; SCHLICHTING et al. 1995; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002) und tabellarischen Zusammenstellungen entnehmen (vgl. AG BODEN 2005).

Dieser Zusammenhang erklärt sich durch das Kapillaritätsgesetz und die daraus abgeleitete kapillare Steighöhengleichung [Gl. 5-20] (vgl. HARTGE & HORN 1991; ROWELL 1994; HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997):

$$h = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{\rho \cdot g \cdot r} \quad [\text{Gl. 5-20}]$$

mit:

h = Steighöhe [m]

σ = Oberflächenspannung [J/m^2]

α = Kontaktwinkel [°]

ρ = Dichte der Flüssigkeit [kg/m^3]

g = Beschleunigung durch Schwerkraft [m/s^2]

r = Radius der Röhre [m]

Die kapillare Steighöhe h und der Kapillarradius r stehen somit in einem direkten Zusammenhang.

Bezogen auf das in Abschnitt 5.1.4 beschriebene hydraulische Potential Ψ_h gilt dann:

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z < 0 \quad [\text{Gl. 5-21}]$$

mit:

Ψ_h = hydraulisches Potential

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_z = Gravitationspotential

Methodik:

Unter den genannten Voraussetzungen konnten die kapillaren Aufstiegshöhen KH aus dem Grundwasser bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraumes (We) in Abhängigkeit von den jeweiligen Bodenartenzusammensetzungen ermittelt werden, um den Einfluss des Grundwassers auf die Wasserversorgung der Obstbäume quantitativ zu beschreiben. Bodenarten und Lagerungsdichten wurden an den Standorten im Rahmen der bodenkundlichen Profilaufnahmen erfasst und durch zusätzliche Bohrstockproben ergänzt. Umfangreiche Korngrößenanalysen im Labor (vgl. Abschnitt 5.1.1) ergaben genauere Hinweise auf die Korngrößenverteilungen und konnten mit den Feldmessungen abgeglichen werden. Zum anderen ermöglichte die Hinzunahme eigener Messungen der Grundwasserflurabstände sowie die Verwendung entsprechenden Datenmaterials des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN auch standortbezogene Abschätzungen der mittleren kapillaren Aufstiegsraten (KR) aus dem Grundwasser, indem nach den Vorgaben von AG BODEN (1994 u. 2005) neben den Bodenarten auch die effektiven Lagerungsdichten (Ld) einbezogen wurden.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Im Rahmen der kontinuierlichen Grundwasserspiegelerfassung (s.u.) konnte der Abstand (z_a) aus der Differenz zwischen der Grundwasseroberfläche (z_g) und der Untergrenze des effektiven Wurzelraumes (We) bestimmt werden:

$$z_a = z_g - We \quad [\text{Gl. 5-22}]$$

mit:

z_a = Abstand zwischen der Grundwasseroberfläche und der Untergrenze des effektiven Wurzelraumes

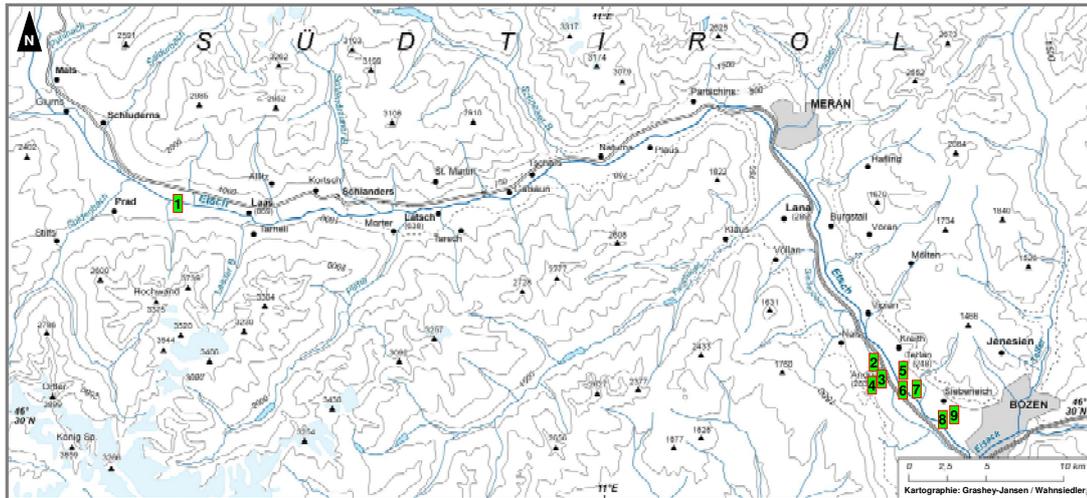
z_g = Lage der Grundwasseroberfläche

We = Untergrenze des effektiven Wurzelraumes

Dies erlaubte, unter Verwendung tabellarischen Standardmaterials (vgl. AG BODEN 1994 u. 2005), ggf. Abschätzungen der entsprechenden $KRWe$ -Werte.

Zur großräumigen Analyse der Grundwasserschwankungen konnte auf eine Datenbank des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN zugegriffen werden, welche die Messdaten kontinuierlich aufgezeichneter $GWFA$ -Werte offizieller Pegelstationen enthält. Aus dieser Datenbank wurden von insgesamt 28 Pegelstationen 4 Stationen in standortnaher Lage ausgewählt. Abbildung 5-12 zeigt eine Karte aller für diese Untersuchung verwendeten Pegelstationen.

Dennoch war eine ergänzende Erfassung und Beobachtung der $GWFA$ -Schwankungen direkt an den Standorten notwendig, da nur diese im unmittelbaren bodenhydrologischen Kontext mit den tensiometrischen Messungen betrachtet werden können. In Kombination mit den Fremddaten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN konnte somit eine standortbezogen repräsentative Datenbasis geschaffen werden. Die eigene standortnahe Erfassung der Grundwasserspiegelschwankungen musste analog zu den tensiometrischen Messungen dauerhaft und zeitlich hochaufgelöst erfolgen, da bereits kurzfristige Schwankungen den bemessenen Hauptdurchwurzelungsbereich beeinflussen können. Die Notwendigkeit einer kontinuierlichen Messung der Grundwasserflurstände begründet sich vor allem damit, dass die Spiegelhöhen in der Regel nicht nur einen saisonalen, sondern auch einen diurnalen Charakter aufweisen.



1	eigene GWP-Station	(10°40'81,95"/46°37'40,4")	[ST8]
2	eigene GWP-Station	(11°13'70,17"/46°31'95,21")	[ST6]
3	HGA-GWP-Station	(11°14'9,3"/46°31'27,61")	[E002]
4	HGA-GWP-Station	(11°14'8,4"/46°31'17,88")	[E001]
5	HGA-GWP-Station	(11°14'56,52"/46°31'27,52")	[N002]
6	eigene GWP-Station	(11°13'70,17"/46°31'95,21")	[ST9]
7	HGA-GWP-Station	(11°15'52,05"/46°31'1,77")	[N003]
8	eigene GWP-Station	(11°17'85,57"/46°29'87,69")	[ST10]
9	eigene GWP-Station	(11°17'95,03"/46°29'94,03")	[ST7]

Abb. 5-12: Lage der Grundwasserpegelmess-Stationen (eigene Stationen sowie HGA-Stationen). (Quelle: eigener Entwurf)

Zur Erfassung der Grundwasserspiegelschwankungen wurden Grundwasserpegelrohre an den entsprechenden Standorten eingebracht. Aus Kostengründen wurden Rammfilter, die über eine perforierte Filterstrecke mit Innentresse verfügen, aus dem Bereich des Brunnenbaus verwendet. Je nach notwendiger Einschlagtiefe, wurden bis zum Erreichen der Geländeoberfläche Vollwandrohre eingewindet und zur Abdichtung mit Teflon vermufft. Die kompatible Kopplung an die Datalogger konnte mit einer Schlauchkonstruktion und einem Drucksensor (MPX 5100 DP, Fa. NIPPON MOTOROLA) gewährleistet werden.

Bei diesem Messaufbau werden die durch die Grundwasserschwankungen hervorgerufenen Staudruckänderungen in den Pegelschläuchen vom Drucksensor erfasst und als digitales Signal an den jeweiligen Datalogger weitergegeben (vgl. Abb. 5-13).

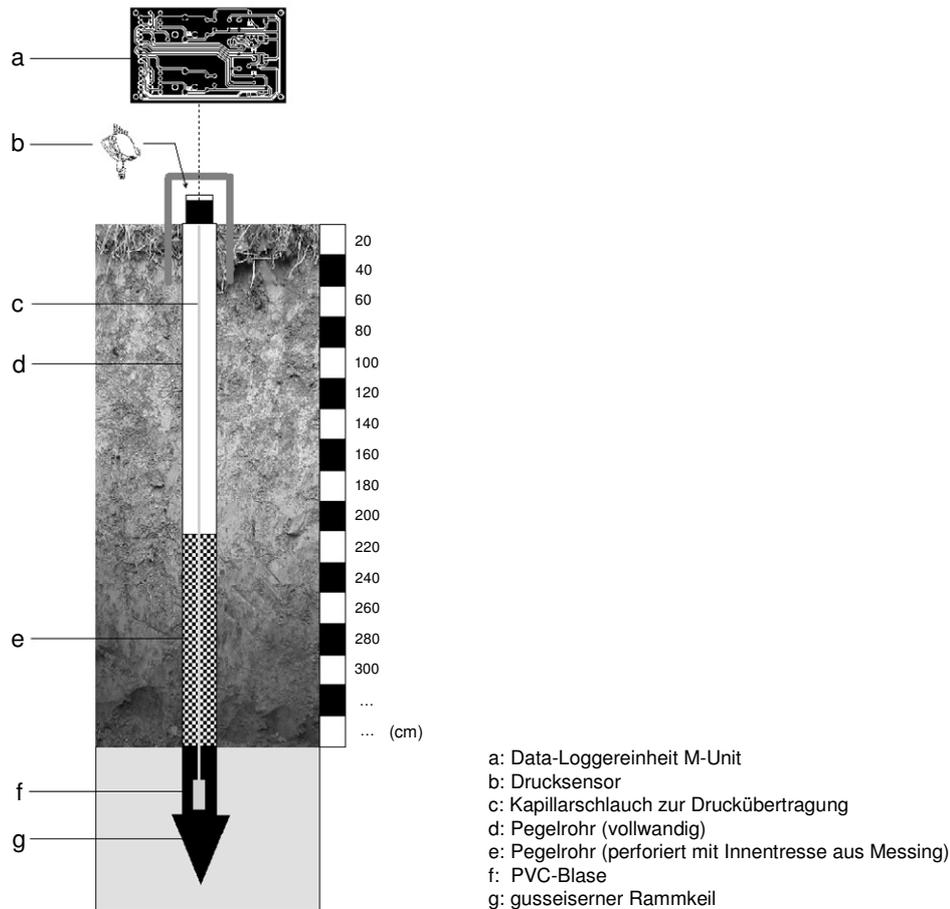
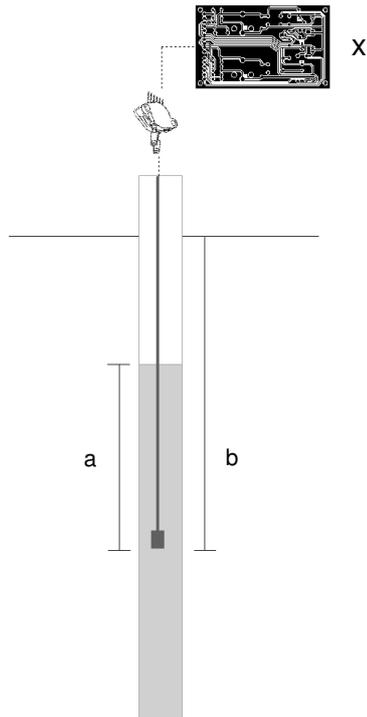


Abb. 5-13: Aufbau und Konstruktion der Grundwasserpegelmessung.
(Quelle: eigener Entwurf)

Die Kalibrierung der Sensoren sowie die regelmäßige Kontrolle der Werte mit Kabellichtlotmessungen stellte die Berechnung der stündlich aufgelösten *GWFA*-Schwankungen mit einer Genauigkeit von $\sim 3 \text{ cm}$ sicher. Diese Methodik wurde bereits im Vorfeld von Mitarbeitern der Land- und Forstwirtschaftlichen Versuchsanstalt LAIMBURG (Pfatten/Italien) in mehrjährigen Untersuchungen zu vergleichbaren Zwecken erfolgreich angewendet.

Die Umrechnung der sensorischen Messwerte in Grundwasserflurabstände erfolgte prinzipiell analog zur Umrechnung der Sensormesswerte in *hPa*-Saugspannungswerte (vgl. Abschnitt 5.1.4), da dieselben Sensoren benutzt wurden. Bei der Berechnung der Grundwasserflurabstände musste jedoch der Messaufbau berücksichtigt werden (vgl. Abb. 5-14).



a: Höhe des Grundwasserspiegels über dem unteren Ende des Kapillarschlauches
 b: Tiefe des unteren Ende des Kapillarschlauches unter der Bodenoberfläche
 x: Messwert der Loggereinheit M-Unit vom Drucksensor

Abb. 5-14: Schema zur Berechnung der Grundwasserflurabstände.
 (Quelle: eigener Entwurf)

Die Berechnung erfolgte anhand der Formel:

$$GWFA = b - a \quad [Gl. 5-23]$$

wobei gilt:

$$a = (U_{Aus} - W_{offset}) / m \quad [Gl. 5-24]$$

mit:

$GWFA$ = Grundwasserflurabstand [cm]

b = Tiefe des unteren Ende des Mess-Schlauches unter der Bodenoberfläche [cm]

a = Höhe des Grundwasserspiegels über dem unteren Ende des Kapillarschlauches [cm]

U_{Aus} = Ausgangsspannung des Drucksensors [V] (vgl. Herleitung in Abschnitt 5.1.4)

$W_{offset} = 0,2$ [V] (vgl. Herleitung in Abschnitt 5.1.4)

$m = 0,0045$ [V/hPa] (vgl. Herleitung in Abschnitt 5.1.4)

5.1.11 Erfassung von Flusspegelständen

Weite Bereiche der Kernobstanlagen befinden sich im unmittelbaren Uferanschluss an den Vorfluter des Untersuchungsgebietes.

Aufgrund des häufig vorliegenden Lockersubstrates ist stellenweise von einer gewissen Kommunikation zwischen Fluss- und Grundwasserstand auszugehen (bspw. Qualmwassereffekt). SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) nennen Horizontaldistanzen von über 5 km bis zum Vorfluter, über die bei entsprechend durchlässigem Untergrund Einflüsse des Flusswasserspiegels auf den des Grundwassers und damit letztlich auch auf die Bodenhydrologie nachweisbar sind.

Um diesen potentiellen Einfluss der Flusspegeldynamik mit einzubeziehen, wurden Daten von drei Pegelmess-Stationen des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN ausgewertet, welche sich entlang der Etsch durch das gesamte Untersuchungsgebiet verteilen.

5.2 Ergebnisse

Die sich über einen dreijährigen Gesamtbeobachtungszeitraum erstreckenden Messungen erbrachten umfangreiches Datenmaterial aus den verschiedenen Untersuchungen. Größere Datenverluste (> 1 Woche) waren trotz der üblichen technischen Probleme, welche mit Zeitreihenmessungen im freien Gelände einhergehen, kaum vorhanden. Auch kleinere Datenverluste (< 1 Woche) ergaben sich nur gelegentlich durch Defekte in der Stromversorgung oder durch Beschädigungen unterschiedlichen Ausmaßes beim Einsatz landwirtschaftlicher Gerätschaften innerhalb der Pflanzungen.

Durch die stündliche Zeitauflösung errechnet sich im Idealfall (d.h. ohne Datenverluste) für jede einzelne Messzeitreihe (bspw. die Saugspannungen eines Standortes in einer Tiefe) bereits ein Stichprobenumfang von $n = 17.568$ (stündliche Messung über drei Jahre hinweg jeweils von Anfang April bis Ende November). Multipliziert man den Umfang eines Datensatzes mit der Anzahl aller Messparameter und addiert die Fremddatensätze vom HYDROGRAPHISCHEN AMT BOZEN und SÜDTIROLER BERATUNGSRING FÜR OBST- UND WEINBAU hinzu, dann ergibt sich eine sehr hohe Anzahl an Messdaten. Zudem fließen auch alle Daten ohne zeitliche Auflösung (bspw. die Ergebnisdaten der Bodenanalysen) mit in die Betrachtung ein.

5.2.1 Ergebnisse der bodenkundlichen Profilaufnahmen und Laboranalysen

Die bodenkundlichen Profilarbeiten wurden in den Jahren 2003 und 2004 durchgeführt. Die Gesamtergebnisse der bodenkundlichen Untersuchungen setzen sich aus den Ergebnissen der Feld- und Labormessungen (vgl. Abschnitt 5.1.1) zusammen.

Es muss darauf hingewiesen werden, dass sämtliche vom Kernobstbau eingenommenen Böden einer starken anthropogenen Überprägung unterliegen. Umfangreiche Flurbereinigungsmaßnahmen (Planieren, Entfernen von großen Gesteinsblöcken, Drainage, Auf- und Umschüttungen etc.) sowie die Neuanlage von Anbauflächen in den letzten Jahren zogen stets erhebliche Eingriffe im Oberbodenbereich nach sich. Ungestörte Bodenprofile liegen deshalb kaum vor. Dies erschwert die Ansprache des natürlichen Solums und dessen Profilgenese deutlich. Dennoch zeigen die Böden aller

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

untersuchten Standorte markante Unterschiede im Profilaufbau. Neben einer hohen Variabilität der Bodenartenzusammensetzung im Feinbodenanteil verdeutlichen die teilweise extrem hohen Skelettanteile des Grobbodens die vorhandenen Standortunterschiede. Hinzu kommen stellenweise profildifferenzierende Grundwassereinflüsse in den Talbereichen.

Die heterogene Bodenbeschaffenheit erfordert daher eine nach Standorten getrennte Beschreibung der bodenkundlichen Profilaufnahmen und Laboranalysen.

Die Beschreibung der Bodenprofile sowie erfolgt nach der Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschlands entsprechend den Vorgaben der AG BODEN (1994 u. 2005). (Hinweis: Zum Fehlen von Standort ST2 vgl. Anmerkung in Abschnitt 4.4).

Standort ST1:

Das Bodenprofil unterteilt sich in 6 Horizonte, die im aufgeschlossenen Bereich durchweg von Verbraunungsprozessen gekennzeichnet sind (vgl. Abb. 5-15).

(Auen)Braunerde [AB]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
	10	Ah	10 YR 3/3	< 2	Ls 3	h 3	-	g Ld 2	koh	-	f 3 gri 3	Rwu Rre	5	c 0
	20	Ah+Bv	10 YR 4/4	< 2	Ul 2	h 1	-	g Ld 3	koh	-	f 3 gri 2	Rwu Rre	4	c 0
	30													
	40	Bv	10 YR 4/4	2 - 10	Ls 3	h 0	-	g Ld 3	koh	-	f 3 gri 2	Rwu Rre	4,5	c 0
	50	II Bv	10 YR 4/4	< 2	Ul 3	h 0	-	g Ld 3	koh	-	f 3 gri 2	Rwu Rre	4	c 0
	60													
70	III Bv	10 YR 4/4	10 - 25	Su 3	h 0	-	o Ld 4	kit	-	f 3 gri 3	Rwu	5	c 0	
80	IV Bv	10 YR 4/4	< 2	Uls	h 0	-	g Ld 4	kit	-	f 3 gri 2	Rwu	5	c 0	
90														
100														
110														

Abb. 5-15: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST1. (Quelle: nach eigenen Daten)

Auf einen knapp 20 cm mächtigen *Ah* folgt der Verzahnungshorizont *Ah+Bv*. An diesen Oberbodenbereich schließen sich mehrere (durch Schichtwechsel markierte) *Bv*-Horizonte (*Bv* bis *IVBv*). Der Untergrundbereich konnte im Rahmen der Aufschlussarbeiten nicht erreicht werden. Ab 110 cm Profiltiefe wurden mit dem Pürckhauer weitere 150 cm sondiert, um die vermutete Homogenität des weiteren Profilaufbaus zu prüfen. Die Sondierung ergab eine Fortsetzung des stark verbrauchten Solummaterials, wobei eine weitere Horizontdifferenzierung aufgrund der Bohrstockprobe nicht möglich war.

Abbildung 5-16 zeigt die Verteilung der Korngrößen über die einzelnen Horizonte hinweg. Hieraus wird der schichtwechselbedingte Profilcharakter deutlich.

Der *Ah* setzt sich aus mittel sandigem Lehm (*Ls3*) zusammen, an den sich verzahnend und deshalb deutlich differenzierbar der *Ah+Bv* aus schwach tonigem Schluff (*Ut2*) anschließt. Der *Bv* ist wieder aus mittel sandigem Lehm (*Ls3*) aufgebaut, jedoch mit etwas erhöhtem Tongehalt im Vergleich zum *Ah*. In den nach unten hin folgenden, schichtverschiedenen *Bv*-Horizonten setzt sich dieser Wechsel in ähnlicher Weise fort (*IIBv* mit *Ut3*, *IIIBv* mit *Su3* und *IVBv* mit *Uls*). Der gegenläufige Verlauf der Schluff- und Tonanteile unterstreicht den permanenten Schichtwechsel im gesamten Bodenprofil, der sich jedoch farblich kaum durchsetzt (bis auf *Ah* mit *10YR 3/3* liegen alle übrigen Horizonte im Farbbereich *10YR 4/4*).

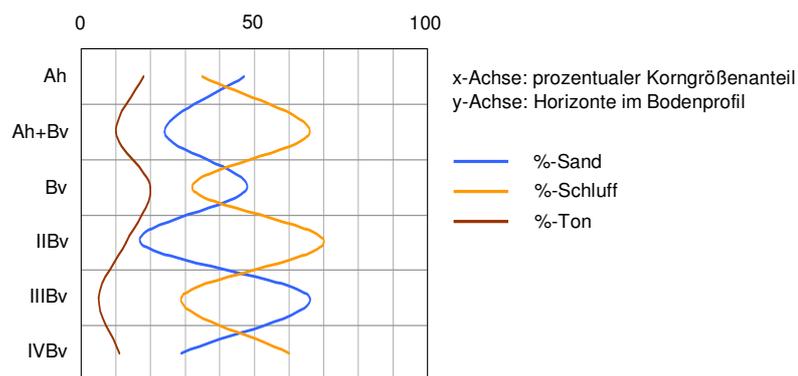


Abb. 5-16: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST1. (Quelle: nach eigenen Daten)

Das Tonmaximum im *Bv* lässt auf initiale Tonverlagerungsprozesse schließen, die sich jedoch noch nicht eindeutig dokumentieren. Der *Ah+Bv* zeigt optisch keinerlei Lessivierungserscheinungen. Eventuell werden potentielle Lessivierungsprozesse aber auch durch den ebenfalls (vergleichsweise) hohen Tonanteil im *Ah* kompensiert.

Die autochthone und tiefgreifende Verwitterung hat hier zur Entwicklung eines Braunerdecharakters (braunerdeähnlicher Boden in Auenlage) geführt, und das um- oder abgelagerte Solummaterial ist durch eine nicht-hydromorphe Bodenbildung überprägt.

Verbunden mit dem mittelhohen Tongehalt sind durchweg mittlere bis hohe Lagerungsdichten (*Ld3-Ld4*). Der Skelettanteil liegt mit Ausnahme des *IIIBv* (10-25%) deutlich unter 10%, meist sogar unter 2%.

Im gesamten aufgeschlossenen Profil konnte kein Carbonatgehalt nachgewiesen werden. Die *pH*-Werte liegen in allen Horizonten zwischen *pH* 4 und *pH* 5. Diese Werte sprechen für ein Pedomillieu, welches Verbraunungsprozesse zulässt.

Der Humusgehalt nimmt mit *h3* im Oberbodenbereich (*Ah*) nach unten hin schnell ab, so dass das Bodenprofil bereits ab dem *Bv* nahezu humusfrei ist.

Aufgrund der Lage im Relief kann das Bodenprofil auch mit allochthonen Prozessen erklärt werden. Nach den aktuellen Richtlinien der AG BODEN (2005) werden die braunen Böden mit Auendynamik (allochthone und autochthone Vega) zur Vega zusammengefasst, weil sie meist nicht einwandfrei unterschieden werden können (vgl. Ergebnisse von ST7 und ST10). Bei eindeutiger Braunerde-Dynamik besteht jedoch die Möglichkeit der Einstufung zur (Auen)Braunerde als eine Varietät der Braunerde. Zudem liegt hier ein Boden vor, dessen *aG*-Horizont nachweislich tiefer als 8 *dm* unter der Geländeoberfläche (*GOF*) liegt und es ist davon auszugehen, dass die Bereiche heute tiefer liegender Horizonte, v.a. im Laufe des mittleren Holozäns, periodisch bis episodisch überflutet wurden.

Aufgrund der vorliegenden Feld- und Laborergebnisse ist der Bodentyp am Standort ST1 demnach als eine (Auen)Braunerde [*AB*] mit der Horizontabfolge *Ah/Ah+Bv/Bv/IIIBv/IIIBv/IVBv* als ein Subtyp der Braunerde anzusprechen. Der Basishorizont *Go* konnte aufgrund der Tieflage nicht aufgeschlossen werden. Der Grundwasserspiegel und damit der vom Grundwasser rezent beeinflusste Bereich liegt hier bei 5-8 *m* unter *GOF* (freundl. mündl. Mitteilung Hr. R. Prantner, Schlanders).

Standort ST3:

Der Bodenaufschluss weist infolge seines hohen Skelettanteils im Unterboden- und Untergrundbereich ein insgesamt gekürztes und geringmächtiges *Ah/Bv-ilCv/imC*-Profil auf (vgl. Abb. 5-17).

Standort: Latsch (ST3)		Gestein: caf, Gn, Gl, Ph		Abtrag/Auftrag: AMM										
Koordinaten: 10°52'6,28" / 46°37'10,93"		Reliefformtyp: Mittelhang		Nutzungsart/Vegetation: AS/SP										
Höhe (m ü.NN.): 669m		Mikrorelief: RE												
Aufnahmedatum: 17.08.2004		Hangneigung: N 2.2												
Witterung: WT 3		Exposition: N												
Braunerde-Ranker [BB-RN]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
10	Ah	7.5 YR 3/3	10 - 25	Sl 3	h 3	-	-	g Ld 2	kru	-	f 2 gri 2	Rwu	6	c 0
20	Bv-ilCv	10 YR 4/2	25 - 50	Sl 3	h 1	-	-	g Ld 3	kru	-	f 2 gri 2	Rwu	6	c 0
30														
40	imC	2.5 YR 4/4	50 - 75 (> 75)	Su 3	h 1	eh	-	g Ld 2	kru	-	f 2 gri 2	Rwu	6	c 0
50														
60														
70														
80														

Abb. 5-17: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST3.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Unter dem *Ah* konnte infolge durchgehender *pH*-Werte von 6,0 partiell die Verbraunung einsetzen. Der Humusgehalt nimmt nach unten hin deutlich ab und der (Grob-) Skelettanteil massiv zu. Der Boden ist über den gesamten Aufschlussbereich hinweg frei von Carbonaten. Die Lagerungsdichte weist im *Bv-ilCv* mit *Ld3* ihr Maximum auf, fällt aber insgesamt eindeutig geringer aus als an Standorten mit vergleichbarer Geomorphogenese (vgl. Ergebnisse der Standorte ST4 und ST5).

Der *Ah* sowie der *Bv-ilCv* setzen sich beide aus mittel lehmigem Sand zusammen (*Sl3*), während hingegen sich der *imC* aus der Bodenart eines mittel schluffigen Sandes (*Su3*) aufbaut. Auf das Korngrößenspektrum bezogen liegt damit eine weitgehend homogene Verteilung der Korngrößen über die Horizonte vor (vgl. Abb. 5-18).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Die leicht gegenläufige Verteilung von Sand und Schluff über das gesamte Profil ist minimal (vgl. Abb. 5-18) und hinsichtlich bodenhydrologischer Fragestellungen nur von marginaler Bedeutung. Der Tonanteil zeigt sich im *Ah* und *Bv-ilCv* zwar leicht erhöht, bleibt aber im gesamten Feinbodenanteil des aufgeschlossenen Profilbereiches unter 10%.

Wesentlich auffallender und von größerer Bedeutung ist dagegen die Zunahme des (Grob-) Skelettanteils mit der Tiefe. So sind im *Ah* nur 10-25% enthalten, im *Bv-ilCv* 25-50% und im *imC* werden partiell bis zu 100% erreicht.

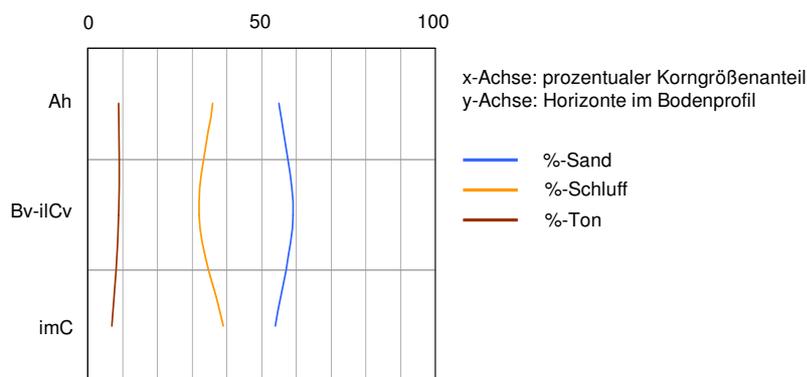


Abb. 5-18: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST3. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Mächtigkeit des Mittelbodenbereiches fällt überwiegend sehr gering und durchweg sehr diffus aus. Grund dafür ist eine sehr heterogene Verteilung von massiven Gesteinsblöcken, welche eine tiefgreifendere Boden- und Profilentwicklung wahrscheinlich nur in taschenartigen Vertiefungen ermöglichte.

Der Boden an diesem Standort ist von seiner Genese her als noch sehr jung zu betrachten. Nach mündlichen Mitteilungen ereignete sich in diesem Bereich erst vor wenigen Jahrzehnten (1970er Jahre; freundl. mündl. Mitteilung Hr. R. Schwienbacher, Tarsch) eine gravitative Massenbewegung in Form einer kleineren Hangrutschung, bei der auch Felsmaterial umgelagert wurde. Dies erklärt die stellenweise geringmächtige Bodenentwicklung und das gekürzte Bodenprofil (auch die Anlage einer Profilgrube zur bodenkundlichen Aufnahme erforderte mehrfache Ansätze).

Nach den diagnostizierten Horizontabfolgen handelt es sich am Standort ST3 um einen *Ah/C*-Boden mit dem Bodentyp eines Braunerde-Rankers [*BB-RN*] (*Ah/Bv-ilCv/imC*) als Subtyp des Rankers.

Standort ST4:

Das Bodenprofil lässt sich in 4 Horizonte unterteilen. Auf den deutlich humosen *Ah* (*h4*), folgt ab -25 cm ein *Ah-Bv* bis -44 cm (Humusgehalt *h2-h3*), an den sich ein schwach humoser (*h1*) *Bv-ilCv* anschließt und ab -95 cm basal in einen völlig humusfreien *ilC* übergeht (vgl. Abb. 5-19).

Braunerde-Regosol [BB-RQ]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügestufe	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
	Ah	10 YR 2/3	10 - 25	Sl 3	h 4	-	g Ld 4	kit	-	f 2 gri 3	Rwu Rre	6	c 0	
	Ah-Bv	2.5 Y 4/4	10 - 25	Su 3	h 2 - h 3	-	g Ld 4	ein kit	-	f 3 gri 3	Rwu Rre	5	c 0	
	Bv-ilCv	2.5 Y 4/3	50 - 75	Su 3	h 1	-	g Ld 4	ein kit	-	f 2 gri 3	Rwu	6	c 0	
	ilC	2.5 Y 3/2	50 - 75	Ss	h 0	-	g Ld 4	ein	-	f 2 gri 2	Rwu	6	c 0	

Abb. 5-19: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST4.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Auf einen mittel lehmigen Sand im Oberboden (*Sl3* im *Ah*) folgt ein mittel schluffiger Sand (*Su3*) im *Ah-Bv*. Diese Bodenart setzt sich bis in den *Bv-ilCv* fort und geht erst im Untergrundhorizont in reinen Sand über (*Ss* im *ilC*).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Zu betonen ist der nach unten hin zunehmende, aber durchwegs hohe bis sehr hohe Skelettanteil.

Der *Ah-Bv* enthält vereinzelt Reste des *Bv-ilCv*, ist jedoch etwas ärmer an Ton (vgl. Abb. 5-20) und setzt sich auch farblich (mit *2,5Y 4/4* gegenüber *2,5Y 4/3*) erkennbar vom *Bv-ilCv* ab. Zudem ist der *pH*-Wert mit 5 um 1 Stufe geringer als im *Bv-ilCv* (vgl. Abb. 5-21).

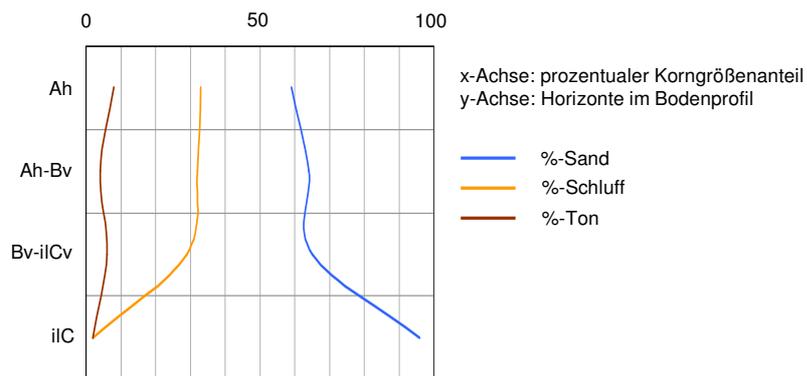


Abb. 5-20: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST4. (Quelle: nach eigenen Daten)

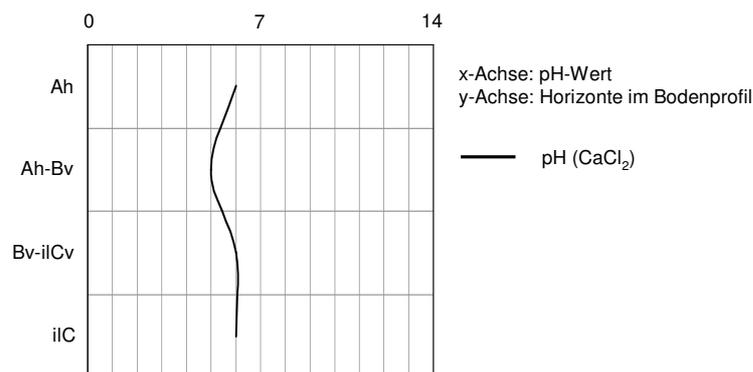


Abb. 5-21: Horizontbezogene Verteilung der *pH*-Werte im Bodenprofil von ST4. (Quelle: nach eigenen Daten)

Das gesamte Bodenprofil ist carbonatfrei, was sich durch die regionale Geologie und die petrographische Zusammensetzung des Gadriamurkegels erklären lässt (vorwiegend kristallines Gestein aus der Vinschgauer Schieferzone; vgl. Abschnitt 4.3).

Das Bodenprofil weist keine auffälligen Verdichtungshorizonte auf. Dennoch ist das überwiegend aus Lockermaterial aufgebaute Substrat durchweg sehr dicht gelagert (*Ld4* in allen Horizonten). Dies erklärt sich für die tieferen Profilmereiche (*Bv-ilCv/ilC*) durch die hohen Eigenaufdrucklasten der massiven Gesteinskörper, welche das gesamte Profil durchziehen. Die ebenfalls hohe Bodenverdichtung im Oberbodenbereich könnte eventuell mit der Befahrung durch den Maschineneinsatz im Rahmen der obstbaulichen Bearbeitung in Zusammenhang gebracht werden. Dieser Vermutung steht jedoch die Tatsache entgegen, dass bei der Betrachtung des Fahrgassenquerschnitts im Oberbodenbereich keine bevorzugten Verdichtungen im Randbereich (= Bereich des Reifenkontakts) zu erkennen waren. Insofern beruhen auch die Verdichtungen im Oberbodenbereich mit großer Wahrscheinlichkeit auf natürlichen Setzungsvorgängen des Feinbodens, also einer gewissen Autokompaktion zwischen den Grobfragmenten, die anthropogen (durch Tritt, frühere Beweidung etc.) unterstützt wurde.

Bezüglich der Bodentypisierung ist der Boden dieses Standortes als ein Braunerde-Regosol [*BB-RQ*] anzusprechen (*Ah/Ah-Bv/Bv-ilCv/ilC*).

Standort ST5:

Die bodenkundliche Profilaufnahme an der Station Tarsch ergab eine klare Abgrenzung von 3 Horizonten (vgl. Abb. 5-22). Auf einen mittel humosen *Ah* folgt als Übergangshorizont ein schwach humoser *Bv-ilCv*, der deutlich scharf an den sich anschließenden und nahezu humusfreien (*h0-h1*) *ilCv* angrenzt.

Das Bodenprofil setzt sich in seinen oberen 50 cm aus mittel schluffigem Sand zusammen (*Su3*), welcher nach unten hin zunehmend in einen reinen Sand (*Ss*) übergeht (vgl. Abb. 5-23). Auffallend, aber im Vergleich zu den Ergebnissen der Bodenprofil-aufnahmen von ST4 und ST3 charakteristisch, ist der durchgehend hohe Skelettanteil. Im *ilCv* wird im aufgeschlossenen Bereich stellenweise ein Skelettanteil von deutlich über 75 % erreicht.

Im *Bv-ilCv* überlagern sich die pedogenen Prozesse der Verbraunung (diese ist durch eine durchgehende Carbonatfreiheit sowie einen *pH*-Wert von maximal 5 über alle

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Horizonte hinweg gewährleistet) mit initialen Prozessen der Bodenbildung aus dem angewitterten und damit lockeren Ausgangsgestein (vorwiegend unsortiertes, kristallines Murkegelmaterial des Tarscher Hügels). Auch im Untergrundbereich (*ilCv*) sind partielle, wenn auch geringe Verbraunungserscheinungen zu erkennen.

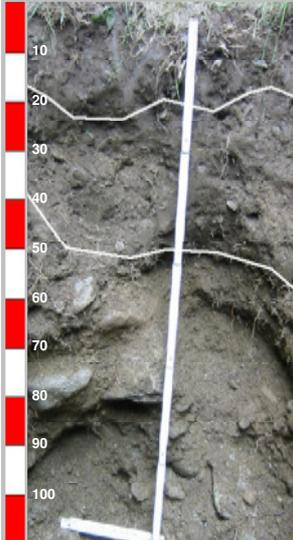
Braunerde-Regosol [BB-RQ]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügestufe	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
	Ah	10 YR 2/3	2 - 10	Su 3	h 3	-	-	^g Ld 4	koh	-	-	-	5	c 0
	Bv-ilCv	2.5 YR 3/3	25 - 50	Su 3	h 2	-	-	^g Ld 4	koh	-	-	-	5	c 0
	ilCv	10 YR 4/3	50 - 75	Ss	h 1	-	-	^g Ld 4	kit	-	-	-	5	c 0

Abb. 5-22: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST5.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Lagerungsdichten sind im gesamten Aufschlussbereich sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Erstreckung mit *Ld4* als relativ hoch einzustufen (vgl. Erklärung bei ST4).

Nach den Ergebnissen der Bodenprofilaufnahme ist der Boden als ein Braunerde-Regosol [BB-RQ] zu typisieren (*Ah/Bv-ilCv/ilCv*). Hierfür spricht neben den überwiegend initialen Bodenbildungsansätzen im Unterboden- und Untergrundbereich sowie den schwachen Verbraunungserscheinungen unterhalb des *Ah* auch die Carbonatfreiheit im Gesamtprofil.

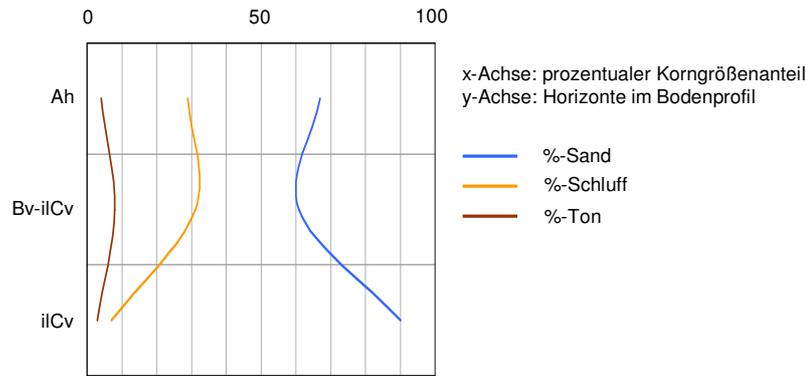


Abb. 5-23: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST5.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Standort ST6:

Der Boden dieses Standortes ist von einer deutlichen Horizontierung geprägt, die vor allem durch den Wechsel oxidativer und reduktiver Merkmale bestimmt wird (vgl. Abb. 5-24). Der Oberbodenbereich beginnt mit einem schwach humosen *Ah-Go*, der ab ca. -50 cm in einen reinen *Go* übergeht. Unterhalb des *Go* folgt ein *Gor* (-85 cm bis -90 cm), der ab -90 cm mit deutlichem Absatz an einen, infolge reduktiver Bedingungen, schwarz-grün gefärbten *Gr* angrenzt. Das gesamte Bodenprofil weist einen stark hydromorphen Charakter auf (das Grundwasser wurde im Rahmen der Profilgrabung bei -142 cm erreicht).

Das geringe, aber partielle Vorhandensein von oxidativen Merkmalen im stellenweise rostfarbenen Oberbodenbereich weist darauf hin, dass der Grundwassereinfluss zeitweilig bis wenige Zentimeter unter die Geländeoberfläche reicht. Der Mangel an Sauerstoff führt mit dem kapillaren Aufstieg von Grundwasser zur Lösung von Eisen und Mangan, welche im Oberbodenbereich als Oxide (bevorzugt an Aggregatoberflächen) ausgefällt werden. Dieser Horizont geht nach unten hin in eine fahlgraue bis graugrüne, zunehmend aber dunkelnde Färbung über. Die intensiv schwarz-grüne Färbung (*5Y 3/1*) im Untergrundhorizont ist durch die Reduktion von Fe^{III} zu Fe^{II} bedingt und deutet auf einen häufigen Einfluss des Grundwasserstandes im Untergrundbereich hin, welcher das Fe^{II} in fein verteilter Form vorliegen lässt.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Wechselgley [GGW]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
10		Ah-Go	2.5 Y 5/3 bzw. 2.5 GY 4/1	< 2	Us	h 1	(ed, rg)	g Ld 3	pol	-	f 2 gri 3	R	6,7	c 2
20		Go	2.5 GY 3/1	< 2	Ut 3	h 0	(ed) rg	g Ld 4	pol	-	f 2 gri 3	R	6,8	c 1
30		Gor	5 Y 3/2	< 2	Ut 2	h 2	rg	g Ld 3	pol	-	f 2 gri 3	R	6,5	c 3.3
40		Gr	5 Y 3/1	< 2	Su 4	h 2	rg	g Ld 2	pol	-	f 2 gri 3	R	6,8	c 1
50														
60														
70														
80														
90														
100														
110														
120														
130														

Abb. 5-24: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST6.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Im Rahmen der Profilaufnahme konnte vor allem im aufgeschlossenen Unterboden- und Untergrundbereich ein charakteristisch fauliger Geruch wahrgenommen werden, was auf die im anoxischen Milieu vorherrschenden fermentativen Umsetzungsprozesse hinweist.

Zwischen -75 cm und -140 cm, mit Schwerpunkt bei -90 cm, finden sich gehäuft (fossile) Schilfrhizome als organische Residuen und fossile Torfeinschlüsse. Dies weist darauf hin, dass es sich im Grenzbereich zwischen dem rezenten *Gor* und *Gr* um einen fossilen Oberbodenbereich handeln könnte, der vermutlich infolge von Hochwasserständen mit jüngeren (Auen-)sedimenten überlagert wurde. Damit wäre dieser Horizont als fossiler *Ah* anzusprechen, welcher durch die rezenten Grundwasserverhältnisse überprägt ist (im Sinne der deutschen Bodensystematik ein *fAh*[•]*Gr*). Da sich hierfür aber keine weiteren Anzeichen im Rahmen der bodenkundlichen Untersuchungen fanden, kann der im aufgeschlossenen Bereich vorhandene Untergrundhorizont lediglich als *Gr* diagnostiziert werden.

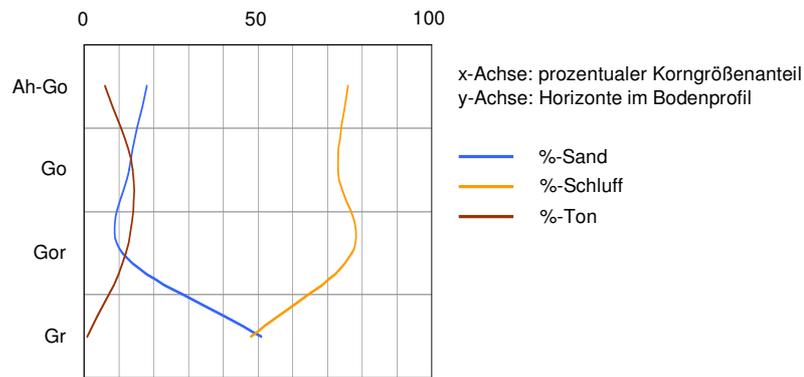


Abb. 5-25: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST6.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Insgesamt scheint rezent eine Umprägung des Bodens vorzuliegen, da unter den heutigen Schwankungen der Grundwasserstände (nach eigenen mehrjährigen Messungen minimal 60 cm unter *GOF*; vgl. Abschnitt 5.2.9) der Boden nicht mehr als typischer Gley anzusprechen ist. Zudem wird der Boden dieses Standortes aktuell nicht nur durch die Grundwasserstände, sondern auch durch das gehemmte Infiltrationsverhalten nach längeren Niederschlägen maßgeblich beeinflusst (freundl. mündl. Mitteilung Hr. H. Mackowitz, Terlan). Diese Beobachtungen werden vor allem im Herbst gemacht, wenn das Grundwasser in diesem Bereich mehr als -160 cm unter *GOF* steht. Es ist davon auszugehen, dass es sich stellenweise um Erscheinungen der Pseudovergleyung handeln muss. Diese Annahme wird durch die Betrachtung der Korngrößenverteilung über das gesamte Bodenprofil gestützt (vgl. Abb. 5-25).

Der Oberbodenbereich zeichnet sich durch einen erhöhten Schluffanteil aus und ist, in Kombination mit den Kornfraktionen Sand und Ton, bezüglich der Bodenart als ein sandiger Schluff (*Us*) anzusprechen. Dieser geht nach unten hin in einen mittel tonigen Schluff über (*Ut3*), wobei der Tongehalt mit zunehmender Tiefe wieder abnimmt und die Bodenart als ein schwach toniger Schluff (*Ut2*) einzuordnen ist. Im basalen Bereich des Profilaufschlusses gewinnt der Sand unter Abnahme des Schluff- und Tonanteils an Dominanz, so dass dieser Bereich durch die Bodenart eines stark schluffigen Sandes (*Su4*) geprägt ist.

Bei gesonderter Betrachtung der Tonfraktionsverteilung zeigt sich im Bereich des *Go* und *Gor* ein deutliches Maximum, während der Sandanteil in dieser Tiefenlage auf ein Minimum zurückfällt. Dies lässt die o.g. Beobachtungen plausibel erscheinen, da im

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Oberbereich des *Go* (bei ca. -48 cm) von bodenverdichteten, wasserstauenden Eigenschaften auszugehen ist. Bestätigt wird diese Annahme durch die im Feld als hoch (*Ld4*) beurteilte effektive Lagerungsdichte.

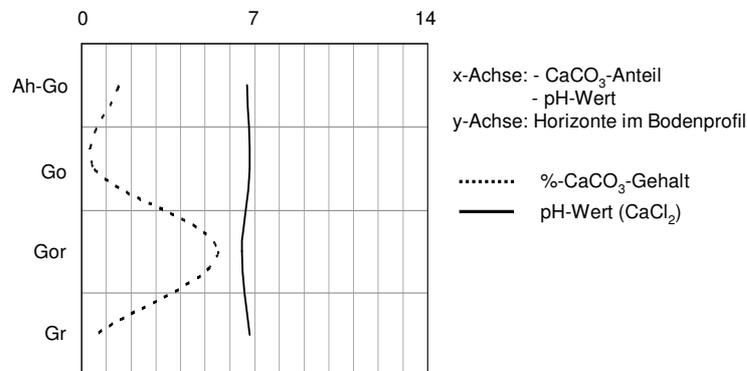


Abb. 5-26: Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und *pH*-Werte im Bodenprofil von ST6.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Bei Grundwasserabsenkungen, wie sie im Rahmen von umfangreichen Trockenlegungsmaßnahmen auch im untersuchten Bereich durchgeführt wurden, wird ein *Gr* oft relativ schnell in größere Tiefen verlagert, während die Ausbildung des *Go* länger erhalten bleibt. Dies bedingt in der Regel eine stärkere Durchlüftung des *Gr* und unter anderem im Zuge der Umbildung von Eisensulfiden auch eine deutliche *pH*-Senkung (vgl. KUNTZE et al. 1994). Dies konnte anhand der durchgeführten Bodenanalysen jedoch nicht nachgewiesen werden. Die *pH*-Werte (CaCl_2) liegen mit ~6,7 durchweg im neutralen bis schwach sauren Bereich. Die horizontbezogenen Verteilungen der *pH*-Werte und der Carbonatgehalte (vgl. Abb. 5-26) zeigen einen deutlich erhöhten Kalkgehalt im *Ah-Go* und vor allem im *Gor*.

Da die Entwässerungsmaßnahmen bereits lange zurückliegen (vgl. Abschnitt 4.3) und heute Aufkalkungen im Bereich der Kernobstanlagen nur noch lokal zur *pH*-Wert-Optimierung erfolgen, müssen die Carbonatgehalte geogen bedingt sein. Der Standort ST6 liegt nur 1,7 km östlich vom Mendel-Gebirgszug, der sich vor allem aus kalkreichen Dolomitgesteinen aufbaut (vgl. STAINDL 2000). Insofern ist davon auszugehen, dass die (geringen) Carbonatgehalte mit Einschüttungen aus der Mendelregion und nicht mit einer anthropogenen Aufkalkung in Verbindung zu bringen

sind. Damit müssen die basischen *pH*-Werte vor dem Hintergrund einer Pufferwirkung durch eine geogen bedingte Carbonatzufuhr gesehen werden. Eine andere Erklärung könnte eventuell in einer Meliorationskalkung und damit in einer anthropogen bedingten Carbonatzufuhr liegen, welche in der Regel nach Entwässerungsmaßnahmen durchgeführt wird, um einer sekundären Pseudovergleyung entgegenzuwirken. Diese Maßnahme konnte jedoch von Seiten der Landwirte nicht bestätigt werden.

Nach eigenen Messungen im Untersuchungszeitraum 2003-2005 liegt der maximale Schwankungsbereich des Grundwassers bei ~78 cm. Aufgrund dieser geringen Schwankungsamplituden kann der Boden hinsichtlich seiner Typisierung nicht als Auenboden (Auengley) angesprochen werden, sondern ist wegen der beschriebenen Eigenschaften als Gley in die Klasse *G* der deutschen Bodensystematik zu stellen, auch wenn die rezenten Bedingungen nicht mehr denen der einstigen Pedogenese an diesem Standort entsprechen.

Damit handelt es sich am Standort der Messstation Terlan I um den Bodentyp eines Wechselgleys [*GGw*] (*Ah-Go/Go/Gor/Gr*) als eine Varietät des Gleys.

Standort ST7:

Das Bodenprofil untergliedert sich im aufgeschlossenen Bereich in 5 Horizonte (vgl. Abb. 5-27). Auf einen mittel-humosen (*h3*) Oberboden (*aAh*) folgen zwei durch Substratwechsel voneinander getrennte Mineralbodenhorizonte (*aM/IIaM*). Der *IIaM* geht in Form eines *aM-aGo* basal in den vom Grundwasser beeinflussten *aGor* über (zum Zeitpunkt der Profilaufnahme lag der Grundwasserspiegel bei -93 cm).

Die Verteilung der Korngrößen (vgl. Abb. 5-28) zeigt einen durchweg sehr geringen Tonanteil zugunsten hoher Sand- und sehr hoher Schluffanteile. Daher setzt sich das gesamte Profil über alle Horizonte hinweg aus der Bodenart eines sandigen Schluffes (*Us*) zusammen und kann von der Korngrößenzusammensetzung her als homogen bezeichnet werden.

Größere Abweichungen zeigen sich in der Lagerungsdichte. Der Oberboden- und Mineralbodenhorizontbereich sind mit mittleren (*aAh* und *aM* mit *Ld3*) und hohen (*IIaM* mit *Ld4*) Lagerungsdichten deutlich kompakter als der vergleichsweise locker aufgebaute und grundwasserbeeinflusste Mineralbodenhorizont im Untergrundbereich (*aM-aGo* und *aGor* mit *Ld2*).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Standort: Bozen I (ST7)		Gestein: (+qPph),fo,lq				Abtrag/Auftrag: AY							
Koordinaten: 11°17'95,03"/46°29'94,03"		Reliefformtyp: T/TS				Nutzungsart/Vegetation: AS/SP							
Höhe (m ü.NN.): 237 m		Mikrorelief: RE											
Aufnahmedatum: 04.11.2003		Hangneigung: N 0 – N 1											
Witterung: WT 3		Exposition: keine Exposition (N-S-verlaufender Talboden)											
Vega (Braunauenboden) [AB]													
Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat	
10	aAh	10 YR 4/3	< 2	Us	h 3	-	g Ld 3	pol	-	f 3 gri 3	Rwu	6,9	c 3,4
20													
30	aM	10 YR 5/3	< 2	Us	h 2	-	g Ld 3	pol	R	f 4 gri 3	Rwu	7,1	c 3,3
40													
50	IlaM	7,5 YR 5/3 + RF	< 2	Us	h 1	ed, eh	g Ld 4	pol	-	f 4 gri 3	Rwu	7	c 4
60	aM-aGo	7,5 YR 4/3 + RF	< 2	Us	h 1	ed, eh	g Ld 2	pol	-	f 4 gri 3	Rwu Rre	7,1	c 1
70													
80	aGor	7,5 YR 4/3 + RF	< 2	Us	h 1	ed, eh	g Ld 2	pol	-	f 4 gri 3	Rwu Rre	7	c 0

Abb. 5-27: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST7. (Quelle: nach eigenen Daten)

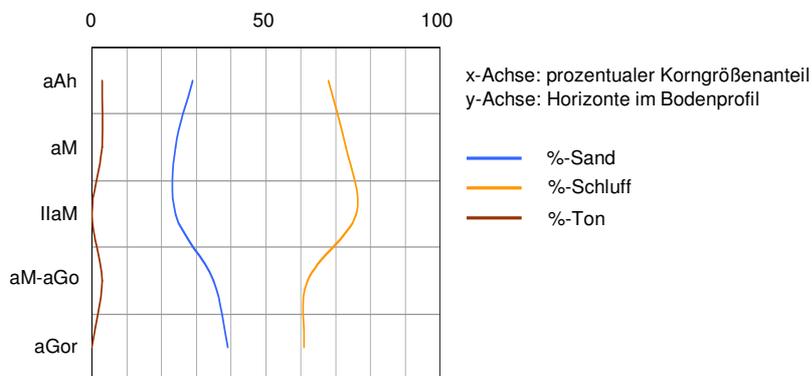


Abb. 5-28: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST7. (Quelle: nach eigenen Daten)

Der *pH*-Wert durchzieht alle Horizonte im Neutralbereich (6,9-7,1), wogegen der Carbonatgehalt eine große Schwankungsbreite aufweist (Maximum mit etwa 12% im *IlaM* und Minimum mit 0% im *aGor*). Der Unterschied im Carbonatgehalt zwischen

aM und *IlaM* von 50% (6% zu 12%) bestätigt den substratbedingten Schichtwechsel, der eine Trennung der beiden Horizonte erfordert (vgl. Abb. 5-29).

Der organische Anteil reduziert sich deutlich mit zunehmender Profiltiefe im Boden.

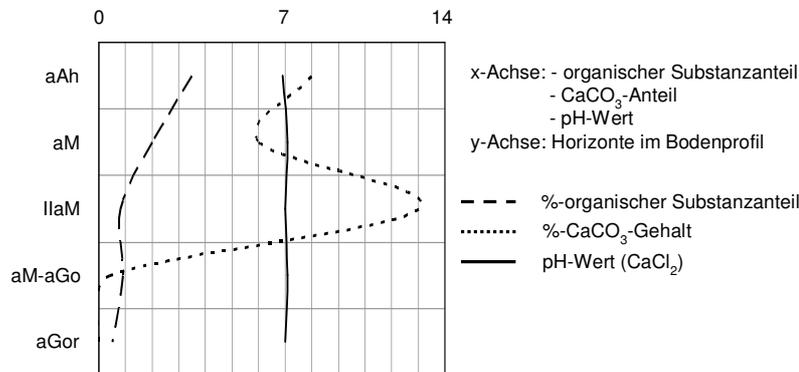


Abb. 5-29: Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte, organischen Substanzanteile und *pH*-Werte im Bodenprofil von ST7.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Den Ergebnissen der Profilanalyse zur Folge handelt es sich damit um eine Vega [AB] (Braunauenboden) mit der Profilabfolge *aAh/aM/IlaM/aM-aGo/aGor*.

Standort ST8:

Die Aufnahme des Bodenprofils sowie die damit verbundenen Laboranalysen ergaben für den Standort ST8 ein relativ klar strukturiertes Bodenprofil, das durch einen mehrfachen Substratwechsel und eine deutliche Grundwasserbeeinflussung geprägt ist (vgl. Abb. 5-30).

An einen geringmächtigen *aAh* schließen sich infolge des mehrfachen Substratwechsels ab -10 cm drei *aelC*-Horizonte (*aelC-IIaelC-IIIaelC*) an, die nach unten hin ab -45 cm durch einen *aG* abgeschlossen werden.

Der Oberboden zeichnet sich vor allem durch seinen vergleichsweise hohen Humusgehalt (*h3*) vom humusfreien Unterboden- und Untergrundbereich (durchweg *h0*) ab. Die mehrfachen Schichtwechsel im alluvial geschichteten Ausgangssubstrat unterscheiden sich hauptsächlich durch ihre Korngrößenzusammensetzungen (vgl. Abb. 5-31).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

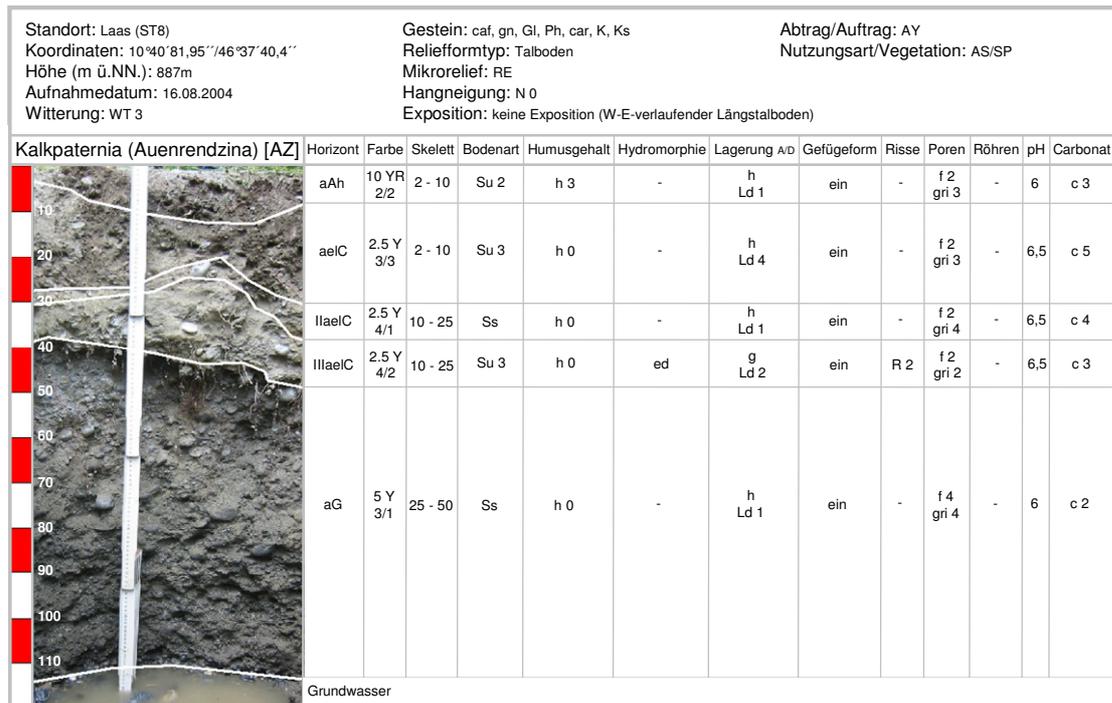


Abb. 5-30: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST8.
(Quelle: nach eigenen Daten)

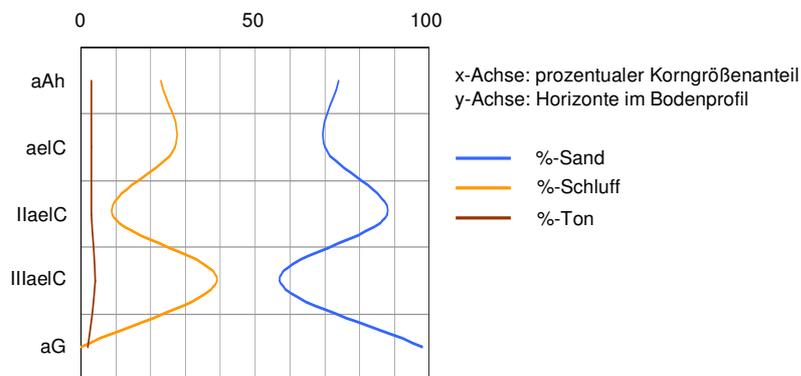


Abb. 5-31: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST8.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Der *aelC* setzt sich im Feinbodenanteil aus mittel schluffigem Sand (*Su3*) zusammen, der *IIaelC* dagegen aus reinem Sand (*Ss*) und bildet damit ein deutliches Sandband im Profilaufbau. Der *IIIaelC* setzt sich aus mittel schluffigem Sand (*Su3*) zusammen und im *aG* liegt wieder reiner Sand (*Ss*) vor. Mit Ausnahme des *aAh* ist das gesamte

Bodenprofil im aufgeschlossenen Bereich durch einen nach unten hin zunehmenden Skelettanteil gekennzeichnet. Dabei dominieren im Grobbodenanteil kantengerundete bis stark kantengerundete Kiesfraktionen unterschiedlichster Korngrößen (*fG*, *mG*, *gG*). Im engen Zusammenhang mit der Schichtung (hier im geologischen Sinn!) und den entsprechenden Korngrößenverteilungen steht die Lagerungsdichte. Mit Ausnahme des zweiten Horizontes (*aelC* mit *Ld4*), weisen alle übrigen Horizonte substratbedingt geringe Lagerungsdichten auf (*Ld1-Ld2*).

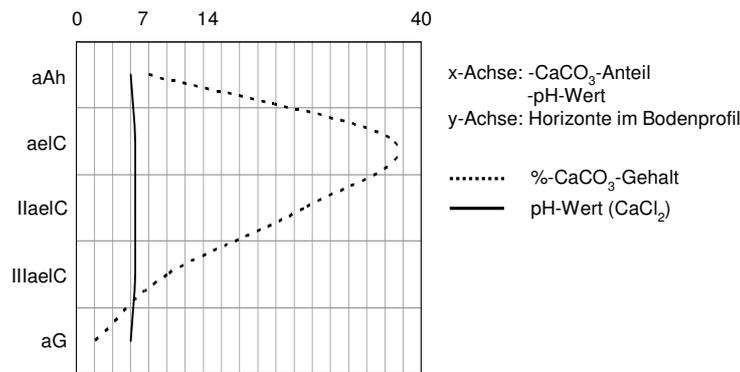


Abb. 5-32: Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und *pH*-Werte im Bodenprofil von ST8.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Im gesamten Profilaufbau ist Carbonat nachweisbar, wobei sich der Kalkgehalt mit zunehmender Profiltiefe reduziert. Der vorhandene (für das Vinschgau eher untypische) Carbonatgehalt erklärt sich hier durch das Vorhandensein carbonathaltiger Substrate aus der Ortler-Trias (vgl. Abschnitt 4.3). Erwartungsgemäß liegen die *pH*-Werte damit überwiegend nahe dem Neutralbereich (vgl. Abb. 5-32).

Aufgrund der Entfernung zum Vorfluter (vom Standort aus etwa 500 *m* bis zur Etsch) besteht rezent kein direkter Zusammenhang zwischen den Grundwasser- und Flusspegelschwankungen. Allerdings ist ein indirekter Einfluss des Flusswasserspiegels auf den des Grundwassers nicht auszuschließen (bspw. Qualmwassereffekt). Vor allem aufgrund des vorliegenden Lockersubstrates ist prinzipiell von einer gewissen Kommunikation der beiden hydrologischen Steuerungsparameter auszugehen. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) nennen Distanzen von über 5 *km* bis zum

Vorfluter, über die bei entsprechend durchlässigem Untergrund Einflüsse des Flusswasserspiegels auf den Grundwasserspiegel nachweisbar sind.

Aufgrund der gesamten Pedogenese aus lockeren, grobkörnigen Sedimenten mit einem geringmächtigen, aber humusreichen (*h3*) *aAh*, sowie des (mit Ausnahme des *aG*) durchweg hohen Carbonatgehalts, lässt sich der Boden als eine Kalkpaternia [AZ], als eine Varietät der Auenpararendzina typisieren (*aAh/aelC/IIaelC/IIIaelC/aG*).

Standort ST9:

Das Bodenprofil lässt sich in vier Horizonte unterteilen (vgl. Abb. 5-33). Auf einen deutlich humosen Oberboden (*Ah* mit *h3*) folgen zwei verbraunte, aber substratdifferenzierte *Bv* (*Bv/IIbv*). Das aufgeschlossene Bodenprofil schließt nach unten mit einem auendynamisch geprägten *aGo*-Horizont ab, der infolge seiner Grundwasserbeeinflussung zahlreiche Oxidationsflecken aufweist.

Mit Ausnahme des Oberbodens (*Ah*) ist der gesamte aufgeschlossene Profilbereich nur schwach humos (durchweg *h1*). Der Carbonatgehalt liegt vom *Ah* bis in den *aGo* durchweg im carbonatarmen Bereich (*c2*), der *Ah* ist sogar völlig frei von Carbonaten. Die *pH*-Werte schwanken im gesamten Profilbereich um den Neutralwert 7 (vgl. Abb. 5-34).

Die Korngrößenzusammensetzung im *Bv* legt bei Betrachtung des Tonmaximums im *IIbv* (vgl. Abb. 5-35) das Vorhandensein von entsprechenden Tonverlagerungsprozessen nahe (hier im Sinne der Braunerdevarietät einer Auenparabraunerde mit der zugehörigen Horizontabfolge *Ah/Al/Bt/aIC-aGo*).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

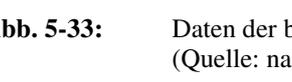
Standort: Terlan II (ST9) Koordinaten: 11°15'2,41" / 46°31'29,84" Höhe (m ü.NN.): 244m Aufnahme datum: 05.11.2003 Witterung: WT 3		Gestein: (+qPph),fo,lq Relief formtyp: Talboden Mikro relief: RE Hangneigung: N 0 – N 1 Exposition: keine Exposition (N-S-verlaufender Talboden)				Abtrag/Auftrag: AY Nutzungsart/Vegetation: AS/SP								
(Auen)Braunerde [AB]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung A/D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
10		Ah	10 YR 4/2	< 2	Ut 2	h 3	-	g Ld 3	pol	-	f 2 gri 2	R	7,2	c 0
20		Bv	2,5 Y 4/3	< 2	Us	h 1	-	g Ld 2	pol	-	f 2 gri 2	R	6,8	c 2
30														
40		IIBv	2,5 Y 4/3	< 2	Ut 2	h 1	ed	g Ld 2	pol	-	f 2 gri 2	R	7	c 2
50														
60		aGo	5 Y 4/2	< 2	Uu	h 1	ed	g Ld 2	pol	-	f 2 gri 2	R	6,8	c 2
70														
80														
90														
100														
110														

Abb. 5-33: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST9.
(Quelle: nach eigenen Daten)

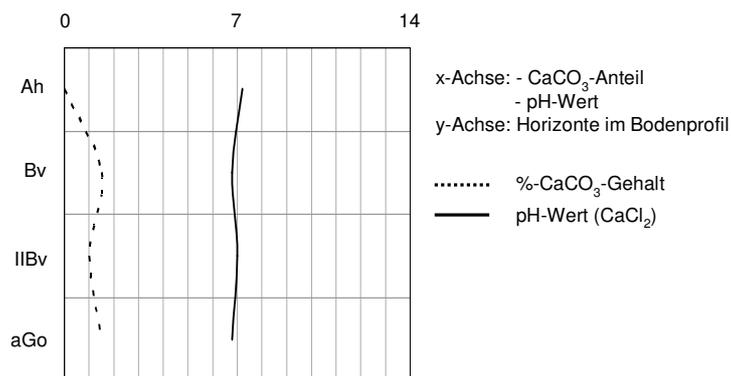


Abb. 5-34: Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte und *pH*-Werte im Bodenprofil von ST9.
(Quelle: nach eigenen Daten)

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

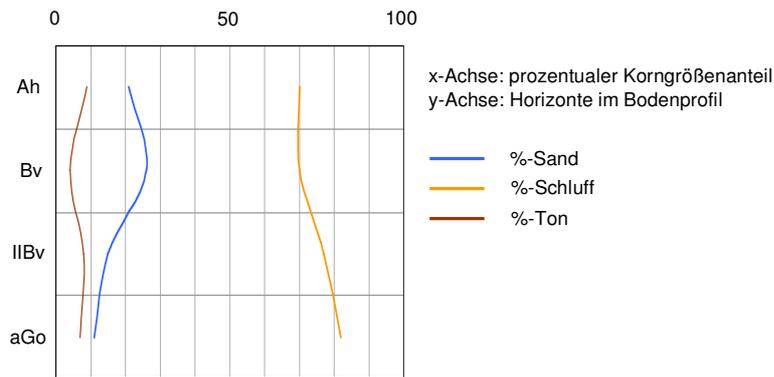


Abb. 5-35: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST9.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Allerdings widersprechen die pH -Werte von $\sim 7,0$ dieser Annahme, da Prozesse der Illimerisation i.d.R. erst in pH -Bereichen von $\sim 5 - 6,5$ optimal stattfinden können. Zudem wurde der Talboden des Etschtales erst in historisch jüngerer Vergangenheit kultivierbar gemacht (vgl. FISCHER & LEIDLMAIR 1975; FISCHER 2002; WERTH 2003). Diese Unterbrechung der natürlichen Pedogenese bedingt es, dass die dort vorhandenen Böden ebenfalls relativ jung sind. Von daher ist es zweifelhaft, ob der erforderliche Zeitraum für eine Lessivierung überhaupt gegeben war. Vielmehr muss ein Schichtwechsel ($Bv/IIBv$) infolge alluvialer Ereignisse angenommen werden (auch wenn die Verteilung der organischen Substanz dies in den betroffenen Horizonten kaum zeigt).

Unter Beachtung der genannten Punkte ergab die Bodenprofilanalyse somit die Typisierung einer (Auen)Braunerde [AB] mit der Horizontabfolge $Ah/Bv/IIBv/aGo$.

Standort ST10:

Der Bodenprofilaufschluss zeigt (ähnlich zu ST7) ebenfalls einen typischen Schwemmboden in der Etschtalesohle. Der auffallend humusreiche ($h4$) Oberboden $aAhp$ zeigt deutliche Inhomogenitäten infolge von bodenwendender Arbeit (vgl. Abb. 5-36). Unterhalb dieses ersten Horizontes liegt ein etwa 10 cm mächtiges Band $IaAh$, das stellenweise von anthropogenen Einschüttungen (Bausand?) durchzogen ist. An den Bereich des Oberbodens schließt sich ein aM an, der sich aus sedimentiertem, holozänem und mittel humosem ($h3$) Solummaterial aufbaut. Im Unterbodenbereich

(*aGo*) zeigen sich zahlreiche hellrostfarbene Fleckungen ($eh^{(+)}$). Diese oxidativen Hydromorphieerkmale stehen im Kontext mit dem rezent aktiven Grundwasser-einfluss (das Grundwasser wurde hier im Rahmen der Profilgrabung bei 80 cm unter *GOF* erreicht).

Vega (Braunauenboden) [AB]		Horizont	Farbe	Skelett	Bodenart	Humusgehalt	Hydromorphie	Lagerung Λ D	Gefügeform	Risse	Poren	Röhren	pH	Carbonat
10		aAhp	10 YR 3/3	2 - 10	Sl 4	h 4	-	g Ld 3	pol	-	f 3 gri 2	R	6,9	c 2
20		IIaAh	2,5 Y 5/4	< 2	Slu	h 4	-	g Ld 3	ein	-	f 3 gri 2	R	7,3	c 3.3
40		aM	10 YR 4/3	< 2	Lu	h 3	eh ⁽⁺⁾	g Ld 4	pol	-	f 4 gri 2	R	7,1	c 3.2
60		aGo	7,5 YR 4/3	< 2	Uls	h 2	eh ⁽⁺⁾	g Ld 2	pol	-	f 4 gri 3	R	6,8	c 1
70														

Abb. 5-36: Daten der bodenkundlichen Profilaufnahme von Standort ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Bestimmung der Bodenarten ergab für den Oberbodenbereich einen stark lehmigen Sand (*Sl4* im *aAhp*) und einen schluffig lehmigen Sand (*Slu* im *IIaAh*) bei jeweils mittleren Lagerungsdichten von *Ld3*. Die Korngrößenverteilung (vgl. Abb. 5-37) zeigt einen leicht erhöhten Ton- und deutlich erhöhten Schluffanteil im *aM*. Diese Verhältnisse spiegeln sich auch in der relativ hohen Lagerungsdichte des *aM* mit *Ld4* wieder. Der Unterbodenbereich setzt sich aus sandig lehmigem Schluff (*Uls*) zusammen und weist mit *Ld2* eine wesentlich geringere Lagerungsdichte auf als der *aM*.

Das Ton- und Schluffmaximum im *aM* ließe sich als Folge von Verbraunungs- und Verlehmungsprozessen im Boden erklären, die stets mit einer Zunahme der Tonfraktion verbunden sind. Die gemessenen *pH*-Werte können diese Annahme jedoch nicht

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

bekräftigen. Diese schwanken über das gesamte aufgeschlossene Bodenprofil um den Neutralbereich (6,9 – 7,3; vgl. Abb. 5-38). Auffallend, aber plausibel ist der deutlich erhöhte Carbonatgehalt im *IlaAh*, mit dem eine leichte Erhöhung des *pH*-Wertes einhergeht. Der Anteil an organischer Substanz nimmt mit zunehmender Profiltiefe stetig ab.

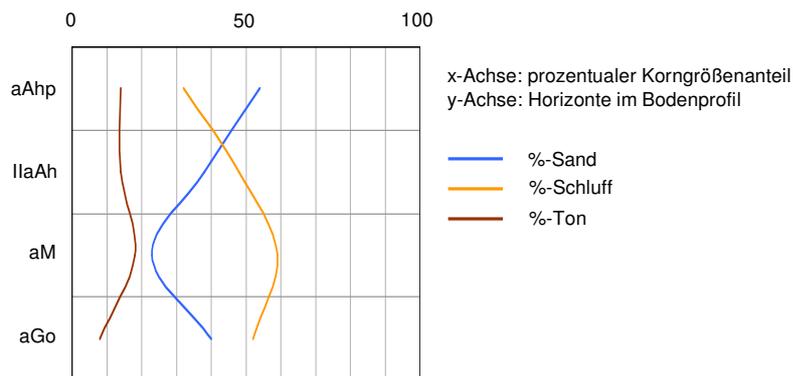


Abb. 5-37: Verteilung der Hauptkorngrößen im Bodenprofil von Standort ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)

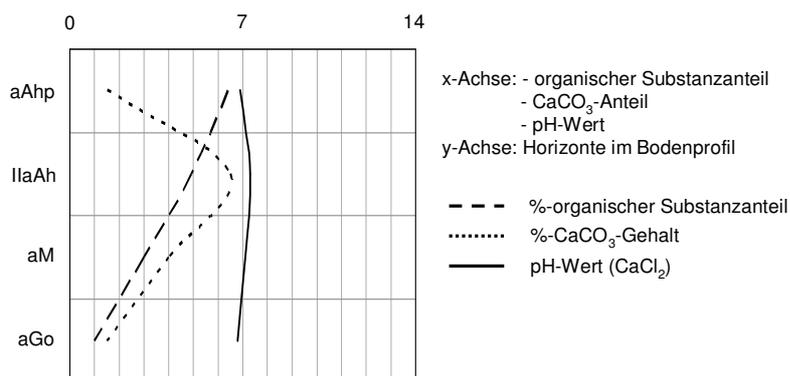


Abb. 5-38: Horizontbezogene Verteilung der Carbonatgehalte, organischen Substanzanteile und *pH*-Werte im Bodenprofil von ST10. (Quelle: nach eigenen Daten)

Der Boden ist von seiner Positionierung sowie seinem pedogenetischen Charakter und Aufbau her als ein braunerdeähnlicher Boden in Auenlage mit dem Bodentyp einer Vega [AB] (Braunauenboden) anzusprechen, mit der Profilabfolge *aAhp/IIaAh/aM/aGo*.

Im Rahmen der bodenkundlichen Feldarbeiten wurde zudem an allen Standorten die Tiefe der maximalen Durchwurzelungsdichte (= effektiver Wurzelraum) der Apfelbäume erfasst (vgl. Abschn. 5.1.1). Von THALHEIMER (2005) werden hierzu für den Untersuchungsraum Bodentiefen von rund 50 cm angegeben. Dieser Durchschnittswert erscheint für Phanerophyten zunächst sehr gering zu sein, erklärt sich aber durch die Schwachwüchsigkeit der Bäume in den Intensivpflanzungen und konnte für die eigens untersuchten Standorte bestätigt werden.

5.2.2 Ergebnisse der Infiltrationsmessungen

Die im Gelände durchgeführten Infiltrationsmessungen lieferten Vergleichswerte hinsichtlich der standortspezifischen Infiltrationseigenschaften im Oberboden. Da die (Doppel-)Ringinfiltration ein dreidimensionaler Vorgang ist und es sich bei dieser Messmethodik um ein nicht-stationäres gesättigt/ungesättigtes Fließverhalten handelt (vgl. Abschnitt 5.1.2), ist eine Auswertung in analytischer Form nur approximativ und unter vereinfachten Grundannahmen der Randbedingungen möglich. Zudem muss bedacht werden, dass die ermittelten Werte lediglich auf punktuellen Messungen basieren und damit eine räumlich nur sehr eng begrenzte Aussagekraft besitzen. BLÖSCHL & GRAYSON (2000) weisen beispielsweise darauf hin, dass Punktmessungen der hydraulischen Leitfähigkeiten des Bodens innerhalb von 100 m Umkreis über Zehnerpotenzen variieren können.

Üblicherweise sind die Infiltrationsraten in einem Oberboden zu Beginn der Messung am höchsten und nehmen dann kontinuierlich ab, um sich dem Infiltrationsverhalten eines gesättigten Bodens anzunähern. Das Erreichen eines annähernd stationären Infiltrationsflusses wurde ab dem Zeitpunkt angenommen, ab dem die Infiltrationsraten nur noch im +/- 10%-Bereich schwankten. Zu berücksichtigen ist, dass sich die Messergebnisse aus den in Abschnitt 5.1.2 dargelegten Gründen jeweils nur auf ein relativ enges Zeitfenster von 60 Minuten beziehen. An allen Standorten konnte jedoch bereits gegen Ende dieses Zeitintervalles eine deutliche Annäherung an die Sättigungskurve festgestellt werden (vgl. Abb. 5-39), so dass eine zwingende

Verlängerung der Messzeiträume in Anbetracht des hohen Messaufwandes nicht notwendig erschien.

Markante Unterschiede im Infiltrationsverhalten bestehen zwischen den Standorten ST4, ST7 und ST10 gegenüber den verbleibenden Standorten ST1, ST3, ST5, ST6, ST8 und ST9. Die zuerst genannten Standorte zeigen, im Gegensatz zu den verbleibenden, sehr hohe Infiltrationsraten zu Messbeginn. Zudem fällt das kurze Ansteigen der Infiltrationskurve bei ST4 zu Beginn der Messung (nach etwa 2 Minuten) auf. Derartige Schwankungen im Verlauf sind hier vermutlich auf die Luftfüllungen im dort hohen Grobporenanteil zurückzuführen (vgl. Ergebnisse der Bodenanalysen in Abschnitt 5.2.1), die im Infiltrationsversuch mit überstautem Wasserspiegel schlecht entweichen konnten. Erst im weiteren Verlauf (nach etwa 7 Minuten) fanden diese in den Grobporen eingeschlossenen Luftmengen einen wasserführenden Weg und das Wasser infiltrierte innerhalb kürzester Zeit nach.

Prinzipiell zeigen jedoch alle Kurven den typischen Verlauf einer Oberboden-Infiltration: Die Infiltrationsraten sind (wenn auch in unterschiedlichem Ausmaß) zu Beginn der Wasserzufuhr am größten, weil das Wasser durch die vorhandene Potentialdifferenz schnell in den Boden gesogen wird. Mit fortdauernder Wasserzugabe nehmen die Infiltrationsraten aufgrund nachlassener Kapillarkäfte (also verringerter Potentialgradienten) ab, bis eine gewisse Konstanz in Sättigungsnähe erreicht wird. Diese sich im Versuchsverlauf asymptotisch einstellenden Infiltrationsraten entsprechen weitgehend den gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten im (Ober-)Boden, auch wenn sie nicht ganz erreicht werden können.

Das in Abb. 5-39 erkennbare unterschiedliche Infiltrationsverhalten ist auf die standortspezifischen Verhältnisse zurückzuführen. Dies verdeutlichen auch die Verläufe der kumulativen Infiltrationsraten im Oberboden unter Einbeziehung der nach Gl. 5-3 (vgl. Abschnitt 5.1.2) näherungsweise berechneten k_{fn} -Werte (vgl. Abb. 5-40).

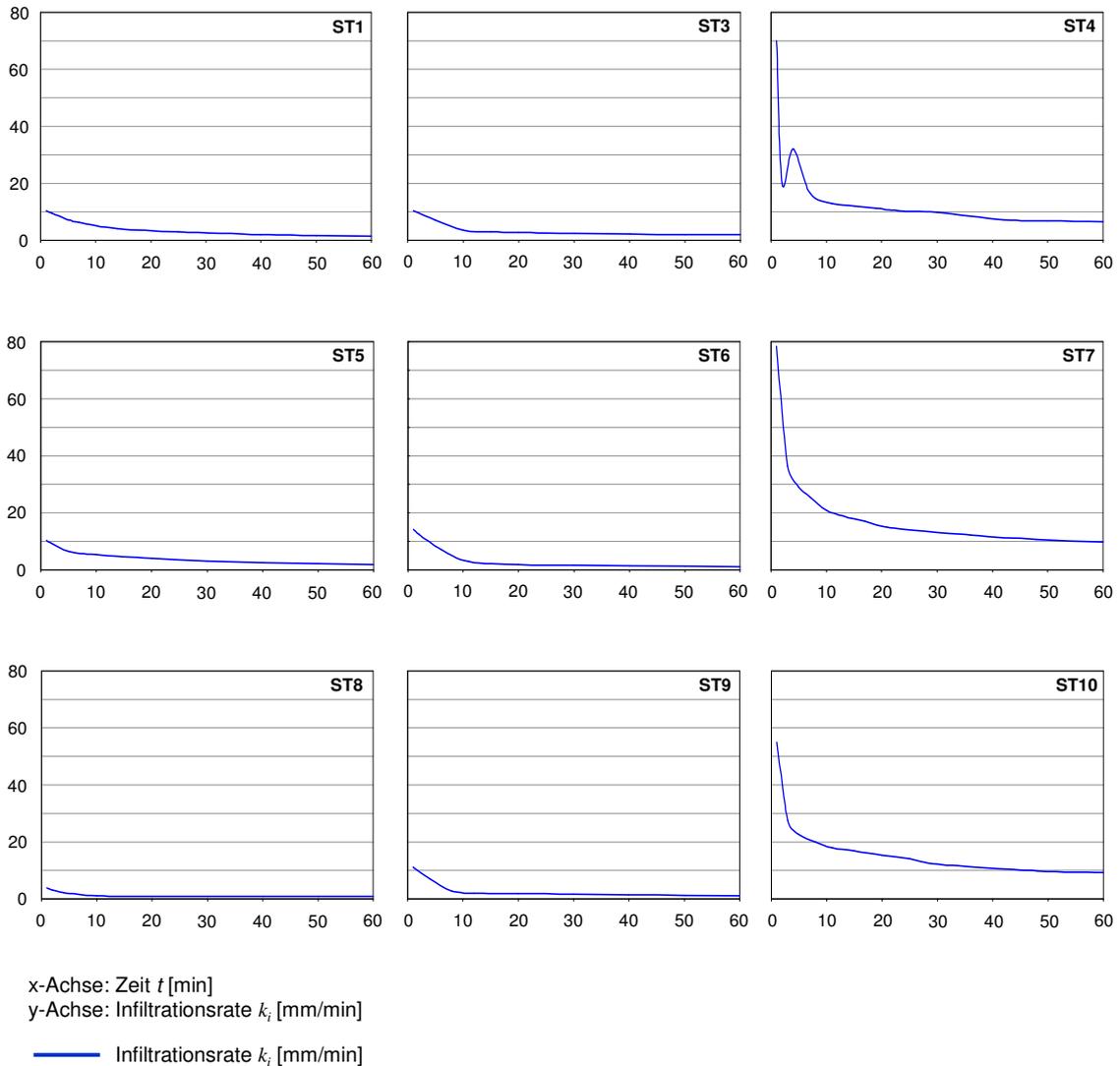


Abb. 5-39: Oberboden-Infiltrationsraten an den Einzelstandorten.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Infiltrationsraten im Oberboden liegen an den Standorten ST4, ST7 und ST10 um etwa eine Zehnerpotenz höher als an den verbleibenden Standorten. Vor dem Hintergrund der Bodenverhältnisse (vgl. Abschnitt 5.2.1) erscheint dies vor allem für den Standort ST4 plausibel (Braunerde-Regosol [BB-RQ] mit einem profildurchziehend hohen Skelettanteil). Die Ergebnisse für die beiden Standorte ST7 und ST10 lassen sich nicht ohne Weiteres mit den pedologischen Verhältnissen erklären (beides Braunauböden [AB] mit vergleichsweise schluffigen Bodensubstraten; vgl. Abschnitt 5.2.1).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

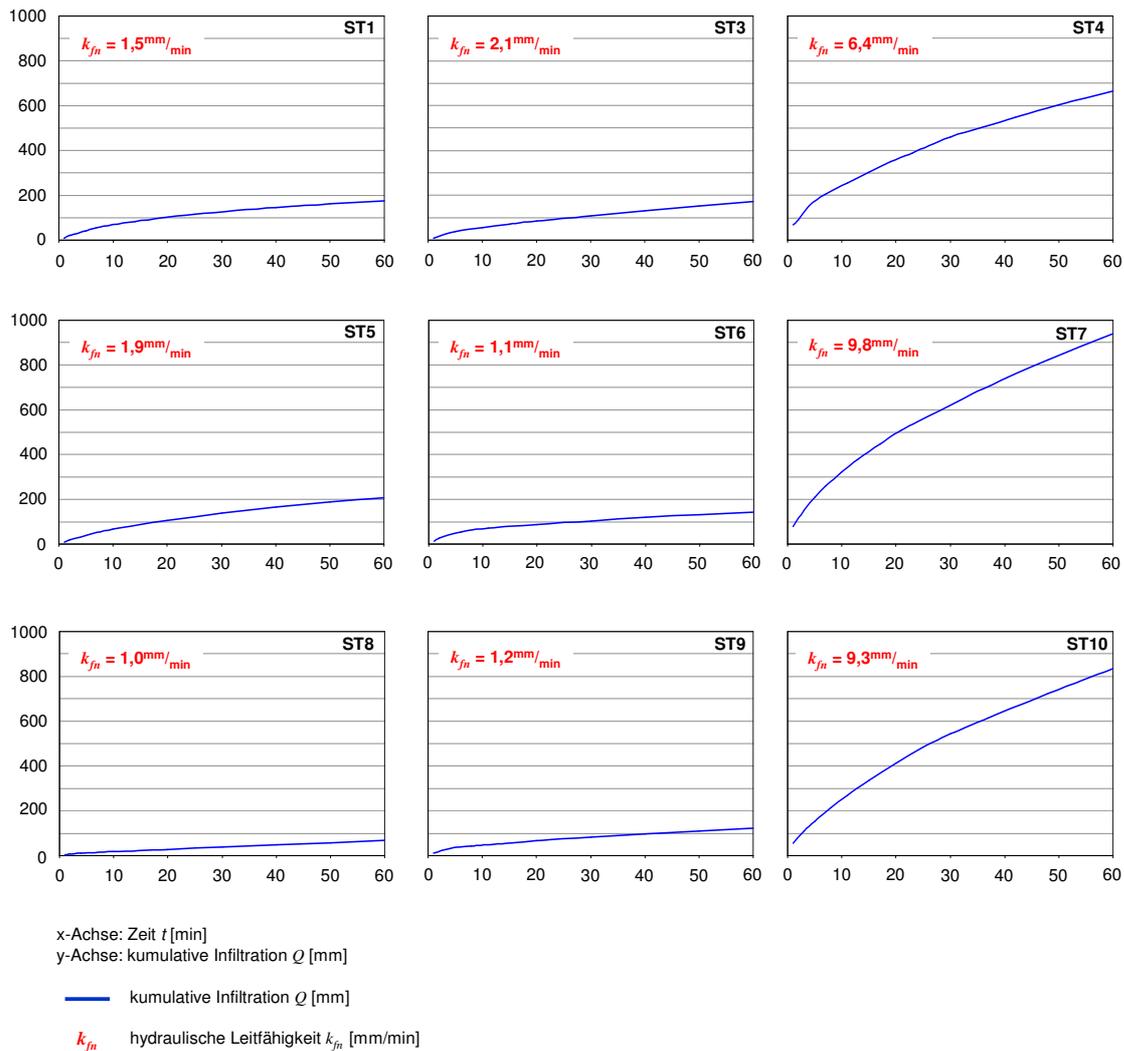


Abb. 5-40: Kumulative Oberboden-Infiltrationen an den Einzelstandorten unter Angabe der berechneten k_{fi} -Werte.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Prinzipiell ist bei Infiltrationsmessungen der Bodenwassergehalt bzw. die Bodenfeuchte vor Beginn der Messung eine entscheidende und zwingend zu berücksichtigende Größe. Diese konnte tensiometrisch über die Messung der jeweiligen Momentanwerte der Matrixpotentiale für die Tiefenbereiche 20 cm, 40 cm, 60 cm und teilweise bis 80 cm erfasst werden (vgl. Abb. 5-41). Außerdem wurden an einigen der grundwassernahe gelegenen Stationen die aktuellen Grundwasserflurabstände $GWFA$ unter GOF erfasst und für die Erklärung der Infiltrationsraten herangezogen.

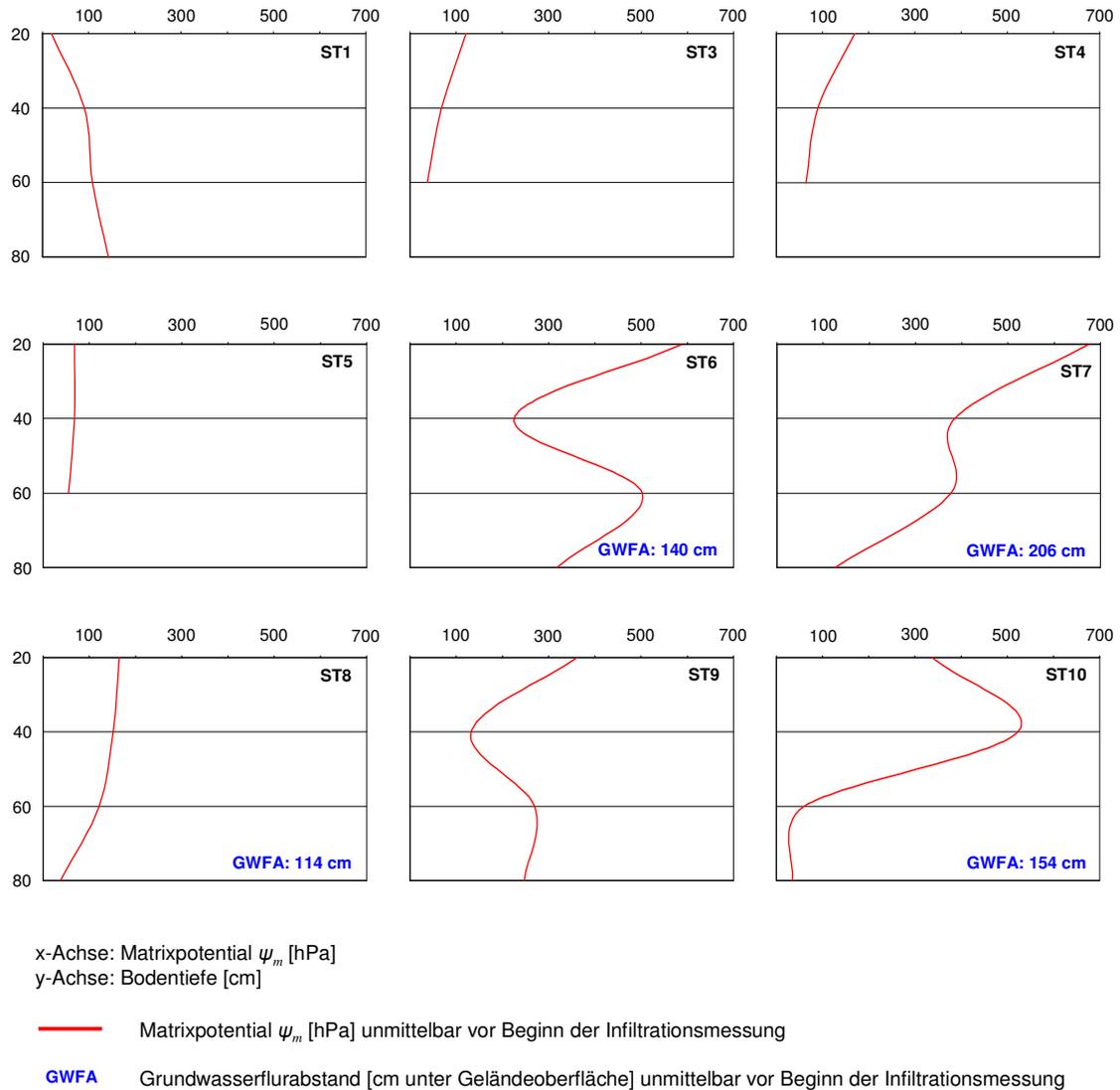


Abb. 5-41: Momentanwerte der tiefendifferenzierten Saugspannungen und Grundwasserflurabstände vor Beginn der Infiltrationsmessungen. (Quelle: nach eigenen Daten)

Diese Auswertung zeigt, dass die Standorte im Untersuchungsraum Mitteletsch (ST6, ST7, ST9 und ST10; vgl. auch Karte in Abb. 4-3) unmittelbar vor Beginn der Infiltrationsmessung vergleichsweise hohe Saugspannungen im Oberboden aufwiesen (340-680 hPa in 20 cm Bodentiefe). Dagegen zeigen die Standorte im Untervinschgau mittlere Werte (20 hPa bis maximal 170 hPa in 20 cm Bodentiefe). Die jeweiligen Verhältnisse liegen jedoch nicht in abweichenden Witterungsverhältnissen, sondern vielmehr in einer unterschiedlichen Bewässerungspraxis begründet. Zudem sei nochmals darauf hingewiesen (vgl. Abschnitt 5.1.6), dass an den Standorten ST7 und ST10 die Bewässerung ausschließlich per Tropfberegnung im Unterkronenbereich

erfolgt und sich dort die als Infiltrationsflächen herangezogenen Fahrgassenbereiche (vgl. Abschnitt 5.1.2) einer Versorgung mit Bewässerungswasser vollständig entziehen.

Der hohe Grundwasserstand von ST8 erklärt die niedrige Infiltrationsrate (Abb. 5-39) und die geringe kumulative Infiltration (Abb. 5-40) bei einem k_{fn} -Wert von nur 1,0 mm/min. Der hohe Grundwasserstand blockiert hier das infiltrierende Wasser und die Infiltrationskapazität nimmt unmittelbar nach Versuchsbeginn rasant ab. Auch für ST6 können ähnliche Verhältnisse angenommen werden.

Die Ergebnisse von ST7 und ST10 erscheinen selbst unter Berücksichtigung der vorhandenen Ausgangsbedingungen (Saugspannung, Grundwasserstand und Korngrößenverteilung im Oberboden) im Vergleich mit den Standorten ST6 und ST9 wenig plausibel. Vermutlich erklärt sich die Infiltrationscharakteristik dort weniger durch die pedologischen Parameter (vgl. Abschnitt 5.2.1), sondern eher mit dem hohen Austrocknungsgrad der Böden. Dieser kommt an den betroffenen Stationen aufgrund der Tropfberegnung im Unterkronenbereich durch die Saugspannungswerte nur bedingt zum Ausdruck. Somit können die Saugspannungen im Fahrgassenbereich (im Gegensatz zu den anderen Standorten), noch wesentlich höher angesetzt werden. Die erfassten Werte (675 hPa bei ST7 und 337 hPa bei ST10) sind daher als Minimalwerte zu verstehen. Dies erklärt die extrem hohen k_{fn} -Werte, welche vor allem durch die sehr hohen Infiltrationsraten zu Versuchsbeginn mitbestimmt wurden. An diesen Standorten wäre eine deutliche Verlängerung der Messdauer notwendig gewesen, um wenigstens näherungsweise in den gesättigten Bereich zu gelangen. Insofern sind die k_{fn} -Werte von ST7 und ST10 offensichtlich zu hoch.

Ordnet man diese Ergebnisse in die Skala der Richtwerte nach DIN 18130-2 ein (vgl. auch HÖLTING 1996), dann können die Wasserdurchlässigkeiten der Oberböden an den untersuchten Standorten als stark durchlässig bis durchlässig bezeichnet werden. Die Messergebnisse erscheinen durch diese Zuordnung etwas stark generalisiert und pauschal. Bemerkenswert ist jedoch, dass die Messungen an keinem der untersuchten Standorte k_{fn} -Werte der DIN-Kategorie (DIN 18130-2) *schwach durchlässig* oder *sehr schwach durchlässig* (Größenordnung 10^{-4} bis 10^{-6} m/s) ergaben und somit an allen Standorten eine (mehr oder weniger) hohe Permeabilität gegeben ist und keine längeren Stauphasen im Infiltrationsprozess beobachtet werden konnten.

5.2.3 Ergebnisse der tiefendifferenzierten Saugspannungsmessungen

Die tensiometrischen Messungen ergaben deutliche Unterschiede zwischen den Standorten. Dies unterstreicht die standortspezifische Heterogenität.

Im ersten Beobachtungszeitraum (2003) konnten die Aufzeichnungen aller Stationen erst mit dem Monat Mai beginnen und dauerten bis einschließlich Oktober an. In den Folgejahren 2004 und 2005 war eine Erweiterung des Messzeitraums möglich, so dass die Saugspannungen durchgehend von April bis Anfang/Mitte November des jeweiligen Jahres erfasst werden konnten. Zudem erfolgte im Jahr 2005 eine Ergänzung des Messtiefenspektrums auf -80 cm . Diese betraf jene Standorte, welche aufgrund ihrer topographischen Lage sowie den Ergebnissen aus den beiden vorhergehenden Untersuchungsjahren eine Grundwasserbeeinflussung vermuten ließen.

Die Saugspannungszeitreihen zeichnen sich durch mehrfache abrupte und kurze Einbrüche in ihrem Gesamtverlauf aus. Diese kurzfristigen Einbrüche können verschiedene Faktoren zur Ursache haben. Zum einen brachen die Saugspannungen dann ab, wenn zu hohe ($> 850\text{ hPa}$) und deshalb mit der verwendeten Messtechnik nicht mehr erfassbare Werte erreicht wurden. Zum anderen konnte das Leerlaufen des Füllwassers im Tensiometer infolge von Wartungsfehlern eine Ursache sein. Unterbrechungen (= Datenlücken), die längere Zeitspannen umfassen, gehen meist auf Probleme in der Tensio-Logger-Elektronik zurück. Diese Probleme ergaben sich vor allem durch wiederholte Kabelabrisse, Sensorbeschädigungen und Tensiometerbrüche durch die landwirtschaftliche und maschinell gestützte Bearbeitung in den Anbauflächen.

Neben den Amplituden im Jahres-, Monats- oder Tagesgang, weisen die Werte einiger Tensiometer vereinzelt starke Minimum-Schwankungen in der Größenordnung von $20\text{--}40\text{ hPa}$ im Stundenbereich auf. Dieses "Kurvenzittern" (vgl. Abb. 5-42) lässt sich nicht durch kurzfristige Änderungen der Saugspannungen im Boden oder Temperaturänderungen im Inneren der Tensiometer erklären. Vermutlich gehen diese Kleinstamplituden auf minimale Messfehler in der Tensiosensorik zurück und dürfen deshalb nicht den Saugspannungsverhältnissen im Boden zugeordnet werden.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

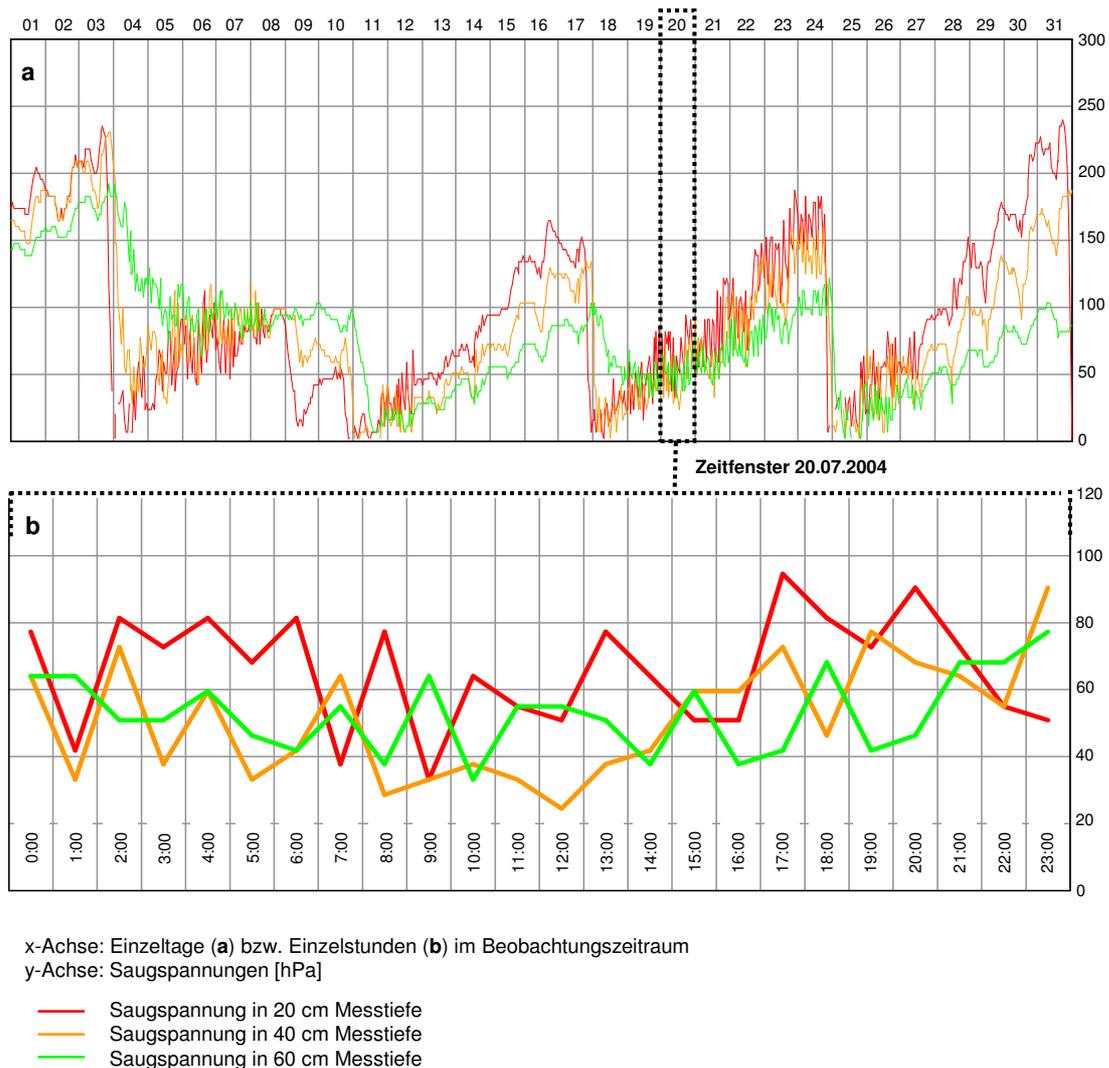


Abb. 5-42: Darstellung der Minimumschwankungs-Problematik am Standort ST1 im Beobachtungszeitraum Juli 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Dieser ungünstige Nebeneffekt trat nur für kürzere Zeiträume und bei wenigen Tensiometern auf. Es waren vor allem jene Tensiometer betroffen, die nicht in einem Bereich mit relativ gleichmäßiger Beschattung und konstanten Windverhältnissen positioniert werden konnten. Allerdings vermochten auch die ab dem Messjahr 2004 vorgenommenen Isolierungsmaßnahmen an allen der davon betroffenen Tensiometern diesem Verhalten nicht effektiv entgegenzuwirken.

Bei der Analyse der Saugspannungskurven (vgl. Abb. 5-43) muss berücksichtigt werden, dass vor allem das stations- und jahresspezifische Bewässerungsverhalten die tensiometrischen Messungen stark beeinflusste. Einer sommerlichen Trockenheit und

der damit verbundenen reduzierten Verfügbarkeit an Bodenwasser wurde von Seiten der Landwirtschaft überwiegend durch entsprechend erhöhte Bewässerungsgaben entgegengewirkt. Insofern besitzt die alleinige Betrachtung der Saugspannungswerte beim Vergleich mit entsprechenden meteorologischen Daten nur eine stark eingeschränkte Aussagekraft. Jede standortspezifische Saugspannungskurve beinhaltet die Wirkung ihrer Einflussfaktoren. Diese können natürlicher (Witterung, Bodenaufbau etc.) oder auch anthropogener Herkunft (v.a. Bewässerung) sein. Durch das kombinierte Zusammenwirken dieser Einflussfaktoren auf die Saugspannung im Boden ist eine weiterführende Interpretation zur Erklärung der ursächlichen Wirkungskomplexe auf Basis einer isolierten und rein optischen Betrachtung erwartungsgemäß nicht realisierbar. Allerdings liefert die Visualisierung der Saugspannungszeitreihen brauchbare Hinweise für eine initiale pedo-hydrologische Standortcharakterisierung.

Die Darstellung der Saugspannungsverhältnisse zeigt prinzipielle Unterschiede zwischen den Standorten. Es liegen Standorte mit durchweg niedrigen Saugspannungen vor (ST1, ST3 und ST5) sowie Standorte, die sich durch vergleichsweise hohe Saugspannungen über den gesamten Beobachtungszeitraum auszeichnen (ST4, ST6, ST7, ST9 und ST10). Jedoch muss hier weiter differenziert werden, wenn man den gesamten Messtiefenbereich betrachtet. So beschränken sich beispielsweise die hohen Saugspannungswerte von ST7 und ST10 bevorzugt auf die oberen 20-40 *cm* Bodentiefe, während bei ST4, ST6 und ST9 auch in tieferen Bereichen (40-60 *cm*) regelmäßig höhere Werte gemessen wurden. Bei ST6 und ST9 wird dies durch die ab 2005 hinzugenommene 80 *cm*-Messtiefe besonders deutlich.

Zieht man für eine weitere Beschreibung die monatlichen Mittelwerte der Saugspannungen heran, so lassen sich die jeweiligen Hauptmaxima im hochsommerlichen Zeitraum (Anfang Juni bis Ende August) erkennen (vgl. Abb. 5-44). Allerdings lassen sich auch hier wieder die standort- und tiefenspezifischen Differenzen im Gesamtverlauf erkennen.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

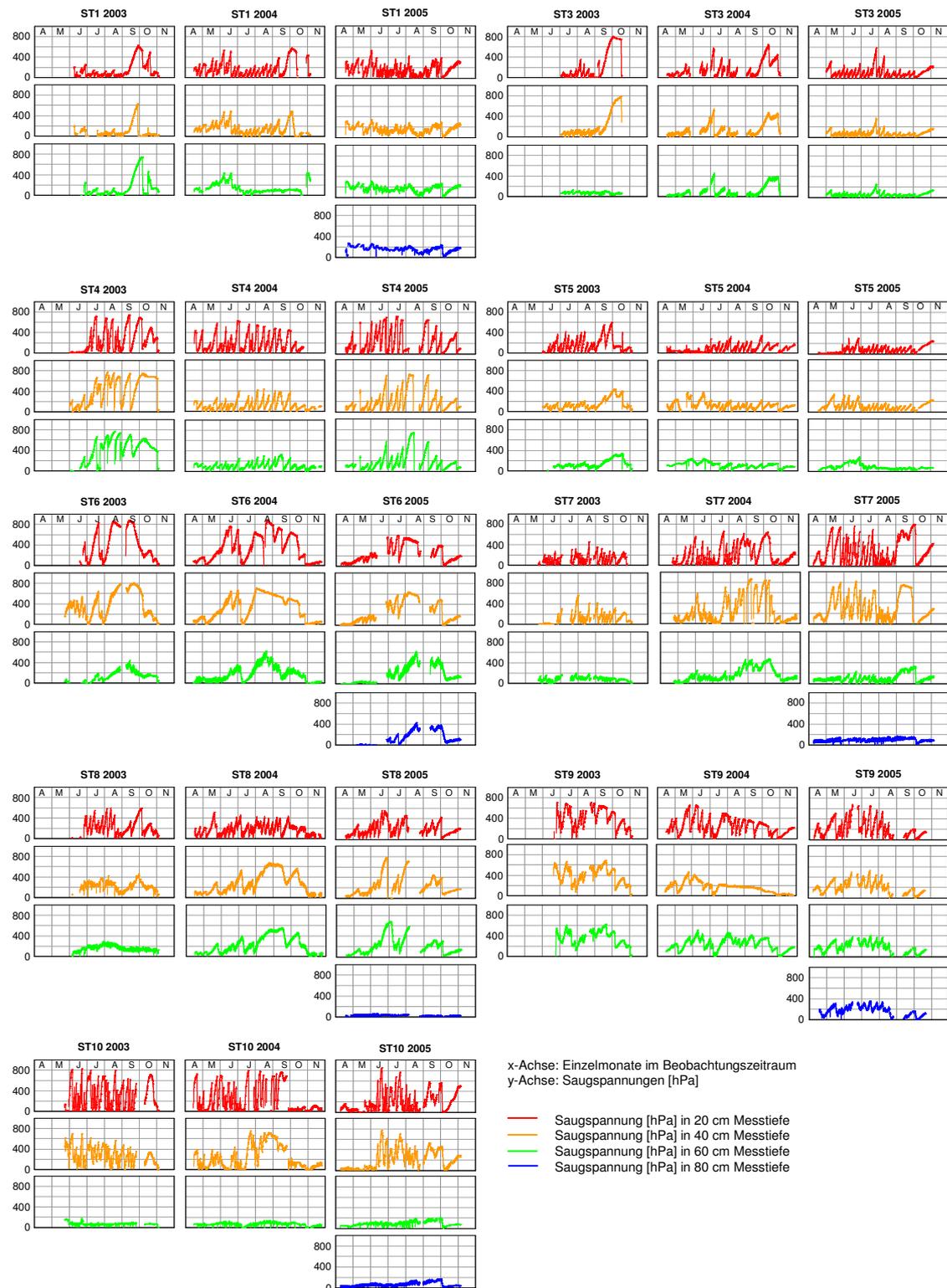
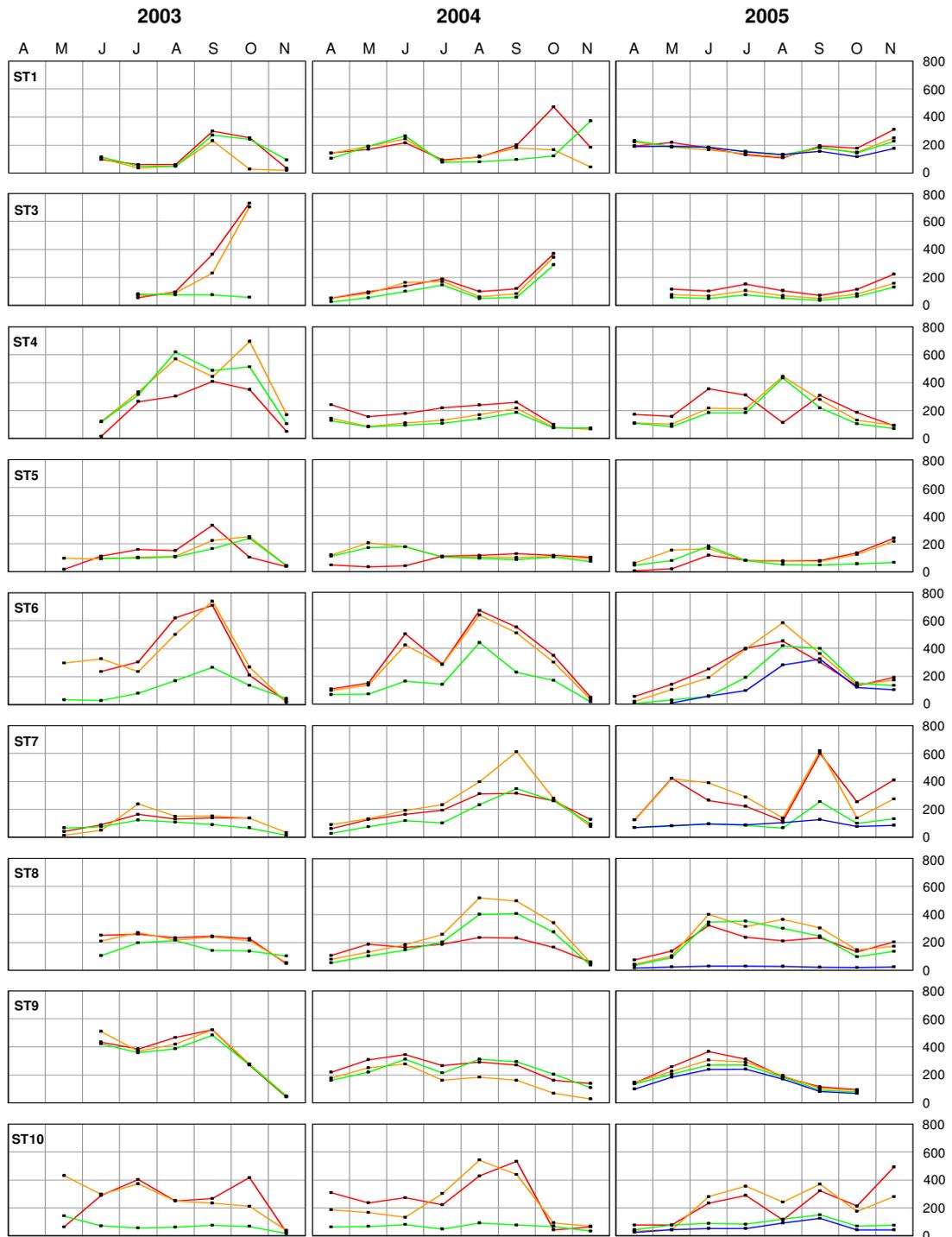


Abb. 5-43: Saugspannungen aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)



x-Achse: Einzelmonate im Beobachtungszeitraum
 y-Achse: Saugspannungen [hPa]

arithmetische Monatsmittelwerte der Saugspannungen [hPa] mit Verbindungslinien in:

- 20 cm Messtiefe
- 40 cm Messtiefe
- 60 cm Messtiefe
- 80 cm Messtiefe

Abb. 5-44: Vergleich der standort- und tiefendifferenzierten monatlichen arithmetischen Saugspannungsmittelwerte aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Auch bei den mittleren jährlichen Werten der Saugspannungen zeigen sich die Unterschiede zwischen den untersuchten Standorten (vgl. Abb. 5-45).

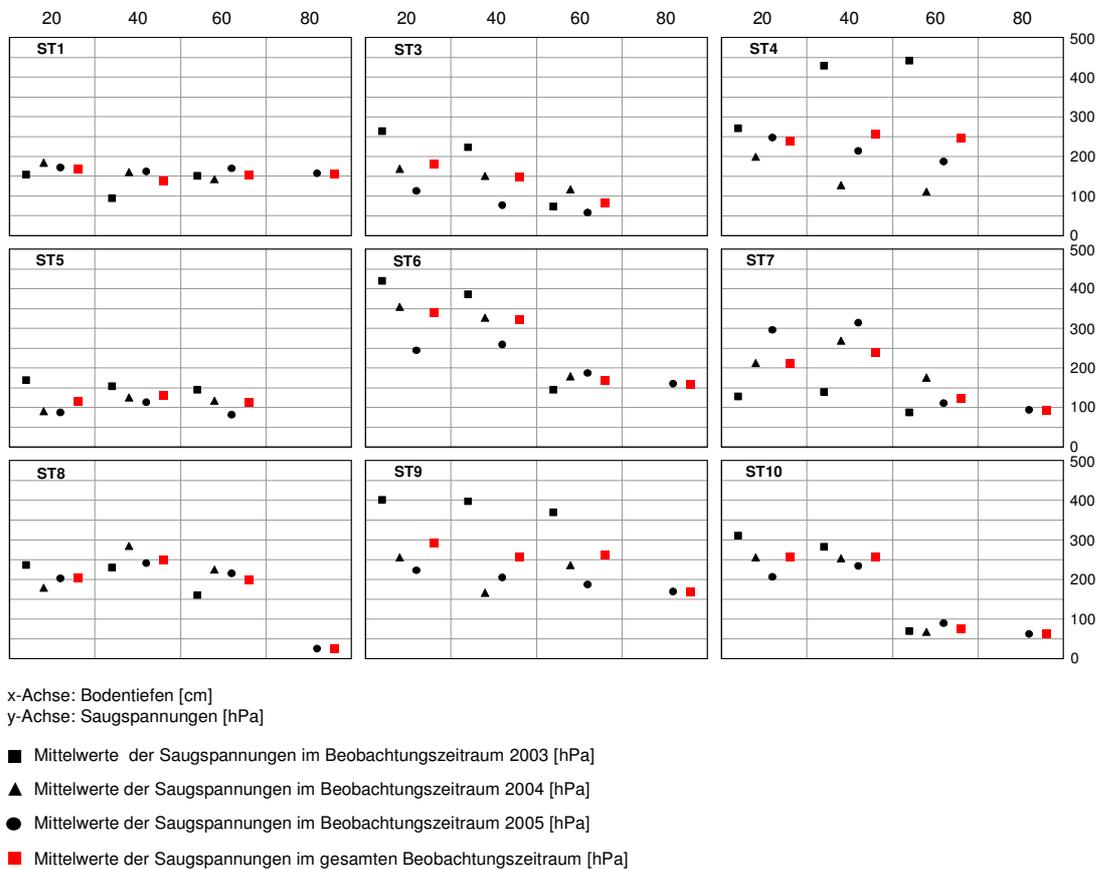


Abb. 5-45: Vergleich der standort- und tiefendifferenzierten jährlichen arithmetischen Saugspannungsmittelwerte aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die tendenzielle Abnahme der Saugspannungen mit zunehmender Bodentiefe spiegelt sich hier deutlich wieder. Bei ST4 wird dies im Beobachtungsjahr 2003 durch die hohen Saugspannungen in den beiden Messtiefen 40 cm und 60 cm überdeckt.

Betrachtet man die Mittelwertabweichungen für die einzelnen Messreihen je Beobachtungsjahr, dann zeigt sich für den Großteil der untersuchten Standorte wieder der Hochsommer als ein Zeitraum mit den häufigsten und auch den höchsten Positivabweichungen in den Saugspannungen (vgl. Abb. 5-46).

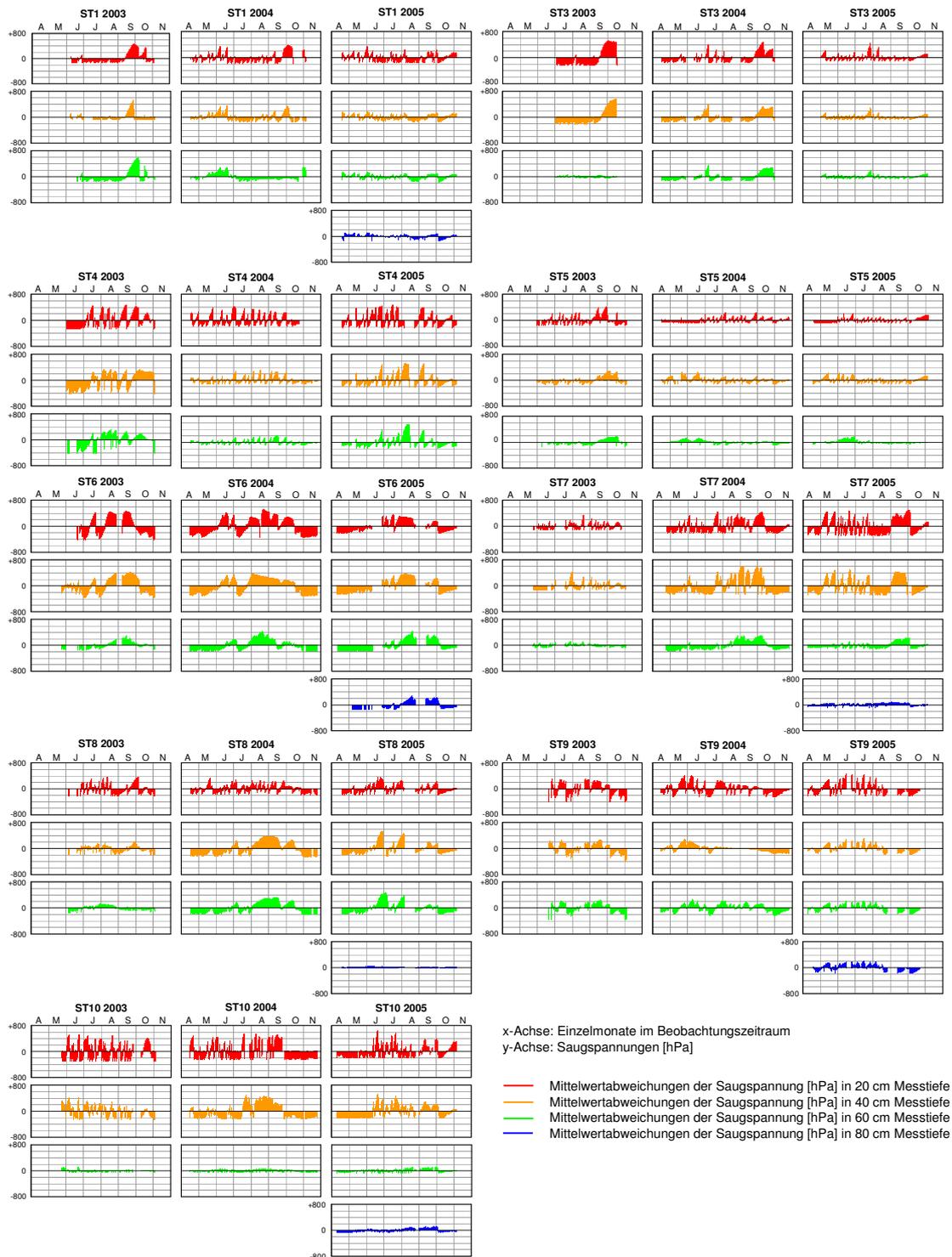


Abb. 5-46: Standort- und tiefenspezifische Mittelwertabweichungen der Saugspannungen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
 (Quelle: nach eigenen Daten)

Prinzipiell fällt auf, dass sich die klimatische Anomalie des "Trockenjahres" 2003 (als während der Vegetationsphase im Vergleich zum langjährigen Durchschnitt 40% weniger Niederschläge fielen) in den Saugspannungsverhältnissen kaum widerspiegelt. Insbesondere für die Standorte ST1, ST7 und ST8 berechnen sich sogar niedrigere Saugspannungsmittelwerte als für die Folgejahre 2004 und 2005. Auch die Mittelwerte der Standorte ST5 und ST10 liegen nur leicht über denen der niederschlagsreicheren Vergleichszeiträume von 2004 und 2005. Vermutlich ist dies im Zusammenhang mit der 2003 intensivierten Bewässerungspraxis zu erklären. Diese Annahme wird vor allem durch die hohen Saugspannungswerte in den Monaten August und September 2003 von deutlich über 700 *hPa* (vgl. Abb. 5-43) des nicht bewässerten Standorts ST6 gestützt.

Zudem zeigen sich bei der Betrachtung der Kurvenverläufe an einigen Standorten Regelmäßigkeiten im längerfristigen Saugspannungsverlauf. Diese Rhythmik tritt an den Standorten ST1, ST3 und ST4 besonders markant hervor, während sie sich an anderen Standorten nur bei den oberen Tensiometern (20 *cm*) durchzeichnet (ST5, ST7 und ST8).

Die Unterschiede im Kurvenverlauf betreffen nicht nur den jeweiligen Amplitudenbereich, sondern auch die Tiefendifferenzierungen eines Standortes. An einigen Standorten tritt die gestaffelte Abnahme der Saugspannungswerte mit zunehmender Tiefe sehr deutlich hervor (ST1, ST3, ST4, ST5 und ST6), während an anderen Standorten (ST7 und ST8) dieser Sachverhalt kaum erkennbar ist.

Auch hinsichtlich der Frequenzdichte bestehen erkennbare Unterschiede. So zeigen die Messwerte der Standorte ST4, ST5, ST7 und ST10 eine wesentlich höhere Frequenzdichte in 20 *cm*-Messtiefe als alle anderen Standorte. Eine Abnahme der Frequenzdichte mit zunehmender Bodentiefe ist anhand der Messwerte an allen Standorten erkennbar. Deutlich wird dies vor allem bei einer isolierten Betrachtung der jeweiligen Messtiefen über den gesamten Beobachtungszeitraum hinweg.

Die Tensionsverläufe der Einzelmessjahre unterscheiden sich selbst bei exakter Beibehaltung der Messpunkte im Gelände um bis zu 200 *hPa* voneinander. Wieder lassen sich gewisse Standortmuster erkennen, die sich vor allem aus der Tiefen- und Häufigkeitsverteilung der Saugspannung ableiten.

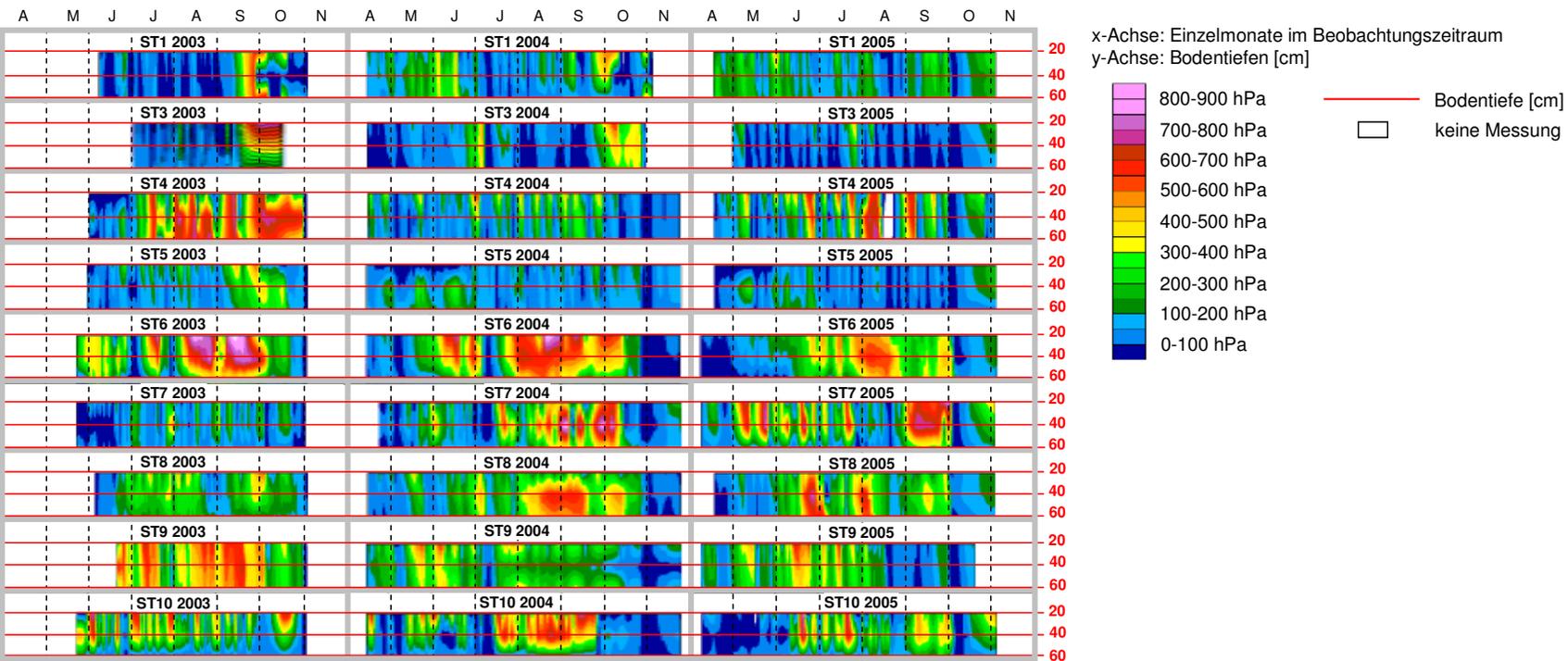


Abb. 5-47: Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungsverhältnisse aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Abbildung 5-47 zeigt eine Hervorhebung von Zeiträumen mit erhöhtem Wasserstress der Apfelbäume (beginnend bei 500-600 hPa). Die Ableitung hydraulischer Gradienten im Tiefenprofil gestattet zudem Aussagen hinsichtlich der vertikalen Wasserbewegungen im Boden. In Abschnitt 5.1.4 wurde die Bedeutung der Kenntnis hydraulischer Gradienten $grad\Psi_h$ zur Beschreibung der vertikalen Bodenwasserdynamik betont und deren Berechnung hergeleitet. In Abbildung 5-48 sind die Ergebnisse dieser Berechnungen für den gesamten Beobachtungszeitraum dargestellt.

Hierbei muss angemerkt werden, dass die Höhe der Gradientenwerte (in $cm\cdot cm^{-1}$) ohne eine Kenntnis der jeweiligen hydraulischen Leitfähigkeiten der einzelnen Bodenhorizonte nur eine eingeschränkte (aber durchaus vergleichende) Information über die Intensität der Wasserbewegung geben kann. Nach HARTGE & HORN (1999) liegen die hydraulischen Gradienten, welche im Arbeitsbereich der Tensiometer gemessen werden können, sehr häufig in Größenordnungen bis etwa $10\ cm\cdot cm^{-1}$. Nur in Sandböden treten auch Werte von bis zu $30\ cm\cdot cm^{-1}$ auf. Allerdings werden die Werte in den obersten $10\ cm$ Bodentiefe oft erheblich überschritten, wie HARTGE & HORN bereits 1977 anhand von mehrjährigen Untersuchungen in verschiedenen Bodensubstraten zeigen konnten. Diese Angaben stimmen mit den Größenordnungen der eigenen Ergebnisse sehr gut überein.

Prinzipiell lässt sich eine abnehmende Dynamik sowie auch eine abnehmende Intensität der Bodenwasserbewegungen mit zunehmender Tiefe erkennen. So zeigen insbesondere die hydraulischen Gradienten zwischen $60\ cm$ und $80\ cm$ Bodentiefe (mit Ausnahme von ST8) nur noch eine sehr schwache Dynamik. Das Überwiegen einer descendenten Bodenwasserbewegung im Bodentiefenbereich zwischen $20\ cm$ und $40\ cm$ ist vor dem Hintergrund der Bewässerung zu betrachten, welche vor allem in den oberen Bodenbereichen wirksam werden kann. Dagegen überwiegen im Tiefenbereich zwischen $60\ cm$ und $80\ cm$ ascendente Bodenwasserbewegungen.

Betrachtet man die an einigen Standorten ab dem Beobachtungszeitraum 2005 hinzugenommene tensiometrische Messtiefe in $80\ cm$, dann weisen insbesondere die Standorte ST1, ST9 und ST10 zwischen $60\ cm$ und $80\ cm$ Messtiefe nur noch minimale hydraulische Gradienten auf. Das weist auf eine vergleichsweise inaktive Bodenwasserdynamik in diesen Bereichen hin und kann bedeuten, dass das Bodenwasser zwischen $60\ cm$ und $80\ cm$ Tiefe mit der Grundwasseroberfläche im Potentialgleichgewicht steht.

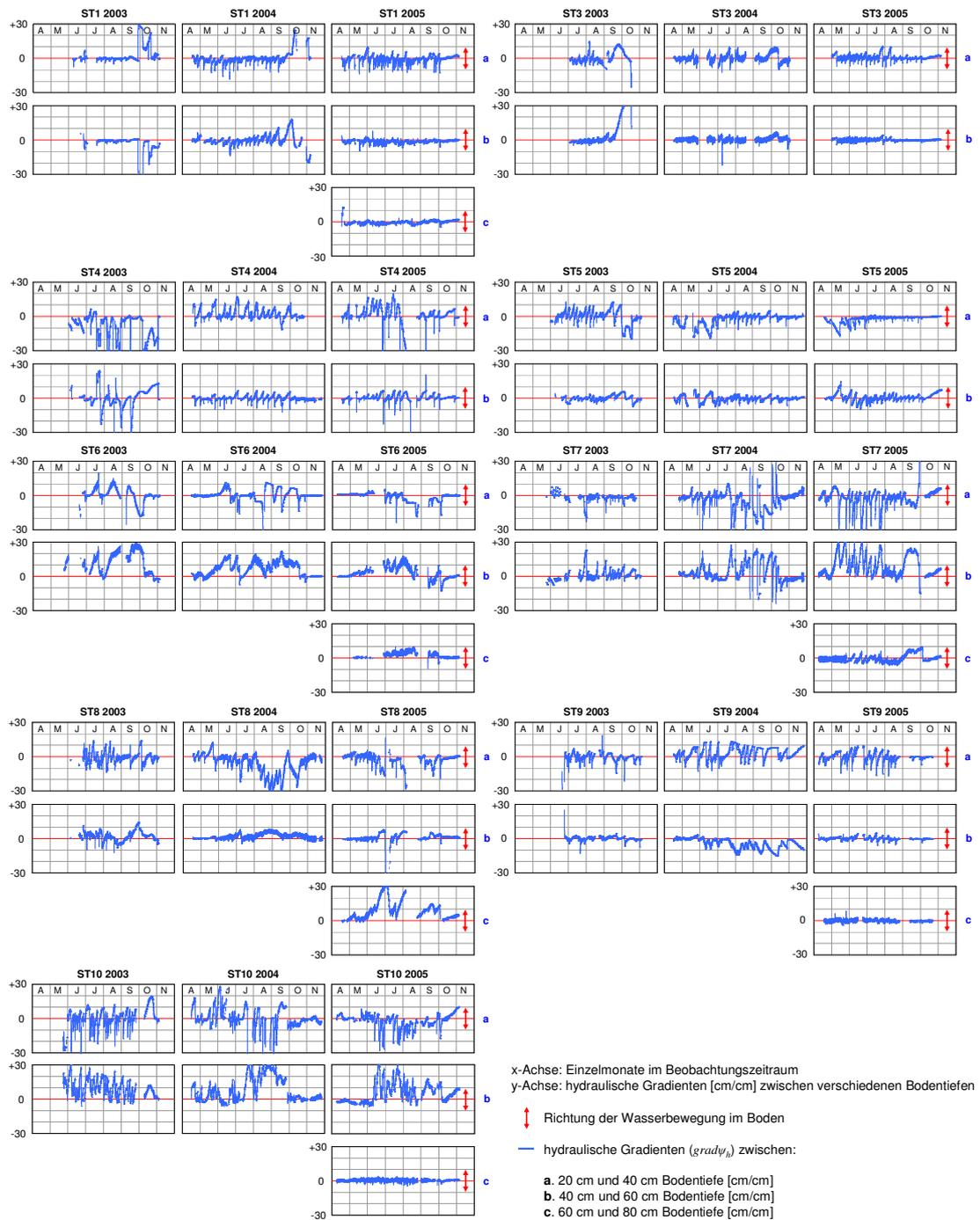


Abb. 5-48: Hydraulische Gradienten $grad\psi_h$ aller Messpunkte im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

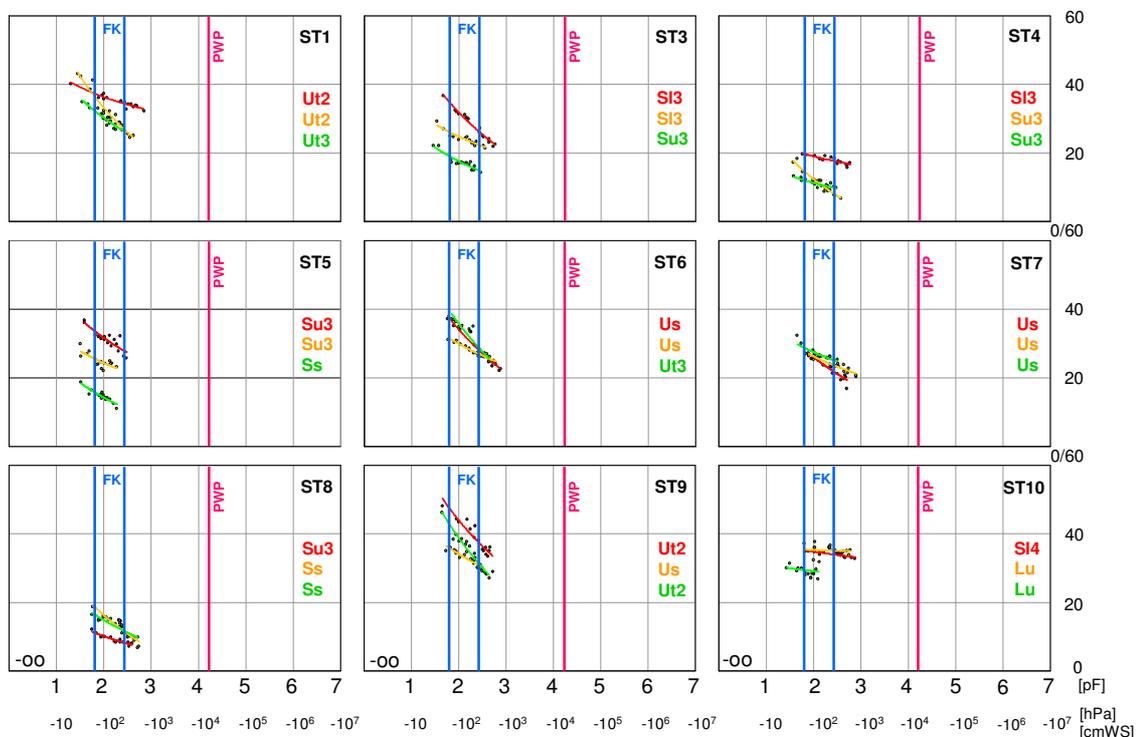
Bezogen auf das "Trockenjahr" 2003 zeigt sich eine überwiegende Descendenz der Wasserbewegungen im Oberbodenbereich (zwischen 20 cm und 40 cm Bodentiefe). An den Standorten ST4, ST7 und ST10 wird dieser Sachverhalt besonders deutlich und ist vermutlich mit einer verstärkten Bewässerung zu erklären. Die hydraulischen Gradienten des unbewässerten Standorts ST6 weisen dagegen auf eine intensive ascendierende Bodenwasserdynamik bis in mindestens 80 cm Bodentiefe hin. Die natürlichen thermischen und hygrischen Verhältnisse von 2003 zeichnen sich demnach dort am besten ab.

5.2.4 Ergebnisse der pF -WG-Bestimmung

Die verwendete Methodik (vgl. Abschnitt 5.1.5) brachte neben dem hohen zeitlichen Aufwand eine nicht unerhebliche Fehleranfälligkeit mit sich. Zum einen erschwerte die große räumliche Distanz zwischen dem Untersuchungsgebiet in Südtirol und dem Institutslabor selbst unter strikter Einhaltung der geforderten Bedingungen eine völlig fehlerfreie "ex situ"-Bestimmung des Bodenwassergehaltes (WG) auf gravimetrischer Basis. Die Bestimmung der Lagerungsdichten erfolgte im Feld zwar unter strenger Beachtung der Vorgaben von AG BODEN (2005), dennoch sind die üblichen Fehlerquellen bei Geländearbeiten zu bedenken. Zum anderen konnten alle pF -Werte, welche durch die "in situ"-Saugspannungsmessungen erfasst wurden, nur die pF -Bereiche der jeweiligen Messspektren abdecken. Da die Saugspannungen ein sehr zeit- und tiefenvariables Verhalten aufweisen (vgl. Abschnitt 5.2.3), sind auch die erfassten Einzelwerte in ihren Größenordnungen mehr oder weniger variabel und in Abhängigkeit vom Zeitpunkt der Entnahme sehr "zufällig". Beispielsweise wurden am Standort ST10 im Jahr 2004 in der 60 cm Messtiefe kaum Saugspannungswerte über 200 hPa gemessen. Entsprechend eingeschränkt ist demnach der hierfür bestimmbare pF -Bereich. Dagegen ermöglichte die durchweg hohe Saugspannungsamplitude von ST6 (sie erreichte in der 20 cm-Messtiefe im Jahr 2004 Werte von über 800 hPa) einen breiteren Bereich der pF -Abdeckung, sofern diese im Rahmen der Messkampagnen auch stichprobenartig erfasst werden konnten.

Des Weiteren ist zu bedenken, dass prinzipiell auch Fehler in der Messwertnahme der aktuellen Saugspannungswerte nicht auszuschließen sind.

Abbildung 5-49 zeigt die Ergebnisse der pF -WG-Bestimmungen mit Angabe der Feldkapazität, des permanenten Welkepunktes und der jeweiligen Bodenart in der entsprechenden Messtiefe. Die angesprochene Problematik wird auch anhand der Punktstreuung (pF -WG-Einzelwerte) um die logarithmische Trendlinie herum deutlich. Zwar erwies sich die Einzelwertstreuung erstaunlicherweise als gering. Dennoch muss ein verfälschender Einfluss durch die genannten Fehlerquellen sowie auch durch den nicht erfassbaren Einfluss des Hysterese-Effektes (vgl. Abschnitt 5.1.5) angenommen werden. Deshalb dürfen die ermittelten Feld- pF -WG-Kurven nicht überbewertet werden.



x-Achse: pF -Wert bzw. Wasserspannung ψ_m
 y-Achse: Wassergehalt [Vol.-%]

- pF -WG-Beziehung in 20 cm Bodentiefe mit Angabe der Bodenart
- pF -WG-Beziehung in 40 cm Bodentiefe mit Angabe der Bodenart
- pF -WG-Beziehung in 60 cm Bodentiefe mit Angabe der Bodenart

FK = Feldkapazität
 PWP = permanenter Welkepunkt

Abb. 5-49: Darstellung der standort- und tiefenspezifischen pF -WG-Beziehungen nach Messungen im Untersuchungsgebiet. (Hinweis: Der limitiert dargestellte Bezugsbereich erklärt sich mit dem nur sehr engen Erfassungsspektrum der verwendeten Methodik; vgl. Abschnitt 5.1.5).
 (Quelle: nach eigenen Daten)

Die diskutierten Aspekte werden deutlich, wenn man die pF -WG-Kurven gleicher Bodenarten (bspw. *Ut2* an Standort ST1 oder *Su3* an Standort ST5) betrachtet. Hier zeigen sich klare Abweichungen der pF -WG-Charakteristika bei gleichen Bodenarten. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass auf die pF -WG-Beziehungen weit mehr Faktoren einen Einfluss haben als nur die Wasserspannungs- und Wassergehaltswerte. Die Ergebnisse dieser pF -WG-Ermittlung zeigen somit zwar gewisse Übereinstimmungen mit den Ergebnissen der tiefenspezifischen Korngrößenanalysen (vgl. Abschnitt 5.2.1), können jedoch aufgrund der beschriebenen methodischen Problematik nur unter einem gewissen Vorbehalt für die weiterführenden Analysen herangezogen werden.

Ergänzend wurden deshalb auf Basis der Korngrößenanalysen (vgl. Abschnitt 5.2.1), die mittleren pF -WG-Kurven mittels Pedotransferfunktionen nach AG BODEN (2005) bestimmt (vgl. Abb. 5-50). Diese Methodik erlaubt auch bei einer unbefriedigenden Datengrundlage zumindest eine Abschätzung der wichtigsten physikalischen Kennwerte der Wasserbindung und eine entsprechende Einstufung bodenhydrologischer Eigenschaften.

Überträgt man diese pF -WG-Beziehungen auf die tiefendifferenziert ermittelten Bodenarten der einzelnen Standorte, so zeigt sich, dass die eigens ermittelten pF -WG-Kurven in den betroffenen Ausschnitten der jeweiligen Bodenarten teilweise erheblich von den nach AG BODEN (2005) berechneten pF -WG-Kurven abweichen. Da die vergleichsweise genauen Korngrößenanalysen im Gegensatz zu den *ex situ* durchgeführten WG-Bestimmungen sehr zuverlässige Ergebnisse lieferten, müssen die pF -WG-Beziehungen aus Abbildung 5-50 für die weiterführenden Analysen als repräsentativer betrachtet werden. Setzt man diese pF -WG-Beziehungen für den jeweiligen Horizontaufbau der Bodenprofile an den Einzelstandorten zusammen, so ergeben sich für die analysierten Bodenprofile (vgl. Abschnitt 5.2.1) die in Abbildung 5-51 dargestellten pF -WG-Verhältnisse im wichtigen pF -Bereich zwischen pF 1,5 und pF 3,5. Dabei ist insbesondere der tensiometrische Erfassungsbereich zwischen pF 0 und pF 2,93 (0 *hPa* bis ~850 *hPa*) relevant.

Diese Methode bietet darüber hinaus den Vorteil, dass die pF -WG-Beziehungen nicht nur für den eingeschränkten Bereich bis 60 *cm* Bodentiefe, sondern für das gesamte aufgeschlossene und analysierte Bodenprofil näherungsweise beschrieben werden können.

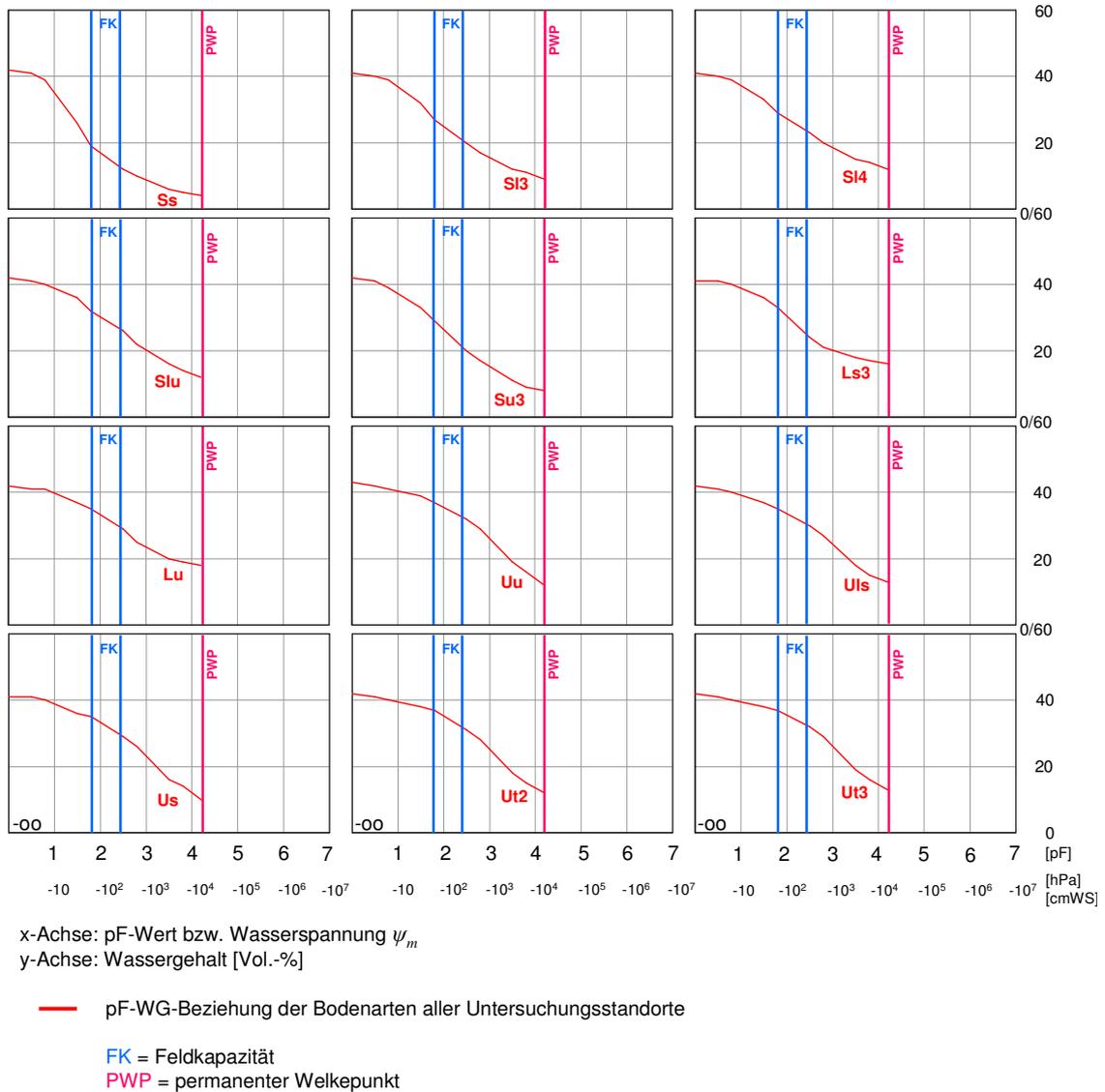


Abb. 5-50: pF -WG-Beziehungen der Bodenarten aller Untersuchungsstandorte.
 (Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)

Beim Vergleich der pF -WG-Beziehungen zeigen sich wieder deutliche Unterschiede zwischen den Standorten. Die Standorte ST6, ST7, ST9 und ST10 weisen im betrachteten pF -Bereich in ihren einzelnen Horizonten durchweg einen höheren volumetrischen Wassergehalt auf als die verbleibenden Standorte ST3, ST4, ST5 und ST8. Anders ausgedrückt, ist beispielsweise ein Bodenwassergehalt von 20 Vol.-% in den Böden der Standorte ST6, ST7, ST9 und ST10 wesentlich stärker an die feste Bodenmatrix gebunden als dies bei den Standorten ST3, ST4, ST5 und ST8 der Fall ist. Der Standort ST1 verhält sich dagegen hinsichtlich seiner pF -WG-Charakteristik im hauptdurchwurzelten Bereich sehr heterogen.

Ein Vergleich der beiden Standorte ST4 und ST9 ergibt beispielsweise, dass bei ST4 der Boden in 40 cm Tiefe mit der Bodenart eines stark schluffigen Sandes (*Su3*) bei einem *pF*-Wert von 2,5 (~316 hPa) nur noch ~20 Vol.-% Wasser enthält. Dagegen sind in derselben Bodentiefe unter gleichen Saugspannungen bei ST9 im sandigen Schluff (*Us*) noch ~30 Vol.-% Wasser enthalten.

Jene Bodenhorizonte, die sich aus reinem Sand (*Ss*) zusammensetzen (ST4 ab -95 cm, ST5 ab -39 cm und ST8 in -27 cm bis -31 cm sowie ab -39 cm), enthalten im Bereich höherer Saugspannungen bei etwa 700 hPa ($\approx pF$ 2,78) aufgrund des entsprechend hohen Grobporenanteils nur noch ~10 Vol.-% Wasser. Im Rahmen der tensiometrischen Saugspannungsmessungen wurden derartige hPa-Werte in reinen Sandsubstraten vor allem am Standort ST4 in 60 cm Bodentiefe und ST8 in 40 cm Bodentiefe häufig gemessen (vgl. Abschnitt 5.2.3), was bedeutet, dass die betroffenen Sandhorizonte unter diesen Saugspannungsbedingungen nur noch wenig pflanzenverfügbares Wasser enthalten. Bei ST5 wurden Saugspannungen im 700 hPa-Bereich während der gesamten Messdauer nicht beobachtet.

Hohe Saugspannungswerte wurden vor allem an Standort ST6 in 20 cm und 40 cm Bodentiefe häufig gemessen (vgl. Abb. 5-47 in Abschnitt 5.2.3). Betrachtet man hier die *pF*-WG-Charakteristik (Abb. 5-51), so wird deutlich, dass auch in Zeiten hoher Saugspannungen (> 600 hPa) über alle tensiometrisch erfassten Bodentiefen (20 cm bis 80 cm) hinweg noch immer ~30 Vol.-% Wasser vorhanden war. Dagegen befand sich bei ST4 unter gleichen Saugspannungsbedingungen etwa 15-20 Vol.-% weniger Wasser im Boden (~10-15 Vol.-%).

Auf das heterogene Wasserspannungsverhalten im Bodenprofil von ST1 wurde bereits hingewiesen. Alle drei tensiometrisch erfassten Bodentiefen lassen bodenartbedingt (*Ut2* in 20 cm und 40 cm, *Ut3* in 60 cm und 80 cm) auf hohe Wassergehalte in den verschiedenen Saugspannungsbereichen schließen. Der in diesem Bodenprofil nur 10 cm mächtige *Bv*-Horizont wurde tensiometrisch zwar nicht direkt erfasst (Tiefenlage in 45-55 cm), liegt aber mitten im Hauptdurchwurzelungsbereich und bietet aufgrund seiner sandigen Zusammensetzung (*Ls3*) den in ihm liegenden Pflanzenwurzeln eine völlig andersartige Wasserversorgung als seine nach oben und unten hin angrenzenden Horizonte (*Ah+Bv* mit *Ut2* und *IIBv* mit *Ut3*). Damit deutet sich an, welchen großen Einfluss die Horizontdifferenzierung im Hauptdurchwurzelungsbereich der Apfelbäume auf deren Wasserversorgung haben kann.

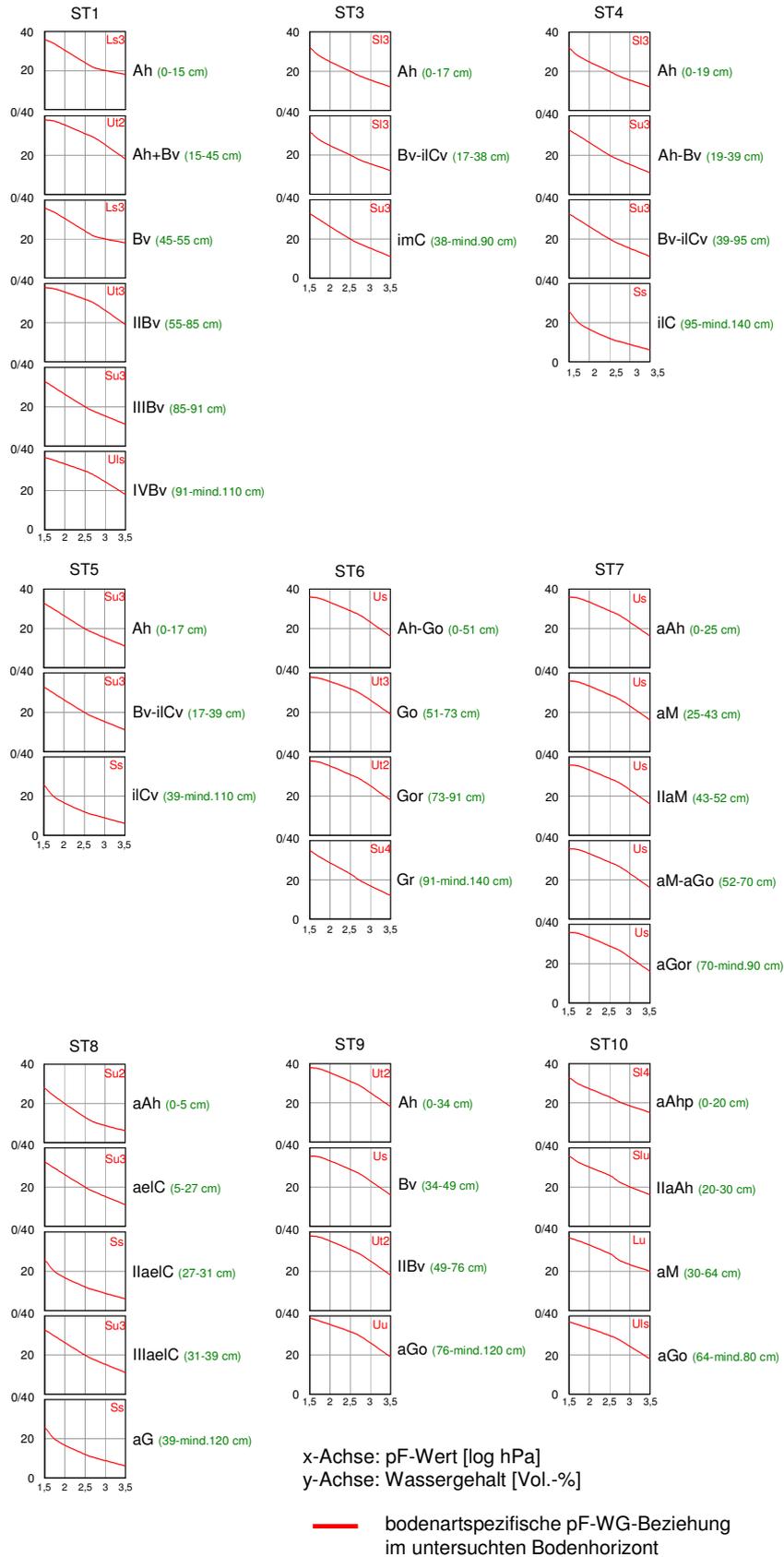


Abb. 5-51: Standort- und horizontspezifische pF -WG-Kurven unter Berücksichtigung der analysierten Bodenarten in den Bodenprofilen mit Angabe der Tiefenbereiche. (Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Die drei Eckwerte (pF 1,8, pF 2,5 und pF 2,8) umspannen den im Untersuchungsgebiet tensiometrisch erfassten Saugspannungsbereich recht gut (~ 65 hPa, ~ 320 hPa und ~ 640 hPa). Entnimmt man hierzu jeweils die tiefen- und bodenartspezifischen WG -Werte [Vol.-%] aus AG BODEN (2005), so werden die beschriebenen Sachverhalte nochmals verdeutlicht (vgl. Abb. 5-52).

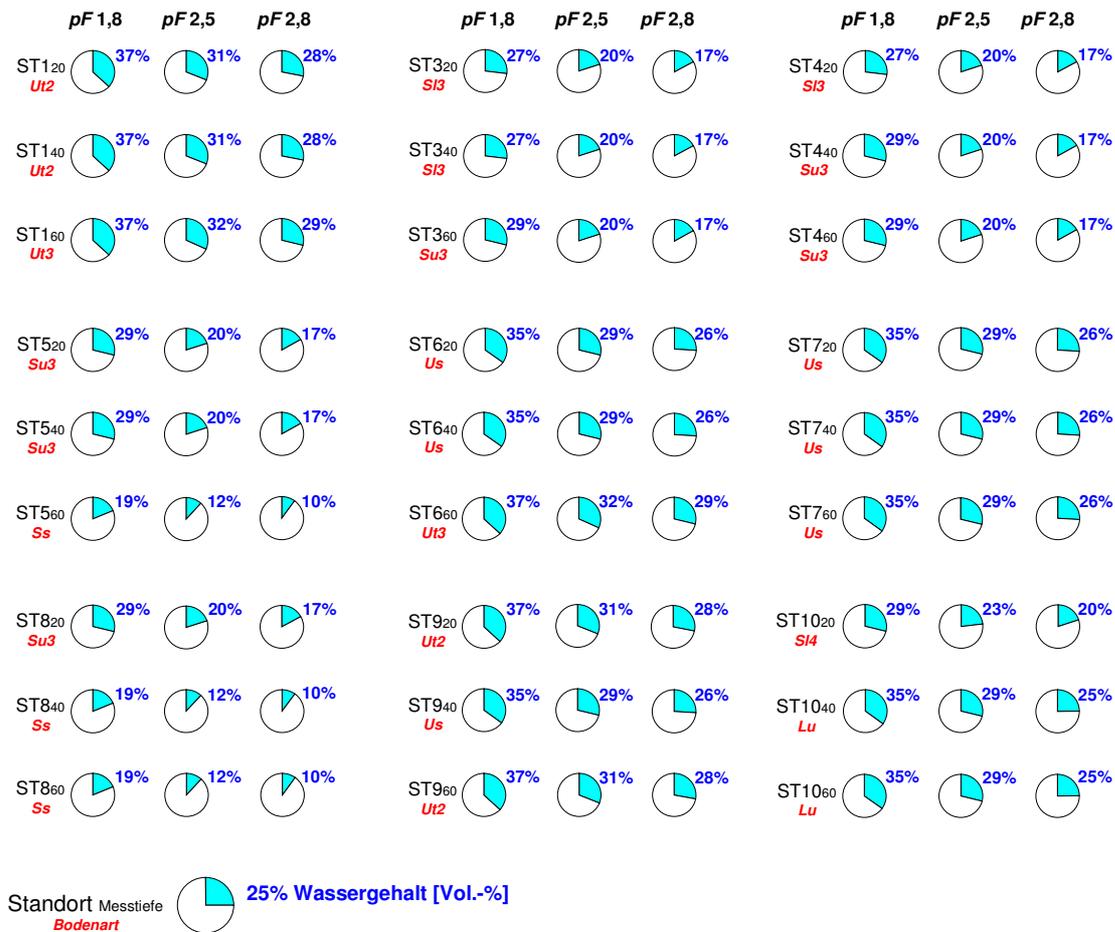


Abb. 5-52: Wassergehalte bei verschiedenen pF -Werten innerhalb des tensiometrischen Erfassungsbereiches.
(Quelle: eigene Bestimmung nach AG BODEN 2005)

Prinzipiell ist jedoch zu bedenken, dass bei der Erstellung von pF - WG -Beziehungen die standort- und horizontspezifischen Skelettanteile im Boden (letztlich also der gesamte Grobbodenanteil) vernachlässigt werden. Dies erschwert Vergleiche zwischen den Standorten, da der pF - WG -wirksame Feinbodenanteil auch engräumig sehr variabel sein kann.

5.2.5 Ergebnisse der Berechnungserfassung

Hinsichtlich der in den Beobachtungszeiträumen 2004 und 2005 bewässerten Gesamtdauer zeigen sich deutliche Unterschiede (vgl. Abb. 5-53).

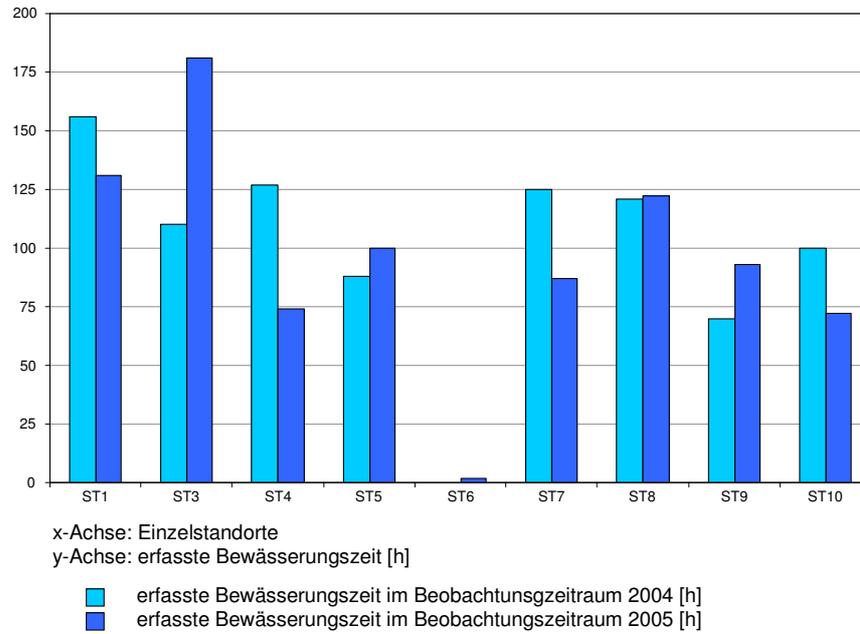


Abb. 5-53: Bewässerungsdauer (kumulativ) im Beobachtungszeitraum 2004 und 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Standorte im Untersuchungsraum Untervinschgau (ST1, ST3, ST4, ST5 und ST8; vgl. Abb. 4-3) wurden in der Gesamtdauer um einige Stunden länger bewässert als jene im Untersuchungsraum des Mittleren Etschtales (ST6, ST7, ST9 und ST10; vgl. Abb. 4-3). Die Wirkung der Bewässerung für Boden und Pflanze hängt jedoch, neben der verabreichten Wassermenge, vor allem von der Frequenz der Bewässerungsintervalle ab. Daher sind die Zeitpunkte der Bewässerung und die Abstände zwischen ihnen ausschlaggebend für eine hinreichende Beschreibung der Bodenwasserdynamik unter Bewässerungseinfluss. Abbildung 5-54 zeigt die bewässerten Zeiträume im gesamten Messzeitraum von 2004 und 2005.

Es ist erkennbar, dass keineswegs alle Stationen einem einheitlichen Bewässerungsschema folgen. Vielmehr fallen einige Standorte dadurch auf, dass sie besondere oder

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

aber überhaupt keine erkennbaren Systematiken (wie etwa gleichbleibende Zeitabstände) in den Bewässerungsfrequenzen zeigen.

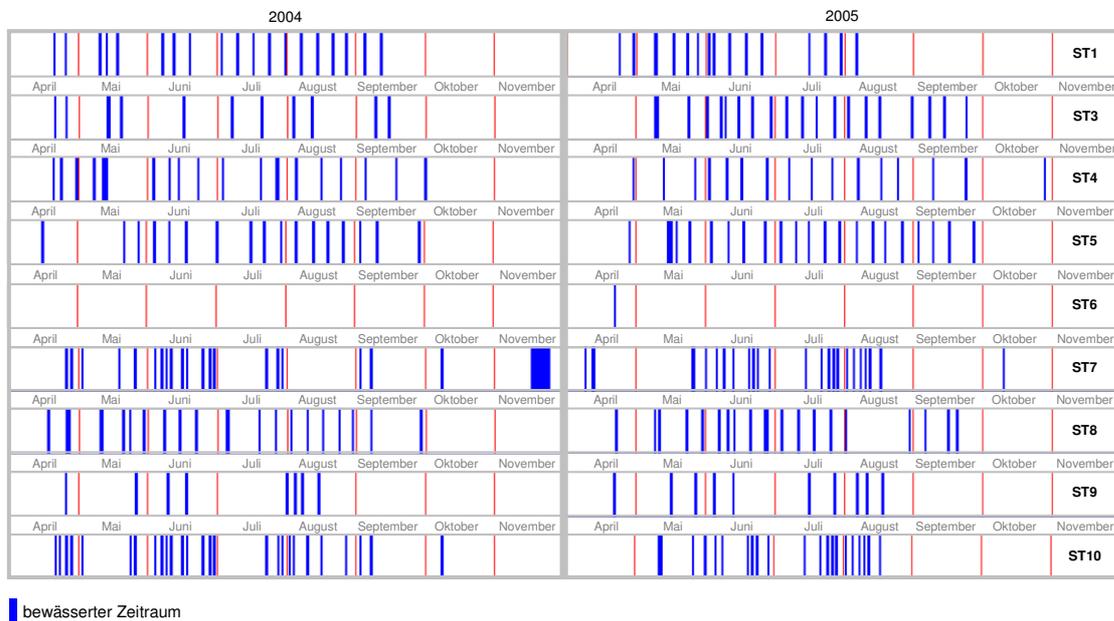


Abb. 5-54: Bewässerte Zeitpunkte und Zeiträume im Beobachtungszeitraum 2004 und 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Anbaufläche von Standort ST6 wurde in allen Jahren des gesamten Beobachtungszeitraumes nicht bewässert (Ausnahme: Ende April 2005 für 2 h). An diesem Standort wurde von Seiten der betreibenden Landwirte bewusst auf eine zusätzliche Wasserversorgung verzichtet. Die Landwirte gehen davon aus, dass hier die Wasserversorgung durch das ganzjährig hoch anstehende Grundwasser (bedingt durch die Nähe zu einem Seitenkanal der Etsch) ausreichend gesichert ist. Die permanenten Grundwasserpegelmessungen (vgl. Abschnitt 5.2.9) sowie die Bodenprofilanalysen (vgl. Abschnitt 5.2.1) konnten dies für diesen Standort bestätigen. Die Berechnungsanlage diente im Untersuchungszeitraum lediglich noch zur Frostschutzberechnung in den (messtechnisch nicht erfassten) Frühjahrsmonaten. Insofern nimmt ST6 für den gesamten Zeitraum der Studie eine Sonderstellung ein, da hier keine Zusammenhänge oder Abhängigkeiten zwischen natürlicher und anthropogener Wasserversorgung der Apfelpflanzungen untersucht werden konnten. Der Standort bietet somit für die im

Untersuchungsraum des Mittleren Etschtales gelegenen Vergleichsstandorte wertvolle Referenzwerte.

Eine weitere Auffälligkeit zeigt das Bewässerungsschema von ST7 für den Zeitraum des letzten Novemberdrittels 2003. Hier wurde über mehrere Tage hinweg kontinuierlich bewässert. Diese Praxis des "Einwässerns" erfolgte v.a. früher oft am Ende der Vegetationsperiode, um den Boden für die Winterzeit mit Wasser anzureichern (vgl. FISCHER 2005) und wird heute kaum noch praktiziert. Der auffallend lange Zeitraum der Einwässerung für ST7 erklärt sich durch die Praxis der Tropfberegnung, welche zur Einwässerung einen wesentlich größeren Zeitraum beansprucht als eine Einwässerung durch Oberkronenberegner.

Die Bewässerungshäufigkeiten und -intervalle der übrigen Standorte variieren stark. Dies kann jedoch anhand der graphischen Darstellungen nicht ausreichend beurteilt werden, sondern erfordert zur genaueren Analyse eine Gegenüberstellung mit den Daten anderer Einflussparameter. Von besonderem Interesse ist hierbei der Einfluss der Bewässerung auf die tiefendifferenzierte Dynamik der Saugspannungen, was jedoch weiterführende Analysen auf mathematischer Basis erfordert (vgl. Abschnitt 6).

Es wurde bereits in Abschnitt 5.1.6 darauf hingewiesen, dass neben der Häufigkeit der Bewässerungsgaben auch andere Faktoren (Art des Bewässerungsverbundes, Typ des Beregners und Düsengröße sowie Betriebswasserdruck und Rotationsradius) berücksichtigt werden müssen. Prinzipiell ist bei den Oberkronenberegnungsanlagen zwischen Dreieck- und Viereckverbänden zu unterscheiden, welche auch großen Einfluss auf die räumliche Verteilung des Bewässerungswassers haben (vgl. Abb. 5-55).

Zur räumlichen Verteilung des Bewässerungswassers wurden von THALHEIMER & PAOLI (2004) exemplarische Untersuchungen an anderen Versuchsstandorten durchgeführt. Dabei war festzustellen, dass sich das Maximum des Bewässerungsniederschlags in etwa 1-1,5 m Entfernung von der Beregnereinheit befindet (skizziert in Abb. 5-56).

Dieses Maximum der künstlichen Niederschlagsdichte kann in Abhängigkeit vom Betriebswasserdruck sowie von der Höhe der Beregnereinheit leichten Variationen unterworfen sein, passt sich aber prinzipiell den aufgezeigten Verteilungsverhältnissen an. Eine solche ungleichmäßige Wasserverteilung bewirkt damit auch spezifische Raumverteilungsmuster der mittleren künstlichen Niederschlagsdichten. Abbildung 5-57 zeigt ein solches Verteilungsmuster am Beispiel eines Dreieckverbandes.

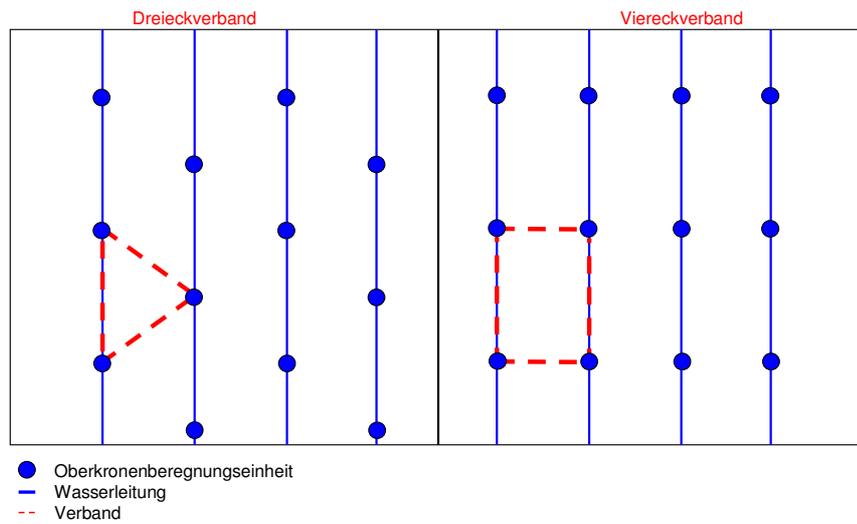


Abb. 5-55: Übliche Beregnerverbände in den Südtiroler Obstanlagen.
 (Quelle: eigener Entwurf)

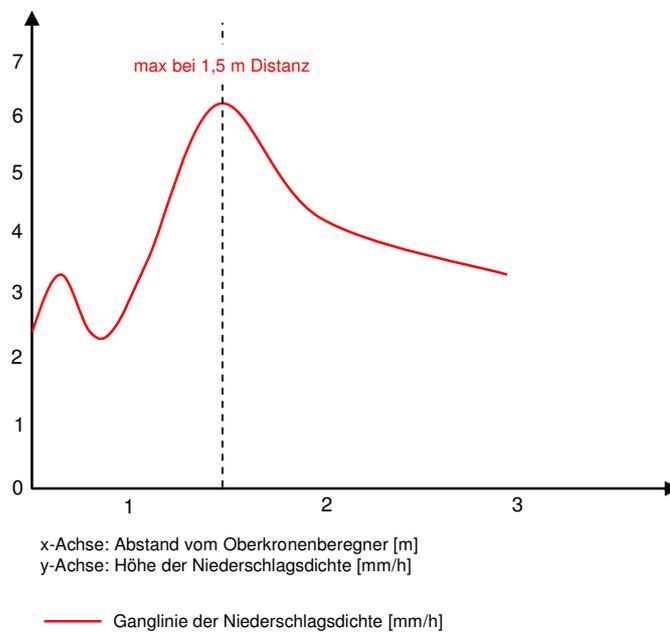


Abb. 5-56: Maximum der künstlichen Niederschlagsdichte in Abhängigkeit vom Beregnerverband.
 (Quelle: eigener Entwurf)

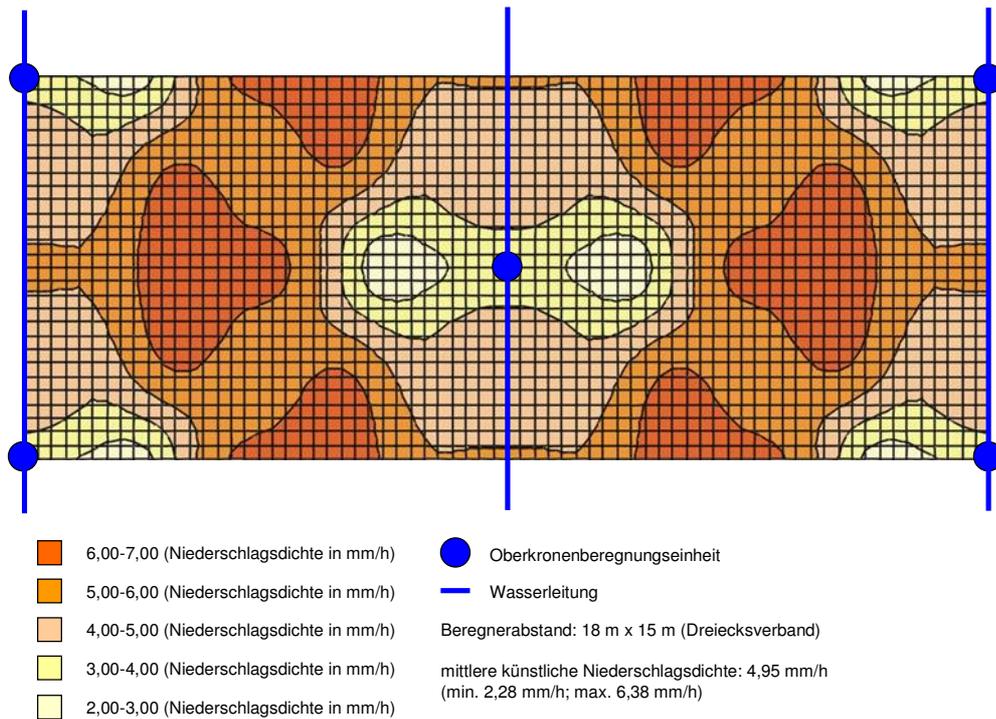


Abb. 5-57: Räumliche Verteilung der künstlichen Niederschlagsdichte in Abhängigkeit vom Beregnerabstand.
(Quelle: verändert nach THALHEIMER & PAOLI 2004)

Das Fallbeispiel macht deutlich, dass zwischen den Bereichen höchster und niedrigster Niederschlagsdichte Unterschiede von über 250% auftreten. Das führt dazu, dass die Apfelbäume in den Bereichen hoher Niederschlagsdichten ($> 5 \text{ mm/h}$) wesentlich mehr an Wasser erhalten als die Bäume im Bereich geringerer Niederschlagsdichten. Dadurch wird eine bedarfsgerechte Wasserverteilung erheblich erschwert. Vor allem bei der Durchführung von Frostschutzberegnungen wird dieser Aspekt hochrelevant, da sie in der untersuchten Region für eine Niederschlagsdichte von 5 mm/h ausgelegt sind, um möglichst alle Bereiche in einer Obstanlage vor dem Frost ausreichend schützen zu können. Diese Problematik ist bei der Unterkronen-Tropfberegnung nicht gegeben (vgl. THALHEIMER & PAOLI 2004; THALHEIMER 2004^c).

Die Beregnertypen und ihr Verbund konnten im Rahmen der Standortwahl weitgehend gleich gehalten werden. Aufgrund des einheitlichen Messaufbaus auf der Basis punktueller Messungen, war eine genauere Erfassung nicht erforderlich und hätte keinen wesentlichen Gewinn an Zusatzinformationen gebracht.

5.2.6 Ergebnisse der standortnahen Erfassung von Lufttemperaturen und Niederschlägen

Die folgenden Auswertungen basieren auf der Analyse der verwendeten Daten sowie verschiedenen (größtenteils unveröffentlichten) Berichten und Mitteilungen des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU.

2003:

Das Jahr 2003 begann mit einem thermisch ausgeglichenen Januar. Aufgrund des Nordföhneinflusses waren vor allem im Vinschgau die Niederschläge etwas geringer als üblich. Im Raum Bozen konnte sich der Einfluss des Nordföhns dagegen nur deutlich seltener durchsetzen. Ab der zweiten Februarwoche dominierte ein winterliches, kontinentales Hochdruckgebiet als eine sehr stabile Wetterlage und sorgte für einen ungewöhnlich trockenen Februar. Auch der März zeigte sich sehr niederschlagsarm. Zudem lagen die Märztemperaturen mit positiven Abweichungen um 1,3-2,4°C vom langjährigen Mittel relativ hoch. Grund war die störungsblockierende Lage stationärer Hochdruckgebiete über Nordeuropa, deren Wirksamkeit auch den April hindurch anhielt. Durch diese Bedingungen wurde der Winter 2002/2003 zum trockensten Winter seit Beginn der Aufzeichnungen (ab 1926). Beispielsweise wurden in Meran von Februar bis April 2003 lediglich 7,2 mm Gesamtniederschlag gemessen (vgl. auch Abb. 5-60). Dem steht das mehrjährige Mittel der gleichen Station (Meran 1983-1996) mit 124,1 mm im genannten Zeitraum (Februar bis April) gegenüber.

Der Mai hatte thermisch einen nahezu sommerlichen Charakter. Die weite Ausbreitung eines Azorenhochs brachte warme und subtropische Luftmassen in den südlichen Alpenraum und führte an den meisten Mess-Stationen zu Temperaturwerten, welche weit über dem langjährigen Mittel lagen. Dieser Trend hielt an und führte mit durchgehendem Hochdruckeinfluss zum wärmsten Juni seit Beginn der regional-klimatischen Messungen in Südtirol im Jahr 1921. Die Niederschläge waren insgesamt unergiebig, zeigten aber aufgrund der vermehrten Gewitterneigung eine sehr hohe räumliche Variabilität.

Der Juli zeigte sich thermisch nicht ganz so extrem, brachte aber punktuell überdurchschnittlich hohe Monatsniederschläge infolge konvektiver Niederschlags-

ereignisse. Im August waren wiederum deutlich geringere Niederschlagsmengen zu verzeichnen. Zudem lagen die gemessenen Temperaturmittel stellenweise um bis zu 5°C über dem langjährigen Monatsmittel und der Monat August 2003 war damit der wärmste August seit Beginn der regionalen Wetteraufzeichnungen. Erst eine intensive Atlantikstörung Ende August beendete die langanhaltende Hochdrucklage und dämpfte durch das Vorherrschen atlantischer Luftmassen, verbunden mit längeren Niederschlägen, die Temperaturen (vgl. Abb. 5-58).

Der Sommer 2003 ("Jahrhundertssommer") war somit insgesamt sehr trocken und verzeichnete deutliche Abweichungen gegenüber klimatologischen Referenzperioden.

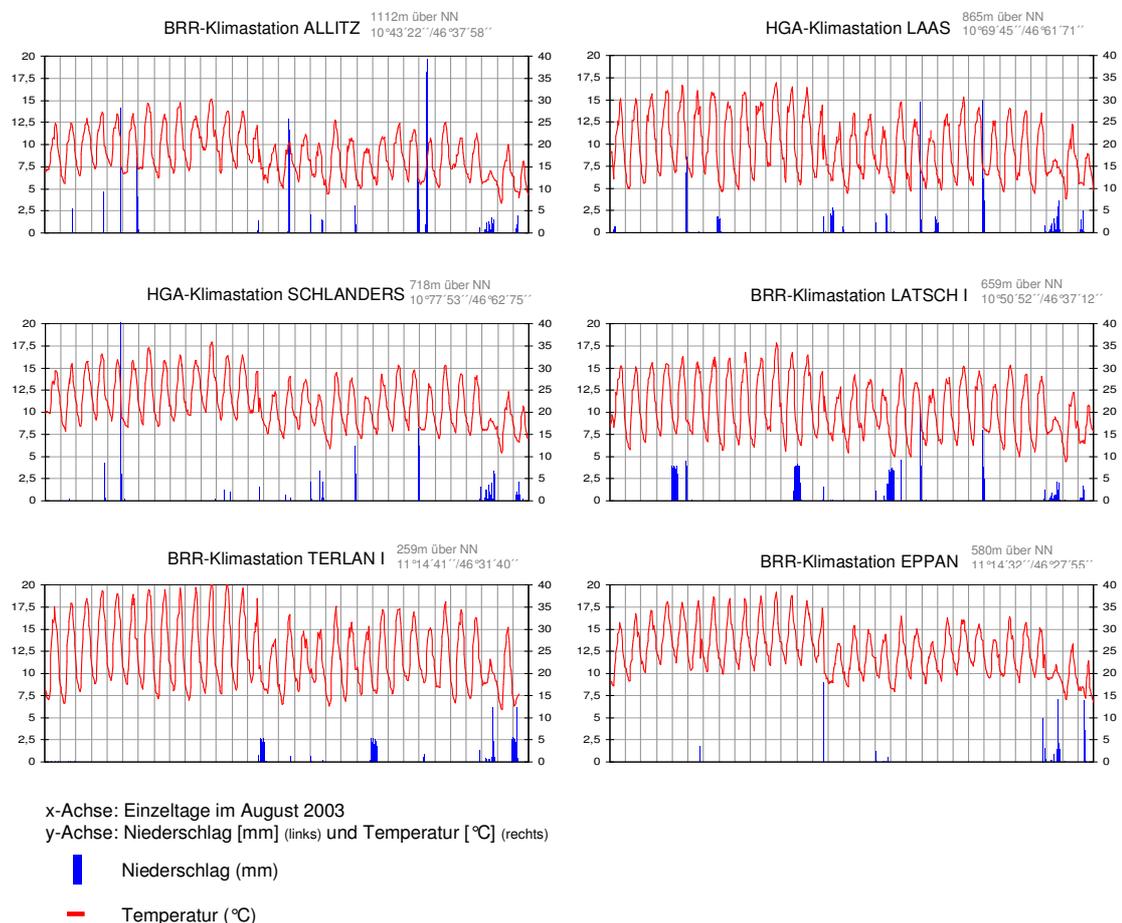


Abb. 5-58: Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum August 2003. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (BRR))

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Vor allem das gänzliche Ausbleiben von Kälterückfällen war für Extremwerte in den Monaten Juli und August verantwortlich. Kennzeichnend für beide Monate waren die starke Ausdehnung des Azorenhochs in nördlicher Richtung und der Einfluss subtropischer Luftmassen. Im August war zudem ein sehr stabiles Hochdruckgebiet (verursacht durch eine Omega-Lage) mitverantwortlich für diese stabilen und trockenheißen Verhältnisse.

Der markante Temperatursturz, der sich Ende August 2003 (vgl. Abb. 5-58) infolge des Durchgangs einer Kaltfront zeigte, beendete zwar die extreme Hitzeperiode, aber die Temperaturen erreichten wenige Tage danach bereits wieder spätsommerliche Werte.

Im September hatten sich die Temperaturen im Gesamttraum trotz ausbleibender Niederschläge wieder normalisiert. Die genauere Betrachtung zeigt etwas zu hohe Temperaturen in den Tieflagen und etwas zu niedere in den Hochlagen, jedoch ohne signifikante Abweichungen vom Mittel. Niederschläge blieben im engeren Untersuchungsraum weitgehend aus und lagen um 80% unter den langjährigen Mitteln.

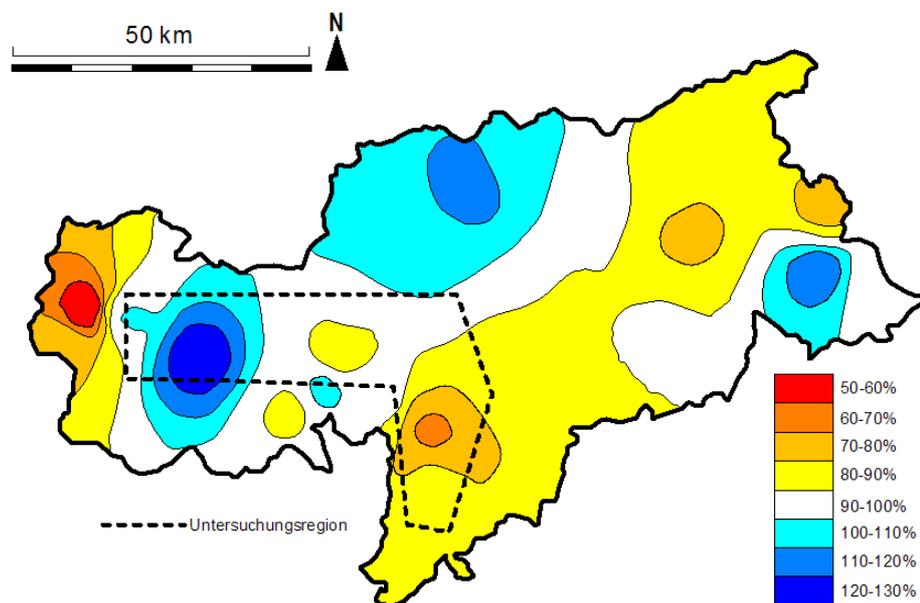


Abb. 5-59: Prozentuale Abweichung der Niederschlagswerte im Sommer 2003 von den 30jährigen Mittelwerten der *WMO*-Normalperiode (1961-1990) in Südtirol im Bezugszeitraum Juni-August 2003. (Hinweis: Die Untersuchungsregion ist liniert gekennzeichnet). (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (*HGA*))

Entgegen den gemessenen Lufttemperaturen wichen die verzeichneten Niederschlagsmengen im Sommer 2003 nicht signifikant vom langjährigen Mittel ab. Abbildung 5-59 zeigt die prozentuale Abweichung der Niederschlagswerte des Sommers 2003 bezogen auf das langjährige Mittel in Südtirol.

Auffallend sind die großen regionalen Unterschiede auf nur kurzen räumlichen Distanzen. Dieses Verteilungsmuster erklärt sich durch das Volumen punktueller Niederschläge in Schauer- und Gewitterform, die innerhalb kurzer Zeitspannen und enger räumlicher Begrenzungen erhebliche Mengen an Wasser niederbrachten.

Die Wasserknappheit im Sommer und Herbst 2003 erklärt sich somit nicht direkt aus den absoluten Niederschlagsmengen, sondern erst durch die Berücksichtigung der Niederschlagsformen. Zudem wurde der Grundstein für die Wasserknappheit bereits im Winter 2002/2003 sowie vor allem im Frühjahr 2003 gelegt, als die Niederschläge über längere Zeiträume gänzlich ausblieben (s.o.).

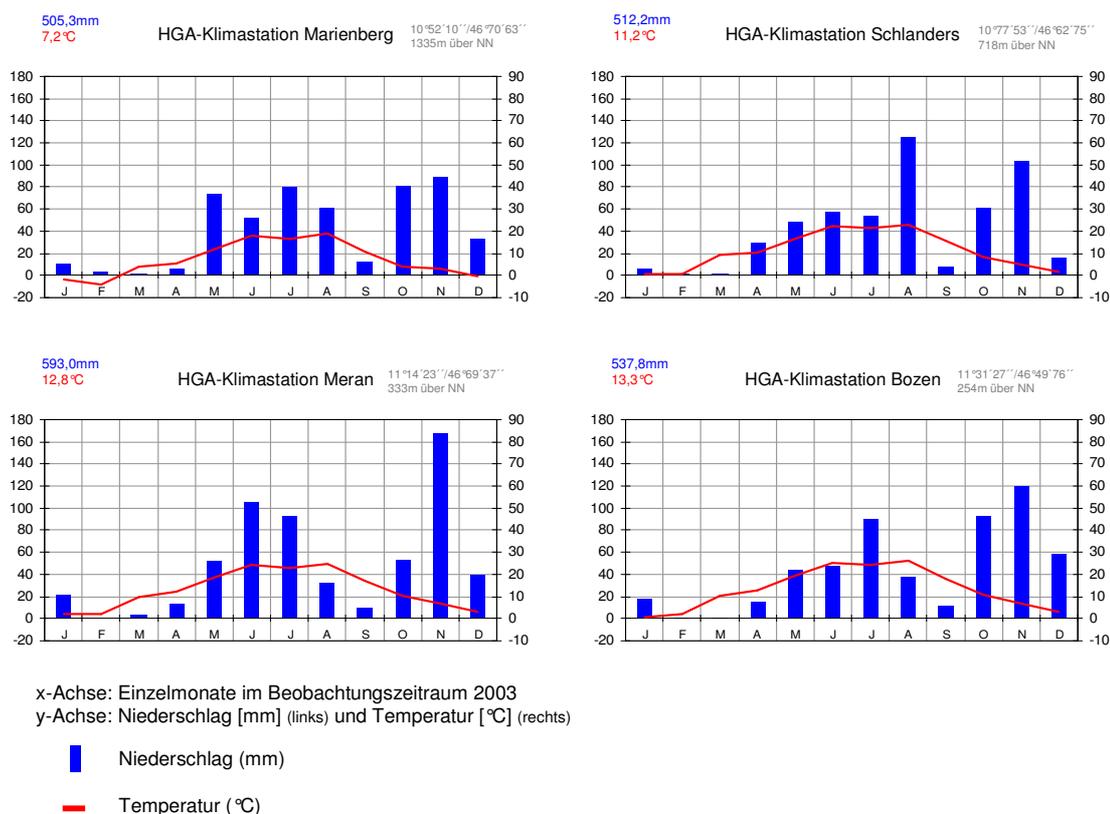


Abb. 5-60: Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2003. (Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Mit dem Oktober setzte ein Wetterumschwung ein. Kalte, bodennahe Polarluft in Kombination mit feuchten Luftmassen aus Südwest in höheren Niveaus setzte die Schneefallgrenze auf bis zu 800 m über NN herab. Der November und Dezember zeigten sich wechselhaft mit leicht überdurchschnittlichen Temperaturen.

Im gesamten Jahresverlauf wichen die monatlichen Niederschlagsmengen deutlich vom Bild des langjährigen Mittels ab.

Die extreme Trockenheit kommt vor allem dann zum Ausdruck, wenn man die summierten Niederschlagswerte betrachtet. Für 2003 ergibt sich im Vergleich zum Durchschnittswert ein Defizit von 25%, was größtenteils durch den außergewöhnlich trockenen Jahresbeginn bedingt ist.

Abbildung 5-60 zeigt nochmals die thermisch-hygrischen Verhältnisse im Jahr 2003 anhand der Aufzeichnungen einiger (den Untersuchungsraum räumlich absteckender) Referenzstationen.

2004:

Das Jahr 2004 begann mit einem wechselhaften und störungsreichen Januar, in welchem sich trotz häufiger Bewölkung kaum Niederschlag verzeichnen ließ. Der Februar war in der ersten Monatshälfte von Hochdruck- oder Nordföhneinfluss geprägt, so dass erst ab Monatsmitte Niederschläge gemessen werden konnten. Der März zeigte sich thermisch sehr unauffällig. Die Temperaturwerte lagen durchweg im Bereich des langjährigen Mittels. Hygrisch war der März zwar deutlich wechselhafter, brachte aber keine ergiebigen Niederschläge. Diese hygrische Wechselhaftigkeit setzte sich bei leicht über dem Durchschnitt liegenden Temperaturen im Folgemonat April fort. Vor allem das Fehlen ausgeprägter Südstaulagen begründet die geringen Niederschlagsmengen für diese Zeit im Untersuchungsraum. Auch der Mai hatte durchweg einen wechselhaften Charakter. Kleinere Kaltlufteinbrüche zu Monatsbeginn führten in den höheren Lagen zu Schneefall. Insgesamt lagen die Niederschläge jedoch unter dem langjährigen Maimittel. Auch der Juni blieb in der untersuchten Region sehr niederschlagsarm. Lediglich Ende des Monats fielen die Niederschläge im Zusammenhang mit einem Genuatief etwas ergiebiger aus. Die Temperaturen lagen den ganzen Juni hindurch leicht über dem langjährigen Mittelwert.

Der Juli zeigte sich äußerst wechselhaft. Wiederholt brachten Südwest- oder Nordwestlagen Störungen und Gewitterfronten mit entsprechend feuchten Luftmassen nach Südtirol. Stellenweise brachten Gewitter auch punktuell ergiebige Niederschläge. Thermisch blieb der Juli leicht unter den langjährigen Mittelwerten. Auch der August brachte nur selten Werte im höheren Temperaturbereich. Niederschläge waren kaum zu verzeichnen, so dass der August 2004 vor allem im Süden des Untersuchungsgebietes trockener als 2003 war (vgl. Abb. 5-58 und Abb. 5-61). Beispielsweise wurden an der Wetterstation Bozen (langjähriges Niederschlagsmittel 92,5 mm) des HYDROGRAPHISCHEN AMTES im August 2003 37,6 mm Niederschlag gemessen und im August 2004 lediglich 26,6 mm (vgl. Abb. 60 und Abb. 62).

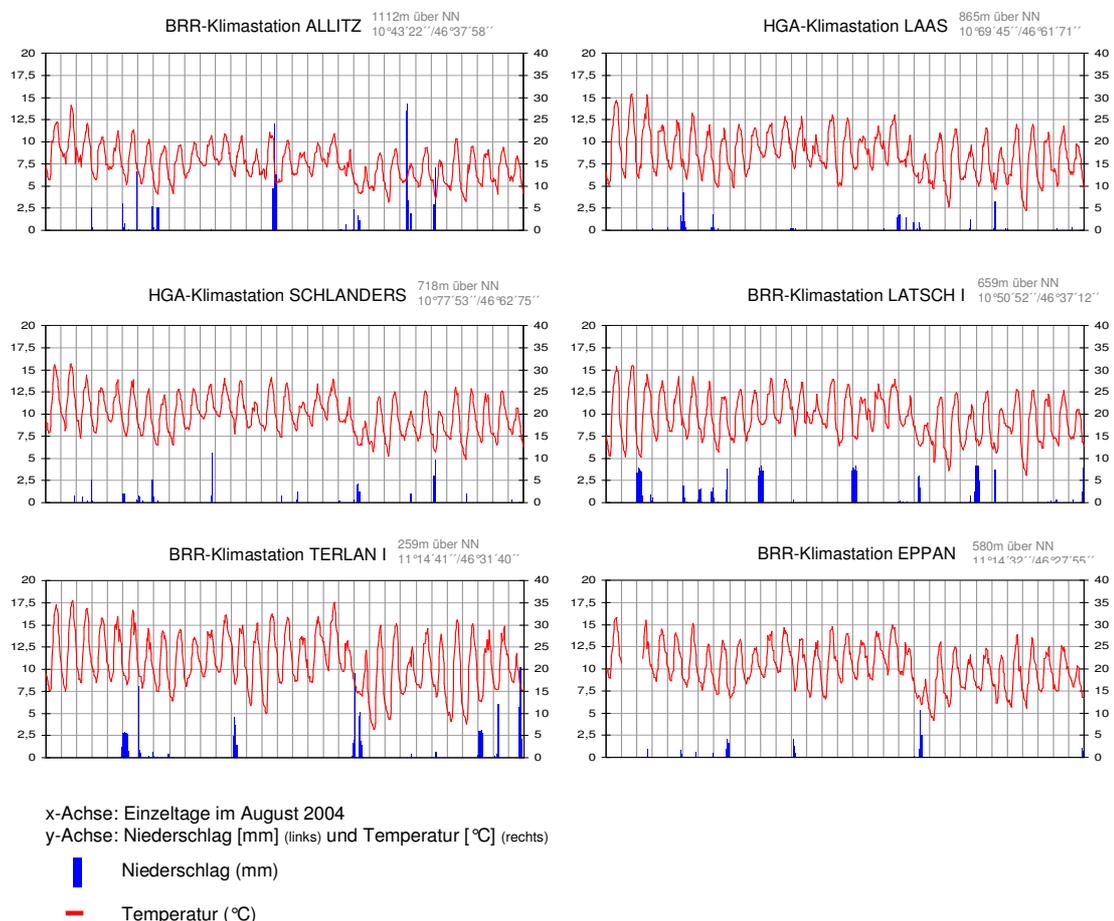


Abb. 5-61: Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum August 2004.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA) und des SÜDTIROLER BERATUNGSRINGES FÜR OBST- UND WEINBAU (BRR))

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Diese Trockenheit setzte sich bei relativ hohen Temperaturen bis in den September hinein fort (nur 50-75% des durchschnittlichen Niederschlags wurden gemessen). Erst ab Mitte September kam es zu nennenswerteren Niederschlägen, welche die Temperaturen auf spätherbstliche Werte absinken ließen. Hochdruckeinfluss und Föhn verhinderten jedoch weitere Niederschläge mit größerer Ergiebigkeit. Gegen Ende des Monats drangen beständig polare Kaltluftmassen in die Untersuchungsregion ein und sorgten für sinkende Temperaturen.

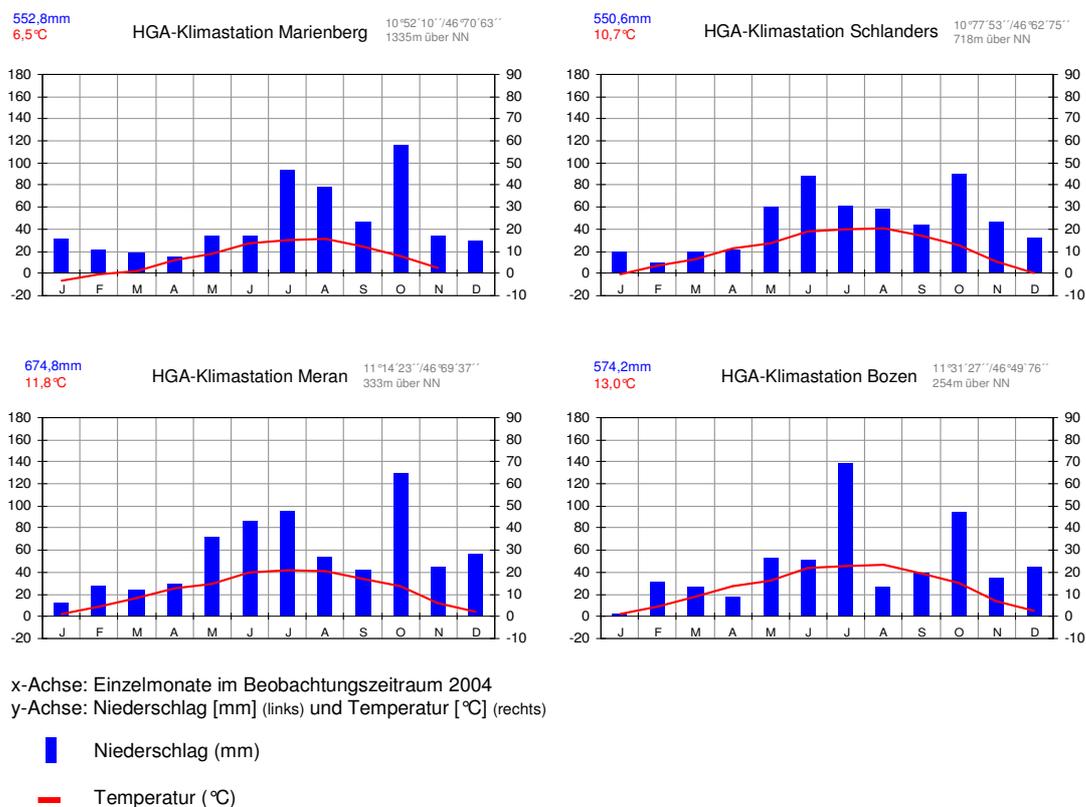


Abb. 5-62: Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2004.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Im Oktober führte das Vorherrschen südlicher Strömungen sehr feuchte und warme Luftmassen an die Alpensüdseite heran, so dass der Monat niederschlagsreich, aber sehr mild war. Die Temperaturen lagen um 2-3°C über dem langjährigen Mittel. Eine kurze Temperaturdepression zeigte sich nur in der Monatsmitte. Dafür konnten die Oktoberniederschläge die Defizite der vorangegangenen Monate zumindest teilweise

ausgleichen (vgl. Abb. 5-62). Im November konnten nur zu Monatsanfang und zu Monatsende aufgrund zweier Mittelmeertiefdrucklagen ergiebige Niederschläge gemessen werden. Insgesamt war der November jedoch wieder sehr trocken. Die maritime Herkunft der feuchten Luftmassen zu Beginn und Ende des Monats hielt die Temperaturen bis Novemberende auf einem leicht überdurchschnittlichen Temperaturniveau. Das Jahr 2004 endete mit einem überwiegend wechselhaften Dezember, dessen Witterung nur durch eine Hochdruckperiode in der Monatsmitte etwas stabilisiert werden konnte.

2005:

Das letzte Beobachtungsjahr begann mit einem äußerst trockenen Monat. Der Januar war bereits durch föhnbedingt trockene Luftmassen gekennzeichnet. Diese trockene Luft sorgte für sehr milde Tagestemperaturen in den südlichen Tieflagen und vergleichsweise niedrige Temperaturen in den nördlichen Hochlagen. Der Februar war ebenfalls sehr trocken, aber deutlich kälter. Die Witterung war von häufigen Nordwestlagen geprägt, die an der Alpensüdseite Nordföhn verursachten und der Jahreszeit entsprechend immer wieder kalte Luftmassen an die Alpen heranführten. Besonders groß waren die negativen thermischen Abweichungen von den Mittelwerten in Höhenlagen oberhalb 600 m.

Der März begann mit kalter und relativ feuchter Witterung. Erst ab Monatsmitte stiegen die Temperaturen deutlich an. Insgesamt jedoch war auch der März (gemessen an den statistischen Mittelwerten) viel zu trocken, wobei die Temperaturen meist nur knapp über den Werten der Vergleichsperioden lagen. Im April bestimmte der häufige Durchzug von Störungen die insgesamt sehr wechselhafte Witterung. Ende April stiegen die Temperaturen auf Werte von bis zu 30°C an (vgl. Abb. 5-63). Dieser Trend zog sich auch in den Folgemonat Mai hinein, der von keinen längeren Schlechtwetterphasen unterbrochen wurde. Auch hier erreichten die Temperaturwerte gegen Monatsende wieder bis zu 30°C. Die spärlichen Niederschläge in Kombination mit den relativ hohen Maitemperaturen resultierten insgesamt in einem sehr trockenen Monat für den Untersuchungsraum. Der klimatologische Frühling (MAM) 2005 verlief damit insgesamt viel zu trocken.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Auch der Juni zeigte sich (vor allem ab der 2. Monatshälfte) als ein sehr warmer und trockener Monat. Die Wirkungen des hygrisch defizitären Frühjahrs 2005 und Winters 2004/2005 dokumentierten sich auch in äußerst niedrigen Flusspegelständen (vgl. Abschnitt 5.2.10). Zudem lagen die gemessenen Lufttemperaturen deutlich über den langjährigen Mittelwerten und es war demnach im Juni 2004 durchschnittlich um 2-3°C wärmer (2003: bis zu 5°C wärmer; s.o.).

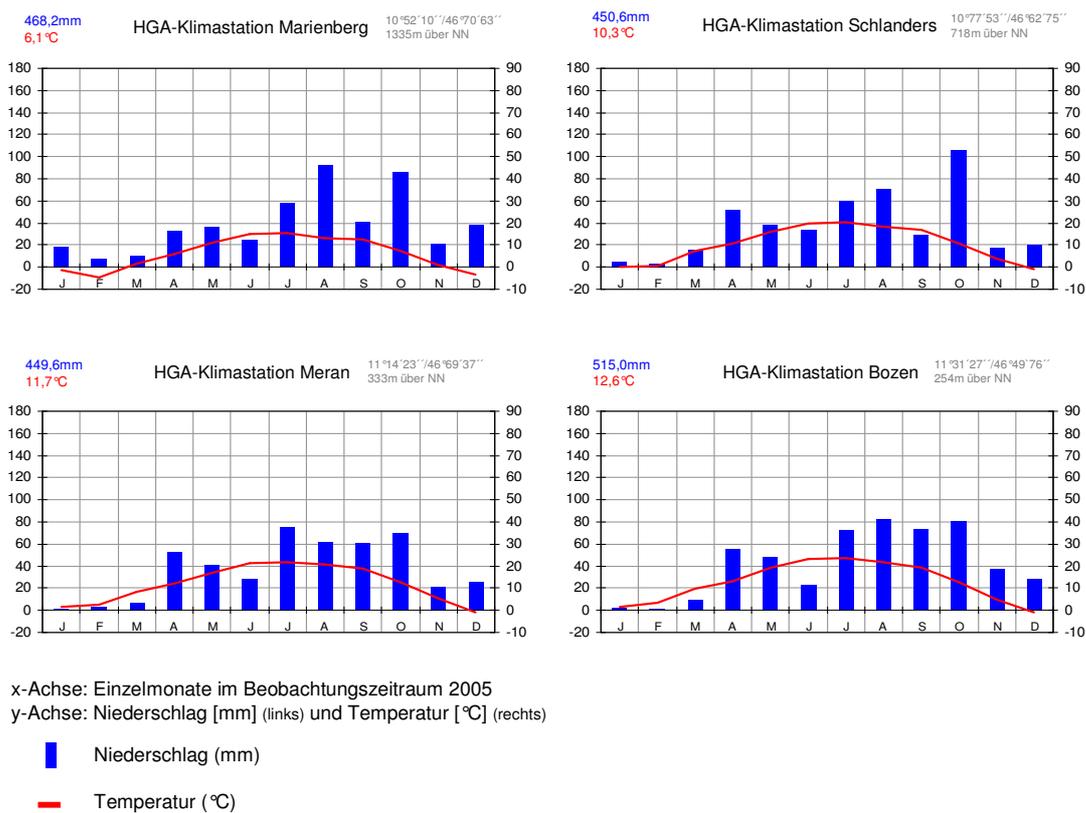


Abb. 5-63: Zeitliche Verteilung von Temperatur und Niederschlag an ausgewählten Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2005.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Der Juli dagegen entsprach thermisch und hygrisch den langjährigen Mittelwerten. Nur im Vinschgau war es zu trocken. Ein wechselhafter August, dessen Niederschlags- und Temperaturwerte nahe an den langjährigen Mittelwerten lagen, ging über in einen ebenfalls sehr wechselhaften September mit häufigen Niederschlägen (15 Niederschlagstage). Thermisch zeichnete sich der September infolge eines Kaltfrontdurchzuges durch eine Temperaturdepression in der Monatsmitte aus.

Der Oktober begann mit sehr tiefen Temperaturen und viel Niederschlag, wurde aber gegen Monatsende hin milder. Dagegen zeigte sich im November ein drastischer Temperaturrückgang mit Tiefsttemperaturen um bis zu -10°C (Station Bozen) bei auffallend wenig Niederschlägen. Das Jahr 2005 endete mit einem kalten und sehr wechselhaften Dezember, der Schnee bis in die Tieflagen brachte.

5.2.7 Ergebnisse der Lufttemperatur und Luftfeuchtheitsmessungen im Pflanzenbestand

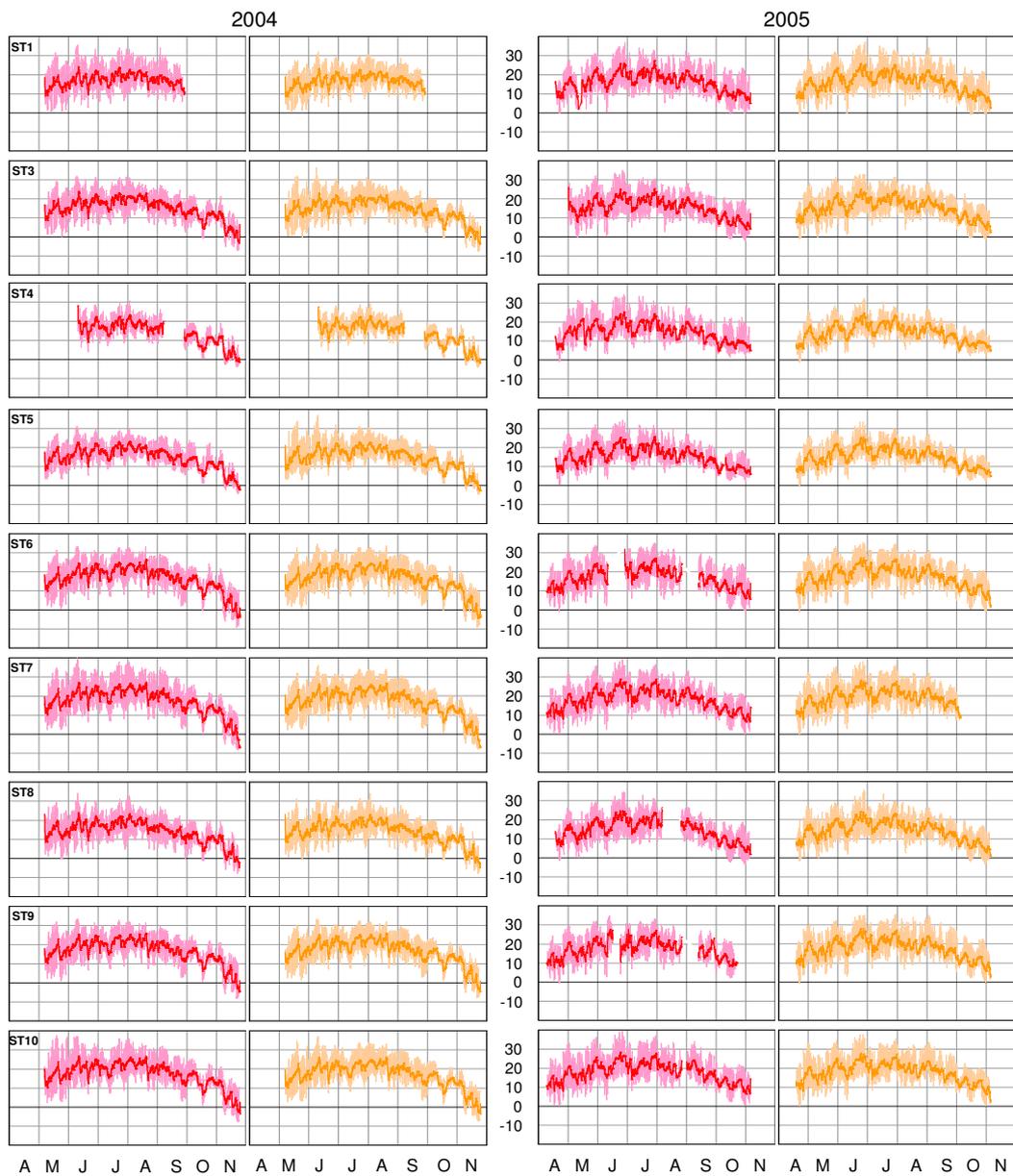
Lufttemperaturen im Pflanzenbestand:

Die Lufttemperaturen im Pflanzenbestand wurden in zwei verschiedenen Messhöhen erfasst (40 cm und 60 cm; vgl. Abschnitt 5.1.8). In Abbildung 5-64 sind die Ergebnisse dieser Messungen, einschließlich der gleitenden Mittelwerte im Zeitfenster von 24 h, dargestellt.

Beim Vergleich der Daten von 2004 und 2005 lassen sich durch die Berechnung der Mittelwerte, mit Ausnahme von ST1, an allen Standorten leicht höhere Werte für den Beobachtungszeitraum von 2005 feststellen (vgl. Abb. 5-65).

Deutlich wird auch, dass die topographisch höher gelegenen Standorte im Untervinschgau (ST3, ST4, ST5 und ST8) wesentlich niedrigere Mittelwerte aufweisen als der tiefer gelegene Standort ST1 bei Schlanders. Noch deutlicher werden diese Unterschiede beim Vergleich mit den Standorten im Untersuchungsgebiet des Mittleren Etschtales (ST6, ST7, ST9 und ST10), wo die Mittelwerte deutlich über denen des Untervinschgaus liegen. Die thermischen Begünstigungen aufgrund der topographischen Lage spiegeln sich somit in den Messergebnissen sehr gut wider.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter



x-Achse: Einzelmonate im Beobachtungszeitraum
y-Achse: Lufttemperaturen im Pflanzenbestand [°C]

- Lufttemperatur [°C] im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe über Geländeoberfläche
gleitende Mittelwerte im 24h-Zeitraum
- Lufttemperatur [°C] im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe über Geländeoberfläche
gleitende Mittelwerte im 24h-Zeitraum

Abb. 5-64: Lufttemperaturen im Pflanzenbestand aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

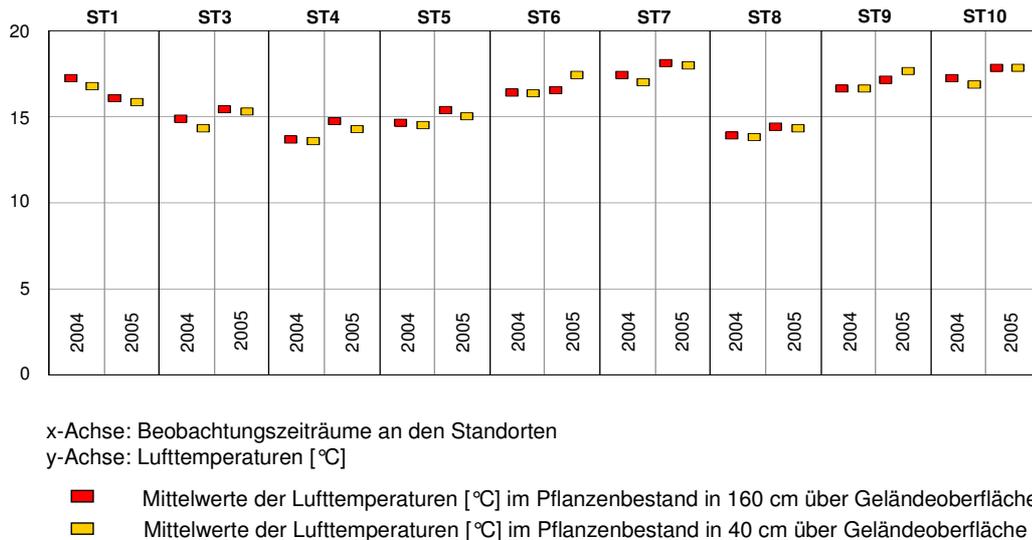


Abb. 5-65: Mittelwerte der Lufttemperaturen im Pflanzenbestand im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

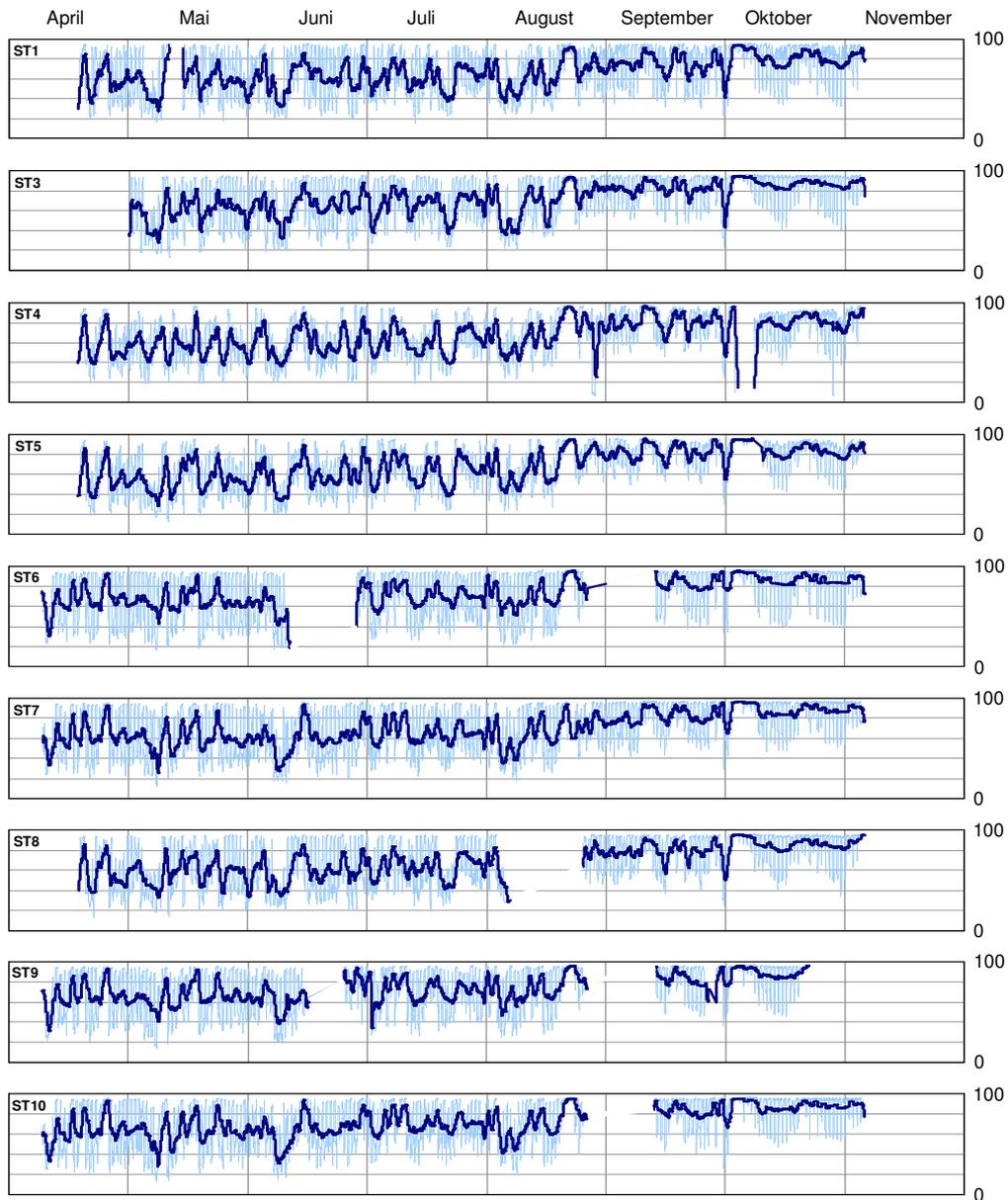
Relative Luftfeuchtigkeiten im Pflanzenbestand:

Die Erfassung der relativen Luftfeuchte musste aus Kostengründen auf den Beobachtungszeitraum 2005 beschränkt bleiben (vgl. Abschnitt 5.1.8). Abbildung 5-66 zeigt die Ergebnisse dieser Messungen für alle Standorte.

Aufgrund der zeitlich dichten Schwankungen der relativen Luftfeuchtwerte wurden zur besseren Darstellung (analog zu Abb. 5-64) jeweils die gleitenden Mittelwerte berechnet und in den Kurvenverlauf der Originaldaten eingebunden (dunkelblaue Linie). Dadurch wurden die kurzzeitigen Schwankungen unter Beibehaltung einer trend-verfolgenden Darstellung ausgeglichen, um eine erste Analyse auf visueller Basis zu ermöglichen. Um die sensitiven Verluste möglichst gering zu halten und einer Trägheit der Kurvendarstellung entgegen zu wirken, wurde auch hier lediglich ein Zeitfenster ZF von 24 h verwendet.

Die graphische Darstellung der Messdaten zeigt über den Beobachtungszeitraum an allen Standorten einen ähnlichen Gesamtverlauf der relativen Luftfeuchteverhältnisse. Deutlich wird dies an den Zeiträumen mit vergleichsweise geringen relativen Luftfeuchtwerten. So waren an allen Standorten zu Beginn der Monate Mai, Juni und August auffallend geringe Werte gemessen worden. Ebenso deutlich zeichnet sich an fast allen Standorten der Einbruch am Ende der zweiten Julihälfte durch.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter



x-Achse: Einzelmonate im Beobachtungszeitraum 2005

y-Achse: relative Luftfeuchtigkeit [%]

— relative Luftfeuchtigkeit [%]

— gleitende Mittelwerte der rel. Luftfeuchtigkeit [%] im 24h-Zeitraum

Abb. 5-66: Relative Luftfeuchten im Pflanzenbestand aller Standorte im Beobachtungszeitraum 2005.

(Quelle: nach eigenen Daten)

Auch die generell hohen Tagesamplituden im Frühjahr weisen in Kombination mit der niederfrequenten Dynamik im Spätherbst darauf hin, dass zumindest auf Basis einer ersten graphischen Analyse keine markanten Standortunterschiede der relativen Luftfeuchtwerte festzustellen sind. Der allgemeine Trend von niederen Werten im Frühjahr über mittlere im Sommer bis zu hohen im Spätherbst unterstreicht hinsichtlich dieses Parameters eine gewisse Konformität der Standorte untereinander, was auch die Darstellung der berechneten Mittelwerte zeigt (vgl. Abb. 5-67).

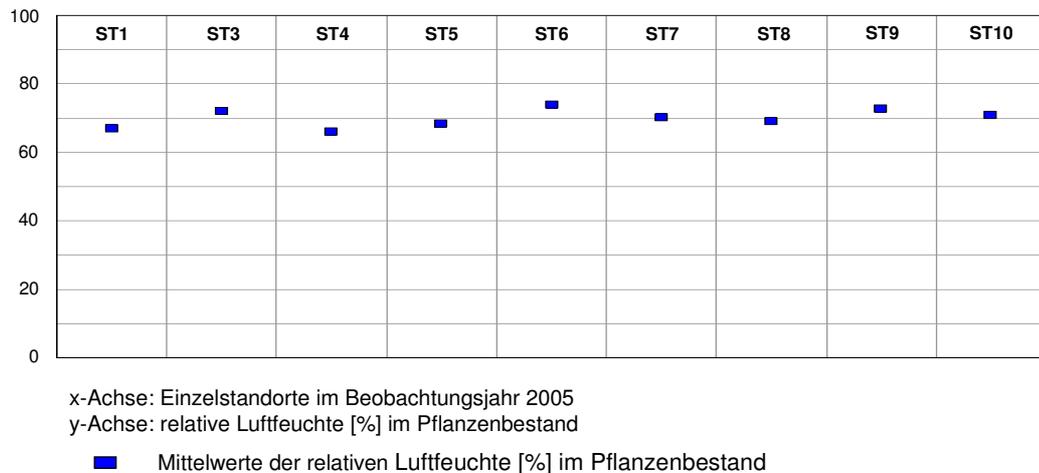


Abb. 5-67: Mittelwerte der relativen Luftfechtigkeiten im Pflanzenbestand im Beobachtungszeitraum 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

5.2.8 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen

Die Temperatursensoren wurden für das Messjahr 2004 in 10 cm und 30 cm Bodentiefe eingebaut (vgl. Abschnitt 5.1.9). Aufgrund der mangelnden Verfügbarkeit dieser Sensoren, konnten die Aufzeichnungen erst Anfang August 2004 beginnen. Zudem konnten aus dem gleichen Grund nicht alle Messstandorte mit den entsprechenden Bodentemperaturloggern ausgestattet werden, so dass für 2004 die Werte (von August bis November) nur für sechs der insgesamt neun Untersuchungsstandorte vorliegen.

Im Jahr 2005 war die längerfristige Versorgung aller Standorte mit Bodentemperaturloggern gewährleistet, wobei jedoch die Anzahl der Messtiefen auf eine (10 cm) reduziert wurde (vgl. Abschnitt 5.1.9).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

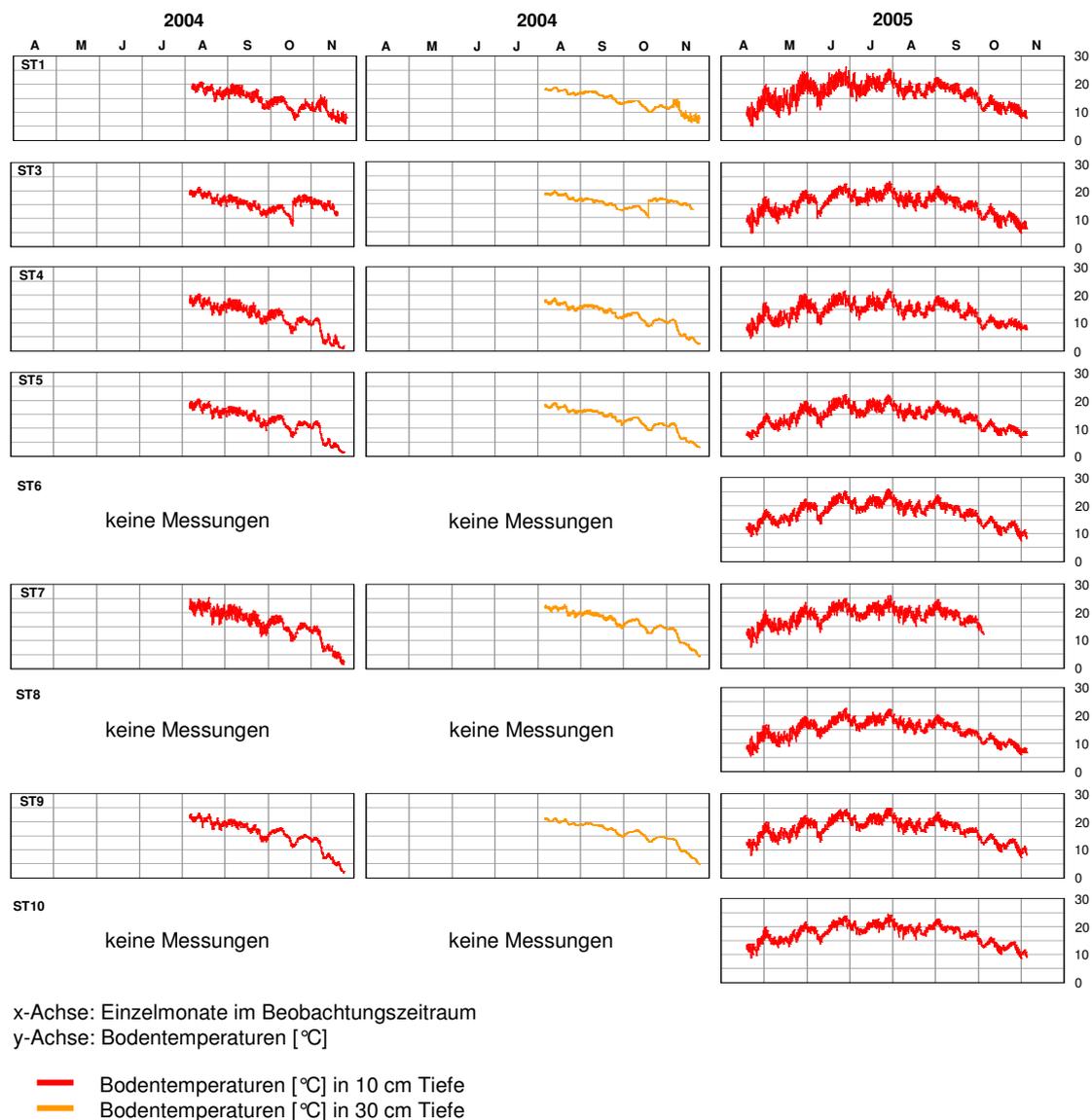


Abb. 5-68: Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen an allen Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Auch wenn die tiefendifferenzierte Messung der Bodentemperaturen nur für vier Monate im Jahr 2004 vorliegt, zeigt sich die typische Dämpfung der Temperaturamplitude mit zunehmender Bodentiefe (vgl. Abb. 5-68). Dies entspricht der für die Böden im Untersuchungsgebiet angenommenen schlechten Wärmeleitfähigkeiten (vgl. FISCHER 1988). Das zeigt sich auch, wenn zum Vergleich die zeitgleichen Lufttemperaturen im Pflanzenbestand herangezogen werden (vgl. Abschnitt 5.2.7). Die Wärmeenergie wird nicht in vollem Umfang und mit

zunehmender Bodentiefe nur stark reduziert in den Boden weitergeleitet. Die Bodentemperaturen bleiben daher deutlich hinter den Lufttemperaturen zurück. Dafür wird die im Tagesverlauf aufgenommene Wärme im tieferen Bodenbereich wesentlich länger gespeichert, was sich auch deutlich beim Vergleich der berechneten Mittelwerte zeigt (vgl. Abb. 5-69).

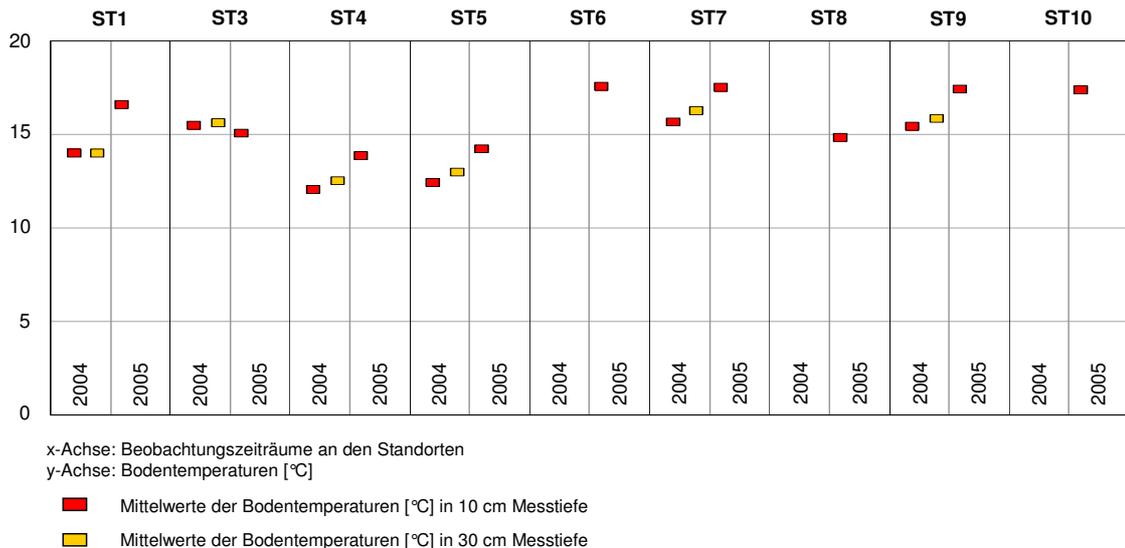


Abb. 5-69: Mittelwerte der Bodentemperaturen im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Dieses Wärmetransportverhalten wird bei einem trockenen Boden noch verstärkt, was zwar anhand des limitierten Messumfangs hier nicht deutlich wird, aber beispielsweise von FANK (1998/99) nachgewiesen wurde.

Prinzipiell ist davon auszugehen, dass die gemessenen Bodentemperaturen der Sommer- und Herbstmonate infolge einer verstärkten Beschattung durch das bis dahin vollentwickelte Blattwerk der Apfelbäume etwas niedriger liegen als ohne diesen Beschattungseffekt. Dies bedeutet, dass die Bodentemperaturkurven in bestimmten phänologischen Phasen (Vollfrühling bis Spätherbst) eine gewisse Dämpfung erfahren müssen, die in anderen phänologischen Phasen (Vorfrühling bis Vollfrühling) wegen des noch fehlenden oder nur sehr lichten Blattwerkes nicht gegeben ist. Dies führt letztlich zu den ausgeglicheneren Gesamtkurven.

5.2.9 Ergebnisse der Messung des Grundwasserflurabstandes

Die Grundwasserflurabstände (*GWFA*) wurden an jenen Standorten selbst erfasst, welche von ihrer topographischen Lage her auf einen vergleichsweise hohen *GWFA* schließen lassen (ST6, ST7, ST8, ST9 und ST10; vgl. Abb. 4-3). Am Standort ST9 wurde während der gesamten dreijährigen Messdauer kein *GWFA* über der 250 *cm*-Marke registriert und war damit nicht erfassbar.

In Abbildung 5-70 sind die Messdaten der standortgebundenen Grundwasserpegelerfassung für den gesamten Beobachtungszeitraum dargestellt.

Die Ergebnisse der Einzelstandorte zeigen erwartungsgemäß deutliche Unterschiede.

Am Standort ST6 zeigte sich 2004 eine Absenkung des *GWFA* bis in den Spätherbst hinein. Ab November stieg der Pegel relativ rasch bis auf die Werte vom Mai desselben Jahres an. Ähnliche Beobachtungen konnten im Jahr 2005 auf einem etwas niedrigeren Pegelniveau gemacht werden, wobei wesentlich höhere Tagesschwankungen festzustellen waren.

Der *GWFA* am Standort ST7 sank 2004 von Mai bis etwa Mitte Juni kontinuierlich um etwa 30 *cm*. Ab Mitte Juli 2004 war eine deutliche Anhebung des Wasserstandes festzustellen, die aber dann stetig bis Mitte Oktober zum Tiefstwert absank. Mit Novemberbeginn erreicht der *GWFA* sein Maximum im beobachteten Zeitraum. Eine deutlich erkennbare Grundwasserabsenkung fand 2005 bis Mitte Juni statt. Darauf erfolgte aber unmittelbar wieder ein Anstieg, um bis zu einem zweiten Anstieg Anfang Oktober wieder kontinuierlich abzusinken.

Der Grundwasserspiegel zeigte am Standort ST8 im gesamten Messzeitraum 2004 nur geringe Schwankungen um die -100 *cm*-Marke. Nur eine leichte Absenkung im Oktober 2004 sowie der minimale Anstieg in den ersten Novembertagen (bis 65 *cm* unter *GOF*) traten hervor. Diese Beobachtungen setzten sich in vergleichbarer Weise auch 2005 fort.

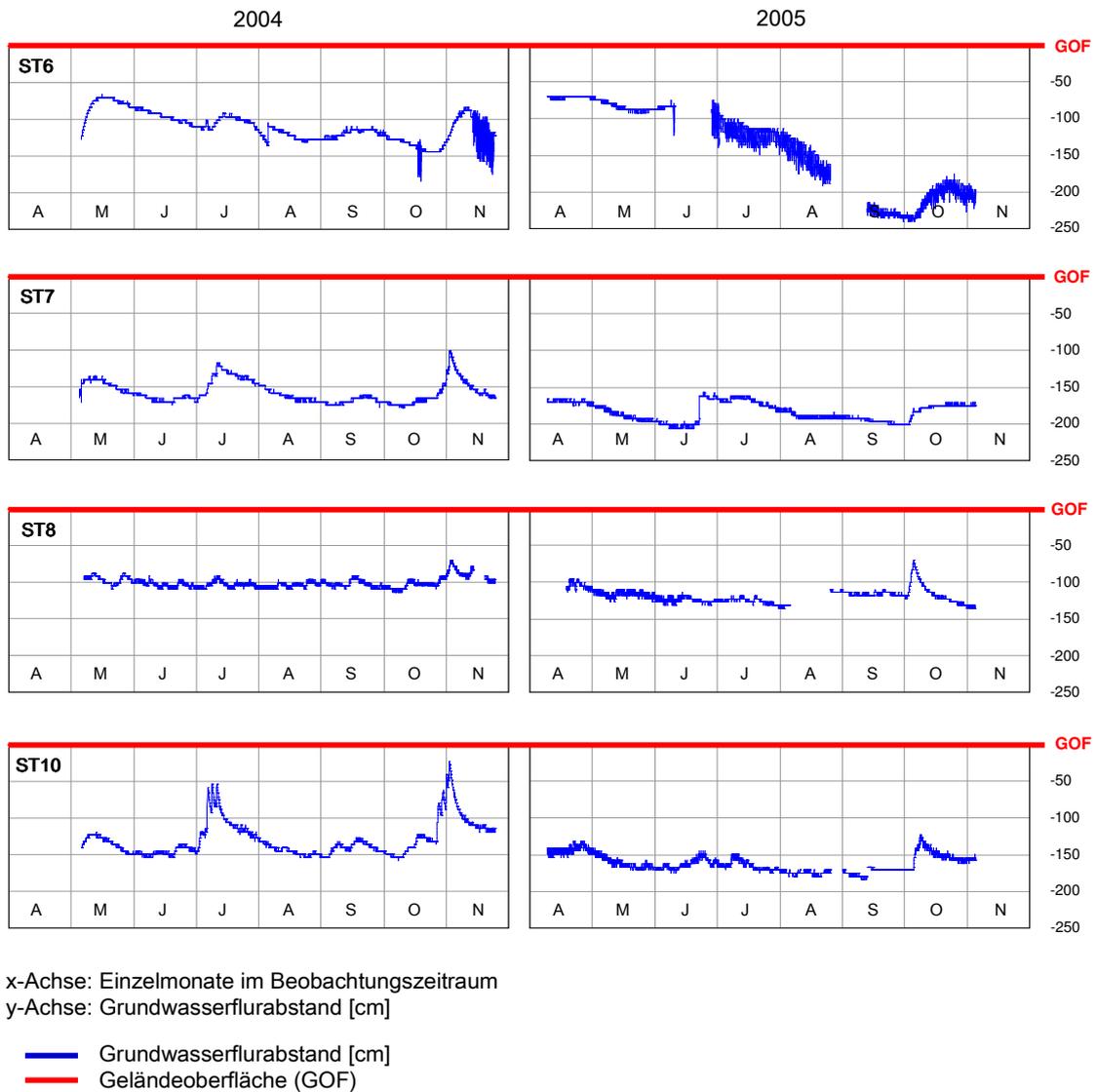


Abb. 5-70: Schwankungen der Grundwasserflurabstände verschiedener Standorte im Beobachtungszeitraum 2004 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die *GWFA*-Schwankungen am Standort ST10 heben sich von den Beobachtungen der anderen Standorte deutlich ab. Im Messzeitraum 2004 zeigen sich zwei Maxima des Grundwasserstandes. Dem Minimum im Oktober (155 cm unter *GOF*) steht das nur 20 Tage später gemessene Maximum gegenüber (20 cm unter *GOF*). Damit ist das Grundwasser innerhalb von knapp drei Wochen um 120 cm gestiegen. Im Beobachtungszeitraum von 2005 wurden dagegen deutlich moderatere Schwankungen erfasst.

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

Insgesamt lagen die *GWFA* 2005 damit an allen Standorten einige Zentimeter tiefer als im Beobachtungszeitraum 2004. Größere Schwankungen im Gesamtverlauf zeichneten sich an allen Standorten synchron durch.

Da die eigene und standortgebundene *GWFA*-Erfassung erst ab dem Beobachtungszeitraum 2004 erfolgen konnte, muss eine Betrachtung des Gesamtzeitraumes auf Basis der *HGA*-Daten erfolgen. Abbildung 5-71 zeigt die Jahressgänge von drei im mittleren Etschtal gelegenen Pegelstationen.

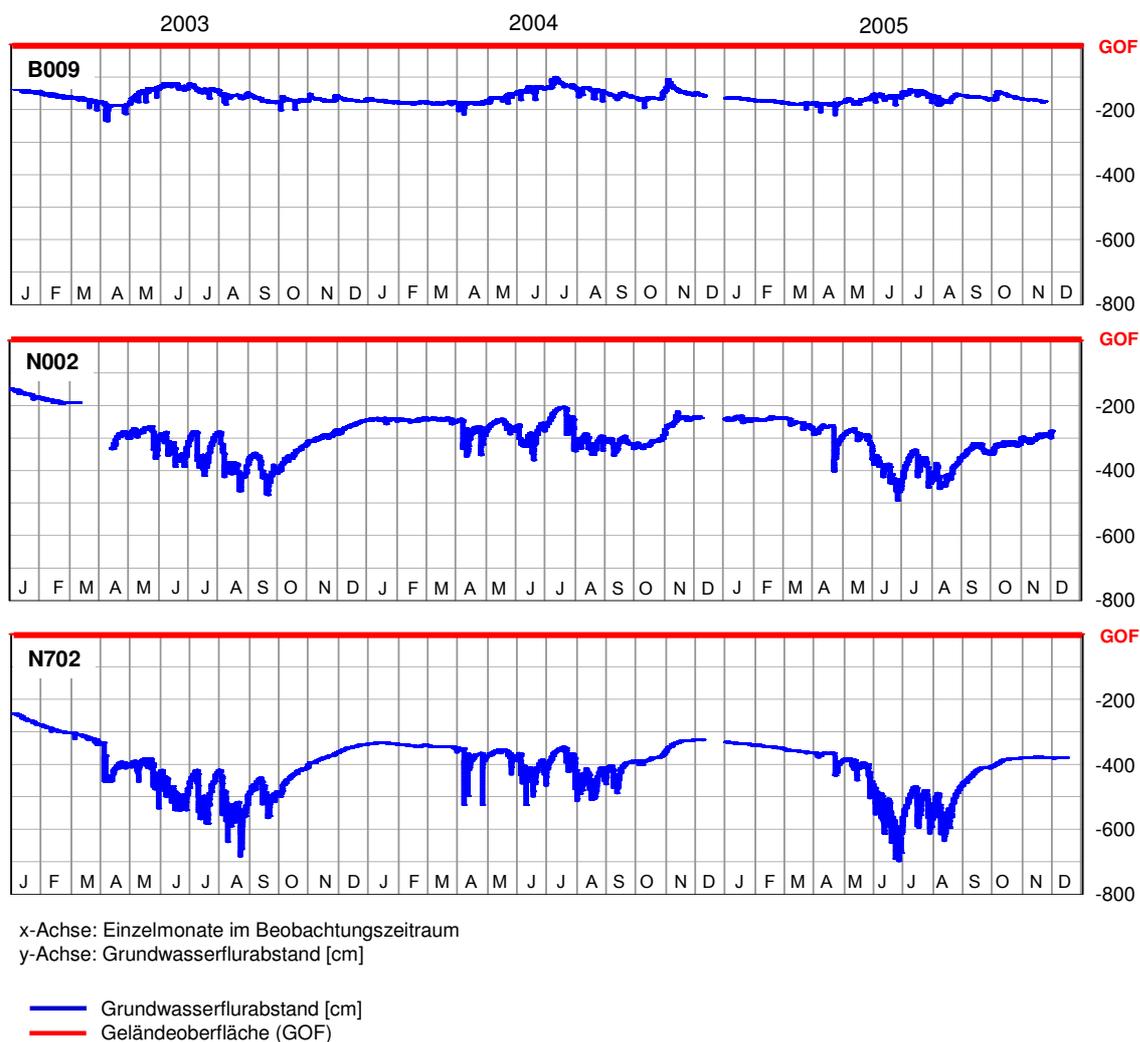


Abb. 5-71: Schwankungen der Grundwasserflurabstände verschiedener *HGA*-Pegelstationen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (*HGA*))

Auch hier zeigt sich, dass die *GWFA* 2005 deutlich tiefer lagen als 2004. Auch im "Trockenjahr" 2003 (von den eigenen *GWFA*-Messungen noch nicht erfasst) lagen die Grundwasserstände tiefer unter der *GOF* als 2004. Bezogen auf die Grundwasserbedingungen im Untersuchungsraum kann somit innerhalb des beobachteten Gesamtzeitraumes das Jahr 2004 als das pflanzenökologisch günstigste gelten.

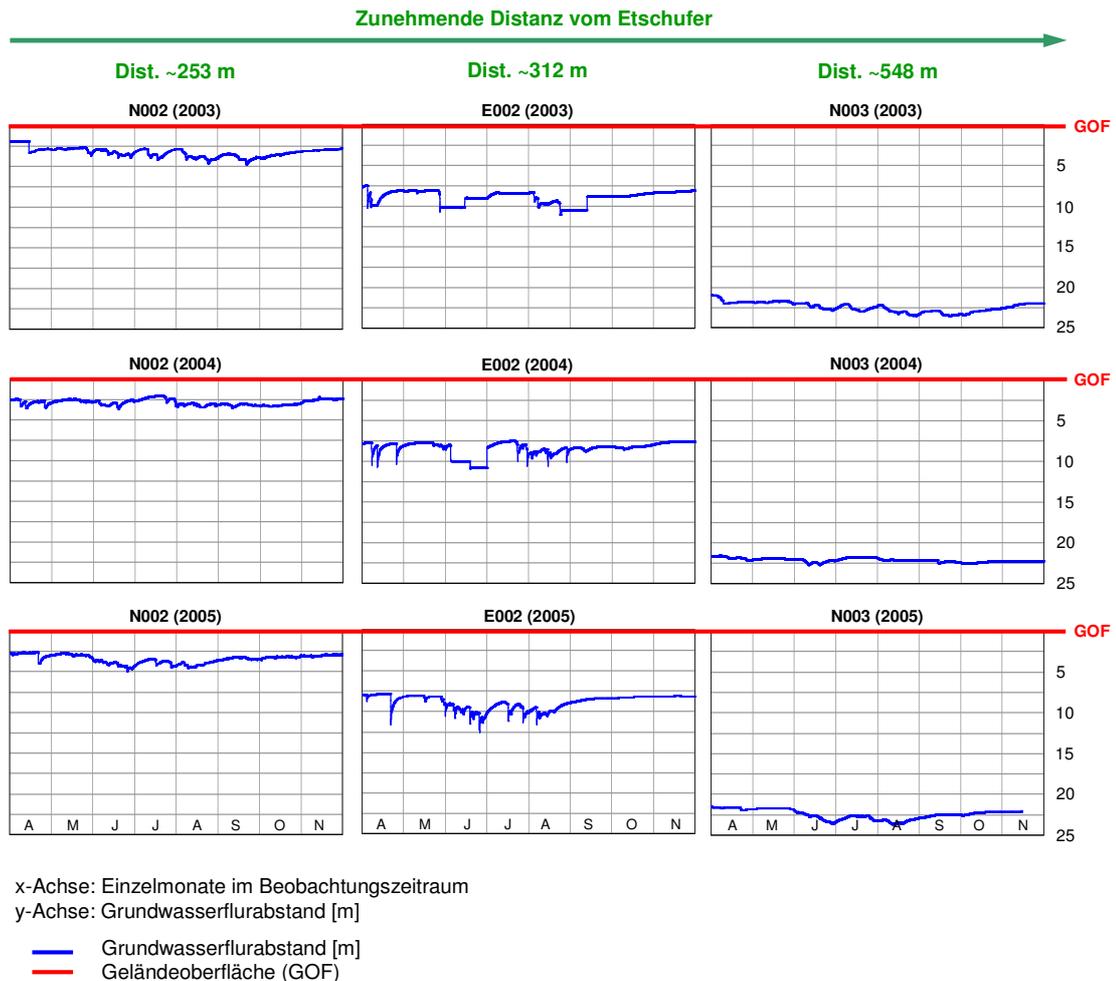


Abb. 5-72: Darstellung des Zusammenhangs zwischen Flussufernähe und Grundwasserstand im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2004.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Die eigens erhobenen Daten (standortgebundene Erfassung) konnten durch Hinzunahme von Grundwasserpegeldaten (standortnahe Erfassung) durch 28 ausgewählte Grundwasserpegel-Stationen des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN räumlich verdichtet werden. Die hohe Anzahl an Grundwasserpegelmess-Stellen des

HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN lieferte eine entsprechend große Anzahl an Datensätzen, welche vor allem zur Validierung der eigenen Erhebungen (s.o.) sowie zur Ergänzung bei analytischen Fragestellungen diente. Für standortnahe Vergleiche wurden letztlich vier zusätzliche Pegelstationen ausgewählt (vgl. Abb. 5-12 in Abschnitt 5.1.10).

Die flussnahe Lage einiger Mess-Standorte wirft unter anderem die Frage nach dem hydrologischen Zusammenhang zwischen Ufernähe und *GWFA* auf. Abbildung 5-72 zeigt diesen Zusammenhang für die Messjahre 2003 und 2004, bezogen auf drei Messpunkte, die sich in zunehmender Entfernung vom Flussufer befinden.

Es zeigt sich deutlich, dass mit zunehmender Entfernung vom Flussufer der *GWFA* von knapp 2 m auf bis zu 23 m unter *GOF* ansteigt. Dies ist keineswegs zu pauschalisieren, da die Standortunterschiede auch reliefbedingt sind. Dennoch besteht eine nachweisbare Abhängigkeit des Bodenwasserhaushaltes von der Entfernung zum nächsten Gewässer. Damit war es notwendig, auch die umfangreichen Grundwasserpegelmessungen mit in die Gesamtanalyse einzubeziehen, um die vermuteten Abhängigkeiten quantifizieren zu können.

5.2.10 Ergebnisse der Flusspegelmessungen

Kennzeichnend für die Etsch als Hauptvorfluter in der Untersuchungsregion ist eine i.d.R. markante, winterliche Niedrigwasserführung, die durch hohe Abflüsse im Spätfrühling in Folge der Schneeschmelze abgelöst wird. Der größte Teil des jährlichen Abflusses entfällt daher auf den Zeitraum zwischen den Monaten April bis Juni, mit dem Maximum zwischen Ende Mai und Anfang Juni (einfaches Abflussregime nach *PARDÉ*). Während des meteorologischen Winters (Dezember bis Februar) kommt es infolge der Niederschlagspeicherung als Schnee zu einem deutlichen Rückgang der Abflussmenge (vgl. Abb. 5-73).

Prinzipiell ist aber zu beachten, dass die Winterganglinie beim größten Teil der Oberflächengewässer im gesamten Untersuchungsgebiet zudem von Staudämmen und deren Bewirtschaftung durch die Elektrizitätswerke abhängig ist. In jedem Fall aber wird stets die Mindestwassermenge in den Flüssen garantiert. Dieser Abfluss besteht aus der Menge Wasser, die im Gewässer vorhanden sein muss, um das Überleben des

Ökosystems zu gewährleisten. Die Kenntnis dieser Sachverhalte ist maßgebend für eine Beurteilung der Flusspegeldynamik.

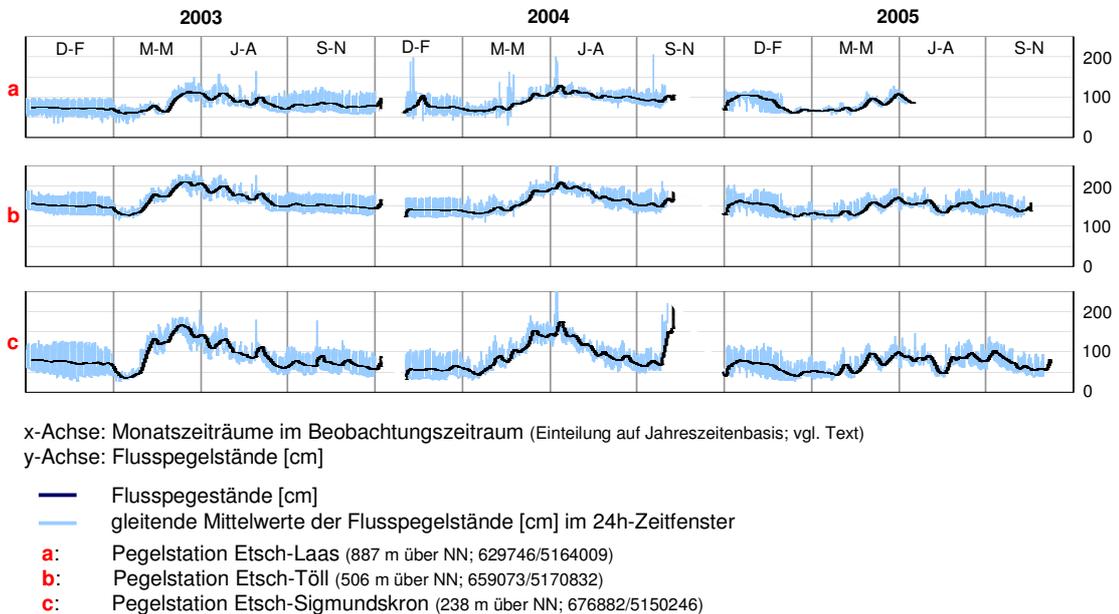


Abb. 5-73: Jahresgänge der Etsch-Flusspegelstände einschließlich des gleitenden Mittelwertes (24h-Zeitfenster) zur Darstellung des Abflussregimes an verschiedenen Pegelstationen im Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Die durchschnittliche Wasserführung lag zu Beginn des Jahres 2004 im Januar bereits um bis zu 20% unter den langjährigen Mittelwerten des Vergleichszeitraumes. Nach Berichten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN ist dies vor allem auf das Niederschlagsdefizit von 2003 zurückzuführen. Infolge der hydrologisch angespannten Situation von 2003, welche sich auch deutlich in den durchweg niedrigen Flusspegelständen dokumentiert, verringerten sich damit die unterirdischen Wasserzuflüsse, die im Winterhalbjahr den Hauptanteil des Abflusses bestimmen. Hinzu kam, dass sich im Januar 2004 der negative Trend der Niederschläge fortsetzte (vgl. Abschnitt 5.2.6). Die winterlichen Tieftemperaturen bis in den Anfang des Monats März hinein bedingten zudem eine Reduzierung der Abflussspenden infolge einer frostbedingten Immobilisierung des Wassers. Erst in der zweiten Märzhälfte konnten durch den allgemeinen Temperaturanstieg mit der darauf folgenden Schneeschmelze erste Pegelanstiege gemessen werden (vgl. Abb. 5-74).

5. Erfassung relevanter Einflussparameter

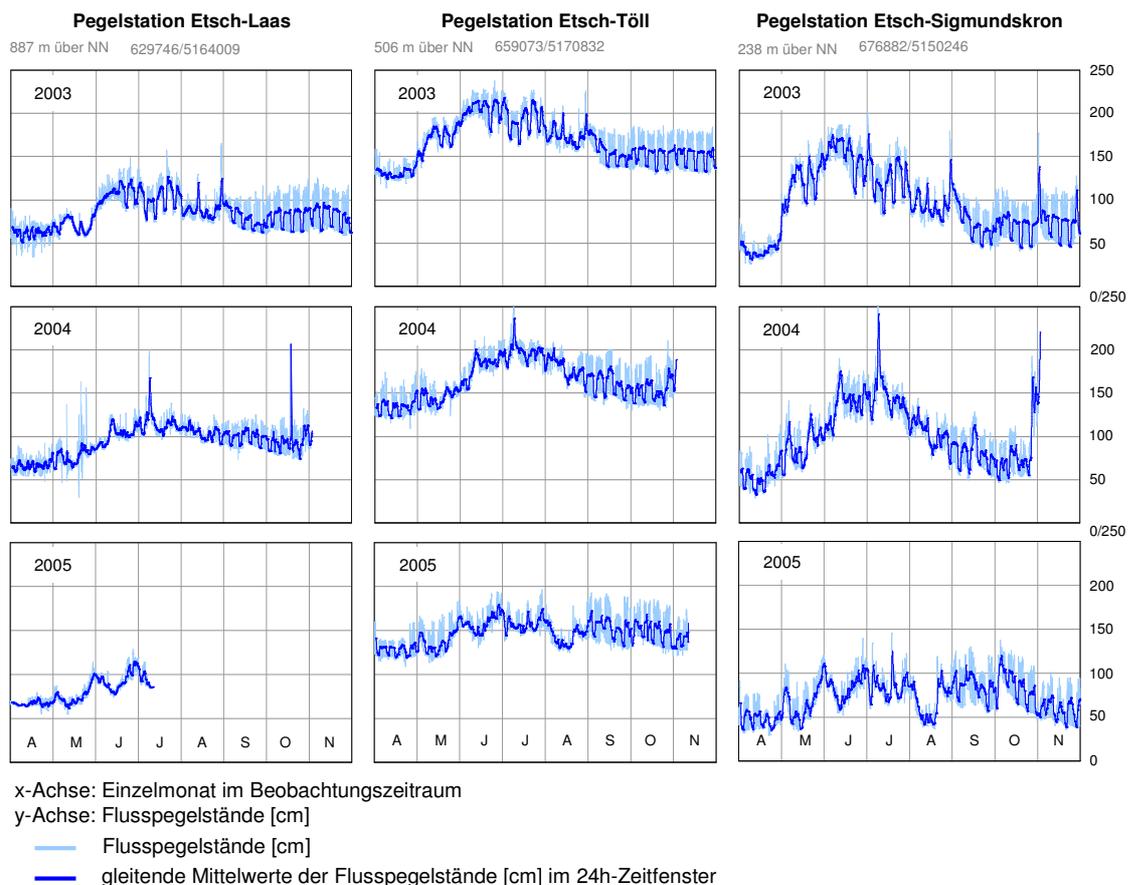


Abb. 5-74: Pegelstände der Etsch innerhalb der Beobachtungszeiträume 2003 bis 2005 an verschiedenen Stationen.
(Quelle: eigener Entwurf nach Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN (HGA))

Prinzipiell aber lagen die gesamten Niederschlagsmengen, die bis Ende Mai im hydrologischen Jahr gefallen sind, unter den Mittelwerten, und auch die Schneeschmelze hatte die akkumulierten Schneemengen nur teilweise wieder in den Wasserkreislauf eingebracht. Aus diesem Grund war die Auffüllung der Stauseen und Speicherbecken bis in den Mai hinein noch nicht abgeschlossen. Erst die Abflüsse im Juli 2004 entsprachen auch ohne regulierende Eingriffe weitgehend den langjährigen Monatsmittelwerten. Im Kontrast zu diesen Verhältnissen stand die hydrologische Situation im August 2004. Die Pegel lagen um 15-20% niedriger als die mittleren Werte der Beobachtungsperiode. Die Ursache liegt darin begründet, dass nach dem Abklingen der zeitlich stark verzögerten Schneeschmelze die Flusspegel im Juli hauptsächlich von den Gebietsniederschlägen bestimmt wurden. Diese waren im August 2004 niedriger als

die langjährigen mittleren Niederschläge und sogar niedriger als die Augustniederschläge von 2003 (vgl. Abschnitt 5.2.6). Diese Verhältnisse setzten sich im September mit weiterhin unterdurchschnittlichen Gebietsniederschlägen fort. Erst Ende Oktober 2004 kam es zu ausgiebigeren Niederschlägen, mit entsprechenden Reaktionen der Flusspegel, die bis in den November hinein wirkten.

Sehr geringe Niederschläge, die nahezu ausschließlich an den Alpenhauptkämmen niedergingen, sowie leicht unterdurchschnittliche Temperaturen und die trockenen Sommer 2003 und 2004 verursachten Anfang 2005 sehr geringe Abflussraten und Pegelstände, die nur durch Speicherbewirtschaftung knapp über dem ökologischen Minimum gehalten werden konnten. Auch im Frühjahr lagen die Pegelwerte um bis zu 20% unter jenen des langjährigen Mittels (die großen Stau- und Speicherbecken am Oberlauf der Etsch hatten im März 2005 ihren saisonalen Tiefstand erreicht). Damit war auch wieder zu Beginn des eigentlich beobachteten Zeitfensters (April bis November), im Jahr 2005 eine Fortsetzung des negativen Trends zu verzeichnen. Die mittleren Abflüsse lagen den Daten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES BOZEN zufolge bis zu 30% unter dem Mittel, obwohl die Monatssumme der Niederschläge im April 2005 dem langjährigen Mittel entsprach. Im Mai und Juni verschärfte sich diese Situation, so dass die an den Pegelstellen des Landes gemessenen Abflüsse Tiefstände bei den mittleren Abflüssen aufwiesen (40-50% unter dem langjährigen Mittel seit 1926). Diese Verhältnisse wurden nicht nur im Untersuchungsgebiet verzeichnet, sondern auch in anderen Fließgewässern Norditaliens beobachtet und führten zu einer großen Aufmerksamkeit der Behörden hinsichtlich der Wassernutzung und Überwachung. Als Ursache für die hydrologisch angespannte Situation war, neben dem niederschlagsarmen Monat Mai, auch eine Verringerung des Basisabflusses durch die generelle Grundwasserabsenkung (vgl. Abschnitt 5.2.9) infolge der Niederschlagsarmut der vorangegangenen Jahre in Betracht zu ziehen. Daneben sind auch die "trockenen" Winter mit darauf folgender unterdurchschnittlicher Schmelzwasserführung im Frühjahr zu nennen. Im Juli konnten leichte Anstiege in den Pegelmessungen verzeichnet werden, wobei jedoch eine weitere Auffüllung der Stauräume erhebliche Wassermengen von der Wasserführung zurückgehalten hat. Auch die Folgemonate zeigten bis in das Ende des Beobachtungszeitraumes hinein weiterhin niedrige Pegelwerte.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

6.1 Methoden der Einflussquantifizierung

Die Messergebnisse aus Abschnitt 5.2 und die damit verbundenen Fragestellungen erforderten die Anwendung geeigneter quantitativer Analysemethoden, um überprüft und numerisch beschrieben werden zu können. Zur weiterführenden Analyse und präzisierten Einflussquantifizierung wurden daher verschiedene statistisch-mathematisch orientierte Methoden eingesetzt. Die Verwendung dieser Methoden erfordert eine jeweilige Skizzierung und Begründung ihrer Anwendung.

6.1.1 Überprüfung und Aufbereitung des Datenmaterials

6.1.1.1 Datenprüfung und Datenbereinigung

Um weiterführende statistische Analysen zu ermöglichen, war eine initiale Überprüfung der Datensätze notwendig. Eine grundlegende Überprüfung der Datensätze erfolgte bereits im Vorfeld. So wurden durch Plausibilitätsprüfungen sowie Ausreißeranalysen auf graphischer und statistischer Basis potentielle Fehlerträger in der Datenstruktur identifiziert und mittels geeigneter Substitutionsverfahren entsprechend eliminiert. Bei kleineren Zeitfenstern von maximal 2-3 h, welche von Datenlücken, messtechnisch bedingten Fehlerstrukturen oder Ausreißern betroffen waren, konnten die fehlenden oder falschen Werte durch Mittelwerte der jeweiligen Randwerte ersetzt werden. Die Ausreißer in den Zeitreihen wurden durch programmspezifische Sortierverfahren sowie visuell anhand von Zeitreihenplots und Boxplots identifiziert. Waren größere Zeitfenster von den o.g. Problemen betroffen, so wurden diese bewusst durch Fehlwerte aufgefüllt.

Zudem wurden sämtliche Datenzeitreihen auf die stündliche Auflösungsbasis der Saugspannungsmessungen transformiert, um eine einheitliche Zeitäquidistanz auf Stundenbasis zu erreichen. Dies zog teilweise die Notwendigkeit einer Aggregation partialstündlich aufgelöster Niederschlags- und Temperaturmesswerte nach sich. Die Aggregation erfolgte für die Niederschlagswerte durch die Berechnung von Stundensummenwerten und für die Temperaturwerte durch die Berechnung von Stundenmittelwerten.

Die rechnergestützte Aufbereitung und eine erste Überprüfung der Daten erfolgte mit der Kalkulationssoftware MICROSOFT EXCEL[®] unter WINDOWS[®]. Hiermit erfolgte auch die Umrechnung sämtlicher Sensorikwerte. Zur spezielleren Überprüfung (bspw. Fehl- und Falschwerte) sowie zur Umsetzung notwendiger Substitutionsverfahren kamen die Statistiksoftware SPSS[®] und speziell darauf angepasste Fortran-programmierte Routinen und Subroutinen unter LINUX[®] zum Einsatz. Aus dieser Datenaufbereitung wurde eine umfangreiche Datenbank verschiedener Datentypen erstellt, auf welcher sowohl die initialen als auch die weiterführenden Analysen basieren.

6.1.1.2 Trendüberprüfung und numerische Zeitreihenfilterung

Zur Berechnung spezieller Auto- und Kreuzkorrelationsfunktionen (vgl. Abschnitt 6.1.2) war eine vorgeschaltete Trendüberprüfung notwendig, um gegebenenfalls Trendbereinigungen vorzunehmen. Die Ermittlung der Trendgeraden wurde auf Basis der zugehörigen Funktionen mit MICROSOFT EXCEL[®] unter WINDOWS[®] durchgeführt und visuell analysiert.

Im Rahmen der Messungen zeigten die Datenzeitreihen der Saugspannungswerte eine Dominanz relativ hoher Frequenzen (kurzer Perioden). Diese Dominanz kurzer Perioden verschleiert die niederfrequenten Saugspannungsverläufe, welche aber für die Beurteilung der tensiometrischen Zeitreihenmuster hinsichtlich längerfristiger Variationen und markanter Anomaliephasen im Gesamtverlauf von Interesse sind. Um die für die Beurteilung der tensiometrischen Zeitreihenmuster wichtigen, relativ niedrigen Frequenzen (lange Perioden) hervorzuheben, mussten die Zeitreihen einer wirksamen Tiefpassfilterung unterzogen werden (vgl. SCHÖNWIESE 2000). Dies ermöglichte verbesserte Aussagen über längerfristige Variationen und markante Anomaliephasen sowie Trends im Gesamtverlauf.

Umgekehrt konnten zur Optimierung von Hochfrequenz-Variabilitätsanalysen übergeordnete Trends und Perioden (z.B. Jahresgang) mit entsprechenden Hochpassfiltern ausgeschaltet werden.

Zur Zeitreihenfilterung wurden bevorzugt unterschiedliche GAUß-Filter eingesetzt, wobei die hohe zeitliche Auflösung auf Stundenbasis die Verwendung verschieden dimensionierter Zeitfenster gestattete. Die rechnergestützte Umsetzung der numerischen Zeitreihenfilterung erfolgte im Falle überschaubarer Datensätze mit Hilfe der

Kalkulationssoftware MICROSOFT EXCEL[®] unter WINDOWS[®]. Zur weiterführenden Zeitreihenfilterung großer Datensätze ($n > 50.000$) wurde bevorzugt auf vorhandene Programmroutinen und -subroutinen (FORTRAN unter LINUX[®]) sowie darauf angepasste Shell-Skripte zurückgegriffen.

Trendüberprüfung:

Die Trendüberprüfung diente nur einer Aufdeckung eventueller Trends in den fortlaufenden Zeitreihenmustern. Deshalb kam die Berechnung einfacher linearer Trendfunktionen yt_i (nach Gl. 6-1) zur Bestimmung der jeweiligen Trendgeraden zur Anwendung. Hierzu wurden die Saugspannungswerte als abhängige Variable yt_i gegen die Zeitwerte als unabhängige Variable t_i aufgefasst. Dieses Verfahren wurde lediglich zur Erfassung des optimalen linearen Trends verwendet, ohne dabei kausale Zusammenhänge zu unterstellen (selbstverständlich kann die Saugspannung kausal nicht durch die Zeit bedingt sein!). Die Bestimmung dieser linearen (Regressions-)Funktionen erfolgte auf dem üblichen Weg über die Berechnung der Ordinatenabschnitte a (Gl. 6-2) und der Steigungen b (Gl. 6-3).

$$yt_i = a + b \cdot t_i \quad \text{[Gl. 6-1]}$$

mit:

a = Ordinatenabschnitt

b = Steigung

t_i = Zeitwerte

mit:

$$a = \bar{y} - b \cdot \bar{t} \quad \text{[Gl. 6-2]}$$

und:

$$b = \frac{\text{cov}(t, y)}{\text{var}(t)} = \frac{n \sum t_i \cdot y_i - (\sum t_i)(\sum y_i)}{n \sum t_i^2 - (\sum t_i)^2} \quad \text{[Gl. 6-3]}$$

mit:

b = Steigung

n = Stichprobenumfang

t_i = Zeitwerte

Somit konnten die langfristigen (linearen) Entwicklungstendenzen in den jeweiligen Zeitreihen über den Vergleich der Steigungswerte b für den Zweck der reinen Überprüfung hinreichend ausgedrückt werden.

Numerische Tiefpassfilterung:

Die Saugspannungszeitreihen weisen durchweg einen großen hochfrequenten Anteil mit sehr kleinen relativen Amplituden auf ("weißes Rauschen"). Dieser Rauschanteil kann als Zufallserscheinung angenommen werden und bedarf zum Zweck der weiterführenden Datenbetrachtung einer filtergesteuerten Eliminierung. Der gezielte Einsatz spezieller Tiefpassfilter gewährleistet die Unterdrückung der hochfrequenten Anteile (kleine Perioden) und resultiert so in einer Zeitreihenglättung, indem die niederfrequenten Anteile (lange Perioden) hervorgehoben werden. Dies ermöglicht bessere Aussagen über längerfristige Schwankungen. Bei der Durchführung von numerischen Filterungen ist die Kenntnis der zugehörigen Filtergewichte w_k essentiell. Bei der numerischen Tiefpassfilterung sollten die Filtergewichte so normiert werden, dass die Mittelwerte des jeweils erfassten Zeitintervalls erhalten bleiben (vgl. SCHÖNWIESE 2000). Dies wird durch die Berücksichtigung von Gleichung 6-4 gewährleistet:

$$\sum_{k=-m}^{+m} w_k = 1 \quad \text{[Gl. 6-4]}$$

mit:

w_k = Filtergewichte

Als initiale und einfache numerische Tiefpassfilter wurden übergreifende Mittelungen verwendet, bei der alle Gewichte w_k einen identischen Zahlenwert aufweisen (vgl. SCHÖNWIESE 2000):

$$w_k = \frac{1}{l \cdot \Delta t} \quad [\text{Gl. 6-5}]$$

mit:

w_k = Filtergewichte

l = ganzzahliges Vielfaches des Zeitschrittes Δt

Δt = Zeitschritt

Die Verwendung derartiger Tiefpassfilter sind zwar für beliebige Filterperioden relativ einfach durchführbar und führen zu entsprechenden Zeitreihenglättungen, liefern jedoch nicht immer eine optimale Filterwirkung.

Alternativ wurden deshalb GAUß'sche Tiefpassfilter mit verschiedenen langen Filterperioden eingesetzt, bei welchen sich die rohen Filtergewichte aus der Wahrscheinlichkeitsdichte der Standardnormalverteilung berechnen:

$$w_k^{roh} = f_z \cdot \left(k \cdot \frac{6}{T_*} \right) \quad [\text{Gl. 6-6}]$$

mit:

w_k^{roh} = rohe Filtergewichte

f_z = Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion

T_* = Schwellenwert-Periode

Hieraus können unter Berücksichtigung der Normierung (Gl. 6-4) die endgültigen Filtergewichte w_k mit der Filterfunktion berechnet werden:

$$R(f)_{TG} = \exp\left(-\frac{1}{3} \cdot \pi^2 \cdot f^2\right) \quad [\text{Gl. 6-7}]$$

Diese Vorgehensweise optimiert die Ergebnisse der numerischen Tiefpassfilterung hinsichtlich ihrer Filterwirkung deutlich.

Numerische Hochpassfilterung:

Die Hochpassfilterung wurde durch einfache Subtraktionsrechnungen der tiefpassgefilterten Daten (s.o.) von den ungefilterten Ausgangsdaten (vgl. Gleichung 6-8) bestimmt:

$$\tilde{a}_j(H) = a_i - \tilde{a}_j(L) \quad [\text{Gl. 6-8}]$$

mit:

$\tilde{a}_j(H)$ = hochpassgefilterte Zeitreihe

a_i = originale Zeitreihe

$\tilde{a}_j(L)$ = tiefpassgefilterte Zeitreihe

Die Filterfunktion lautet:

$$R(f)_H = 1 - R(f)_L \quad [\text{Gl. 6-9}]$$

Die hochpassgefilterten Zeitreihen ergeben sich als Abweichungen vom Mittelwert, der hier als 0 definiert ist. Damit entsprechen die Werte der Normierung in Gl. 6-10 (vgl. hierzu auch SCHÖNWIESE 2000):

$$\sum_{k=-m}^{+m} w_k = 0 \quad [\text{Gl. 6-10}]$$

mit:

w_k = Filtergewichte

6.1.1.3 Überprüfung auf Normalverteilung

Für die weiterführenden Korrelations- und Regressionsrechnungen (vgl. Abschnitt 6.1.2 bis 6.1.4) war vorab eine Überprüfung auf die GAUß'sche-Normalverteilung mittels eines geeigneten Testverfahrens notwendig. Hierzu wurde der *Kolmogorov-Smirnov-Anpassungstest (K-S-Test)* verwendet (vgl. SCHÖNWIESE 2000):

$$pr = \frac{|\text{Max}\{KH_k(SP) - KH_k(GG)\}|}{n} \quad [\text{Gl. 6-11}]$$

mit:

K = Anzahl der Klassen

$KH_k(SP)$ = Summenhäufigkeit der empirischen Verteilung

$KH_k(GG)$ = Summenhäufigkeit der theoretischen Verteilung

n = Stichprobenumfang

pr = Prüfgröße

Bei diesem Signifikanztest wird überprüft, ob eine beobachtete empirische Verteilungsfunktion an eine erwartete theoretische Verteilungsfunktion angepasst werden kann (vgl. SACHS 2003; VOß 2004). Es wird jeweils eine Wahrscheinlichkeit errechnet, mit der das Zurückweisen der Hypothese, die Werte seien in der Grundgesamtheit normalverteilt, fehlerhaft ist. Je größer diese Irrtumswahrscheinlichkeit α , desto mehr kann davon ausgegangen werden, dass die Werte normalverteilt sind. (Hierbei handelt es sich prinzipiell um eine Schwellenwertentscheidung, bei der stets vor der Berechnung das jeweilige Signifikanzniveau bzw. die

jeweilige Irrtumswahrscheinlichkeit als ein Schwellenwert für die nachfolgende Entscheidung festgelegt wird).

Da dieser Test insbesondere für große Stichproben auf intervallskaliertem Niveau geeignet ist, konnte er gut auf die vorhandenen Datensätze angewandt werden. Eine signifikante Abweichung von der Normalverteilung besteht im allgemeinen bei $\alpha < 0.05$ (vgl. BÜHL & ZÖFEL 2005). Zudem liefert dieser Anpassungstest in mehrfacher Hinsicht verlässlichere Ergebnisse als der häufig zu analogen Zwecken verwendete X^2 -Anpassungstest, der sehr sensibel auf unbedeutende Verteilungsabweichungen reagiert, was wiederum Fehlentscheidungen begünstigt (vgl. SCHÖNWIESE 2000). Der Nachteil der K - S -Methode liegt in der hohen Empfindlichkeit gegenüber Verteilungsirregularitäten (vgl. SACHS 2003), ist aber daher zur Aufdeckung von Abweichungen in der Verteilungsform auch besser geeignet.

Als problematisch erwies sich die Tatsache, dass im Rahmen des *Kolmogorov-Smirnov*-Tests stets die Hypothese einer perfekten Normalverteilung überprüft wird. Dies bedeutet, dass es trotz einer durch den K - S -Anpassungstest ermittelten sehr geringen Irrtumswahrscheinlichkeit α möglich ist, dass die Werte in der Grundgesamtheit zumindest annähernd normalverteilt sind, was für weiterführende statistische Analysen meist ausreicht. Dieser Sachverhalt kann damit ohne eine Visualisierung auch zur Ablehnung einer Hypothese führen. Deshalb sind bei einer Überprüfung auf Normalverteilung auch die Zusammenhangs- bzw. Verteilungsmaße, die den Grad der Übereinstimmung mit einer Normalverteilung ausdrücken, zu beachten (vgl. JANSSEN & LAATZ 2003; BROSIUS 2004).

Anhand von Diagrammvisualisierungen (Histogramme und Q - Q -Plots) sämtlicher Variablen wurden die entsprechenden Ergebnisse auf visueller Basis überprüft.

Die Berechnung von Schiefe- und Kurtosiswerten lieferte Maße für die Verteilungsformen. Die Schiefe S bezeichnet die Abweichung einer Häufigkeitsverteilung von einer symmetrischen Verteilung (= Stärke der Asymmetrie) und lässt sich über das dritte Moment berechnen (vgl. JANSSEN & LAATZ 2003):

$$S = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s} \right)^3}{n} \quad [\text{Gl. 6-12}]$$

mit:

S = Schiefe

n = Stichprobenumfang

s = Standardabweichung

x_i = Stichprobenwert

\bar{x} = Stichprobenmittelwert

Die Kurtosis Ex (= Exzess) informiert über die Steilheit bzw. Wölbung einer Verteilung und lässt sich über das vierte Moment berechnen (vgl. JANSSEN & LAATZ 2003):

$$Ex = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s} \right)^4}{n} - 3 \quad [\text{Gl. 6-13}]$$

mit:

Ex = Exzess (Kurtosis)

n = Stichprobenumfang

s = Standardabweichung

x_i = Stichprobenwert

\bar{x} = Stichprobenmittelwert

Beide Verteilungsmaße eignen sich daher zur genaueren Charakterisierung von Verteilungsformen.

Die Normalverteilungsprüfung sämtlicher Datensätze erfolgte unter Verwendung der Statistiksoftware SPSS[®] mit dem softwarespezifischen Programmpaket SPSS BASE[®].

6.1.1.4 Überprüfung auf Datenunabhängigkeit

Eine wesentliche Voraussetzung für weiterführende statistische Standardverfahren ist die stochastische Unabhängigkeit der Daten. SCHÖNWIESE (2000) weist darauf hin, dass diese zumindest approximativ gegeben sein sollte. Häufig liegt jedoch gerade bei Zeitreihenanalysen eine endogene Steuerung der Daten vor, die sich in einer zeitlichen Korrelation der Daten mit sich selbst äußert. Es ist durchaus möglich, dass der Wert $x(t_i)$ des Zeitpunktes t_i nicht nur durch den Wert $x(t_{i-1})$ des unmittelbar vorangehenden Zeitpunktes t_{i-1} , sondern auch noch durch frühere Prozessrealisationen $x(t_{i-2}), x(t_{i-3}), \dots, x(t_{i-m})$ beeinflusst wird (vgl. BAHRENBERG et al. 1999). Beim Vorhandensein derartiger Autokorrelationen ist die Annahme einer Datenunabhängigkeit nicht erfüllt und Test- und Schätzverfahren liefern entsprechend verzerrte Resultate. Beispielsweise fällt damit ein Großteil der im Rahmen der bivariaten Korrelationsrechnungen erhaltenen Koeffizienten zu hoch aus und Modelle in den regressionsanalytischen Ansätzen verlieren an Gültigkeit. Damit sind stochastische Abhängigkeiten in den Messdaten ein wesentlicher Störfaktor für weiterführende Analysemethoden. Aus diesem Grund wurden die zeitgereihten Datensätze auf ihre temporale Autokorrelation hin überprüft und damit hinsichtlich ihrer Datenunabhängigkeit quantitativ gekennzeichnet. Autokorrelationen lassen sich durch Autokorrelationsfunktionen und die Berechnung von Autokorrelationskoeffizienten (Gl. 6-14) quantitativ beschreiben (vgl. BAHRENBERG et al. 2003):

$$r_A = \frac{\text{cov}(X[k], X(k))}{\sqrt{\text{var}(X[k]) \cdot \text{var}(X(k))}} \quad [\text{Gl. 6-14}]$$

mit:

r_A = Autokorrelationskoeffizient

$X[k]$ = unabhängige und ursprüngliche Zeitreihe

$X(k)$ = abhängige und zeitlich verschobene Zeitreihe

k = gewählte Zeitschrittweite

Zur Überprüfung der Datenunabhängigkeit wurde standardgemäß die jeweilige temporale Autokorrelation der 1. Ordnung betrachtet, wobei mit einer Zeitschrittweite (*time-lag*) von $k = 1h$ gerechnet wurde. Im Falle einer nicht normalverteilten Datenbasis war eine nachgeschaltete Signifikanzprüfung der berechneten Koeffizienten anhand der FISHER-Z-Transformation durchzuführen. Dieses Verfahren wurde auch zur Prüfung der Auto- und Kreuzkorrelationskoeffizienten (vgl. Abschnitt 6.1.2.2 und 6.1.2.3) verwendet. Durch die Transformation (FISHER-Transformation oder z -Transformation) der berechneten Koeffizienten nach Gl. 6-15 kann eine Normalisierung der betrachteten Stichproben erreicht werden (vgl. SCHÖNWIESE 2000):

$$\dot{r} = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} \quad [\text{Gl. 6-15}]$$

mit:

r = Korrelationskoeffizient

\dot{r} = transformierter Korrelationskoeffizient

Des Weiteren wurden die jeweiligen Mutungsbereiche für die transformierten Koeffizienten durch Gl. 6-16 abgeschätzt:

$$M_{\rho}^{\dot{r}} = \dot{r} \pm z_{\alpha} / \sqrt{n-3} \quad [\text{Gl. 6-16}]$$

mit:

M = Mutungsbereich

r = Korrelationskoeffizient

\dot{r} = transformierter Korrelationskoeffizient

z_{α} = Wert der Standardnormalverteilung für die Irrtumswahrscheinlichkeit α

n = Stichprobenumfang

Die daraus berechneten Grenzen der Mutungsbereiche wurden anschließend durch Gl. 6-17 detransformiert, um verteilungsfreie Schätzintervalle für die auf die Grundgesamtheit bezogenen Koeffizienten zu erhalten:

$$r = \left(e^{\dot{r}} - e^{-\dot{r}} \right) / \left(e^{\dot{r}} + e^{-\dot{r}} \right) \quad [\text{Gl. 6-17}]$$

mit:

r = Korrelationskoeffizient

\dot{r} = transformierter Korrelationskoeffizient

e = Eulersche Zahl (2,7183)

Die zugehörige Signifikanz der betrachteten Korrelationen konnte durch entsprechende Berechnungen nach Gl. 6-18 verteilungsfrei auf den gewünschten Signifikanzniveaus ($S_i = 95\%$ bzw. $S_i = 99\%$) geprüft werden:

$$\hat{z} = \dot{r} \sqrt{n-3} \quad [\text{Gl. 6-18}]$$

mit:

\hat{z} = errechnete Prüfgröße

\dot{r} = transformierter Korrelationskoeffizient

n = Stichprobenumfang

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass eine vorgeschaltete Datentransformation in Richtung einer Normalisierung häufig mit Schwierigkeiten bei der Ergebnisinterpretation von Korrelations- und Regressionsrechnungen verbunden ist. Die hier verwendete nachgeschaltete Signifikanzprüfung von bereits berechneten Koeffizienten nach dem FISHER-Verfahren wurde deshalb bevorzugt.

Die Datenunabhängigkeit wurde rechnergestützt mit der Statistiksoftware SPSS[®] (speziell mit dem Programmpaket SPSS BASE[®]) überprüft. Die Abschätzung der verteilungsfreien Mutungsbereiche sowie die Berechnung der beschriebenen Transformationen zur nachgeschalteten Signifikanzprüfung erfolgte mit der Kalkulationssoftware MICROSOFT EXCEL[®] unter WINDOWS[®].

6.1.2 Initiale und weiterführende Korrelationsrechnungen

6.1.2.1 Bivariate und partielle Korrelationsrechnungen

Die Betrachtung der Saugspannungszeitreihen (vgl. Abschnitt 5.2.3) legt Zusammenhänge mit den potentiellen Einflussparametern nahe. Durch bi- und multivariate Korrelationsrechnungen können diese Zusammenhänge sowohl direkter bodenhydrologischer Einflussgrößen (Niederschläge, Bewässerungen und Grundwasserspiegelschwankungen) als auch indirekter Einflussgrößen (Luft- und Bodentemperaturen, relative Luftfeuchte und Flusspegelschwankungen) quantitativ beschrieben werden. Als exploratives Ergebnis resultieren hieraus Eingrenzungen möglicher Zusammenhänge für die weiterführenden Analysen sowie Ausschlusskriterien für die Auslegung nachfolgender Untersuchungsschritte. Zudem war es notwendig, einfache Korrelationsberechnungen zwischen den standortgebundenen Saugspannungswerten in verschiedenen Jahren und verschiedenen Tiefen durchzuführen, um daraus weiterführende Erkenntnisse über die jeweiligen bodenhydrologischen Standortcharaktere ableiten zu können.

Der wichtigste statistische Kennwert zur Zusammenhangsbeschreibung zweier Stichproben ist der bivariate Korrelationskoeffizient r , wobei meist der Korrelationskoeffizient r_{XY} nach PEARSON berechnet wird:

$$r_{XY} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{(n-1) \cdot (n-1)}}} = \frac{S_{XY}}{S_X \cdot S_Y} \quad [\text{Gl. 6-19}]$$

mit:

r_{XY} = Korrelationskoeffizient nach PEARSON

S_{XY} = Kovarianz von X und Y

S_X = Varianz von X

S_Y = Varianz von Y

n = Stichprobenumfang

Mit diesem Korrelationskoeffizienten r können mögliche Zusammenhänge zwischen den beiden betrachteten Variablen in einer einzigen Maßzahl ausgedrückt werden. Allerdings ist die Verwendung des PEARSON'schen Korrelationskoeffizienten an verschiedene Voraussetzungen geknüpft (vgl. u.a. BAHRENBURG et al. 1999; SCHÖNWIESE 2000; SACHS 2003). Zum einen wird eine bivariate Normalverteilung vorausgesetzt, wenn man die berechneten Ergebnisse auf die Grundgesamtheit übertragen will. Zum anderen wird lediglich der Anteil der linearen Zusammenhänge erfasst.

Im Falle einer nichtnormalverteilten Grundgesamtheit aller Variablen (vgl. Abschnitt 6.2.1.2) konnten die Korrelationsrechnungen nicht anhand der PEARSON-Methode durchgeführt werden. Um auch auf der Grundlage einer nichtnormalverteilten und nichtlinearen Datenbasis bivariate Korrelationen berechnen zu können, gibt es in der statistischen Datenanalyse die Möglichkeit, mittels rangskalierter Daten zu arbeiten und dabei entsprechende Rangkorrelationskoeffizienten anhand verteilungsfreier Verfahren (Methode nach SPEARMAN, Methode nach KENNDALL) zu bestimmen. Durch die vorgeschaltete Rangfolgenberechnung und die Korrektur von "ties" (= Fälle mit gleichen Rangbindungen) sind diese Rangkorrelationsverfahren zwar wesentlich rechenzeitintensiver, liefern dafür aber zuverlässigere Koeffizienten bezüglich der gegebenen Datenbasen. Die bivariaten Zusammenhangsstärken zwischen den Variablen wurden deshalb durch die Berechnung von Rangkorrelationskoeffizienten gemessen. Hierzu wurde die Rangkorrelationskoeffizienten r_S nach SPEARMAN berechnet (vgl. MARSAL 1979; BAHRENBURG et al. 1999):

$$r_s = 1 - \frac{6 \cdot \sum_{i=1}^n d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad [\text{Gl. 6-20}]$$

mit:

r_s = Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN

d = Rangplatzdifferenzen

n = Stichprobenumfang

Bei der Berechnung von Rangkorrelationen werden zunächst die Variablenwerte in Rangwerte transformiert. In jeder Variablen erhält damit der kleinste Wert den Rang 1, der nächstgrößere Wert den Rang 2 etc. Danach werden die Koeffizienten nicht anhand der ursprünglichen Variablenwerte, sondern auf Basis dieser so erstellten Rangwerte berechnet. Der SPEARMAN'sche Korrelationskoeffizient r_s wird dabei letztlich genau wie der PEARSON'sche Korrelationskoeffizient r berechnet, mit dem einzigen Unterschied, dass nicht die ursprünglichen Variablenwerte, sondern die Rangwerte zugrunde liegen (vgl. BROSIUS 2004). Werden mittlere Rangzahlen für gleiche Beobachtungswerte vergeben, so stimmt r_s nicht exakt mit dem Korrelationskoeffizienten r nach PEARSON für die Rangzahlen überein. Allerdings sind die Abweichungen so gering, dass im allgemeinen bei der Rangbindung trotzdem der Mittelwert der betroffenen Ränge als Rang vergeben wird (vgl. VOB et al. 2004).

Korrelationskoeffizienten zeigen die Stärke der linearen Zusammenhänge zwischen den (zwei) betrachteten Variablen. Allerdings können Interpretationen, welche auf diesen Koeffizienten basieren, leicht zu falschen Schlussfolgerungen führen. Häufig werden die linearen Zusammenhänge zwischen zwei Variablen durch den Korrelationskoeffizienten dann falsch abgebildet, wenn diese Variablen von weiteren Faktoren beeinflusst werden. Der Einfluss einer Drittvariablen kann beispielsweise der Grund dafür sein, dass die beiden Ausgangsvariablen statistisch miteinander korreliert sind, aber in Wirklichkeit kein bzw. ein wesentlich geringerer direkter Zusammenhang zwischen ihnen besteht (= Scheinkorrelation). Andererseits kann auch ein tatsächlich bestehender Zusammenhang zwischen den beiden Ausgangsvariablen durch den

Einfluss einer Drittvariablen statistisch verdeckt sein und der Korrelationskoeffizient fällt zu gering aus (= verdeckte Korrelation).

Die Methode der partiellen Korrelationsberechnung ermöglicht es, den Zusammenhang zwischen den Ausgangsvariablen unter der Berücksichtigung weiterer Einflussfaktoren zu messen, indem der korrelative Zusammenhang zwischen den Ausgangsvariablen bei Konstanz der Drittvariablen gemessen wird. Hierbei wird der Einfluss der Drittvariablen bei der Korrelationsberechnung als potentielle Störgröße bzw. Kontrollvariable zu eliminieren versucht. Letztlich wird dabei der partielle PEARSON'sche Korrelationskoeffizient aus den Residuen zweier Regressionsschätzungen berechnet (vgl. bspw. SCHÖNWIESE 2000; BAHRENBERG et al. 2003; BROSIUS 2004).

Für den partiellen Korrelationskoeffizienten r_p gilt:

$$r_{0k.l} = \frac{r_{0k} - (r_{0l} \cdot r_{kl})}{\sqrt{1 - r_{0l}^2} \cdot \sqrt{1 - r_{kl}^2}} \quad [\text{Gl. 6-21}]$$

mit:

X_0 = abhängige Variable

X_k, X_l = unabhängige Variable

Sämtliche bivariaten und partiellen Korrelationsrechnungen wurden mit der Statistiksoftware SPSS[®] (speziell mit dem Programmpaket SPSS BASE[®]) durchgeführt.

6.1.2.2 Berechnung standort- und tiefenspezifischer Autokorrelationsfunktionen

Über die Ergebnisse von Datenunabhängigkeitstests hinaus (vgl. Abschnitt 6.1.1.4) gestattet die Autokorrelationsanalyse von Zeitreihen eine weiterführende Interpretation. Die Zusammenhänge, die zwischen den beobachteten Ergebnissen zu verschiedenen Beobachtungszeitpunkten einer Messzeitreihe identifiziert werden können, gestatten die Ableitung von gewissen Regelmäßigkeiten, da Autokorrelationsfunktionen (*ACF*) in gewisser Weise das "Erinnerungsvermögen" des untersuchten Systems widerspiegeln, wenn man die zugehörigen Persistenzintervalle betrachtet. Innerhalb dieses

Zeitintervalls besteht solange eine "Erhaltensneigung" der Messdaten, bis sie signifikant von den vorhergehenden abweichen. Diese "Erhaltensneigung" (= inhaltliche Komponente) wirkt sich statistisch als stochastische Abhängigkeit aus. Damit haben derartige Betrachtungen auch eine gewisse prognostische Bedeutung (vgl. SCHÖNWIESE 2000; BAHRENBERG et al. 2003).

Autokorrelationen waren deshalb nicht nur im Rahmen der Unabhängigkeitsüberprüfungen für die Signifikanz verknüpfender Korrelationsrechnungen zu berücksichtigen (vgl. Abschnitt 6.1.1.4), sondern konnten insbesondere auch zur Identifikation von spezifischen Trägheitsmaßen und Wiederholungsmustern in den tensiometrischen Messreihen eingesetzt werden. Dazu wurden standortspezifische *ACF* (nach Gl. 6-14) berechnet, die sich aus fortschreitendem Zeitversatz bei Autokorrelations-Iterationen ergaben. Dies erhöhte die tensiometrischen Prognosewertigkeiten.

Da initiale Autokorrelationsberechnungen für die tensiometrischen Messreihen bereits eine sehr hohe Autokorrelation bis weit über den berechneten *24h-lag* hinaus ergaben (vgl. Abschnitt 6.2.2.2), konnte davon ausgegangen werden, dass die Autokorrelationen 1. Ordnung sich bis in den Bereich größerer Verzögerungen (mindestens bis zur 24. Ordnung) auswirken.

ACF's und *PACF*'s (partielle Autokorrelationsfunktionen) beschreiben den "Zusammenhang" der originalen Messzeitreihe mit allen ihren *lags*. Dabei sind die Einflüsse von dazwischenliegenden *lags* in den Autokorrelationswerten von *ACF*'s enthalten, wogegen sie in den *PACF*'s herausgerechnet werden, indem die Autokorrelationen größerer *lags* (= höherer Ordnung) jeweils um die Autokorrelationen kleinerer *lags* (= niederer Ordnung) statistisch bereinigt werden. Dies bedeutet, dass die dazwischen liegenden Werte bei der *PACF* im Gegensatz zur *ACF* einer statistischen Kontrolle unterliegen. Deshalb wurden standort- und tiefenspezifisch partielle Autokorrelationsfunktionen (*PACF*) berechnet. Nur dies lieferte letztlich aussagekräftige Informationen darüber, ob in den tensiometrischen Messwertreihen Autokorrelationen erster oder auch noch höherer Ordnung vorliegen.

Je größer die Zeitschrittweite (*time lag*) *k* im Rahmen von Autokorrelationen gewählt wird, desto kleiner wird dabei die Anzahl der in die (*P*)*ACF* eingehenden Werte einer Zeitreihe und um so schlechter wird die Aussagekraft der berechneten Autokorrelation.

Als Zeitversatz wurde deshalb die minimal mögliche Zeitschrittweite von $k = 1h$ verwendet. SCHÖNWIESE (2000) weist darauf hin, dass auch bei der Zeitreihenkorrelation entsprechende Modifikationen notwendig sind, wenn die Voraussetzung der Normalverteilung nicht erfüllt ist. Dann sei der PEARSON'sche (Auto-)Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient durch den SPEARMAN'schen Rangkorrelationskoeffizient zu ersetzen. Dies konnte im Rahmen der Analysen jedoch nicht mit vertretbarem Zeitaufwand realisiert werden. Deshalb wurde analog nach der bereits beschriebenen Vorgehensweise die jeweilige Signifikanz der errechneten Koeffizienten mittels der FISHER-Z-Transformation (vgl. Gl. 6-15 bis 6-18 in Abschnitt 6.1.1.4) überprüft, um trotz der nicht normalverteilten Datenbasis auf Grundgesamtheiten schließen zu können.

Die Berechnung standort- und tiefenspezifischer Autokorrelationsfunktionen erfolgte anhand der Statistiksoftware SPSS[®] (speziell mit den Programmpaketen SPSS BASE[®] und SPSS TRENDS[®]). Das umfangreiche Erstellen zeitversetzter Datenreihen wurde durch entsprechende Befehlsfolgen in der Programmiersprache SPSS-Syntax (vgl. BROSIUS 2005) automatisiert. Die Signifikanzprüfung der berechneten Autokorrelationskoeffizienten mittels der FISHER-Z-Transformation erfolgte unter modifizierter Verwendung vorhandener mathematischer Funktionsmodule in MICROSOFT EXCEL[®].

6.1.2.3 Kreuzkorrelationsrechnungen zur *time-lag*-Quantifizierung

Hinsichtlich der Zentralgröße Saugspannung war aufgrund natürlicher, standortspezifischer Eigenschaften der Infiltration und des Kapillarhubs von zeitlichen Verzögerungen zwischen den verschiedenen Messtiefen auszugehen.

Bei den zu vergleichenden Zeitreihenanalysen war deshalb zu erwarten, dass eine gewisse Reaktionszeit benötigt wird, bis sich die Entwicklung der exogenen Variablen auf die Entwicklung der Prozessvariablen durchschlägt. Aufgrund der vorhandenen Datentypologie musste davon ausgegangen werden, dass bestimmte Zeitreihen mit anderen Zeitreihen unter einer zeitversetzten ($k \neq 0$) Korrelationsbetrachtung eine wesentlich höhere Korrelation aufweisen als ohne Zeitversatz ($k = 0$). Derartige *time-lags* in den tensiometrischen Datenreihen mussten standortbezogen quantifiziert werden, um realistische Korrelationen mit den entsprechenden Einflussgrößen zu erhalten. Solche verzögerten Wirkungen einer exogenen (unabhängigen) Variablen auf eine Prozessvariable (abhängige Variable) können mit dem Konzept der Kreuz-

korrelation untersucht und quantifiziert werden (vgl. SCHÖNWIESE 2000; BAHRENBURG et al. 2003).

Daher waren primär Kreuzkorrelationen zwischen den gemessenen Saugspannungen in verschiedenen Tiefen und den Einflussparametern "Niederschlag" und "Bewässerung" sowie "Fluss- und Grundwasserpegelstände" durchzuführen. Diese Berechnungen erlauben Abschätzungen hinsichtlich der standortspezifischen Reaktionsgeschwindigkeiten im bodenhydrologischen System und ergänzen damit die Aussagemöglichkeiten der Autokorrelationsberechnungen. Des Weiteren waren dieselben Berechnungen, bezogen auf die übrigen erfassten Einflussparameter (Lufttemperaturen innerhalb und außerhalb des Pflanzenbestandes, relative Luftfeuchtigkeiten und Bodentemperaturen), durchzuführen, um Vorstellungen über die Größenordnungen der Zeitversätze zu gewinnen.

Gleichermaßen wurden Kreuzkorrelationen zwischen den tensiometrischen Zeitreihen in den verschiedenen Messtiefen (20 cm, 40 cm, 60 cm und 80 cm) an den einzelnen Standorten durchgeführt, um Aussagen hinsichtlich zeitlich verschobener Abhängigkeiten im Tiefenprofil der Zentralgröße "Saugspannung" treffen zu können.

Zudem dienten die Kreuzkorrelationsrechnungen als wichtiger Baustein dafür, aus den erfassten Zeitreihen der Einflussvariablen *time-lag*-spezifische Transformationen durchzuführen, (d.h. die Erstellung zeitversetzter Zeitreihen), um den regressionsstatistischen Ansätzen in Abschnitt 6.1.4 eine plausible Ausgangsdatenbasis bieten zu können. Die aus den Kreuzkorrelationen gewonnenen Erkenntnisse waren daher auch von großer prognostischer Wertigkeit und flossen letztendlich in die standorttypisierende Zusammenführung der Ergebnisse mit ein (vgl. Abschnitt 7).

Bei der zeitlichen Kreuzkorrelation werden die Werte $x(t_i)$ der exogenen Variablen mit den Werten der in k Zeitschritten folgenden Werte $y(t_{i+k})$ verglichen. Als Maß dient die zeitliche Kreuzkorrelationsfunktion beziehungsweise der entsprechende Kreuzkorrelationskoeffizient r_c (vgl. BAHRENBURG et al. 2003):

$$r_c = \frac{\text{cov}(X[k], Y(k))}{\sqrt{\text{var}(X[k]) \cdot \text{var}(Y(k))}} \quad [\text{Gl. 6-22}]$$

mit:

r_c = Kreuzkorrelationskoeffizient

$X[k]$ = unabhängige und ursprüngliche Zeitreihe

$X(k)$ = abhängige und zeitlich verschobene Zeitreihe

k = gewählte Zeitschrittweite

Zusätzlich musste analog nach der bereits in Abschnitt 6.1.1.4 beschriebenen Vorgehensweise die jeweilige Signifikanz der errechneten Koeffizienten mittels der FISHER-Z-Transformation (vgl. Gl. 6-15 bis Gl. 6-18 in Abschnitt 6.1.1.4) überprüft werden, um trotz der nicht normalverteilten Datenbasis auf Grundgesamtheiten schließen zu können.

Bei der Ermittlung von Kreuzkorrelationskoeffizienten verringert sich stets der Umfang der Datenreihen $X[k]$ und $Y[k]$ um die Anzahl der gewählten Zeitschrittgröße k . SCHÖNWIESE (2000) empfiehlt deshalb maximale Zeitschrittweiten von $k \leq n/2$ beziehungsweise $k \leq n/3$. Aufgrund des weiten Zeitumfanges der Messdaten war dieser Aspekt zu vernachlässigen.

Die Kreuzkorrelationsberechnungen wurden mit der Statistiksoftware SPSS[®] (speziell mit den Programmpaketen SPSS BASE[®] und SPSS TRENDS[®]) durchgeführt. Das umfangreiche Erstellen zeitversetzter Datenreihen wurde durch entsprechende Befehlsfolgen in der Programmiersprache SPSS-Syntax automatisiert.

Die Signifikanzprüfung der berechneten Kreuzkorrelationskoeffizienten mittels der FISHER-Z-Transformation erfolgte unter modifizierter Verwendung vorhandener mathematischer Funktionsmodule in MICROSOFT EXCEL[®].

6.1.3 Hauptkomponentenanalysen zur Informationsverdichtung, Mustererkennung und Orthogonalisierung

Das breite Spektrum der erfassten Parameter erforderte eine Dimensionsreduktion und Informationsverdichtung, um gemeinsame und eigenständige Informationsgehalte einordnen zu können. Durch die Anwendung des multivariaten Verfahrens der Hauptkomponentenanalyse konnte auf eine Dimensionsreduzierung bei gleichzeitiger

Verdichtung der Gesamtinformationen, welche die zahlreichen Variablen liefern, abgezielt werden.

Die Hauptkomponentenanalyse (in der Literatur häufig auch als Principal Component Analysis *PCA* bezeichnet) ist eine variablenorientierte Methode, die versucht, die Ausgangsvariablen durch eine reduzierte Zahl latenter Variablen (= Hauptkomponenten) zu substituieren. Die elementare Funktionsweise dieses Auswahlverfahrens besteht darin, dass eine orthogonale Transformation der ursprünglich korrelierten Variablen in möglichst wenige unkorrelierte Variablen (= Hauptkomponenten) stattfindet, welche den größten Teil der Gesamtvarianz noch hinreichend erklären können. Die inhaltliche Interpretation der Hauptkomponenten geschieht dabei anhand der im Verfahren berechneten Ladungen. Das Verfahren ähnelt damit der Faktorenanalyse, welche jedoch strengere Voraussetzungen an die Ausgangsdaten richtet (wie bspw. die hier nicht gegebene Normalverteilung; vgl. Abschnitt 6.2.1.2), so dass die Verwendung der Hauptkomponentenanalyse bevorzugt wurde. Die Methodik wird u.a. bei BAHRENBERG et al. (2003) detailliert hergeleitet und beschrieben.

PREISENDORFER (1988) beschreibt verschiedene Modi, in welchen die *PCA* angewendet und gerechnet werden kann. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kam der *S*-Modus ("space-modus") zur Anwendung und diente dabei isoliert der Untersuchung, inwieweit die einzelnen tensiometrischen Messreihen eine eigenständige Information liefern. Dabei sind die Variablen im *S*-Modus durch die unterschiedlichen Standorte definiert (spaltenorientiert). Die Beobachtungsfälle präsentieren im *S*-Modus dagegen verschiedene Zeitpunkte (zeilenorientiert). Unterschieden sich die jeweiligen Korrelationsmatrizen signifikant von der Einheitsmatrix, dann wurde die im Datenmaterial enthaltene eigenständige Information zu neuen Hauptkomponenten verdichtet, welche grundlegende Typen der Saugspannungsvariabilität repräsentieren. Über die berechneten Ladungen erfolgte soweit wie möglich eine räumliche (horizontale wie vertikale) Zuordnung dieser Saugspannungstypen. Die jeweiligen Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten lieferten die zugehörigen musterhaften Verlaufsformen der Saugspannungen im Boden. Über geeignete zeitliche Differenzierungen der Analysen (saisonal, monatlich, phänologisch begründet) wurde zweckgemäß erst im Verlauf der Untersuchungen entschieden.

Im *P*-Modus der Hauptkomponentenanalyse (vgl. PREISENDORFER 1988), angewandt auf die bodenhydrologischen Einflussgrößen, konnte deren Orthogonalisierung herbei-

geführt werden, soweit sich dies im Zug der nachgeschalteten Regressionsanalysen (vgl. Abschnitt 6.1.4) als erforderlich oder vorteilhaft erwies. Im *P*-Modus sind die Variablen durch die verschiedenen Messgrößen definiert (spaltenorientiert) und die Beobachtungsfälle präsentieren die einzelnen Standorte (zeilenorientiert). Die analytische Zerlegung in Hauptkomponenten war dann gegebenenfalls in einer entsprechenden Rücktransformation in den abgeleiteten Regressionsfunktionen zu berücksichtigen.

In beiden Modi (*S*- & *P*-Modus) wurde bei der *PCA* folgender Ablauf im Rechenvorgang eingehalten:

Zuerst wurde eine Korrelationsmatrix aller interessierenden Variablen samt Signifikanztest erzeugt und mit der Einheitsmatrix verglichen, um die Korrelationen beurteilen zu können. Auf die berechneten Koeffizienten wurde der BARTLETT-Test angewandt, um zu prüfen, ob zwischen den Variablen auch in der Grundgesamtheit eine Korrelation angenommen werden kann. Durch die Erzeugung einer Image- und Anti-Image-Korrelationsmatrix konnte der Grad der Korrelationen zwischen den beobachteten Variablen beschrieben werden. Aus der Hauptdiagonalen der Anti-Image-Korrelationsmatrix konnten die *MSA*-Werte (Measure of Sampling Adequacy) als Maß für die Stichprobeneignung extrahiert werden, die sich mathematisch durch Gleichung 6-23 beschreiben lassen:

$$MSA_i = \frac{\sum_j r_{ij}^2}{\sum_j r_{ij}^2 + \sum_j a_{ij}^2} \quad [\text{Gl. 6-23}]$$

mit:

MSA = Maß für die Stichprobeneignung (Measure of Sampling Adequacy)

r_{ij} = einzelne einfache Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen *i* und *j*

a_{ij} = partielle Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen *i* und *j*

Desweiteren wurden im Rahmen dieser Modellvorbereitung die *KMO*-Werte (Kaiser-Mayer-Olkin) berechnet (vgl. Gleichung 6-24), um die Erfüllung des KAISER-Kriteriums zu überprüfen (vgl. KAISER 1974):

$$KMO = \frac{\sum \sum r_{ij}^2}{\sum \sum r_{ij}^2 + \sum \sum a_{ij}^2} \quad [\text{Gl. 6-24}]$$

mit:

KMO = Maß für die Güte aller aufgenommenen Variablen (Kaiser-Mayer-Olkin)

r = einfache Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen i und j

a = partielle Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen i und j

Anhand dieser Kenngrößen konnte in der Anfangslösung über die Akzeptanz des Hauptkomponentenmodells entschieden werden. Zur Extraktion der Hauptkomponenten wurden die Eigenwerte und Kommunalitäten bestimmt und analysiert, so dass die Zahl der Hauptkomponenten (mit graphischer Unterstützung durch erstellte Screeplots) festgelegt werden konnte.

Die Ladungen auf der unrotierten Komponentenmatrix dienten einer ersten inhaltlichen Annäherung. Durch die Verwendung der Korrelationskoeffizienten der Ursprungsmatrix und den durch die extrahierten Komponenten reproduzierten Korrelationskoeffizienten konnten die Residuen berechnet werden. Erwiesen sich die Residuen in ihren absoluten Größen als gering, so konnten die zuerst ermittelten Komponenten als geeignet betrachtet werden.

Um letztlich die eigentliche Interpretation zu erleichtern, erfolgte eine Transformation der Ladungsmatrix durch ein geeignetes Rotationsverfahren. Hierzu wurde die orthogonale Rotation nach der *Varimax*-Methode durchgeführt (vgl. BAHRENBERG et al. 2003). Die daraus gewonnenen rotierten Komponentenmatrizen konnten dann zur inhaltlichen Interpretation der entsprechend extrahierten Hauptkomponenten verwendet werden. Für diese abschließende Lösung wurde bei der Auswertung der rotierten Matrizen das Dominanzkriterium (zum Prinzip vgl. JACOBET 1993) berücksichtigt. Das Dominanzkriterium kann (im Gegensatz zu dem für die Anfangslösung verwendeten KAISER-Kriterium) ausschließlich auf die bereits rotierte Matrix angewendet werden. Es wird dabei in der rotierten Ladungsmatrix zeilenweise jede Variable betrachtet und geprüft, welche der Hauptkomponenten die dominierende Ladung (also den größten Absolutbetrag) für die Variable aufweist. Letztendlich wurde die Anzahl der rotierten

Hauptkomponenten damit nach dem Domanzkriterium ausgewählt, welches dem KAISER-Kriterium stets vorzuziehen ist.

Es ist darauf hinzuweisen, dass die *PCA* bei einer geringen Anzahl von Variablen sehr sensibel sein kann. Dies kann vor allem dann problematisch werden, wenn sich innerhalb der geringen Anzahl von Variablen einzelne "Problem-Variablen" befinden, welche aufgrund einer fehlerhaften Struktur o.ä. das Komponentenmodell ungewollt stark beeinflussen. Bei einer hohen Variablenanzahl tritt die Wirksamkeit einzelner "Problem-Variablen" nicht so deutlich hervor. Diese Sensibilität kann sich auch bei einer geringen Anzahl von extrahierten Hauptkomponenten bemerkbar machen, weil dann die Hinzunahme oder Nicht-Hinzunahme einer weiteren Hauptkomponente einen großen Einfluss auf das Ergebnis der *PCA* hat.

Sämtliche Rechenschritte zur *PCA*-Berechnung wurden mit dem Programmpaket SPSS® durchgeführt.

6.1.4 Multiple Regressionsrechnungen zur Ableitung standort-spezifischer Transfergleichungen

Multiple Regressionsanalysen sind geeignete Verfahren zur Vorhersage einer Response-Variablen unter dem Einfluss mehrerer Prädiktor-Variablen. Das Verfahren der multiplen Regressionsanalyse gilt im allgemeinen als sehr robust gegen Verstöße ihrer Anwendungsvoraussetzungen. Dennoch musste im Rahmen der Berechnungen auf die Normalverteilung und stochastische Unabhängigkeit der Residuen geachtet werden. Bei schwerwiegenden Verletzungen dieser Voraussetzungen waren entsprechend zu wählende Maßnahmen erforderlich, um die Gültigkeit der Regressionsmodelle zu gewährleisten.

Im Zuge schrittweiser Regressionsverfahren wurden aus dem Pool der erfassten Parameter diejenigen Einflussgrößen ermittelt, welche einen signifikanten Erklärungsanteil zur Variation der Zielgröße Saugspannung beitragen. Die schrittweise Regression besteht in einer Vorwärts-Auswahl, bei der nach der Einführung einer neuen Variablen jene bereits eingeführten Variablen wieder herausgenommen werden, deren Beitrag zur erklärten Varianz durch die Anwesenheit der neuen Variablen unter das Signifikanzniveau gefallen ist (vgl. NACHTNEBEL 2003/2004). Dies bedeutet, dass im Laufe der Regressionsrechnungen nicht pauschal alle unabhängigen Variablen in die

Analyse mit aufgenommen werden, sondern nur jene, welche sich im Verlauf der Berechnungen als relevant erweisen. Mit Hilfe der schrittweisen multiplen Regression kann somit in einem Durchlauf die Rangfolge der Varianzerklärung der einzelnen (potentiellen) Einflussfaktoren an der Gesamtvarianz der Saugspannungen bestimmt werden.

Ein Problem bei der Regression von Zeitreihen besteht darin, dass Ursache und Wirkung nicht immer im gleichen Zeitpunkt zusammenfallen und auch nicht im gleichen Zeitraum zusammenfallen müssen, weil die Wirkung der Ursache zeitlich nacheilt (vgl. FÖRSTER & RÖNZ 1979). Daher waren für die entsprechenden Variablen die in Abschnitt 6.2.2.3 durch Kreuzkorrelationen berechneten Zeitverzögerungen (*time-lags*) zwingend zu berücksichtigen, um den Regressionsansätzen eine bodenphysikalisch korrekte Basis zu geben. Hierzu mussten zahlreiche Variablen vor ihrer Aufnahme in die Regressionsrechnungen entsprechend ihrem Zeitversatz transformiert werden (*lag-Variable*). Zuerst wurden lineare Regressionsansätze gewählt und hinsichtlich ihrer Eignung standort- bzw. tiefenspezifisch überprüft.

Des Weiteren waren neben den schrittweisen Regressionsrechnungen auch die grundsätzlichen Modellbedingungen zu überprüfen. Zum einen musste das Vorhandensein eventueller Multikollinearitäten zwischen den erklärenden Variablen geprüft werden, um die Zuverlässigkeit der geschätzten Modellparameter sicherzustellen. Darüber hinaus war auf die Normalverteilung und die stochastische Unabhängigkeit der Residuen zu achten.

Die Multikollinearitätsprüfung erfolgte durch die Berechnung der Toleranzwerte T_i (Gl. 6-25) sowie der Varianzinflationsfaktoren VIF_i (Gl. 6-26).

$$T_i = 1 - R_i^2 \quad \text{[Gl. 6-25]}$$

mit:

T = Toleranzwert

R^2 = hier als Regression jeder unabhängigen Variablen x_i auf die übrigen unabhängigen Variablen

Der VIF_i entspricht der reziproken Transformation der Toleranz:

$$VIF_i = \frac{1}{1 - R_i^2} \quad [\text{Gl. 6-26}]$$

mit:

VIF = Varianzinflationsfaktor

R^2 = hier als Regression jeder unabhängigen Variablen x_i auf die übrigen unabhängigen Variablen

Hierbei wurde bei Toleranzwerten $< 0,01$ und VIF -Werten > 10 das Vorliegen von Multikollinearitäten angenommen.

Die Prüfung der Residuen auf Normalverteilung wurde anhand graphischer Tests (Histogramme und P - P -Plots) durchgeführt. Dazu wurden die Residuenwerte in einer vorgeschalteten Berechnung standardisiert (Mittelwert 0; Standardabweichung 1), um den Vergleich mit der Referenz-Normalverteilung zu erleichtern.

Das Vorhandensein autokorrelierter Residuen wurde mit dem DURBIN-WATSON-Test überprüft. Der DURBIN-WATSON-Koeffizient (d) (Gl. 6-27) beschreibt dabei das Ausmaß möglicher Autokorrelationen 1. Ordnung, also den Zusammenhang zwischen den ermittelten Residuen unmittelbar aufeinanderfolgender Fälle.

$$d = \frac{\sum_{i=2}^n (e_i - e_{i-1})^2}{\sum_{i=1}^n e_i^2} \quad [\text{Gl. 6-27}]$$

mit:

d = DURBIN-WATSON-Koeffizient

e_i = Residuenwert

n = Stichprobenumfang

Bei d -Werten < 1 (= positive Autokorrelation 1. Ordnung) beziehungsweise > 3 (= negative Autokorrelation 1. Ordnung) musste von einer Autokorrelation der Residuen ausgegangen werden.

Dem Problem eventueller Multikollinearitäten bei der Regressionsanalyse konnte ggf. wirkungsvoll durch den Einsatz orthogonaler Hauptkomponenten aus Abschnitt 6.2.3 begegnet werden. Beim Vorhandensein autokorrelierter und/oder nicht normalverteilter Residuen konnten entsprechende Transformationen (vgl. Abschnitt 6.2.4) vorgenommen werden.

Prinzipiell wurden statistisch signifikante Koeffizienten nur bei (boden-)physikalisch plausiblen Ergebnissen akzeptiert. Widersprachen die Ergebnisse diesen Voraussetzungen, so wurden die betroffenen Prädiktoren auch unter einer Verschlechterung des erklärten Varianzanteils aus den Berechnungen herausgenommen. Um der Plausibilität bereits im Vorfeld weitgehend gerecht zu werden, wurden alle Zeitreihen der verwendeten Einflussvariablen entsprechend ihrer standort- und tiefenspezifischen *time-lags* (vgl. Abschnitt 6.1.2.3) transformiert.

Führten die entsprechenden Linearansätze dennoch zu einem auffallend hohen Anteil an unerklärter Restvarianz, so wurden neben verschiedenen Transformationsansätzen (zu deren Spezifizierung vgl. Abschnitt 6.2.4) auch nichtlineare Ansätze für die Mehrfachregressionen mit entsprechenden Trans- und Retransformationsverfahren in Erwägung gezogen.

Aus diesen multiplen Regressionsrechnungen sollten sich standort- und tiefenspezifische Transfergleichungen *TFG* (vgl. Abschnitt 6.2.4) ergeben, welche das komplexe Wirkungsgefüge der Saugspannungsdynamik quantitativ beschreiben. Soweit erforderlich, waren dazu auch jahreszeitliche, monatliche oder phänologisch begründete Differenzierungen zu realisieren.

Die linearen und nichtlinearen Regressionsrechnungen wurden mit der Statistiksoftware SPSS[®] (speziell mit den Programmpaketen SPSS BASE[®] und SPSS TRENDS[®]) durchgeführt. Die Transformation von potentiellen Prädiktor-Variablen (u.a. zur Erzeugung entsprechender *lag*-Variablen) wurde durch entsprechende Befehlsfolgen in der Programmiersprache SPSS-Syntax automatisiert.

6.2 Ergebnisse

6.2.1 Ergebnisse der Datenprüfung und -aufbereitung

6.2.1.1 Ergebnisse der Trendüberprüfung und numerischen Zeitreihenfilterung

Trendüberprüfung:

Die Überprüfung auf lineare Trends in den Saugspannungszeitreihen ergab, dass keine (längerfristigen) signifikanten Trends anzunehmen sind. Dies zeigen die überwiegend schwachen und zwischen den einzelnen Beobachtungsjahren sehr heterogenen Steigungswerte der nach Abschnitt 6.1.1.2 berechneten Trendgeraden in Tabelle 6-1.

Tab. 6-1: Steigungswerte der berechneten Saugspannungs-Trendgeraden aller Beobachtungszeiträume und Messtiefen (rote Ziffern = positiv; blaue Ziffern = negativ). Alle Werte sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant. (Quelle: nach eigenen Daten)

Standort	20cm	40cm	60cm	80cm
ST1_2003	+0,073	+0,007	+0,089	
ST1_2004	+0,029	-0,013	-0,015	
ST1_2005	-0,004	-0,008	-0,011	-0,017
ST3_2003	+0,304	+0,255	-0,007	
ST3_2004	+0,050	+0,043	+0,040	
ST3_2005	-0,001	+0,000	+0,002	
ST4_2003	+0,086	+0,150	+0,086	
ST4_2004	+0,001	-0,001	+0,001	
ST4_2005	-0,004	+0,014	+0,010	
ST5_2003	+0,018	+0,049	+0,047	
ST5_2004	+0,019	-0,016	-0,017	
ST5_2005	+0,022	-0,006	-0,013	
ST6_2003	-0,009	+0,035	+0,038	
ST6_2004	+0,016	+0,017	+0,014	
ST6_2005	+0,025	+0,042	+0,056	+0,035
ST7_2003	+0,016	+0,013	-0,004	
ST7_2004	+0,024	+0,032	+0,036	
ST7_2005	+0,024	+0,006	+0,019	+0,005
ST8_2003	-0,020	-0,016	-0,003	
ST8_2004	-0,002	+0,044	+0,036	
ST8_2005	+0,003	+0,014	+0,001	-0,002
ST9_2003	-0,049	-0,046	-0,036	
ST9_2004	-0,029	-0,042	-0,010	
ST9_2005	-0,031	-0,026	-0,023	-0,025
ST10_2003	+0,011	-0,057	-0,006	
ST10_2004	-0,028	+0,004	-0,002	
ST10_2005	+0,041	+0,042	+0,009	+0,010

Zudem muss prinzipiell bedacht werden, dass sich die berechneten Steigungswerte der Trendgeraden ausschließlich auf den Datenumfang der jeweiligen Beobachtungszeiträume (von frühestens Anfang April bis spätestens Ende November) eines jeden Beobachtungsjahres stützen. Insofern entzieht sich mindestens ein Drittel des Jahres dieser linearen Trendanalyse und es kann nur auf das Trendverhalten der jeweils maximal achtmonatigen Beobachtungssaison Bezug genommen werden. Die berechneten Steigungswerte würden unter Einbeziehung der naturgemäß niedrigeren Saugspannungswerte im nicht gemessenen Zeitraum (Ende November bis Anfang April) vermutlich noch geringere Steigungswerte aufweisen.

Für die einzelnen Zeitreihen ist somit über den Gesamtzeitraum (2003-2005) kein signifikantes Trendverhalten linearer Art anzunehmen. Dies bedeutet, dass die Saugspannungen während der gesamten Untersuchungsdauer weder tendenziell angestiegen noch abgesunken sind. Zwar lassen sich vereinzelt gewisse Trends erkennen (bspw. ST3 2003 in 20 cm und 40 cm sowie ST4 2003 für 20 cm, 40 cm und 60 cm), allerdings sind diese Beobachtungen nur für Einzeljahre zu machen, was wiederum die Ablehnung der Annahme eines durchgehend linearen Trendverhaltens unterstreicht. Des Weiteren muss bedacht werden, dass jedem potentiellen (natürlichen) Trendanstieg in den Saugspannungen stets ganz bewusst durch eine entsprechend intensivierete Bewässerung entgegen gesteuert wurde.

Numerische Tief- und Hochpassfilterung:

Im Rahmen der numerischen Zeitreihenfilterung der Saugspannungsmessreihen wurde versuchsweise mit mehreren Filterperioden in verschiedenen dimensionierten Zeitfenstern gearbeitet. Die numerische GAUß'sche Tiefpassfilterung mit einer Periode von 1440h (= 60 Tage) hebt dabei die langen Perioden (= kurze Frequenzen) besonders deutlich hervor (vgl. Abb. 6-1).

Die bereits in Abschnitt 5.2.3 diskutierten Sachverhalte werden hier nochmals bestätigt. Betrachtet man die tiefpassgefilterten Zeitreihen standortspezifisch, dann lässt sich eine Gruppe von Standorten (ST4, ST6, ST7, ST8, ST9 und ST10) mit stark ausgeprägter Variabilität feststellen.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

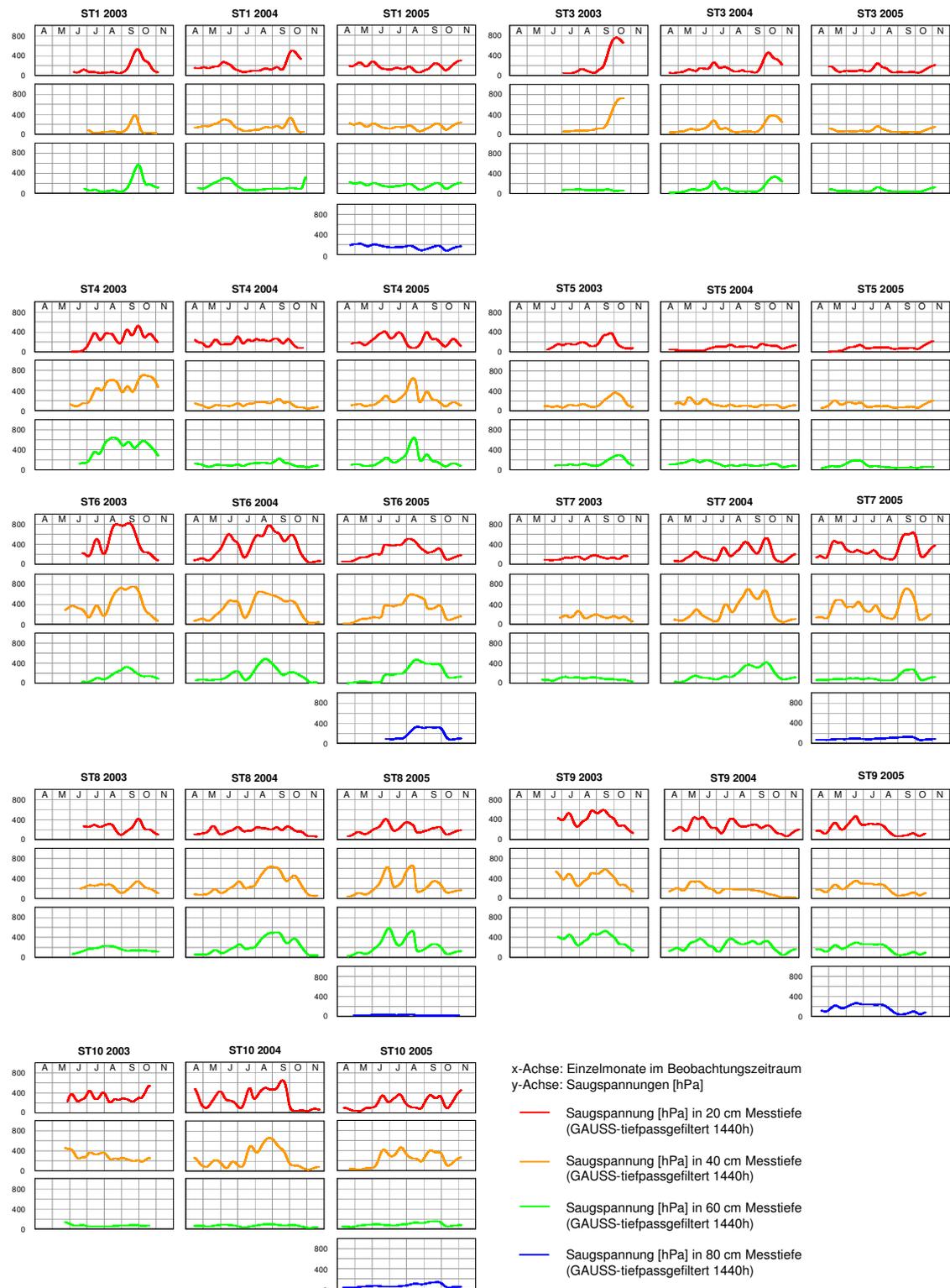


Abb. 6-1: GAUSS-tiefpassgefilterte Saugspannungszeitreihen im 1440h-Zeitfenster. (Quelle: nach eigenen Daten)

Tiefenspezifisch zeichnen sich die Variabilitätsdifferenzen an den Standorten nur vereinzelt durch. Auch eine Dämpfung der längerfristigen Schwankungen mit zunehmender Messtiefe ist nur vereinzelt feststellbar (ST9 und ST10). Dagegen lassen sich stellenweise auch Zunahmen der Variabilitätsdynamik mit zunehmender Messtiefe beobachten (wie bei ST7 und ST8 zwischen 20 *cm* und 40 *cm*).

Der Vergleich zwischen den drei Beobachtungszeiträumen zeigt somit ein insgesamt sehr heterogenes Bild. Eindeutige und sich wiederholende Variabilitätsmuster fehlen weitgehend und markante saisonale Trends sind nicht erkennbar. An einigen Standorten lassen sich über alle drei Beobachtungsjahre hinweg in den Herbst hinein (tiefenspezifische) Zunahmen der Saugspannungen erkennen (ST1, ST3, ST5 und ST7), die eventuell mit dem Ende des Bewässerungszeitraumes einhergehen. Ein Großteil der Standorte zeigt dagegen in Sommermonaten (also im anzunehmenden Einklang mit dem phänologisch bedingten Verdunstungsmaximum der Apfelbäume) länger anhaltende Situationen von Wasserstress.

Charakteristische Muster, welche deutlich über die in Abschnitt 5.2.3 beschriebenen Beobachtungen hinausgehen, können im Rahmen dieser Variabilitätsanalyse auf tiefpassgefilterter Basis nicht erkannt werden. Auch spezifische und sich in den Einzeljahren wiederholende Trendverläufe lassen sich nicht identifizieren. Hierbei muss nochmals betont werden, dass prinzipiell eine bewässerungsbedingte Verschleierung der natürlichen Saugspannungsvariabilitäten angenommen werden muss.

Hier kann zum Vergleich der nicht bewässerte Standort ST6 als Referenzstandort für die Saugspannungsvariabilitäten ohne Bewässerungseinfluss herangezogen werden. Dabei wird (insbesondere für den Beobachtungszeitraum 2003) der ausgeglichene Kurvenverlauf auf hohem Saugspannungsniveau erkennbar. Kurzfristige Schwankungen, wie sie an den anderen Standorten zu beobachten sind, treten hier deutlich zurück. Dies zeigt sich auch, wenn man die hochpassgefilterten Zeitreihen betrachtet (vgl. Abb. 6-2).

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

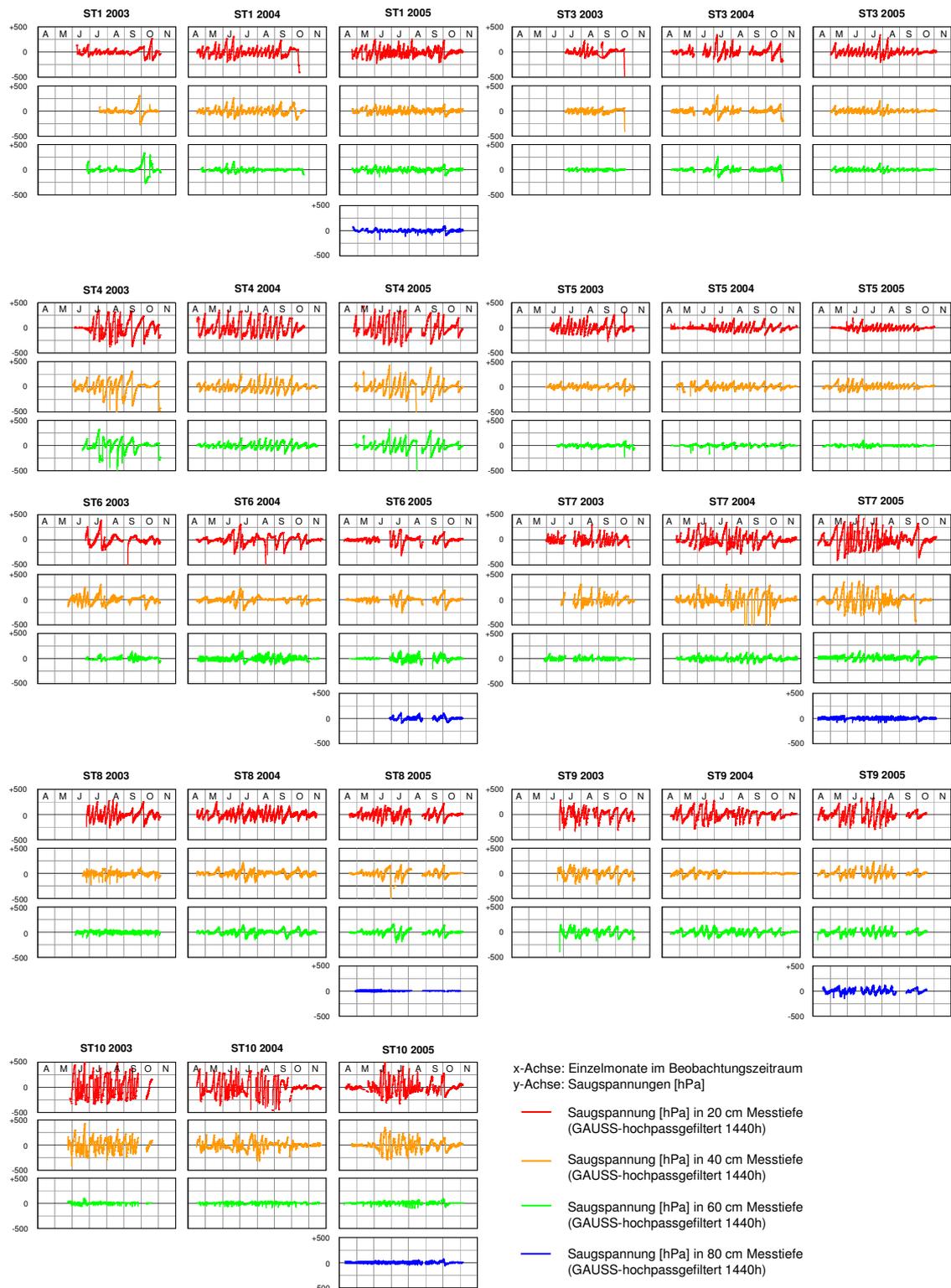


Abb. 6-2: GAUSS-hochpassgefilterte Saugspannungszeitreihen im 1440h-Zeitfenster. (Quelle: nach eigenen Daten)

Der Anteil des Wechsels hoher Frequenzen (Frequenzdichte) ist in den Saugspannungszeitreihen ohne Bewässerungseinfluss (ST6) deutlich geringer als an bewässerten Standorten. Des Weiteren zeigt sich an den bewässerten Standorten eine leichte, aber erkennbare Zunahme hoher Frequenzen im Zeitraum der hochsommerlichen Monate (Anfang Juli bis Ende August). Auch diese Asymmetrie, welche bei ST6 nicht zu beobachten ist, unterstreicht den Einfluss der Bewässerung auf die Variabilität der Saugspannungen.

Betrachtet man die Ergebnisse der numerischen Hochpassfilterung tiefenspezifisch, so bestätigen sich die in Abschnitt 5.2.3 beschriebenen Beobachtungen einer zur Tiefe hin abnehmenden Saugspannungsdynamik.

6.2.1.2 Ergebnisse der Normalverteilungsprüfung

Die Überprüfung aller Variablensätze ergab mit $\alpha < 0.05$ eine signifikante Abweichung von der Normalverteilung, so dass die Normalverteilungshypothesen für die jeweiligen Grundgesamtheiten zurückgewiesen werden mussten.

Auch die durchgeführte Beurteilung sämtlicher Variablen auf visueller Basis (Histogramme und $Q-Q$ -Plots) bestätigte die Ergebnisse der Berechnungen. Insbesondere bei den Variablen der Zielgröße "Saugspannungen" zeigten sich überwiegend rechtsschiefe Verteilungskurven mit Tendenz zur L -Verteilung. Die musterhafte Lage der Messwerte in den entsprechenden $Q-Q$ -Plots ließ den Schluss zu, dass die Variablenwerte systematisch von der Normalverteilung abweichen.

Abb. 6-3 verdeutlicht anhand der berechneten Schiefe- und Kurtosiswerte als Verteilungsmaße die nichtnormale Verteilung der Saugspannungswerte aller Stationen und Messtiefen für den gesamten Beobachtungszeitraum (2003-2005).

Die überwiegend positiv signifikant von 0 abweichenden Schiefewerte bringen die Dominanz rechtsschiefer Verteilungen zum Ausdruck. Auch die Kurtosiswerte widersprechen der Geometrie einer normalverteilten Kurve.

Für die Werte anderer Einflussparameter (v.a. Temperaturwerte von Luft und Boden) widersprachen die ermittelten pr -Werte des $K-S$ -Anpassungstests überwiegend den entsprechenden graphischen Darstellungen, so dass nur teilweise eine annähernde Normalverteilung angenommen werden konnte. Diese genügt zwar meist als

Voraussetzung für viele statistische Prozeduren. Um jedoch den Anforderungen weiterführender Korrelations- und Regressionsrechnungen mit den nichtnormalverteilten Saugspannungswerten gerecht zu werden, musste auf Basis der *K-S*-Testergebnisse für sämtliche Zeitreihen die Hypothese einer Normalverteilung zurückgewiesen werden. Dies ist nicht nur aufgrund der eindeutig nichtnormalverteilten Variablen der Saugspannungen als zentrale Zielgröße, sondern auch aufgrund des generellen Fehlens einer perfekten Normalverteilung der Daten aller Einflussgrößen angebracht.

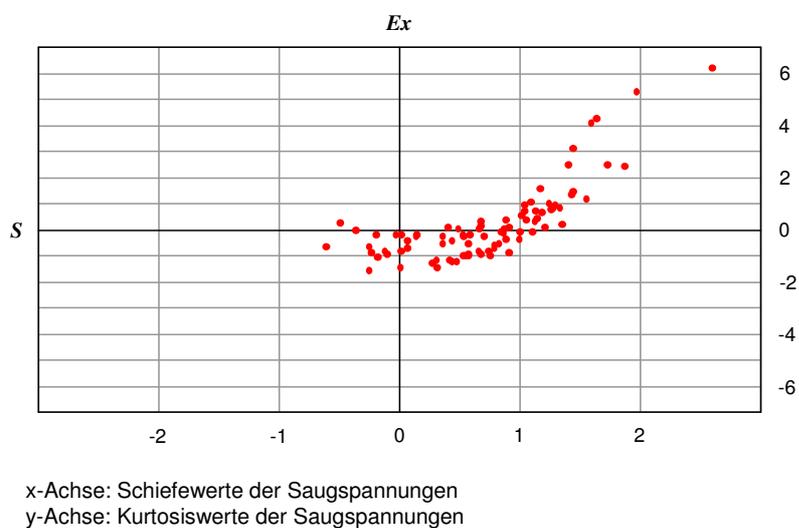


Abb. 6-3: Schiefe- und Kurtosiswerte der Saugspannungen aller Standorte und Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

6.2.1.3 Ergebnisse der Datenunabhängigkeitsprüfung

Für die tensiometrischen Zeitreihen wurden nahezu ausschließlich sehr hohe Autokorrelationskoeffizienten 1. Ordnung zwischen $r_{A 1 \min} = 0,324$ und $r_{A 1 \max} = 0,998$ (bei einem mittlerem Autokorrelationskoeffizienten von $r_{A \emptyset} = 0,956$) errechnet (vgl. Tab. 6-2).

Tab. 6-2: Autokorrelationskoeffizienten r_A 1. Ordnung der tensiometrischen Messzeitreihen (mit $k = 1h$). Die berechneten Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.001$ (***) signifikant. Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Standort	20cm	40cm	60cm	80cm
ST1	0,990***	0,984***	0,994***	0,979***
ST3	0,992***	0,991***	0,974***	
ST4	0,990***	0,997***	0,996***	
ST5	0,984***	0,989***	0,988***	
ST6	0,998***	0,992***	0,986***	0,952***
ST7	0,988***	0,992***	0,988***	0,766***
ST8	0,985***	0,993***	0,994***	0,324***
ST9	0,993***	0,997***	0,995***	0,974***
ST10	0,986***	0,983***	0,948***	0,851***

Es liegt eine deutliche Präsenz von hohen positiven Autokorrelationen der 1. Ordnung und damit eine insgesamt sehr hohe innere Datenabhängigkeit der tensiometrischen Datenzeitreihen vor.

Die Messreihen aller erfassten Einflussparameter wurden ebenfalls mittels Autokorrelationsberechnungen auf ihre Datenunabhängigkeit geprüft. Auch hier waren durchweg hohe Autokorrelationen 1. Ordnung und damit eine fehlende Datenunabhängigkeit festzustellen.

6.2.2 Ergebnisse der initialen und weiterführenden Korrelationsrechnungen

6.2.2.1 Ergebnisse der bivariaten und partiellen Korrelationsrechnungen

Als exploratives Ergebnis resultierten aus den initialen Korrelationsrechnungen Eingrenzungen möglicher Zusammenhänge in den weiterführenden Analysen sowie Ausschlusskriterien für die Auslegung nachfolgender Untersuchungsschritte. Es muss dabei aber darauf hingewiesen werden, dass der bivariate Rangkorrelationskoeffizient r_s zunächst nur der reinen Beschreibung einer gemeinsamen Varianz dient und damit noch keine Aussagen über Ursache und Hintergrund von berechneten Korrelationen liefert.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

Durch die Berechnung diverser Rangkorrelationskoeffizienten konnten damit keine prozessorientierten, sondern nur rein statistische Zusammenhänge betrachtet werden. Eine direkte Ableitung kausaler Zusammenhänge auf alleiniger Basis der berechneten Koeffizienten wäre deshalb fehlerhaft.

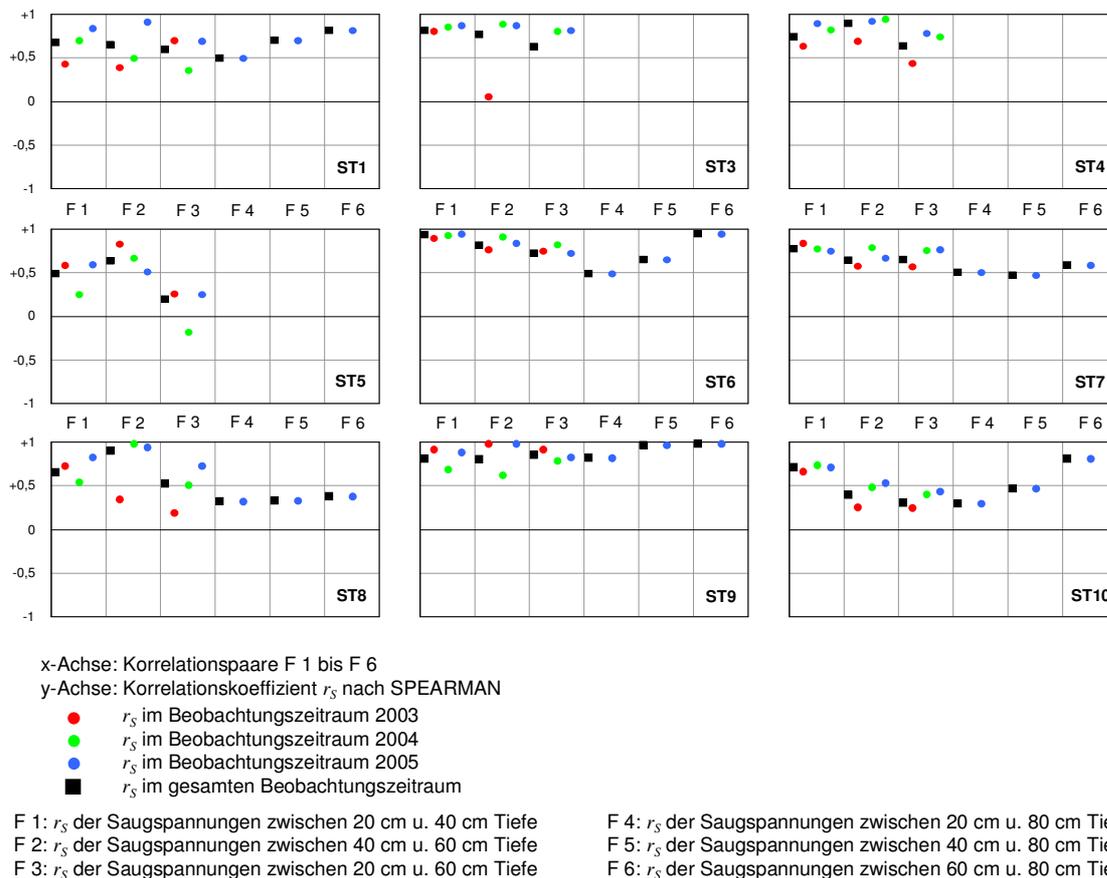


Abb. 6-4: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für Zusammenhänge zwischen den Saugspannungen in verschiedenen Tiefen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten)

Abbildung 6-4 zeigt die Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Saugspannungsbeziehungen an den einzelnen Standorten. Die Koeffizienten weisen deutliche und größtenteils sehr hohe Korrelationen zwischen den Saugspannungen der einzelnen Messtiefen auf, wie bereits anhand der graphisch basierten Betrachtungen in Abschnitt 5.2.3 anzunehmen war. Dies bedeutet, dass die Saugspannungen weitgehend gleichsinnig auf Veränderungen der tensiometrischen

Umgebungsbedingungen reagieren. Dass sich kausale Zusammenhänge hieraus nicht ableiten lassen (s.o.), liegt vor allem darin begründet, dass die Saugspannungen von zahlreichen Einflussgrößen gesteuert werden.

Diese Einflussgrößen lassen sich in ihrer Wirksamkeit nicht ohne weiteres differenzieren. Vielmehr ist von einem sehr diffusen Wirkungsgefüge auszugehen, da die Einzelparameter nicht isoliert voneinander, sondern als Wirkungskomplex die Saugspannungen im Boden steuern. Dies wird deutlich, wenn man beispielsweise die Korrelationskoeffizienten zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen bzw. zwischen den Niederschlägen und den Saugspannungen betrachtet (vgl. Abb. 6-5).

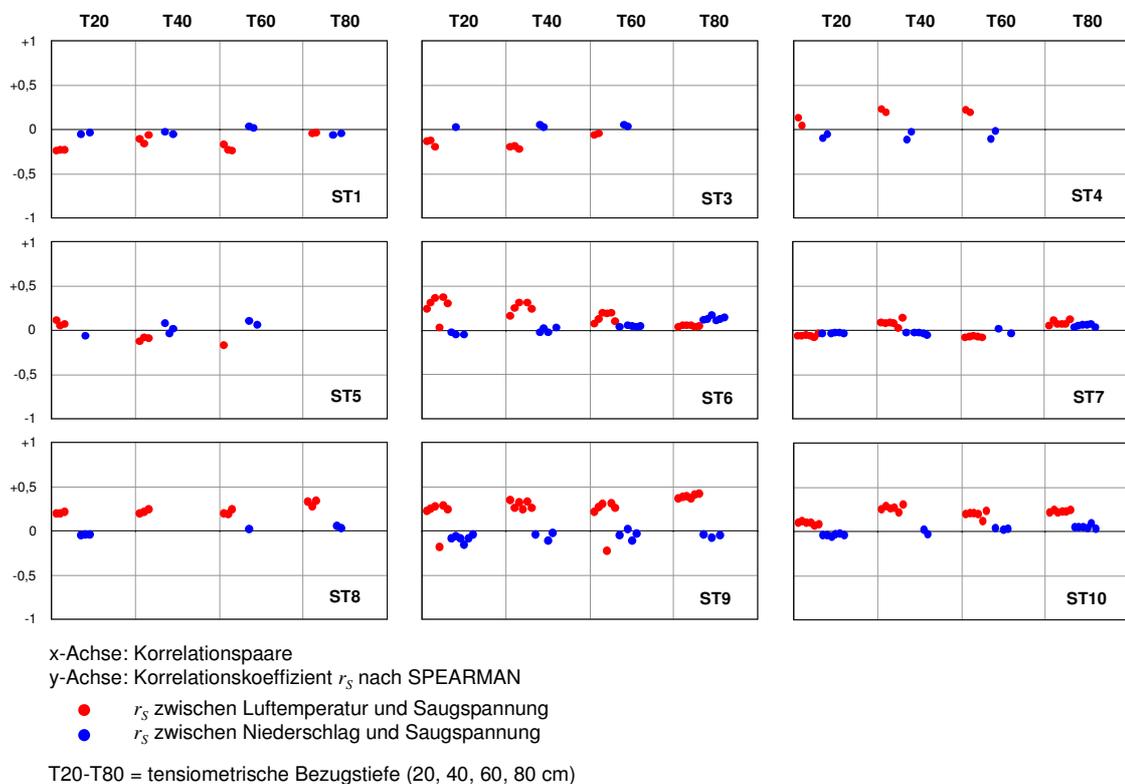


Abb. 6-5: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen bzw. den Niederschlägen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten und den standortnächsten Wetterstationen. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die überwiegend negativen Korrelationskoeffizienten zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen einiger Stationen (ST1, ST3, ST5, ST7) weisen darauf hin, dass vorhandene Störgrößen keine signifikant positiven Zusammenhänge mittels einfacher Korrelationsberechnungen zulassen, obwohl diese aus Plausibilitätsgründen eigentlich zu erwarten wären. Lediglich für die Stationen ST4, ST6 und ST8 ergeben sich hierfür signifikant positive Koeffizienten. Analog verhält es sich bei der Betrachtung der Beziehungen zwischen den Niederschlägen und den Saugspannungen. Die zu erwartenden negativen Korrelationen (höhere Saugspannungen bei geringeren Niederschlägen) treten kaum signifikant auf. Dies bestärkt die Vermutung, dass sich andere Größen störend auf derartige Beziehungen auswirken. Zu nennen sind hierbei vor allem die Bewässerungsgaben, welche meist nur dann verabreicht werden, wenn es an natürlichen Niederschlägen mangelt. Die erfassten Zeitreihen der Bewässerungsintervalle konnten jedoch aufgrund ihrer binären Codierung nicht ohne weiteres in diese Korrelationsrechnungen mit einbezogen werden. Diese Sachverhalte erschweren die Datenanalyse. Zudem spielt auch die räumlich uneinheitliche Distanz zwischen den klimatologischen Messstationen und den eigenen Standorten eine nicht unerhebliche Rolle (vgl. Abb. 4-3 und Abb. 5-10).

Plausiblere Verhältnisse ergeben die Korrelationsberechnungen zwischen den unmittelbar am Standort erfassten Lufttemperaturen in den Pflanzenbeständen und den Saugspannungen, beziehungsweise zwischen den gemessenen Bodentemperaturen und den Saugspannungen (vgl. Abb. 6-6).

Für die Mehrzahl der Standorte lieferten die Berechnungen ausschließlich positive Koeffizienten. Der unbewässerte Standort ST6 weist sogar eine signifikante und physikalisch plausible Tiefendifferenzierung auf, indem die Koeffizienten zwischen den Saugspannungen und den hier direkt am Standort gemessenen atmosphärischen Einflussfaktoren mit zunehmender Bodentiefe sukzessive abnehmen.

An den Standorten ST1, ST3 und ST5 zeigt sich jedoch auch wieder die Dominanz negativer Korrelationen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen. Somit sind ohne eine vorgeschaltete Extraktion vorhandener Störgrößen für die genannten Standorte nur ungenaue Korrelationsberechnungen hinsichtlich dieser Parameter möglich. Die übrigen Standorte zeigen dagegen positive und teilweise auch sehr hohe Korrelationen, so dass sich zwischen den erfassten Temperaturgrößen und den Saugspannungen auch statistische Zusammenhänge erfassen lassen.

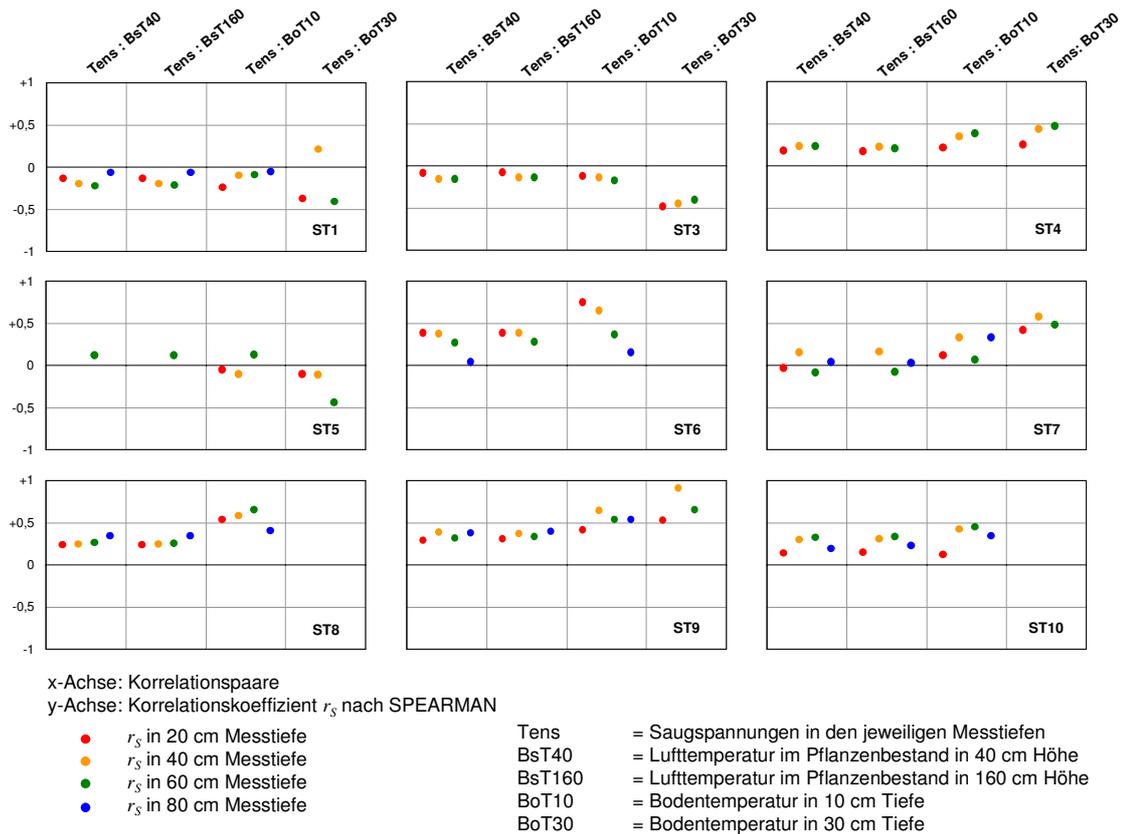


Abb. 6-6: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen bzw. den Bodentemperaturen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$).
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die bivariaten Korrelationsrechnungen für die standort- und tiefenspezifische Beziehung zwischen den relativen Luftfeuchten im Pflanzenbestand und den Saugspannungen zeigen im Gesamtbild relativ schwache Koeffizienten, die zudem nur teilweise im sachlogisch negativen Bereich (Zunahme der Saugspannung bei zeitgleicher Abnahme der relativen Luftfeuchte) liegen (vgl. Abb. 6-7).

Ob die schwachen Signale und die teils unplausiblen Koeffizienten durch den störenden Einfluss anderer und eventuell wirksamerer Variablen zu erklären sind, kann in diesem Stadium der Analyse anhand einfacher Korrelationsrechnungen nicht beurteilt werden. Zudem ist zu bedenken, dass die Erfassung der relativen Luftfeuchtwerte im Pflanzenbestand ausschließlich im Beobachtungszeitraum von 2005 stattfinden konnte (vgl. Tab. 5-1 und Abschnitt 5.1.8). Der Stichprobenumfang fällt damit deutlich geringer aus als für andere Parameter.

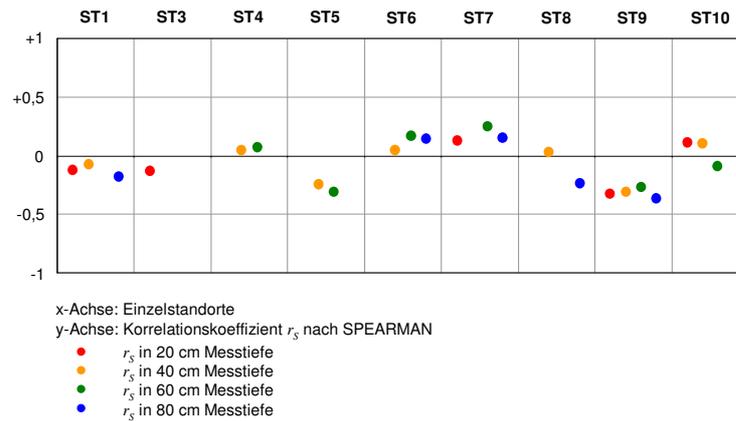


Abb. 6-7: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den relativen Luftfeuchten und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$). (Quelle: nach eigenen Daten)

Von großem Interesse sind auch die bivariaten Korrelationen zwischen den Saugspannungen und den jeweiligen Bewässerungszeiträumen. Die Bewässerungszeitreihen lagen jedoch systembedingt in einer binären Codierung vor und lieferten bei der Berechnung von Korrelationen keinen verwertbaren Informationsgehalt. Deshalb war eine aufwändige Transformation in eine numerische Zeitreihe (Bewässerungsdauer in Minuten) notwendig. Aus diesen transformierten Bewässerungszeitreihen konnten deutlich mehr Informationen über die Zusammenhänge gewonnen werden. In Abb. 6-8 sind alle statistisch signifikanten Korrelationskoeffizienten enthalten.

Die negativen Koeffizienten weisen in bestimmten Messtiefen einiger Standorte auf signifikante Beziehungen zwischen abnehmenden Saugspannungen bei zunehmender Bewässerungsdauer hin. Allerdings treten für einen erheblichen Teil keine statistisch signifikanten Koeffizienten auf (ST8 beispielsweise überhaupt keine). Zudem widerspricht das Vorhandensein eines positiven Koeffizienten (ST1 in 60 cm Messtiefe) dem natürlichen Verhalten der Wasserspannung im Boden unter Bewässerungseinfluss. Diese Ungenauigkeiten sind größtenteils sicherlich auf die (hier noch nicht berücksichtigten) *time-lags* zurückzuführen, welche zwischen dem Signal (Bewässerung) und der Reaktion auf dieses (Rückgang der Saugspannung) bestehen.

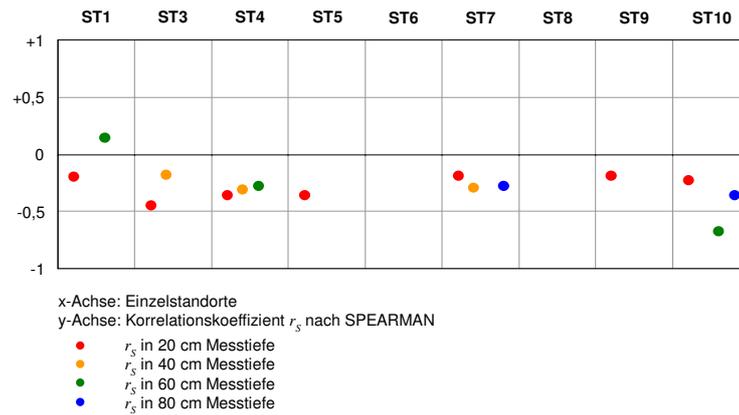


Abb. 6-8: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen der Bewässerungsdauer und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha \leq 0.01$). (Hinweis: ST6 wurde nicht bewässert). (Quelle: nach eigenen Daten)

Deutlichere Zusammenhänge ergeben die bivariaten Korrelationsrechnungen zwischen den Grundwasserflurabständen und den Saugspannungen (vgl. Abb. 6-9).

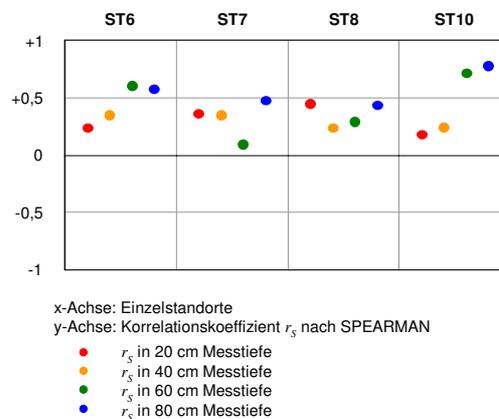


Abb. 6-9: Rangkorrelationskoeffizienten r_s nach SPEARMAN für verschiedene Beziehungen zwischen den Grundwasserflurabständen und den Saugspannungen an den einzelnen Standorten. Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant. (Quelle: nach eigenen Daten).

Hier bestehen statistische Zusammenhänge zwischen den zunehmenden Abständen des Grundwassers von der *GOF* und den zunehmenden Saugspannungen beziehungsweise den abnehmenden Grundwasserflurabständen und den sinkenden Saugspannungen (vgl.

entsprechende Koeffizienten von ST6 und ST10). Auffallend ist auch, dass die Stärke dieser Zusammenhänge mit zunehmender Messtiefe zunimmt, was bodenphysikalisch plausibel zu erklären ist. Allerdings kann auch hier wieder der Einfluss unberücksichtigter Störgrößen angenommen werden, welche die direkten Zusammenhänge verdecken (vgl. v.a. Koeffizienten in 20 cm Messtiefe von ST7 und ST8).

Die bisherigen Korrelationsrechnungen liefern somit kein pauschales Zusammenhangsschema und es muss ein markanter, aber nur schwer definierbarer Einfluss verschiedener Störgrößen angenommen werden. Bereits die Ergebnisse aus Abschnitt 5.2.3 und Abschnitt 5.2.9 sowie die Berechnung von bivariaten Korrelationskoeffizienten haben gezeigt, dass ohne die (statistische) Einbeziehung potentieller Störgrößen (bspw. Bewässerung) nur sehr vage Aussagen hinsichtlich (linearer) Zusammenhänge zu treffen sind. Um das Problem von scheinbaren oder verdeckten Korrelationen (welche durch den Einfluss von Drittvariablen möglich sind) zu reduzieren, wurde bereits in Abschnitt 6.1.2.2 ausführlich auf die Möglichkeit von partiellen Korrelationsrechnungen hingewiesen.

Um Informationen über den Einfluss weiterer Parameter zu erhalten, wurden bei der korrelativen Betrachtung zwischen den Saugspannungswerten und den Grundwasserständen verschiedene Kontrollvariablen (Luftfeuchte im Pflanzenbestand, Lufttemperaturen im und außerhalb des Pflanzenbestandes, Niederschläge und Bewässerungsintervalle) auspartialisiert. Hierbei ergaben sich überwiegend nur sehr geringe Differenzen zwischen den partiellen Korrelationskoeffizienten 1. Ordnung ($r_{p \ 1. \text{ Ordnung}}$) und den partiellen Korrelationskoeffizienten 0. Ordnung ($r_{p \ 0. \text{ Ordnung}}$), so dass zumindest auf Basis dieser isolierten Berechnungen für den Großteil der bivariat betrachteten Korrelationen keine signifikanten Störungen durch Drittvariable angenommen werden müssen. Dies bedeutet, dass die verwendeten Kontrollvariablen keine signifikanten Schein- oder Deckkorrelationen in den linearen Zusammenhängen zwischen Saugspannungen und Grundwasserspiegelschwankungen verursachen. Lediglich mit der "Luftfeuchte im Pflanzenbestand" als auspartialisierte Störgröße errechnen sich nennenswerte Koeffizientdifferenzen ($= r_{p \ 1. \text{ Ordnung}} - r_{p \ 0. \text{ Ordnung}}$; vgl. Tab. 6-3).

Die ausschließlich positiven Abweichungen ($r_{p \ 1. \text{ Ordnung}} > r_{p \ 0. \text{ Ordnung}}$) können als Hinweis auf das Vorhandensein verdeckter Korrelationen gedeutet werden. Dies würde bedeuten, dass ein Teil der ermittelten bivariaten Korrelationskoeffizienten zwischen

den Saugspannungswerten und den Grundwasserpegelständen (vgl. Abb. 6-9) zu gering ausfällt und durch die Herausnahme des Störfaktors sogar noch höhere Korrelationen aufweist.

Tab. 6-3: Abweichungen des partiellen Korrelationskoeffizienten r_p 1. Ordnung vom partiellen Korrelationskoeffizienten r_p 0. Ordnung. (Berechnungen basieren ausschließlich auf den Differenzen partieller Korrelationskoeffizienten r_p , die mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant sind).
(Quelle: nach eigenen Daten)

Standort	Bezugstiefe	Abweichung
ST6	20 cm	+0,118
	40 cm	+0,117
	60 cm	+0,126
ST7	40 cm	+0,302
ST8	20 cm	+0,105
	40 cm	+0,310
	60 cm	+0,261
ST10	40 cm	+0,208

Allgemein kann angenommen werden, dass (sofern überhaupt ein Einfluss vorhanden ist) ein steigender Grundwasserstand durch die kapillare Ascendenz sinkende Saugspannungen im Boden und damit einen reduzierten Wasserstress der Apfelbäume zur Folge hat. Ebenfalls kann allgemein angenommen werden, dass eine Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit im Pflanzenbestand (gewissermaßen als eine wichtige Teilgröße der aktuellen *ETP*-Raten der Apfelbäume; vgl. Abschn.5.1.8) letztlich auch in einer Zunahme der Saugspannungswerte im Boden resultiert, weil der Wasserbedarf und damit auch der Wasserverbrauch der Pflanzen steigt. Die relative Luftfeuchte zeigt sich damit im Rahmen dieser Betrachtungen als eine signifikant wirksame Drittvariable. Diese isolierten Berechnungen dürfen jedoch keinesfalls überbewertet werden. Auch die Tatsache, dass sich im Rahmen der partiellen Korrelationsrechnungen keine weiteren Drittvariablen als signifikant "störend" erwiesen haben, schließt einen Einfluss der entsprechenden Größen untereinander nicht aus!

Des Weiteren besteht ein prinzipielles Problem dieser bivariaten Korrelationsrechnungen darin, dass sämtliche Zeitverzögerungen (*time-lags*) zwischen den verschiedenen Prozessvariablen (welche naturgemäß vorhanden sind) unverzögert in die Berechnungen einfließen. Auch dies bedarf der Anwendung entsprechend geeigneter Verfahren, um die Zusammenhänge unter ihrem Verzögerungseinfluss beschreiben zu

können. Dies kann durch die Berechnung spezifischer Kreuzkorrelationsfunktionen geschehen (vgl. Abschnitt 6.2.2.3).

6.2.2.2 Ergebnisse der Autokorrelationsrechnungen

Die Verteilungsprüfungen (vgl. Abschnitt 6.2.1.2) haben gezeigt, dass bei den zu korrelierenden Stichproben signifikante Abweichungen von der Normalverteilung bestehen. Da die Auto- und Kreuzkorrelationberechnungen mathematisch an das Grundprinzip der PEARSON'schen (nicht verteilungsfreien) Korrelationsrechnung anknüpfen (vgl. Kap.6.1.2.1), war eine nachgezogene Signifikanzprüfung anhand der FISHER-Z-Transformation (vgl. Abschnitt 6.1.1.4) der eigens berechneten Auto- und Kreuzkorrelationskoeffizienten notwendig.

Die im Rahmen der Auto- und Kreuzkorrelationrechnungen (letztere in Kap.6.2.2.3) angegebenen Signifikanzniveaus basieren auf diesen verteilungsfreien Signifikanzprüfungen.

Abb. 6-10 zeigt die Ergebnisse der in Abschnitt 6.1.1.2 erläuterten Autokorrelationsberechnungen auf dem 95%-Signifikanzniveau. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass aufgrund des hohen Stichprobenumfangs von $n \geq 12.500$ die jeweiligen 95%-Konfidenzintervalle graphisch nicht mehr darstellbar sind. Deshalb sind in Abb. 6-10 ausschließlich die positiv signifikanten Koeffizienten der (partiellen) Autokorrelationen dargestellt.

Die Berechnungen für die tensiometrischen Zeitreihen ergaben nahezu ausschließlich sehr hohe partielle Autokorrelationskoeffizienten 1. Ordnung (diese entsprechen in der 1. Ordnung den nicht-partiellen Autokorrelationskoeffizienten aus Abschnitt 6.1.2.2) zwischen $r_{pA \min} = 0,324$ und $r_{pA \max} = 0,998$, bei einem mittleren partiellen Autokorrelationskoeffizienten von $r_{pA \emptyset} = 0,956$.

Die *PACF* zeigen zudem auffallende Unterschiede in ihren Persistenzintervallen. In diesen Zeitintervallen sind die jeweiligen Zeitreihendaten von den vorhergehenden abhängig. Je "schneller" die Kurve einer *PACF* abfällt - also je kürzer das Persistenzintervall ist - desto weniger innere Zusammenhänge existieren innerhalb eines Signals. Negative signifikante Autokorrelationskoeffizienten wurden aus dem Persistenzbereich bewusst ausgeschlossen, da sie bodenphysikalisch bedingt keine Aussagekraft besitzen. Deshalb liegen die jeweiligen Persistenzbereiche hier im

Zeitschrittraum zwischen dem ersten und dem letzten positiven partiellen Autokorrelationskoeffizienten (in ununterbrochener Folge vom ersten *lag* an).

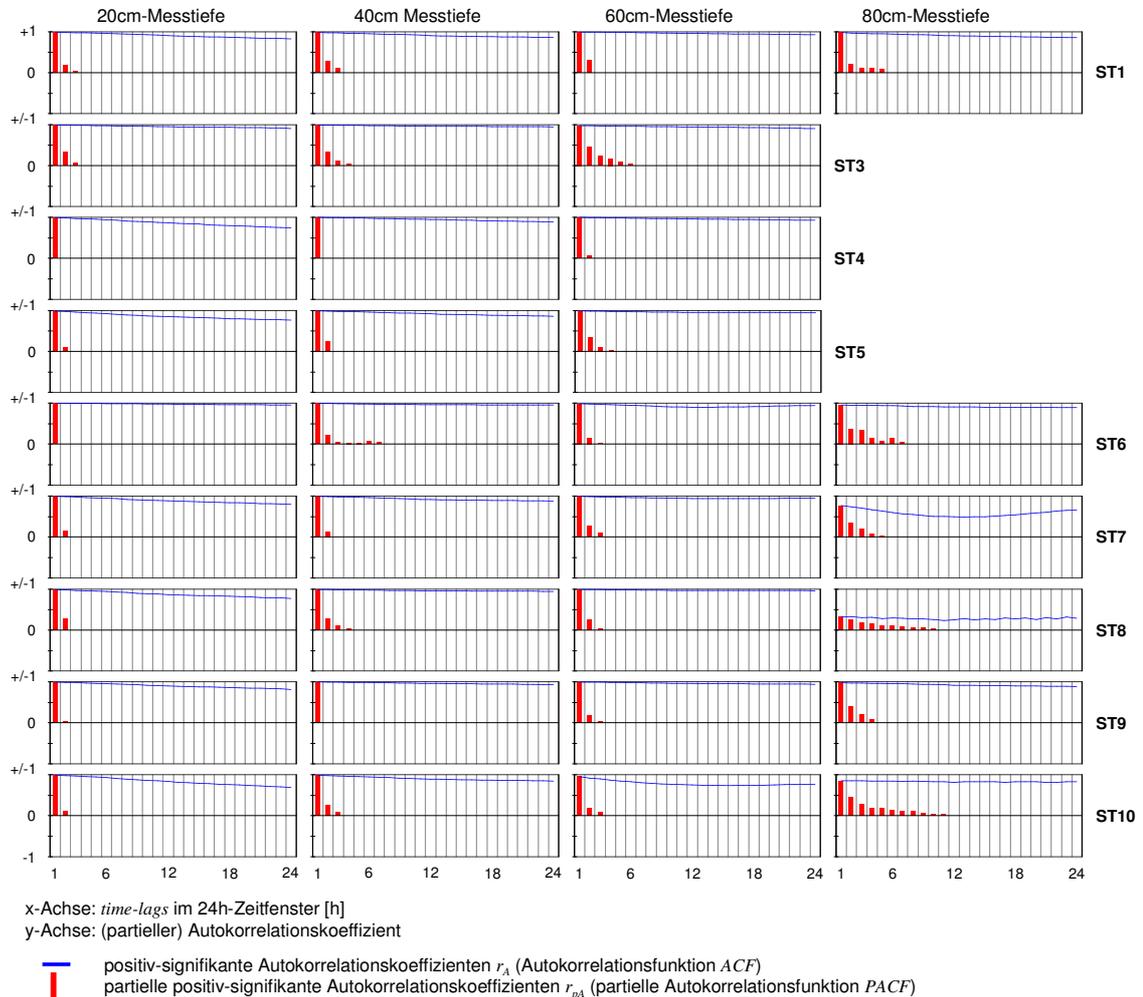


Abb. 6-10: Signifikante Autokorrelationen und partielle Autokorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihen aus den verschiedenen Messtiefen der Einzelstandorte im 24h-Zeitfenster ($1h = 1 \text{ lag}$). Es sind ausschließlich die statistisch signifikanten Korrelationen dargestellt (Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen $\alpha \leq 0.001$ und $\alpha \leq 0.05$). (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Bereiche mit signifikanter Erhaltensneigung vergrößern sich stellenweise mit fortschreitender Messtiefe im Boden (vgl. Abb. 6-11), was eine gewisse (Reaktions-) Trägheit des Saugspannungsverhaltens mit zunehmender Tiefe an den betroffenen Standorten vermuten lässt. Dies wird besonders deutlich, wenn man die *PACF*'s der 20 cm-Messtiefen mit den *PACF*'s der zugehörigen 80 cm-Messtiefen vergleicht. Diese Trägheit kann durch die Betrachtung der entsprechenden *time-lags* quantifiziert werden,

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

wobei sich die erhöhten Autokorrelationszeiten in den 80 cm-Messtiefen mit bis zu 11 Stunden Zeitverzögerung (Standort ST10) hervorheben.

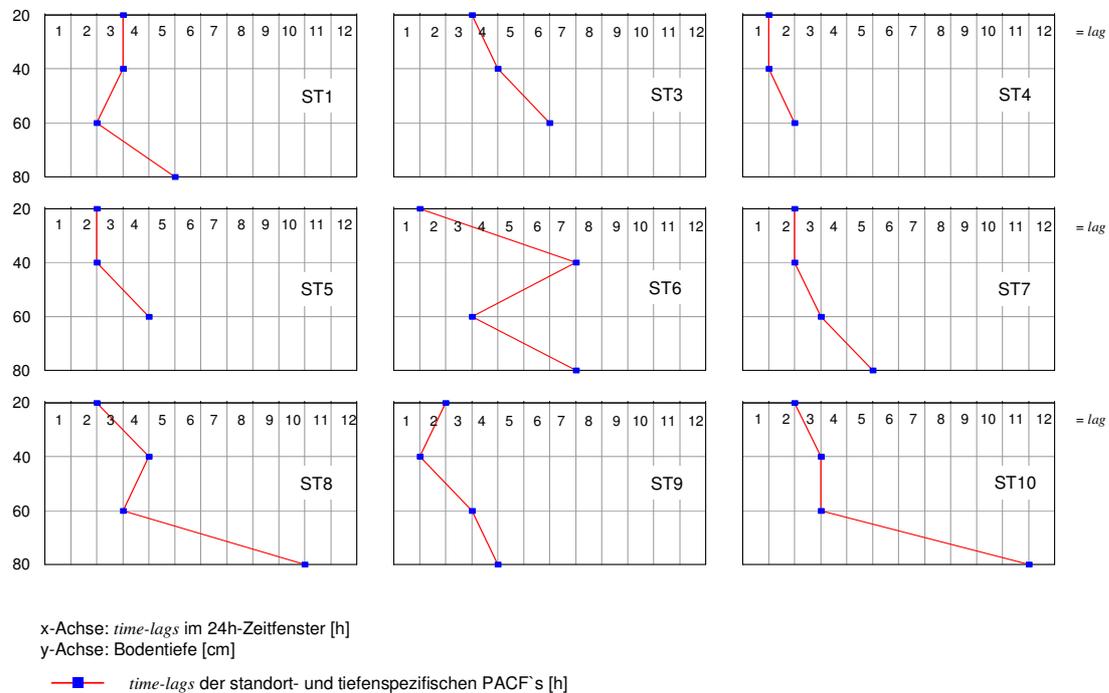


Abb. 6-11: Zeitverzögerungen der standort- und tiefenspezifischen partiellen Autokorrelationsfunktionen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die alleinige *PACF*-Analyse erlaubt zwar keine direkte Interpretation der kausalen Zusammenhänge. Dennoch können hier die nach unten hin zunehmenden Bodenfeuchtegehalte in Kombination mit hohen Grundwasserständen als Trägheitsfaktoren herangezogen werden, was wiederum mit den Ergebnissen der standortgebundenen Messungen (vgl. Abschnitt 5.2) weitgehend übereinstimmt.

(Hinweis: Die (partiellen) Autokorrelationskoeffizienten 0. Ordnung können von den in Abschnitt 6.2.2.1 berechneten Rangkorrelationskoeffizienten nach *SPEARMAN* etwas abweichen, da die (P)ACF-Berechnung auf dem *PEARSON*-Koeffizienten basiert; vgl. hierzu Abschnitt 6.1.2).

6.2.2.3 Ergebnisse der Kreuzkorrelationsrechnungen

In einem ersten Schritt wurden lediglich die Saugspannungsbeziehungen unter sich auf zeitliche Versätze hin untersucht. Hierbei wurde bewusst auf eine Einbeziehung exogener Variablen verzichtet und nur überprüft, inwieweit sich zwischen den verglichenen Messreihen der verschiedenen Tiefen zeitverschobene Abhängigkeiten erkennen lassen. Unter der bodenphysikalisch begründeten Annahme, dass eine Signaldauer von über $48h$ als zufällig gelten kann, wurde ein $48h$ -Zeitfenster verwendet und stundenweise verschoben ($1h = lag\ 1$).

Die ersten Ergebnisse der Kreuzkorrelationen sind in Abbildung 6-12 dargestellt. Dabei ist zu beachten, dass die Lage der höchsten signifikanten Kreuzkorrelationskoeffizienten hier ausschließlich einen Hinweis auf die Geschwindigkeit der Signalübertragung (ausgehend von der $20\ cm$ -Messtiefe) gibt, die sich in den Veränderungen der Saugspannungen durchzeichnen. Es wird damit also nur berechnet, inwieweit sich extern ausgelöste Signale überhaupt tiefendifferenziert im Boden fortsetzen, ohne dabei das Signal sowie die Signalrichtung und Signalstärke und dessen Auslöser selbst zu identifizieren. Es sind somit auch noch keine kausalen Zusammenhänge ableitbar.

Allerdings zeigen die Ergebnisse der Kreuzkorrelationsrechnungen für einige Standorte innerhalb des gewählten $48h$ -Zeitfensters die vorhandenen Signalverzögerungen. An den Standorten ST1, ST4, und ST5 lässt sich eine Zunahme dieser Signalverzögerungen mit der Bodentiefe erkennen. So erreicht beispielsweise am Standort ST1 ein Saugspannungssignal, das in $20\ cm$ Bodentiefe registriert wird, etwa $5h$ später den Messpunkt in $40\ cm$ Bodentiefe und erst $21h$ bzw. $24h$ später die $60\ cm$ - bzw. $80\ cm$ -Bodentiefe. Am Standort ST4 dringen die Signale zur Tiefe hin wesentlich schneller durch ($2h$ zwischen $20\ cm$ und $40\ cm$ Bodentiefe bzw. $4h$ zwischen $20\ cm$ und $60\ cm$ Bodentiefe). Dies stützt die in Abschnitt 5.2.3 beschriebenen und bodenphysikalisch plausiblen Beobachtungen.

An den verbleibenden Standorten ST3 und ST6 konnten auf Basis der Kreuzkorrelationsrechnungen im $48h$ -Fenster keine Signalverzögerungen nachgewiesen werden (durchweg $lag\ 0$). Dies kann auf das Vorhandensein sehr kurzer Reaktionszeiten ($< 1h$ und damit hier statistisch nicht nachweisbar) oder auch auf sehr lange Reaktionszeiten ($> 48h$ und damit nicht mehr im erfassten Zeitfenster) hinweisen.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

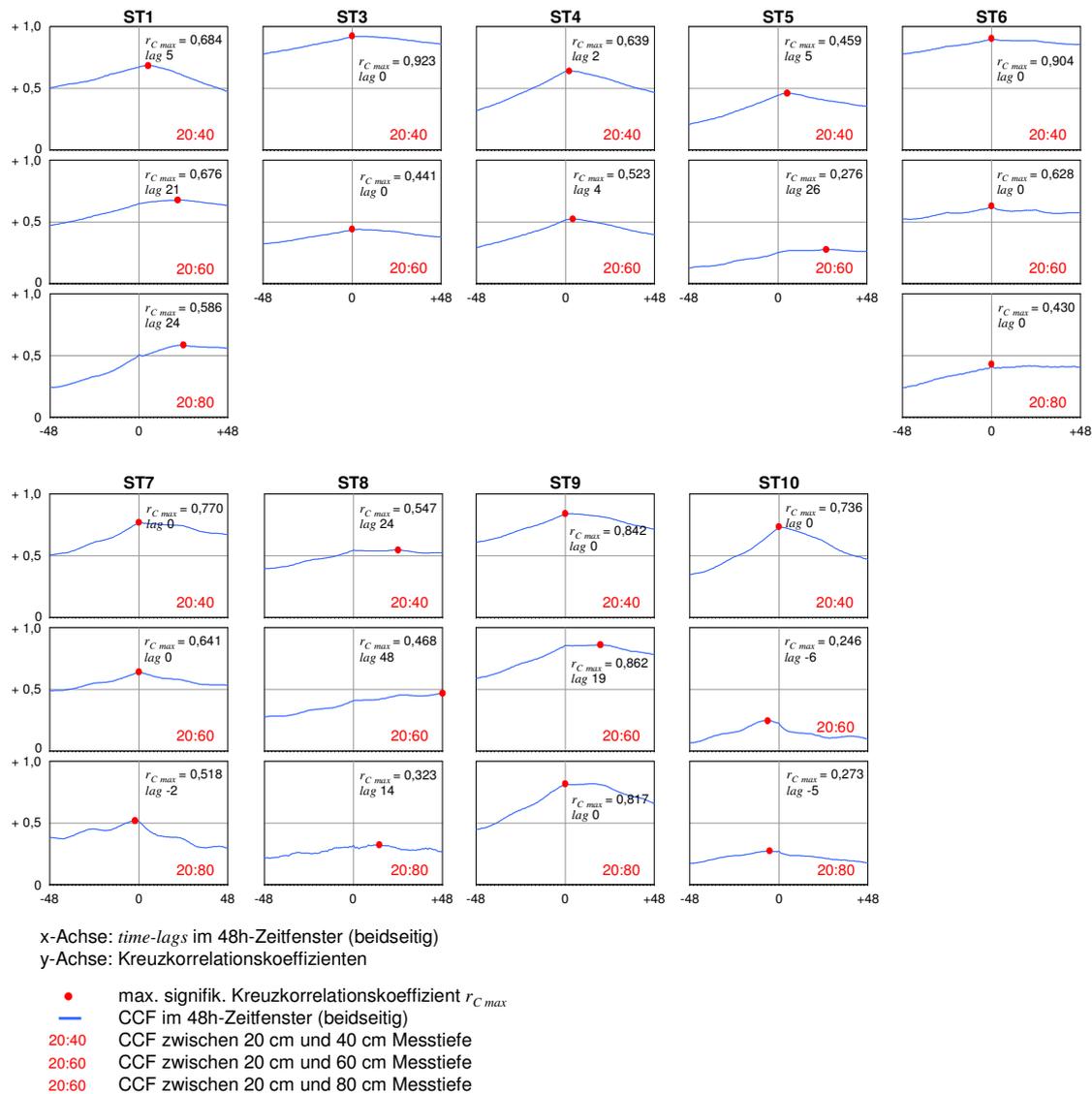


Abb. 6-12: Signifikante Kreuzkorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihe im 48h-Fenster (beidseitig). Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die kreuzkorrelativen Betrachtungen zeigen in den tieferen Messbereichen an den Standorten ST7 und ST10 zudem das Vorhandensein von maximalen Koeffizienten im Bereich negativer Zeitschrittweiten (k). Dies kann ein Hinweis auf entgegengesetzte Zeitverzögerungen sein, d.h. Signale in 60 cm bzw. 80 cm Bodentiefe scheinen hier denen in 20 cm Bodentiefe voranzugehen. Betrachtet man allerdings diesen Sachverhalt ausschließlich für die Saugspannungen in 60 cm und 80 cm (vgl. Abb. 6-13), so zeigt sich lediglich am Standort ST8 ein maximaler CCF-Koeffizient im negativen Zeitschrittbereich (lag -10), was einen zeitlichen Vorsprung der Reaktion in 80 cm

Bodentiefe von 10h gegenüber der 60 cm Messtiefe bedeutet. Allerdings basiert diese Betrachtung ausschließlich auf den Ergebnissen vom Jahr 2005 (ab dem die 80 cm-Messtiefe ergänzend hinzugefügt wurde) und der Stichprobenumfang ist damit gegenüber den Vergleichsbetrachtungen um $\frac{2}{3}$ reduziert (vgl. auch Abschnitt 5.1.4).

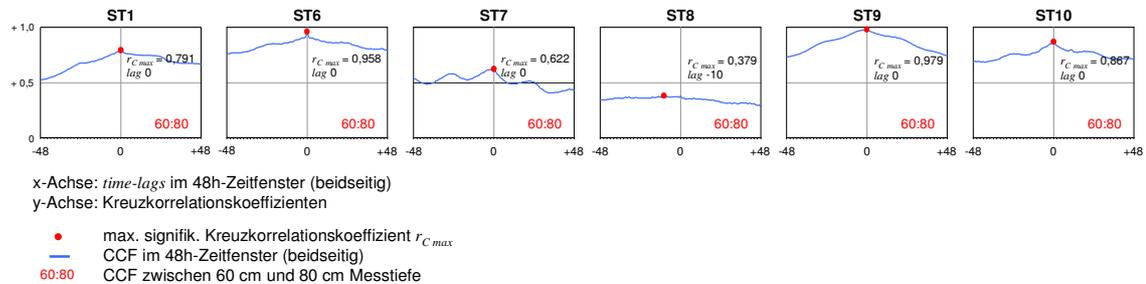


Abb. 6-13: Signifikante Kreuzkorrelationen der tensiometrischen Messzeitreihe zwischen 60 cm und 80 cm Bodentiefe im 48h-Fenster (beidseitig). Alle Korrelationen sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0.01$ signifikant. Die Berechnungen beziehen sich ausschließlich auf den Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Aus diesen stark unterschiedlichen und z.T. widersprüchlichen Befunden wird deutlich, dass diese, rein auf den Saugspannungsbeziehungen beruhenden Betrachtungen, das gesamte Wirkungsgefüge nicht adäquat widerspiegeln können. Aussagen hinsichtlich tatsächlich nachweisbarer Verzögerungsstrukturen von Signalen im Bodenprofil ergeben sich erst dann, wenn man potentielle Einflussgrößen mit in die Kreuzkorrelationsrechnungen einbezieht.

Auf Basis der graphischen Darstellungen (vgl. Abschnitt 5.2) konnte bereits vermutet werden, dass insbesondere der Grundwasserstand die Saugspannungsdynamik im Boden maßgeblich mitsteuert. Hierzu wurden analog zu den initialen Kreuzkorrelationsrechnungen (s.o.) Berechnungen zwischen den standortgebundenen Grundwasserflurabständen und den tiefenspezifischen Saugspannungen durchgeführt. Als Zeitfenster wurde ebenfalls das 48h-Fenster im 1h-Versatz verwendet. Aus Gründen der bodenphysikalischen Plausibilität wurden prinzipiell nur Kreuzkorrelationskoeffizienten für die positiven Zeitschrittweiten (k^+) berechnet, da aufgrund der kausalen Zusammenhänge Reaktionsverzögerungen der exogenen Variablen auf die Saugspannungen auszuschließen sind.

Abb. 6-14 zeigt die Kreuzkorrelationskoeffizienten zwischen den Grundwasserflurabständen und Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Bodentiefe (Berechnungen hier ausschließlich für den Zeitraum 2005).

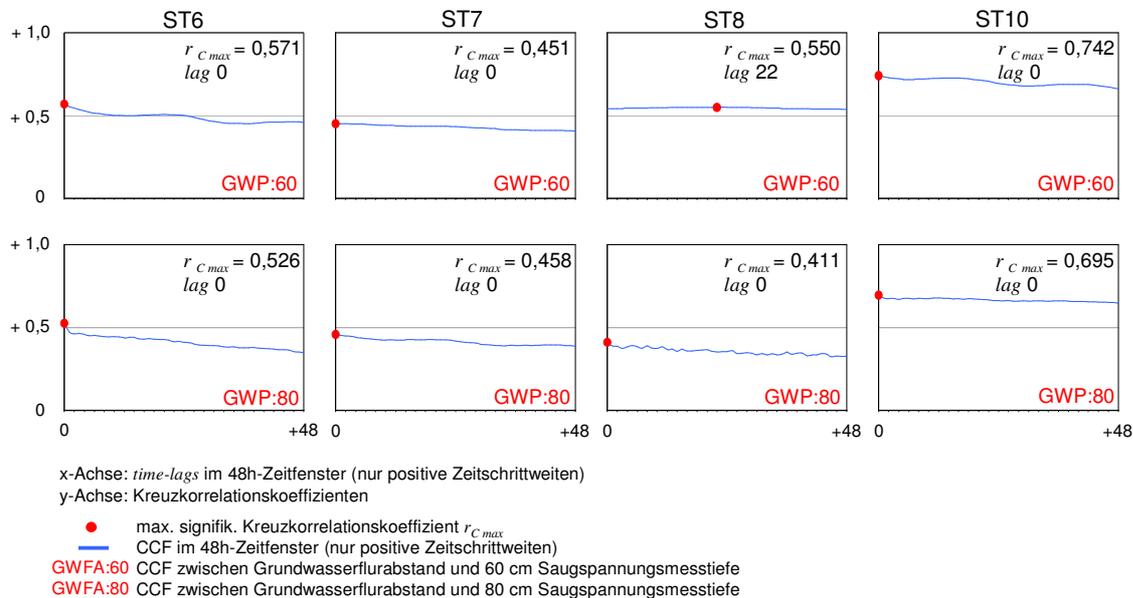


Abb. 6-14: Signifikante Kreuzkorrelationen der GWFA-Zeitreihen und tensiometrischen Messzeitreihe (60 cm und 80 cm Bodentiefe) im 48h-Zeitfenster (einseitig). Alle Korrelationen sind auf dem 0.01-Niveau signifikant. Die Berechnungen beziehen sich ausschließlich auf den Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Mit Ausnahme der 60 cm-Tiefe von Standort ST8 lassen sich keine signifikanten Zeitverzögerungen feststellen. Insofern ist anzunehmen, dass die Saugspannungen in den entsprechenden Tiefen relativ schnell (d.h. $< 1h$) auf Änderungen des Grundwasserstandes reagieren.

Des Weiteren wurden Kreuzkorrelationen für die übrigen erhobenen Einflussparameter (Bewässerung, Bodentemperaturen, relative Luftfeuchten und Lufttemperaturen im Pflanzenbestand sowie der standortenahen Lufttemperatur- und Niederschlagswerte) berechnet, um zu überprüfen, inwieweit sich die in Abschnitt 6.2.2.1 vorgestellten Zusammenhänge durch zeitverschobene Korrelationsrechnungen noch weiter verbessern lassen.

Hierzu wurde das Zeitfenster auf 96h erweitert und die Irrtumswahrscheinlichkeit bei der FISHER-Transformation (vgl. Abschnitt 6.1.1.4) bewusst auf $\alpha = 0.2$ angehoben ($z = 1,282$). Ebenso wurden lediglich Koeffizienten mit geophysikalisch plausiblen Vorzeichen beachtet (d.h. negative Koeffizienten für die Parameter Niederschlag und Bewässerung und positive Koeffizienten für die übrigen Parameter). In Tabelle 6-4 sind die Ergebnisse dieser Berechnungen auszugsweise zusammengefasst.

Diese Berechnungen zeigen im Vergleich mit den Ergebnissen aus 6.2.2.1 sehr deutlich, dass für den Großteil der Wirkungsbeziehungen erhebliche Zeitverzögerungen zu berücksichtigen sind. Für einige Fälle (insbesondere der Luftfeuchtigkeits-Saugspannungsbeziehungen) konnten durch die Kreuzkorrelationen bis 7-fach höhere Koeffizienten ermittelt werden, als es die bivariaten Korrelationen ergaben. Dies unterstreicht die enorme Bedeutung der Zeitverzögerungen im Prozessgeschehen, die vor allem auch im Rahmen der Regressionsrechnungen ihre Berücksichtigung finden müssen.

Auch wenn die Mehrheit der signifikanten Koeffizienten sehr niedrige Werte aufweisen, kann dennoch davon ausgegangen werden, dass durch das Ausschalten (unbekannter) Nebeneinflüsse die Zusammenhänge wesentlich deutlicher wären.

Besonders schwache (statistisch kaum verwertbare) Signale ergeben sich bei den Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen Niederschlag und Saugspannung. Dies kann teilweise (im Vergleich zur standortgebundenen Erfassung der Bewässerungsintervalle) mit der räumlichen Entfernung der entsprechenden Erfassungsstandorte (Wetterstationen des *BRR* und *HGA*) erklärt werden. Da die Niederschläge nur in Standortnähe, aber nicht unmittelbar am Standort selbst erfasst werden konnten, kann nicht von einem zeitgleichen Auftreten der Niederschläge an den Untersuchungsstandorten ausgegangen werden. Hinzu kommt die Abhängigkeit von Zugrichtung und Zuggeschwindigkeit der jeweiligen (von den Wetterstationen erfassten) Niederschlagszentren sowie das meist nur kleinflächige Auftreten von sommerlichen Schauerniederschlägen. Dies bedeutet, dass bei den nicht direkt am Standort durchgeführten Messungen die Position der Wetterstation und ihre Entfernung vom eigentlichen Untersuchungsstandort einen großen Einfluss auf die benötigten *time-lags* und die Stärke der Signale hat. Der Versuch, die Zusammenhänge durch Kreuzkorrelationsrechnungen besser hervor-zubringen, gelingt deshalb nur teilweise. Trotz dieser Problematik und extremen Signalschwächung zeigt sich an den meisten Standorten zumindest eine gewisse

Differenzierung hinsichtlich der Zeitdauer (d.h. zunehmend höhere *time-lags* zur Tiefe hin).

Dass die standortnahe versus der standortgebundenen Erfassung mit dem Problem einer Signalschwächung behaftet ist, zeigt auch der Vergleich der auf die Lufttemperaturen bezogenen Koeffizienten. Die Berechnung mit den durch die standortnahen Wetterstationen erfassten Temperaturzeitreihen ergeben (sofern signifikant) durchwegs geringere Koeffizienten als die Berechnungen mit den im Pflanzenbestand erfassten Zeitreihen der Lufttemperaturen. Bezogen auf die Beziehungen zwischen den Lufttemperaturen und den Saugspannungen ist noch eine weitere Auffälligkeit festzustellen: Mit zunehmender Bodentiefe verkürzt sich die Dauer der Reaktion in den Saugspannungen auf Veränderungen in der Lufttemperatur (vgl. insbesondere ST5, ST6, ST7, ST9 und ST10). Ob diese Beobachtungen mit physiologisch begründeten Reaktionen der Pflanzen im Hauptdurchwurzelungsbereich im Zusammenhang stehen (d.h. Wasserentzug durch Wurzeln aus dem Boden infolge eines erhöhten Temperaturstress) lässt sich hier zwar nicht näher untersuchen, muss aber als bedenkenswerter Aspekt festgehalten werden.

Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen den Daten der Flusspegelmessungen (vgl. Abschnitt 5.2.10) und den Saugspannungen geeigneter Standorte, ergaben durchweg positive und damit unplausible Koeffizienten. Insofern kann der Einfluss der Flusspegelschwankungen auf die Saugspannungen der ausgewählten Standorte statistisch nicht nachgewiesen werden.

Prinzipiell aber ergeben die Kreuzkorrelationsrechnungen quantitative Hinweise auf die vorhandenen *time-lags*, welche zwischen den potentiellen Einflussparametern und den Saugspannungen als Zielgröße vorhanden sind. Die Kenntnis dieser standort- und tiefenspezifischen *time-lags* bieten eine wertvolle Basis für eventuelle Variablentransformationen im Vorfeld nachgeschalteter multipler Regressionsrechnungen. Eine auf die vorhandenen Zeitverzögerungen angepasste (= "*time-lag*-implementierte") Variablentransformation bietet letztlich eine optimierte Datenbasis für die initialen Regressionsmodelle in Abschnitt 6.2.4.

(Hinweis: Die Kreuzkorrelationskoeffizienten 0. Ordnung können von den in Abschnitt 6.2.2.1 berechneten Rangkorrelationskoeffizienten nach SPEARMAN etwas abweichen, da die CCF-Berechnung auf dem PEARSON-Koeffizienten basiert; vgl. hierzu Abschnitt 6.1.2).

6.2.3 Ergebnisse der Hauptkomponentenanalysen

Aus den erfassten Tensionswerten im gesamten Untersuchungsgebiet konnte eine erste Korrelationsmatrix von 33 x 33 Variablen (= 1089 Koeffizienten) erzeugt werden. Die darin ausgewiesenen Korrelationskoeffizienten zeigen eine Dominanz (hoch-) signifikanter Korrelationen, so dass die weiteren Berechnungsschritte samt Eignungsprüfung zur *S*-modalen Hauptkomponentenanalyse (vgl. Abschnitt 6.1.3) eingeleitet wurden.

Die Erzeugung der Anti-Image-Matrix (= *AIM*) ergab einen *KMO*-Wert von 0,824 und ist somit nach KAISER (1974) als „recht gut“ zu bewerten. Auch die *MSA*-Werte, welche der Hauptdiagonalen der *AIM* entnommen werden konnten, liegen überwiegend in einem Bereich, der für eine Akzeptanz des Komponentenmodells spricht (vgl. Abb. 6-15).

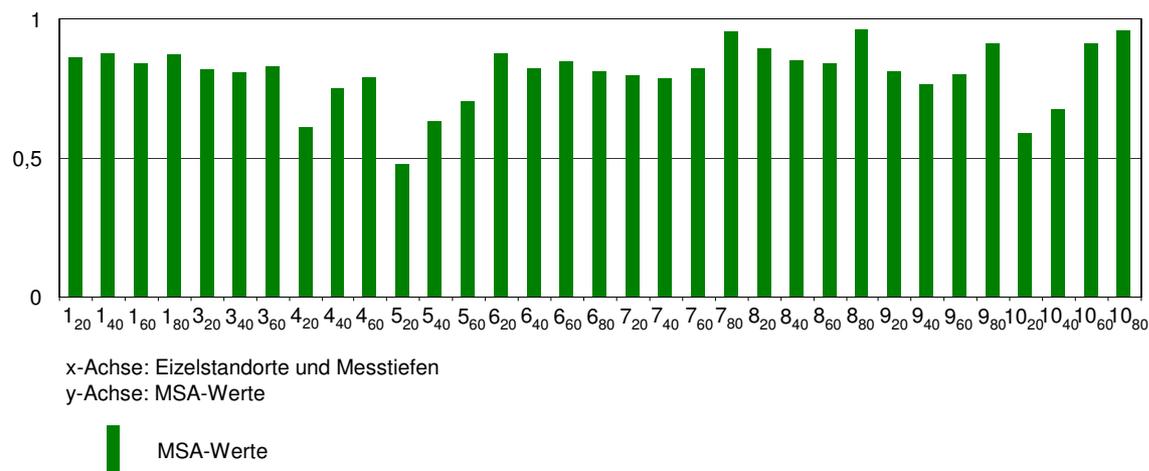


Abb. 6-15: *MSA*-Werte aus der Hauptdiagonalen der *AIM* für verschiedene Standorte und Bodentiefen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Extraktion der Hauptkomponenten brachte 7 Komponenten mit Eigenwerten $> 1,0$ hervor (vgl. Screeplot in Abb. 6-16), die in dieser Anfangslösung bereits 85,3% der Gesamtvarianz der 33 Variablen erklären.

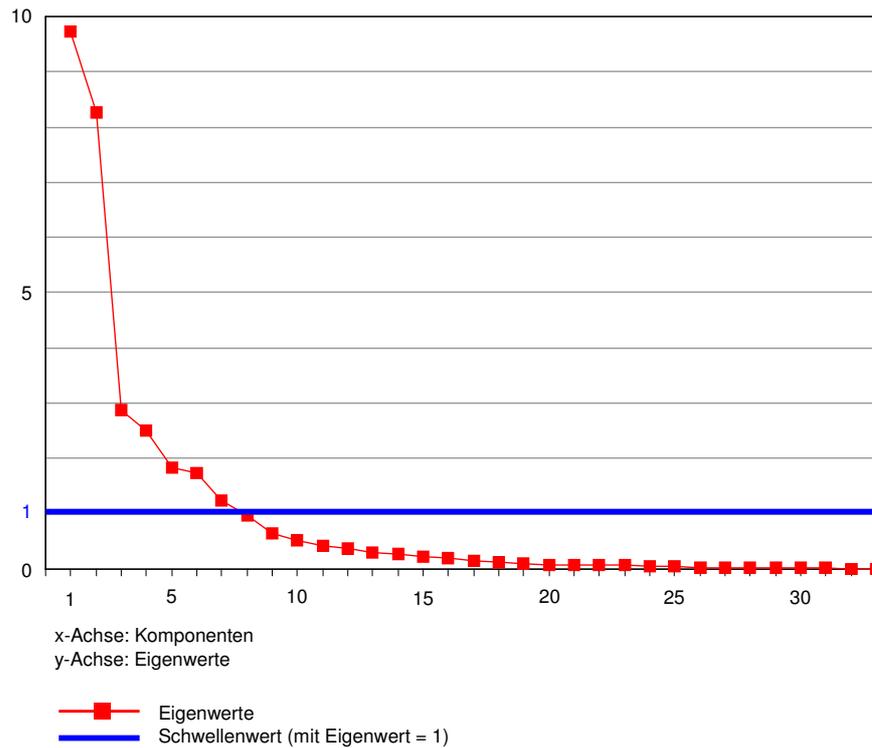


Abb. 6-16: Screeplot der Komponentenextraktion bei *PCA I*.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die abschließende Lösung der Komponentenextraktion ergab Kommunalitäten, die durchgehend sehr nahe beim Wert 1,0 liegen (vgl. Abb. 6-17). Dies kann als weiteres Indiz dafür gewertet werden, dass durch die 7 extrahierten Komponenten fast die gesamte Varianz der 33 Variablen hinreichend erklärt wird.

Auch die Residuen deuten darauf hin, dass die betrachteten Komponenten gut geeignet sind, die beobachteten Variablen zu beschreiben (es liegen nur 13% nicht redundante Residuen mit absoluten Werten $> 0,05$ vor).

Durch die orthogonale *Varimax*-Rotation der Hauptkomponentenladungsmatrix konnte die eigentliche Interpretation realisiert werden (vgl. Abb. 6-18).

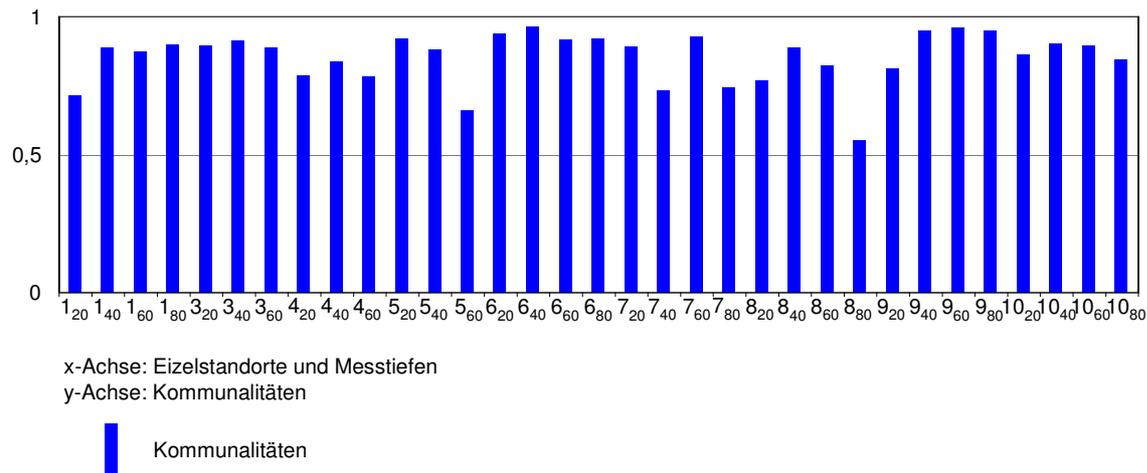


Abb. 6-17: Kommunalitäten nach der Komponentenextraktion für verschiedene Standorte und Bodentiefen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die rotierte Ladungsmatrix zeigt sehr deutlich, dass überwiegend die Tensionswerte der gleichen Standorte auf dieselben Komponenten dominant laden. So laden die Werte der Standorte ST1 und ST7 vollständig auf die erste, ST8 vollständig auf die zweite, ST4 und ST9 vollständig auf die dritte und ST3 vollständig auf die 4. Hauptkomponente.

Es ergibt sich damit eine Dimensionsreduktion der 33 Ausgangsvariablen auf 7 Hauptkomponenten, wobei die räumliche Zuordnung dieser Saugspannungstypen (horizontal wie auch vertikal) weitgehend mit der standörtlichen Differenzierung der Ausgangsvariablen übereinstimmt. Insofern erhält man durch diesen Schritt der Hauptkomponentenverdichtung noch keine wirkliche Dimensionsreduktion. Zudem bietet diese erste Berechnungsvariante (*PCA I*) vor dem Hintergrund der Ergebnisse aus den Kreuzkorrelationsrechnungen in Abschnitt 6.2.2.3 keine ausreichende Interpretationsbasis. Die berechneten *time-lags* führen mutmaßlich zu einer nicht unerheblichen Verzerrung der Hauptkomponentenmatrix (*white noise*).

Um den Einfluss dieses *time-lag*-bedingten Rauschens aus der Hauptkomponentenanalyse herauszuhalten und eine klarere Differenzierung zu gewährleisten, wurden in einer zweiten Berechnungsvariante (*PCA II*) vier separate 9 x 9-Matrizen aufgestellt, welche jeweils ausschließlich die Saugspannungswerte gleicher Messtiefen enthalten. Die initiale Überprüfung (s.o.) erbrachte auch hier eine Erfüllung aller relevanten Kriterien.

varimaxrotierte Hauptkomponentenmatrix

	HK1	HK2	HK3	HK4	HK5	HK6	HK7
ST1 ₂₀	0,714						
ST1 ₄₀	0,814						
ST1 ₆₀	0,805						
ST1 ₈₀	0,639						
ST3 ₂₀				0,899			
ST3 ₄₀				0,893			
ST3 ₆₀				0,884			
ST4 ₂₀			0,740				
ST4 ₄₀			0,614				
ST4 ₆₀			0,520				
ST5 ₂₀							0,939
ST5 ₄₀							0,788
ST5 ₆₀						0,755	
ST6 ₂₀		0,834					
ST6 ₄₀		0,879					
ST6 ₆₀	0,653						
ST6 ₈₀	0,721						
ST7 ₂₀	0,743						
ST7 ₄₀	0,735						
ST7 ₆₀	0,863						
ST7 ₈₀	0,764						
ST8 ₂₀		0,797					
ST8 ₄₀		0,863					
ST8 ₆₀		0,871					
ST8 ₈₀		0,627					
ST9 ₂₀			0,813				
ST9 ₄₀			0,792				
ST9 ₆₀			0,731				
ST9 ₈₀			0,714				
ST10 ₂₀					0,886		
ST10 ₄₀					0,753		
ST10 ₆₀	0,870						
ST10 ₈₀	0,835						

Abb. 6-18: Ladungsmatrix der Hauptkomponenten *HK1* bis *HK7* (nur maximale Ladungen) nach *Varimax*-Rotation für verschiedene Standorte und Bodentiefen. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Berechnung der *KMO*-Werte ergab durchweg Werte über 0,5. Auch die berechneten *MSA*-Werte und Kommunalitäten sprechen für die *PCA*-Eignung (vgl. Abb. 6-19 und Abb. 6-21). Die Extraktion der Hauptkomponenten brachte drei bzw. vier Komponenten mit Eigenwerten > 1,0 hervor (vgl. Screeplots in Abb. 6-20), die in dieser Anfangslösung bereits den Großteil ihrer jeweiligen Gesamtvarianz erklären.

Die abschließende Lösung der Komponentenextraktion zeigt Kommunalitäten, die überwiegend über 0,5 liegen (vgl. Abb. 6-21), was auf einen hohen Erklärungsanteil der Einzelkomponenten hinweist.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

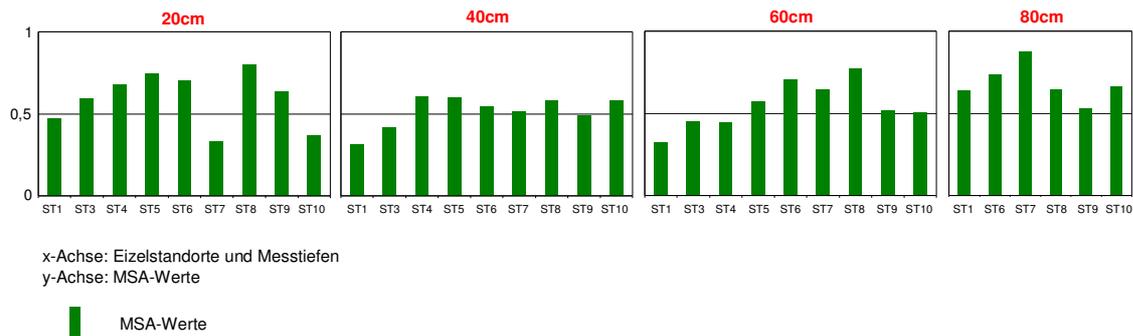


Abb. 6-19: MSA-Werte aus der Hauptdiagonalen der *AIM* für verschiedene Standorte und Bodentiefen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

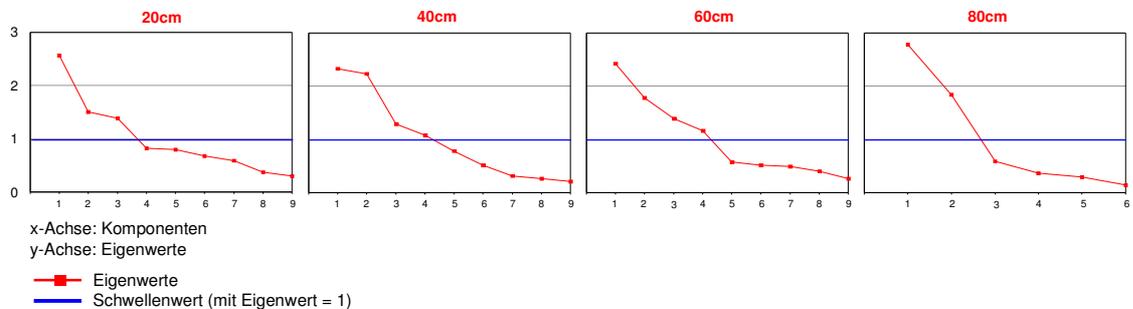


Abb. 6-20: Screeplots der Komponentenextraktionen für verschiedene Standorte und Bodentiefen bei *PCA II*.
(Quelle: nach eigenen Daten)

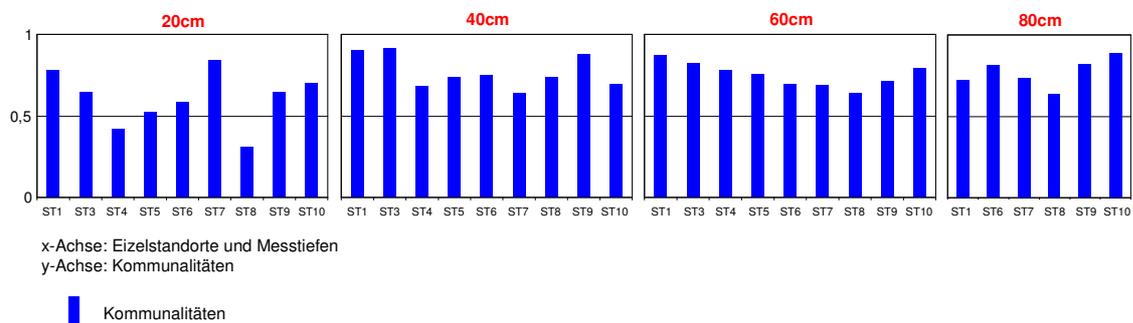


Abb. 6-21: Kommunalitäten nach den Komponentenextraktionen für verschiedene Standorte und Bodentiefen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Nach erfolgter *Varimax*-Rotation der Hauptkomponentenladungsmatrizen, ergeben sich folgende Ladungsverteilungen auf die extrahierten Hauptkomponenten (vgl. Abb. 6-22):

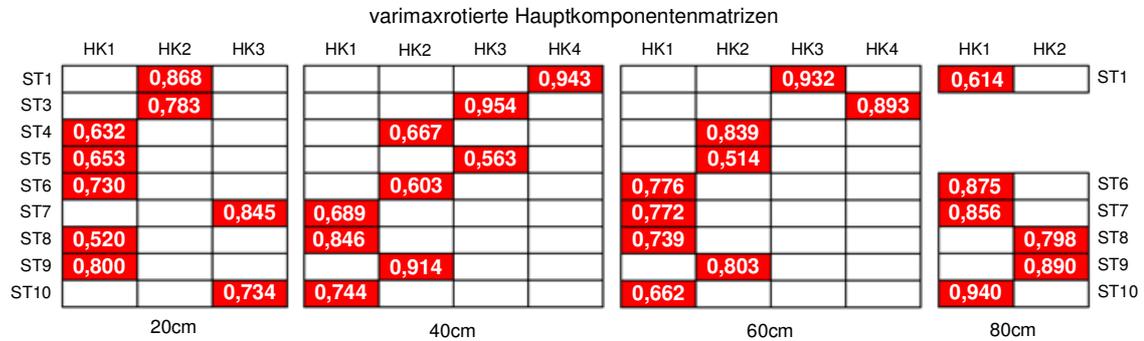


Abb. 6-22: Ladungsmatrizen der Hauptkomponenten *HK* (nur maximale Ladungen) nach *Varimax*-Rotation.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Es muss darauf hingewiesen werden, dass die Betrachtung hier nur innerhalb der jeweils gruppierten Messtiefen erfolgen darf, so dass sich im Gesamtbild naturgemäß eine (im Vergleich zu den Ergebnissen von *PCA I*) deutlich heterogonere Ladungsverteilung ergibt. Die Ähnlichkeiten zwischen verschiedenen Standorten, welche aus der varimaxrotierten Hauptkomponentenmatrize nach *PCA I* zu erkennen sind (vgl. Abb. 6-18), lassen sich nicht übertragen. Lediglich ST4 und ST9 weisen noch eine zueinander deckungsgleiche Ladungsverteilung auf. Zudem bleibt unklar, inwieweit die einzelnen Hauptkomponenten zwischen den jeweiligen Ladungsmatrizen einander inhaltlich entsprechen. Die Annahme, dass vor allem die Bodenarten wesentliche Informationsträger sind, liegt zwar aufgrund der bisherigen Untersuchungsergebnisse sehr nahe (vgl. Abschnitt 5.2.3). Setzt man jedoch für die einzelnen Tiefengruppen die jeweiligen Bodenarten, welche im Rahmen der Korngrößenanalysen bestimmt wurden (vgl. Abschnitt 5.2.1), in die Matrizen ein, dann stellen sich die Ergebnisse recht widersprüchlich dar (vgl. Abb. 6-23). Einerseits treten völlig verschiedene Bodenarten in gleichen Hauptkomponenten zusammen. Andererseits verteilen sich gleiche und ähnliche Bodenarten innerhalb des Komponentenspektrums einer Tiefenlage sehr heterogen. Dies wird beispielsweise bei der Betrachtung der 20 cm-Tiefenlage sehr deutlich, wo sich die lehmig-sandigen Substrate über alle drei Hauptkomponenten

verteilen. Gleiches gilt für die schluffigen Substrate in dieser sowie auch in den anderen Tiefengruppen.

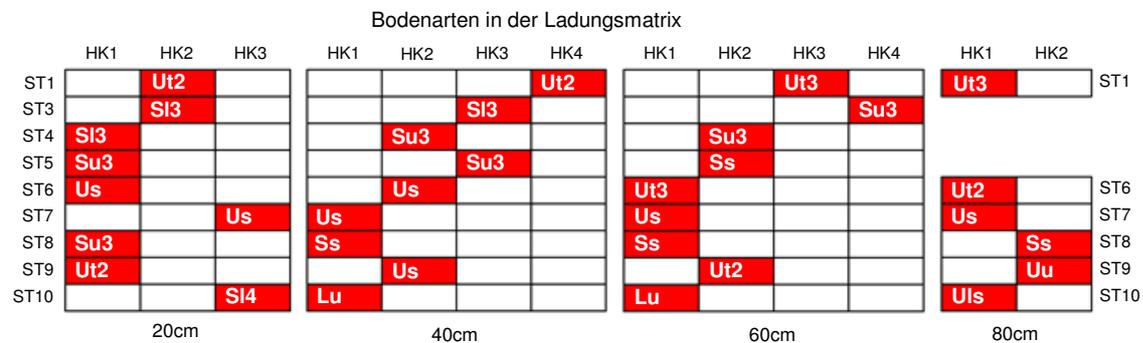


Abb. 6-23: Bodenarten als Substitute der maximalen Ladungen (vgl. hierzu Abb. 6-22).
(Quelle: nach eigenen Daten)

Somit können die horizontisierten Korngrößenzusammensetzungen nicht ohne Weiteres als erklärende Hauptkomponenten herangezogen werden.

Damit wird weder durch *PCA I* noch *PCA II* eine wirklich interpretationsfähige Informationsverdichtung erreicht. Im ersten Schritt (*PCA I*) verhindern die vorhandenen *time-lags* mutmaßlich eine klare Differenzierung, so dass sich die Information auf nicht weniger als 7 Hauptkomponenten verdichten lässt. Der zweite Schritt (*PCA II*) wird zwar der *time-lag*-Problematik gerecht, entzieht sich aber aufgrund der tiefenspezifischen Differenzierung einer ganzheitlichen und damit einer naturnahen Standortbetrachtung.

Deshalb wurden in einem dritten Schritt (*PCA III*) die Ausgangsvariablen durch eine aufwändige Transformation in der Weise modifiziert, dass sich jede Einzelvariable aus den fortlaufenden Saugspannungswerten aller Tiefen und aller drei Beobachtungsjahre zusammensetzt (20 cm 2003-2005, 40 cm 2003-2005, 60 cm 2003-2005, 80 cm [2003]-2005). Jede Einzelvariable repräsentiert damit unter Ausschluss von *time-lags* ihren eigenen Standortcharakter. Auf dieser Variablenbasis konnte eine initiale 9 x 9-Korrelationsmatrix erzeugt und geprüft werden. In den Abbildungen 6-24, 6-25 und 6-26 sind die Werte der Randkriterien, welche analog zu *PCA I* und *PCA II* ermittelt wurden, sowie die Anzahl der berechneten Hauptkomponenten der Anfangslösung dargestellt. Die Erzeugung der *AIM* ergab einen *KMO*-Wert von 0,593.

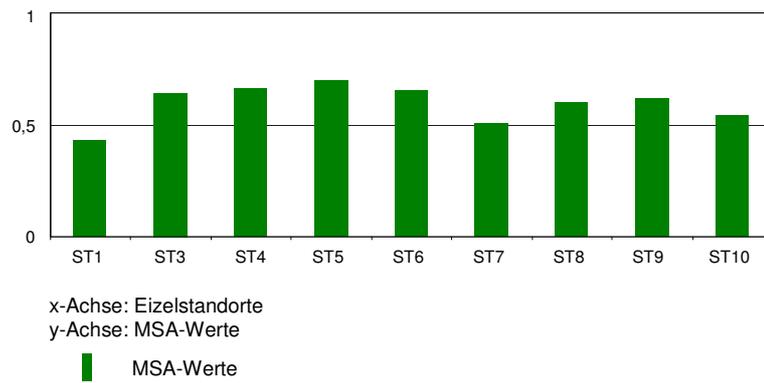


Abb. 6-24: MSA-Werte aus der Hauptdiagonalen der *AIM* für verschiedene Standorte. (Quelle: nach eigenen Daten)

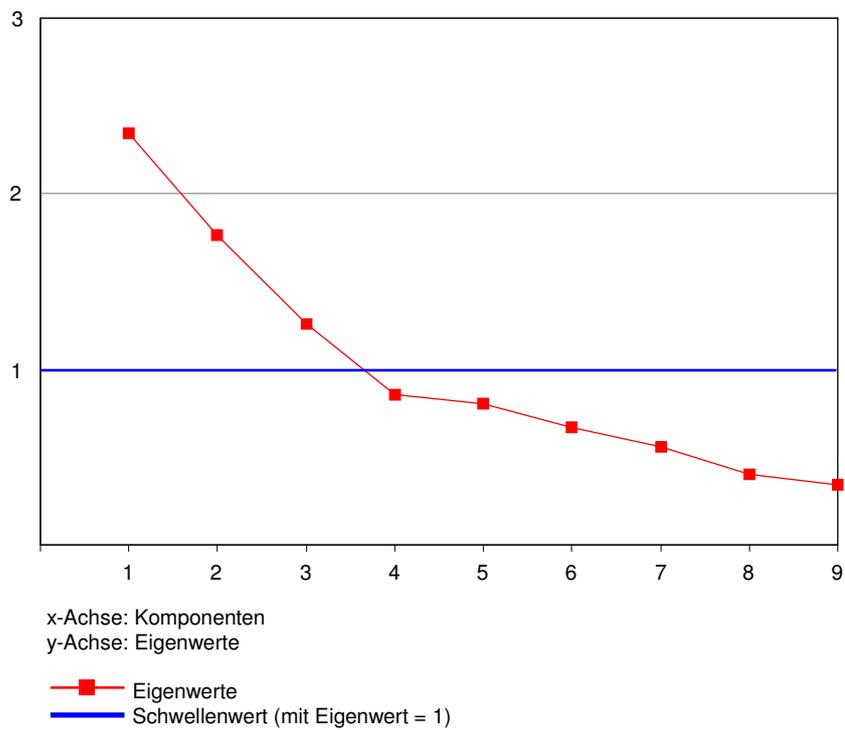


Abb. 6-25: Screeplot der Komponentenextraktion bei *PCA III*. (Quelle: nach eigenen Daten)

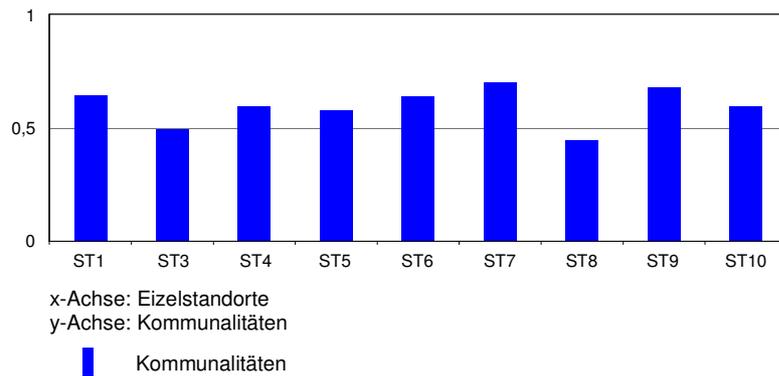


Abb. 6-26: Kommunalitäten nach der Komponentenextraktion für verschiedene Standorte. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die *Varimax*-Rotation liefert eine 3-Komponentenmatrix (Abb. 6-27). Die Gesamtinformation aller Standorte und Messtiefen verdichtet sich somit zu nur noch drei Hauptkomponenten. Hierbei laden die Standorte ST6, ST7, ST8 und ST10 am stärksten auf die erste, ST4, ST5 und ST9 auf die zweite und ST1 und ST3 auf die dritte Hauptkomponente.

varimaxrotierte Hauptkomponentenmatrix

	HK1	HK2	HK3
ST1			0,797
ST3			0,695
ST4		0,751	
ST5		0,550	
ST6	0,573		
ST7	0,752		
ST8	0,656		
ST9		0,813	
ST10	0,746		

Abb. 6-27: Ladungsmatrix der Hauptkomponenten *HK1* bis *HK3* (nur maximale Ladungen) nach *Varimax*-Rotation. (Quelle: nach eigenen Daten)

Es fällt auf, dass die dominanten Ladungsgeber der ersten Hauptkomponente allesamt grundwassernahe Standorte sind (vgl. Abschnitt 5.2.9), während alle grundwasserfernen Standorte ihre dominanten Ladungen auf die beiden verbleibenden Hauptkomponenten verteilen. Die inhaltliche Interpretation von Hauptkomponente 2 und Hauptkomponente

3 muss sich damit vorerst auf die Grundwasserferne beschränken, wobei sich die einheitliche Ladungsdominanz der Standorte ST4, ST5 und ST9 bereits in den varimaxrotierten Ladungsmatrizen der *PCA* II durchzeichnete (vgl. Abb. 6-23).

Ausgehend von diesen Erkenntnissen ist es deshalb von Interesse, inwieweit das nach *PCA* III berechnete Matrixmuster einer zeitlichen Veränderungsdynamik unterworfen ist. Hierzu wurden verschiedene Zeitabschnitte isoliert voneinander betrachtet. Um einer phänologischen Begründung gerecht zu werden erfolgte eine Einteilung in vier gleichlange Zeitabschnitte:

A: April/Mai (2003-2005)

B: Juni/Juli (2003-2005)

C: August/September (2003-2005)

D: Oktober/November (2003-2005)

Die Variablen wurden dabei wieder nach dem bereits beschriebenen Prinzip von *PCA* III transformiert. Die Überprüfung der zu erfüllenden Kriterien (hier nicht graphisch dargestellt) ergab eine Eignung aller transformierten Stichproben für die Durchführung einer *PCA*. Die Extraktion der Hauptkomponenten und die *Varimax*-Rotation der jeweiligen Ladungsmatrizen ergab dabei folgende Ladungsmuster (vgl. Abb. 6-28):

	A			B				C			D		
	HK1	HK2	HK3	HK1	HK2	HK3	HK4	HK1	HK2	HK3	HK1	HK2	HK3
ST1		0,824					0,713		0,890		0,800		
ST3		0,868				0,767			0,837			0,796	
ST4	0,689				0,621			0,611				0,803	
ST5			-0,823				0,841		0,585			0,954	
ST6	0,824					0,590				0,813	0,947		
ST7			0,600	0,897				-0,824			0,878		
ST8		0,778				0,724		-0,472			0,663		
ST9	0,802				0,850			0,842					0,704
ST10	0,798			0,909						0,717			0,842

Abb. 6-28: Ladungsmatrix der Hauptkomponenten *HK* (nur maximale Ladungen) nach *Varimax*-Rotation.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Es zeigt sich, dass jeder Einzelstandort innerhalb eines Messjahres verschiedene Saugspannungstypen repräsentiert. Berücksichtigt man die räumliche Lage der Einzelstandorte zueinander (vgl. Abschnitt 4.4), so bildet sich dieses horizontale Verteilungsmuster am deutlichsten in Matrix D ab (vgl. Abb. 6-28). Die Untersuchungsgebiete Untervinschgau (ST1, ST3, ST4, ST5, ST8) und Mittleres Etschtal (ST6, ST7, ST9, ST10) laden hier jeweils auf nur 2 Hauptkomponenten und damit wesentlich homogener als in den Matrizen A bis C. Dies kann damit zusammenhängen, dass im Zeitabschnitt D (Oktober/November) üblicherweise eine deutlich reduzierte Bewässerung praktiziert wird und sich die natürlichen Witterungsverhältnisse stärker auf die Saugspannungsverhältnisse der einzelnen Standorte innerhalb einer größeren Raumeinheit auswirken können als unter Bewässerungseinfluss.

Insgesamt sind die potentiellen Einflussparameter sehr vielschichtig und die Hauptkomponenten aller Matrizen inhaltlich nicht mit hinreichender Sicherheit vollständig zu erklären. Jedoch liefert die zeitlich undifferenzierte Matrix nach PCA III (vgl. Abb. 6-27) eine inhaltlich plausible Informationsverdichtung. Das bedeutet, dass diesen Ergebnissen nach der Einfluss der Grundwassernähe eine maßgebende Rolle hinsichtlich der Standorttypisierung spielen muss.

6.2.4 Ergebnisse der multiplen Regressionsrechnungen

Auf Basis der erhobenen Daten konnten regressive Ansätze zur Erklärung der Saugspannungsvariabilitäten verfolgt werden. Hierzu wurden standort- und tiefenspezifisch in einer initialen Vorstufe multiple lineare Regressionsmodelle (*OLS*-Prinzip; *ordinary least squares*) im schrittweisen Verfahren aufgestellt (vgl. Abschnitt 6.1.4), um deren Güte und die eventuelle Notwendigkeit weiterführender nicht-linearer Ansätze beurteilen zu können. Zur sachlogischen Optimierung der Modellbildung mussten die Prädiktoren nach einer entsprechenden Transformation gemäß den in Abschnitt 6.2.2.3 berechneten *time-lags* direkt in die Regressionsrechnungen aufgenommen werden.

In den Tabellen A I-1 bis A I-33 (siehe Anhang I) sind die Ergebnisse dieser initialen multiplen *OLS*-Regressionsrechnungen zusammengestellt. Dabei werden neben dem korrigierten Bestimmtheitsmaß R^2 , der Konstante, sowie den Regressions- und den

standardisierten *Beta*-Koeffizienten auch die notwendigen Kennwerte zur Prüfung der Kollinearität angegeben.

Diese Regressionsrechnungen erklären die Varianzen der Saugspannungen zwar partiell in ausreichendem Maße. Allerdings weisen die Regressionskoeffizienten der einzelnen Modellansätze teilweise unplausible Vorzeichen auf, welche den sachlogischen Überlegungen widersprechen. Blieben diese Vorzeichen im Rahmen der weiterführenden und zu modifizierenden Modellrechnungen im Widerspruch zu den Plausibilitätsüberlegungen bestehen, dann mussten sie konsequent aus den jeweiligen Regressionsansätzen herausgenommen werden (vgl. hierzu Abschnitt 6.2.2.3).

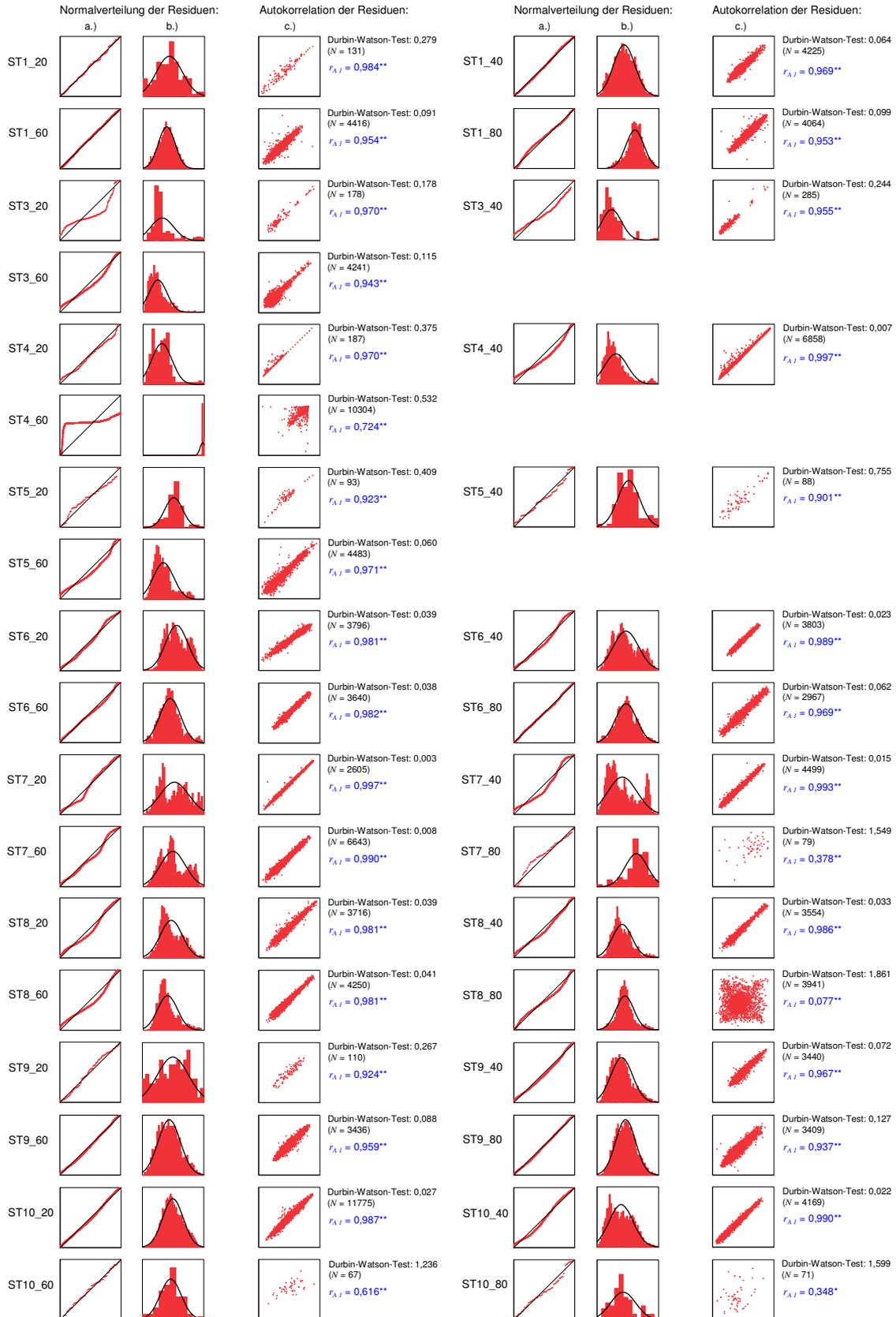
Die Analyse der Ergebnisse und vor allem der Residuen (vgl. Tabellen A I-1 bis A I-33 in Anhang I und Abb. 6-29) zeigt, dass gegen zwei wesentliche Modellvoraussetzungen verstoßen wird. Zum einen sind für einige der initialen Regressionsmodelle (Multi-)Kollinearitäten nachweisbar. Zum anderen weisen nahezu alle Residuen deutliche Autokorrelationen auf und erfüllen damit nicht das Unabhängigkeitskriterium.

Die (Multi-)Kollinearitätsverstöße dürfen vernachlässigt werden, wenn man bedenkt, dass das gewählte Verfahren einer schrittweisen Regression automatisch darauf achtet, eventuelle (Multi-)Kollinearitäten möglichst schwach zu halten (vgl. BAHRENBERG et al. 2003). Zudem erbrachten die Versuche, diesen Interkorrelationen durch den Einsatz *P*-modaler Hauptkomponenten wirksam zu begegnen (vgl. Abschnitt 6.2.3), keine Modellverbesserungen mit sich.

Ein ernstzunehmendes Problem stellen jedoch die vorhandenen Autokorrelationen der Residuen dar, weil sie eine optimale Modellbildung durch die Verzerrung relevanter Parameter der Regressionsschätzungen erheblich einschränken. Das Vorhandensein der hohen Residuenautokorrelationen kann mehrere Ursachen haben, denen entsprechend gezielt begegnet werden muss (vgl. bspw. FÖRSTER & RÖNZ 1979; URBAN & MAYERL 2006). Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen scheint neben dem typischen Zeitreihencharakter der Prädiktoren die hohe zeitliche Auflösung der Daten eine wesentliche Rolle zu spielen, welche mutmaßlich auch die als hoch diagnostizierte Autokorrelation der Zielvariablen in Abschnitt 6.2.2.2 begründet.

Diesem Sachverhalt musste durch nachträgliche Aggregierungsversuche sowie entsprechende Transformationen begegnet werden, die jedoch stets mit einem nicht unerheblichen Informationsverlust verbunden sind.

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung



a.) P-P-Plot der standardisierten Residuen: x-Achse = beobachtete kum. Wahrscheinlichkeiten
y-Achse = erwartete kum. Wahrscheinlichkeiten

b.) Histogramme der standardisierten Residuen: x-Achse = standardisierte Residuen
y-Achse = Häufigkeit

c.) Scatterplots der standardisierten Residuen: x-Achse = standardisierte Residuen
y-Achse = standardisierte Residuen (lag 1)

zu Abb. 6-29: (vorherige Seite) Ergebnisse der Residuenprüfung auf Normalverteilung (a + b) und Autokorrelation (c). Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung (r_{A-1}) signifikant für $\alpha = 0.05$ (*) bzw. $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Im allgemeinen erfordert das Vorhandensein autokorrelierter Residuen entsprechende Neuspezifikationen der Modellansätze, indem zusätzlich neue Variablen aufgenommen werden, welche dann (ähnlich der *PACF*) eine Kontrollfunktion übernehmen. Dieses Verfahren war jedoch aufgrund fehlender Zusatzvariablen nicht realisierbar.

Auch der Versuch, die gemessenen Zeitreihendaten auf einer anderen Zeitskala zu aggregieren, indem von der stündlichen Auflösung auf eine *6h*-Zeitäquidistanz erweitert wird, brachte keine wesentliche Verbesserung der Modellansätze mit sich.

Selbst durch Regressionsrechnungen, in welchen die ursprünglichen Variablen durch die hochpassgefilterten Werte substituiert wurden, konnten die Autokorrelationsproblematiken kaum und wenn, dann nur unter signifikanten Verschlechterungen der Modellergebnisse (v.a. Bestimmtheitsmaße) reduziert werden.

Da somit weder durch eine Neuspezifikation der Regressionsmodelle, noch durch verschiedene Aggregierungs- und Transformationsversuche brauchbare Modellverbesserungen erreicht werden konnten, wurde eine von URBAN & MAYERL (2006) empfohlene Transformations-Methode eingesetzt. Diese Methode verwendet die bereits berechneten Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung r_{A-1} der Residuen (vgl. Abb. 6-29), um die Ausgangsvariablen V_t so in neue Variablen V_{neu} zu transformieren (vgl. Gl. 6-28), dass die Autokorrelationseffekte nicht mehr auftreten, beziehungsweise deutlich reduziert werden (vgl. URBAN & MAYERL 2006). Dieses Transformationsverfahren ist dabei sowohl auf die abhängige Variable wie auch auf die Prädiktoren anzuwenden.

$$V_{neu} = V_t - r_{A-1} \cdot V_{t-1} \quad \text{[Gl. 6-28]}$$

mit:

V_{neu} = transformierte Variable

V_t = Ausgangsvariable

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

$r_{A,1}$ = Autokorrelationskoeffizient erster Ordnung

V_{t-1} = um eine Zeiteinheit vorangegangener Variablenwert (*time-lag*: -1h)

Diese Methodik führt (wie jede Datentransformation) in der Regel zu einer deutlichen Veränderung in den Varianzen im Vergleich zu den initialen Berechnungen. Allerdings müssen den ersten Regressionsschätzungen autokorrelationsbedingte Fehler unterstellt werden, die zu einer unrealistischen Adäquanz von Modell und gemessenen Daten geführt haben. Insofern kann eine prinzipielle Verbesserung hinsichtlich der "Modellwahrheit" angenommen werden.

Durch die beschriebene Variablentransformation wurde weitgehend eine Reduzierung in den hohen Residuenautokorrelationen und damit insgesamt eine deutliche Entzerrung der Modellansätze erreicht (vgl. Abb. 6-30).

Diese Transformation der Variablen erbrachte allerdings eine drastische Reduktion der erklärten Varianzanteile. Das heißt, für die Zielvariable "Saugspannung" konnten nur noch relativ niedrige Bestimmtheitsmaße erreicht werden (vgl. Tab. 6-5). So ergeben sich lediglich für die Zeitreihen von ST7_20 und ST9_20 nennenswerte Bestimmtheitsmaße von $R^2 = 0,694$ bzw. $R^2 = 0,797$ (vgl. Tab. 6-5). Alle übrigen Bestimmtheitsmaße liegen nur im Bereich zwischen $R^2 = 0,003$ (ST1_40) und $R^2 = 0,303$ (ST6_60).

Damit zeigt sich, dass durch die Anwendung dieser Transformations-Methode zwar eine hochwirksame Beseitigung der autokorrelierten Residuen erreicht werden konnte, aber diese transformationsbasierten linearen Regressionsansätze nicht ausreichen, um akzeptable Ergebnisse zu erhalten.

Da sich in allen Modellen die Autokorrelation der Residuen im DURBIN-WATSON-Test als signifikant erwiesen hat und eine transformationsbedingte Eliminierung dieser Autokorrelationen in den Residuen nur unter einer nicht vertretbaren Verschlechterung der Modellansätze erreicht werden konnte (vgl. Tab. 6-5), wurden in einem weiteren Schritt alle Modelle um ihren jeweiligen autoregressiven Fehlerprozess k -ter Ordnung erweitert.

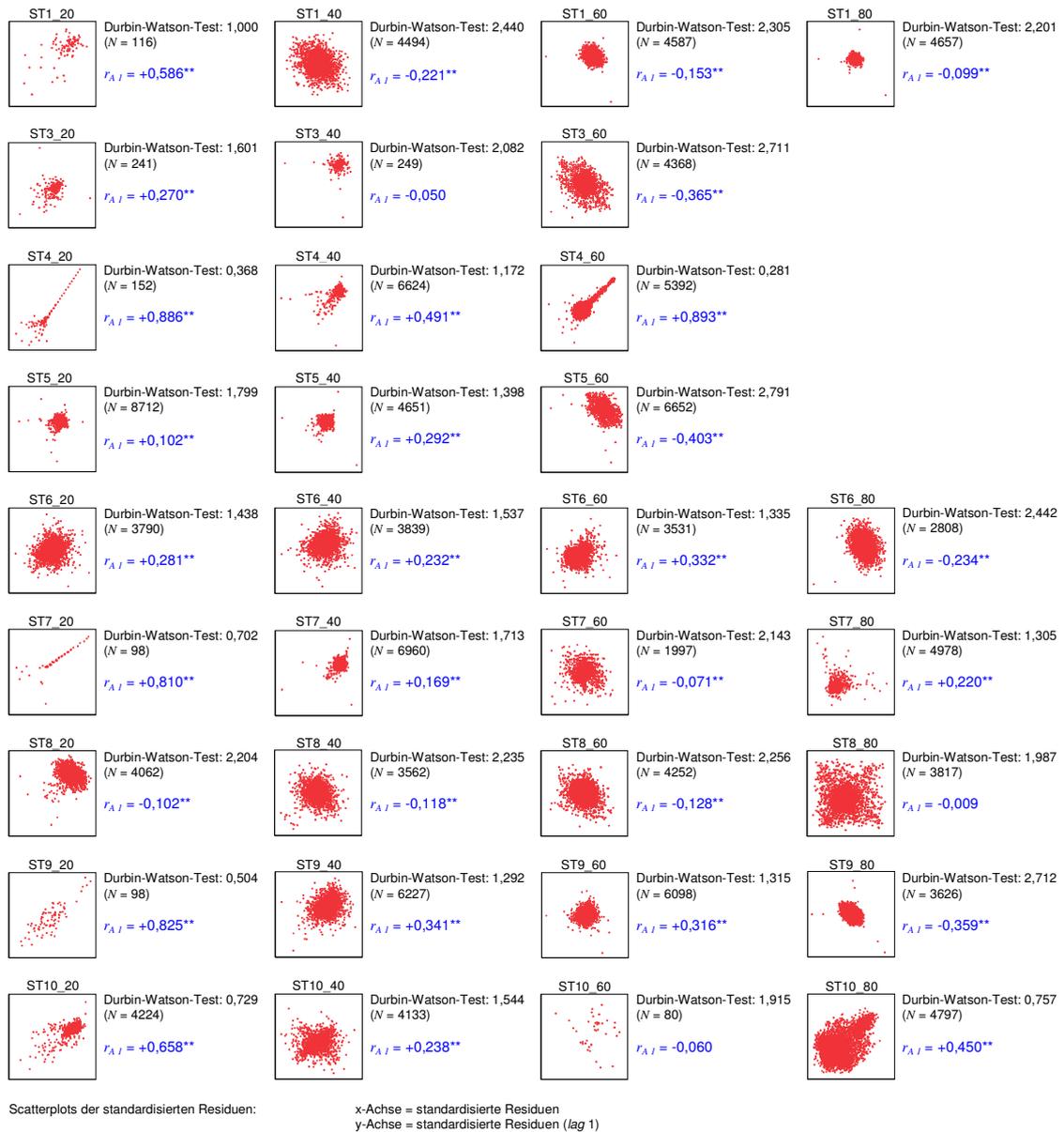


Abb. 6-30: Überprüfung der Residuen auf Autokorrelation nach erfolgter Variablentransformation. Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung (r_{A_j}) signifikant $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test.
 (Quelle: nach eigenen Daten)

6. Statistisch-mathematische Einflussquantifizierung

Tab. 6-5: Bestimmtheitsmaße nach erfolgter Datentransformation.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Messpunkt	R^2 (adj.)						
ST1_20	0,124	ST1_40	0,003	ST1_60	0,008	ST1_80	0,006
ST3_20	0,175	ST3_40	0,189	ST3_60	0,004		
ST4_20	0,087	ST4_40	0,020	ST4_60	0,088		
ST5_20	0,016	ST5_40	0,026	ST5_60	0,010		
ST6_20	0,088	ST6_40	0,105	ST6_60	0,303	ST6_80	0,059
ST7_20	0,694	ST7_40	0,025	ST7_60	0,140	ST7_80	0,207
ST8_20	0,028	ST8_40	0,019	ST8_60	0,022	ST8_80	0,205
ST9_20	0,797	ST9_40	0,103	ST9_60	0,197	ST9_80	0,034
ST10_20	0,055	ST10_40	0,120	ST10_60	0,300	ST10_80	0,116

Autoregressive Verfahren bilden bei der regressionstatistischen Analyse von Zeitreihen insbesondere dann eine sinnvolle Alternative, wenn die Residuen in hohem Maße autokorreliert sind (vgl. BÜHL & ZÖFEL 2002; BALTES-GÖTZ 2006). Dieses regressionsanalytische Verfahren berücksichtigt dabei die Besonderheiten von autokorrelierten Zeitreihendaten, welche sich im Rahmen der vorangegangenen Regressionsansätze als problematisch erwiesen haben. Um die Ordnung k der einzelnen AR -Modelle ($AR(k)$ -Prozesse) festlegen zu können, wurden für die Residuen aller OLS -Modelle die partiellen Autokorrelationsfunktionen ($PACF$) berechnet (vgl. Tab. 6-6).

Tab. 6-6: Ordnungen in den standort- und tiefenspezifisch berechneten partiellen Autokorrelationsfunktionen ($PACF$) der OLS -Residuen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

	k		k		k		k
ST1_20	2	ST1_40	11	ST1_60	10	ST1_80	8
ST3_20	1	ST3_40	1	ST3_60	6		
ST4_20	1	ST4_40	5	ST4_60	2		
ST5_20	1	ST5_40	1	ST5_60	7		
ST6_20	7	ST6_40	1	ST6_60	3	ST6_80	7
ST7_20	8	ST7_40	7	ST7_60	10	ST7_80	1
ST8_20	3	ST8_40	4	ST8_60	4	ST8_80	4
ST9_20	1	ST9_40	3	ST9_60	4	ST9_80	9
ST10_20	4	ST10_40	4	ST10_60	1	ST10_80	1

Auf Basis dieser Ordnungen in den jeweiligen *PACF* der *OLS*-Residuen wurden die *AR(k)*-Modelle berechnet und anschließend einer Modellprüfung unterzogen. Zum einen wurde die Modellgültigkeit geprüft, indem die Residuen auf verbliebene Autokorrelationen hin untersucht wurden. Zum anderen wurde die Anpassungsgüte der *AR(k)*-Modelle überprüft, indem die Standardabweichungen *S* der *OLS*-Residuen mit den Residuen der *AR(k)*-Modelle verglichen wurden. Ein direkter Vergleich über die Bestimmtheitsmaße R^2 zur Überprüfung der Anpassungsgüte ist bei der Berechnung von *AR(k)*-Modellen in der Regel nicht möglich, da R^2 von den verwendeten Programmpaketen hierzu nicht ausgegeben wird. Tabelle 6-7 zeigt die Standardabweichungen *S* der *OLS*-Residuen im Vergleich mit den Standardabweichungen der *AR(k)*-Residuen.

Damit zeigt sich, dass durch den autoregressiven Ansatz größtenteils eine deutliche Verbesserung der *OLS*-Modellansätze und eine weitere Reduktion in den Autokorrelationen der Residuen erreicht werden kann. Allerdings sind bei diesem Ansatz gewisse Einschränkungen zu berücksichtigen. Vor allem hinsichtlich der intendierten Saugspannungsprädiktion erscheinen die *OLS*-Ansätze plausibler, da in die *AR(k)*-Ansätze stets die zurückliegenden Werte der Zielgrößen mit einbezogen werden. Zudem basieren die *AR(k)*-Ansätze auf den Ergebnissen der *OLS*-Ansätze, welche nur partiell eine annähernd hinreichende Erklärung der Saugspannungsvarianzen lieferte (s.o.). Insofern wurden die autoregressiven Ansätze nicht weiter verfolgt und die eigentliche Ableitung der standort- und tiefenspezifischen Transfergleichungen *TFG* (siehe Gleichungen A II-1 bis A II-33 in Anhang II) erfolgte unter Akzeptanz der nur mäßig erfüllten Modellbedingungen bewusst auf Basis der *OLS*-Ansätze (siehe Tabellen A I-1 bis A I-33 in Anhang I).

Tabelle 6-8 zeigt die erklärten Anteile an den Gesamtvarianzen der Saugspannungen in Bezug auf die in den Tabellen A I-1 bis A I-33 (siehe Anhang I) berechneten Bestimmtheitsmaße (R^2) und die daraus abgeleiteten Transfergleichungen (siehe Gleichungen A II-1 bis A II-33 in Anhang II).

Tab. 6-7: Vergleich der Standardabweichungen der *OLS*-Residuen mit den Standardabweichungen der *AR(k)*-Residuen unter Angabe der Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A,1}$) in den *AR(k)*-Residuen. Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung ($r_{A,1}$) signifikant für $\alpha = 0.05$ (*) bzw. $\alpha = 0.01$ (**) bei zweiseitigem Test. (Quelle: nach eigenen Daten)

Standort	<i>S</i> (<i>OLS</i>)	<i>S</i> (<i>AR(k)</i>)	$r_{A,1}$
ST1_20	108,94	39,85	-0,014
ST1_40	66,95	13,72	-0,003
ST1_60	55,27	11,01	+0,001
ST1_80	46,98	9,16	+0,013
ST3_20	131,05	46,75	+0,316**
ST3_40	89,56	30,28	+0,067
ST3_60	38,97	11,05	-0,012
ST4_20	323,29	125,93	+0,372*
ST4_40	155,60	15,80	-0,002
ST4_60	1606,13	74,72	+0,115
ST5_20	72,57	26,80	+0,230
ST5_40	71,94	42,52	+0,087
ST5_60	43,96	8,10	-0,011
ST6_20	107,91	10,93	-0,010
ST6_40	151,88	8,66	+0,148**
ST6_60	97,82	7,73	-0,018
ST6_80	79,11	9,19	-0,005
ST7_20	177,54	29,51	+0,103
ST7_40	224,90	18,12	-0,028
ST7_60	170,30	8,80	-0,014
ST7_80	24,36	17,98	+0,049
ST8_20	93,35	15,13	-0,007
ST8_40	133,38	13,88	-0,010
ST8_60	112,32	12,10	+0,009
ST8_80	10,03	10,47	-0,002
ST9_20	120,43	53,98	+0,152
ST9_40	87,93	9,41	-0,011
ST9_60	73,01	8,63	-0,004
ST9_80	63,96	15,02	-0,005
ST10_20	268,89	130,32	+0,229
ST10_40	163,28	10,39	+0,013
ST10_60	19,39	14,60	+0,236
ST10_80	18,08	16,48	-0,043

Tab. 6-8: Zusammenstellung der durch die standort- und tiefenspezifischen Transfergleichungen erklärten Anteile der Saugspannungsvarianzen.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Standort	Messtiefe	Transfergleichung	erklärter Anteil der Saugspannungsvarianz	
ST1	20 cm	Gl. A II-1	24,9 %	14,3 % (ST1 gesamt)
ST1	40 cm	Gl. A II-2	7,9 %	
ST1	60 cm	Gl. A II-3	11,1 %	
ST1	80 cm	Gl. A II-4	13,3 %	
ST3	20 cm	Gl. A II-5	19,4 %	8,4 % (ST3 gesamt)
ST3	40 cm	Gl. A II-6	2,4 %	
ST3	60 cm	Gl. A II-7	3,4 %	
ST4	20 cm	Gl. A II-8	21,0 %	15,7 % (ST4 gesamt)
ST4	40 cm	Gl. A II-9	12,4 %	
ST4	60 cm	Gl. A II-10	13,6 %	
ST5	20 cm	Gl. A II-11	68,3 %	42,2 % (ST5 gesamt)
ST5	40 cm	Gl. A II-12	36,6 %	
ST5	60 cm	Gl. A II-13	21,6 %	
ST6	20 cm	Gl. A II-14	55,2 %	54,2 % (ST6 gesamt)
ST6	40 cm	Gl. A II-15	41,9 %	
ST6	60 cm	Gl. A II-16	62,7 %	
ST6	80 cm	Gl. A II-17	56,9 %	
ST7	20 cm	Gl. A II-18	77,6 %	34,3 % (ST7 gesamt)
ST7	40 cm	Gl. A II-19	4,8 %	
ST7	60 cm	Gl. A II-20	40,8 %	
ST7	80 cm	Gl. A II-21	14,1 %	
ST8	20 cm	Gl. A II-22	26,2 %	32,9 % (ST8 gesamt)
ST8	40 cm	Gl. A II-23	32,0 %	
ST8	60 cm	Gl. A II-24	50,3 %	
ST8	80 cm	Gl. A II-25	23,1 %	
ST9	20 cm	Gl. A II-26	60,2 %	44,3 % (ST9 gesamt)
ST9	40 cm	Gl. A II-27	34,1 %	
ST9	60 cm	Gl. A II-28	41,6 %	
ST9	80 cm	Gl. A II-29	41,2 %	
ST10	20 cm	Gl. A II-30	11,2 %	33,0 % (ST10 gesamt)
ST10	40 cm	Gl. A II-31	17,0 %	
ST10	60 cm	Gl. A II-32	66,1 %	
ST10	80 cm	Gl. A II-33	37,7 %	

Vereinzelte Transfergleichungen erzielen vergleichsweise hohe Erklärungsanteile an der Saugspannungsvarianz (d.h. über 50%). Allerdings fällt auf, dass sich die hohen Erklärungsanteile an keinem Standort in allen zugehörigen Messtiefen durchziehen. Damit überwiegen an jedem betrachteten Standort die unerklärten Varianzanteile gegenüber den erklärten, was sich auch in den in Tabelle 6-8 angegebenen Gesamtanteilen (rote Prozentangaben) dokumentiert. Lediglich die Transfergleichungen von Standort ST6 weisen in nahezu allen Tiefen hohe Erklärungsanteile auf, so dass an diesem Standort in der Gesamtbetrachtung 54,2% der Saugspannungsvarianzen durch die erfassten Einflussgrößen erklärt werden können. Dies legt die Vermutung nahe, dass der an diesem Standort fehlende Bewässerungseinfluss (vgl. Abschnitt 5.2.5) eine Rolle für die Güte der Transfergleichungen spielen könnte. Dieser Sachverhalt wurde deshalb für alle anderen Standorte und Messtiefen überprüft, indem jeweils die Bewässerung als

unabhängige Variable aus den Regressionsrechnungen herausgenommen wurde. Dabei war jedoch vielmehr eine teils deutliche Verschlechterung der einzelnen Regressionsmodelle anstelle einer Verbesserung zu beobachten, was damit die o.g. Vermutung widerlegt.

Aufgrund der durch die berechneten Transfergleichungen (siehe Anhang II) im Gesamtbild nur sehr gering erklärten Anteile an den Saugspannungsvarianzen muss die Güte und Qualität dieser Transfermodelle für den intendierten Zweck einer Übertragung auf vergleichbare Standort- und Flächeneinheiten (vgl. Zielformulierungen in Abschnitt 2.2) als unzureichend bewertet werden. Zudem wirkt zusätzlich die verzerrende Wirkung der hohen Autokorrelation in den Residuen (s.o.) mit in diese Transfergleichungen hinein, so dass die berechneten Modelle einen zusätzlichen Qualitätsverlust enthalten.

Aus den genannten Gründen wurde darauf verzichtet, die Stationarität in den nur unzureichend ermittelten Zusammenhängen in speziellen und disjunkten Kalibrierungs- oder Verifikationsperioden zu überprüfen. Ein Gütevergleich zwischen den durch die Transfergleichungen berechneten Saugspannungen und den tatsächlich messtechnisch ermittelten erübrigte sich somit weitgehend und wurde daher nur vereinzelt und rein exemplarisch durchgeführt.

Dennoch erbringen die Transfergleichungen insofern einen Erkenntnisgewinn, weil sie die Ergebnisse der vorangegangenen Analysen stützen. Die Beta-Koeffizienten in den Tabellen A I-1 bis A I-33 (siehe Anhang I) können als die als auf den jeweiligen Wertebereich standardisierten Regressionskoeffizienten verstanden werden und geben damit die Wichtigkeit der aufgenommenen unabhängigen Variablen an. Diese Beta-Koeffizienten heben zumindest für die grundwassernahen Standorte (ST6, ST7, ST8 und ST10) in den entsprechend relevanten Bodentiefen von 60 *cm* und 80 *cm* nochmals den Einfluss des Grundwasserflurabstandes hervor, wie es bereits im Rahmen der vorangegangenen Analysen beobachtet werden konnte (vgl. Abschnitte 5.2, 6.2.2.1, 6.2.2.2, 6.2.2.3 und 6.2.3). Dagegen zeigen die oberen Bodentiefen auch hier wieder eine vorwiegende Beeinflussung durch die atmosphärischen Parameter.

Eine weiter aufgeschlüsselte Betrachtung der Beta-Koeffizienten im tiefen- und standortspezifischen Vergleich erbringt dagegen keine plausibel erklärbaren Zusammenhänge.

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

7.1 Standortbezogene Analyse und Diskussion

Die Ergebnisse der umfangreichen Datenerfassung und statistischen Auswertung erfordern eine standortbezogene Analyse in zusammenführender Form. Hierbei müssen die Ergebnisse der Messungen im Gelände und Labor (vgl. Abschnitt 5.2) im integrierenden Zusammenhang mit den Ergebnissen der statistischen Berechnungen (vgl. Abschnitt 6.2) berücksichtigt werden.

Standort ST1:

Die tensiometrische Erfassung am Standort ST1 (vgl. Abb. 7-1) zeigt für die drei Beobachtungszeiträume stark differenzierte Verhältnisse. 2003 wurden bis Ende September durchweg vergleichsweise niedrige Saugspannungen gemessen. In den Sommermonaten Juni, Juli und August wurde die 200 *hPa*-Grenze kaum überschritten. Dagegen lagen die im Beobachtungszeitraum 2004 verzeichneten Messwerte im Durchschnitt deutlich höher. Vor allem in 20 *cm* und 40 *cm* Bodentiefe waren regelmäßige Schwankungen zu beobachten, während die Saugspannungsschwankungen in 60 *cm* Tiefe nur gering waren und wesentlich ausgeglichener verliefen.

Diese Beobachtung konnte 2005 nicht mehr gemacht werden. Zwar zeigte sich ein zu 2004 vergleichbarer Gesamtverlauf, jedoch verliefen hier auch die Werte in 60 *cm* Messtiefe sowie die der ab 2005 an diesem Standort hinzugenommenen Messtiefe in 80 *cm* deutlich synchroner mit den oberflächennahen Messbereichen.

Zusammenhänge zwischen den erfassten Einflussparametern und den Saugspannungen konnten statistisch anhand bivariater Korrelationsrechnungen (vgl. Abschnitt 6.2.2.1) nur eingeschränkt nachgewiesen werden. Weder die erfassten Lufttemperaturen noch die Bodentemperaturen oder Luftfeuchtemessungen korrelieren hoch mit den Saugspannungswerten. Ein statistischer Zusammenhang mit der Bewässerungsdauer konnte lediglich für die Saugspannungsverläufe in 20 *cm* Bodentiefe nachgewiesen werden. Diese Ergebnisse werden auch bei Betrachtung der Beta-Koeffizienten in den standort- und tiefenspezifischen Regressionsansätzen in Abschnitt 6.2.4 gestützt.

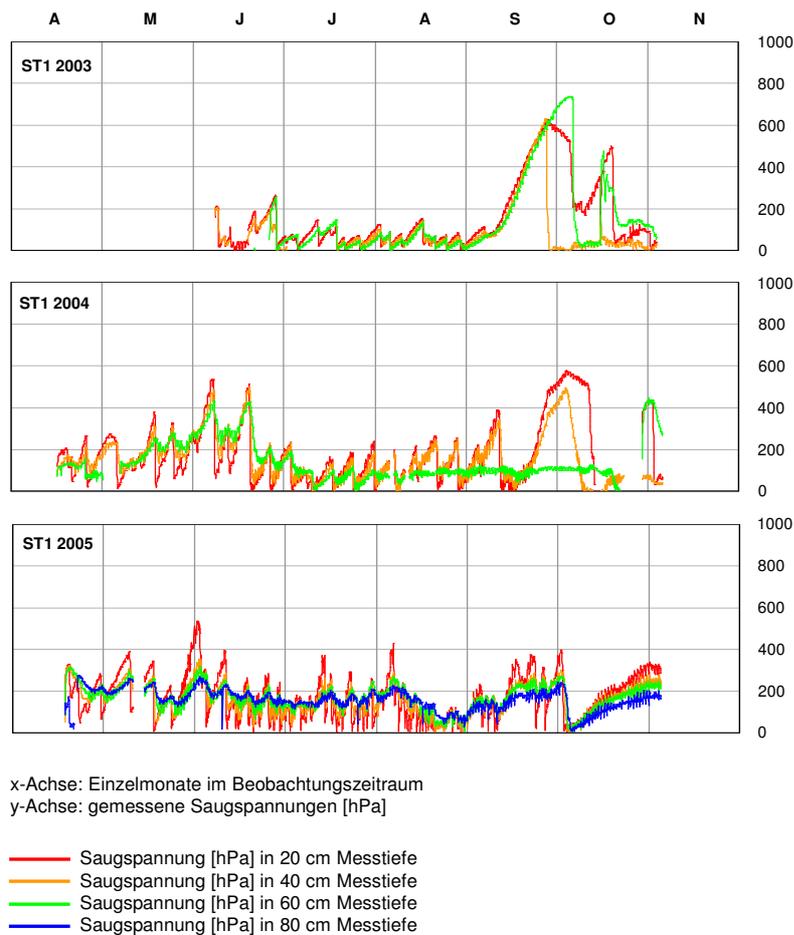


Abb. 7-1: Saugspannungen am Standort ST1 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Bei der Betrachtung der Saugspannungskurven der drei Beobachtungsjahre sind durchgehend (scheinbar systematische) Einbrüche in den Kurvenverläufen zu erkennen. Wie Abbildung 7-2 für das Beobachtungsjahr 2004 beispielhaft zeigt, stehen diese eng mit den geregelten Bewässerungsintervallen im Zusammenhang, auch wenn die Ergebnisse der bivariaten Korrelationsrechnungen dies nur für die Messtiefe in 20 cm bestätigen (vgl. Abb. 6-8 in Abschnitt 6.2.2.1). Im Beobachtungsjahr 2005 wurde Mitte Juni zusätzlich ein Tropfbewässerungssystem zur Unterkronenberegung installiert. Die damit verbundene Häufung der Wassergaben während des Messzeitraumes 2005 ist deutlich an den Saugspannungen aus der 20 cm-Tiefe durch die gegenüber 2003 und 2004 gesteigerte Frequenzdynamik zu erkennen (vgl. Abb. 7-1), was sich auch in der Darstellung der hochpassgefilterten Saugspannungszeitreihen von ST1 zeigt (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1).

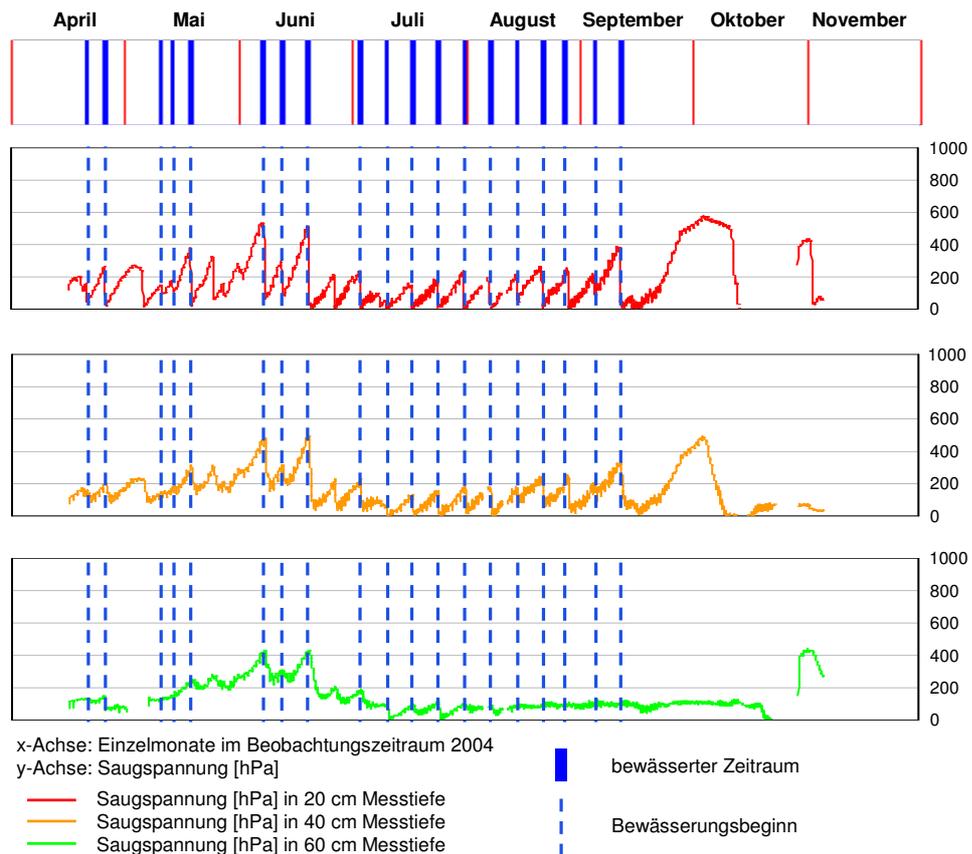


Abb. 7-2: Saugspannungen am Standort ST1 im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Bei genauer Betrachtung der beschriebenen Kurveneinbrüche kommen die unterschiedlichen Infiltrationseigenschaften der Böden an den einzelnen Standorten durch das "Nachhinken" in den verschiedenen Messtiefen zum Ausdruck. Jede Wassergabe, ob infolge eines natürlichen Niederschlagsereignisses oder einer Bewässerung, benötigt dem spezifischen Infiltrationsverhalten des Bodens entsprechend einen gewissen Zeitraum und damit einen zeitlichen Versatz, um die verschiedenen Bodentiefen zu erreichen. Durch die Kreuzkorrelationsrechnungen aus Abschnitt 6.2.2.3 konnte eine Zunahme dieser Zeitversätze mit der Bodentiefe festgestellt werden (*lag* 5 zwischen 20 cm und 40 cm, *lag* 21 zwischen 20 cm und 60 cm und *lag* 24 zwischen 20 cm und 80 cm Bodentiefe). Zwischen den Messtiefen in 60 cm und 80 cm Bodentiefe konnten dagegen keine (*lag* 0) Reaktionsverzögerungen nachgewiesen werden. Überlegenswert ist hierbei auch, ob der bereits in Abschnitt 5.1.5 ausführlich diskutierte Hysterese-Effekt einen Beitrag zur Erklärung liefern kann. Dieser würde eine

Saugspannungsabnahme bei Bewässerung oder natürlichem Niederschlag erst mit einer gewissen (bodenspezifischen) Verzögerung zulassen, obwohl die Bodenfeuchtigkeit bereits angestiegen ist (vgl. auch WITHERS & VIPOND 1978). Abbildung 7-3 zeigt die tensiometrischen Verzögerungsstrukturen an diesem Standort.

Bezogen auf die erfassten Einflussparameter ergaben die Kreuzkorrelationsrechnungen nur teilweise signifikant plausible Ergebnisse, die zumindest die Annahme einer verzögerten Niederschlagswirkung mit zunehmender Bodentiefe zeigen (vgl. Tab. 6-4 in Abschnitt 6.2.2.3).

Da diese Verzögerungsstrukturen primär mit dem substratspezifischen Infiltrationsverhalten in Verbindung zu bringen sind, ist davon auszugehen, dass an diesem Standort der schichtwechselbedingte Bodenprofilcharakter eine große Rolle spielt (vgl. Abschnitt 5.2.1). Diese Schichtwechsel kennzeichnen zwar erst die Horizontierungen der tieferen Bodenbereiche (ab 50 cm unter GOF), dennoch kann angenommen werden, dass bereits das im Bv-Horizont festgestellte Tonmaximum ganz wesentlich zu dieser Infiltrationshemmung beiträgt.

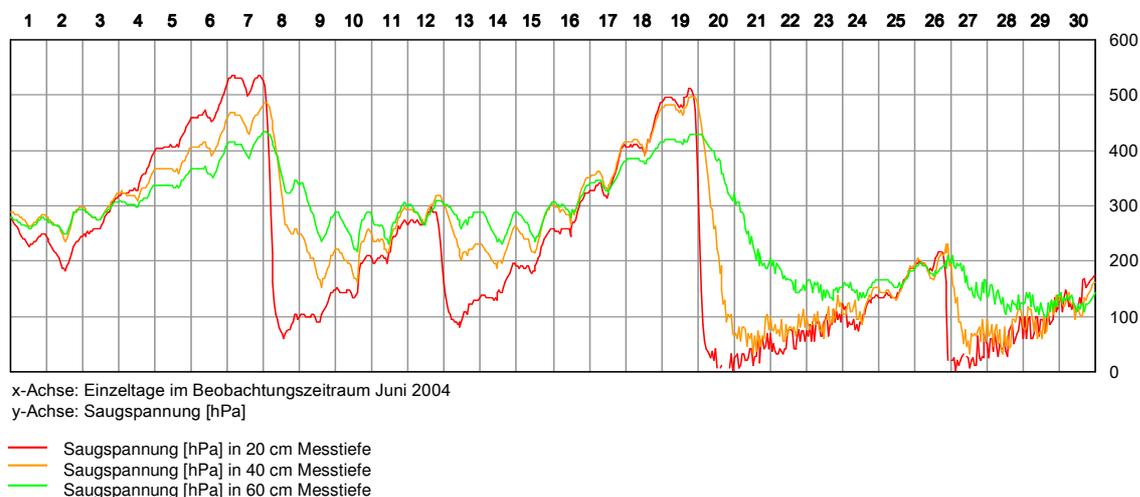


Abb. 7-3: Zeitliche verzögerte Saugspannungsänderungen an ST1 mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum Juni 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)

Der weitgehend kongruente Kurvenverlauf zwischen 60 cm Messtiefe und der ab 2005 hinzugenommenen Messtiefe in 80 cm widerspricht dagegen den Ergebnissen der Bodenprofilanalysen der dort vorliegenden (Auen-)Braunerde [AB]. Die Messung in

60 cm war im *IIBv*-Horizont positioniert, der von seiner Bodenartenzusammensetzung her als ein mittel toniger Schluff (*Ut3*) angesprochen werden muss (vgl. Abb. 7-4). Die Messung in 80 cm Tiefe war dagegen im *IIIBv*-Horizont positioniert, der gegenüber dem *IIBv* einen deutlich geringeren Schluff-, aber weitaus größeren Sandgehalt sowie einen prinzipiell geringeren Tongehalt aufweist (*Su3*; mittel schluffiger Sand). Damit zeigen zwei pedologisch völlig differente Horizont- beziehungsweise sogar Schichteneinheiten einen relativ homogenen Charakter hinsichtlich ihrer Bodenwasserdynamik. Dieser Sachverhalt kann nur damit erklärt werden, dass die Grenze zwischen dem *IIBv*-Horizont und dem *IIIBv*-Horizont sehr schief verläuft, so dass die Keramikspitze des 80 cm-Tensiometers zwar in 80 cm Tiefe, jedoch in einem Bereich eingebracht war, der aufgrund der vorhandenen Grenzschiefe noch im *IIBv* lag. Eine Beeinflussung beider Tiefenbereiche durch das anstehende Grundwasser, welche das synchrone Verhalten erklären könnte, muss ausgeschlossen werden, da der Grundwasserspiegel hier durchweg tiefer als 6 m unter *GOF* liegt (eine Erfassung der Grundwasserstände entfiel damit an diesem Standort).

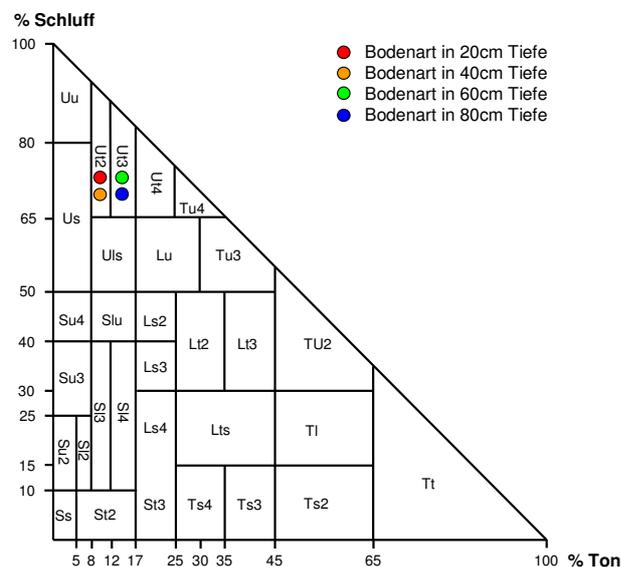


Abb. 7-4: Bodenarten der verschiedenen Messstiefen von Standort ST1 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

Prinzipiell sind die bereits beschriebenen zeitlichen Verzögerungen (*time-lags*) für die Analyse und Ergebnisinterpretation der tensiometrischen Messungen aller Standorte

einerseits problematisch, da beispielsweise die Bewässerungszyklen nicht ohne Weiteres mit den Saugspannungen korreliert werden können. Andererseits sind sie aber von großer Bedeutung, da sie Informationen über die standortspezifischen Infiltrationseigenschaften liefern, welche aus den Infiltrationsmessungen (vgl. Abschnitt 5.2.2) nicht in dieser Auflösung und Vergleichbarkeit gewonnen werden können.

Die Saugspannungen zeigen zudem eine zunehmende Trägheit mit der Bodentiefe. Die (partiellen) Autokorrelationsrechnungen ergaben für 80 *cm* Messtiefe ein Persistenzintervall von 5, wohingegen für die oberen Bodentiefen (20 *cm* und 40 *cm*) nur Persistenzintervalle von 3 berechnet wurden (vgl. Abb. 6-10 und Abb. 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2).

Standort ST3:

Am Standort ST3 zeigt sich, insbesondere in den Beobachtungszeiträumen von 2004 und 2005, eine sehr deutliche Tiefendifferenzierung hinsichtlich der Saugspannungsverhältnisse (vgl. Abb. 7-5). Auch dies lässt auf eine vorhandene Systematik schließen. Eine Abnahme der Saugspannungen mit zunehmender Messtiefe ist nahezu über den gesamten Beobachtungszeitraum (2003 bis 2005) feststellbar, wobei sich diese Verhältnisse für 2003 nur sehr diffus abzeichnen. Die Ergebnisse der partiellen Autokorrelationsrechnungen (vgl. Abb. 6-10 und 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2) unterstreichen dieses tiefenspezifische Saugspannungsverhalten (*lag* 3 in 20 *cm*, *lag* 4 in 40 *cm* und *lag* 6 in 60 *cm* Messtiefe). Hinzu kommt auch eine Abnahme der Saugspannungsdynamik, wie die hochpassgefilterten Verlaufskurven (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1) zeigen. Hierbei darf nicht übersehen werden, dass die Menge des infiltrierenden Wassers mit zunehmender Infiltrationszeit (= zunehmende Infiltrationstiefe) abnimmt, da entsprechende Anteile als Haftwasser auf der Infiltrationsstrecke zurückbleiben (vgl. Ergebnisse in Abschnitt 5.2.2). Damit nimmt nach unten hin auch die Infiltrationsdynamik und gekoppelt daran die Saugspannungsdynamik ab.

Zudem verliefen 2003 die Saugspannungen in 60 *cm* Messtiefe auffallend niedrig und monoton, sowie weit weniger synchron, als dies am gleichen Standort für die anderen Messtiefen, beziehungsweise für den Rest des gesamten Beobachtungszeitraumes gemessen wurde. Dieser Sachverhalt ist unter Umständen auf einen schlechten Bodenschluss der Keramikspitze an der Tensiometerbasis infolge einer unzureichenden

Einschlämmung bei der Installation zurückzuführen, denn für die Folgejahre 2004 und 2005 zeigt sich in 60 cm Bodentiefe eine wesentlich höhere Saugspannungsdynamik.

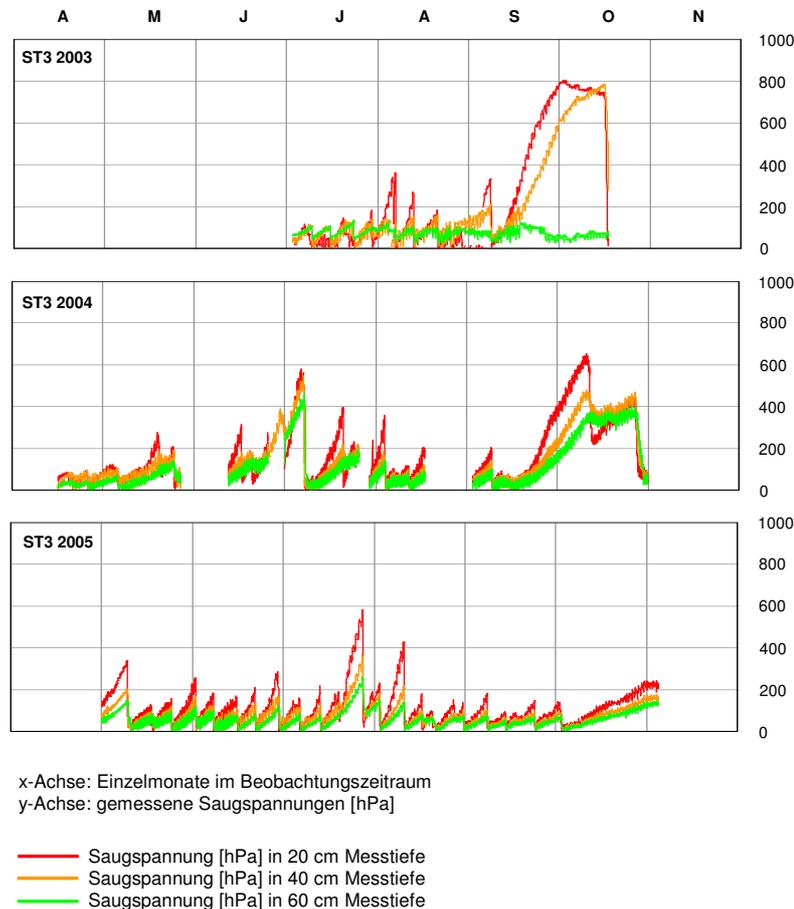


Abb. 7-5: Saugspannungen am Standort ST3 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Sehr differenziert stellen sich die Saugspannungsverhältnisse in ihrem interanuellen Vergleich dar. Insbesondere die Messungen von 2005 ergaben sehr niedrige Saugspannungsmittelwerte (vgl. Abb. 5-44 in Abschnitt 5.2.3), und die Betrachtung der dazugehörigen Verlaufskurven lässt auf einen engen Zusammenhang mit der Bewässerungssystematik schließen. Diesen Schluss stützen die Ergebnisse der bivariaten Korrelationsrechnungen, welche für die Messtiefe in 20 cm und die in 40 cm signifikante und plausible Koeffizienten ausweisen (vgl. Abb. 6-8 in Abschnitt 6.2.2.1). Trotz der interanuellen Differenzen, zeichnet sich durch die Gesamtzahl der Beobachtungszeiträume ein deutlicher pedohydrologischer Charakter ab. Die erkennbar

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

tiefendifferenziert, aber dabei synchron verlaufenden Saugspannungswerte deuten in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Infiltrationsmessungen (vgl. Abschnitt 5.2.2) auf weitgehend ungestörte Infiltrationsverhältnisse hin.

Diese Annahmen werden auch durch die Ergebnisse der Bodenprofilanalysen gestützt (vgl. Abschnitt 5.2.1). Als Bodentyp liegt an diesem Standort ein Braunerde-Ranker [BB-RN] vor, der sich in allen Horizonten durch eine sehr homogene Korngrößenverteilung des Feinbodenanteils auszeichnet (vgl. Abb. 7-6). Der *Ah* und *Bv-ilCv* setzen sich aus der Bodenart eines mittel lehmigen Sandes (*Sl3*) zusammen, und auch der Feinbodenanteil im aufgeschlossenen Basishorizont *imC* weicht mit einem mittel schluffigem Sand (*Su3*) kaum von der über ihm liegenden Korngrößenzusammensetzung ab. Ein Tonmaximum konnte selbst im Rahmen wiederholter Laboranalysen nicht festgestellt werden. Nur das schwache Schluffmaximum im *Bv-ilCv* (40 *cm*-Tiefenbereich) vermag theoretisch, in Kombination mit der in diesem Horizont erhöhten Lagerungsdichte (*LD3*), das Infiltrationsverhalten zu beeinflussen. Dies kann jedoch nach Betrachtung der zeitgereihten Saugspannungsverhältnisse in diesem Tiefenbereich ausgeschlossen werden.

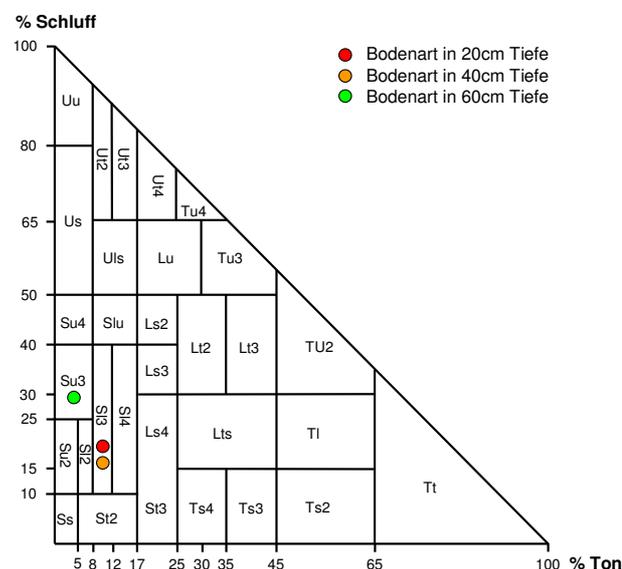


Abb. 7-6: Bodenarten der verschiedenen Messstiefen von Standort ST3 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

Ungestörte Infiltrationsvorgänge kann man jedoch nur für den bemessenen Hauptdurchwurzelungsbereich vermuten, weil mit dem Erreichen des *imC*-Horizontes von sehr differenzierten und weitaus ungünstigeren Bedingungen ausgegangen werden muss.

Die Annahme von nahezu ungestörten Infiltrationsvorgängen im Hauptdurchwurzelungsbereich bestätigt eine genauere Betrachtung der Zeitversatzgrößen zwischen den tiefendifferenzierten Saugspannungen (vgl. Abb. 7-7).

Auf graphischer Basis sind keine erkennbaren Verzögerungen in den Saugspannungsreaktionen feststellbar, was die Annahme von weitgehend unverzögerten Abläufen in den descendenten Wasserbewegungen stützt. Auch die Kreuzkorrelationsrechnungen ergaben für beide Berechnungspaare keine zeitlichen Verzögerungen (*time-lag* 0; vgl. Abb. 6-12 in Abschnitt 6.2.2.3). Und auch die Einbeziehung der erfassten Einflussparameter in die Kreuzkorrelationsrechnungen ergab überwiegend ein Fehlen signifikanter Koeffizienten innerhalb des betrachteten 96h-Fensters (vgl. Tab. 6-4 in Abschnitt 6.2.2.3). Dies spricht dafür, dass natürliche oder künstliche Niederschläge relativ rasch vom Oberboden in den gesamten Hauptdurchwurzelungsbereich vordringen können (ermittelter k_{fn} -Wert: 2,1 mm/min). Die generell sehr niedrigen Saugspannungen weisen deswegen auch auf eine ausreichende Wasserversorgung der Pflanzen hin.

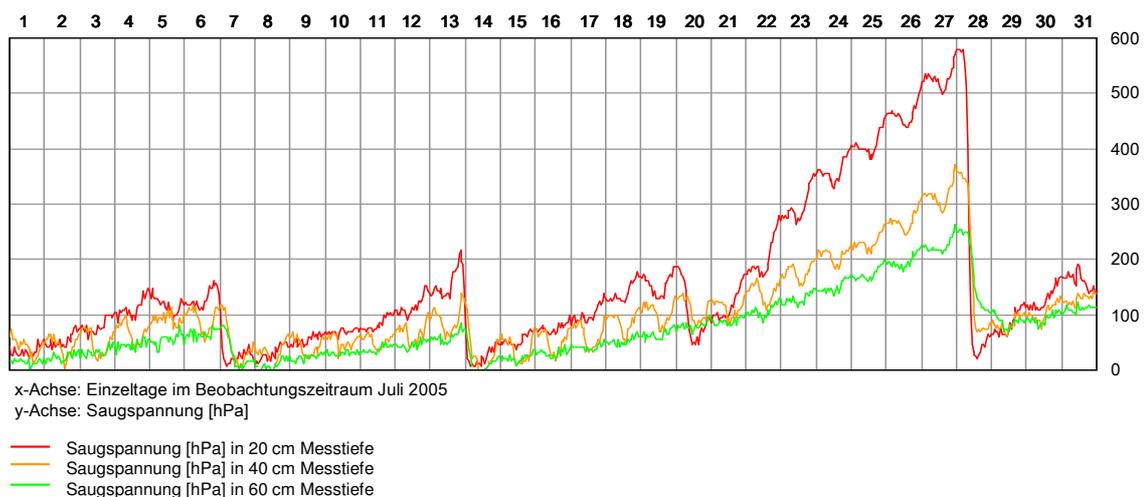


Abb. 7-7: Zeitlich unverzögerte Saugspannungsänderungen an ST3 mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum Juli 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Standort ST4:

Auch am Standort ST4 kann eine scheinbar systematische Tiefendifferenzierung der tensiometrischen Verhältnisse beobachtet werden (vgl. Abb. 7-8). Vor allem in den Beobachtungszeiträumen von 2004 und 2005 ist eine hohe Synchronologie der Saugspannungsverhältnisse erkennbar. Durchweg auffallend ist zudem die deutliche Tendenz zu vergleichsweise hohen Saugspannungswerten in allen Tiefen, was auf eine prinzipiell angespannte Wassersituation an diesem Standort schließen lässt. Des Weiteren weisen sowohl die tiefpassgefilterten als auch die hochpassgefilterten Saugspannungskurven (vgl. Abb. 6-1 und Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1) auf eine insgesamt recht hohe Dynamik im bodenhydrologischen Prozessgeschehen hin.

Die permanent hohen Werte der Saugspannungen, beziehungsweise deren Tendenz dazu, kann an diesem Standort vor allem mit seiner expositionellen Lage erklärt werden (vgl. Abschnitt 5.2.1). Die südexponierte Höhenlage (9° Neigung gegen Süd-Südwest in 1.011 m über *NN*) zieht einen sehr hohen Einstrahlungsinput, sowohl im Tages- wie auch im Jahresgang, nach sich und damit einen gegenüber nordexponierten Lagen erhöhten Wasserstress. Dies wird plausibel, wenn man die Saugspannungen von ST4 (vgl. Abb. 7-8) mit den Saugspannungen der nach Norden exponierten Standorte ST3 und ST5 vergleicht (vgl. Abb. 7-5 und Abb. 7-12). Auch in den Korrelationsrechnungen zeichnen sich diese Verhältnisse ab (vgl. Abb. 6-5 in Abschnitt 6.2.2.1).

Hinzu kommt die pedologische Situation, die eng an die geomorphologisch-geologischen Verhältnisse geknüpft ist. Der durch das Murkegelmaterial bedingt hohe Skelettanteil sowie die vergleichsweise junge Pedogenese haben hier zur Ausbildung eines Braunerde-Regosols [*BB-RQ*] geführt (vgl. Abschnitt 5.2.1). Der hohe Skelettanteil, der bereits ab 40 cm unter *GOF* zwischen 50-75% liegt, kann einer längerfristigen Wasserspeicherung entgegenwirken, und die zwischen den Skelettfragmenten in Hohlräumen eingebetteten Feinbodenanteile (*Su3-Sl3*; vgl. Abb. 7-9) haben i.d.R. ein viel zu geringes Volumen, um größere Mengen an Wasser zu speichern. Lediglich im Oberbodenbereich ist der Skelettanteil, infolge anthropogener Auslese, gering genug, um ein gewisses Bodenvolumen zur Wasserspeicherung bereitzustellen. Jedoch können hier im oberflächennahen Bereich die genannten einstrahlungsbedingten Parameter wirksam werden.

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

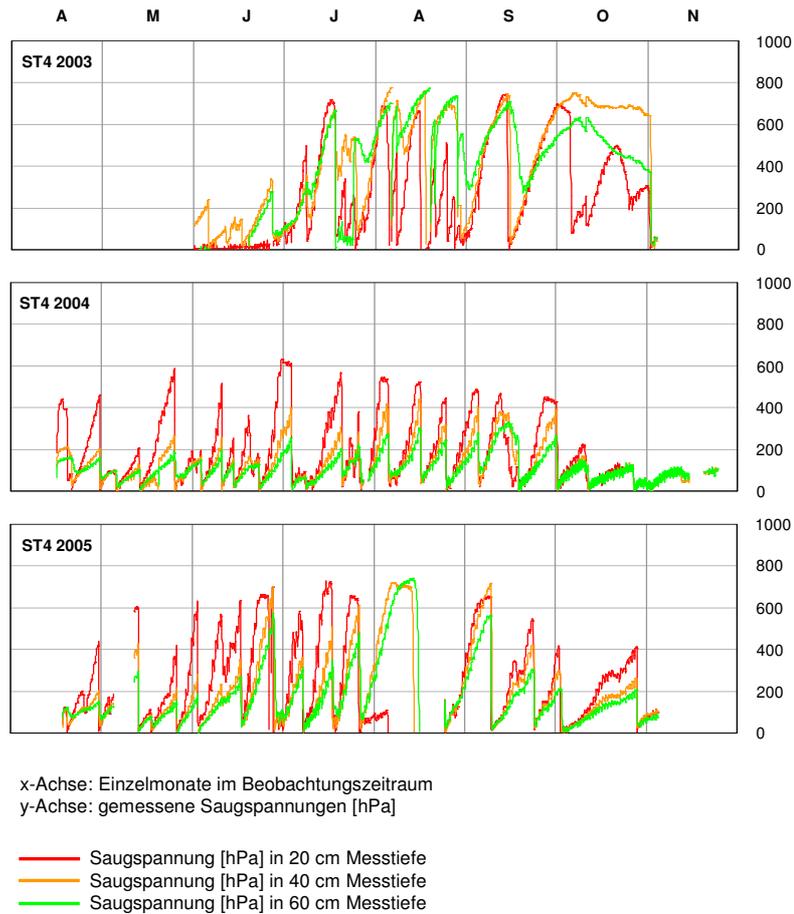


Abb. 7-8: Saugspannungen am Standort ST4 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

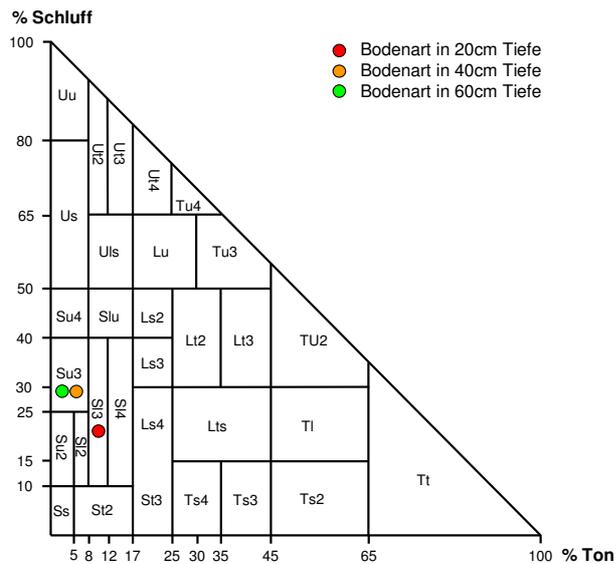


Abb. 7-9: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST4 im Korngrößendreieck.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Mit den physisch-geographischen Standortbedingungen können zwar die durchgehend hohen Saugspannungen, beziehungsweise die Tendenzen dazu, erklärt werden, jedoch nicht der überwiegend synchrone Verlauf in allen Messtiefen. Diese zeichnen sich aber deutlich ab. Vor allem für die beiden Beobachtungszeiträume 2004 und 2005 ist diese Systematik in den Saugspannungen und deren Abnahme mit fortschreitender Messtiefe gut erkennbar. Im Beobachtungsjahr 2003 wurden häufig höhere Saugspannungen in 40 *cm* und 60 *cm* Tiefe gemessen, während die Werte im Bereich des 20 *cm*-Tensiometers oft etwas darunter lagen. Im Jahr 2003 war zwar noch keine messtechnische Erfassung der Bewässerungsintervalle möglich, jedoch konnte eine intensivierete Bewässerung in diesem vglw. extrem trockenen Sommer beobachtet werden. Die zeitweise geringeren Saugspannungen im 20 *cm*-Bereich können damit erklärt werden, dass sich die Wirksamkeit der Bewässerung nur auf den oberflächennahen Bereich beschränkte. Die hohen Temperaturen sowie das Sättigungsdefizit der Luftfeuchte reduzierten in Kombination mit entsprechenden Windeinflüssen insgesamt die Wirksamkeit des Bewässerungswassers. Das Wasser, welches im Oberboden zurückgehalten werden konnte, verdunstete infolgedessen sehr rasch. Jene geringen Wasseranteile, die tatsächlich in die tieferen Bodenbereiche vordrangen, konnten dort aufgrund der geringen Feldkapazitäten nicht effektiv gespeichert werden.

Dennoch zeichnet sich die Tendenz zu hohen Saugspannungen aller Messtiefen in den drei Beobachtungsjahren ab. Die regelmäßige (scheinbar gesteuerte) Unterbrechung dieser Tendenzen, weist auf eine effektive (wenn auch nur kurzfristige) Wirksamkeit der Bewässerungsintervalle hin (vgl. Abb. 7-10). Das zeigen auch die bivariaten Korrelationskoeffizienten, die signifikant mit zunehmender Bodentiefe abnehmen (vgl. Abb. 6-8 in Abschnitt 6.2.2.1). Im Rahmen der multivariaten Regressionsansätze (vgl. Abschnitt 6.2.4) tritt der Bewässerungsfaktor nur für die Bodentiefe von 20 *cm* als signifikanter Beta-Koeffizient hervor.

Weiterhin auffallend ist das prinzipiell synchrone Abfallen der Saugspannungen (vgl. auch Abb. 7-11) nach Niederschlags- oder Bewässerungsereignissen. Dieses zeitgleiche Abfallen der Saugspannungen weist auf sehr kurze bodenhydrologische Reaktionszeiten zwischen den verschiedenen Messtiefen hin, was die Ergebnisse der Kreuzkorrelationsrechnungen bestätigen (vgl. Abb. 6-12 in Abschnitt 6.2.2.3).

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

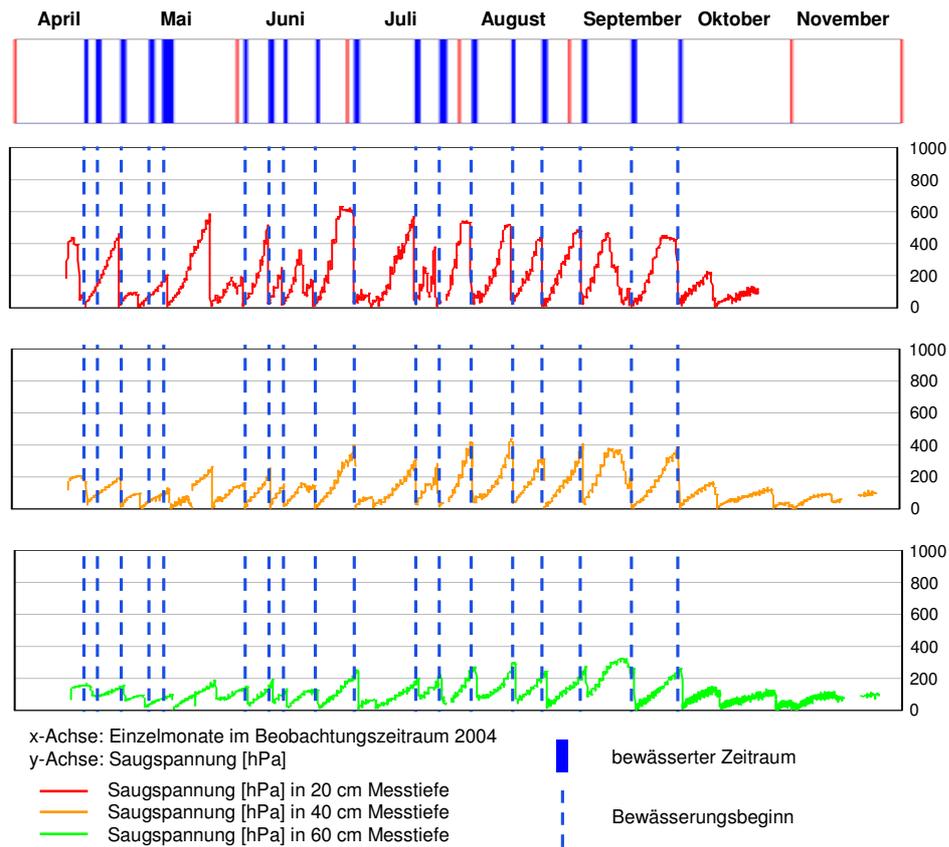


Abb. 7-10: Saugspannungen am Standort ST4 im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

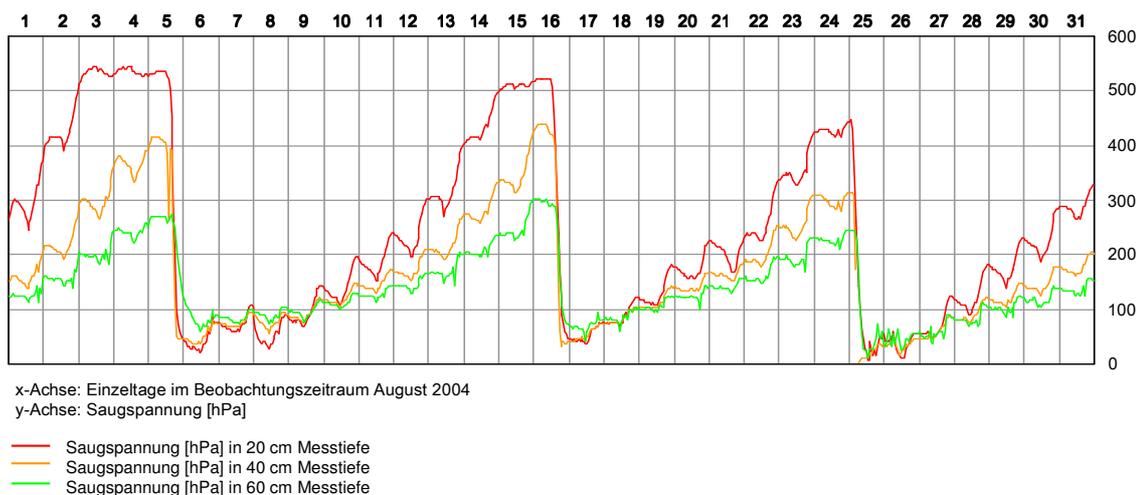


Abb. 7-11: Zeitlich unverzögerte Saugspannungsänderungen an ST4 mit zunehmender Tiefe im Beobachtungszeitraum August 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Ergebnisse der tiefenspezifischen Berechnung (partieller) Autokorrelationsfunktionen stützen durch niederwertige *time-lags* die Annahme eines schnellen Durchsatzes von Signalen zur Tiefe hin (vgl. Abb. 6-10 und 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2).

Analog zu den Beobachtungen am Standort ST3, kann daher auch hier angenommen werden, dass die descendente Wasserbewegungen weitgehend unverzögert ablaufen und das Wasser relativ schnell vom Oberbodenbereich in die Zone der Hauptdurchwurzelung vordringt, beziehungsweise über diese hindurch perkoliert. Das haben auch die Ergebnisse der Infiltrationsmessungen gezeigt (vgl. Abschnitt 5.2.2). Mit diesen Erkenntnissen muss jedoch nicht zwingend eine ausreichende Wasserversorgung der Pflanzen verbunden sein, denn das schnelle Ansteigen der Saugspannungen auf hohe Werte nach Momenten mit reduziertem Wasserstress weist auf einen hohen Wasserverbrauch der Pflanzen im Verhältnis zur nutzbaren Bodenfeuchte hin. Der geringe Anteil an nutzbarer Bodenfeuchte ist wiederum mit dem hohen Skelett- und dem geringen Feinbodenanteil an diesem Standort erklärbar.

Standort ST5:

Am Standort ST5 ergaben die tensiometrischen Messungen vor allem in den Beobachtungsjahren 2004 und 2005 auffallend niedrigere Werte. Die Saugspannungswerte erreichten im gesamten Beobachtungszeitraum kaum die 600 *hPa*-Marke (vgl. Abb. 7-12). Diese fehlende Dynamik im hochfrequenten Variabilitätsanteil zeichnet sich auch in den hochpassgefilterten Saugspannungszeitreihen durch (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1).

Lediglich im "Trockenjahr" 2003 wurden an diesem Standort Ende September leicht erhöhte Saugspannungen gemessen (vgl. Abb. 7-13), die jedoch aufgrund ihrer geringen Dauer kaum den eigentlichen bodenhydrologischen Standortcharakter widerspiegeln können.

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

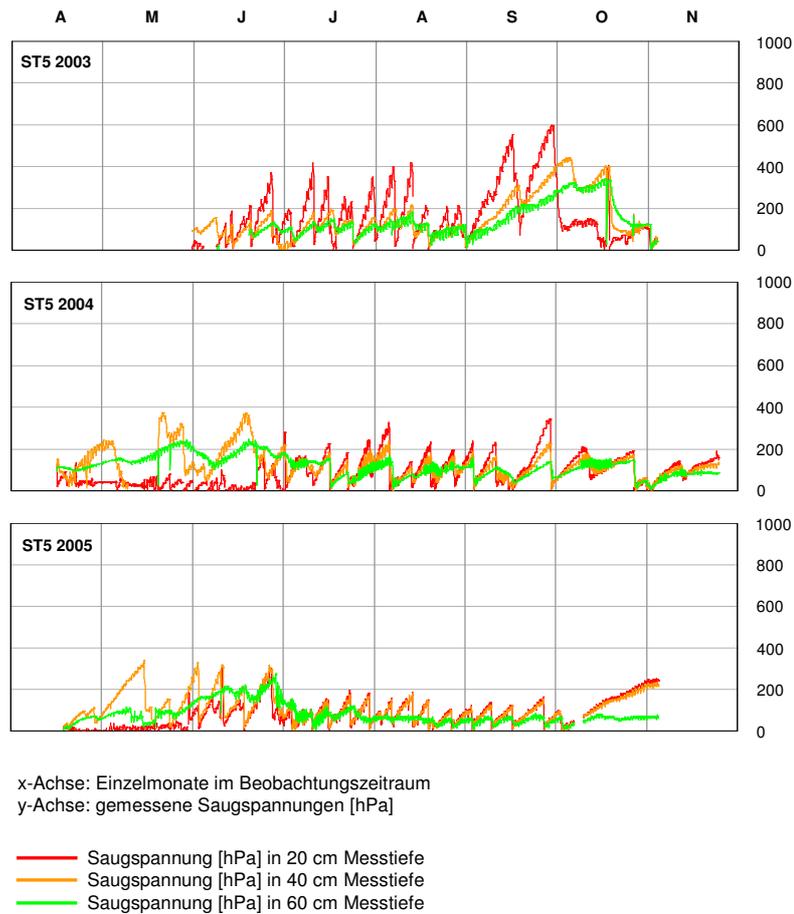


Abb. 7-12: Saugspannungen am Standort ST5 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

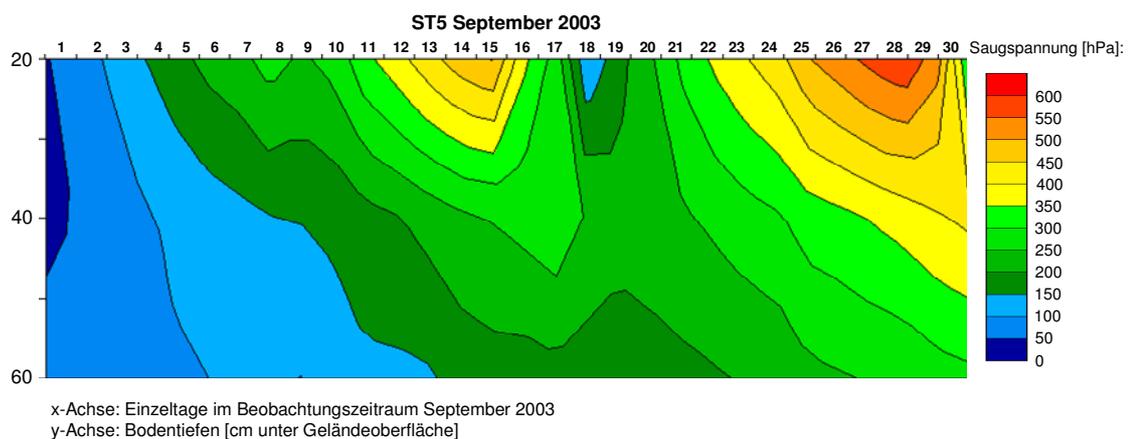


Abb. 7-13: Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum September 2003.
(Quelle: nach eigenen Daten)

In den Beobachtungszeiträumen 2004 und 2005 wurde selbst die 400 *hPa*-Marke nicht erreicht. Der Standort zeichnet sich damit durch eine auffallend entspannte Wassersituation aus. Daher können die Saugspannungsverhältnisse, welche in Abbildung 7-14 dargestellt sind, als durchaus repräsentativ für die dortige Bodenwassersituation angenommen werden.

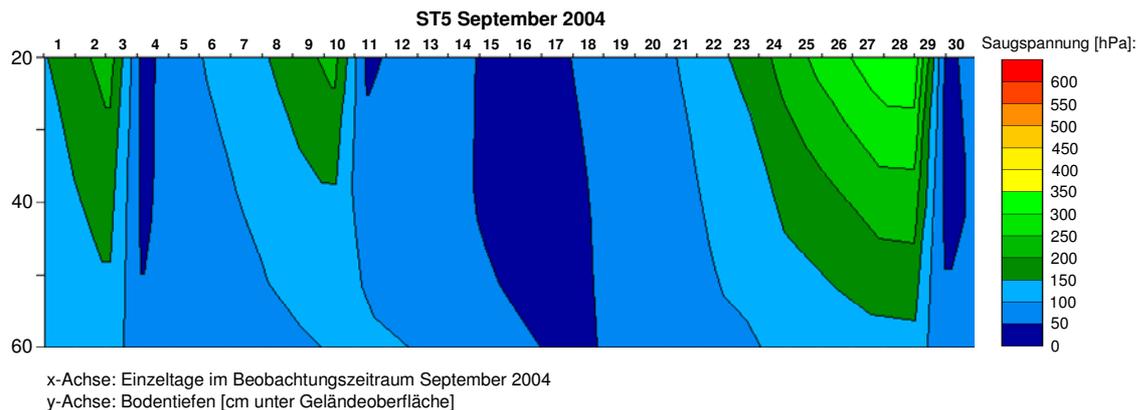


Abb. 7-14: Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum September 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Für diesen Standort muss daher von einer generell unangespannten Wassersituation ausgegangen werden, die besonders im Beobachtungszeitraum 2005 zur Geltung kam. Betrachtet man in Abbildung 7-15 für diesen letztgenannten Zeitraum die Richtung der Bodenwasserbewegungen zwischen den beiden Messtiefen im Oberbodenbereich (20 *cm* und 40 *cm*), so wird die Dominanz descendenter Wasserbewegungen offensichtlich. Lediglich im Monat Juli, sowie gegen Ende des Messzeitraumes (einhergehend mit dem Ende der regelmäßigen Bewässerungszyklen), waren vereinzelt ascendente Bodenwasserbewegungen im Oberbodenbereich zu beobachten. Allerdings lassen sich vom hydraulischen Gradienten prinzipiell keine quantitativen Aussagen ableiten (vgl. Abschnitt 5.1.4 und 5.2.1). Erkennbar ist jedoch, dass dem sonst sehr empfindlichen Oberbodenbereich weniger Wasser entzogen wurde. Zwar hat der Pflanzenbestand sicherlich Wasser aus dem Oberbodenraum aufgenommen, jedoch haben die zugeführten Wassermengen zumeist die aktuellen Evapotranspirationsraten

übertroffen und damit das Überwiegen descendenter Bodenwasserbewegungen begünstigt.

Erwähnenswert ist die Tatsache, dass dieser Standort im Rahmen der regelmäßigen Geländearbeiten stets im Zustand einer deutlichen (Boden-)Vernässung angetroffen wurde. Diese war auch dann festzustellen, wenn über einen mehrtägigen Zeitraum keine Bewässerung erfolgt war. Unter anderem war dieser durchgehend hohe Vernässungsgrad auch für die Häufung messtechnischer Probleme verantwortlich, die sich im Bereich der Logger-Elektronik an diesem Standort ergaben.

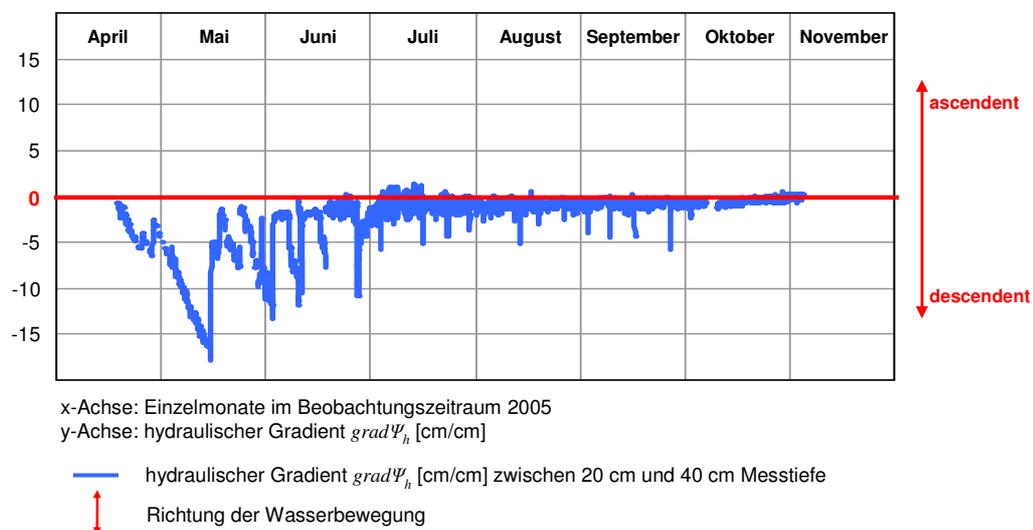


Abb. 7-15: Richtung der Bodenwasserbewegungen zwischen 20 cm und 40 cm Messtiefe am Standort ST5 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Zwar lässt die deutlich erkennbare Rhythmik der Saugspannungskurven (vgl. Abb. 7-12) einen engen Zusammenhang mit den Bewässerungsintervallen vermuten, welcher durch die Korrelationsrechnungen in Abschnitt 6.2.2.1 und die Regressionsansätze in Abschnitt 6.2.4 zumindest für die Messtiefe in 20 cm auch statistisch signifikant nachgewiesen wurde und sich daher regulierend auf die Saugspannungen auswirken kann. Eine genauere Betrachtung der Bewässerungsvorgänge (vgl. Abb. 5-54 in Abschnitt 5.2.5) zeigt zwar eine leicht höhere zeitliche Dichte der Bewässerungsintervalle gegenüber anderen Standorten, jedoch kann diese nicht als ausschließliche Ursache angenommen werden.

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

Insofern ist davon auszugehen, dass hier neben der betriebenen Bewässerung auch andere Standortfaktoren maßgeblich zu diesem tendenziell hohen Feuchtegehalt im Boden beitragen. Zum einen spielt die nach Norden exponierte Lage eine maßgebende Rolle, da sie eine Reduzierung im Strahlungsinput nach sich zieht. Zum anderen muss auch die hier ostwest gerichtete Reihenpflanzung berücksichtigt werden, da mit dieser bearbeitungsgerechten hangparallelen Pflanzung in nordexponierter Lage auch ein erhöhter Schattenwurf innerhalb der Bestände verbunden ist. Damit zeichnet sich dieser Standort durch seine bodenschattige Lage aus, in welcher sich ein natürlich oder anthropogen erzeugter Wasservorrat sehr lange halten kann. Allerdings stützen die Ergebnisse der pedologischen Untersuchungen diese Annahmen nicht. Der Braunerde-Regosol [BB-RQ] setzt sich neben dem hohen Skelettanteil aus mittel schluffigen Sanden (*Su3*) im Feinbodenanteil des Oberbodens zusammen, der nach unten hin in reinen Sand (*Ss*) übergeht (vgl. Abb. 7-16).

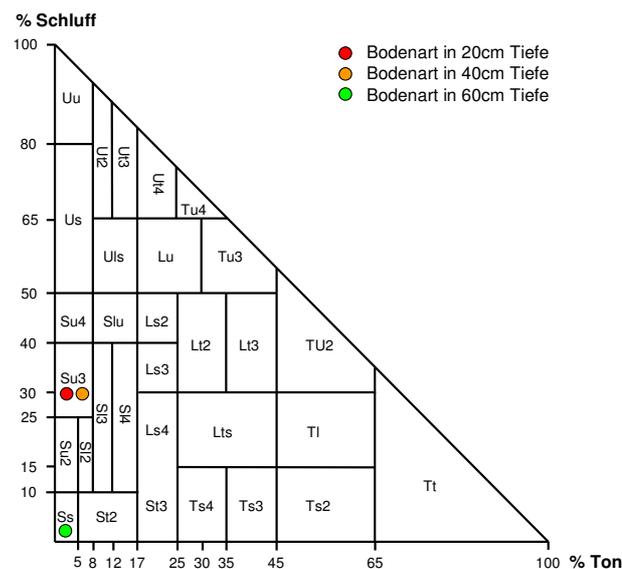


Abb. 7-16: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST5 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

Diese Substratverhältnisse fördern i.d.R. vielmehr eine natürliche Drainage im Boden. Gehemmte Infiltrationsverhältnisse konnten jedoch auch im Rahmen der Doppelring-infiltrationsmessungen beobachtet werden (vgl. Abschnitt 5.2.2).

Standort ST6:

Am Standort ST6 wurden in allen drei Beobachtungsjahren vergleichsweise hohe Saugspannungen verzeichnet. Der Wasserstress war bis in die unteren Messtiefen (60 cm und 80 cm) deutlich nachweisbar. Die fehlende Rhythmik sowie das relativ diffuse Frequenzbild lassen, außer dem deutlich tiefendifferenzierten Saugspannungsverhalten, keine direkten Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Messtiefen erkennen (vgl. Abb. 7-17).

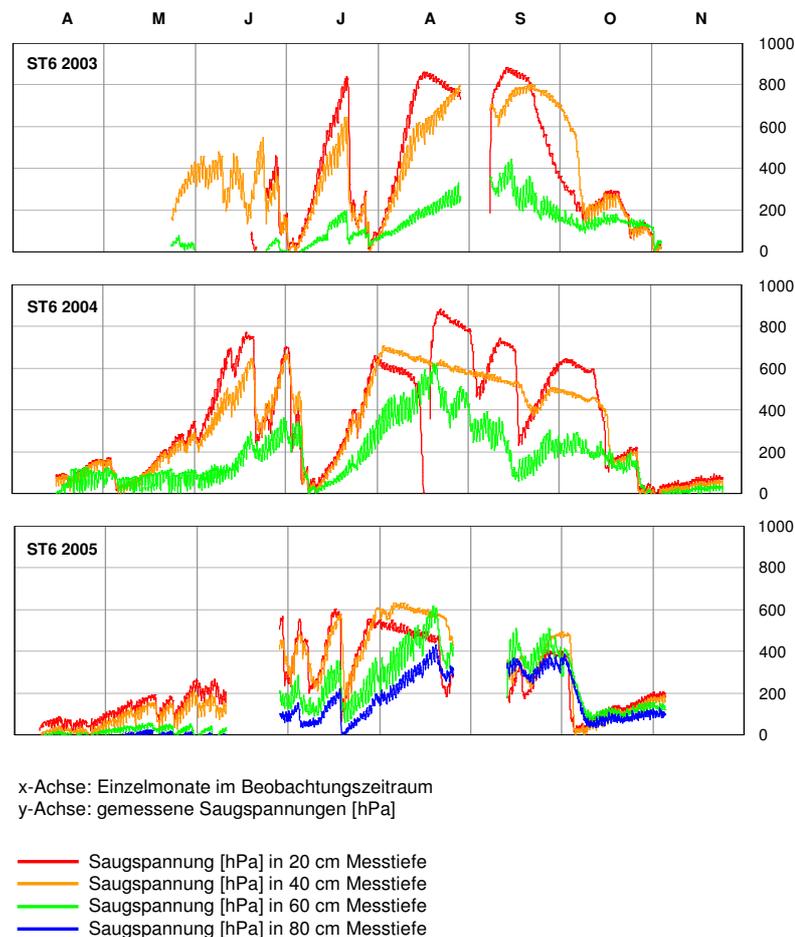


Abb. 7-17: Saugspannungen am Standort ST6 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Saugspannungen tendieren in allen drei Beobachtungsjahren zu sehr hohen Werten, was auf eine überwiegend angespannte Wassersituation an diesem Standort hinweist. Der Wasserstress im Oberbodenbereich wirkt sich auch auf die tieferen Messbereiche

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

(60 cm und 80 cm Tiefe) aus. Diese Beobachtungen erklären sich unter anderem damit, dass der Standort während der gesamten Untersuchungsdauer nicht bewässert wurde (vgl. Abschnitt 5.2.5). Insofern können nur natürliche Witterungsabläufe, sowie Einflüsse des Grundwasserstandes in Kombination mit den pedologischen Standortbedingungen zur Erklärung der beobachteten Verhältnisse herangezogen werden. Die Variabilitätsanalyse hob einen geringen Anteil im Wechsel hoher Frequenzen hervor, was die Wirksamkeit einer fehlenden Bewässerung unterstreicht (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1).

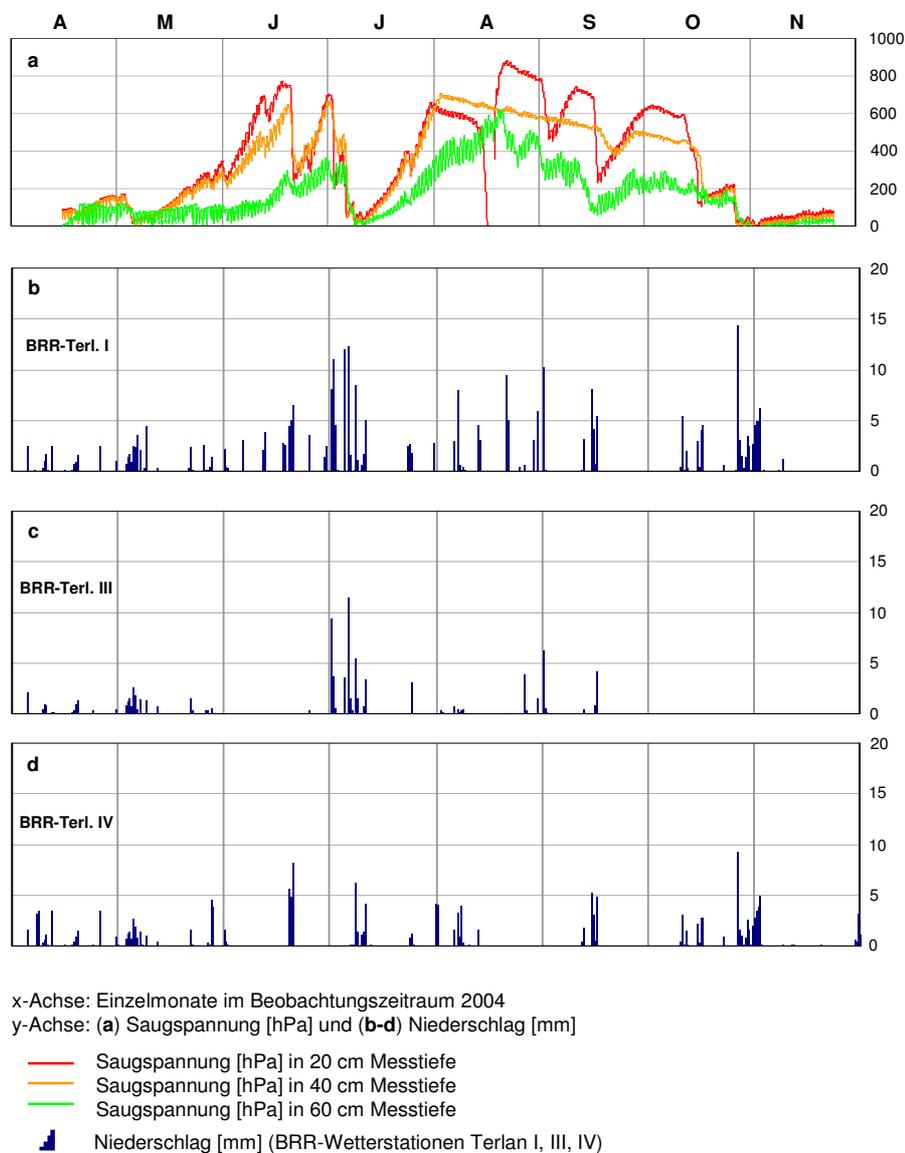


Abb. 7-18: Saugspannungen am Standort ST6 und Niederschlagsmengen standortnaher Wetterstationen im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)

Abbildung 7-18 zeigt die zeitliche Verteilung der standortnahen Niederschlagsmengen im Beobachtungsjahr 2004. Als Referenzpunkte wurden drei vom SÜDTIROLER BERATUNGSRING FÜR OBST- UND WEINBAU betriebene und standortnah gelegene Wetterstationen ausgewählt. Bezüglich der raumzeitlichen Diskrepanzen der Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen Wetterstationen in den Sommermonaten ist anzumerken, dass diese meist eng an die Bildung konvektiver und damit punktueller Niederschläge gebunden waren. Diese Tatsache erschwert die Deutung von Zusammenhängen mit den Saugspannungsverhältnissen nicht unerheblich, da unmittelbar am Standort keine derart zeitlich hochaufgelöste Niederschlagserfassung realisiert werden konnte (vgl. Abschnitt 5.1.7).

An das Niederschlagsmaximum zu Beginn des Monats Juli schließt sich ein erkennbarer Einbruch der Saugspannungen in allen drei Messtiefen an. Ähnliche Zusammenhänge, wenn auch weniger markant, lassen sich ebenfalls für weitere Niederschlagsspitzen in den anderen Monaten erkennen (Anfang Mai, Mitte und Ende Juni, Mitte September, Ende Oktober und Anfang November). Hierbei ist jedoch festzustellen, dass sich schnelle Saugspannungsreaktionen hauptsächlich auf den oberflächennahen Bereich in 20 cm Messtiefe beschränken.

Inwiefern andere Einflussfaktoren, wie beispielsweise die zeitliche Dynamik der Grundwasserflurabstände, das Saugspannungsverhalten steuern, kann auf graphischer Basis nur abgeschätzt werden. Die bivariaten Korrelationsrechnungen ergaben diesbezüglich die höchsten signifikanten Koeffizienten für die Messtiefen in 60 cm und 80 cm, während die Koeffizienten für die Messtiefen in 20 cm und 40 cm deutlich darunter liegen (vgl. Abb. 6-9 in Abschnitt 6.2.2.1). Auch die in Abschnitt 6.2.4 berechneten Transfergleichungen heben durch entsprechend hohe Beta-Koeffizienten den Einfluss des Grundwassers für die Bodentiefen in 60 cm und 80 cm hervor, während die Transfergleichungen der Oberbodenbereiche (20 cm und 40 cm) vorwiegend die Rolle der Lufttemperaturen innerhalb und außerhalb des Pflanzenbestandes sowie der Bodentemperaturen unterstreichen. Damit scheint an diesem Standort die atmosphärische Regelgröße der Temperatur die Saugspannungsdynamik im Oberbodenbereich am deutlichsten zu beeinflussen.

Für die Beurteilung einer grundwasserbeeinflussten Saugspannungscharakteristik kommen daher vor allem die tiefer im Boden positionierten Messpunkte in Frage. Betrachtet man diesbezüglich für die beiden Beobachtungszeiträume 2004 und 2005

(vgl. Abb. 7-19 und 7-20) die tensiometrischen Werte in den Messtiefen 60 cm und 80 cm im Zusammenhang mit den dazugehörigen Grundwasserflurabständen, so lassen sich auch auf graphischer Basis einige Zusammenhänge erkennen.

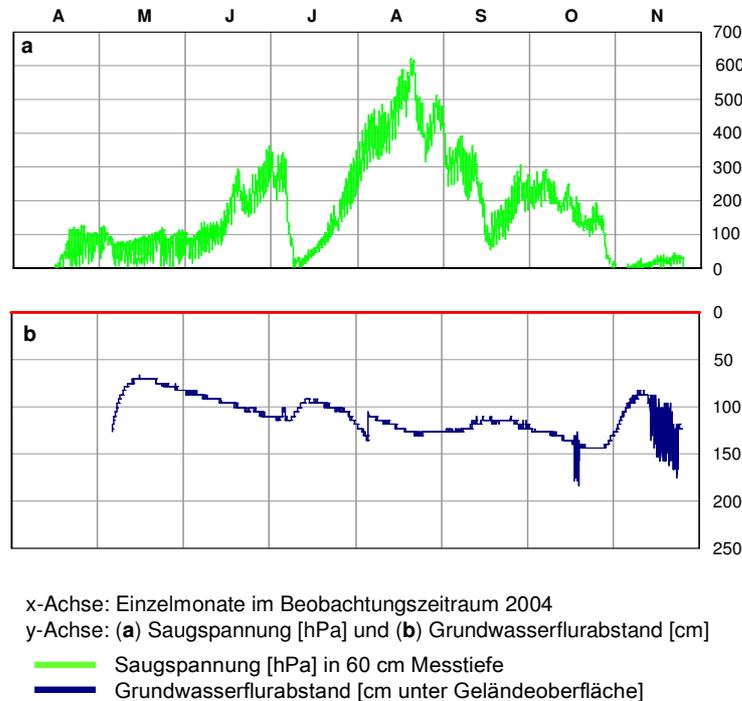


Abb. 7-19: Saugspannungen in 60 cm Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST6 im Beobachtungszeitraum 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Für 2004 zeigt sich eine nahezu durchweg gegenläufige und damit bodenphysikalisch plausible Beziehung zwischen der Höhe der Saugspannung und dem Grundwasserflurabstand. Eine Zunahme der Saugspannungswerte geht mit einem Absinken des Grundwassers einher und umgekehrt. Diese inverse Beziehung wird bei der Betrachtung des Zeitraumes von Mai bis Ende August besonders deutlich. So liegen die Saugspannungswerte der dargestellten Messtiefe von 60 cm im Mai 2004 kaum über der 100 hPa-Marke bei einem Wasserstand zwischen 90 cm und 65 cm unter GOF. Vergleichbare Beobachtungen konnten gegen Ende der Messperiode von 2004 gemacht werden, wobei die dort teilweise extrem hochfrequente Schwankungsdynamik des Grundwasserpegels bisher ungeklärt und eventuell auf eine Fehlfunktion im Sensor zurückzuführen ist. Prinzipiell wurde (über den Gesamtbeobachtungszeitraum von 2004

betrachtet) bis Ende Oktober ein tendenzielles Absinken des Grundwassers erfasst, das einhergeht mit einem tendenziellen Anstieg der Tensionswerte. Kurzfristige und geringe Schwankungen beider Größen stehen vermutlich in keinem direkten Zusammenhang.

Dennoch darf der Einfluss des Grundwasserstandes hier nicht überbewertet werden. Es ist sehr fraglich, ob die hohen Saugspannungswerte in den tiefen Bodenbereichen durch das Absinken des Grundwasserstandes hervorgerufen oder aber dadurch erst ermöglicht werden. Diese Problematik unterstreichen auch die Ergebnisse der durchgeführten Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen den Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe und den stündlich erfassten Grundwasserflurabständen, indem im 48h-Zeitfenster keine *time-lags* nachweisbar waren (vgl. Abb. 6-14 in Abschnitt 6.2.2.3). Dies erschwert eine Beurteilung dieser Zusammenhänge. Eventuell spielt die Evapotranspiration der Pflanzen als treibende Kraft von der Bodenoberfläche her in den Wurzelraum hinein eine wesentlich größere Rolle. Effektiv ist der Zusammenhang zwischen den Saugspannungswerten in 60 cm mit jenen in 20 cm Bodentiefe nämlich erkennbar stärker als der mit dem Verlauf des Grundwasserstandes (vgl. Abb. 6-4 und Abb. 6-9 in Abschnitt 6.2.2.1).

Beide Beobachtungen - das Absinken des Grundwasserstandes sowie das Ansteigen der Saugspannungen - können daher auch als eine Reaktion auf andere ("exogene") Prozesse gedeutet werden.

Für den Beobachtungszeitraum von 2005 stellen sich die beschriebenen Verhältnisse ähnlich dar (vgl. Abb. 7-20). Durch die Hinzunahme einer zusätzlichen tensiometrischen Messtiefe in 80 cm konnten die Beobachtungen von 2004 durch die erhöhte tiefenräumliche Auflösung im Messjahr 2005 noch verschärft werden. Auch hier deutet die extreme Hochfrequenz der *GWFA*-Messungen zeitweise auf eine fehlerhafte Hypersensibilität im Sensor hin. Der Trend der Messkurve entspricht jedoch der *GWFA*-Dynamik im beobachteten Zeitraum.

Der gegenläufige Trend zwischen den Saugspannungen und den Grundwasserflurabständen zeichnet sich trotz der technisch bedingten Datenlücken (Juni und August/September) auch 2005 deutlich über den gesamten Beobachtungszeitraum ab. Abgesehen von kleinen (vermutlich witterungsbedingten) Schwankungen kann man aus den inversen Tendenzen auch hier wieder eine Kopplung zwischen den beiden Messgrößen erkennen. Abweichungen zeigen sich lediglich im Oktober, als der Anstieg

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

des Grundwasserstandes mit einem Anstieg der Saugspannungen in beiden Messtiefen einhergeht. Der Abfall der Saugspannungen, welcher Anfang Oktober gemessen wurde, ist hierbei vorwiegend im Zusammenhang mit ergiebigen Niederschlagsereignissen zu sehen. Diese bewirken, neben einer deutlich tiefendifferenziert versetzten Reduzierung der Saugspannungsverhältnisse in allen Messtiefen (vgl. Abb. 7-18), nach einigen Tagen auch einen Anstieg des Grundwassers. Vermutlich aber lag der Spiegel des Grundwassers in diesem Zeitraum (mit etwa 200 cm unter *GOF*) bereits zu weit unter dem Messpunkt in 80 cm beziehungsweise 60 cm Tiefe, als dass sein Anstieg die Bodenfeuchteverhältnisse hätte maßgeblich beeinflussen können.

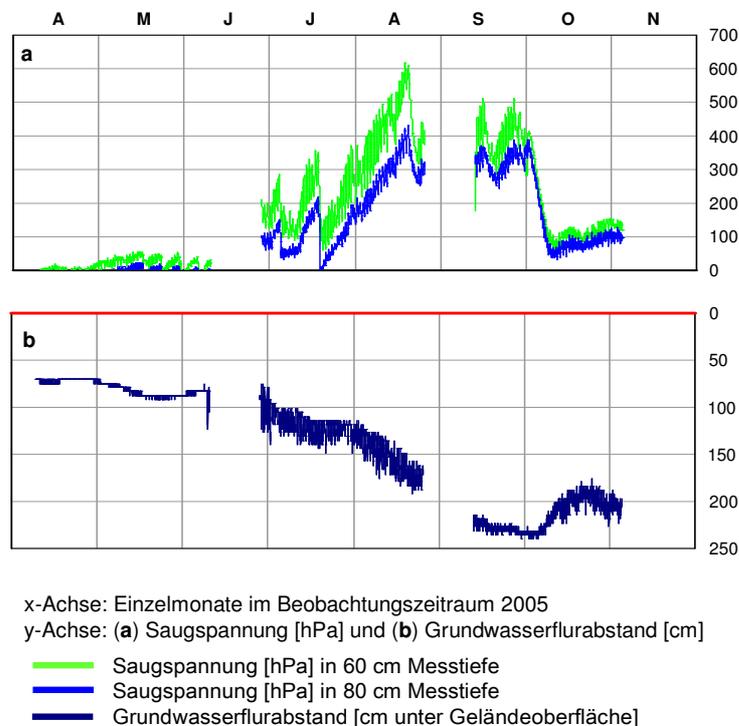


Abb. 7-20: Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST6 im Beobachtungszeitraum 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Des Weiteren ist ein nahezu völlig synchroner Gesamtverlauf der Saugspannungswerte in 60 cm und 80 cm festzustellen, wobei die Werte in 80 cm Bodentiefe durchschnittlich 150 hPa unter den Tensionwerten in 60 cm Bodentiefe liegen. Es wurde bereits betonend darauf hingewiesen, dass der Einfluss des Grundwasserflurabstandes auf die Saugspannungen nicht überbewertet werden darf. Würde man jedoch davon ausgehen,

dass die Saugspannungen in den diskutierten Messtiefen hauptsächlich durch Veränderungen des Grundwasserflurabstandes beeinflusst werden, so müsste ein mehr oder wenig geringer zeitlicher Versatz in seiner Wirksamkeit zwischen 80 *cm* und 60 *cm* festzustellen sein. Eine Abnahme der Saugspannung müsste sich demnach bei steigendem Wasserspiegel zuerst in 80 *cm* Messtiefe auswirken, bevor das Wasser durch direkten oder kapillaren Aufstieg den Bereich in 60 *cm* Messtiefe erreicht. Analog dazu wären bei sinkendem Grundwasserstand umgekehrte Verhältnisse zu erwarten. Diese Annahmen lassen sich jedoch kaum auf ihre allgemeine Gültigkeit hin überprüfen.

Interessant ist hier ein Vergleich der skizzierten Beobachtungen mit den Ergebnissen der pedologischen Untersuchungen.

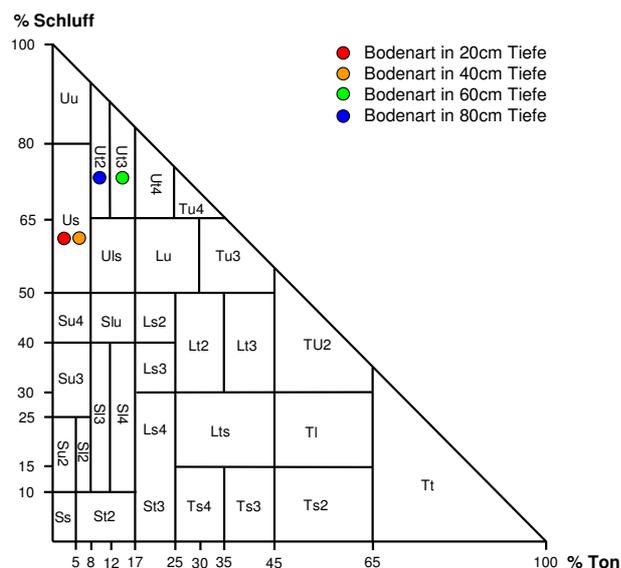


Abb. 7-21: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST6 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

Der am Standort vorliegende Wechselgley [GGW] zeichnet sich neben seiner starken hydromorphen Prägung im gesamten Bodenprofil durch eine deutliche *Ah-Go/Go/Gor/Gr*-Horizontierung aus (vgl. Abschnitt 5.2.1). Das 20 *cm*- und das 40 *cm*-Tensiometer waren vom Profilaufbau her im *Ah-Go* positioniert, dessen Bodenart sich aus einem sandigen Schluff (*Us*) zusammensetzt. Das 60 *cm*-Tensiometer erfasste die Saugspannungen im *Go* aus mittel tonigem Schluff (*Ut3*) und die Messtiefe in 80 *cm*

erreichte den *Gor*, der sich aus schwach tonigem Schluff (*Ut2*) aufbaut (vgl. Abb. 7-21). Der sich unterhalb des Erfassungsbereiches der Saugspannungen anschließende *Gr* (ab etwa 90 cm Bodentiefe) zeichnet sich dagegen durch ein weitaus sandigeres Korngrößenspektrum (*Su4*) aus. Neben diesem sprunghaften Wechsel im Basisbereich muss vor allem der vergleichsweise hohe Tongehalt im *Go* (14,5%) und *Gor* (11,5%) hervorgehoben werden. Denn dadurch befanden sich die Tensiometer (20 cm- und 40 cm-Messtiefe) in einem völlig anderem Bodensubstrat mit nur 5,5% Ton. Auch der sich nach unten hin ab etwa 90 cm anschließende *Gr* grenzt sich mit einem Tongehalt von nur 2,5% ganz markant vom aufliegenden Horizont ab.

Dieser Bodenprofilaufbau erklärt eventuell die Ähnlichkeiten im Saugspannungsverhalten zwischen 20 cm und 40 cm Messtiefe gegenüber den Ähnlichkeiten, die in 60 cm und 80 cm Tiefe beobachtet werden konnten. Zudem bewirkt der erhöhte Tongehalt zwischen 50 cm und 90 cm Bodentiefe eine nicht unerhebliche Infiltrationshemmung im Unterboden sowie eine gewisse Sperrwirkung hinsichtlich ascendierender Wasserbewegungen, die sich infolge entsprechender hydraulischer Potentialgradienten ergeben können. Kapillare Aufstiegsprozesse können zudem nur dann in größerem Umfang wirksam werden, wenn das Grundwasser den sandigen und grobporigen *Gr* überstiegen hat und im basalen Bereich des deutlich feinporigeren *Gor* (bei etwa 90 cm unter *GOF*) einen geschlossenen Kapillarwassersaum ausbilden kann. Erst von dort aus ist mit einer verstärkten Wirksamkeit des Kapillarhubes zu rechnen.

Dieser Sachverhalt wird deutlich, wenn man mit den Monaten Mai, Juni und Juli 2004, beziehungsweise April und Mai 2005 jene Zeiträume betrachtet, in welchen das Grundwasser ständig oder zumindest zeitweise den *Gor* kontaktierte, was sich sichtbar (vgl. Abb. 7-19 und Abb. 7-20) auf die Saugspannungswerte der unteren Tensiometer auswirkte.

Standort ST7:

Die Erfassung der Saugspannungen ergab für den Standort ST7 häufige und relativ hochfrequente Fluktuationen in den oberen Messniveaus (vgl. Abb. 7-22), was auch im Rahmen der Hochpassfilterung deutlich wurde (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1). Diese Fluktuationsdynamik nimmt nach unten hin erkennbar ab, wie sich vor allem anhand der ab 2005 hinzugenommen Messwerte in 80 cm Bodentiefe zeigt. Die

Berechnung von tiefenspezifischen (partiellen) Autokorrelationsfunktionen ergab zudem eine zunehmende Trägheit in den Saugspannungsreaktionen zur Tiefe hin (vgl. Abb. 6-10 und Abb. 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2).

Als auffällig erwiesen sich die Verhältnisse in 20 cm und 40 cm Tiefe, zwischen denen es nur marginale Unterschiede im Saugspannungsverlauf gibt.

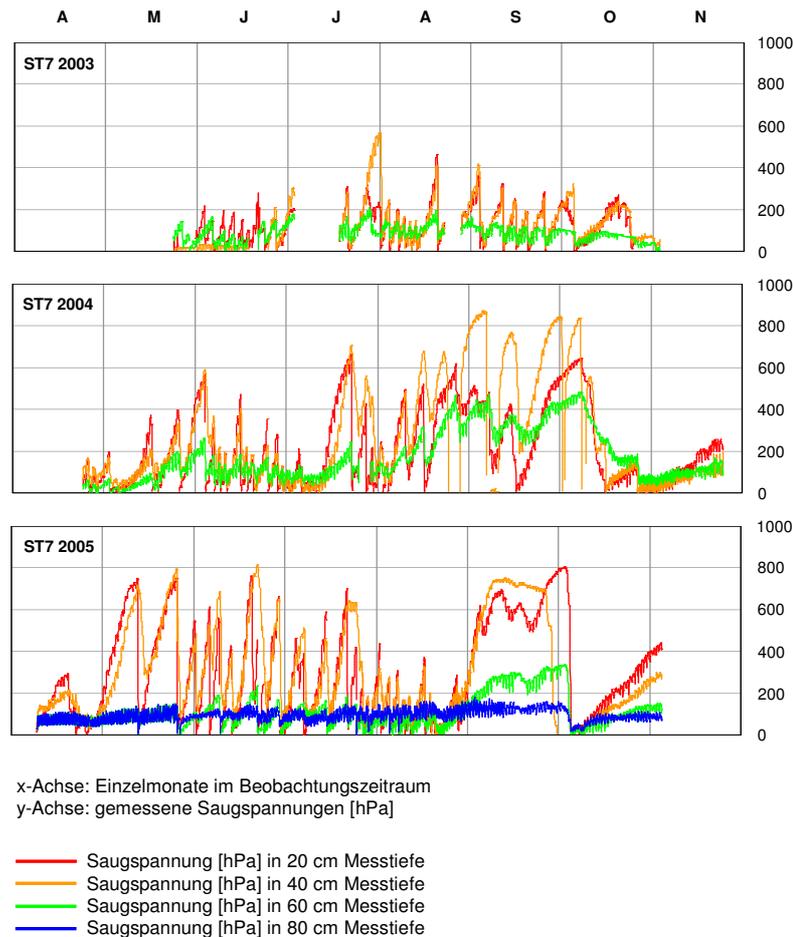


Abb. 7-22: Saugspannungen am Standort ST7 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Weiterhin bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Tensionswerte in 40 cm Bodentiefe zeitweise deutlich über den Werten aus der Messtiefe in 20 cm lagen.

Die durchweg hochfrequenten Saugspannungsverläufe in den oberen Messtiefen (20 cm und 40 cm) differenzieren sich zudem auffallend von den Saugspannungsverläufen in 60 cm beziehungsweise 80 cm Bodentiefe. Eine vergleichsweise hohe Wasser-

ständen mit einem gewissen Vorsprung auf Änderungen reagieren. Insofern kann hier von keiner pauschalen Saugspannungsbeeinflussung durch das Grundwasser ausgegangen werden, auch wenn die Beta-Koeffizienten der Regressionsgleichungen aus Abschnitt 6.2.4 dies vermuten lassen. Vielmehr scheinen sich an diesem Standort Niederschlagsparameter natürlicher und künstlicher Herkunft auch auf die Saugspannungen im tieferen Bodenbereich auszuwirken.

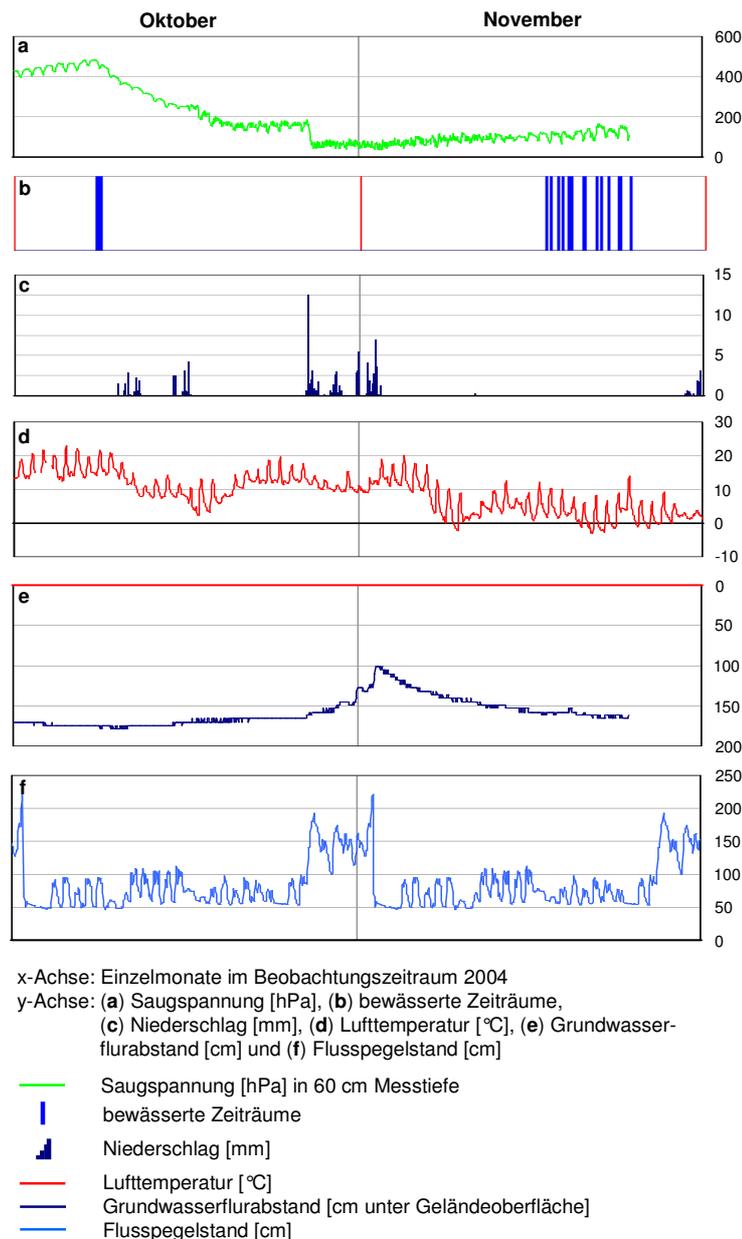


Abb. 7-24: Saugspannungen am Standort ST7 in 60 cm Messtiefe in Kombination mit potentiellen Einflussparametern im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

Die verzögerte Reaktion des Flusspegelstandes auf die gehäuften Niederschlagsereignisse zwischen den beiden Beobachtungsmonaten zog einen erkennbaren Anstieg des Grundwasserspiegels am Standort nach sich. Zu diesem Zeitpunkt waren die Saugspannungen jedoch bereits schon deutlich zurückgegangen.

Der Standort ST7 nimmt (zusammen mit dem Standort ST10) eine Sonderstellung hinsichtlich der dort praktizierten Bewässerungstechnik ein, da die Bewässerung nicht durch eine Oberkronenberegnung, sondern durch eine bodennah positionierte Tropfbewässerung erfolgt. Inwiefern sich dies im Vergleich zur Oberkronenbewässerung prinzipiell auf den Bodenwasserhaushalt signifikant auswirkt, kann nur schwer beurteilt werden, denn neben der Bewässerungstechnik spielt vor allem die Intervalldicke der Bewässerungsgaben, sowie die verabreichte Wassermenge eine entscheidende Rolle. Erstere ist an diesem Standort sehr hoch, letztere dagegen vergleichsweise gering.

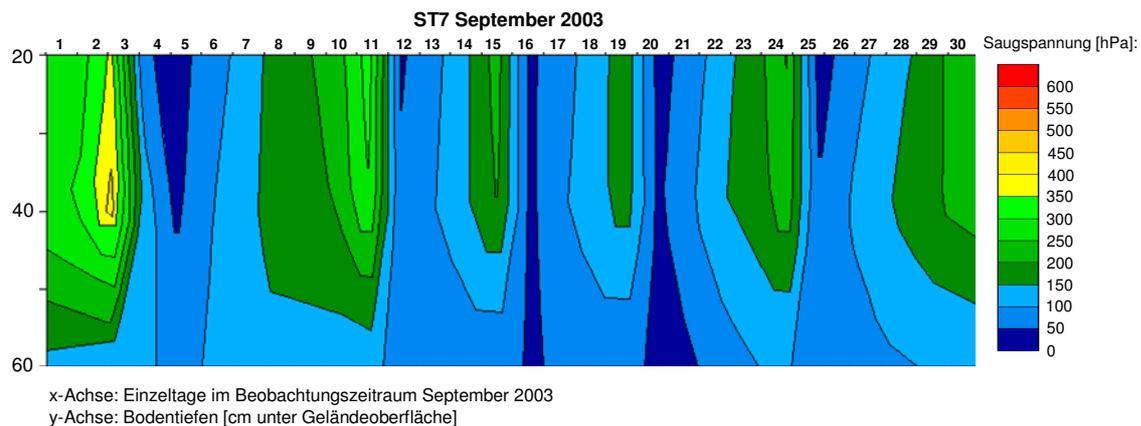


Abb. 7-25: Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST7 im Beobachtungszeitraum September 2003.
(Quelle: nach eigenen Daten)

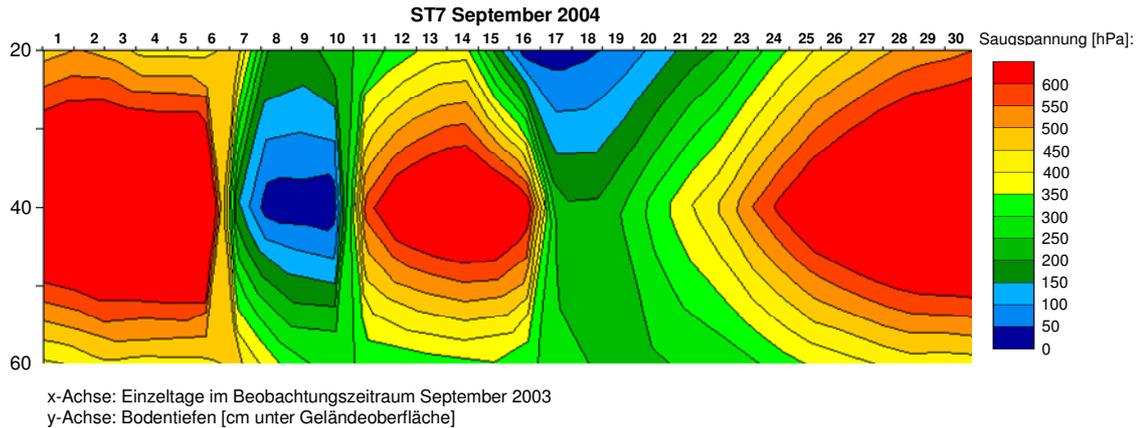


Abb. 7-26: Isotensionsbereiche der tiefen- und zeitspezifischen Saugspannungen am Standort ST7 im Beobachtungszeitraum September 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Dennoch zeichnet sich die außergewöhnliche Trockenheit im Jahr 2003 (vgl. Abschnitt 5.2.6) keineswegs in den zugehörigen Messwerten ab (vgl. Abb. 7-22, Abb. 7-25 und Abb. 7-26). Dies liegt vor allem daran, dass hier 2003 eine deutlich intensivierete Bewässerung stattfand, um Trockenschäden an Pflanze und Frucht zu vermeiden (frdl. mündl. Mitt. Hr. H. Kössler, Bozen).

Die Saugspannungen im Boden wurden somit durch eine bewusste Bewässerungssteuerung sehr niedrig gehalten - niedriger als in den klimatisch feuchteren Vergleichsjahren 2004 und 2005. Hieraus resultiert für 2003 letztlich auch eine erhöhte Verfügbarkeit an pflanzennutzbarem Wasser im Boden, so dass die auf Flächen gemessenen Saugspannungen im Jahr 2003 die klimatische Trockenanomalie kaum wiedergeben können, weil sie im Boden bewässerungsbedingt nicht vorhanden gewesen ist. Damit war der Boden am Standort ST7 2003 monatsweise sogar deutlich feuchter als 2004.

Standort ST8:

Die tensiometrischen Messungen ergaben für den Gesamtbeobachtungszeitraum erkennbare Differenzen hinsichtlich der Saugspannungsdynamik in den verschiedenen Messtiefen (vgl. Abb. 7-27). Der oberflächennahe Messbereich zeigt ein durchweg frequenzreiches Saugspannungsverhalten, das mit zunehmender Messtiefe deutlich

abnimmt (vgl. Messtiefe in 40 *cm* und 60 *cm*). Die Werte der ab 2005 hinzugenommenen Messtiefe in 80 *cm* lieferten ausschließlich sehr niedrige Saugspannungswerte und zeichneten sich im Rahmen der Variabilitätsanalyse durch einen auffallend stagnierenden Kurvenverlauf der hochpassgefilterten Zeitreihen aus (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1).

Der oberflächennahe Messbereich zeichnet eine klare Rhythmik in den Saugspannungsverläufen nach. Die Ursachen dafür sind vermutlich vor allem im Bereich von Niederschlägen und anthropogenen Wassergaben zu suchen.

Abbildung 7-28 zeigt u.a. den Einfluss der Beregnungsintervalle auf die Saugspannungen in 20 *cm* Bodentiefe. Demnach kann angenommen werden, dass größere Kurvendepressionen eng mit den jeweiligen Bewässerungsintervallen zusammenhängen. Dem überwiegenden Anteil solcher Depressionen gehen Bewässerungsgaben voraus, die einem weiteren Saugspannungsanstieg entgegenwirken. Diese Zusammenhänge konnten allerdings im Rahmen der Korrelationsrechnungen nicht nachgewiesen werden (vgl. Abschnitt 6.2.2.1).

Der Einfluss des natürlichen Niederschlags ist auf graphischer Basis kaum zu beurteilen. Ersichtlich ist jedoch, dass in nicht bewässerten Zeiträumen (wie beispielsweise Mitte September oder im Monat Oktober; vgl. Abb. 7-28) ebenfalls Kurvendepressionen erkennbar sind, die scheinbar eng mit den erfassten Niederschlägen im Zusammenhang stehen. Der Einfluss der Lufttemperatur kann auf Diagrammbasis nicht interpretiert werden, da bestehende Wirkungsverzögerungen zu groß sind. Lediglich die prinzipielle Tendenz abnehmender Saugspannungen gegen Ende des Beobachtungszeitraumes geht mit der allgemeinen Abnahme der Lufttemperaturen einher. Diese logische Konsequenz wird in ihrer Erkennbarkeit jedoch durch andere Einflussparameter (v.a. natürliche Niederschläge) stark überdeckt.

Zudem ist es prinzipiell fraglich, inwiefern es legitim ist, die Lufttemperatur als isolierten Parameter für derartige Betrachtungen heranzuziehen. Aus pflanzenökologischer Sicht ist die Temperatur der umgebenden Luft lediglich eine zentrale Steuergröße für die Höhe der daraus resultierenden Evapotranspirationsraten. Genau diese aber steuern wiederum den Wasserhaushalt im Boden zur Deckung des pflanzeigenen Wasserbedarfs ganz wesentlich mit. Insofern wäre eine Annäherung an die zeitliche Dynamik der *ETP*-Raten von Interesse.

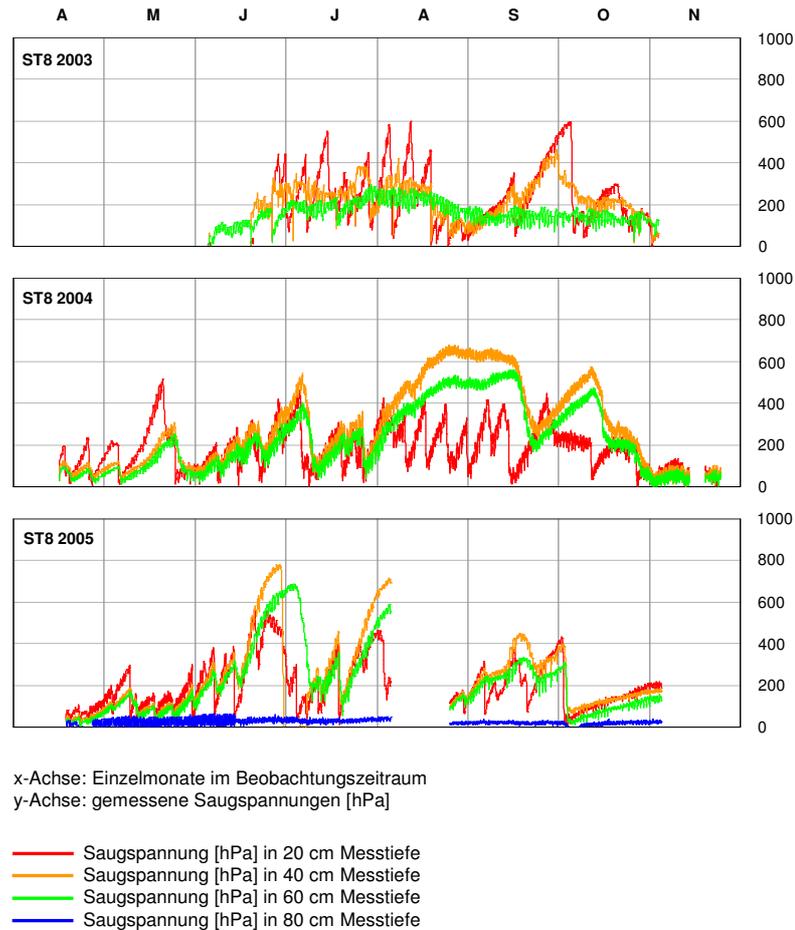


Abb. 7-27: Saugspannungen am Standort ST8 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die deutlichen Diskrepanzen, die zwischen den Saugspannungsverläufen in 60 cm und 80 cm Tiefe erkennbar sind (vgl. Abb. 7-27), lassen vermuten, dass in diesem Tiefenbereich sehr große Unterschiede hinsichtlich der Wasserleitfähigkeit der anstehenden Substrate bestehen müssen, beziehungsweise der Einfluss des Grundwassers an diesem Standort bereits in diesem Bereich wirksam wird. Diese Unterschiede in der Wasserleitfähigkeit kommen auch in den tiefenspezifisch berechneten (partiellen) Autokorrelationsfunktionen ganz deutlich zum Ausdruck. In 60 cm Bodentiefe ergaben die $(P)ACF$ -Berechnungen eine $PACF$ 3. Ordnung, in 80 cm Bodentiefe dagegen eine $PACF$ 10. Ordnung (vgl. Abb. 6-10 und Abb. 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2), was auf sehr träge bodenhydraulische Prozesse in 80 cm Tiefe hinweist.

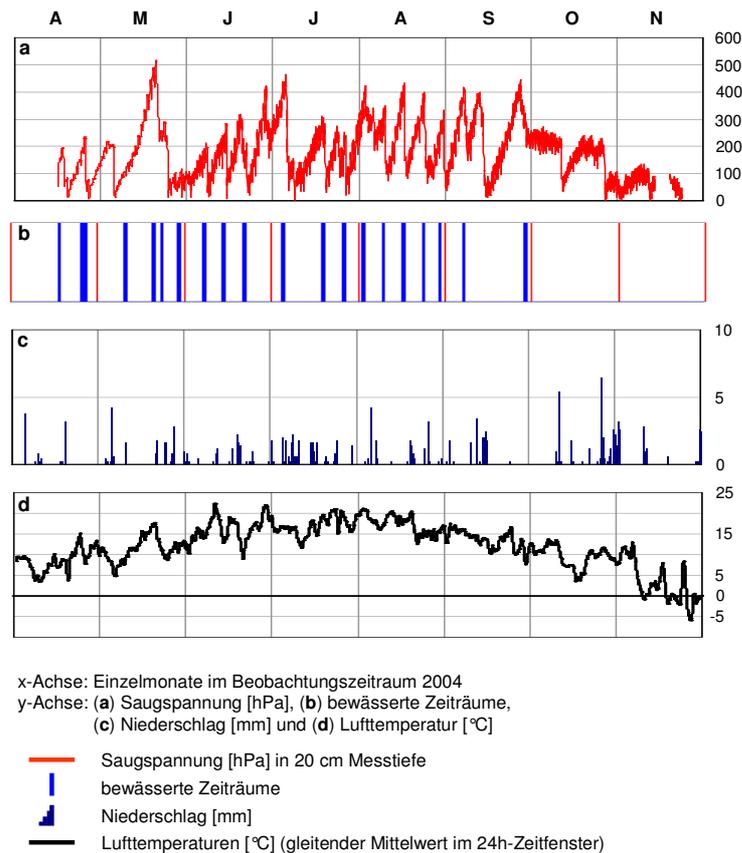


Abb. 7-28: Saugspannungen am Standort ST8 in 20 cm Messtiefe in Kombination mit potentiellen Einflussparametern im Beobachtungszeitraum 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)

Diese Annahmen decken sich auch mit den Ergebnissen aus den pedologischen Untersuchungen. Als Boden wurde an diesem Standort eine Kalkpaternia (Auenrendzina) [AZ] typisiert (vgl. Abschnitt 5.2.1). Dieser weist von seiner Horizontierung her ab 45 cm unter GOF einen basalen aG-Horizont auf, der sich nach den Korngrößenanalysen des Feinbodenanteils im Labor aus reinem Sand (sS) zusammensetzt (vgl. Abb. 7-29).

Damit kann die mangelnde Wasserleitfähigkeit, die sich bereits für den Oberbodenbereich im Rahmen der Infiltrationsmessungen zeigte ($k_{fn} = 1,0 \text{ mm/min}$; vgl. Abschnitt 5.2.2), aus bodenkundlicher Sicht erklärt werden. Jedoch bleibt die Frage offen, inwieweit sich die extremen Differenzen zwischen 60 cm und 80 cm Messtiefe erklären lassen, denn beide Tiefenlagen bestehen aus der identischen Bodenart. Insofern kann

der Substratcharakter nicht alleinige Ursache für den beobachteten Gegensatz in der Bodenwasserdynamik sein.

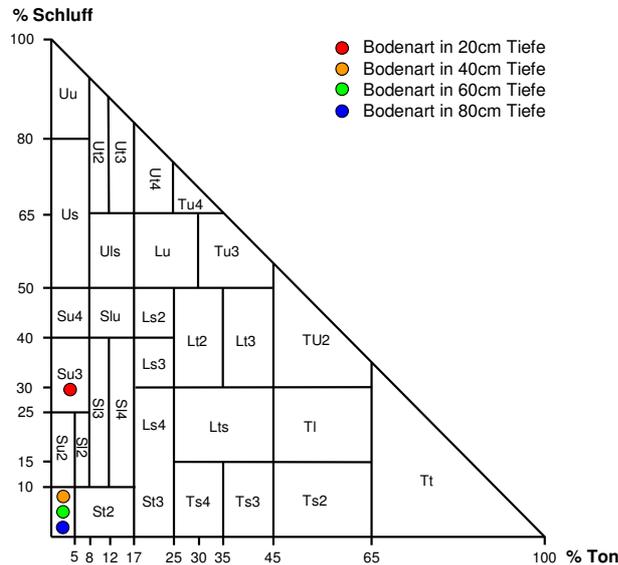


Abb. 7-29: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST8 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

Im Rahmen der bodenkundlichen Profilaufnahmen wurde nach unten hin ein auffallender und deutlich zunehmender Vernässungsgrad festgestellt. Der Grundwasserstand selbst wurde am Tag der Profilgrabung bei etwa 110 cm unter *GOF* angetroffen, wobei der hohe Vernässungsgrad auf eine Wasserversorgung der unmittelbar darüber liegenden Bereiche hinweist. Einerseits widerspricht der hohe Sandgehalt einer Existenz erhöhter kapillarer Aufstiegsraten. Andererseits würden bereits ~40 cm kapillarer Anstieg ausreichen, um den engen Zusammenhang zwischen den Saugspannungsverläufen und denen des *GWFA* zu erklären. Abbildung 7-30 zeigt den zeitlichen Verlauf beider Größen für den gesamten Beobachtungszeitraum 2005.

Auch ohne eine nähere Quantifizierung ist bereits ein Einfluss des Grundwassers auf die Saugspannungsbedingungen im tieferen Bodenbereich anzunehmen. Der tendenziell ansteigende Trend der Saugspannungen in 60 cm Bodentiefe im Zeitraum von April bis Ende Juli 2005 geht einher mit einem stetig absinkenden Grundwasserpegel. Die Saugspannungsverhältnisse in 80 cm Bodentiefe reagieren dagegen nicht erkennbar auf diese Veränderungen, was vermutlich eng mit der Tatsache verknüpft ist, dass sich die

Bodentiefe von 80 cm bereits nahezu ganzjährig in unmittelbarer Nähe zur wassergesättigten Bodenzone befindet.

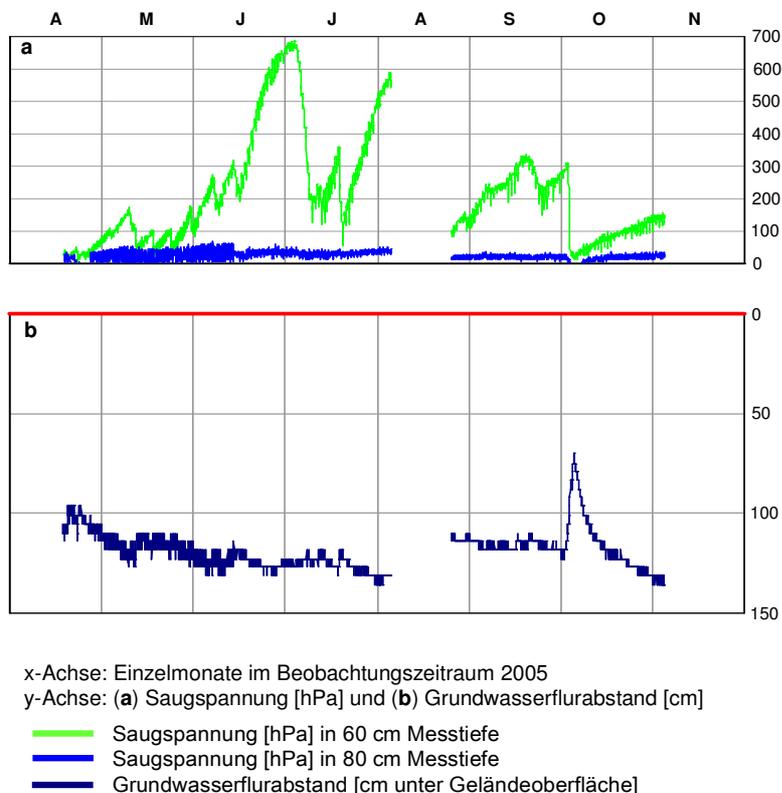


Abb. 7-30: Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST8 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Vermutung, dass der Einfluss des Grundwassers den Einfluss anderer Parameter an diesem Standort auf die tieferen Bodenbereiche zurückdrängt, wird bestärkt, wenn man den Zeitraum zwischen September und Oktober genauer betrachtet (vgl. Abb. 7-31).

Anfang Oktober war ein deutlicher und vergleichsweise kurzfristiger Anstieg des Grundwassers auf bis zu 70 cm unter GOF zu verzeichnen. Damit lag die Messtiefe in 80 cm vorübergehend im Grundwasserbereich. Auch die Saugspannungen in 60 cm Bodentiefe fielen auf Minimalwerte ab. Interessant ist aber vor allem der gegenläufige Trend zwischen den Saugspannungswerten aus 60 cm Bodentiefe und den Grundwasserpegelwerten. Die Saugspannungen in 80 cm erreichten nach dem kurzfristigen Einbruch wieder das gewohnt niedrige Niveau ($< 30 \text{ hPa}$) und reagierten

auch nicht auf eine weitere Absenkung des *GWFA* (bis ~130 cm), der gegen Ende Oktober Werte von knapp 140 cm unter *GOF* erreichte und somit die Vertikaldistanz zwischen der *GOF* und dem tiefsten Punkt der tensiometrischen Erfassung über 60 cm betrug. Wie bereits für die Verhältnisse von ST6 diskutiert, darf der ausschließliche Einfluss des Grundwasserflurabstandes also nicht überbewertet werden.

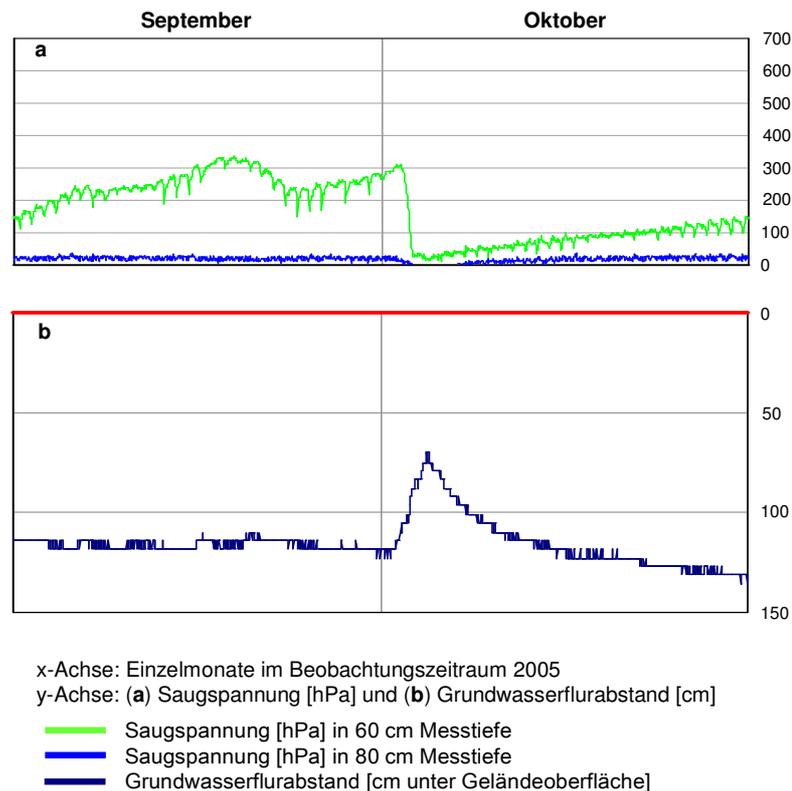


Abb. 7-31: Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST8 in den Beobachtungszeiträumen September und Oktober 2004. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen den *GWFA*-Werten und den Werten der Saugspannung in 60 cm und 80 cm Bodentiefe ergeben für die Tiefe in 60 cm einen *time-lag* von 22 Stunden, während hingegen für die 80 cm Tiefe der *time-lag* im 48h-Fenster bei null Stunden liegt. Des Weiteren ergaben die Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen den Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Bodentiefe einen negativen *time-lag* von -10 (vgl. Abb. 6-13 und Abb. 6-14 in Abschnitt 6.2.2.3). Dies bedeutet, dass bestimmte Signale in 80 cm Bodentiefe denen in 60 cm Bodentiefe vorausgehen, was den Einfluss des Grundwassers als Verursacher für diese Verhältnisse

nahe legt. Die Kreuzkorrelationsrechnungen zwischen den Saugspannungen von 20 *cm* zu 40 *cm*, 60 *cm* und 80 *cm* Bodentiefe zeigen ebenfalls, dass die oberen Bodenbereiche nicht in einer durchgehend hydraulisch plausiblen Beziehung mit den unteren Bodenbereichen stehen (vgl. Abb. 6-12 in Abschnitt 6.2.2.3).

Für den Standort ST8 kann somit angenommen werden, dass die Saugspannungen im oberen Bodenbereich hauptsächlich durch den natürlichen und künstlichen Niederschlag und die damit verbundenen Lufttemperaturen, (die wiederum als Kopplungsgröße im Zusammenhang mit den *ETP*-Raten des Pflanzenbestandes zu sehen sind), prinzipiell also den atmosphärischen Einwirkungen, beeinflusst werden. Die tieferen Bodenbereiche scheinen dagegen (zumindest zeitweise) unter dem Einfluss der jeweiligen Grundwasserverhältnisse zu stehen, wobei insbesondere für die Messtiefe in 80 *cm* von einem nahezu durchgehenden Potentialgleichgewicht des Bodenwassers mit der Grundwasseroberfläche ausgegangen werden kann. Die Tatsache, dass trotz der räumlichen Vertikaldistanz (durchschnittlich 30 *cm* bis 40 *cm*) zwischen der Grundwasseroberfläche und dem Messpunkt in 80 *cm* Bodentiefe eine hydrologische Kommunikation stattfindet, kann letztlich nur auf das Vorhandensein kapillarer Aufstiegsprozesse zurückgeführt werden. Diese erreichen im dort vorliegenden sandigen und damit grobporigen Bodensubstrat allerdings relativ schnell ihre maximalen Aufstiegsraten von maximal 5 *mm/d*. Damit ist das weitgehende Fehlen des Kapillarhubeffektes in 60 *cm* Bodentiefe zu erklären, denn das hier vorliegende sandige Bodensubstrat lässt in seinen Kapillaren keine größeren Steigraten bzw. Steighöhen des (Grund-)Wassers zu, so dass das Messniveau in 60 *cm* Tiefe innerhalb kürzerer Zeiträume kaum noch davon profitieren kann. Für die Bodenart des reinen Sandes (*Ss*) berechnet sich nach AG BODEN (2005) an diesem Standort unter Berücksichtigung der Lage des effektiven Wurzelraumes, eine maximale kapillare Aufstiegsrate von 3,5 *mm/d*.

Im Rahmen der Standortbeschreibung (vgl. Abschnitt 4.4) wurde die unmittelbare Positionierung am Seeufer betont. Es ist anzunehmen, dass diese den Bodenwasserhaushalt durch die zusätzliche hydrologische Kommunikation mit dem Seewasserspiegel (Qualmwassereffekt) ganz wesentlich beeinflusst und mit zunehmender Entfernung vom Uferbereich mit einer deutlichen Abnahme dieser Beeinflussung zu rechnen ist. Dies konnte auch durch Kabellichtlotmessungen bestätigt werden, welche entlang einer Messgeraden mit zunehmender Uferentfernung durchge-

führt wurden. Der zeitgleiche Grundwasserstand nahm im Durchschnitt pro 10 m Uferentfernung um etwa 7 cm ab.

Standort ST9:

Im Jahr 2003 verliefen die erfassten Saugspannungswerte an ST9 in allen drei Tiefen überwiegend im gleichen Saugspannungsniveau (vgl. Abb. 7-32). Die extreme Trockenheit dieses Beobachtungsjahres zeichnete sich im Vergleich mit den Folgejahren jedoch erst gegen den Herbst hin ab. Die durchweg hohen Schwankungsamplituden in den drei Messzeiträumen können in allen untersuchten Bodentiefen beobachtet werden. Auch der korrelative Zusammenhang zwischen den einzelnen Messtiefen bestätigt diese Verhältnisse (vgl. Abb. 6-4 in Abschnitt 6.2.2.1).

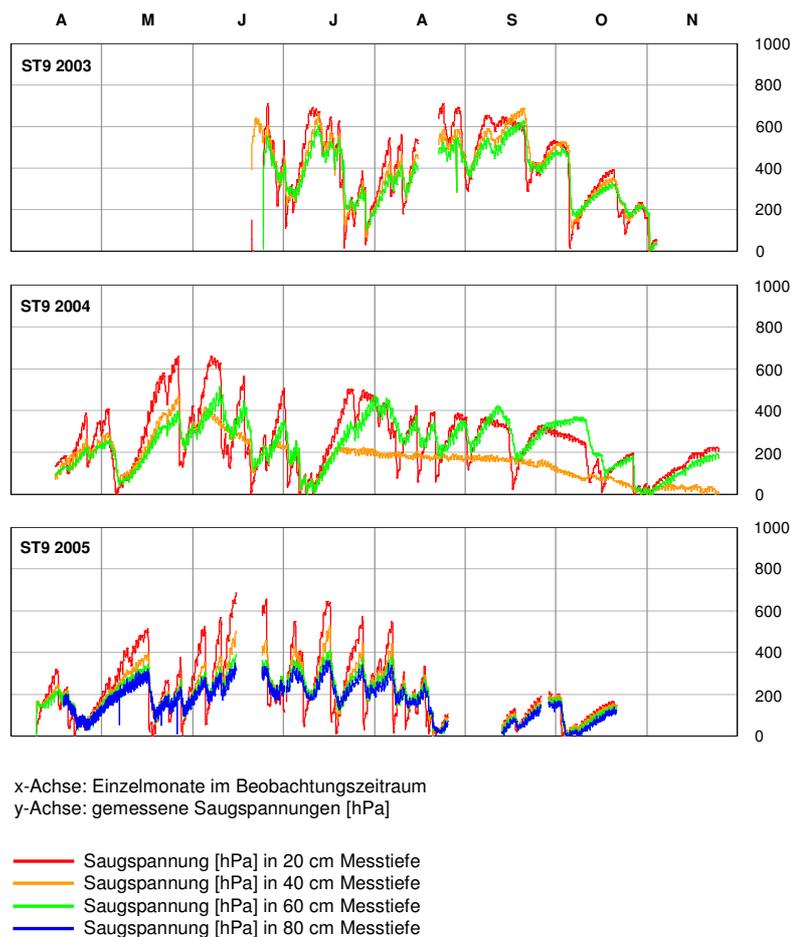


Abb. 7-32: Saugspannungen am Standort ST9 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

Im Vergleich mit den anderen Standorten fällt die hohe Variabilität der Saugspannungen in 80 cm Bodentiefe auf, die sich vor allem im Rahmen der Hochpassfilterung durch einen großen Anteil an hohen Frequenzen hervorhebt (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1)

2004 stagnierten die Saugspannungen in 40 cm Tiefe von Mitte Juli bis Oktober bei Werten um 200 hPa. Diese Stagnation kann mit dem Aufbau des Bodenprofils erklärt werden. Die dort vorliegende (Auen)Braunerde [AB] weist in 51 cm unter GOF ihre IIBv-Obergrenze auf. Die Erfassung der Saugspannung in 40 cm Bodentiefe liegt damit gerade noch im vergleichsweise sandigen Bv-Horizont (vgl. Abb. 7-33).

Der erhöhte Tongehalt (vgl. Abschnitt 5.2.1) im IIBv kann infolge seines Quellvermögens nach ergiebigeren Niederschlägen oder längeren Bewässerungszeiträumen durchaus einen gewissen Wasserstau an seiner Obergrenze bewirken. Diese Verhältnisse werden deutlich, wenn man den diskutierten Zeitraum unter Hinzunahme der Bewässerungs-, vor allem aber der standortnahen Niederschlagswerte, genauer betrachtet (Abb. 7-34).

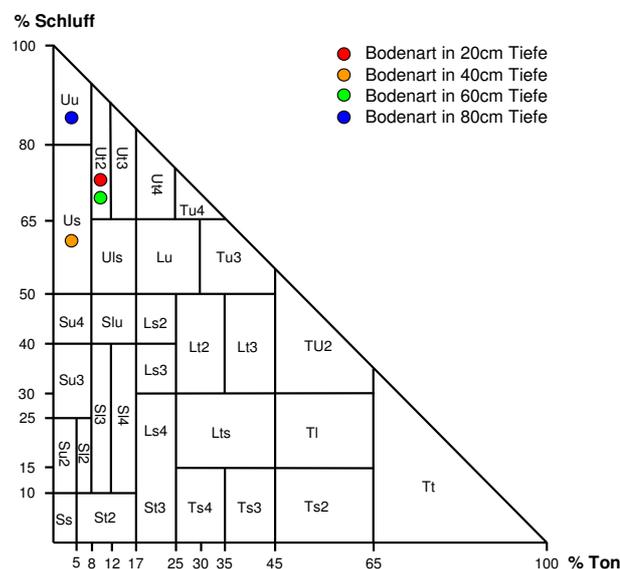


Abb. 7-33: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST9 im Korngrößendreieck. (Quelle: nach eigenen Daten)

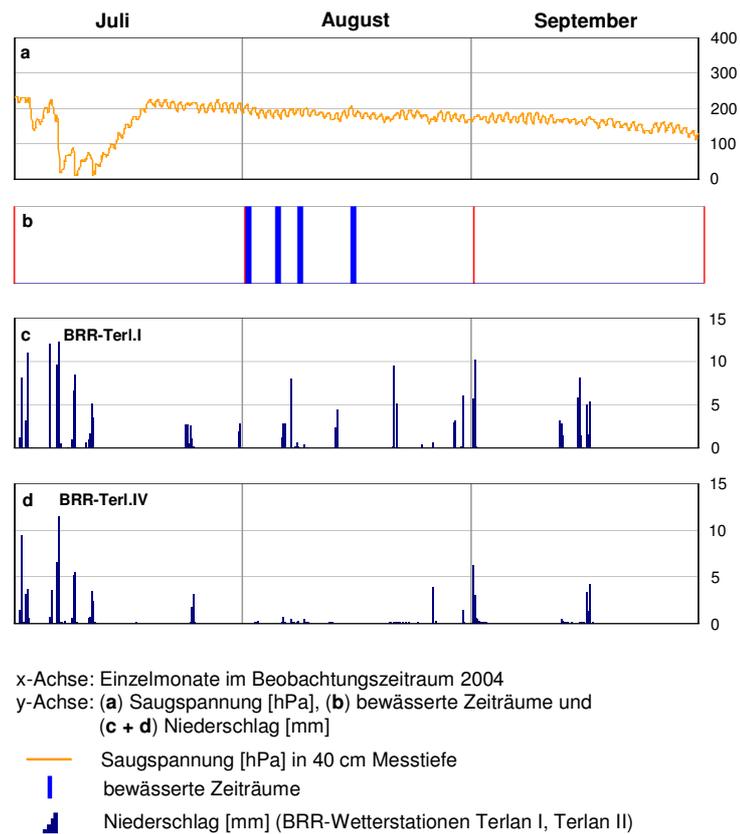


Abb. 7-34: Saugspannungen am Standort ST9 in 40 cm Bodentiefe und Niederschlagsmengen standortnaher Wetterstationen (BRR-Terlan I, BRR Terlan IV) im Beobachtungszeitraum Juli bis September 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Die Saugspannungen in 40 cm Bodentiefe fielen Anfang Juli nach ergiebigen Niederschlägen deutlich ab. Im Anschluss an diese Depression stiegen die Saugspannungen wieder leicht an, erreichten dabei jedoch nicht mehr ihr gewohntes Niveau, sondern schwankten mit abnehmender Tendenz um die 200 hPa-Marke. Weitere Niederschläge, sowie mehrere Bewässerungseinheiten im August wirkten vermutlich in Kombination mit den pedologischen Verhältnissen einem Anstieg der Saugspannungen entgegen. Allerdings konnten vergleichbare Stagnationen weder in anderen Bodentiefen noch in anderen Messzeiträumen beobachtet werden, so dass hieraus nicht auf eine allgemeine Gültigkeit geschlossen werden darf.

Insbesondere die Tatsache, dass die Bewässerungsgaben im August 2004 sowohl von dem Tensiometer in 20 cm als auch von dem Tensiometer in 60 cm Tiefe registriert wurden (vgl. Kurveneinbrüche in Abb. 7-32), erschweren eine Erklärung für das

Ausbleiben dieser Reaktionen in der dazwischen liegenden Tiefe von 40 *cm*. Zudem kann eine Korrelation zwischen den Saugspannungswerten und den Bewässerungsintervallen ausschließlich für die Bodentiefe in 20 *cm* statistisch nachgewiesen werden (vgl. Abb. 6-8 in Abschnitt 6.2.2.1).

Eventuell war für den diskutierten Zeitraum eine Fehlfunktion in der Messvorrichtung (bspw. schlechter Bodenschluss des Tensiometers) verantwortlich. Warum sich dieser jedoch erst Anfang/Mitte Juli äußerte, bleibt unklar. Eine Erklärung für dieses Verhalten könnte der Einschluss einer Luftblase in der Tensiometerspitze infolge einer fehlerhaften Wassernachfüllung sein. In solchen Fällen kann die beidseitige Wassernachlieferung durch den Engpass im Bereich der *PVC*-Blase am Ende des Kapillarschlauches behindert beziehungsweise unterbrochen sein (vgl. Abb. 5-7 in Abschnitt 5.1.4). Dann hat der Einschluss einer Luftblase letztlich den gleichen Effekt wie ein mangelhafter Bodenschluss im Kontaktbereich der Tensiometerspitze.

Eine Beeinflussung der Saugspannungen in den verschiedenen Messtiefen durch das Grundwasser kann an diesem Standort gänzlich ausgeschlossen werden, da im Rahmen der Grundwasserstandserfassung im gesamten Beobachtungszeitraum bei einer effektiven Messtiefe von 242 *cm* (Pegellohreineinrammung 300 *cm*) keine Grundwasserstände über diesem Schwellenwert registriert wurden. Der nahe an der Mess-Station gelegene Tiefbrunnen konnte durch regelmäßige manuelle Kabellichtlotmessungen entsprechende Referenzwerte liefern. Diese ergaben durchschnittliche Grundwasserflurabstände im Schwankungsbereich zwischen 560 *cm* und 380 *cm* unter *GOF*, wobei der Durchschnittswert bei 420 *cm* lag. Aufgrund dieser tiefen Lage des *GWFA* sind im schluffigen Bodensubstrat auch keine Saugspannungsbeeinflussungen durch kapillare Aufstiegsprozesse anzunehmen. Die vorhandenen Rostflecken im *aGo* sind daher nicht den rezenten hydrologischen Verhältnissen zuzuordnen, sondern sind genetisch in Zeiten mit deutlich höheren Grundwasserständen (vor der anthropogenen Trockenlegung) zu stellen.

Der fehlende Grundwassereinfluss dokumentiert sich auch in den tiefenspezifisch berechneten Autokorrelationsfunktionen. Diese zeigen zwar eine gewisse Zunahme ihrer Ordnungen und damit der Reaktionsträgheit bei zunehmender Bodentiefe. Dennoch bleiben die Verhältnisse an ST9 deutlich hinter denen grundwassernaher Standorte zurück (vgl. Abb. 6-10 und Abb. 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2).

Standort ST10:

Die Saugspannungscharakteristik von ST10 widerspricht der räumlichen Nähe zum Standort ST7 (vgl. Abb. 7-22 und Abb. 7-35 sowie Abschnitt 4.4). So war 2003 an ST10 ein wesentlich größerer Wasserstress im Oberbodenbereich zu beobachten als bei ST7. Dagegen verliefen die Saugspannungen in 60 cm Bodentiefe mit nur äußerst moderaten Schwankungen stets im Bereich von 100 hPa und lagen damit im gleichen Jahr deutlich unter den Vergleichswerten von ST7. Auch 2004 wurden nur geringe Schwankungen und nahezu kein Wasserstress in der Tiefe von 60 cm beobachtet. Lediglich 2005 näherten sich die Werte aus 60 cm und 80 cm Bodentiefe zeitweise der 200 hPa-Grenze an. Dennoch blieben die Werte in 80 cm Bodentiefe hinsichtlich ihrer Variabilitäten sehr moderat, wie der Vergleich der hochpassgefilterten Saugspannungszeitreihen von ST10 untereinander zeigt (vgl. Abb. 6-2 in Abschnitt 6.2.1.1).

Generell fällt für alle drei Beobachtungsjahre die Tendenz zu sehr hohen Saugspannungswerten in den oberen Bodenbereichen (20 cm- und 40 cm-Messtiefe) auf. Dieser wurde durch eine entsprechend regelmäßige Bewässerung weitgehend entgegengesteuert, was an den wiederholten Kurveneinbrüchen erkennbar ist. Die bivariaten Korrelationsrechnungen liefern diesbezüglich sehr hohe Koeffizienten, wobei der höchste Koeffizient in 60 cm Bodentiefe, statt in 20 cm Bodentiefe erreicht wird (vgl. Abb. 6-8 in Abschnitt 6.2.2.1).

Die Wirksamkeit der Wassergaben war durchweg nur von sehr kurzer Dauer, wie die schnellen Anstiege der Saugspannungswerte nach den Bewässerungsgaben erkennbar zeigen (vgl. Abb. 7-36).

Diese Beobachtung deckt sich auch mit den Ergebnissen der Infiltrationsmessungen (vgl. Abschnitt 5.2.2), die (zumindest zum Zeitpunkt der Messungen) auf eine vergleichsweise hohe Wasserdurchlässigkeit im Oberbodenbereich hingewiesen haben ($k_{fn} = 9,3 \text{ mm/min}$). Den Bodenverhältnissen nach (Braunauenboden/Vega [AB]) wären bodenhydrologisch günstigere Verhältnisse anzunehmen. Vor allem durch den hohen Schluffanteil im Unterboden, der partiell bis in den anlehmigen Bereich hineinreicht (vgl. Abb. 7-37), ist eigentlich eine wesentlich höhere Wasserspeicherkapazität gewährleistet als es die Ergebnisse der Saugspannungs- und Infiltrationsmessungen zum Ausdruck bringen.

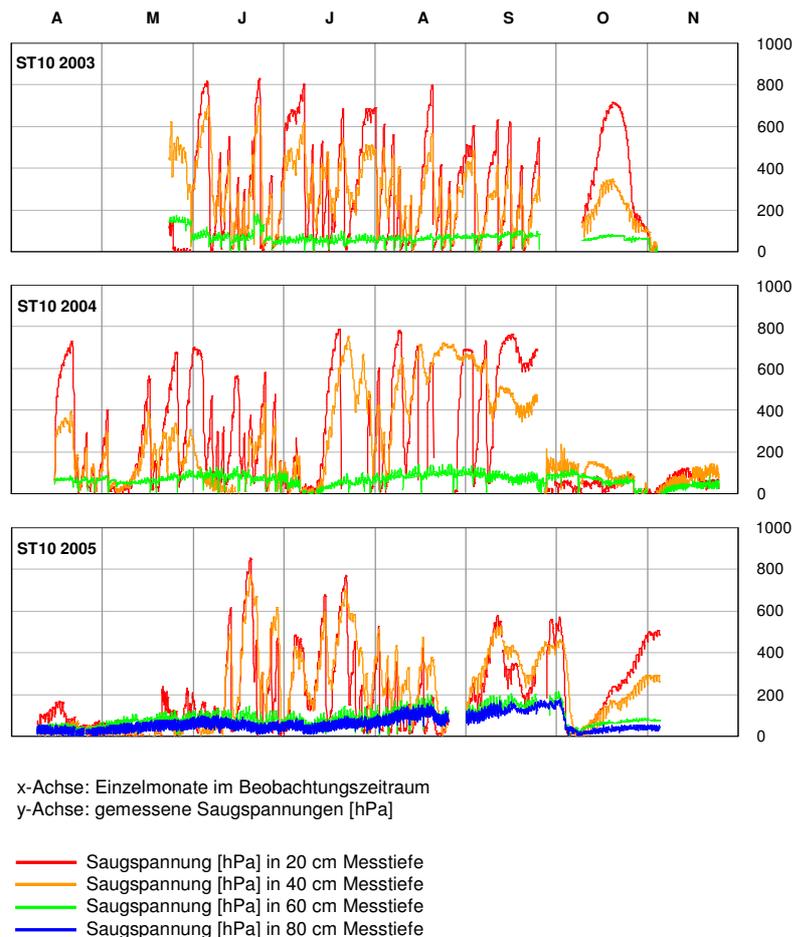


Abb. 7-35: Saugspannungen am Standort ST10 in den verschiedenen Messtiefen im Beobachtungszeitraum 2003 bis 2005.
(Quelle: nach eigenen Daten)

Eine hohe Bewässerungsdichte ist offensichtlich und erklärt größtenteils die vergleichsweise extremen Schwankungen in den Oberbodenbereichen (vgl. Abb. 7-36).

Die anscheinend permanente Verfügbarkeit an Wasser in den tieferen Bodenbereichen (60 cm und 80 cm) legt auch hier wieder einen wesentlichen Einfluss des *GWFA* nahe. Im Rahmen der bodenkundlichen Profilarbeiten wurde der Grundwasserstand bei 80 cm unter *GOF* erreicht. Aber auch der Vergleich mit den Ergebnissen der zeitgereihten Erfassung der Grundwasserflurabstände bestärkt die Vermutung dieser Zusammenhänge (vgl. Abb. 7-38). Ansteigende Saugspannungen gingen (bodenphysikalisch plausibel) durchweg mit einer Absenkung des *GWFA* einher und abfallende Saugspannungen waren meist an ein Ansteigen des Grundwassers gekoppelt.

7. Zusammenführende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse

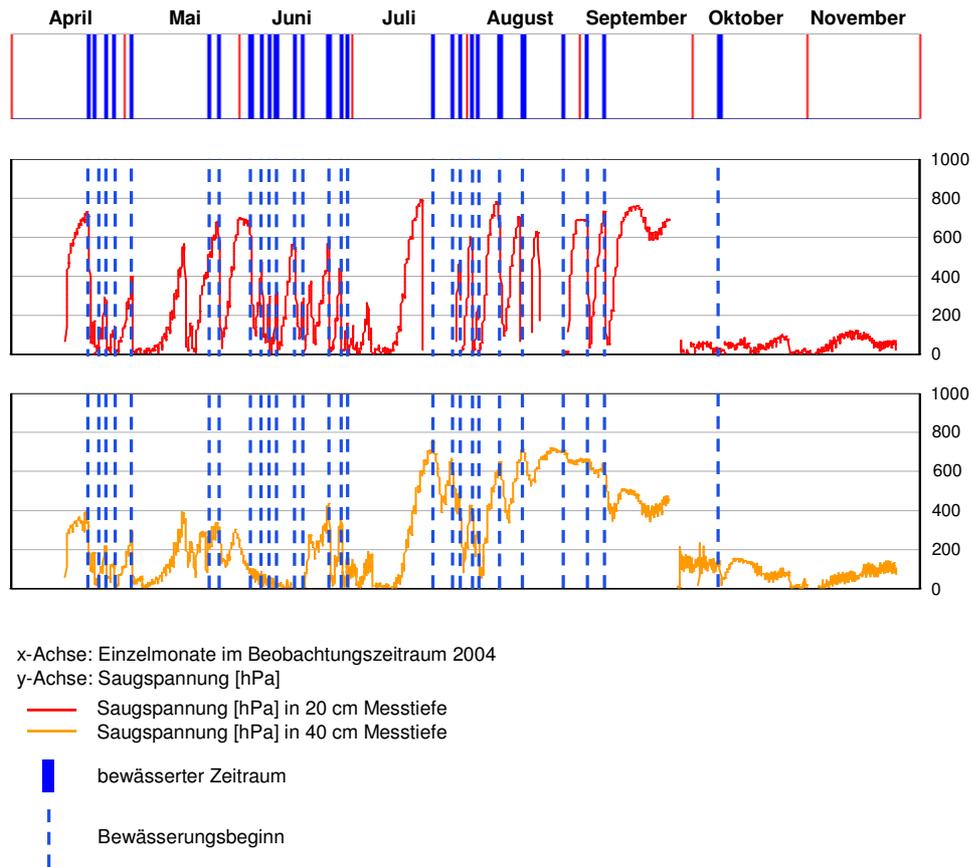


Abb. 7-36: Saugspannungen am Standort ST10 in 20 cm und 40 cm Messtiefe im Zusammenhang mit den bewässerten Zeiträumen im Beobachtungszeitraum 2004.
(Quelle: nach eigenen Daten)

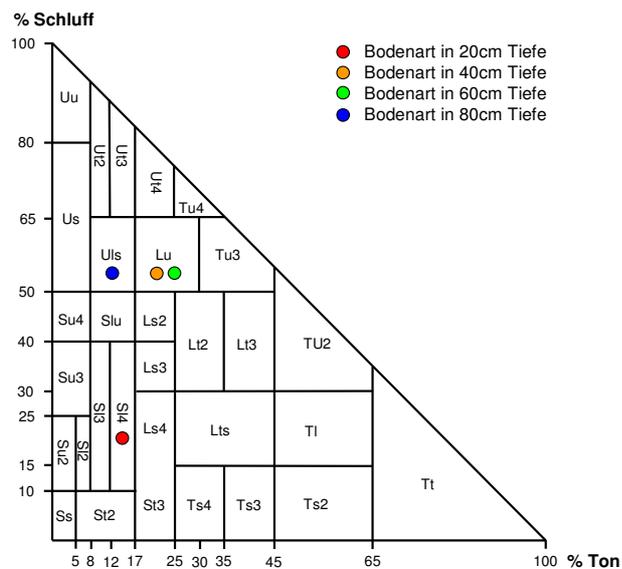


Abb. 7-37: Bodenarten der verschiedenen Messtiefen von Standort ST10 im Korngrößendreieck.
(Quelle: nach eigenen Daten)

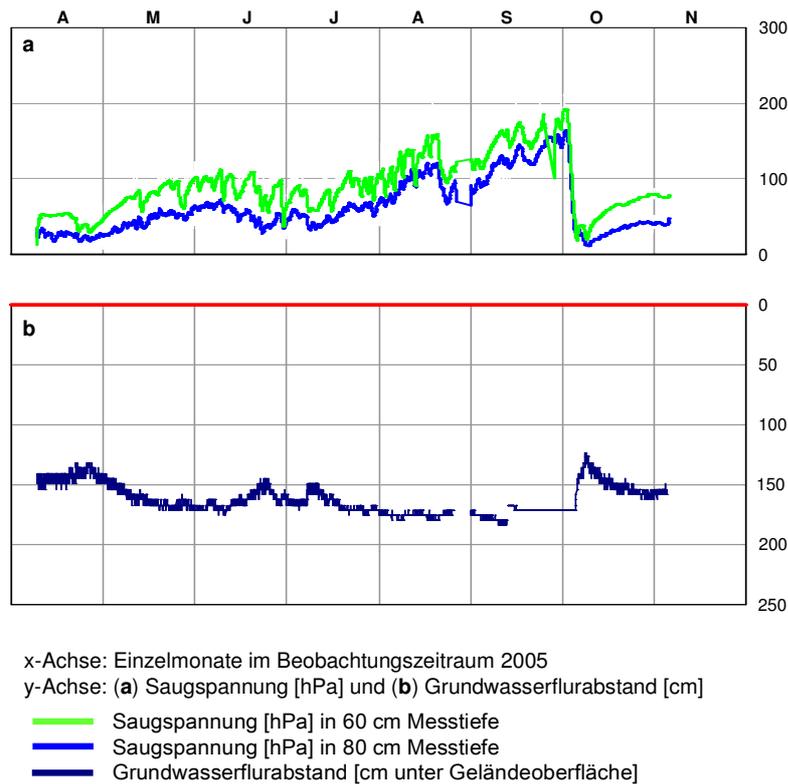


Abb. 7-38: Saugspannungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe und Grundwasserflurabstände am Standort ST10 im Beobachtungszeitraum 2005. (Quelle: nach eigenen Daten)

Die bivariaten Korrelationsrechnung ergaben hierfür eine deutliche und signifikante Zunahme der Koeffizienten mit der Bodentiefe (vgl. Abb. 6-9 in Abschnitt 6.2.2.1). Auch die mit der Bodentiefe zunehmende Trägheit der Saugspannungsreaktionen zeichnet sich durch, da die tiefenspezifisch berechneten Autokorrelationsfunktionen zur Tiefe hin in ihrer Ordnung anwachsen (vgl. Abb. 6-10 und Abb. 6-11 in Abschnitt 6.2.2.2). Die Kreuzkorrelationsfunktionen zwischen den erfassten Grundwasserflurabständen und den Saugspannungen in 60 cm beziehungsweise 80 cm Bodentiefe liefern in beiden Fällen *time-lags* von null, so dass eine nahezu verzögerungsfreie Reaktion auf Signale aus dem Grundwasser angenommen werden kann (vgl. Abb. 6-14 in Abschnitt 6.2.2.3)

Dass der direkte Einfluss des *GWFA* auf die Saugspannungen nicht überbewertet werden darf, wurde bereits mehrfach am Beispiel anderer Standorte (ST7 und ST8) diskutiert. Somit kann auch nicht gänzlich geklärt werden, ob die Saugspannungsänderungen in 60 cm und 80 cm Messtiefe eine Reaktion auf veränderte Grundwasser-

pegelstände sind oder ob (was ebenfalls plausibel wäre) beide Parameter (Saugspannungen und Grundwasserpegel) auf die Signale anderer Parameter (v.a. Niederschlag) jeweils entsprechend reagieren.

7.2. Standortübergreifende Analyse und Diskussion

Eine die Einzelstandorte übergreifende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse stellt sich in mehrfacher Hinsicht als problematisch dar. So haben die Untersuchungen gezeigt, dass selbst Standorte mit ähnlichen physisch-geographischen Ausstattungsmerkmalen signifikante Unterschiede in der Bodenwasserdynamik aufweisen können. Zudem scheinen die erfassten Einflussparameter die Saugspannungen im Boden nicht hinreichend erklären zu können und zahlreiche Aspekte deuten auf den dominierenden Einfluss des Bodenaufbaus und seiner Substratzusammensetzung hin. Dennoch konnten durch die Messungen und Berechnungen auch weiterführende Erkenntnisse gewonnen werden.

Die Saugspannungen in den oberen Bodenbereichen (20 *cm* bis 40 *cm*) weisen an allen Standorten die stärkste Dynamik auf. Damit zeichnet sich der Einfluss atmosphärischer Klimafaktoren (wie Niederschläge und Temperaturverhältnisse) auf die Saugspannungen der oberen Bodenbereiche ab. Diese Annahmen werden durch die Korrelationsrechnungen (vgl. Abschnitt 6.2.2) und auch die multiplen Regressionsansätze (vgl. Abschnitt 6.2.4) gestützt, welche insbesondere die Rolle der Temperaturverhältnisse hervorheben. Der Sachverhalt ist physikalisch vor allem durch einen hohen Anteil direkter Verdunstungsprozesse im Kontaktbereich der Bodenoberfläche mit der Atmosphäre zu erklären. Des Weiteren bewirken die Transpirationsvorgänge der Apfelbäume einen zusätzlichen Wasserentzug in der Bodenmatrix, der sich aber auch bis in tiefere Bodenbereiche (bis 60 *cm*) - also den gesamten effektiven Wurzelraum - erstrecken kann, was den beobachteten signifikanten Einfluss der Temperatur und Luftfeuchtigkeitsverhältnisse auf die Saugspannungen dieser Bodentiefen erklärt. Dies ist damit zu begründen, dass der Umfang der Wasseraufnahme ganz wesentlich durch das Ausmaß der Transpiration der Blätter bestimmt wird und somit zwischen der Wasserabgabe durch Transpirationsvorgänge und der Wasseraufnahme durch die Wurzeln verschiedener Bodentiefen ein sehr enger unmittelbarer Zusammenhang besteht (vgl. FRIEDRICH & FISCHER 2000). Verstärkte Transpiration bedeutet somit unter

bodenhydrologisch günstigen Verhältnissen eine (nahezu) zeitgleich erhöhte Wasseraufnahme und damit einen Entzug von Wasser aus dem Boden. Diese Sachverhalte erklären auch die beobachteten Situationen von Wasserstress in den Sommermonaten und zur Zeit der vollen Fruchtreife - also phänologischen Zeiträumen, welche sehr große Anforderungen an die Transpirationsleistungen der Kulturpflanzen und damit auch an den Bodenwasserhaushalt stellen. Die Tatsache, dass sich diese Verhältnisse in den eigenen Messungen nicht so klar abzeichnen, hängt mit der Tatsache zusammen, dass in den genannten Zeiträumen von landwirtschaftlicher Seite her bewusst eine intensivierete Bewässerung erfolgte. Dennoch konnten die PCA-Ansätze (vgl. Abschnitt 6.2.3) auf Basis phänologisch begründeter Zeitabschnitte zeigen, dass jeder Einzelstandort innerhalb eines Messjahres verschiedene Saugspannungstypen repräsentiert.

Betrachtet man die anomalen Witterungsverhältnisse des "Trockensommers" 2003, dann wird dieser Aspekt besonders deutlich. Im Sommer 2003 führte der Mangel an natürlichen Niederschlägen über mehrere Wochen hinweg zu einem durchgehend hohen klimatischen Verdunstungsanspruch. Allerdings zeichneten sich diese Verhältnisse in den Saugspannungskurven kaum ab (vgl. Abschnitt 5.2.3). Der Grund hierfür ist in der entsprechend intensivierten Bewässerungspraxis zu sehen, welche die gemessenen Saugspannungen auf einem niedrigen Niveau halten konnte. Dies zeigten vor allem die Saugspannungen des unbewässerten Standortes ST6, welche für den Beobachtungszeitraum 2003 in den oberen Bodenbereichen nahezu konstant auf hohem Niveau lagen. Der Grenzbereich einer ausreichenden Wasserverfügbarkeit von 600 *hPa* wurde dort jedoch nicht nur 2003, sondern auch 2004 mehrfach und über längere Zeiträume hinweg überschritten - Beobachtungen, welche an den bewässerten Standorten nicht gemacht werden konnten. Ökonomische Einbußen hinsichtlich der Fruchtqualität oder -quantität und eine damit verbundene Einschränkung der Produktionsleistung infolge der fehlenden Bewässerung waren an Standort ST6 jedoch nicht gegeben (frdl. mündl. Mitt. Herr H. Mackowitz, Terlan). Dies zieht die bereits angeführte Fragestellung nach sich, in welchen Größenordnungen tiefere Bereiche im Boden zur Wasserversorgung der Apfelbäume beitragen können. Die maximale Wurzeldichte der schwachwüchsigen Intensivpflanzungen liegt (je nach Altersklasse) in etwa bei 40 *cm* bis 60 *cm* Bodentiefe. THALHEIMER (2005) konnte jedoch im Rahmen von Wurzelpräparationen einzelne Senkwurzeln freilegen, die bis in 120 *cm* Bodentiefe reichen. Die Bedeutung dieser

Senkwurzeln für die Wasserversorgung der Apfelbäume ist noch nicht genauer untersucht worden. Sie würden allerdings einen Großteil der beobachteten Verhältnisse von Standort ST6 erklären.

In Abhängigkeit der topographischen Lage scheint sich an einigen Standorten der Stand des Grundwassers unter der *GOF* maßgeblich auf die Saugspannungsverhältnisse der tieferen Bodenbereiche (60 cm und 80 cm) auszuwirken. Hierauf weisen außer der rein graphisch vergleichenden Betrachtung der Messergebnisse, auch die Ergebnisse der statistischen Analysen hin. Vor allem die bivariaten Korrelationsrechnungen und die Berechnung standort- und tiefenspezifischer Autokorrelationsfunktionen heben den Einfluss des Grundwassers auf die Dynamik der Saugspannungen hervor. Zudem lieferten die Regressionsmodelle aus Abschnitt 6.2.4 für die grundwassernahen Standorte in 60 cm und 80 cm die jeweils höchsten Beta-Koeffizienten mit der unabhängigen Variablen "Grundwasserflurabstand". Auch die Ergebnisse der *PCA*-Ansätze heben die Standorte mit Grundwassernähe als eine eigene Hauptkomponente hervor (vgl. Abschnitt 6.2.3).

Diese Zusammenhänge können bodenphysikalisch mit dem kapillaren Anstieg vom Grundwasser in die den Kapillarsaum bildenden Bodenschichten erklärt werden. Die Situation der Grundwassernähe ist für einen Großteil der Anbauflächen im Mittleren Etschtal gegeben. Die kapillare Steighöhe ist nach Gleichung 5-20 (vgl. Abschnitt 5.1.10) vor allem vom Radius der Kapillaren und damit von der Korngrößenzusammensetzung in den betroffenen Bodenhorizonten abhängig. Steigt der Grundwasserspiegel bis nahe an den Wurzelraum heran an, dann können größere Mengen des Grundwassers durch den Kapillarsaum an das Wurzelwerk der Apfelbäume weitergegeben werden und somit effektiv zur Wasserversorgung der Pflanzungen beitragen. Damit kann auch die "Wassermittversorgung" durch den Kapillarhub bei grundwassernah gelegenen Standorten eine wichtige Rolle spielen. Sie hängt dabei aber sehr stark vom pedologischen Aufbau und den horizontbildenden Substraten ab. THALHEIMER (2005) konnte für ausgewählte Standorte im mittleren Etschtal zeigen, dass auch ein tiefliegender Grundwasserspiegel von bis zu 3 m unter *GOF* einen nachweisbaren Einfluss auf die Wasserversorgung der Apfelbäume hat und vermutet, dass durch eine stärkere Berücksichtigung des kapillaren Grundwasseranstiegs vielerorts Bewässerungsmaßnahmen eingeschränkt werden könnten. Eine Abschätzung von Größenordnungen stößt jedoch auf große Schwierigkeiten, da der Grundwasser-

einfluss nur bis in ein bestimmtes, meist zeitlich und räumlich sehr variables Bodenniveau reichen kann und darüber vom Einfluss descendenter Wasserbewegungen abgelöst wird. Theoretisch bleibt ohne eine genauere Betrachtung völlig unklar, inwieweit wechselnde Grundwasserstände tatsächlich einen Einfluss auf die Saugspannungen haben oder ob vielmehr andere Steuergrößen (wie v.a. der Niederschlag) diese beiden Parameter (nahezu zeitgleich) beeinflussen. Allerdings deuten die Ergebnisse aus den Korrelations- und vor allem Regressionsrechnungen auf einen nennenswerten Grundwassereinfluss hin. Sämtliche Transfergleichungen der grundwassernahen Standorte aus Abschnitt 6.2.4 zeichnen sich für die Bodentiefen 60 *cm* und 80 *cm* durch hohe Beta-Koeffizienten der unabhängigen Variablen "Grundwasserflurabstand" aus.

Ob jedoch die beschriebene "Wassermitversorgung" der Obstkulturen durch den Kapillarhub in Kombination mit den natürlichen Niederschlägen in Jahren mit durchschnittlichem Witterungsverlauf ausreichend ist, erfordert prinzipiell noch zielgerichtete Erfassungsmethoden pedologischer und hydrologischer Art.

Der Einfluss von Niederschlags- und Bewässerungsparametern war aus den initialen und naturgemäßen Überlegungen heraus für die Saugspannungsverhältnisse der oberen Bodenbereiche als besonders dominant einzuschätzen. Dies konnte aber im Rahmen der weiterführenden Analysen und Berechnungen nur teilweise nachgewiesen werden. Die Wirksamkeit von Niederschlägen und Bewässerungsgaben muss auch hier wieder unter der Einbeziehung von herrschenden Temperaturverhältnissen innerhalb und außerhalb des Pflanzenbestandes betrachtet werden. Diese steuern in Kombination mit den Bodentemperaturen und den relativen Luftfeuchteverhältnissen wiederum die Evapotranspiration maßgeblich mit. So kann eine Bewässerungsgabe durch sehr hohe Lufttemperaturen deutlich kompensiert werden, weil diese ab einem gewissen Punkt durch die verstärkte Transpirationsleistungen der Pflanzen einen größeren Einfluss auf die Feuchteverhältnisse im durchwurzelten Bodenbereich haben. Auch die erfassten Randparameter, wie beispielsweise die relative Luftfeuchtigkeit und die Bodentemperaturen, wirken naturgemäß mit in diese Wechselbeziehungen hinein.

Bei der Einflussbetrachtung der Niederschlagsparameter muss prinzipiell auch die raum-zeitliche Variabilität von Einzelereignissen bedacht werden. Dies bedeutet, dass vor allem in den Sommermonaten ein Großteil der Niederschlagsereignisse thermisch-konvektiv bedingt ist und die Ereignisse daher sehr punktuell auftreten können. Dieser

Aspekt muss bei der Interpretation der Messdaten, welche von klimatologischen Messtationen stammen, die sich nicht in unmittelbarer Nähe zu den Messpunkten befinden, zwingend berücksichtigt werden. Dies bedeutet auch, dass immer mit einer gewissen zeitlichen Verschiebung zwischen dem Niederschlagsereignis am Punkt der Erfassung und dem Niederschlagsereignis im Pflanzenbestand zu rechnen ist.

Zum Aspekt der zeitversetzten Wirksamkeit von Niederschlägen tritt der nur schwer zu quantifizierende Effekt der Interzeption hinzu. Verluste oder Verzögerungen im Niederschlag durch die Interzeption spielen bei der Kalkulation hydrologischer Prozesse eine beachtliche Rolle (vgl. WILHELM 1997).

Die Interzeption ist auch hinsichtlich der Wirksamkeit der Bewässerungsniederschläge bedeutsam und kann in Abhängigkeit von Witterung und der phänologischen Blatt- und Fruchtentwicklung zu einem gänzlichen Wasserverlust oder zumindest deutlich reduziertem sowie zeitlich verzögertem Kontakt des Wassers mit der Bodenoberfläche führen. Dies bedeutet, dass die Freilandniederschläge, welche an den klimatologischen Messtationen erfasst wurden, nicht pauschal mit den Niederschlägen in den Obstbaumbeständen gleichgesetzt werden dürfen. Da die tensiometrischen Messungen im Pflanzenbestand positioniert waren, muss der Einfluss dieses Interzeptionsfaktors unbedingt bedacht werden, wenn man Rückschlüsse auf die Wirksamkeit der erfassten Niederschlags- und Bewässerungsparameter ziehen will. Vor allem in den Sommermonaten zur Zeit der vollen Blattform mit dichtem Kronenschluss und der beginnenden Fruchtreife muss mit höheren Anteilen von interzeptierten Niederschlägen gerechnet werden. Bei der praktizierten Tropfbewässerung der Standorte ST7 und ST10 unterhalb der Baumkronen spielt dies hinsichtlich des Bewässerungswassers keine Rolle. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurde deshalb versucht, den Niederschlag in den Obstbaumbeständen der übrigen Standorte kumulativ durch entsprechend konstruierte Auffanggefäße zu erfassen (vgl. Tabelle 5-1 in Abschnitt 5.1), um damit zumindest Informationen über die Größenordnung der Niederschlagsmengen zu erhalten, welche die Bodenoberfläche erreichen. Infolge häufiger Beschädigungen der Gefäße durch den Einsatz landwirtschaftlicher Geräte und Maschinen konnten daraus jedoch keine brauchbaren Ergebnisse gewonnen werden.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass neben den zeitgerecht erfassten Parametern vor allem der Boden in seinem Aufbau und seiner Zusammensetzung eine maßgebende Rolle für die Beurteilung der Bodenwasserdynamik zu spielen scheint. Dies zeigen die

beschriebenen Beobachtungen und Sachverhalte an den einzelnen Standorten und in den verschiedenen Messtiefen. Die spezifischen pedologischen Verhältnisse entscheiden demnach maßgeblich über die Wirkung atmosphärischer, hydrologischer und auch anthropogener Einflussfaktoren auf die Saugspannungsdynamik. LÖHMANNSRÖBEN (2000) betont diese Rolle des Bodens als Schlüsselstelle für den Bodenwasserhaushalt. Auch im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen zeichnet sich jeder Boden durch seine standortspezifische Horizontabfolge und Korngrößenzusammensetzung als eine elementare bodenhydrologische Größe ab.

Diese pedologischen Parameter erweisen sich erfahrungsgemäß sowohl in vertikaler wie auch in horizontaler Verbreitung als sehr heterogen. Eigene (in dieser Arbeit nicht erläuterte) Untersuchungen im Umfeld der Standorte haben gezeigt, dass die Beschaffenheit der Böden und des Profilaufbaus partiell einem sehr engräumigen Wechsel unterworfen ist. Vor allem in den vom Obstanbau bestandenen Hanglagen des Vinschgaus muss aufgrund der Morphodynamik, welche diesen Standorten das Ausgangssubstrat zur Bodenbildung lieferte, mit großen engräumigen Unterschieden im Skelettanteil und dem damit verbundenen Bodenprofilaufbau gerechnet werden. Hinzu kommt der Einfluss der Hangneigung, welcher die vertikale Richtung der Bodenwasserdynamik um eine horizontale bzw. laterale Bodenwasserbewegung ergänzen kann. Dies bedeutet, dass auch die bodenhydrologischen Eigenschaften eine sehr hohe und enge räumliche Variabilität aufweisen, was zwangsläufig Aussagen hinsichtlich der großräumigen Variabilität pedohydrologischer Eigenschaften erschwert.

Beispielsweise können Punktmessungen der hydraulischen Leitfähigkeiten des Bodens, wie sie auch in dieser Untersuchung durchgeführt wurden, innerhalb von 100 m Umkreis um Zehnerpotenzen variieren (vgl. BLÖSCHL & GRAYSON 2000). Hinsichtlich anderer pedohydrologisch relevanter Parameter können diese Homogenbereiche noch wesentlich kleinflächiger sein, so dass selbst innerhalb weniger Meter mit einem relevanten Wechsel der Bodeneigenschaften gerechnet werden muss. Abgesehen von punkthaften oder kleinflächigen Bodenbeschreibungen (vgl. v. KLEBELSBERG 1923; PEER 1969; ROTTER 1975; FISCHER 1974; FISCHER & WETZEL 1996; THALHEIMER 1999^a, 1999^b, 2000, 2002 u. 2004^a) liegen für die Untersuchungsgebiete bisher keine fundierten und großflächigen Bodenkartierung vor, auch wenn es aktuelle Ansätze in diese Richtung gibt (vgl. STIMPFL et al. 2006^{a+b}; THALHEIMER 2006). Ein Regionalisierungsansatz müsste aber vor allem auf einer flächendeckenden Bodenkartierung basieren.

Daher verbietet sich eine pauschale Übertragung der gewonnenen Erkenntnisse auf vergleichbare Standorte ohne eine detaillierte Kenntnis der pedologischen Eigenschaften.

Schon allein aufgrund dieser dichten pedologischen Heterogenität muss der Versuch, eine umfassende Analyse zu geben, welche über den einzelnen Standort hinaus geht, als sehr zweifelhaft betrachtet werden. Vor dem Hintergrund dieser Aspekte müssen auch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung verstanden werden.

7.3 Rückführung der Gesamtergebnisse auf die intendierten Zielsetzungen

Durch die Auswertung der erfassten Daten konnte bereits ein Großteil der in Abschnitt 2.2 formulierten und intendierten Zielsetzungen erreicht werden. Die messtechnische Erfassung wesentlicher Komponenten und Faktoren des Bodenwassershaushaltes an ausgewählten Standorten als erste Teilzielsetzung (Teilzielsetzung 1), wurde bereits im Vorfeld der analytisch orientierten Zielsetzungen realisiert (vgl. Abschnitt 5.1). Auch die physiogeographische Standortcharakterisierung hinsichtlich wesentlicher und bodenhydrologisch relevanter Eigenschaften, wie Korngrößenzusammensetzung, Bodenprofilaufbau, Infiltrationsverhalten und *pF*-*WG*-Charakteristik konnte als zweite Teilzielsetzung (Teilzielsetzung 2) durch die Auswertung der im Gelände und Labor gewonnenen Daten erreicht werden (vgl. Abschnitt 5.2). Die Einflussquantifizierung (vgl. Abschnitt 6) erbrachte die Ermittlung quantitativer Beziehungen und wechselseitiger Abhängigkeiten in den erhobenen Datensätzen zur Bodenwasserdynamik hervor, wie sie in der Teilzielsetzung 3 formuliert worden sind.

Daraus konnten auf regressionsstatistischer Basis standortspezifische Transfergleichungen (*TFG*) abgeleitet werden (vgl. Abschnitt 6.1.4), welche zur Ableitung der Saugspannungsverhältnisse aus den erfassten bodenhydrologischen Einflussgrößen dienen können. Ungeachtet der Qualität dieser Transfergleichungen ist damit auch die Teilzielsetzung 4 erreicht worden.

Inwiefern die räumliche Übertragung der standortgebundenen Zusammenhänge auf vergleichbare Gebietsausschnitte als eigentliche Hauptzielsetzung und Teilzielsetzung 5 anhand der eigenen Ergebnisse und auf Basis einer pedo-hydrologischen

Standorttypisierung realisiert werden kann, wurde in Abschnitt 7.2 diskutiert. So konnte anhand der Mess- und Analyseergebnisse die Wirksamkeit der Standortheterogenität auf die Saugspannungsdynamik detailliert dargestellt und nachgewiesen werden. Hierbei wurde betonend darauf hingewiesen, dass die Dichte der pedologischen Heterogenität und die teilweise hochkomplexen Verbindungen, welche zwischen den verschiedenen Einflussparametern bestehen, eine Übertragung der Ergebnisse vom Punkt in die Fläche verbieten.

Die in Abschnitt 6.2.4 für diesen Zweck berechneten Transfergleichungen unterstreichen zwar den vermuteten Einfluss atmosphärischer Faktoren auf die oberen Bodenbereiche (20 *cm* und 40 *cm*) und die bedeutende Rolle des Grundwasserflurabstandes für die Saugspannungsdynamik in den tieferen Bodenbereichen (60 *cm* und 80 *cm*). Allerdings fallen die Erklärungsanteile an den Saugspannungsvarianzen im Gesamtbild und größtenteils auch für die einzelnen Messtiefen sehr gering aus, so dass der Einfluss atmosphärischer und hydrologischer Parameter nicht überbewertet werden darf. Die Auseinandersetzung mit den Ergebnissen hat gezeigt, dass der Versuch, für das Südtiroler Obstbaugebiet eine exemplarische Klassifizierung pedo-hydrologischer Standorttypen abzuleiten, mit den vorhandenen Daten und dem aktuellen Stand der Bodenkartierung nur standortgebunden erreicht werden kann. Die Hauptzielsetzung und die damit verknüpfte Teilzielsetzung 5 konnte somit nicht erreicht werden, denn für eine Übertragung der punktuell gewonnenen Erkenntnisse in die Fläche reichen die Erklärungsanteile der berechneten Transfergleichungen nicht aus.

Um eine ganzheitliche Rückführung der Ergebnisse auf die intendierten Zielsetzungen zu erfüllen, ist eine Diskussion der Gesamtergebnisse im Hinblick auf die noch offene Teilzielsetzung 6 notwendig. Die Beurteilung von Notwendigkeit und bedarfsgerechtem Ausmaß einer räumlich differenzierten Bewässerung (Teilzielsetzung 6) ging aus den bisherigen Darstellungen in der vorliegenden Arbeit nur vereinzelt hervor. Verbunden mit den Ergebnissen, welche für die Hauptzielsetzung und Teilzielsetzung 5 formuliert worden sind, kann die Beurteilung der aktuellen Bewässerungspraxis ebenfalls nur standortbasierend erfolgen.

Hierbei haben die Untersuchungsergebnisse gezeigt, dass die Grundwassernähe eines Standortes entscheidend zur Wasserversorgung der Obstbäume beitragen kann. Vor allem in den Bodentiefen, welche sich den direkten atmosphärischen Einflüssen entziehen, kann an den grundwassernahen Standorten durch kapillare Aufstiegsprozesse

eine fast vollständige Wasserversorgung der Obstkulturen durch das Grundwasser gedeckt werden. Dies haben die Beobachtungen am Standort ST6 eindrucksvoll bewiesen, der während der dreijährigen Untersuchungsdauer selbst in den hochsommerlichen Monaten nicht bewässert wurde. Die dort gemessenen Zeiträume mit Wasserstress im Oberboden, führten zu keinerlei Stresssymptomen an den Obstbäumen und die Ernteerträge waren den Auskünften der Landwirte nach mit jenen bewässerter Standorte gleichzusetzen. Diese Ergebnisse können Überlegungen veranlassen, die Bewässerung an grundwassernahen Standorten deutlich zu reduzieren.

Ein Ansatz, welcher in die Richtung einer reduzierten Bewässerungspraxis weist, ist die zunehmende Installation von Tropfbewässerungsanlagen zur Unterkronenbewässerung. Im Rahmen der eigenen Untersuchungen wurden zwei Standorte im Mittleren Etschtal ausschließlich mit diesem System bewässert und ein weiterer Standort im Vinschgau wurde ab Juni 2005 neben der Oberkronenberegnung zusätzlich mit einem Tropfersystem ausgestattet. Die Wirkungsweise dieser tropfeninduzierten Unterkronenberegnung auf die Saugspannungen wurde in Abschnitt 7.1 beschrieben. Dabei trat die hohe Dynamik in den Saugspannungsfrequenzen hervor, welche durch die häufigere Wassergabe bedingt ist. Unterschiede in der Wasserversorgung der Apfelbäume ober- und unterkronenbewässerter Standorte konnten nicht festgestellt werden, so dass sich die Unterkronentropfer durch die zielgerichtete Wasserversorgung mit reduziertem Wasserverbrauch als vorteilhaft erweisen.

Als wesentliche Erkenntnis der vorliegenden Untersuchung muss somit der Einfluss der Bodeneigenschaften hervorgehoben werden. Der Profilaufbau und die Substratzusammensetzung entscheiden maßgebend über die Eigenschaften der Infiltration, die pF -WG-Charakteristik und die Wirksamkeit kapillarer Aufstiegsprozesse. Somit kann durch eine detaillierte und flächendeckende Kenntnis der pedologischen Verhältnisse die Wirksamkeit der atmosphärischen und hydrologischen Einflussgrößen wesentlich besser abgeschätzt werden. Insofern ist die Einbindung pedologischer Parameter nicht nur für einen regionalisierenden Aspekt von großer Bedeutung, sondern auch für die Umsetzung einer optimierten und bedarfsgerechten Bewässerung nach objektiven Kriterien.

7.4 Zusammenfassung der Gesamtergebnisse

Durch die standortbezogene und die standortübergreifende Analyse und Diskussion der Gesamtergebnisse sowie deren Rückführung auf die intendierten Zielsetzungen konnten einige Sachverhalte hervorgehoben werden, welche sich aus den umfangreichen Messungen und deren Einflussquantifizierung ableiten lassen. Die wesentlichen Ergebnisse und die damit verbundenen Aspekte sollen nachfolgend nochmals in Form eines abschließenden Überblickes zusammengefasst werden:

a.) Die tiefendifferenzierte Betrachtung der Saugspannungsverhältnisse erweist sich von elementarer Bedeutung für die Beurteilung der Bodenwasserdynamik an einem Standort. Nur diese Tiefendifferenzierung ermöglicht eine quantitativ begründete Beschreibung der vertikalen Bodenwasserdynamik durch die Berechnung hydraulischer Gradienten. Diese Gradienten liefern wertvolle Informationen über die vertikal orientierte Richtung der Bodenwasserbewegung. Aus dem Vorherrschen beziehungsweise Zurücktreten ascendierender oder descendierender Bodenwasserbewegungen können Rückschlüsse über die dominierende Art der Wasserversorgung der Obstbäume gezogen werden.

b.) Es zeigen sich phänologische Unterschiede des Saugspannungsverhaltens im Jahresverlauf, was auf einen phänologisch begründeten Zusammenhang schließen lässt.

c.) Die geomorphologischen und topographischen Verhältnisse müssen bei der standortdifferenzierten Betrachtung der Saugspannungsgänge berücksichtigt werden. Im Bereich von hanggeneigten Standorten kann der Einfluss lateraler Bodenwasserbewegungen auf die vertikale Dynamik der Saugspannungen nicht ausgeschlossen werden. Die expositionellen Unterschiede und verschiedenen Höhenlagen dokumentieren sich dagegen in den entsprechend differenzierten Temperaturverhältnissen und den damit verbundenen Unterschieden in der natürlichen Wasserversorgung der Obstbäume. So konnten im Bereich nordexponierter Standorte deutlich niedrigere Saugspannungen beobachtet werden als an jenen südexponierter

Hanglagen. Diese Unterschiede können allerdings durch die verschiedenen Höhenlagen kompensiert werden.

d.) In Oberflächennähe (20 *cm* und teilweise auch 40 *cm*) scheinen vor allem die atmosphärischen Einflussgrößen ausschlaggebend für den Gang der Saugspannungen zu sein. Hierbei treten die Lufttemperaturverhältnisse innerhalb und außerhalb der Pflanzenbestände sowie die Bodentemperaturen vergleichsweise bedeutend hervor.

e.) Das Grundwasser scheint die Variabilität und Dynamik der Saugspannungen in den Bodentiefen 60 *cm* und 80 *cm* grundwassernaher Standorte zu einem Großteil erklären zu können. Damit ist durch kapillare Aufstiegsprozesse stellenweise auch eine ganzheitliche Wasserversorgung der Obstbäume gegeben, welche die Notwendigkeit einer Bewässerung in Frage stellt. Dies konnte an einem grundwassernahen Referenzstandort nachgewiesen werden, der über die gesamte Beobachtungsdauer nicht bewässert wurde und dabei die gleichen Ertragsleistungen erbrachte wie benachbarte Standorte mit Bewässerung.

f.) Die Verwendung der Niederschlagszeitreihen ergab im Rahmen der Korrelations- und Regressionsrechnungen erstaunlich geringe Zusammenhänge. Trotz der relativ hohen räumlichen Dichte an entsprechenden meteorologischen Messstationen konnten statistisch nur schwache Zusammenhänge nachgewiesen werden. Für einen Großteil der Korrelationsrechnungen ergaben sich zudem physikalisch unplausible Vorzeichen der Koeffizienten. Diese Ergebnisse können neben dem Einfluss unbekannter Störgrößen vor allem mit der raum-zeitlichen Dynamik der Niederschlagsereignisse erklärt werden. Dies bedeutet, dass eine standortnahe Erfassung der Niederschläge nicht ausreicht, um diese mit dem bodenhydrologischen Prozessgeschehen in Verbindung zu bringen.

g.) Die klimatische Anomaliephase im Sommer 2003 zeichnete sich in den Saugspannungsmessungen kaum durch. Die Begründung liegt in einer entsprechend intensivierten Bewässerung. Damit eignen sich weder die Saugspannungen noch andere

Parameter des Bodenwasserhaushaltes dazu, im Bereich bewässerter Kulturpflanzenbestände klimatische Trockenanomalien nachzuweisen.

h.) Unterschiede zwischen der Oberkronen- und der Unterkronenberegnung (= Tropfbewässerung) spiegeln sich in der unterschiedlichen Frequenzdichte der Saugspannungen wieder. Die zeitlichen Distanzen zwischen einzelnen Wassergaben fallen bei der Tropfbewässerung deutlich geringer aus. Ebenso verhält es sich mit den dabei verabreichten Wassermengen. Hierbei konnte eine gleichwertige Tiefenwirksamkeit der Wassergaben von Oberkronenberegnung und Tropfbewässerung beobachtet werden. Genauere Differenzierungen hinsichtlich der effektiven Wasserversorgung der Obstbäume wurden im Rahmen des eigenen Messaufbaus nicht festgestellt.

i.) Die statistische Quantifizierung vorhandener Zeitversätze (*time-lags*) zwischen der Zielgröße "Saugspannung" und ihren potentiellen Einflussgrößen erwies sich im Rahmen der tiefendifferenzierten Betrachtungen als ein entscheidendes Kriterium für die Qualität der initialen und weiterführenden Einflussquantifizierung. Die Kenntnis der standort- und tiefenspezifischen *time-lags* ermöglichte zudem detaillierte Beschreibungen der natürlichen Zeitverzögerungen sowie der damit verbundenen Abhängigkeiten und Reaktionsgeschwindigkeiten im bodenhydrologischen Prozessgeschehen.

j.) Nur durch eine zeitlich hochaufgelöste und tiefendifferenzierte Erfassung können die in **i.)** hervorgehobenen Zeitversätze (*time-lags*) zwischen den Zeitreihen aufgedeckt und quantifiziert werden. Mit einer geringeren zeitlichen Auflösung sind die für alle nachgeschalteten Analysen sehr wichtigen *time-lags* nicht realistisch quantifizierbar. Darüberhinaus ermöglicht die hohe zeitliche Auflösung eine detaillierte Erfassung von Unterschieden in der Frequenzdynamik der Saugspannungsgänge. Daraus kann auch die Wirksamkeit der im Vergleich zur Oberkronenberegnung höher frequentierten Tropfbewässerung erkannt und quantifiziert werden.

Andererseits verursacht die stündliche Auflösungsbasis auch Probleme im Bereich der Autokorrelationen. Daher konnten für nahezu alle Zeitreihen serielle Abhängigkeiten

auf sehr hohem Niveau nachgewiesen werden. Dies erwies sich vor allem in den Residuen der weiterführenden Regressionsrechnungen und damit für die Güte der berechneten Transfergleichungen als sehr problematisch.

k.) Die berechneten Transfergleichungen besitzen lediglich eine standortbezogene und dabei relativ schwache Aussagekraft. Für eine qualitative Verbesserung der berechneten Transfergleichungen scheint die Erfassung weiterer Zeitreihenvariablen erforderlich zu sein. Parameter zu den Transpirationsraten der Obstbäume sowie zur standortspezifischen Evapotranspiration insgesamt könnten beispielsweise von hohem Informationsgehalt für die Ausschöpfung aus dem Bodenwasservorrat und der damit verbundenen Saugspannungsvariabilität sein. Darüberhinaus muss der Einfluss des Windes bedacht werden. Insbesondere im Vinschgau dürfen die lokalen Windverhältnisse durch ihre intensive und tagesperiodische Ausprägung hinsichtlich ihrer Auswirkung auf die Transpirations- und Evaporationsprozesse nicht unterschätzt werden. Nennenswerten Einfluss können auch Größen zu den Interzeptionsverlusten haben, weil deren Nichterfassung stets zu einer Überschätzung der künstlichen und natürlichen Niederschlagswirksamkeit führt.

l.) Die pedologischen Parameter beeinflussen die beobachteten Saugspannungen maßgebend. Durch die horizontspezifischen Eigenschaften, wie u.a. Korngrößenzusammensetzung, Skelettanteil, Porenvolumen, Lagerungsdichte und Profilaufbau, werden die Infiltrationseigenschaften und *pF*-*WG*-Charaktere eines Standortes entscheidend mitbestimmt. Daran gekoppelt ist eine hoch differenzierte Wirksamkeit der künstlichen und natürlichen Niederschläge für die Wasserverteilung und die Wasserbewegung im Boden. Zudem entscheidet der Bodenprofilaufbau und seine horizontspezifische Zusammensetzung über die Wirksamkeit kapillarer Aufstiegsprozesse aus dem Grundwasser. Die Kenntnis der pedologischen Verhältnisse ist daher von grundlegender Bedeutung für die Einflussabschätzung atmosphärischer und hydrologischer Parameter. Dies bedeutet andererseits auch, dass der alleinige Einfluss atmosphärischer und hydrologischer Parameter nicht überbewertet werden darf.

m.) Eine Optimierung der Bewässerungspraxis erfordert die Bereitsstellung objektiver Kriterien. Aus den in **l.)** genannten Gründen ist dabei die Kenntnis der Bodenverhältnisse ein entscheidendes Kriterium, aus dem sich die Wirksamkeit atmosphärischer und hydrologischer Einflussgrößen ableiten lässt.

n.) Eine Differenzierung der einzelnen Standorte und eine potentiell daran anknüpfende Extrapolierung der punktuell erfassten Ergebnisse in die Fläche darf prinzipiell nicht nur rein oberflächenorientiert erfolgen, sondern muss stets den gesamten durchwurzelten Profilaufbau beinhalten. Insbesondere die tieferen Bodenbereiche (ab ca. 60 cm) sind als Hauptdurchwurzelungsbereich für die Qualität der Wasserversorgung der Obstbäume von großer Bedeutung. Dies haben die Beobachtungen im Rahmen der Profilgrabungen in Kombination mit den Saugspannungsmessungen gezeigt. Diese Anforderung erschwert die Verfolgung eines regionalisierenden Ansatzes erheblich.

o.) Im Rahmen der Untersuchungen zeigte sich eine sehr engräumige Heterogenität der pedologischen Eigenschaften. Diese Heterogenität müsste sich als wichtiges Kriterium auch in einem Regionalisierungsansatz wiederfinden. Hierzu existieren für die untersuchte Region jedoch noch keine verwertbaren Daten. Aufgrund der in **l.)** genannten Aspekte kann aber nur auf Basis einer flächendeckenden und detaillierten Kenntnis der Bodenverhältnisse ein regionalisierender Ansatz von hoher Qualität erfolgen und damit wertvolle Informationen für eine bedarfsgerechte Bewässerung liefern. Aus den genannten Gründen konnte die Zielsetzung eines Regionalisierungsansatzes auf Basis der eigenen Messdaten nicht erreicht werden.

8. Ausblick

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung haben gezeigt, dass eine Begründung der raum-zeitlichen Saugspannungsflektuationen nur bedingt erreicht werden kann und das für standortübergreifende Aussagen noch ein großer messtechnischer Verbesserungs- und Erweiterungsbedarf besteht.

So erwies sich der naturgemäß gegebene Einfluss der Niederschläge aufgrund seiner lediglich standortnahen Erfassung als äußerst schwer quantifizierbar. Insbesondere die große raum-zeitliche Variabilität sommerlicher Niederschlagsereignisse, welche durch ihre Intensität zur Wasserversorgung der Obstbäume maßgebend beitragen können, erfordert deren Erfassung am Standort selbst. Dies ist jedoch mit erheblichen Kosten für die Wartung und Installation verbunden und daher nur vereinzelt realisierbar.

Die Temperaturverhältnisse und die damit verbundenen relativen Luftfeuchten sowie der Wind bestimmen einen großen Anteil der Evapotranspirationsraten in einem Pflanzenbestand. Daran knüpft sich eine indirekte Mitbestimmung der Ausschöpfungsraten aus dem Bodenwasservorrat, welche sich durch die Änderung hydraulischer Potentialgradienten auch in der Dynamik der Bodenwasserbewegungen äußern kann. Detaillierte Untersuchungen zur Verdunstung der Standortflächen und Transpirationsleistung der Obstbäume sind bisher messtechnisch nur mit einem unverhältnismäßig großen Aufwand umzusetzen, wären aber von großem Interesse. Auf dem letztjährigen internationalen Bewässerungssymposium wurden auch Ansätze vorgestellt, welche die Bewässerung durch den Wasserzustand der Pflanze steuern (vgl. PASCHOLD 2006). Damit würden sich für eine Bewässerungspraxis nach messbaren Kriterien, welche bisher nur durch die Erfassung der Bodenfeuchte oder die Berechnung klimatischer Wasserbilanzen erfolgt, neue Möglichkeiten eröffnen. Allerdings beschränken sich diese Methoden momentan noch auf die Anwendung im Gemüseanbau und befinden sich auch dort noch in der Entwicklungsphase (vgl. MAYER & PASCHOLD 2007, SCHALLER & PASCHOLD 2007^{a+b}). Trotzdem weisen diese Ansätze in eine vielversprechende Richtung, wovon in Zukunft auch der Obstanbau profitieren kann.

Die Grundwassernähe erwies sich im Rahmen der Untersuchungen als ein wesentlicher Einflussparameter für die Bodenwasserdynamik in den Beobachtungstiefen von 60 cm und 80 cm. Die messtechnische Erfassung der Grundwasserflurabstände wurde (wie auch alle anderen Messungen) über den Zeitraum der eigenen Messdauer hinaus bis

Ende 2006 weitergeführt. Die daraus gewonnenen Daten konnten zwar nicht mehr in die vorliegenden Analysen eingearbeitet werden, dennoch zeichnen sich vergleichbare Ergebnisse ab, welche die enge Kopplung zwischen dem Grundwasserspiegel und den Saugspannungen entsprechender Bodentiefen nachweisen. Hierzu sind weitere und eventuell großflächig ansetzende Untersuchungen im Bereich des Mittleren Etschtales notwendig, um die dort vielerorts gegebene Grundwassernähe in ihrem Einfluss auf die Bodenwasserdynamik sowie vor allem im Hinblick auf eine mögliche Bewässerungsreduzierung zu quantifizieren.

Die Untersuchungsergebnisse weisen darauf hin, dass die Kenntnis der pedologischen Verhältnisse entscheidend zu einer optimierten und bedarfsgerechten Bewässerung beitragen kann, indem sich der meist überschätzte Einfluss atmosphärischer und hydrologischer Parameter besser beurteilen lässt. Hierzu fehlt in der untersuchten Region eine flächendeckende und detaillierte Kartierung der Böden. Diese könnte jedoch die elementare Basis für eine Bewässerungspraxis nach objektiven Kriterien darstellen und auch flächenhafte Informationen liefern. Da jedoch die Bodenwasserdynamik ein mehrdimensionales Prozessgeschehen ist, dürfen sich bodenkundlich orientierte Kartierungen nicht auf die Oberbodenbereiche beschränken, sondern müssen die Bodenprofile möglichst bis in das Ausgangssubstrat hinein erfassen, um als Entscheidungsgrundlage dienen zu können.

Ein zentrale Aufgabe wird es in den kommenden Jahren sein, den Wasserverbrauch auf ein minimal notwendiges Maß zu reduzieren. Daher wird auch aus Gründen der Kostenbegrenzung in Zukunft notwendig werden, den Bewässerungsbedarf und die Menge der einzelnen Wassergaben nach objektiven Kriterien festzulegen. Mit welchen Folgen bei Wassermangel zu rechnen ist, hat sich den Untersuchungsjahren 2003 und 2005 gezeigt. Das Wasser zur Beregnung wird insbesondere im Mittleren Etschtal aus Tiefbrunnen entnommen. Aufgrund des hohen Wasserverbrauches, der vor allem auch aus der Frostberegnung resultiert, sind mittlerweile die ersten Absenkungen im Grundwasserspiegel beobachtet worden. Dies weist mit Nachdruck darauf hin, dass die Tropfbewässerung als eine hocheffiziente und wassersparende Alternative trotz der vergleichsweise hohen Installationskosten gefördert werden muss. Vor den aktuellen ökologischen und ökonomischen Zielen der europäischen Wasserrahmenrichtlinie *WRRL* (Umsetzung bis 2012) muss für die hier untersuchte Region eine effizientere und vor allem auf objektiver Basis praktizierte Bewässerung eine zentrale Maßnahme sein,

um die Bewässerung im Obstbau als einen notwendigen Produktionsfaktor erhalten zu können.

Im Bereich der Agrar- und Wasserwirtschaftsforschung wird zunehmend der Aspekt von "precision farming" und "precision irrigation" im Sinne einer teilflächenspezifischen Bewässerung diskutiert und untersucht (vgl. AL-KARADSHEH et al. 2003^{a+b}; SCHOENGOLD et al. 2004; RAINE et al. 2007). Dabei spielen, neben der Anpassung der Bewässerung an den Wasserbedarf einzelner Kulturpflanzen in verschiedenen phänologischen Entwicklungsphasen, vor allem die pedologischen Standortverhältnisse eine zentrale Rolle (vgl. MIRSCHEL & WENKEL 2003; SOURELL 2006^{a+b}). Probleme bestehen dabei nach wie vor in einer möglichst engmaschigen und mehrdimensionalen Erfassung der relevanten Parameter. Hierfür eignet sich neben dem bereits praktizierten Einsatz von Sensoren (vgl. u.a. PASCHOLD & WIETHALER 2000) eventuell der Einsatz von Mikrosensoren. Neue Ansätze in der Soft- und Hardwaretechnik ermöglichen die drahtlose Vernetzung von Sensorknoten zur Bewältigung komplexer Steuerungsaufgaben. Eine sensorgestützte Bewässerung auf der Basis von pedohydrologisch kalibrierten Mikrosensoren wäre dabei ein denkbarer Ansatz, auch wenn sich die Mikrosensortechnik noch in der Entwicklung befindet.

Eine intelligente und teilflächenspezifische Bewässerung ist jedoch nicht zwingend an die Entwicklung und Verwendung von High-Tech-Methoden gebunden. Die Festlegung von objektiven Kriterien zur Bewässerungsoptimierung kann auch durch die Nutzung pedologischer Standortkenntnisse in Kombination mit den langjährigen Erfahrungen der regionalen Landwirtschaft erfolgen und dabei vielversprechende Ergebnisse liefern.

9. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eigeninitiativer Untersuchungen in den Jahren 2003-2006 vor dem Hintergrund die raum-zeitliche Fluktuation der Bodenwasserdynamik unter Bewässerungseinfluss näher zu quantifizieren. Als Untersuchungsgebiet wurde die Region Südtirol in Italien ausgewählt, welche mit etwa 18.000 *ha* das größte zusammenhängende Obstanbaugebiet in Europa darstellt. Der intensive Obstanbau benötigt dort nach gängiger Meinung eine Bewässerung der Pflanzanlagen, um optimale Ernteerträge in qualitativer und quantitativer Hinsicht gewährleisten zu können. Die Durchführung der Bewässerung erfolgt dabei jedoch noch nach sehr subjektiven Kriterien. Damit stellt die Bewässerung in der Region einen sehr kostenintensiven Produktionsfaktor dar, welcher aus ökonomischen, aber auch aus ökologischen Gründen zunehmend diskutiert und kritisch hinterfragt wird.

Aus diesen Aspekten heraus wurden mehrere Zielsetzungen verfolgt. Zum einen sollten prinzipielle Kenntnisse über die Muster der regionalen Bodenwasserdynamik unter dem Einfluss der Bewässerung und natürlicher Einflussparameter gewonnen werden, um daraus eine Beurteilung von Notwendigkeit und bedarfsgerechtem Ausmaß einer räumlich differenzierten und nach objektiven Kriterien durchgeführten Bewässerung ableiten zu können. Darüber hinaus wurde der Ansatz verfolgt, durch eine zeitlich hochaufgelöste Erfassung verschiedener Parameter standort- und tiefenspezifische Transfergleichungen zu ermitteln, welche die Bodenwasserdynamik einzelner Standorte, eventuell auch standortübergreifend, beschreiben und erklären können.

Um die raum-zeitliche Fluktuation der Bodenwasserdynamik unter dem Einfluss der Bewässerung quantifizieren zu können, wurde im Vorfeld der Untersuchungen eine Auswahl von neun repräsentativen Standorten getroffen. Durch die Konstruktion geeigneter Datalogger konnten verschiedene Einflussparameter in hoher zeitlicher Auflösung gemessen werden. Dabei stand eine tiefendifferenzierte und den Hauptdurchwurzelungsbereich der Obstbäume abdeckende tensiometrische Erfassung der Saugspannungen (in 20 *cm*, 40 *cm*, 60 *cm* und 80 *cm* Bodentiefe) als maßgebende Zielgröße im Vordergrund. Auf Basis dieser Daten konnte die Bodenwasserdynamik durch die Berechnung hydraulischer Potentialgradienten im Zeitverlauf quantifiziert werden. Durch die zeitgleiche und loggergekoppelte Erfassung potentieller Einflussparameter (natürliche und künstliche Niederschläge, Dauer der Bewässerungsintervalle,

relative Luftfeuchten, Bodentemperaturen, Lufttemperaturen innerhalb und außerhalb der Pflanzenbestände, Fluss- und Grundwasserpegel), detaillierte Bodenprofilanalysen im Gelände und Labor sowie Messungen zur Infiltration und *pF*-*WG*-Charakteristik der Einzelstandorte, konnte eine umfangreiche Datenbasis für die analytische Annäherung an die genannten Zielsetzungen geschaffen werden.

Neben einer initialen Analyse der Messergebnisse wurden die erhobenen Messdaten dazu eingesetzt, quantitative Beziehungen und wechselseitige Abhängigkeiten zwischen den erfassten Größen zu ermitteln. Hierbei kamen nach einer intensiven Überprüfung und Aufbereitung des Datenmaterials verschiedene Verfahren aus dem Bereich der mathematisch-statistischen Datenanalyse zielgerichtet zur Anwendung. Durch den Einsatz numerischer Tiefpassfilter konnten verbesserte Aussagen über längerfristige Variationen und markante Anomaliephasen im Gesamtverlauf der Saugspannungen ermöglicht werden, während hingegen die Anwendung numerischer Hochpassfilter zur Optimierung von Hochfrequenz-Variabilitätsanalysen eingesetzt wurde. Bivariate und partielle Korrelationsrechnungen dienten einer initialen Überprüfung und Quantifizierung vermuteter Zusammenhänge zwischen den Saugspannungen und den erfassten Einflussgrößen. Die Berechnungen (partieller) Autokorrelationsfunktionen gestattete die Identifikation standort- und tiefenspezifischer Trägheitsmaße und Wiederholungsmuster. Um die natürlichen Zeitverzögerungen sowie die damit verbundenen Abhängigkeiten und Reaktionsgeschwindigkeiten im bodenhydrologischen Prozessgeschehen quantifizieren zu können, wurden für alle Korrelationspaare die entsprechenden *time-lags* durch Kreuzkorrelationen berechnet.

Hauptkomponentenanalysen dienten durch die Informationsverdichtung und Mustererkennung dazu, grundlegende Typen der Saugspannungsvariabilitäten zu extrahieren. Letztendlich konnten dann im Zuge schrittweiser Regressionsverfahren aus der Gesamtmenge der erfassten Parameter diejenigen Einflussgrößen ermittelt werden, welche als Prädiktoren einen signifikanten Erklärungsanteil zur Variation der Zielgröße "Saugspannung" beitragen. Durch diese multiplen Regressionsrechnungen ergaben sich somit standort- und tiefenspezifische Transfergleichungen, die das Beziehungsgeflecht der Bodenwasserdynamik quantitativ beschreiben.

Die berechneten Transfergleichungen erbrachten nicht die Qualität, welche für einen regionalisierenden Ansatz erforderlich ist. Dies kann unter anderem mit dem Fehlen potentieller zeitgereihter Einflussgrößen erklärt werden, wobei insbesondere die nur

schwer erfassbaren Evapotranspirationsraten zu nennen sind, welche mutmaßlich einen signifikanten Einfluss auf die vertikale Bodenwasserdynamik haben.

Dennoch konnten wertvolle Erkenntnisse über die Standortheterogenität und damit auch hinsichtlich der Bewässerungsoptimierung gewonnen werden. So erweist sich den Analysen und Berechnungen nach die Saugspannung als ein sehr tiefenabhängiger Parameter. In den oberen Bodenbereichen bis etwa 40 cm zeigt sich teilweise eine deutliche Steuerung der Saugspannungen durch die atmosphärischen Einflussgrößen. Im Bereich grundwassernaher Standorte erweist sich der Grundwasserflurabstand als signifikanter Parameter, welcher die Saugspannungen in den Bodentiefen 60 cm und 80 cm maßgebend beeinflusst. Dies weist daraufhin, dass der Hauptdurchwurzelungsbereich grundwassernaher Standorte durch kapillare Aufstiegsprozesse ausreichend mit Wasser versorgt werden kann. Dass damit stellenweise auch eine ganzheitliche Wasserversorgung der Obstbäume gegeben ist, konnte an einem grundwassernahen Referenzstandort nachgewiesen werden, der über die gesamte Beobachtungsdauer nicht bewässert wurde und dabei die gleichen Ertragsleistungen erbrachte wie benachbarte Standorte mit Bewässerung.

Insbesondere aber zeigt sich ein bedeutender Einfluss pedologischer Eigenschaften, welche durch ihre vielfältige horizontspezifische Differenzierung nicht nur die Infiltrationseigenschaften und *pF*-WG-Charaktere eines Standortes entscheidend mitbestimmen, sondern auch über die Wirksamkeit von kapillaren Aufstiegsprozessen aus dem Grundwasser entscheiden. Die Bedeutung pedologischer Eigenschaften kann somit als ein wesentliches Kriterium für die raum-zeitliche Fluktuation der Bodenwasserdynamik gelten und müsste sich daher auch in einem Regionalisierungsansatz wiederfinden. Hierzu existieren für die untersuchte Region jedoch noch keine verwertbaren Daten.

Um die Bewässerungspraxis für die Region in ökonomischer und ökologischer Hinsicht zu optimieren, ist eine Bewässerung auf objektiver Basis essentiell. Dabei dürfen die atmosphärischen Parameter und auch die Grundwassernähe als objektive Kriterien nicht überbewertet werden, sondern die Beachtung der pedologischen Verhältnisse muss in den Vordergrund gestellt werden. Mit der Kenntnis der pedologischen Verhältnisse, lässt sich die Wirksamkeit atmosphärischer und hydrologischer Einflussgrößen wesentlich besser abschätzen. Daher kann nur auf Basis einer flächendeckenden und detaillierten Kenntnis der Bodenverhältnisse ein regionalisierender Ansatz von hoher

Qualität erfolgen und damit wertvolle Informationen für eine bedarfsgerechte Bewässerung liefern.

Summary

The aim of this study was a detailed investigation to provide data to help quantify in greater detail the spatial and temporal fluctuation of soil water dynamics under the influence of irrigation; the basis were data collected personally between 2003 and 2006. The region selected was South Tyrol in northern Italy: with about 18.000 hectares the biggest coherent apple growing area in Europe.

It is generally believed that intensive fruit cultivation there has to rely on regular irrigation of the fruit trees to guarantee optimum results in both quantity and quality of the produce. However, the way irrigation is applied there follows very subjective criteria. The consequence is that irrigation in this region is a very cost-intensive factor of production which is increasingly being discussed and criticized for both economical and ecological reasons.

These conditions provided several targets for this study:

One was to provide fundamental information and data on the patterns of the regional soil water dynamics under the influence of irrigation as well as parameters of natural influences. These data were then used as a basis from which to evaluate the necessity and the real amount of irrigation needed, based on regional differentiation and objective criteria. A further target was to provide various parameters by collecting a vast number of data taken at hourly intervals and, as a result, to establish transfer models specific to locations and depths that were to describe and explain the soil water dynamics of specified locations and, if possible, locations in general.

Nine representative locations were selected prior to the investigation to be able to quantify the spatial and temporal fluctuation of soil water dynamics under the influence of irrigation. By devising suitable data log instruments it was possible to measure various influence parameters at regular short intervals. The primary objective was to gain – as data of particular significance – tensiometrical records of soil water tension at various depths (at depths of 20 *cm*, 40 *cm*, 60 *cm* and 80 *cm*), encompassing the main root systems of the apple trees. Based on these data the soil water dynamics could then

be quantified by calculating the hydraulic potential-gradients in their temporal sequence.

An extensive data base was created for an analytical approach to the targets mentioned above by collecting the following data:

Records of potential influence parameters (simultaneous and with the aid of the data log instruments) such as: natural downpour as well as irrigation, duration of irrigation intervals, relative humidities, ground temperatures, air temperatures inside and outside the orchards, river and groundwater levels.

In addition to that: detailed soil analyses, performed on site as well as in the laboratory; data on the infiltrations and the characteristics of the relation between soil water tension and water content at the individual locations.

Apart from an initial analysis of the collected data the data results were also used to define the quantitative relations and reciprocal dependencies between the various recorded data. After extensive checks and processing of the data material a variety of methods from the fields of mathematical and statistical data analysis were selected and applied. By using numerical low pass filters improved statements could be made about longer lasting variations and significant phases of anomalies within the total sum of data collected on soil water tension. Numerical high pass filters were used to optimize high frequency analyses of variability. Bivariate and partial correlation calculations were used for initial checks and for the quantification of connections assumed to exist between the soil water tension and the data for possible sources of influence. Calculations of (partial) auto correlation functions served to identify location and depth specific inertia-influenced reaction speed and repetition patterns.

In order to be able to quantify in the soil-hydrological processes the natural temporal delays as well as the dependencies and reaction speeds connected with them, the relevant time-lags were calculated by cross correlations for all correlation pairs.

By condensing information and through pattern recognition, analyses of the principal components helped to extract the basic types of varieties of soil water tension.

In the course of gradual regression processes it was possible to select from the total sum of parameters those parameters of influence which – being predictors – contribute significantly to explain the variations of the target parameters: soil water tension. From these multiple regression calculations thus resulted location and depth specific transfer

equations that quantitatively describe the interrelations of dependencies in the soil water dynamics.

However, the calculations of transfer equations did not produce the quality required for a regionalized approach.

Among other explanations this may be due to the lack of potential time series influence parameters, especially the rates of evapotranspiration that are difficult to obtain and which presumably have significant influence on the vertical soil water dynamics.

Still, valuable results could be gathered about the heterogeneity of the locations as they are important for optimizing irrigation methods.

According to these analyses and calculations the soil water tension proves to be a parameter very much dependent on the respective depths. In upper soil areas until ca. 40 *cm* atmospheric influences in part clearly have an impact on the soil water tension. At locations with a proximity to ground water the ground water level turns out to be a significant parameter that strongly influences the soil water tension at the depths of 60 *cm* and 80 *cm*. This indicates that the main root system of locations with proximity to ground water can be sufficiently supplied with water through capillary rising processes.

The fact that this can provide sufficient water supply for orchards under certain conditions was proved at one location with proximity to groundwater that was not irrigated at all in any year while the research took place and yet the amount of fruit harvested was no less than that of a neighbouring location where irrigation was used.

In particular, the important influence of pedological characteristics has become obvious: through various horizon-specific differentiations not only do they contribute to influence the infiltration characteristics and the relation of soil water tension and water content of a given location, but they also determine the effectiveness of capillary rising processes from the groundwater.

Therefore the importance of pedological characteristics should be regarded as an essential factor for the spacial and temporal fluctuation of soil water dynamics and should therefore definitely be employed in any attempt at regionalization. But in this respect there are no usable data for the region in question so far.

To optimize the irrigation practice in this region economically and ecologically it is essential to provide an objective basis for the irrigation process.

However, atmospheric parameters as well as groundwater proximity must not be overrated there: close attention to the pedological conditions should be a primary consideration.

Once these pedological conditions are known it is much easier to evaluate the effectiveness of atmospheric and hydrological sources of influence. Only on the basis of large-scale and detailed information on the soil conditions a promising and serious attempt at tackling this task for the whole region can be undertaken and thus provide valuable information for an irrigation method strictly orientated on the specific requirements.

Anhang I: Ergebnisse der multiplen Linearregressionsrechnungen

Tab. A I-1 bis I-33: Ergebnisse der initialen multiplen Linearregressionsrechnungen mit der Response-Variablen "Saugspannung" (Tensio_Standort_cm-Tiefe). Koeffizienten bzw. *F*-Werte signifikant für $\alpha = 0.05$ (*), $\alpha = 0.01$ (**) bzw. $\alpha = 0.001$ (***) bei zweiseitigem Test. (*lag k* = zeitverzögerte Variable um *k*-Einheiten).

Tab. A I-1

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST1_20}$

Konstante: +497,859

R^2 (adj.): 0,249

F-Wert: 15,381***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Bewässerung_ST1 (*lag* 0)

-0,336 (-5,693)

-0,469***

0,851

1,174

Niederschlag_BRR_Schlanders2 (*lag* 22)

-9,116 (-4,606)

-0,366***

0,913

1,096

Luftfeuchte_ST1 (*lag* 10)

-2,149 (-4,045)

-0,333***

0,853

1,172

Tab. A I-2

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST1_40}$

Konstante: +248,426

R^2 (adj.): 0,079

F-Wert: 121,815***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Luftfeuchte_ST1 (*lag* 9)

-0,880 (-16,597)

-0,281***

0,759

1,317

Bestandstemperatur_160cm_ST1 (*lag* 31)

-1,590 (-9,086)

-0,152***

0,778

1,285

Niederschlag_BRR_Schlanders1 (*lag* 14)

-2,179 (-6,719)

-0,101***

0,970

1,031

Angang I

Tab. A I-3

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST1_60}$

Konstante: +230,672

R^2 (adj.): 0,111

F-Wert: 138,422***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Luftfeuchte_ST1 (lag 10)	-0,758 (-17,724)	-0,288***	0,765	1,307
Niederschlag_HGA_Schlanders (lag 58)	-2,013 (-11,300)	-0,161***	0,990	1,010
Niederschlag_BRR_Schlanders2 (lag 33)	-1,209 (-7,399)	-0,106***	0,989	1,011
Bestandstemperatur_ST1_160 (lag 57)	-0,716 (-4,987)	-0,081***	0,766	1,306

Tab. A I-4

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST1_80}$

Konstante: +222,513

R^2 (adj.): 0,133

F-Wert: 103,803***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Luftfeuchte_ST1 (lag 8)	-0,789 (-19,044)	-0,349***	0,640	1,561
Niederschlag_BRR_Schlanders1 (lag 37)	-2,435 (-10,696)	-0,159***	0,978	1,022
Lufttemperatur_BRR_Schlanders2 (lag 7)	-0,228 (-4,415)	-0,304***	0,045	22,034
Lufttemperatur_HGA_Schlanders (lag 7)	+0,638 (+8,602)	+0,768***	0,027	37,061
Lufttemperatur_BRR_Schlanders1 (lag 7)	-0,576 (-6,266)	-0,680***	0,018	54,641
Bestandstemperatur_40cm_ST1 (lag 32)	+1,032 (+4,996)	+0,144***	0,260	3,850

Tab. A I-5

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST3_20}$

Konstante: +321,730

R^2 (adj.): 0,194

F-Wert: 22,328***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Luftfeuchte_ST3 (lag 7)	-2,016 (-3,785)	-0,309***	0,684	1,462
Bewässerung_ST3 (lag 0)	-0,166 (-2,429)	-0,198*	0,684	1,462

Tab. A I-6

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST3_40}$

Konstante: +142,494

 R^2 (adj.): 0,024

F-Wert: 5,457**

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Bewässerung_ST3 (lag 0)

-0,076 (-2,336)

-0,173*

1,0

1,0

Tab. A I-7

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST3_60}$

Konstante: +73,633

 R^2 (adj.): 0,034

F-Wert: 76,339***

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIFNiederschlag_BRR_Latsch1 (lag 40)
Luftfeuchte_ST3 (lag 9)-0,762 (-9,762)
-0,196 (-7,292)-0,147***
-0,110***0,999
0,9991,001
1,001

Tab. A I-8

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST4_20}$

Konstante: +577,134

 R^2 (adj.): 0,210

F-Wert: 15,393***

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Bewässerung_ST4 (lag 0)

-1,424 (-3,923)

-0,474***

1,0

1,0

Tab. A I-9

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST4_40}$

Konstante: -7,429

 R^2 (adj.): 0,124

F-Wert: 688,403***

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Bodentemperatur_10cm_ST4 (lag 3)

+13,702 (+26,237)

+0,352***

1,0

1,0

Angang I

Tab. A I-10

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST4_60}$

Konstante: +272,505

R^2 (adj.): 0,136

F-Wert: 10,782**

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Niederschlag_BRR_Kortsch (lag 0)

+233,215 (+3,284)

+0,388**

1,0

1,0

Tab. A I-11

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST5_20}$

Konstante: +283,142

R^2 (adj.): 0,683

F-Wert: 34,353***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Bewässerung_ST5 (lag 0)

-0,375 (-5,909)

-0,606***

0,974

1,027

Luftfeuchte_ST5 (lag 6)

-1,762 (-4,782)

-0,490***

0,974

1,027

Tab. A I-12

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST5_40}$

Konstante: +480,532

R^2 (adj.): 0,366

F-Wert: 13,106***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression
($X_1 \dots X_n$)

Regressionskoeffizient
[t-Wert in ()]

Beta-Koeffizient

Kollinearitätsprüfung
Toleranz VIF

Luftfeuchte_ST5 (lag 6)

-3,052 (-6,053)

-0,616***

0,730

1,370

Bestandtemperatur_160cm_ST5 (lag 7)

-6,535 (-3,766)

-0,389***

0,708

1,412

Niederschlag_BRR_Latsch1 (lag 10)

-5,236 (-2,806)

-0,254**

0,923

1,084

Bewässerung_ST5 (lag 1)

-0,178 (-2,211)

-0,197*

0,953

1,049

Tab. A I-13

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST5_60}$

Konstante: +79,295

 R^2 (adj.): 0,216

F-Wert: 207,350***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST5 (lag 3)	+7,176 (+18,884)	+0,519***	0,231	4,322
Luftfeuchte_ST5 (lag 9)	-0,898 (-20,776)	-0,374***	0,540	1,853
Lufttemperatur_BRR_Latsch1 (lag 10)	-0,361 (-5,415)	-0,498***	0,021	48,343
Bestandstemperatur_40cm_ST5 (lag 8)	-1,446 (-4,409)	-0,174***	0,112	8,949
Lufttemperatur_BRR_Latsch4 (lag 10)	+0,269 (+3,785)	+0,364***	0,019	52,803
Niederschlag_BRR_Latsch1 (lag 13)	-0,193 (-2,241)	-0,031*	0,941	1,062

Tab. A I-14

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST6_20}$

Konstante: -297,604

 R^2 (adj.): 0,552

F-Wert: 512,535***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST6 (lag 3)	+42,639 (+43,179)	+0,996***	0,226	4,431
Lufttemperatur_BRR_Unterrain1 (lag 8)	-0,416 (-3,261)	-0,169***	0,045	22,309
Niederschlag_BRR_Terlan3 (lag 44)	-1,337 (-3,531)	-0,039***	0,994	1,006
Niederschlag_BRR_Terlan1 (lag 37)	-1,078 (-3,393)	-0,037***	0,985	1,015
Lufttemperatur_BRR_Terlan3 (lag 9)	+1,752 (+9,584)	+0,748***	0,020	50,782
Bestandstemperatur_40cm_ST6 (lag 9)	-12,252 (-7,097)	-0,544***	0,020	48,955
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 9)	-0,979 (-5,301)	-0,402***	0,021	47,872
Luftfeuchte_ST6 (lag 9)	-0,401 (-2,784)	-0,057**	0,285	3,509
Niederschlag_BRR_Andrian (lag 33)	-0,662 (-2,661)	-0,029**	0,985	1,015

Tab. A I-15

Response-Variablen $Y = \text{Tensio_ST6_40}$

Konstante: -356,131

 R^2 (adj.): 0,419

F-Wert: 389,681***

Prädiktor-Variablen nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST6 (lag 0)	+44,044 (+39,689)	+0,819***	0,362	2,762
Lufttemperatur_BRR_Unterrain1 (lag 7)	-1,588 (-6,315)	-0,511***	0,024	42,484
Lufttemperatur_BRR_Terlan3 (lag 7)	+1,404 (+4,046)	+0,475***	0,011	89,311
Lufttemperatur_BRR_Terlan1 (lag 7)	-0,811 (-3,062)	-0,271**	0,020	50,963
Lufttemperatur_BRR_Andrian (lag 8)	+1,400 (+4,677)	+0,487***	0,014	70,521
Bestandstemperatur_40cm_ST6 (lag 8)	-8,127 (-2,985)	-0,285**	0,017	59,392
Bestandstemperatur_160cm_ST6 (lag 8)	-3,713 (-1,961)	-0,134*	0,033	30,125

Angang I

Tab. A I-16

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST6_60}$

Konstante: -573,548

R^2 (adj.): 0,627

F-Wert: 852,718***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Grundwasserstand_ST6 (lag 0)	+212,486 (+67,362)	+0,753***	0,841	1,189
Bodentemperatur_10cm_ST6 (lag 0)	+28,089 (+35,958)	+0,638***	0,334	2,997
Lufttemperatur_BRR_Unterrain1 (lag 5)	-0,463 (-2,617)	-0,183**	0,021	46,535
Lufttemperatur_BRR_Terian1 (lag 5)	+0,481 (+2,780)	+0,198**	0,021	48,309
Lufttemperatur_BRR_Andrian (lag 5)	-0,937 (-4,241)	-0,401***	0,012	84,972
Bestandstemperatur_160cm_ST6 (lag 5)	+2,940 (+2,851)	+0,130**	0,050	19,820
Lufttemperatur_BRR_Terlan3 (lag 5)	-0,513 (-2,018)	+0,214*	0,009	106,458

Tab. A I-17

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST6_80}$

Konstante: -516,574

R^2 (adj.): 0,569

F-Wert: 946,678***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Grundwasserstand_ST6 (lag 0)	+200,789 (+59,531)	+0,861***	0,718	1,392
Bodentemperatur_10cm_ST6 (lag 0)	+22,391 (+32,768)	+0,708***	0,322	3,107
Lufttemperatur_BRR_Andrian (lag 6)	-0,707 (-4,730)	-0,406***	0,020	49,082
Bestandstemperatur_40cm_ST6 (lag 6)	+5,216 (+3,405)	+0,302***	0,019	52,192

Tab. A I-18

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST7_20}$

Konstante: +71,085

R^2 (adj.): 0,776

F-Wert: 205,822***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_30cm_ST6 (lag 0)	+22,827 (+14,347)	+0,883***	1,0	1,0

Tab. A I-19

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST7_40}$

Konstante: +142,294

 R^2 (adj.): 0,048

F-Wert: 33,162***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST7 (lag 4)	+29,056 (+12,085)	+0,448***	0,157	6,384
Lufttemperatur_HGA_Bozen (lag 10)	-1,195 (-4,163)	-0,328***	0,035	28,792
Luftfeuchte_ST7 (lag 9)	-0,996 (-4,265)	-0,097***	0,420	2,380
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 10)	+0,496 (+1,853)	+0,143 ^{n.s.}	0,036	27,834
Lufttemperatur_BRR_Gries1 (lag 9)	-1,502 (-4,352)	-0,406***	0,025	40,420
Lufttemperatur_BRR_Frangart (lag 10)	+0,839 (+2,853)	+0,264**	0,025	39,684
Niederschlag_BRR_Unterrain1 (lag 10)	-1,598 (-2,809)	-0,042**	0,953	1,049

Tab. A I-20

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST7_60}$

Konstante: -925,902

 R^2 (adj.): 0,408

F-Wert: 171,476***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Grundwassersstand_ST7 (lag 0)	+724,013 (+34,204)	+0,595***	0,989	1,011
Lufttemperatur_HGA_Bozen (lag 9)	+0,928 (+4,420)	+0,485***	0,025	40,264
Bestandstemperatur_40cm_ST7 (lag 9)	-6,961 (-5,560)	-0,417***	0,053	18,767
Bodentemperatur_10cm_ST7 (lag 7)	-7,477 (-5,654)	-0,238***	0,170	5,898
Lufttemperatur_BRR_Gries1 (lag 9)	+0,653 (+2,682)	+0,351**	0,017	57,346
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 10)	-0,480 (-4,260)	-0,310***	0,057	17,638
Bestandstemperatur_160cm_ST7 (lag 10)	+3,211 (+2,608)	+0,200**	0,051	19,613
Niederschlag_BRR_Unterrain2 (lag 17)	+0,837 (+1,972)	+0,035*	0,978	1,022

Tab. A I-21

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST7_80}$

Konstante: +8,391

 R^2 (adj.): 0,141

F-Wert: 6,418**

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bewässerung_ST7 (lag 0)	-0,104 (-2,577)	-0,294*	0,997	1,003
Grundwasserstand_ST7 (lag 9)	+46,940 (+2,342)	+0,268*	0,997	1,003

Angang I

Tab. A I-22

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST8_20}$

Konstante: -35,543

Prädiktor-VariablenachschrittweiserRegression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
R^2 (adj.): 0,262				
F-Wert: 189,787***				
Bodentemperatur_10cm_ST8 (lag 4)	+18,110 (+26,084)	+0,603***	0,372	2,689
Bestandstemperatur_40cm_ST8 (lag 9)	-3,853 (-2,974)	-0,234**	0,032	31,051
Niederschlag_HGA_Laas (lag 16)	-2,489 (-4,229)	-0,060***	0,972	1,028
Lufttemperatur_HGA_Laas (lag 10)	+0,723 (+4,708)	+0,415***	0,026	39,138
Niederschlag_BRR_Laas2 (lag 9)	-1,752 (-2,603)	-0,039**	0,906	1,104
Lufttemperatur_BRR_Laas1 (lag 9)	-0,556 (-2,893)	-0,324**	0,016	63,060
Niederschlag_BRR_Laas1 (lag 10)	-0,782 (-2,235)	-0,033*	0,891	1,122

Tab. A I-23

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST8_40}$

Konstante: -194,604

Prädiktor-VariablenachschrittweiserRegression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
R^2 (adj.): 0,320				
F-Wert: 331,817***				
Bodentemperatur_10cm_ST8 (lag 4)	+28,955 (+26,837)	+0,648***	0,332	3,012
Bestandstemperatur_40cm_ST8 (lag 10)	-15,193 (-9,638)	-0,617***	0,047	21,191
Lufttemperatur_HGA_Laas (lag 11)	+1,254 (+7,953)	+0,482***	0,053	18,994
Luftfeuchte_ST8 (lag 10)	+0,624 (+4,365)	+0,086***	0,498	2,007
Niederschlag_BRR_Laas2 (lag 24)	-2,529 (-2,443)	-0,034*	0,995	1,005

Tab. A I-24

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST8_60}$

Konstante: -885,626

Prädiktor-VariablenachschrittweiserRegression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
R^2 (adj.): 0,503				
F-Wert: 936,082***				
Grundwasserstand (lag 22)	+638,090 (+30,672)	+0,394***	0,815	1,227
Bodentemperatur_10cm_ST8 (lag 7)	+26,890 (+26,432)	+0,611***	0,252	3,969
Bestandstemperatur_40cm_ST8 (lag 10)	-5,214 (-8,355)	-0,216***	0,202	4,954
Luftfeuchte_ST8 (lag 11)	+0,331 (+2,957)	+0,046**	0,547	1,829

Tab. A I-25

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST8_80}$

Konstante: -49,920

 R^2 (adj.): 0,231

F-Wert: 254,438***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Grundwasserstand_ST8 (lag 0)	+58,410 (+23,303)	+0,369***	0,910	1,099
Bestandstemperatur_160cm (lag 2)	+0,158 (+2,507)	+0,088**	0,186	5,380
Luftfeuchte_ST8 (lag 1)	-0,056 (-4,576)	-0,103***	0,452	2,213
Bodentemperatur_10cm_ST8 (lag 0)	+0,443 (+4,417)	+0,127***	0,276	3,629

Tab. A I-26

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST9_20}$

Konstante: -118,761

 R^2 (adj.): 0,602

F-Wert: 29,775***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST9 (lag 0)	+44,914 (+6,609)	+0,917***	0,272	3,682
Bewässerung_ST9 (lag 0)	-0,284 (-4,184)	-0,323***	0,878	1,139
Lufttemperatur_BRR_Terlan1 (lag 9)	-3,701 (-3,309)	-1,268***	0,036	28,080
Lufttemperatur_BRR_Unterrain1 (lag 9)	+2,597 (+2,182)	+0,887*	0,032	31,582

Tab. A I-27

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST9_40}$

Konstante: +137,277

 R^2 (adj.): 0,341

F-Wert: 197,221***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST9 (lag 0)	+17,320 (+25,625)	+0,531***	0,450	2,221
Luftfeuchte_ST9 (lag 8)	-2,250 (-19,463)	-0,448***	0,364	2,746
Bestandstemperatur_40cm_ST9 (lag 9)	-7,115 (-6,037)	-0,448***	0,035	28,514
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 10)	+1,007 (+10,370)	+0,599***	0,058	17,270
Niederschlag_BRR_Terlan1 (lag 33)	-1,386 (-5,213)	-0,073***	0,991	1,009
Lufttemperatur_BRR_Terlan1 (lag 9)	-0,504 (-3,936)	-0,310***	0,031	32,090
Niederschlag_BRR_Terlan3 (lag 15)	-1,134 (-2,669)	-0,042**	0,783	1,277
Bestandstemperatur_160cm_ST9 (lag 9)	-1,615 (-2,382)	-0,096*	0,120	8,362
Niederschlag_BRR_Terlan4 (lag 16)	-0,580 (-2,116)	-0,033*	0,789	1,267

Angang I

Tab. A I-28

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST9_60}$

Konstante: +141,489

R^2 (adj.): 0,416

F-Wert: 243,967***

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST9 (lag 0)	+20,308 (+28,135)	+0,704***	0,274	3,653
Luftfeuchte_ST9 (lag 7)	-2,550 (-23,886)	-0,577***	0,294	3,405
Bestandstemperatur_40cm_ST9 (lag 7)	-8,387 (-10,072)	-0,597***	0,049	20,514
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 8)	+0,980 (+8,962)	+0,660***	0,032	31,678
Bestandstemperatur_160cm_ST9 (lag 7)	-4,013 (-6,806)	-0,270***	0,109	9,159
Niederschlag_BRR_Terlan3 (lag 28)	-1,380 (-4,903)	-0,065***	0,985	1,015
Niederschlag_BRR_Terlan1 (lag 36)	-1,003 (-4,548)	-0,060***	0,981	1,020
Niederschlag_BRR_Unterrain2 (lag 18)	-0,941 (-4,047)	-0,053***	0,981	1,019
Lufttemperatur_BRR_Andrian (lag 8)	-0,386 (-3,414)	-0,282***	0,025	39,838
Niederschlag_BRR_Terlan4 (lag 32)	-0,650 (-3,068)	-0,041**	0,975	1,025

Tab. A I-29

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST9_80}$

Konstante: +107,767

R^2 (adj.): 0,412

F-Wert: 218,063***

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST9 (lag 0)	+20,781 (+28,085)	+0,819***	0,203	4,928
Luftfeuchte_ST9 (lag 4)	-2,254 (-23,280)	-0,580***	0,278	3,592
Lufttemperatur_BRR_Terlan4 (lag 4)	-0,461 (-2,463)	-0,372*	0,008	132,152
Bestandstemperatur_160cm_ST9 (lag 4)	-3,881 (-7,450)	-0,297***	0,109	9,193
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 4)	+0,649 (+6,300)	+0,493***	0,028	35,554
Lufttemperatur_BRR_Andrian (lag 4)	-0,918 (-6,887)	-0,757***	0,014	70,068
Bestandstemperatur_40cm_ST9 (lag 5)	-3,226 (-4,326)	-0,261***	0,047	21,076
Niederschlag_BRR_Terlan3 (lag 17)	-0,791 (-2,673)	-0,036**	0,969	1,032
Niederschlag_BRR_Unterrain2 (lag 14)	-0,525 (-2,543)	-0,034*	0,972	1,028
Niederschlag_BRR_Terlan4 (lag 27)	-0,379 (-2,194)	-0,029*	0,986	1,014
Lufttemperatur_BRR_Terlan3 (lag 4)	+0,682 (+3,332)	+0,544***	0,006	154,242

Tab. A I-30

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST10_20}$

Konstante: -264,685

R^2 (adj.): 0,112

F-Wert: 8,445**

Prädiktor-Variable nach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Lufttemperatur_BRR_Gries1 (lag 11)	+2,677 (+2,906)	+0,357**	1,0	1,0

Tab. A I-31

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST10_40}$

Konstante: -189,273

 R^2 (adj.): 0,170

F-Wert: 121,606***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bodentemperatur_10cm_ST10 (lag 0)	+28,065 (+19,170)	+0,521***	0,273	3,666
Bestandstemperatur_40cm_ST10 (lag 8)	-13,362 (-5,891)	-0,495***	0,029	35,035
Lufttemperatur_BRR_Unterrain2 (lag 10)	-1,040 (-4,831)	-0,386***	0,032	31,648
Bestandstemperatur_160cm_ST10 (lag 8)	+5,478 (+3,216)	+0,210***	0,047	21,105
Lufttemperatur_BRR_Gries2 (lag 9)	+0,954 (+3,526)	+0,365***	0,019	53,030
Lufttemperatur_HGA_Bozen (lag 10)	-1,267 (-4,927)	-0,455***	0,024	42,200
Lufttemperatur_BRR_Gries1 (lag 10)	+1,785 (+6,623)	+0,625***	0,023	44,101

Tab. A I-32

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST10_60}$

Konstante: -49,020

 R^2 (adj.): 0,661

F-Wert: 30,312***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Bewässerung_ST10 (lag 0)	-0,413 (-9,342)	-0,703***	0,996	1,004
Grundwasserstand_ST10 (lag 0)	+125,613 (+3,989)	+0,309***	0,940	1,064
Luftfeuchte_ST10 (lag 5)	-0,549 (-3,133)	-0,249**	0,886	1,116
Niederschlag_BRR_Unterrain2 (lag 15)	-1,578 (-2,941)	-0,234**	0,888	1,126

Tab. A I-33

Response-Variable $Y = \text{Tensio_ST10_80}$

Konstante: -187,830

 R^2 (adj.): 0,377

F-Wert: 20,931***

Prädiktor-Variablenach schrittweiser Regression ($X_1 \dots X_n$)	Regressionskoeffizient [t-Wert in ()]	Beta-Koeffizient	Kollinearitätsprüfung	
			Toleranz	VIF
Grundwasserstand_ST10 (lag 0)	+149,833 (+5,450)	+0,533***	0,989	1,011
Bewässerung_ST10 (lag 0)	-0,098 (-2,901)	-0,284**	0,989	1,011

Anhang II: Regressionsstatistisch ermittelte Transfergleichungen

[Gl. A II-1]:

$$S_{ST1_20} = - 0,336 \cdot BW_{lag0} - 0,9116 \cdot N_{lag22} - 2,149 \cdot LF_{lag10} + 497,859$$

mit:

S_{ST1_20}	= Saugspannung von ST1 in 20 cm Bodentiefe
BW_{lag0}	= Bewässerung (<i>time-lag</i> 0h)
N_{lag22}	= Niederschlag an <i>BBR</i> -Station Schlanders 2 (<i>time-lag</i> 22h)
LF_{lag10}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 10h)

[Gl. A II-2]:

$$S_{ST1_40} = - 0,880 \cdot LF_{lag9} - 1,590 \cdot TPB160_{lag31} - 2,179 \cdot N_{lag14} + 248,426$$

mit:

S_{ST1_40}	= Saugspannung von ST1 in 40 cm Bodentiefe
LF_{lag9}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 9h)
$TPB160_{lag31}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 31h)
N_{lag14}	= Niederschlag an <i>BBR</i> -Station Schlanders 1 (<i>time-lag</i> 14h)

[Gl. A II-3]:

$$S_{ST1_60} = - 0,758 \cdot LF_{lag10} - 2,013 \cdot NI_{lag58} - 1,209 \cdot N2_{lag33} - 0,716 \cdot TPB160_{lag57} + 230,672$$

mit:

S_{ST1_60}	= Saugspannung von ST1 in 60 cm Bodentiefe
LF_{lag10}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 10h)
NI_{lag58}	= Niederschlag an <i>HGA</i> -Station Schlanders (<i>time-lag</i> 58h)
$N2_{lag33}$	= Niederschlag an <i>BBR</i> -Station Schlanders 2 (<i>time-lag</i> 33h)
$TPB160_{lag57}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 57h)

[Gl. A II-4]:

$$S_{ST1_80} = - 0,789 \cdot LF_{lag8} - 2,435 \cdot N_{lag37} - 0,228 \cdot T1_{lag7} + 0,638 \cdot T2_{lag7} - 0,576 \cdot T3_{lag7} + 1,032 \cdot TPB40_{lag32} + 222,513$$

mit:

S_{ST1_80}	= Saugspannung von ST1 in 80 cm Bodentiefe
LF_{lag8}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 8h)
N_{lag37}	= Niederschlag an BRR-Station Schlanders 1 (<i>time-lag</i> 37h)
$T1_{lag7}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Schlanders 2 (<i>time-lag</i> 7h)
$T2_{lag7}$	= Lufttemperatur an HGA-Station Schlanders (<i>time-lag</i> 7h)
$T3_{lag7}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Schlanders 1 (<i>time-lag</i> 7h)
$TPB40_{lag32}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 32h)

[Gl. A II-5]:

$$S_{ST3_20} = - 2,016 \cdot LF_{lag7} - 0,166 \cdot BW_{lag0} + 321,730$$

mit:

S_{ST3_20}	= Saugspannung von ST3 in 20 cm Bodentiefe
LF_{lag7}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 7h)
BW_{lag0}	= Bewässerung (<i>time-lag</i> 0h)

[Gl. A II-6]:

$$S_{ST3_40} = - 0,076 \cdot BW_{lag0} + 142,494$$

mit:

S_{ST3_40}	= Saugspannung von ST3 in 40 cm Bodentiefe
BW_{lag0}	= Bewässerung (<i>time-lag</i> 0h)

[Gl. A II-7]:

$$S_{ST3_60} = - 0,762 \cdot N_{lag40} - 0,196 \cdot LF_{lag9} + 73,633$$

mit:

S_{ST3_60} = Saugspannung von ST3 in 60 cm Bodentiefe

N_{lag40} = Niederschlag an BRR-Station Latsch 1 (*time-lag* 40h)

LF_{lag9} = relative Luftfeuchte (*time-lag* 9h)

[Gl. A II-8]:

$$S_{ST4_20} = - 1,424 \cdot BW_{lag0} + 577,134$$

mit:

S_{ST4_20} = Saugspannung von ST4 in 20 cm Bodentiefe

BW_{lag0} = Bewässerung (*time-lag* 0h)

[Gl. A II-9]:

$$S_{ST4_40} = 13,702 \cdot BT10_{lag3} - 7,429$$

mit:

S_{ST4_40} = Saugspannung von ST4 in 40 cm Bodentiefe

$BT10_{lag3}$ = Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (*time-lag* 3h)

[Gl. A II-10]:

$$S_{ST4_60} = 233,215 \cdot N_{lag0} + 272,505$$

mit:

S_{ST4_60} = Saugspannung von ST4 in 60 cm Bodentiefe

N_{lag0} = Niederschlag an BRR-Station Kortsch (*time-lag* 0h)

[Gl. A II-11]:

$$S_{ST5_20} = - 0,375 \cdot BW_{lag0} - 1,762 \cdot LF_{lag6} + 283,142$$

mit:

S_{ST5_20} = Saugspannung von ST5 in 20 cm Bodentiefe

BW_{lag0} = Bewässerung (*time-lag* 0h)

LF_{lag6} = relative Luftfeuchte (*time-lag* 6h)

[Gl. A II-12]:

$$S_{ST5_40} = - 3,052 \cdot LF_{lag6} - 6,535 \cdot TBP160_{lag7} - 5,236 \cdot N_{lag10} - 0,178 \cdot BW_{lag1} + 480,532$$

mit:

S_{ST5_40} = Saugspannung von ST5 in 40 cm Bodentiefe

LF_{lag6} = relative Luftfeuchte (*time-lag* 6h)

$TBP160_{lag7}$ = Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (*time-lag* 7h)

N_{lag10} = Niederschlag an BRR-Station Latsch 1 (*time-lag* 10h)

BW_{lag1} = Bewässerung (*time-lag* 1h)

[Gl. A II-13]:

$$S_{ST5_60} = 7,176 \cdot BT10_{lag3} - 0,898 \cdot LF_{lag9} - 0,361 \cdot TI_{lag10} - 1,446 \cdot TPB40_{lag8} + 0,269 \cdot T2_{lag10} - 0,193 \cdot N_{lag13} + 79,295$$

mit:

S_{ST5_60} = Saugspannung von ST5 in 60 cm Bodentiefe

$BT10_{lag3}$ = Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (*time-lag* 3h)

LF_{lag9} = relative Luftfeuchte (*time-lag* 9h)

TI_{lag10} = Lufttemperatur an BRR-Station Latsch 1 (*time-lag* 10h)

$TPB40_{lag8}$ = Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (*time-lag* 8h)

$T2_{lag10}$ = Lufttemperatur an BRR-Station Latsch 4 (*time-lag* 10h)

N_{lag13} = Niederschlag an BRR-Station Latsch 1 (*time-lag* 13h)

[Gl. A II-14]:

$$S_{ST6_20} = 42,639 \cdot BT10_{lag3} - 0,416 \cdot T1_{lag8} - 1,337 \cdot N1_{lag44} - 1,078 \cdot N2_{lag37} + 1,752 \cdot T2_{lag9} - 12,252 \\ \cdot TPB40_{lag9} - 0,979 \cdot T3_{lag9} - 0,401 \cdot LF_{lag9} - 0,662 \cdot N3_{lag33} - 297,604$$

mit:

S_{ST6_20}	= Saugspannung von ST6 in 20 cm Bodentiefe
$BT10_{lag3}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (time-lag 3h)
$T1_{lag8}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 1 (time-lag 8h)
$N1_{lag44}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 3 (time-lag 44h)
$N2_{lag37}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 1 (time-lag 37h)
$T2_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 3 (time-lag 9h)
$TPB40_{lag9}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (time-lag 9h)
$T3_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (time-lag 9h)
LF_{lag9}	= relative Luftfeuchte (time-lag 9h)
$N3_{lag33}$	= Niederschlag an BRR-Station Andrian (time-lag 33h)

[Gl. A II-15]:

$$S_{ST6_40} = 44,044 \cdot BT10_{lag0} - 1,588 \cdot T1_{lag7} + 1,404 \cdot T2_{lag7} - 0,811 \cdot T3_{lag7} + 1,400 \cdot T4_{lag8} - 8,127 \\ \cdot TPB40_{lag8} - 3,713 \cdot TPB160_{lag8} - 356,131$$

mit:

S_{ST6_40}	= Saugspannung von ST6 in 40 cm Bodentiefe
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (time-lag 0h)
$T1_{lag7}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 1 (time-lag 7h)
$T2_{lag7}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 3 (time-lag 7h)
$T3_{lag7}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 1 (time-lag 7h)
$T4_{lag8}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Andrian (time-lag 8h)
$TPB40_{lag8}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (time-lag 8h)
$TPB160_{lag8}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (time-lag 8h)

[Gl. A II-16]:

$$S_{ST6_60} = 212,486 \cdot GW_{lag0} + 28,089 \cdot BT10_{lag0} - 0,463 \cdot T1_{lag5} + 0,481 \cdot T2_{lag5} - 0,937 \cdot T3_{lag5} + 2,940 \cdot TPB160_{lag5} + 0,513 \cdot T4_{lag5} - 573,548$$

mit:

S_{ST6_60}	= Saugspannung von ST6 in 60 cm Bodentiefe
GW_{lag0}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 0h)
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
$T1_{lag5}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 1 (<i>time-lag</i> 5h)
$T2_{lag5}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 1 (<i>time-lag</i> 5h)
$T3_{lag5}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Andrian (<i>time-lag</i> 5h)
$TPB160_{lag5}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 5h)
$T4_{lag5}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 3 (<i>time-lag</i> 5h)

[Gl. A II-17]:

$$S_{ST6_80} = 200,789 \cdot GW_{lag0} + 22,391 \cdot BT10_{lag0} - 0,707 \cdot T_{lag6} + 5,216 \cdot TPB40_{lag6} - 516,574$$

mit:

S_{ST6_80}	= Saugspannung von ST6 in 80 cm Bodentiefe
GW_{lag0}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 0h)
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
T_{lag6}	= Lufttemperatur an BRR-Station Andrian (<i>time-lag</i> 6h)
$TPB40_{lag6}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 6h)

[Gl. A II-18]:

$$S_{ST7_20} = 22,827 \cdot BT30_{lag0} + 71,085$$

mit:

S_{ST7_20}	= Saugspannung von ST7 in 20 cm Bodentiefe
$BT30_{lag0}$	= Bodentemperatur in 30 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)

[Gl. A II-19]:

$$S_{ST7_40} = 29,056 \cdot BT10_{lag4} - 1,195 \cdot T1_{lag10} - 0,996 \cdot LF_{lag9} + 0,496 \cdot T2_{lag10} - 1,502 \cdot T3_{lag9} + 0,839 \\ \cdot T4_{lag10} - 1,598 \cdot N_{lag10} + 142,294$$

mit:

S_{ST7_40}	= Saugspannung von ST7 in 40 cm Bodentiefe
$BT10_{lag4}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 4h)
$T1_{lag10}$	= Lufttemperatur an HGA-Station Bozen (<i>time-lag</i> 10h)
LF_{lag9}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 9h)
$T2_{lag10}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 10h)
$T3_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Gries 1 (<i>time-lag</i> 9h)
$T4_{lag10}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Frangart (<i>time-lag</i> 10h)
N_{lag10}	= Niederschlag an BRR-Station Unterrain 1 (<i>time-lag</i> 10h)

[Gl. A II-20]:

$$S_{ST7_60} = 724,013 \cdot GW_{lag0} + 0,928 \cdot T1_{lag9} - 6,961 \cdot TPB40_{lag9} - 7,477 \cdot BT10_{lag7} + 0,653 \cdot T2_{lag9} \\ - 0,480 \cdot T3_{lag10} + 3,211 \cdot TPB160_{lag10} + 0,837 \cdot N_{lag17} - 925,902$$

mit:

S_{ST7_60}	= Saugspannung von ST7 in 60 cm Bodentiefe
GW_{lag0}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 0h)
$T1_{lag9}$	= Lufttemperatur an HGA-Station Bozen (<i>time-lag</i> 9h)
$TPB40_{lag9}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 9h)
$BT10_{lag7}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 7h)
$T2_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Gries 1 (<i>time-lag</i> 9h)
$T3_{lag10}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 10h)
$TPB160_{lag10}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 10h)
N_{lag17}	= Niederschlag an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 17h)

[Gl. A II-21]:

$$S_{ST7_80} = -0,104 \cdot BW_{lag0} + 46,940 \cdot GW_{lag0} + 8,391$$

mit:

S_{ST7_80}	= Saugspannung von ST7 in 80 cm Bodentiefe
BW_{lag0}	= Bewässerung (<i>time-lag</i> 0h)
GW_{lag0}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 0h)

[Gl. A II-22]:

$$S_{ST8_20} = 18,110 \cdot BT10_{lag4} - 3,853 \cdot TPB40_{lag9} - 2,489 \cdot NI_{lag16} + 0,723 \cdot T1_{lag10} - 1,752 \cdot N2_{lag9} \\ - 0,556 \cdot T2_{lag9} - 0,782 \cdot N3_{lag10} - 35,543$$

mit:

S_{ST8_20}	= Saugspannung von ST8 in 20 cm Bodentiefe
$BT10_{lag4}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 4h)
$TPB40_{lag9}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 9h)
NI_{lag16}	= Niederschlag an HGA-Station Laas (<i>time-lag</i> 16h)
$T1_{lag10}$	= Lufttemperatur an HGA-Station Laas (<i>time-lag</i> 10h)
$N2_{lag9}$	= Niederschlag an BRR-Station Laas 2 (<i>time-lag</i> 9h)
$T2_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Laas 2 (<i>time-lag</i> 9h)
$N3_{lag10}$	= Niederschlag an BRR-Station Laas 1 (<i>time-lag</i> 10h)

[Gl. A II-23]:

$$S_{ST8_40} = 28,955 \cdot BT10_{lag4} - 15,193 \cdot TPB40_{lag10} + 1,254 \cdot T_{lag11} + 0,624 \cdot LF_{lag10} - 2,529 \cdot N_{lag24} \\ - 194,604$$

mit:

S_{ST8_40}	= Saugspannung von ST8 in 40 cm Bodentiefe
$BT10_{lag4}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 4h)
$TPB40_{lag10}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 10h)
T_{lag11}	= Lufttemperatur an HGA-Station Laas (<i>time-lag</i> 11h)
LF_{lag10}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 10h)
N_{lag24}	= Niederschlag an BRR-Station Laas 2 (<i>time-lag</i> 24h)

[Gl. A II-24]:

$$S_{ST8_60} = 638,090 \cdot GW_{lag22} + 26,890 \cdot BT10_{lag7} - 5,214 \cdot TPB40_{lag10} + 0,331 \cdot LF_{lag11} - 885,626$$

mit:

S_{ST8_60}	= Saugspannung von ST8 in 60 cm Bodentiefe
GW_{lag22}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 22h)
$BT10_{lag7}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 7h)
$TPB40_{lag10}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 10h)
LF_{lag11}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 11h)

[Gl. A II-25]:

$$S_{ST8_80} = 58,410 \cdot GW_{lag0} + 0,158 \cdot TPB160_{lag2} - 0,056 \cdot LF_{lag1} + 0,443 \cdot BT10_{lag0} - 49,920$$

mit:

S_{ST8_80}	= Saugspannung von ST8 in 80 cm Bodentiefe
GW_{lag0}	= Grundwasserflurabstand (<i>time-lag</i> 0h)
$TPB160_{lag2}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 2h)
LF_{lag1}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 1h)
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)

[Gl. A II-26]:

$$S_{ST9_20} = 44,914 \cdot BT10_{lag0} - 0,284 \cdot BW_{lag0} - 3,701 \cdot T1_{lag9} + 2,597 \cdot T2_{lag9} - 118,761$$

mit:

S_{ST9_20}	= Saugspannung von ST9 in 20 cm Bodentiefe
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
BW_{lag0}	= Bewässerung (<i>time-lag</i> 0h)
$T1_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 1 (<i>time-lag</i> 9h)
$T2_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 1 (<i>time-lag</i> 9h)

[Gl. A II-27]:

$$S_{ST9_40} = 17,320 \cdot BT10_{lag0} - 2,250 \cdot LF_{lag8} - 7,115 \cdot TPB40_{lag9} + 1,007 \cdot T1_{lag10} - 1,386 \cdot N1_{lag33} \\ - 0,504 \cdot T2_{lag9} - 1,134 \cdot N2_{lag15} - 1,615 \cdot TPB160_{lag9} - 0,580 \cdot N3_{lag16} + 137,277$$

mit:

S_{ST9_40}	= Saugspannung von ST9 in 40 cm Bodentiefe
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
LF_{lag8}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 8h)
$TPB40_{lag9}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 9h)
$T1_{lag10}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 10h)
$N1_{lag33}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 1 (<i>time-lag</i> 33h)
$T2_{lag9}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 1 (<i>time-lag</i> 9h)
$N2_{lag15}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 3 (<i>time-lag</i> 15h)
$TPB160_{lag9}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 9h)
$N3_{lag16}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 4 (<i>time-lag</i> 16h)

[Gl. A II-28]:

$$S_{ST9_60} = 20,308 \cdot BT10_{lag0} - 2,550 \cdot LF_{lag7} - 8,387 \cdot TPB40_{lag7} + 0,980 \cdot T1_{lag8} - 4,013 \cdot TPB160_{lag7} - 1,380 \cdot N1_{lag28} - 1,003 \cdot N2_{lag36} - 0,941 \cdot N3_{lag18} - 0,386 \cdot T2_{lag8} - 0,650 \cdot N4_{lag32} + 141,489$$

mit:

S_{ST9_60}	= Saugspannung von ST9 in 60 cm Bodentiefe
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
LF_{lag7}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 7h)
$TPB40_{lag7}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 7h)
$T1_{lag8}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 8h)
$TPB160_{lag7}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 7h)
$N1_{lag28}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 3 (<i>time-lag</i> 28h)
$N2_{lag36}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 1 (<i>time-lag</i> 36h)
$N3_{lag18}$	= Niederschlag an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 18h)
$T2_{lag8}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Andrian (<i>time-lag</i> 8h)
$N4_{lag32}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 4 (<i>time-lag</i> 32h)

[Gl. A II-29]:

$$S_{ST9_80} = 20,781 \cdot BT10_{lag0} - 2,254 \cdot LF_{lag4} - 0,461 \cdot T1_{lag4} - 3,881 \cdot TPB160_{lag4} + 0,649 \cdot T2_{lag4} - 0,918 \cdot T3_{lag4} - 3,226 \cdot TPB40_{lag5} - 0,791 \cdot N1_{lag17} - 0,525 \cdot N2_{lag14} - 0,379 \cdot N3_{lag27} + 0,682 \cdot T4_{lag4} + 107,767$$

mit:

S_{ST9_80}	= Saugspannung von ST9 in 80 cm Bodentiefe
$BT10_{lag0}$	= Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (<i>time-lag</i> 0h)
LF_{lag4}	= relative Luftfeuchte (<i>time-lag</i> 4h)
$T1_{lag4}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 4 (<i>time-lag</i> 4h)
$TPB160_{lag4}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (<i>time-lag</i> 4h)
$T2_{lag4}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 4h)
$T3_{lag4}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Andrian (<i>time-lag</i> 4h)
$TPB40_{lag5}$	= Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (<i>time-lag</i> 5h)
$N1_{lag17}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 3 (<i>time-lag</i> 17h)
$N2_{lag14}$	= Niederschlag an BRR-Station Unterrain 2 (<i>time-lag</i> 14h)
$N3_{lag27}$	= Niederschlag an BRR-Station Terlan 4 (<i>time-lag</i> 27h)
$T4_{lag4}$	= Lufttemperatur an BRR-Station Terlan 3 (<i>time-lag</i> 4h)

[Gl. A II-30]:

$$S_{ST10_20} = 2,677 \cdot T_{lag11} - 264,685$$

mit:

S_{ST10_20} = Saugspannung von ST10 in 20 cm Bodentiefe

T_{lag11} = Lufttemperatur an BRR-Station Gries 1 (time-lag 11h)

[Gl. A II-31]:

$$S_{ST10_40} = 28,065 \cdot BT10_{lag0} - 13,362 \cdot TPB40_{lag8} - 1,040 \cdot T1_{lag10} + 5,478 \cdot TPB160_{lag8} + 0,954 \cdot T2_{lag9} \\ - 1,267 \cdot T3_{lag10} + 1,785 \cdot T4_{lag10} - 189,273$$

mit:

S_{ST10_40} = Saugspannung von ST10 in 40 cm Bodentiefe

$BT10_{lag0}$ = Bodentemperatur in 10 cm Bodentiefe (time-lag 0h)

$TPB40_{lag8}$ = Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 40 cm Höhe (time-lag 8h)

$T1_{lag10}$ = Lufttemperatur an BRR-Station Unterrain 2 (time-lag 10h)

$TPB160_{lag8}$ = Lufttemperatur im Pflanzenbestand in 160 cm Höhe (time-lag 8h)

$T2_{lag9}$ = Lufttemperatur an BRR-Station Gries 2 (time-lag 9h)

$T3_{lag10}$ = Lufttemperatur an BRR-Station Bozen (time-lag 10h)

$T4_{lag10}$ = Lufttemperatur an BRR-Station Gries 1 (time-lag 10h)

[Gl. A II-32]:

$$S_{ST10_60} = -0,413 \cdot BW_{lag0} + 125,613 \cdot GW_{lag0} - 0,549 \cdot LF_{lag5} - 1,578 \cdot N_{lag15} - 49,020$$

mit:

S_{ST10_60} = Saugspannung von ST10 in 60 cm Bodentiefe

BW_{lag0} = Bewässerung (time-lag 0h)

GW_{lag0} = Grundwasserflurabstand (time-lag 0h)

LF_{lag5} = relative Luftfeuchte (time-lag 5h)

N_{lag15} = Niederschlag an BRR-Station Unterrain 2 (time-lag 15h)

[Gl. A II-33]:

$$S_{ST10_80} = 149,833 \cdot GW_{lag0} - 0,098 \cdot BW_{lag0} - 187,830$$

mit:

S_{ST10_80} = Saugspannung von ST10 in 60 cm Bodentiefe

GW_{lag0} = Grundwasserflurabstand (*time-lag 0h*)

BW_{lag0} = Bewässerung (*time-lag 0h*)

Literatur

ACHTNICH, W. (1980): Bewässerungslandbau. Stuttgart.

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA 4). Hannover/Stuttgart.

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA 5). Hannover/Stuttgart.

AL-KARADSHEH, E. W., SOURELL, H. & FARDOUS, A.-N. (2003^b): Precision Irrigation strategy in irrigation water management. -In: International Congress on Information Technology in Agriculture, Food an Environment in Izmir 2003 (Tagungsband). 489-495. Izmir.

AL-KARADSHEH, E. W., SOURELL, H. & SOMMER, C. (2003^a): Neue Beregnungsstrategien: Precision irrigation; Teilflächenspezifische Beregnung. -In: Der Kartoffelanbau. (54) 3, 105-107.

AMESKAMP, M. (1997): Three-dimensional rule-based continous soil modelling. -Diss. Univ. Kiel.

ATANASIU, N. (1948): Ein Beitrag zum Studium des Wasserverbrauchs unserer Kulturpflanzen. -In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. (42), 103-123.

ATANASIU, N. (1952): Die Wasserversorgung unserer Kulturpflanzen in Abhängigkeit von Klima und Boden. -In: Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone (32), 9-13.

BACKES, M. & BLANKE, M. M. (2003): Witterungseinfluss auf den Wasserverbrauch von Apfelbäumen der Sorte "Braeburn" und "Golden Delicious" im Sommer. -In: Erwerbsobstbau (45), 37-43.

BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1999): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariate und bivariate Statistik. Stuttgart.

BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (2003): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik. Stuttgart.

BAIER, W. (1951): Methoden und Ergebnisse von Bodenfeuchtemessungen. -Diss. Univ. Hohenheim.

BAIER, W. (1954): Die Kennzeichnung des Wasserhaushaltes in natürlich gewachsenem Boden mit Hilfe von Bodenfeuchtefestwerten. -In: Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau. **(98)**, 429-452.

BALTES-GÖTZ, B. (2006): Lineare Regressionsanalyse mit SPSS. Skriptum Universitäts-Rechenzentrum Trier. Trier.

BARDOSSY, A. & LEHMANN, W. (1998): Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: Geostatistical Analysis. -In: Journal of Hydrology. **(206)**, 1-15.

BARSCH, H., BILLWITZ, K. & SCHOLZ, E. (1984): Labormethoden in der physischen Geographie. Gotha.

BARTH, H. K. et al. (Hrsg.) (1990): Geographie der Bewässerung. Annotierte Bibliographie zur Bewässerungslandwirtschaft der Erde in 6 Bänden. **(1-6)**. Paderborn.

BAUMANN, H. (1951): Die Bodenfeuchtebestimmungen und ihre Auswertung für die Landwirtschaft. -In: Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone. **(32)** 5, 4-12.

BAUMANN, H. (1954): Über den Wasserhaushalt des Kulturpflanzen tragenden Standortes. -In: Sitzungsberichte der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften. **(3)** 1, 19-27.

BAUMGART, H. (1965): Begriffserklärung und theoretische Überlegungen im Zusammenhang mit Versickerungsmessungen mit Zylinderinfiltrometern. -In: Wasser und Boden. **(8)**, 274-277.

BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (Hrsg.) (1996): Allgemeine Hydrologie -Quantitative Hydrologie. -In: Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1. Berlin/Stuttgart.

BECK, M. (2000): Strategien zur Steuerung der Bewässerung im Gewächshaus und Konsequenzen für die Strukturierung von Leitrechnersystemen. -Diss. Univ. Berlin.

BECK, M., SCHLERETH, H. & FRENZ, F.-W. (1995): Umweltgerechte Bewässerung. -In: Deutscher Gartenbau. **(49)** 39, 2282-2286.

BECKER, A. & KLEEBOURG, H.-B. (1999): Skalenwechsel über Parameter - Wasserhaushalt/Gesamtmodellierung. -In: KLEEBOURG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 27-43. Weinheim.

BECKER, A. & LAHMER, W. (1999): GIS-basierte großskalige hydrologische Modellierung. -In: KLEEBOURG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 115-129. Weinheim.

- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. -In: KLEEGERG, H. B. (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 16-33. Weinheim.
- BENECKE, P. (1976): Soil water relations and water exchange of forest ecosystems. - In: LANGE, O.L., KAPPEN, L. & SCHULZE, E. D: Ecological studies. Analysis and synthesis. Water and plant life. (19), 101-131. Berlin.
- BEUKES, D. J. (1984): Transpiration of apple trees as related to different meteorological plant and soil factors. -In: Journal Hort. Science. (59), 151-159.
- BIEMELT, D. (2000): Bestimmung der Grundwasserneubildung auf Offenlandbereichen der Lausitzer Bergbaufolgelandschaft. -Diss. Univ. Cottbus.
- BIERHUIZEN, J. F. UND VOS, N. M. (1959): The Effect of soil moisture on the growth and yield of vegetable crops. Wageningen.
- BLANKE, M. & LENZ, F. (1985): Spaltöffnungen, Fruchtoberfläche und Transpiration wachsender Apfelfrüchte der Sorte Golden Delicious. -In: Erwerbsobstbau. (27), 139-143.
- BLANKE, M. & LENZ, F. (1988): Wieviel Wasser verbraucht eine Apfelfrucht während ihrer Entwicklung? -In: Erwerbsobstbau (30), 152-155.
- BLETTGEN, M. & BURGHARDT, W. (1999): Untersuchungen zur Bemessung und Gestaltung der Regenwasserversickerung in bestehenden Wohngebieten. -In: BVB (Hrsg.): Regenwasserversickerung und Bodenschutz mit Beiträgen der Fachtagung des Fachausschusses Regenwasserversickerung im Bundesverband Boden e.V. BVB-Materialien (2), 98-110. Berlin.
- BLÖSCHL, G. & GRAYSON, R. (2000): Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung. -In: GUTKNECHT, D. & BLÖSCHL, G. (Hrsg.): Wasser-Abwasser-Gewässer. Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose. Wiener Mitteilungen. (164), 33-56. Wien.
- BLÖSCHL, G. & MERZ, R. (2000): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. -In: GUTKNECHT, D. & BLÖSCHL, G. (Hrsg.): Wasser-Abwasser-Gewässer. Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose. Wiener Mitteilungen. (164), 149-178. Wien.
- BLÖSCHL, G. (2006): Geostatistische Methoden bei der hydrologischen Regionalisierung. -In: BLÖSCHL, G., GODINA, R. & MERZ, R. (Hrsg.): Methoden der hydrologischen Regionalisierung. Wiener Mitteilungen. (197), 21-40. Wien.
- BLÖSCHL, G., GRAYSON, R. B. & SIVAPALAN, M. (1995): On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. -In: Hydrological Processes. (9), 313-330.

BORCHERT, G. (1956): Eine Untersuchung über die Wasserführung des Bodens in Abhängigkeit vom Witterungsverlauf und von der Vegetationsbedeckung. -In: Erdkunde. (10) 1, 76-81 (Sonderdruck).

BORK, H.-R. (1992): Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen. -In: Kleeberg, H. B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 201-220. Weinheim.

BOSELLINI, A. (1998): Geologie der Dolomiten. Brixen.

BOUMA, J. & VAN LANEN, J. A. J. (1987): Transfer functions and threshold values: From soil characteristics to land qualities. -In: Beck, K. J. et al (Hrsg.): Quantified land evaluation. Proc. Worksh. ISSS and SSSA. (6). Washington/Enschede.

BOURENNANE, H., KING, D., CHÉRY, P. & BRUAND, A. (1997): Improving the kriging of a soil variable using slope gradient as external drift. -In: European Journal of Soil Science. (47), 473-483.

BRADEN, H. (1992): Das agrarmeteorologische Bodenwassermodell AMWAS – ein universell einsetzbares Modell zur Berechnung der Bodenwasserströme und -gehalte unter Berücksichtigung bodenwassergehaltsabhängiger Evapotranspirations- und Transpirationsreduktionen. -In: Beiträge zur Agrarmeteorologie (Deutscher Wetterdienst). (2) 92. Offenbach.

BRANDNER, R. UND MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. Exkursionsführer, Jahrestagung der Österreichischen Geol. Ges. Seis am Schlern.

BRAUN, F. J. (2002): Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie. -Diss. Univ. Karlsruhe.

BROOKS, S. M. & ANDERSON, M. G. (1998): On the status and opportunities for physical process modelling in Geomorphology. -In: LONGLEY, P. A., BROOKS, S. M., McDONNELL, R. & MACMILLAN, B. (Hrsg.): Geocomputation. 193-230.

BROSIUS, F. (2004): SPSS 12. Bonn.

BROSIUS, F. (2005): SPSS-Programmierung. Bonn.

BUCZKO, U., BENS, O., HANGEN, E., BRUNOTTE, J. & HÜTTL, R. F. (2003): Infiltration and macroporosity of a silt loam soil under two contrasting tillage systems. -In: Landbauforschung Völkenrode. (53) 2/3, 181-190.

BÜHL, A. & ZÖFEL, P. (2002): Erweiterte Datenanalyse mit SPSS. Statistik und Data Mining. Wiesbaden.

- BÜHL, A. & ZÖFEL, P. (2005): SPSS 12. München.
- BURGHARDT, W. (1984): Untersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität der Wasserleitfähigkeit eines Flussmarschbodens. -In: *Catena*. **(11)**, 71-81.
- BURROUGH, P. A. (1993): Soil variability - a late 20th century view. -In: *Soils and Fertilizers*. **(56)** 5, 529-562.
- BUTTERS, G. L. & CARDON, G. E. (1998): Temperature effects on airpocket tensiometers. -In: *Soil Science*. **(163)**, 677-685.
- BUTTLE, J. M. & HOUSE, D. A. (1997): Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forest basin. -In: *Journal of Hydrology*. **(203)**, 127-142.
- CAMPBELL, G. S. (1988): Soil water potential measurement: an overview. -In: *Irrigation Science* **(9)**, 265-273.
- CHAPLOT, V., WALTER, C. & CURMI, P. (2000^a): Improving soil hydromorphy prediction according to DEM resolution and available pedological data. -In: *Geoderma*. **(97)**, 405-422.
- CHAPLOT, V., WALTER, C., CURMI, P. & HOLLIER-LAROUSSE, A. (2000^b): The use of auxiliary geophysical data to improve a soil-landscape model. -In: *Soil Science*. **(165)** 12, 961-970.
- CHIRITA, C., BUTUCELA-ZANELLI, S., MAINAU, A. & MOTOC, E. (1964): Klassifizierung der Feuchteregimes der Böden zu ökologischen Zwecken. -In: *Stiinta Solului*. **(11)** 3/4.
- DARCY, H. (1856): *Les fontains publiques de la ville de Dijon*. Paris.
- DAVIES, F. S. & LAKSO, A. (1979): Water stress response of apple trees. Effects of light and soil preconditioning treatments on tree physiology. -In: *Journal Amer. Soc. Hort. Science*. **(104)** 3, 392-395.
- DEANS, J. D. & MILNE, R. (1978): An electrical recording soil moisture tensiometer. -In: *Plant and Soil* **(50)**, 509-513.
- DEUTSCH, C. V. & JOURNEL, A. G. (1998): *Geostatistical software library and user's guide*. 2nd Edition, Applied Geostatistics Series. Oxford.
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (Hrsg.) (1996): *DVWK-Merkblätter: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. **(238)**. Bonn.

DIEKKRÜGER, B. (1992): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. -In: Landschaftsökologie und Umweltforschung. (19). Braunschweig.

DIEKRÜGER, B. (1999): Skalenwechsel über Parameter – Bodenwasser. -In: KLEEBERG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 54-67. Weinheim.

DIETRICH, W. E., REISS, R., HSU, M. L. & MONTGOMERY, D. R. (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. -In: KALMA, J. D. & SIVAPALAN, M. (Hrsg.): Scale issues in hydrological modelling - Advances in hydrological processes. 141-158.

DIMBLEBY, G. W. (1954): A simple method for the comparative estimation of soil water. -In: Plant and Soil. (5) 2, 143-154.

DIN 18121-1: Norm 1998-04: Untersuchung von Bodenproben - Wassergehalt - Teil 1: Bestimmung durch Ofentrocknung.

DIN 18129: Norm 1996-11: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Kalkgehaltsbestimmung.

DIN 18130-2: Norm 2003-10: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwertes - Teil 2: Feldversuche.

DIN 1828: Norm 2002-12: Baugrund, Untersuchungen von Bodenproben - Bestimmung des Glühverlustes.

DIN 19682-2: Norm 1997-04: Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau - Felduntersuchungen - Teil 2: Bestimmung der Bodenart.

DIN 19682-7: Norm 1997-04: Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau - Felduntersuchungen - Teil 7: Bestimmung der Infiltrationsrate mit dem Doppelzylinder-Infiltrimeter.

DIN 52098: Norm 2005-06: Prüfverfahren für Gesteinskörnungen - Bestimmung der Korngrößenverteilung durch Nasssiebung.

DIN 66115: Norm 1983-02: Partikelgrößenanalyse, Sedimentationsanalyse im Schwerefeld Pipette-Verfahren.

DOBSON, M. C., ULABY, F. T., HALLIKAINEN, M. T., EL-RAYES, M. A. (1985): Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: Dielectric mixing models. IEEE trans. Geosci. Rem. Sensing GE (23), 35-46.

- DÖRRENHAUS, F. (1933): Das deutsche Land an der Etsch. Innsbruck.
- DRAHORAD, W. (2004): Wasser und Nährstoffaufnahme. -In: Land- und Forstwirtschaftliches Versuchszentrum Laimburg & Südtiroler Beratungsring für Obst- und Weinbau (Hrsg.): Boden und Pflanzenernährung im Obstbau, Weinbau und Bioanbau. 59-66. Auer/Lana.
- DREYHAUPT, J. (2002): Die Bedeutung der Heterogenität von Boden, Klima und Landnutzung für die Regionalisierung von Modellzustandsgrößen. -Diss. Univ. Bayreuth.
- DURNER, W. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. -Diss. Univ. Bayreuth.
- DUTTMANN, R. (1999): Geographische Informationssysteme (GIS) und raumbezogene Prozeßmodellierung in der Angewandten Landschaftsökologie. -In: SCHNEIDER-SLIWA, R., SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. 181-199.
- DUTTMANN, R. (2001): Bodenfeuchte als Steuergröße der Bodenerosion. -In: Geographische Rundschau. (53) 5, 24-32.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Berlin.
- EHLERS, W. (1978): Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen im Feld zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (26), 115-132.
- EHLERS, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze. Ulmer Verlag, Stuttgart.
- EIJKELKAMP AGRISEARCH (1999): Gebrauchsanweisung für das Doppelring-Infiltrometer Set (09/04).
- ELLENBERG, H., SCHREIBER, K.-F., SILBEREISEN, R., WELLER, F. & WINTER, F. (1956): Grundlagen und Methoden der Obstbau-Standortskartierung. -In: Obstbau. (75), 75-77, 90-92, 107-110.
- ELSENBEER, H. (2001): Pedotransfer functions in hydrology. -In: Journ.Hydraul. Special Issue. (251) 3/4, 121-220.
- ENDRISS, G. (1968): Vom Obst- und Weinbau in Südtirol und besonders am Kalterer See. -In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München. (53), 109-121.
- ENGELN, G. B. & KLOOSTERMANN, F. H. (1996): Hydrological Systems Analysis. Methods and Application. - Water Science and Technology Library. (20). Dordrecht.

ESKUCHE, U. (1978): Bodenwasserhaushalt von Wäldern in der Westfälischen Bucht und im Wesergebirge nördlich von Minden. Schriftenreihe der Landesanstalt für Wasser und Abfall des Landes Nordrhein-Westfalen. (37). o.O.

ETZENBERG, CH. (1998): Zur Regionalisierung der Abflußbildung – Bestimmung flächenspezifischer Abflußbeiträge aus Gebietseigenschaften. -Diss. Univ. Zittau.

FANK, J. (1998/1999): Die Bedeutung der ungesättigten Zone für Grundwasserneubildung und Nitratbefruchtung des Grundwassers in quartären Lockersediment-Aquiferen am Beispiel des Leibnitzer Feldes (Steiermark, Österreich). -In: Beiträge zur Hydrogeologie. (49/50), 101-388.

FAYBISHENKO, B. (2000): Tensiometer for shallow and deep measurements of water pressure in vadose zone and groundwater. -In: Soil Science. (165), 473-482.

FEUERSTEIN, G. (1999): Grundzüge der Landwirtschaft Südtirols. -In: Der Schlern. (73) 12, 778-784.

FIEDLER, H. J. (2001): Böden und Bodenfunktionen in Ökosystemen, Landschaften und Ballungsgebieten. Renningen-Malmsheim.

FISCHER, K. & LEIDLMAIR, A. (1975): Tirol - ein geographischer Exkursionsführer. -In: LEIDLMAIR, A. (Hrsg.): Innsbrucker Geographische Studien. (2), 331-368. Innsbruck.

FISCHER, K. & WETZEL, K. F. (1996): Standortökologisches Gutachten Mittelvinschgau. Lehrstuhl für Physische Geographie. Univ. Augsburg.

FISCHER, K. (1964): Talverschüttungen, Flußverlegungen und Epigenesen im Vinschgau und seinen Nebentälern. -In: Mitt. Geogr. Ges. München. (49), 181-200.

FISCHER, K. (1965^a): Der Obervinschgau. Ein landeskundlicher Überblick. -In: Jahrbuch des Österreichischen Alpenvereins. (90), 115-132.

FISCHER, K. (1965^b): Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern. -In: Mitt. Geogr. Ges. München. (50), 127-159.

FISCHER, K. (1966): Die Murkegel des Vinschgaus. -In: Der Schlern. (40) 4, 24-34.

Fischer, K. (1967): Natur- und Kulturlandschaft des Vinschgaus. -In: Jahrbuch des Südtiroler Kulturinstitutes. (5-7), 102-126. Bozen.

FISCHER, K. (1974): Agrargeographie des westlichen Südtirol. Wien/Stuttgart.

FISCHER, K. (1988): Zur Entstehung der Spätfröste im Etschtal. -In: Obstbau-Weinbau. Fachblatt des Südtiroler Beratungsrings. (25), 107-111.

- FISCHER, K. (1990): Entwicklungsgeschichte der Murkegel im Vinschgau. -In: Der Schlern. (64) 2, 93-97.
- FISCHER, K. (2002): Vinschgau und mittleres Etschtal. -In: STEINICKE, E. (Hrsg.): Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol, Südtirol, Trentino. (1), 245-286. Innsbruck.
- FISCHER, K. (2003): Etschbegradigung und Kulturlandschafterschließung. Vorgangsweisen im Vinschgau im 19. Jahrhundert. -In: Der Schlern. (77) 7, 20-36.
- FISCHER, K. (2005): Der Latschanderwaal - der letzte große Waalbau im Vinschgau. -In: Der Schlern. (79) 6, 11-21.
- FISCHER, M. (2002): Apfelanbau integriert und biologisch. Stuttgart.
- FLIRI, F. (1962): Wetterlagenkunde von Tirol. Grundzüge der dynamischen Klimatologie eines alpinen Querprofils. Innsbruck.
- FLIRI, F. (1974): Niederschlag und Temperatur im Alpenraum. -In: DEUTSCHER ALPENVEREIN (Hrsg.): Wissenschaftliche Alpenvereinshefte. (24). Innsbruck.
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. München.
- FLÜGEL, W.-A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. -In: Hydrological Processes. (9), 423-436.
- FOHRER, N. & DÖLL, P. (Hrsg.) (1999): Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten. Kassel.
- FÖRSTER, E. & RÖNZ, B. (1979): Methoden der Korrelations- und Regressionsanalyse. Ein Leitfaden für Ökonomen. Berlin.
- FRENZ, F.-W., EMSCHERMANN, M., OHMAYER, G. & SCHLERETH, H. (1988): KliWaDu-computergesteuerte Bewässerung und Düngung. -In: Deutscher Gartenbau. (42) 35, 2266-2270.
- FRIEDRICH, G. & FISCHER, M. (Hrsg.) (2000): Physiologische Grundlagen des Obstbaues. Stuttgart.
- FRIEDRICH, G. (1979): Physiologie der Obstgehölze. Berlin.
- FRIEDRICH, G. (1980): Der Obstbau. Leipzig.
- FRIEDRICH, G. (Hrsg.) (1993): Handbuch des Obstbaus. Stuttgart.

FUKUDA, H. (1976): Irrigation in the world. Comparative Developments. Tokyo.

FURHMANN, S., KOSUBEK, K.-H., MITTRING, P. & STREIT, U. (1999): Entwicklung von GIS-Werkzeugen für die Regionalisierung. -In: KLEEGERG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 371-389. Weinheim.

GARDNER, W. H. (1960): Dynamic aspects of water availability to plants. -In: Soil Science. (89), 63-73.

GARDNER, W. H. (1988): A historical perspective on measurement of soil and plant water status. -In: Irrigation Science. (9), 255-264.

GEBUL, M. A. (2001): Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt in Abhängigkeit von landwirtschaftlicher Nutzung und auf der Grundlage langjähriger Messungen an der Lysimeterstation in Groß Lüsewitz. -Diss. Univ. Rostock.

GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig.

GEROLD, G., CYFFKA, B., SUTMÖLLER, J., KRÜGER, J.-P. & BUSCH, G. (1999): Regionalisierung der Abflußbildung über die Aggregation homogener Flächen unter Verwendung des Geographischen Informationssystems ARC/INFO und der Digitalen Reliefanalyse (Programm SARA). -In: KLEEGERG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 191-205. Weinheim.

GISI, U. (1990): Bodenökologie. Stuttgart.

GISI, U., SCHENKER, R., SCHULIN, R., STADELMANN, F. X. & STICHER, H. (1997): Bodenökologie. Stuttgart.

GLOVER, J. D., REGANOLD, J. P. & ANDREWS, P. K. (2000): Systematic method for rating soil quality of conventional, organic, and integrated apple orchards in Washington State. Agric Ecosyst Environ. (80), 29-45.

GODDE, J. E. & HIGGS, K. H. (1973): Water, osmotic and pressure potential relationships in apple leaves. -In: Journal Hort. Science. (48), 203-215.

GODDE, J. E. & INGRAM, J. (1971): The effect of irrigation on the growth, cropping and nutrition of Cox's Orange Piping apple trees. -In: Journal Hort. Science. (46), 195-208.

GODINA, R. & BLÖSCHL, G. (2006): Aufgaben und Methoden der hydrologischen Regionalisierung. -In: BLÖSCHL, G., GODINA, R. & MERZ, R. (Hrsg.): Methoden der hydrologischen Regionalisierung. Wiener Mitteilungen. (197), 7-20. Wien.

- GOOVAERTS, P. (2000): Estimation or simulation of soil properties? An optimization problem with conflicting criteria. -In: *Geoderma*. (97), 165-186.
- GOWING, D. J., DAVIES, W. J. & JONES, H. G. (1990): A positive root-sourced signal as an indicator of soil drying in apple, *Malus domestica* Borkh. -In: *Journal of Experimental Botany*. (41), 1535-1540.
- HAFERKORN, U. (2000): Größen des Wasserhaushaltes verschiedener Böden unter landwirtschaftlicher Nutzung im klimatischen Grenzraum des Mitteldeutschen Trockengebietes. Ergebnisse der Lysimeterstation Brandis. -Diss. Univ. Göttingen.
- HAMBLOCH, H. (1958): Über die Bedeutung der Bodenfeuchtigkeit bei der Abgrenzung von Physiotopen. -In: *Berichte zur deutschen Landeskunde*. (18), 246-252.
- HARTGE, K. H. & HORN, R. (1977): Der Verlauf von Wasserspannungsisochronen in Sand-, Löss- und Tonböden. Eine Auswertung mehrjähriger Tensiometermessungen. -In: *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung*. (18), 213-222.
- HARTGE, K. H. & R. HORN (1992): Die physikalische Untersuchung von Böden. Stuttgart.
- HARTGE, K. H. & R. HORN (1999): Einführung in die Bodenphysik. Stuttgart.
- HEATH, R. C. (1988): Einführung in die Grundwasserhydrologie. München.
- HERBST, M. (2001): Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphometrischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets. -Diss. Univ. Bonn.
- HERRMANN, R. (1977): Einführung in die Hydrologie. Stuttgart.
- HEUVENLINK, G. B. M. & WEBSTER, R. (2001): Modelling soil variation: past, present and future. -In: *Geoderma*. (100), 269-301.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Stuttgart.
- HIRTH, P. (1921): Grundzüge einer Geographie der künstlichen Bewässerung. -Diss. Univ. Halle.
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie: Eine Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. Stuttgart.
- HOLZMANN, H. (1994): Modellierung und Regionalisierung der Grundwasserneubildung und des Bodenwasserhaushaltes. -In: *Wiener Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau*. (123). Wien.

HORNUNG, U. (1992): Was kann Regionalisierung leisten? Über die Verwendung von Daten der räumlichen Variabilität. -In: KLEEGER, H. B. (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 45-55. Weinheim.

HUBBELL, J. M. & SISSON, J. B. (1998): Advanced tensiometer for shallow or deep soil water potential measurements. -In: Soil Science. (163), 271-277.

HUBRICH, H. & THOMAS, M. (1978): Die Pedohydrotope der Einzugsgebiete von Döllnitz und Parthe. -In: Beiträge zu Geographie. (29), 285-322. Berlin.

ISO 11276: Norm 1995-09: Bodenbeschaffenheit, Bestimmung des Porenwasserdrucks - Tensiometerverfahren.

JACOB, H. (1942): Zur Frage der Messung von Versickerung und Abfluß auf Ackerböden. Kulturtechniker. (45). o.O.

JACOBET, J. (1987): Witterungsklimatologische Aspekte der Spätfrostgefährdung im mittleren Etschtal. -In: Wetter und Leben. (39), 199-212.

JACOBET, J. (1992): Zur Spätfrostgefährdung im mittleren Etschtal. -In: Der Schlern. (66) 5, 321-330.

JACOBET, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. -In: Die Erde. (124), 63-77.

JANSSEN, J. & LAATZ, W. (2003): Statistische Datenanalyse mit SPSS für Windows. Berlin.

JORDAN, E. (1978): Wasserhaushaltsuntersuchungen in der Gleidinger Senke. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (26), 143-152.

JUNKERSFELD, L., HARTMANN, A. & HORN, R. (1993): Aussagefähigkeit von pF/WG-Kurven. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (72), 143-146.

JURY, W. A., W. R. GARDNER & GARDNER, W. H. (1993): Soil physics, 5. Ed. New York.

KAUSCH, W. (1957): Die Transpiration als Ursache für tägliche Grundwasserschwankungen. -In: Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft. (70), 436-444

KAVIANI, R. (1975): Wasserhaushaltsuntersuchungen in bewachsenen und unbewachsenen Böden mit unterschiedlichem Grundwasserstand. -In: Arch. Met. Geoph. Biokl (23) B, 319-329.

- KELL, K., BECK, M., FRENZ, F.-W. (1997): Changing of plant growth by tensiometer controlled irrigation. -In: Acta Horticulturae. (450), 405-411.
- KLEBELSBERG V., R. (1923): Die Böden unserer Gegenden. -In: Der Schlern. (43) 4, 344-351.
- KLEBELSBERG, R. (1937): Südtiroler Landschaften - Vintschgau. -In: Zeitschrift des DuÖAV. (37), 197ff.
- KLEEBERG H. B. & CEMUS, J. (1992): Regionalisierung hydrologischer Daten - Definitionen. -In: KLEEBERG, H. B. (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 1-10. Weinheim.
- KLEEBERG, H. B. (1999): Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie. -In: KLEEBERG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 3-13. Weinheim.
- KLEEBERG, H. B. (Hrsg.) (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. Weinheim.
- KLUTE, A. (1986): Water retention: Laboratory methods. -In: KLUTE, A. (Hrsg.): Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and Mineralogical Methods, 2nd Ed. Agronomy Series 9 (1), ASA and SSSA, Madison, Wisconsin.
- KOFLER-FUCHSBERG, E. (2004): Der Vinschgauer Sonnenberg. Versuch der Annäherung an eine Landschaft. -In: Der Schlern. (78) 10, 9-35.
- KÖHN, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse: III Ein neuer Pipettapparat. -In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. (11), 50-54.
- KRAUSE, P. (2001): Das hydrologische Modellsystem J2000 – Beschreibung und Anwendung in großen Flußgebieten. -In: Schriften des Forschungszentrums Jülich. Reihe Umwelt/Environment. (29). Jena.
- KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart.
- KUKAL, S. S., HIRA, G. S. & SIDHA, A. S. (2005): Soil matric potential-based irrigation scheduling to rice (*oryza sativa*). -In: Irrigation Science. (23), 153-159.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. Stuttgart.

KUSTACHER, E. (2004): Geschichte der Etsch zwischen Meran und San Michele (von WERTH 2003). Rezension. -In: Der Schlern. (78) 6, 78-80.

KUTILEK, M. & NIELSEN, D. R. (1994): Soil Hydrology. Cremlingen-Destedt.

LANG, R. (1982): Quantitative Untersuchungen zum Landschaftshaushalt in der Südöstlichen Frankenalb beiderseits der unteren Schwarzen Laaber. Regensburger Geographische Schriften. (18). Regensburg.

LARCHER, W. (2001): Ökophysiologie der Pflanzen. Stuttgart.

LAUCKNER, M. (1964): Landschaftsökologische Untersuchungen im nordwest-sächsischen Raum. -In: Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde. (21/22), 133-175.

LEHMANN, W. (1994): Oberflächennahe Bodenfeuchte und Infiltrationsversuche mit dem Sprinkler-Infiltrimeter des IHW. -In: PLATE, E. J. (Hrsg.): BMFT-Verbundprojekt "Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten" -Weiherbachprojekt. Zwischenpräsentation d. Ergebn. d. Phase II (Tagungsunterlagen 1.-2.12.1994), 125-130.

LEIDLMAIR, A. (1993): Der Vinschgau als Naturlandschaft. -In: Der Schlern. (67) 10, 663-672.

LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. Berlin/New York.

LIEBIG, M. A. & DORAN, J. W. (1999): Impact of organic production practices on soil quality indicators. -In: Journ. Environm. Quality. (28), 1694-1697.

LÖHMANNSRÖBEN, R. (2000): Die Bedeutung des Bodens im Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalisierung. -In: GUTKNECHT, D. & BLÖSCHL, G. (Hrsg.): Wasser-Abwasser-Gewässer. Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose. Wiener Mitteilungen. (164), 201-214.

LÜLLWITZ, T. (1993): Vergleichende Hydrologische Modellierung mit dem Modell PRMS unter Anwendung von Geographischen Informationssystemen. -Diss. Univ. Bonn.

LUNDEGÅRDH, H. (1957): Klima und Boden. Jena.

LÜTTGE, U., KLUGE, M. & BAUER, G. (1994): Botanik. Weinheim.

MAGER, A. (1988): Einfluss verschiedener Klimafaktoren auf den Wasserverbrauch von Apfelbäumen in Abhängigkeit von Nährstoffversorgung, Erziehungsmaßnahmen und Fruchtbehang. -Diss. Univ. Bonn.

- MANTINGER, H. (1998): Bodenpflege und Wasserhaushalt im Obstbau. -In: Obstbau Weinbau. Fachmagazin des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau. (11), 333-336.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. Stuttgart.
- MARSHALL, T. J. & HOLMES, J. W. (1988): Soil physics, 2. Ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- MARTIN, W. & KAINE, M. (1988): Abhängigkeit des Infiltrationsverlaufs von Bodeneigenschaften bei simuliertem Starkregen. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (57), 205-210.
- MATHERON, G. (1973): The intrinsic random functions and their applications. -In: Advances in Applied Probability. (5), 439-468.
- MAYER, N. & PASCHOLD, P.-J. (2007): Trockenstress bei Spargel mit Dendrometern erfassen. -In: BHGL-Schriftenreihe. (25) 98. Geisenheim.
- MCBRATNEY, A. B. & ODEH, I. O. A. (1997): Application of fuzzy sets in soil science: fuzzy logic, fuzzy measurements and fuzzy decisions. -In: Geoderma. (77), 85-113.
- MENDEL, M. (2001): Numerische Modellierung der Wasseraufnahme von Pflanzenwurzeln. -Diss. Univ. Bonn.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. -Diss. ETH. Zürich.
- MEYER, A. F. (1960): Effect of temperature on ground-water levels. -In: J. Geophys. Res. (65), 1747-1752.
- MIRSCHERL, W. & WENKEL, O. (2003): System zur computergestützten operativen Berechnungseinsatzsteuerung BEREST-90. -In: 4. Brandenburger Berechnungstag (Tagungsband). 18-29. Güterfelde.
- MOHS, B., WINZIG, G., SCHMIDT, R. & KÖPPNER, T. (2002): Empfehlungen zur guten fachlichen Praxis bei der Planung von Anlagen zur dezentralen Regenwasserversickerung. Positionspapier des Fachausschusses Regenwasserversickerung (FA 2.3) im Bundesverband Boden e.V. (unveröffentlicht)
- MOORE, I. D., GESSLER, P. E., NIELSEN, G. A. & PETERSON, G. A. (1993): Soil attribute prediction using terrain analysis. -In: Soil Science Society of America Journal. (57), 443-452.

MORGENSCHWEIS, G. (1995): Kurzzeitige Vorhersage der Wasserentnahme aus einem Flußgebiet. (Vortragsmanuskript zur 8. Wiss. Tagung Hydrologie und Wasserwirtschaft zum Thema "Verfügbarkeit von Wasser" vom 22./23.März 1995 in Bochum, 16 Seiten).

MOSIMANN, T. (1980): Boden, Wasser und Mikroklima in den Geosystemen der Löß-Sand-Mergel-Hochfläche des Bruderholzgebietes (Raum Basel). Physiogeographica. Basler Beiträge zu Physiogeographie. (3). Basel.

MOSIMANN, T. (1990): Ökotope als elementare Prozeßeinheiten der Landschaft. Konzept zur prozeßorientierten Klassifikation von Geoökosystemen. Geosynthesis. (1). Hannover.

MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. Frankfurt am Main.

MULL, R. (Hrsg.) (1987): Anthropogene Einflüsse auf den lokalen und regionalen Bodenwasserhaushalt. Ergebnisse aus dem Schwerpunktprogramm "Anthropogene Einflüsse auf hydrologische Prozesse". DFG-Forschungsbericht. (1). Weinheim.

MÜLLER, F. (1997): Die Eyrser Auen – eine der letzten Reste der ursprünglichen Talbodenlandschaft im Vinschgau. -In: Der Schlern. (71) 1/2, 34-75.

MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonatbombe“, a simple device for the determination of carbonate content in sediments, soils and other materials. -In: Neues Jahrbuch für Mineralogie. (10), 466-469.

MÜLLER, W. (1971): Agrarmeteorologische Untersuchungen des Wärme- und Wasserhaushaltes im Bereich landwirtschaftlicher Kulturen. -In: Arch. Met. Geop. Biokl. (19) B, 199-224.

MUSGRAVE, G. (1955): How much of the rain enters the soil? -In: STEFFERUCK, A. (Hrsg.): Water. U.S. Dept. Agriculture. 151-159. Washington.

NACHTNEBEL, H.-P. (2003/2004): Studienblätter Hydrologie. (unveröffentlichtes Skriptum des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau. Wien.)

NAMUTH, M. (1986): Die Infiltration bei intermittierender Bewässerung eines homogenen Bodens. -Diss. Univ. Braunschweig.

NEEF, E., SCHMIDT, G. & LAUCKNER, M. (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen an verschiedenen Physiotopen in Nordwestsachsen. Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Math.-Nath. Klasse. (47). Leipzig.

- NIESCHULZ, K. P. (1997): Mathematisch-bodenkundliche Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts. *Landschaftsökologie und Umweltforschung*. (27). Braunschweig.
- NOGA, G. & LENZ, F. (1982): Transpiration von Äpfeln während der Licht- und Dunkelperiode in Abhängigkeit von verschiedenen Klimafaktoren. -In: *Gartenbauwiss.* (47), 274-278.
- OTTO, A. (1974): Klimatologisch-ökologische Untersuchungen im Vinschgau (Südtirol). -Diss. Univ. Innsbruck.
- PASCHOLD, P.-J. & WIETHALER, A. (2000): Eignung von Sensoren zum Steuern der Bewässerung bei Freilandgemüse. -In: *Zeitschrift für Bewässerungslandwirtschaft*. (35) 1, 51-62.
- PASCHOLD, P.-J. (2006): Aktuelles zum Internationalen Bewässerungssymposium gartenbaulicher Pflanzen in Australien 2006. (unveröffentlichtes Thesenpapier des Internationalen Bewässerungssymposiums 2006).
- PEER, P. (1969): Bodenkundliche Forschung in Südtirol. -In: *Der Schlern*. (43) 4, 151-154.
- PHILIP, J.R. (1966): Plant water relations: some physical aspects. -In: *Ann. Rev. Plant Physical*. (17), 245-268.
- PICHLER, P. (1980): Spätfröste 1980. -In: *Obstbau Weinbau. Fachmagazin des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau*. (17) 6, 195-198.
- PICHLER, P. (1982^a): Praktische Hinweise zur erfolgreichen Frostbekämpfung. -In: *Obstbau Weinbau. Fachmagazin des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau*. (19) 2, 48-51.
- PICHLER, P. (1982^b): Spätfröste 1982. -In: *Obstbau Weinbau. Fachmagazin des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau*. (19) 6, 210-212.
- PÖRTGE, K.-H. (1996): Tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten als Ausdruck komplexer Wasser- und Stoffflüsse. -In: *Göttinger Geographische Abhandlungen*. (103). Göttingen.
- PREISENDORFER, R. W. (1988): *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. New York.
- QUAST, P. (1986): *Düngung, Bewässerung und Bodenpflege im Obstbau*. Stuttgart.
- RAINE, S. R., MEYER, W. S., RASSAN, D. W., HUTSON, J. L. & COOK, F. J. (2007): Soil-water and solute movement under precision irrigation: knowledge gaps for managing sustainable root zones. -In: *Irrigation Science*. (4). (-im Druck-).

RAMOSER, K. (1982): Praktische Hinweise zum Spritzen mit der Beregnung. -In: Obstbau Weinbau. Fachmagazin des Südtiroler Beratungsrings für Obst- und Weinbau. (19) 6, 165-166.

RAMPOLD, J. (1997): Vinschgau - Landschaft, Geschichte und Gegenwart am Oberlauf der Etsch. Das westliche Südtirol zwischen Reschen und Meran. Bozen.

RAWLS, W. J. & BRAKENSIEK, D.L. (1985): Prediction of soil water properties for hydrological modeling. -In: Jones, E. & Ward, T.J. (Eds.): Proceedings of the symposium watershed management in the eighties. Denver.

RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D.L. & MILLER, N. (1983): Green-Ampt infiltration parameters from soils data. -In: Journ. Hydraul. Eng. (109), 62-70.

REINKEN, G. (1962): Die Transpiration von Obstgehölzen in Abhängigkeit von Entwicklungszustand, Ernährung und Witterung. -In: Archiv für Gartenbau. (10), 538-561.

REINKEN, G. (1963): Der Einfluß verschiedener Faktoren auf die Transpiration von Obstgehölzen. -In: Erwerbsobstbau. (2), 21-22.

RENGER, M., GIESEL, W., STREBEL, O. & LORCH, S. (1970): Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. -In: Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde. (126), 15-33.

REUTER, G. (1962): Gelände- und Laborpraktikum der Bodenkunde. Berlin.

REYNOLDS, W. D. & ELRICK, D. E. (1990): Poned Infiltration from a Single Ring: Analysis of Steady Flow. -In: Soil Science Society of America Journal. (54), 1233-1241.

RICHARDS, L. A. & GARDNER, W. (1936): Tensiometers for measuring the capillary tension of the soil water. -In: Journal of the American Society for Agronomical. (28), 352.

RICHARDS, L. A. (1941): (o.T.). Soil Science. (51), 377-368.

RICHARDS, L. A. (1949): (o.T.). Soil Science. (68), 95-112.

RICHARDSON, J. L. & EDMONDS, W. J. (1987): Linear regression estimations of Jenny`s relative effectiveness of state factors equation. -In: Soil Science. (144) 3, 203-208.

RODE, A. (1968): Hydrophysical Properties and Moisture Regime in the unsaturated zone. -In: RIJTEMA, P. E. & WASSING, H. (Hrsg.): Water in the unsaturated zone. Proceedings of the Wageningen Symposium. (82) 1, 33-46. Wageningen.

- ROMANO, N. & SANTINI, A. (1997): Effectiveness of using pedo-transfer functions to quantify the spatial variability of soil water retention characteristics. -In: Journal of Hydrology. **(202)**, 137-157.
- ROSENBERGER, K. (1936): Die künstliche Bewässerung im oberen Etschgebiet. -In: Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. **(31)** 4. Stuttgart.
- ROSENKRANZ, G. (1981): Untersuchungen über den Jahresgang der Bodenfeuchte und ihre geoökologische Bedeutung im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde. Regensburger Geographische Schriften. **(17)**. Regensburg.
- ROTH, B., TAUBNER, H. & TIPPKÖTTER, R. (2005): Methodenvergleich zur Korngrößenanalyse. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. **(107)** 1, 103-104.
- ROTH, C. H., MALICKI, M. A. PLAGGE, R. (1992): Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. -In: Soil Science of America Journal. **(43)**, 1-13.
- ROTTER, W. (1975): Verbreitung der verschiedenen Bodentypen im Südtiroler Obst- und Weinbaugebiet. -In: DRAHORAD, W. (Hrsg.): Düngung im Obstbau. Südtiroler Beratungsring für Obst- und Weinbau. Lana.
- ROWELL, D. L. (1994): Bodenkunde - Untersuchungsmethoden und ihre Anwendung. Berlin/Heidelberg/New York.
- RYAN, P. J., MCKENZIE, N. J., O'CONNELL, D., LOUGHHEAD, A. N., LEPPERT, P. M., JACQUIER, D. & ASHTON, L. (2000): Intergrating forest soils information across scales: spatial prediction of soil properties under Asutralien forests. -In: Forest Ecology and Management. **(138)**, 139-157.
- SACHS, L. (2003): Angewandte Statistik. Berlin.
- SCHÄFER, W., SOURELL, H. & THÖRMANN, H.-H. (1993): Vergleichende Untersuchungen zum Arbeitsaufwand, Energiebedarf und Kapitaleinsatz unterschiedlicher Bewässerungsverfahren. -In: Zeitschrift für Bewässerungswirtschaft. **(28)** 2, 140-160.
- SCHAFFER, G. & COLLINS, H. J. (1966): Eine Methode zur Messung der Infiltrationsrate im Felde. -In: Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung. **(7)**, 193-198
- SCHALLER, J. & PASCHOLD, P.-J. (2007^a): Wasserpotenzial, hydraulische Leitfähigkeit und H₂O-Gaswechsel zur Erkennung von Trockenstress bei Spargel. -In: BHGL-Schriftenreihe. **(25)** 82. Geisenheim.

SCHALLER, J. & PASCHOLD, P.-J. (2007^b): Transpiration und Netto-CO₂-Assimilation von Spargel bei Wasserstress – kritische Betrachtung eines Versuchansatzes. -In: BHGL-Schriftenreihe. (25) 97. Geisenheim.

SCHANDL, H. (Hrsg.) (1992): Atlas für Südtirol. Wien.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. Heidelberg/Berlin.

SCHEINOST, A. & AUERSWALD, K. (1995): Pedotransfer-Funktionen zur Erzeugung von Wasserretentionskurven unter Berücksichtigung bimodaler Porensysteme. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (76) 1, 141-144.

SCHEINOST, A. C., SINOWSKI, W. & AUERSWALD, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. -In: Geoderma. (78), 129-143.

SCHENK, I. (1951): Die Klima-Insel Vintschgau. Trento.

SCHIFFLER, G. R. (1992): Kleinflächige punktuelle Infiltrationsmessungen - Flächenhaftes Infiltrationsmodell? -In: KLEEBERG, H. B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 240-251. Weinheim.

SCHLEICH, C. (1982): Ein Vergleich verschiedener Methoden zur Erfassung hydrologischer Kenngrößen bei Bewässerungsvorplanungen und geographischen Untersuchungen. -Diss. Univ. Kiel.

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Berlin.

SCHOENGOLD, K., SUNDING, D. L. & MORENO, G. (2004): Agricultural Water Demand and the Gains from Precision Irrigation Technology. -In: Giannini Foundation of Agricultural Economics. ARE Update. (7) 5, 5-8.

SCHOFIELD, R. K. (1935): The pF of the water in soil. -In: Trans. Int. Congr. Soil Science. (3) 2, 38-48.

SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Stuttgart.

SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung - anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. -Berlin.

SCHRÖDTER, H. (1986): Verdunstung als aktuelles ökologisches Problem. -In: Naturwissenschaften (73), 531-537.

- SINGH, V. P. (1992): Elementary Hydrology, Prentice Hall Englewood Cliffs
- SINOWSKI, W., SCHEINOST, A. C. & AUERSWALD, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, II. Comparison of regionalization procedures using an pedotransfer function. -In: Geoderma. (78), 145-159.
- SLACK, E. M. (1974): Studies of stomatal distribution on the leaves of four apple varieties. -In: Journal Hort. Science. (49), 95-103.
- SOURELL, H. (2006^a): High Tec-Berechnung für einen wasser- und energiesparenden Einsatz unter spezieller Beachtung der mobilen Tropfbewässerung. (unveröffentlichtes Thesenpapier des Internationalen Bewässerungssymposiums 2006).
- SOURELL, H. (2006^b): Moderne Techniken der landwirtschaftlichen Bewässerung: wasser- und energiesparend. -In: Kongressbeiträge WASSER BERLIN / GAS BERLIN (Tagungsband). 96-97. Berlin.
- STACUL, P. (1965): Zur Geologie des Vintschgaus. -In: Der Obere Weg. 58ff.
- STAINDL, A. (2000): Kurze Geologie von Südtirol. Brixen.
- STEPHAN, K. & DIEKKRÜGER, B. (2002): Unsicherheiten bei der skalenabhängigen Aggregation von Modelldaten. -In: STEPHAN, K., BORNMANN, H. & DIEKKRÜGER, B. (2002): 5. Workshop zur hydrologischen Modellierung - Tagungsband. Kassel.
- STEPHAN, K. (2003): Möglichkeiten der Aggregation heterogener Eingangsdaten für eine prozessorientierte hydrologische Simulation der Wasserflüsse am Beispiel des Untersuchungsgebietes der Oberen Leine. -Diss. Univ. Bonn.
- STIMPFL, E., AICHNER, M., THALER, C., VIDONI, A., ANDREAUS, O. & CASSAR, A. (2006^a): Zustandserhebung der Südtiroler Böden im Grünland. -In: Laimburg Journal. (3) 1, 2-73.
- STIMPFL, E., AICHNER, M., CASSAR, A., THALER, C., ANDREAUS, O. & MATTEAZZI, A. (2006^b): Zustandserhebung der Südtiroler Böden im Obstbau. -In: Laimburg Journal. (3) 1, 74-134.
- STOLZ, O. (1936): Geschichtskunde der Gewässer Südtirols. -In: Schlern-Schriften. Veröffentlichungen zur Landeskunde von Südtirol. Innsbruck.
- STREIT, U. (1992): Wissensbasierte Systeme für die Regionalisierung. -In: KLEEGERG, H.B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Mitt. XI der Senatskom. f. Wasserforschung. 345-357. Weinheim.

- STREITBERG, H. & HOFFMANN, K. (1972): Der Einfluss unterschiedlicher Strahlungsintensität und Wassergaben auf die vegetative und generative Entwicklung von Apfelbäumen in Großgefäßen unter den klimatischen Bedingungen von Dresden-Pillnitz. 1.Mitteilung. Problematik und Methodik zur Durchführung des Versuches und erste Ergebnisse über den Wasserverbrauch der Versuchsgehölze. -In: Archiv für Gartenbau (20), 505-535.
- STRIMMER, A. (1968): Die Steppenvegetation des mittleren Vinschgaues. -Diss. Univ. Innsbruck.
- STRIMMER, A. (1994): Lehrpfad Laaser Leiten –ein naturkundlicher Führer. Reihe: Natur und Kultur. (2). Lana.
- THALHEIMER M. (1999^b): Böden auf Kalkgesteinschutt. -In: Obstbau-Weinbau. Fachblatt des Südtiroler Beratungsrings. (36) 10, 291-292.
- THALHEIMER, M. (1999^a): Bodentypen im Überetsch. Obstbau-Weinbau. Fachblatt des Südtiroler Beratungsrings. (36) 9, 254-255.
- THALHEIMER, M. (2000). Die Böden im Überetsch (III): Böden auf Moränenablagerungen. -In: Obstbau-Weinbau. Fachblatt des Südtiroler Beratungsrings. (37) 7/8, 242-243.
- THALHEIMER, M. (2002). Die Böden im Überetsch (V): Böden auf alten Etschschottern. -In: Obstbau-Weinbau. (39) 5, 144-145.
- THALHEIMER, M. (2003): Tensiometer modification for diminishing errors due to the fluctuating inner water column. -In: Soil Science of America Journal. (67), 737-739.
- THALHEIMER, M. (2004^a): Die Böden im Südtiroler Obst- und Weinbau. -In: Land- und Forstwirtschaftliches Versuchszentrum Laimburg & Südtiroler Beratungsring für Obst- und Weinbau (Hrsg.): Boden und Pflanzenernährung im Obstbau, Weinbau und Bioanbau. 19-28. Auer/Lana.
- THALHEIMER, M. (2004^b): Abwehr von Spätfrösten im Apfelbau – Möglichkeiten und Perspektiven. -In: Laimburg Journal. (1) 1, 41-46.
- THALHEIMER, M. (2004^c). Irrigation Management. Compact fruit tree. (37) 3, 86-90.
- THALHEIMER, M. (2005): Zur Dynamik des Bodenwassers an einem grundwassernahen Obstbau-Standort im Etschtal (Südtirol/Italien). -In: Laimburg Journal. (2) 1/2, 50-57.
- THALHEIMER, M. (2006): Kartierung der landwirtschaftlich genutzten Böden des Überetsch in Südtirol (Italien). -In: Laimburg Journal. (3) 1, 135-177.

- THALHEIMER, M., PAOLI, N. & STEINKELLER, M. (1999): Gesteuerte Defizitbewässerung. Erfahrungen mit reduzierter Bewässerung bei Golden Delicious. - In: Südtiroler Landwirt. (17), 39-42.
- THALHEIMER, M. & PAOLI, N. (2004): Zur Bewässerung im Obstbau. -In: Obstbau-Weinbau. (41) 5, 162-165.
- THOMAS, M. & HUBRICH, H. (1974): Die Pedrohydrotope der Einzugsgebiete von Döllnitz und Parthe. -In: LÜDEMANN, H. [Hrsg.] (1974): Beiträge zur Geographie. Arbeiten zur Bodengeographie. Akademie der Wissenschaften der DDR. (29)/1. Berlin.
- THOMAS-LAUCKNER, M. & HAASE, G. (1967/68): Versuch einer Klassifikation von Bodenfeuchteregime-Großtypen. -In: Albrecht-Thaer-Archiv. (11), 1003-1020 und (12), 3-32.
- THOMAS-LAUCKNER, M. (1965): Der Bodenfeuchte-Mittelwert und die Schwankungsbreite der Feuchte einiger Bodentypen Nordwestsachsens. -In: Leipziger Geographische Beiträge (LEHMANN-Festschrift), 185-190.
- THOMPSON, J. A., BELL, J. C. & BUTLER, C. A. (2001): Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. -In: Geoderma. (100), 67-89.
- TIETJE, O. & HENNIGS, V. (1993): Bewertung von Pedotransferfunktionen zur Schätzung der Wasserspannungskurve. -In: Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde. (156), 447-455.
- TIETJE, O. & HENNIGS, V. (1996): Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. -In: Geoderma. (69), 71-84.
- TIETJE, O. & TAPKENHINRICHS, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. -In: Soil Science Society. (57), 1088-1095.
- TILCH, N., UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, C. (2002): Regionalisierungsverfahren zur Ausweisung von Hydrotopen in von periglazialen Hangschutt geprägten Gebieten. -In: Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie. (4), 206-216.
- TOPP, G. C., DAVIS, J. L., ANNAN, A. P. (1980): Soil water content: measurements in coaxial transmission lines. -In: Water Resource. (16), 574-582.
- TRETER, U. (1970): Untersuchungen zum Jahresgang der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlägen, topographischer Situation und Bodenbedeckung an ausgewählten Punkten in den Hüttener Bergen/Schleswig-Holstein. -Diss. Univ. Kiel.
- TUNSUWAN, T. & BÜNEMANN, G. (1973): Spaltöffnungsverhalten bei Apfelbäumen mit und ohne Früchte. -In: Gartenbauwiss. (7), 109-115.

TURNER, H. & TRANQUILLINI, H. (1961): Die Strahlungsverhältnisse und ihr Einfluss auf die Photosynthese der Pflanzen. -In: Mitt. der forstl. Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn. (59), 71-103. Wien.

TURNER, H. (1958): Maximaltemperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze. -In: Wetter und Leben. (10), 1-12.

UBELL, K. (1961): Über die Gesetzmäßigkeiten des Grundwassergangs und des Grundwasserhaushalts in Flachlandgebieten. -In: Wasserwirtschaft und Wassertechnik. (11), 366-372.

UHLIG, H. (1962): Tiroler Etschtal und Kaschmir-Becken. Ein Beitrag zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge. -In: Beiträge zur Landeskunde Südtirols. Innsbruck (Sonderdruck der DÖRRENHAUS-Festschrift).

UHLIG, S. (1950): Die Untersuchungen des Bodenwasserhaushaltes durch den Deutschen Wetterdienst der US-Zone. -In: Meteorologische Rundschau. (3), 158-162.

UHLIG, S. (1951): Die Untersuchung und Darstellung der Bodenfeuchte. Berichte des Deutsche Wetterdienstes in der US-Zone. (30) 4. o.O.

UHLIG, S. (1954): Die Wasserreserven unserer Böden im Frühjahr. -In: Wasserwirtschaft. (6), 207-211.

UHLIG, S. (1956): Der mittlere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehaltes. -In: Wasserwirtschaft. (7), 121-126.

UNTERHUBER, C. (1993): 100 Jahre Etschregulierung und Bodenverbesserung im Südtiroler Unterland. Festschrift Bonifizierungskonsortium Gmund-Salurn. Neumarkt.

UNTERWURZACHER, M. (2002): Der Laaser Onyx – Karbonatsinter aus dem Vinschgau. -In: Der Schlern. (76) 1/2, 5-14.

URBAN, D. & MAYERL, J. (2006): Regressionsanalyse: Theorie, Technik und Anwendung. Wiesbaden.

VARSHNEY, R.S. (1995): Modern methods of irrigation. -In: Geo Journal (35) 1, 59-63.

VILLA NOVA, N. A., REICHARDT, K., LIBARDI, P. L. & MORAES, S. O. (1989): Direct reading "air-pocket" tensiometer. -In: Soil Technol. (2), 403-407.

VOLTZ, M. & GOULARD, M. (1994): Spatial Interpolation of soil moistures retention curves. -In: Geoderma. (62), 109-123.

VOß, W. (Hrsg.) (2004): Taschenbuch der Statistik. Leipzig.

- WALLACHER, J.: (1999): Lebensgrundlage Wasser. Dauerhaft-umweltgerechte Wassernutzung als globale Herausforderung. -In: BRIESKORN et al. (Hrsg.): Globale Solidarität. Schritte zu einer neuen Weltkultur. (4). München.
- WALTER, G. (1956): Untersuchungen über die Einsickerung bei Ackerböden im Hinblick auf die Bodenerosion. -Diss. Univ. Gießen.
- WARRICK, A. W., WIERENGA, P. J., YOUNG, M. H. & MUSIL, S. A. (1998): Diurnal fluctuations of tensiometric readings due to surface temperature changes. -In: Water.Res. (34), 2836-2869.
- WEBSTER, R. (2000): Is soil variation random? -In: Geoderma. (97), 149-163.
- WEGEHENKEL, M. & JOCHHEIM, H. (2003): Modellierung des Wasserhaushaltes von Kiefernbeständen des Level-II-Programms in Brandenburg mit unterschiedlich komplexen Simulationsmodellen. -In: Forstwissenschaftliches Centralblatt. (122) 5, 302-317.
- WERTH, K. & CEMBRAN, R. (1984): Stand und Entwicklung des Apfelanbaues in Italien. Lana.
- WERTH, K. (2003): Geschichte der Etsch zwischen Meran und San Michele. Flussregulierung, Trockenlegung der Möser, Hochwasser. Lana.
- WESSOLEK, G., GROSS, J. & RENGER, M. (1999): Vergleichende Untersuchungen zur Regionalisierung des Bodenwasserhaushalts bei unterschiedlichen Nutzungen, Reliefbedingungen und Maßstäben. -In: KLEEBOURG, H. B., MAUSER, W., PESCHKE, G. & STREIT, U. (1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht. 390-404. Weinheim.
- WEST, L. T. ET AL. (1984): Soil Survey of the ICRISAT Sahelian Centre, Niger, West Africa. Soil and Crop Sciences Department/Tropsoils, Texas A and M.
- WIESER, G. (1987): Waldbauliche Beurteilung der Auwaldreste im Vintschgau und Entwicklung eines Pflegeplanes für den Eyrser Auwald. (unveröffentl. Dipl. Arb. der Universität Wien). Wien.
- WILHELM, F. (1997): Hydrogeographie. Braunschweig.
- WINZIG, G. (1997): Untersuchungen der Funktionsfähigkeit von dezentralen Regenwasserversickerungsanlagen unter besonderer Berücksichtigung des Bodenwasserhaushaltes. -Diss. Univ. Essen.
- WITHERS, B. & VIPOND, S. (1978): Bewässerung. Berlin/Hamburg.
- WOLF, K. L. (1957): Physik und Chemie der Grenzflächen. Berlin.

WOLFF, P. & STEIN, T.-M. (1999): Wassereinsparungspotentiale bei der Bewässerungslandwirtschaft. -In: Journal of Applied Irrigation Science. (33) 2, 153-173.

WOOD, E. F. (1995): Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: Empirical studies using a hydrological model and remote sensing data. -In: KALMA, J. D. & SIVAPALAN, M. (Hrsg.): Scale issues in hydrological modelling, Advances in hydrological processes. New York.

WOOD, E. F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. J. & BAND, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. -In: Journal of Hydrology. (102), 29.

ZAKOSEK, H. (1954): Zum Profilgepräge gleyartiger Böden. -Diss. Univ. Bonn.

ZEPP, H. & HERGET, J. (2001): Bodenwasser. Grundlagen, Einflussfaktoren und geökologische Bezüge. -In: Geographische Rundschau. (53) 5, 10-17.

ZEPP, H. (1988): Wasserbilanz und Bodenwasserbewegung an einem Rebstandort im Rheingau. -In: Geolog. Jahrbuch Hessen. (116), 293-305.

ZEPP, H. (1991): Eine quantitative, landschaftsökologisch begründete Klassifikation von Bodenfeuchteregime-Typen für Mitteleuropa. -In: Erdkunde. (45) 1, 1-16.

ZEPP, H. (1993): Ein Schätzrahmen für quantitative Bodenfeuchteregimes. -In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. (72) 1, 1097-1100.

ZEPP, H. (1995): Klassifikation und Regionalisierung von Bodenfeuchteregime-Typen. 224 S. -In: Relief, Boden, Paläoklima. (9). Stuttgart.

ZEPP, H. (1999): Regionalisierte Modellierung des Bodenwasserhaushaltes. -In: SCHNEIDER-SLIWA, R., SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. 303-332.

ERKLÄRUNG

Ich versichere, dass ich der selbständige Verfasser der vorliegenden Arbeit bin, andere als die von mir angeführten Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die aus anderen Schriftwerken wörtlich oder sinngemäß entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Augsburg, den 11. April 2007

(Sven Grashey-Jansen)

Lebenslauf

Name: Grashey-Jansen

Vorname: Sven, Torsten

geboren am: 19. September 1974 in Stuttgart

wohnhaft in: München

verheiratet mit: Katja Binette Grashey

Kinder: Lena Maria Grashey

Schule:

- 1981-1984 Grundschule in Plattenhardt
- 1984-1985 Grundschule in Bempflingen
- 1985-1995 Gymnasium in Neckartenzlingen
- 1995 Abitur am Gymnasium Neckartenzlingen

Studium und Forschung:

- 1996-2002 Diplomgeographie (Schwerpunkt Physische Geographie) an der Universität Augsburg
- 2000/2001 wissenschaftliche Hilfskraft am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Augsburg (Projekt „Steinschlag“)
- 2002 erfolgreicher Abschluss des Diplomstudienganges „Physische Geographie“ an der Universität Augsburg
- von September 2002 bis Oktober 2004 Lehrbeauftragter am Lehrstuhl für Physische Geographie & Quantitative Methoden der Universität Augsburg
- 2003 Vorbereitung und Beginn eigeninitiativer Feldmessungen zur Bodenwasserdynamik in Südtirol (Italien)
- seit Oktober 2004 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Physische Geographie & Quantitative Methoden der Universität Augsburg
- Promotion am 13.07.2007 am Institut für Geographie der Universität Augsburg

