

SCHRIFTENREIHE

**Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde
Universität Kiel**



Nr. 106 (2015)

Nina Stoppe

**Rheologische Untersuchungen an
tidebeeinflussten Uferböden der Elbe als
Grundlage für die Entwicklung
mikromechanischer Pedotransferfunktionen**

Herausgeber: R. Horn und K. H. Mühling

**Gedruckt mit Genehmigung der Agrar- und Ernährungswissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel**

**Vertrieb: Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Hermann Rodewald Str. 2
D - 24118 Kiel
(e-Mail: h.fleige@soils.uni-kiel.de)**

ISSN 0933-680 X

Preis: Eur 15 (incl. Versandkosten)

Aus dem Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Rheologische Untersuchungen an tidebeeinflussten Uferböden der Elbe als Grundlage für die Entwicklung mikromechanischer Pedotransferfunktionen

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Agrar- und Ernährungswissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von
M.Sc. Nina Stoppe
aus Kiel

Kiel, 2015

Dekan: Prof. Dr. Eberhard Hartung
1. Berichterstatter: Prof. Dr. Rainer Horn
2. Berichterstatter: Prof. Dr. Rainer Duttmann

Tag der mündlichen Prüfung: 08.07.2015

There are no dangerous thoughts.

Thinking itself is dangerous.

- Hannah Arendt -

INHALTSVERZEICHNIS

Abbildungsverzeichnis	IV
Tabellenverzeichnis	VIII
Abkürzungsverzeichnis	X
Symbolverzeichnis	XII
1 Einleitung und Zielsetzung	1
2 Stand der Forschung	
2.1 Bodenstruktur – the arrangement of soil particles	4
2.1.1 Interpartikuläre Wechselwirkungen	4
2.1.1.1 Hydratationskräfte	5
2.1.1.2 Elektrische Doppelschicht	6
2.1.1.3 Van-der-Waals Kräfte	10
2.1.1.4 DLVO-Theorie	12
2.1.1.5 Kartenhausstruktur	14
2.1.1.6 Meniskenkräfte	15
2.1.1.7 Weitere interpartikuläre Wechselwirkungen	18
2.1.2 Stabilisierende Substanzen und Mechanismen	19
2.1.2.1 Austauschbare Kationen	19
2.1.2.2 Carbonate	27
2.1.2.3 Auskristallisation und Lösung von Salzen	29
2.1.2.4 Organische Substanz	32
2.1.2.5 Bodenorganismen	33
2.1.2.6 Tonminerale	35
2.1.2.7 Pedogene Eisenoxide	36
2.1.3 Zusammenschau der interpartikulären Wechselwirkungen unter Berücksichtigung der Pedogenese in Watten und Marschen	37

2.2	Rheologie.....	40
2.2.1	Theoretische Grundlagen	40
2.2.2	Amplitudentests zur Charakterisierung des viskoelastischen Verhaltens	43
2.2.3	Rheologie in der Bodenkunde	45
2.3	Pedotransferfunktionen	47
3	Untersuchungsgebiet	
3.1	Geologie und Geomorphologie.....	50
3.2	Nutzungs- und Landschaftsgeschichte	52
4	Material und Methoden	
4.1	Geländearbeit, Profilsprache und Probenentnahme	54
4.2	Bezeichnung der Standorte und Bodenproben.....	56
4.3	Labormethoden	56
4.3.1	Physiko-chemische Standardparameter	56
4.3.2	Rheometrie – Bestimmung des viskoelastischen Charakters	60
4.4	Statistische Auswertung.....	62
5	Ergebnisse	
5.1	Limnische Zone	64
5.1.1	Standortkartierung	64
5.1.2	Bodenchemische Kennwerte	65
5.2	Oligohaline Zone.....	68
5.2.1	Standortkartierung	68
5.2.2	Bodenchemische Kennwerte	69
5.3	Mesohaline Zone	73
5.3.1	Standortkartierung	73
5.3.2	Bodenchemische Kennwerte	73

5.4	Polyhaline Zone	77
5.4.1	Standortkartierung.....	77
5.4.2	Bodenchemische Kennwerte	78
5.5	Bedeutung definierter und physiko-chemischer Kenngrößen für das viskoelastische Verhalten.....	82
5.5.1	Einfluss von Bodenentwicklungsgrad und Entnahmetiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität	82
5.5.2	Einfluss des Matrixpotentials in Abhängigkeit der Bodenart auf die Mikrostabilität	85
5.5.3	Einfluss physiko-chemischer Parameter auf die Bodenmikrostruktur	91
5.6	Pedotransferfunktionen zur Vorhersage der mikrostrukturellen Stabilität	101
6	Diskussion	
6.1	Einfluss der Textur auf das viskoelastische Verhalten	105
6.2	Sensitivität des viskoelastischen Verhaltens gegenüber Wasser	109
6.3	Bodenentwicklungsgrad als Prädiktor für die Bodenmikrostruktur tidebeeinflusster Böden	113
6.4	Bedeutung physiko-chemischer Parameter für die Mikrostruktur und ihre Parametrisierung in Pedotransferfunktionen.....	117
7	Fazit und Ausblick	125
8	Zusammenfassung.....	128
9	Abstract	129
	Danksagung	130
	Literaturverzeichnis.....	131
	Anlagenverzeichnis	151

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 2-1: Strukturmodelle zur Beschreibung der Verteilung der (Gegen-) Ionen und des Potentialsverlaufs.	8
Abb. 2-2: (a) Überlagerung der elektrostatischen Abstoßung V_R , Bornschen Abstoßung V_B und der van-der-Waals Kräfte V_A zur Gesamtwechselwirkungskurve. (b) Einfluss der Salzkonzentration auf die Gesamtwechselwirkungskurve ($V_T=V_R+V_A$) schematisch nach Verwey und Overbeek (1948) und Lagaly et al. (1997).....	13
Abb. 2-3: Tonmineral-Assoziationen in Abhängigkeit des pH-Wertes (nach Lagaly 1993b). ..	14
Abb. 2-4: Schematische Darstellung (a) konkaver und (b) konvexer Wassermenisken zwischen zwei Mineralpartikeln.	16
Abb. 2-5: Übersicht einer Auswahl der in Marschböden möglichen, strukturmodifizierenden interpartikulären Wechselwirkungen.	39
Abb. 2-6: Mechanische Modelle zur Beschreibung des idealviskosen, idealelastischen und viskoelastischen Verhaltens (nach BARNES et al. 1989).....	41
Abb. 2-7: Deformation einer Messprobe mit dem Zwei-Platten-Modell für Oszillationsversuche (nach MEZGER 2010).....	41
Abb. 2-8: Schematische Darstellung eines Amplitudentests als Deformationsfunktion einer Probe.....	44
Abb. 4-1: Schematische Darstellung des Beprobungsdesign.....	54
Abb. 4-2: Lage der Standorte und Entnahmestellen der Bohrkerne im Untersuchungsgebiet.....	55
Abb. 5-1: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der limnischen Salinitätszone....	65
Abb. 5-2: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der limnischen Salinitätszone.....	66
Abb. 5-3: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1.5}$) der Profile innerhalb der limnische Salinitätszone.	67
Abb. 5-4: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone. 69	
Abb. 5-5: Humusgehalte, pH-Werte und effektive Kationenaustauschkapazität (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.....	70

Abb. 5-6: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1.5}$) der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.....	72
Abb. 5-7: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.....	73
Abb. 5-8: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.	74
Abb. 5-9: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1.5}$) der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.....	76
Abb. 5-10: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.	78
Abb. 5-11: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.	79
Abb. 5-12: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1.5}$) der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.	80
Abb. 5-13: Einfluss des Entwicklungsgrades dargestellt als Topografie-abhängige Profillage auf die mikrostrukturelle Stabilität der Oberböden in 10 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe bei unterschiedlichen Matrixpotentialen.....	82
Abb. 5-14: Einfluss des Entwicklungsgrades dargestellt als Topografie-abhängige Profillage auf die mikrostrukturelle Stabilität in 50 cm Tiefe bei unterschiedlichen Matrixpotentialen.	83
Abb. 5-15: Einfluss der Beprobungstiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität der Profile oberhalb $mThw$ bei unterschiedlichen Matrixpotentialen.....	84
Abb. 5-16: Einfluss der Beprobungstiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität der Profile im Bereich des $mThw$ (links) und der Profile im Bereich zwischen $mThw$ und $mTnw$ (rechts) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen.....	85
Abb. 5-17: Einfluss von Textur dargestellt als Median der Korngröße und Matrixpotential auf die mikrostrukturelle Stabilität der Oberböden (10 cm und 30 cm). Links im quasi-gesättigten Zustand, rechts bei einem Matrixpotential von -15 kPa.	85
Abb. 5-18: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Reinsanden.....	87
Abb. 5-19: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Sanden (ls, us).	88

Abb. 5-20: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Lehmen (sl, ll).....	89
Abb. 5-21: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Schluffen (su, lu, tu).....	90
Abb. 5-22: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Tonen (ut).....	91
Abb. 5-23: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und elektrischer Leitfähigkeit ($EC_{1:2,5}$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).....	92
Abb. 5-24: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und elektrischer Leitfähigkeit ($EC_{1:2,5}$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).	93
Abb. 5-25: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Humusgehalt bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).....	94
Abb. 5-26: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Humusgehalt bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).	94
Abb. 5-27: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Carbonatgehalt ($CaCO_3$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).....	95
Abb. 5-28: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Carbonatgehalt ($CaCO_3$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).....	95
Abb. 5-29: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Calcium-Konzentration (Ca^{2+}) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).....	96
Abb. 5-30: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Calcium-Konzentration (Ca^{2+}) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).	97
Abb. 5-31: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Natrium-Konzentration (Na^+) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).....	98

Abb. 5-32: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Natrium-Konzentration (Na^+) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).	98
Abb. 5-33: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts).	99
Abb. 5-34: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts).	99
Abb. 5-35: Plot der gemessenen z-Werte versus die modellierten z-Werte für die Gruppen der Reinsande, Feinsande, Sande und Lehme.	103
Abb. 5-36: Plot der gemessenen z-Werte versus die modellierten z-Werte für die Gruppen der Tone und Schluffe sowie die Schluff-Regression für quasi-gesättigte und vorentwässerte Bedingungen.	104
Abb. 6-1: Texturorientierte Klassifizierung des viskoelastischen Verhaltens	106

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 4-1: Differenzierung der Subtypen für die Klasse der semisubhydrischen Böden und der Marschen nach BLUME (2003).	55
Tab. 4-2: Bodensalinitätsklassen (nach OSMAN 2013).	57
Tab. 4-3: Konfigurationsparameter Amplitudentest mit vorgegebener Scherdeformation. ..	61
Tab. 4-4: Klassifizierung der mikrostrukturellen Steifigkeit (verändert nach BAUMGARTEN 2013).	62
Tab. 4-5: Inputparameter im maximalen Modell zur Entwicklung der Pedotransferfunktionen.....	63
Tab. 5-1: Salinitätszonen der Tideelbe (nach IBL & BfBB 2007).	64
Tab. 5-2: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der limnischen Salinitätszone.	68
Tab. 5-3: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.....	71
Tab. 5-4: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der oligohalinen Salinitätszonen.	72
Tab. 5-5: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.....	75
Tab. 5-6: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.....	77
Tab. 5-7: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.....	80
Tab. 5-8: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.	81
Tab. 5-9: Einteilung der vorgefundenen Bodenarten in Gruppen.	86
Tab. 5-10: Bestimmtheitsmaße (R^2) der Beziehungen zwischen Integral z und verschiedenen bodenchemischen Eigenschaften für definierte Bodengruppen in Abhängigkeit unterschiedlicher Matrixpotentiale.....	100
Tab. 5-11: Signifikante physiko-chemische Einflussgrößen auf die Bodenmikrostruktur.	101

Tab. 5-12: Pedotransferfunktionen zur Bestimmung der mikrostrukturellen Stabilität für
verschiedene Bodenarten..... 102

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

Δp	Druckdifferenz [Pa]
A	Hamaker Konstante [J]; Fläche [m ²]
AST	Amplitudentest
C	Energiekoeffizient der Molekül-Molekül-Wechselwirkungen [J m ⁶]
$c_{i,0}$	Konzentration des Ions i im inneren der Elektrolytlösung [mol m ⁻³]
C_{org}	organischer Kohlenstoff
CROSS	Cation Ratio of Soil Structural Stability [-] (Rengasamy und Marchuk 2011)
CSD	controlled shear deformation
C_{total}	Gesamtkohlenstoff
d_{50}	Median der Korngröße [mm; μ m]
EC	elektrische Leitfähigkeit [mS cm ⁻¹]
EC_e	elektrische Leitfähigkeit des Sättigungsextraktes [mS cm ⁻¹]
Eh	Redoxpotential [V]
f	Frequenz [Hz]
F	Faraday-Konstante [C]; (Scher-) Kraft [N]
Fe_d	dithionitlösliche Eisenoxide, Summe pedogener Eisenoxide [mg l ⁻¹]
Fe_{d-o}	gut kristallisierte, pedogene Eisenoxide [mg l ⁻¹]
Fe_o	oxalatlösliche Eisenoxide, röntgenamorphe, pedogene Eisenoxide [mg l ⁻¹]
F_N	Normalkraft [N]
G	Schubmodul [Pa]
G'	Speichermodul [Pa]
G''	Verlustmodul [Pa]
h	Messpalhöhe [mm]
J.v.h.	Jahre vor heute
KAK	Kationenaustauschkapazität [cmol _c kg ⁻¹]
$KAK_{eff, pot}$	effektive bzw. potentielle Kationenaustauschkapazität [cmol _c kg ⁻¹]
lutro	lufttrocken
LVE	Linear-viskoelastischer Bereich
m	empirischer Parameter nach van Genuchten 1980

mThw	mittleres Tidehochwasser
mTnw	mittleres Tideniedrigwasser
n	empirischer Parameter nach van Genuchten 1980
n.d.Z.	nach der Zeitenwende
OM	organische Bodensubstanz
p^*	Sättigungsdampfdruck [Pa]
p^g	Dampfdruck einer Flüssigkeit mit gekrümmter Oberfläche [Pa]
p_L	Luftdruck [Pa]
PTE	Pedotransferfunktion
p_w	Wasserdruck [Pa]
r	Kapillarradius [cm]
RT	thermische Energie [J mol^{-1}]
s	Auslenkung [mm]
SAR	Natrium-Adsorptionsverhältnis [-]
S-Wert	Summe austauschbarer Kationen [$\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$]
t	Zeit [s]
T	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
u_w	Porenwasserdruck [kPa]
V_A	attraktives Potential [J m^{-2}]
v_i	Wertigkeit des Ions i
V_R	repulsives Potential [J m^{-2}]
V_T	Gesamtenergie, Gesamtwechselwirkung [J m^{-2}]

SYMBOLVERZEICHNIS

$1/\kappa$	Debye-Länge, Abschirmlänge [nm]
$\tan \delta$	Verlustfaktor, Dämpfungsfaktor [-]
α	Kontaktwinkel [°]; empirischer Parameter nach van Genuchten 1980; Signifikanzniveau
γ	Oberflächenspannung [mN m^{-1}]; Scherdeformation [%]
ϵ	Dielektrizitätskonstante der Lösung [As Vm^{-1}]
ϵ_0	Feldkonstante [As Vm^{-1}]
ζ	Zetapotential [V]
η	Viskosität [$\text{Pa}\cdot\text{s}$]
Θ_g	gravimetrischer Wassergehalt [Gew%]
κ	Debye-Hückel Parameter [nm^{-1}]
ρ	Ladungsdichte [As m^{-3}]
ρ_t	Trockenrohdichte [g cm^{-3}]
σ	Gesamtspannung [kPa]
σ'	effektive Spannung [kPa]
τ	Schubspannung [Pa]
τ_A	Schubspannungsamplitude [Pa]
τ_y	Nachgebegrenze, Yield Stress [Pa]
φ	Auslenkwinkel [°]
χ	Chi, wassergefüllter Porenanteil [-]
ψ	elektrisches Potential [V]
ψ_m	Matrixpotential [Pa; kPa]
ψ_o	osmotisches Potential [Pa]
ψ_w	Wasserpotential [Pa]
ω	Kreisfrequenz [s^{-1}]
δ	Phasenverschiebungswinkel [°]
γ_A	Deformationsamplitude [%]
γ_L	Grenzwert der Deformation [%]

1 EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Ein wesentliches Merkmal des drei Phasen Systems Boden ist die Bodenstruktur, die wichtige Funktionen wie z.B. Wasserretentionsvermögen, Infiltration und Widerstandskraft gegen Belastungen und Erosion bestimmt und einen Schlüsselfaktor für Bodenfruchtbarkeit und Kohlenstoffsequestrierung darstellt. Die Bodenstruktur ist das Resultat einer Vielzahl von physikalischen, chemischen und biologischen Interaktionen und kann als Anordnung von Partikeln, Aggregaten und Poren unterschiedlicher Form und Größe von wenigen Nanometern bis zu mehreren Zentimetern definiert werden (BRONICK UND LAL 2005). Bodenaggregate werden gemäß einer hierarchischen Ordnung gebildet, so dass Mikroaggregate als Bausteine für Makroaggregate gelten (OADES UND WATERS 1991). Hierbei wird die Aggregierung/ Strukturierung des Bodens auf unterschiedlichen Skalen durch verschiedene Faktoren gesteuert (TISDALL UND OADES 1982). Die Struktur des Bodens ist also ein Produkt verschiedener struktureller Einheiten, die durch unterschiedliche Mechanismen miteinander verknüpft und in charakteristischer Weise angeordnet sind.

In der klassischen Bodenmechanik wird die Stabilität der Bodenstruktur durch Untersuchungen des Kompressionsverhaltens und/ oder Scherverhaltens und daraus ableitbarer Parameter wie der Vorbelastung, dem Winkel der inneren Reibung und der Kohäsion charakterisiert. Diese Analysen auf der Makroebene liefern Stabilitätskenngrößen für das untersuchte (Gesamt-) Bodenvolumen, erlauben jedoch keine Rückschlüsse auf die Ursachen der mechanischen Stabilität (HARTGE UND HORN 2014). Da die Bodenmikrostruktur das Verhalten auf der Makroskala bestimmt, sind die Ursachen für unterschiedliche Stabilitäten bei visuell vergleichbaren Böden auf der Partikelebene zu suchen.

Das mikrostrukturelle Verhalten von Böden hängt von den physiko-chemischen Eigenschaften und den Wechselwirkungen zwischen Partikeln sowie deren Form, Größe und Mineralogie ab und wird zusätzlich durch das daraus resultierende Arrangement der Partikel, der Porengrößenverteilung und dem Wassergehalt gesteuert (MARKGRAF 2006). Daraus ergibt sich auch, dass das Deformationsverhalten von Böden nicht ausschließlich in elastisches oder plastisches (viskoses) Verhalten kategorisiert werden kann, sondern vielmehr Übergänge von Elastizität zu Plastizität stattfinden (MITCHELL UND SOGA 2005) und diese Übergänge abhängig von Intensität, Dauer und Art der aufgebrachten Spannung (gleichförmig oder oszillierend) sind, sowie bei oszillierenden Belastungen von der Frequenz (MARKGRAF 2006).

Aufgrund der komplexen Wechselwirkungen zwischen physiko-chemischen Eigenschaften, Bodenstruktur und Strukturstabilität, stellt die Etablierung von rheologischen Analyseverfahren zur Untersuchung und Charakterisierung der Bodenmikromechanik einen viel versprechenden Ansatz dar, um das Verständnis der auf Mikroebene stattfindenden Mechanismen und Prozesse sowie deren Wechselwirkungen untereinander zu verbessern. Darüber hinaus ermöglicht die Kenntnis über mikrostrukturelle Schlüsselfaktoren, welche das mikrostrukturelle Verhalten kontrollieren, eine Verbesserung oder den Erhalt einer stabilen Boden(mikro)struktur.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit umfasst die Untere Elbeniederung, die besonders durch den Einfluss der Tide geprägt wird und einer Vielzahl von Nutzungskonflikten (Ökonomie vs. Ökologie vs. Soziales) unterliegt, weshalb eine nachhaltige Entwicklung dieses Natur- und Wirtschaftsraumes angestrebt wird. Dem Vorsatz, die Untere Elbeniederung durch teilweisen Rückbau der Uferbefestigung insgesamt in einen naturnäheren und ökologisch besseren Zustand zu versetzen, steht die hydro-mechanische Belastung der uferbildenden Böden und Watten durch Maßnahmen zum Erhalt der Schiffbarkeit, Wellenschlag, zunehmenden Schiffsverkehr sowie einem natürlichen Salinitätsgradienten gegenüber. Ein nachhaltiges Management der Tideelbe erfordert Kenntnisse über die physiko-chemischen und mechanischen Eigenschaften der Uferböden und Watten sowie über stabilisierende und destabilisierende Faktoren, woraus sich folgende Forschungsfragen ergeben:

(1) Kann die Mikrostruktur tidebeeinflusster Böden mit unterschiedlichen physiko-chemischen Eigenschaften (Textur, Humusgehalt, Salinität etc.) anhand rheologischer Analysen charakterisiert werden?

und

(2) Wie ist die Mikrostruktur dieser Böden unter Berücksichtigung der in Ästuarien natürlicherweise auftretenden Gradienten (Bodenentwicklung im Querverlauf, Salinität im Längsverlauf) und bei unterschiedlichen Wassersättigungen zu bewerten?

Rheologische Untersuchungen bei vergleichsweise niedrigen Wassergehalten zur mechanischen Charakterisierung von Böden sind in den vergangenen Jahren in der Bodenphysik vermehrt zur Anwendung gekommen. Bisher wurde allerdings keine Datenerhebung durchgeführt, die nahezu einen gesamten Naturraum umfasst und versucht, die physiko-chemischen

und rheologischen Daten im räumlichen Gesamtkontext zu bewerten. Auch der Einfluss von Salzen wurde bislang überwiegend mit Hilfe definierter Elektrolytlösungen untersucht, wobei oftmals spezifische Salze im Fokus standen. Im Rahmen dieser Arbeit soll überprüft werden, in wie weit unterschiedlich weit fortgeschrittene Bodenentwicklungen und der natürliche Salinitätsgradient die Bodenmikrostruktur beeinflussen und möglicherweise miteinander interagieren.

(3) Welches sind die für die Mikroskala relevanten, stabilitätsbeeinflussenden Faktoren?

und darüber hinaus:

(4) Kann der rheologische Parameter *Integral z*, welcher die mikrostrukturelle Stabilität quantifiziert, mit Hilfe von Pedotransferfunktionen vorhergesagt werden?

Anhand statistischer Analysen sollen hierbei die stabilitätsbeeinflussenden Faktoren identifiziert werden, um daraus rechnerische Abschätzungen für den Flächenparameter *Integral z* zu entwickeln. Da dieser Parameter unter der Berücksichtigung verschiedener rheologischer Eigenschaften des untersuchten Bodenmaterials berechnet wird (z.B. Elastizitätsverlust im Testverlauf, Erreichen der Fließgrenze), erscheint das *Integral z* als adäquate Größe zur Quantifizierung der mikrostrukturellen Stabilität. Die im Rahmen dieser Arbeit konstruierten Pedotransferfunktionen sollen der Ableitung dieses ansonsten aufwendig zu ermittelnden Parameters dienen, dessen Bestimmung außerdem an die Nutzung eines Rheometers geknüpft ist.

2 STAND DER FORSCHUNG

2.1 Bodenstruktur – the arrangement of soil particles

BAVER (1940) definierte den Begriff Bodenstruktur als „the arrangement of soil particles“, wobei das Ausmaß und die Art und Weise wie einzelne Partikel sich zu Aggregaten vereinigen wiederum die Verteilung des Porenraumes bestimmen (QUIRK 1994). Die Bodenstruktur und ihre Stabilität spielt folglich für eine Vielzahl von Bodenprozessen wie z.B. Infiltration, Belüftung, Erosion, biologische Aktivität, Wurzelwachstum oder mechanische Festigkeit eine bedeutende Rolle (BRONICK UND LAL 2005, WARKENTIN 2008).

In den folgenden zwei Kapiteln sollen zum einen die interpartikulären Wechselwirkungen zwischen Bodenpartikeln näher erläutert werden, die das Arrangement von Bodenpartikeln wesentlich beeinflussen und zum anderen ein Überblick über verschiedene Stoffe und Substanzen gegeben werden, die die Bodenstruktur sowohl stärken als auch schwächen können.

2.1.1 Interpartikuläre Wechselwirkungen

Bodenpartikel mit einem Äquivalentdurchmesser von $< 2 \mu\text{m}$ sind in der Tonfraktion zusammengefasst. Wesentliche Bestandteile dieser Fraktion sind, neben Huminstoffen (SCHWERTMANN UND NIEDERBUDE 1993) die Tonminerale, die vorwiegend das Verwitterungsprodukt von primären Silikaten (z.B. Glimmern) darstellen und deren Grundbausteine SiO_4 -Tetraeder- und Oktaederschichten sind. Es kann zwischen Zweischichttonmineralen (1:1 Schichtsilikate; Kaolinit, Halloysit) und Dreischichttonmineralen (2:1 Schichtsilikate; Illit, Vermiculit, Smectit) unterschieden werden. Mehrere Silikatschichten können durch (hydratisierte) Zwischenschichtkationen zu größeren Domänen miteinander verknüpft werden. Besonders Dreischichttonminerale, Talk und Pyrophyllit ausgenommen, sind dadurch gekennzeichnet, dass sie durch isomorphen Ersatz eine negative Schichtladung annehmen, die durch austauschbare Gegenionen kompensiert wird. Überdies können sich bei weiterer Entwicklung, d.h. zunehmender Versauerung pedogene Chlorite bilden. Bei pH 4 – 5 können mobile Aluminiumionen zwischen den Schichten von Dreischichttonmineralen eingelagert werden (2:1:1 Schichtsilikate), wo sie hydrolysieren und eine positiv geladene Al-Hydroxydschicht bilden, die die negative Schichtladung der 2:1 Schichten kompensiert und im Gegensatz zu Al^{3+} nicht ohne weiteres austauschbar ist. Detaillierte Informationen über

die Struktur und Chemie von Tonmineralen sind in DIXON UND SCHULZE (2002), JASMUND UND LAGALY (1993) und VAN OLPHEN (1977) zu finden.

Aufgrund ihres Aufbaus, ihrer geringen Größe und damit verbunden einer großen spezifischen Mineraloberfläche sowie der negativen Oberflächenladung gehören Tonminerale zu den aktivsten Bestandteilen eines Bodens, weshalb die physikalischen und chemischen Bodeneigenschaften wesentlich von der Art und Menge der vorhandenen Tonminerale, d.h. ihren Oberflächeneigenschaften und daraus resultierend den interpartikulären Wechselwirkungen bestimmt werden (QUIRK 1994, SCHWERTMANN UND NIEDERBUDE 1993). Eine Differenzierung der auftretenden interpartikulären Wechselbeziehungen kann nach anziehenden und abstoßenden Kräften erfolgen, also nach Kräften, die die Trennung von Partikeln (d.h. Quellung) einschränken oder fördern. Als anziehende Kräfte wirken in erster Linie van-der-Waals Kräfte und Meniskenkräfte, wohingegen die elektrische Doppelschicht und Hydratationskräfte die Quellung von Tonmineralen begünstigen (QUIRK 1994).

2.1.1.1 Hydratationskräfte

Die Quellung von Tonmineralen beruht auf ihrer Schichtstruktur, ihrer Oberflächenladung und den zum Ladungsausgleich angelagerten Ionen. Es können zwei Abschnitte der Quellung unterschieden werden: in Abhängigkeit des Wasserdampfpartialdrucks oder der Elektrolytkonzentration in wässrigen Lösungen wird zunächst Wasser durch die Hydratation der Zwischenschichtkationen aufgenommen. Dieser erste Abschnitt der Quellung wird intrakristalline Quellung genannt und ist in Smectiten besonders ausgeprägt. Der zweite Abschnitt der Quellung beruht auf Ionenkonzentrationsunterschieden zwischen Tonmineraloberfläche und Elektrolytlösung. Dieser als osmotische Quellung bezeichnete Prozess wird durch die Ausprägung einer diffusen Doppelschicht verursacht (Kapitel 2.1.1.2) (MÜLLER-VONMOOS 1993).

Mit steigendem Partialdruck treten Hydratationsstufen mit ein, zwei und vier Wasserschichten zwischen den Silikatschichten auf. Bei der „nullten“ Hydratationsstufe (Basalschichtabstand ~ 1 nm) sind keine geschlossenen monomolekularen Wasserschichten ausgebildet, lediglich einzelne Wassermoleküle befinden sich zwischen den Silikatschichten. Die Schichtabstände der ersten, zweiten und vierten Hydratationsstufe liegen bei ~ 1,2 nm, ~ 1,5 nm und ~ 2 nm. Die genauen Werte hängen von den Zwischenschichtkationen, der Schichtladung und der Ladungsverteilung ab. In Wasser oder elektrolytarmen Systemen können wesentlich mehr als vier Wasserschichten ausgebildet werden; der Schichtabstand steigt dann über 2 nm und die Zwischenschichtkationen bilden diffuse Ionenschichten (LAGALY 1993b).

Auch in wässrigen Lösungen (mit entsprechend hoher Elektrolytkonzentration) resultieren hydratisierte Ionen in einer abstoßenden Hydratationskraft. Dies führten PASHLEY (1981a, 1981b) und PASHLEY UND ISRAELACHVILI (1984) auf die Hydratation der Oberflächen durch Bindung von nur teilweise dehydratisierten Kationen an negativ geladenen Austauschplätzen zurück. Da Ionen bei Adsorption nur einen Teil ihrer Hydrathülle abstreifen, nimmt die Stärke und Reichweite der Hydratationskräfte mit der Hydratationsnummer der adsorbierten Kationen zu: $\text{Al}^{3+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Cs}^+$. Aufgrund der zunehmenden Hydratation bei Ionen gleicher Ladung mit abnehmendem Ionenradius können die Hydratationskräfte über austauschbare Ionen reguliert werden. Eine Koagulation von Partikeln kann durch weniger stark hydratisierte Ionen provoziert werden, wohingegen der Effekt von Kationen als Flockungsmittel gewöhnlich gemäß der lyotropen Reihe abnimmt (ISRAELACHVILI 2011), d.h. in Abhängigkeit ihrer Wertigkeit ($\text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$) und bei gleicher Wertigkeit in Abhängigkeit ihrer Größe in wässriger Lösung ($\text{Cs}^+ > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Li}^+$).

Hydratationskräfte üben insbesondere bei kleinen Partikelabständen eine kurzreichweitige, abstoßende Kraft aus, die die elektrostatische Abstoßung aufgrund sich überlappender diffuser Doppelschichten übertrifft, so dass Quelldrücke von mehr als 100 N mm^{-2} erreicht werden können (MÜLLER-VONMOOS 1993). Obwohl Hydratationskräfte eine wichtige Rolle bei der Stabilisierung von kolloidalen Partikeln sowie dem Quellen von Tonmineralen einnehmen, werden sie in der klassischen DLVO-Theorie (siehe Kapitel 2.1.1.4) nicht berücksichtigt (ISRAELACHVILI 2011).

Die besondere Bedeutung von H_3O^+ , welches in sehr niedrig konzentrierten Elektrolytlösungen ebenfalls negative Oberflächenladungen kompensiert, auf die „Überwindung“ des abstoßenden Potentials der Hydratationskräfte wird in (QUIRK UND PASHLEY 1991) und (QUIRK 1994) erläutert.

2.1.1.2 Elektrische Doppelschicht

Auf Tonmineraloberflächen entsteht aufgrund von isomorphem Ersatz von Si^{4+} durch Al^{3+} im Kristallgitter eine negative sogenannte permanente Oberflächenladung. Zusätzlich entstehen an den Kanten der Tonminerale variable Ladungen, die in Abhängigkeit des pH-Wertes sowohl negativ als auch positiv sein können (JOHNSTON UND TOMBACZ 2002). Diese Oberflächenladungen werden durch Anlagerung von ladungsäquivalenten Mengen an Gegenionen ausgeglichen, folglich gilt das Prinzip der Elektroneutralität (DÖRFLER 2002).

In lufttrockenen Böden kann angenommen werden, dass die Gegenionen sehr nah, nämlich innerhalb einer Distanz von ~ 1 nm (LAGALY 1993b), als relativ starre Schicht an der Oberfläche der Bodenkolloide angelagert sind (BOHN et al. 2001). In Wasser wirkt der elektrostatischen Anziehung der Teilchenoberfläche jedoch die thermische Bewegung der Ladungsträger entgegen, die bestrebt sind Konzentrationsunterschiede in der wässrigen Phase durch Diffusion auszugleichen (BOHN et al. 2001, DÖRFLER 2002). Dadurch bildet sich eine diffuse Doppelschicht um die Tonminerale aus, in der sich die Ionenzusammensetzung von der in der umgebenden freien Lösung unterscheidet (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Der diffuse Ionenschwarm resultiert in einer spezifischen Ladungsstruktur, die durch ein elektrisches Potential beschrieben werden kann und mit zunehmender Entfernung von der geladenen Tonmineraloberfläche abnimmt (DÖRFLER 2002).

Es existieren verschiedene Strukturmodelle zur Beschreibung der elektrischen bzw. diffusen Doppelschicht, welche die Ionenverteilung und den Verlauf des Oberflächenpotentials beschreiben. Während im Modell von HELMHOLTZ (1879) noch von einem „imaginären Plattenkondensator“ mit einer spezifischen Ionenbelegung, welche starr am kolloidalen Teilchen angelagert ist und einen linearen Potentialsprung in der Grenzphase verursacht, ausgegangen wurde (DÖRFLER 2002), ist das Gouy-Chapman-Modell oder die diffuse Doppelschicht Theorie das älteste Modell (VAN OLPHEN 1977), das die Verteilung von Ionen in der Nähe einer geladenen Oberfläche als Raumladungswolke unter Berücksichtigung der thermischen Bewegung vorhersagt (JOHNSTON UND TOMBACZ 2002) (Abb. 2-1 a und b). Unter der Annahme eines perfekten Leiters und punktförmigen Ladungen in einem dielektrischen Kontinuum entwickelten GOUY (1910) und CHAPMAN (1913) das Modell einer diffusen Doppelschicht und bestimmten einen exponentiellen Abfall des elektrischen Potentials mit zunehmendem Abstand von der geladenen Partikeloberfläche (JOHNSTON UND TOMBACZ 2002).

Mathematisch kann der Verlauf des elektrischen Potentials ψ [V] durch die Poisson-Boltzmann Gleichung beschrieben werden:

$$\frac{d^2\psi}{dx^2} = -\frac{F \cdot \sum v_i c_{i,0}}{\varepsilon_0 \cdot \varepsilon} \exp\left(-\frac{F \cdot v_i \cdot \psi}{RT}\right) \quad (2-1)$$

wobei F die Faraday-Konstante [C] und RT die thermische Energie [J mol⁻¹] ist; ε und ε_0 sind die Dielektrizitätskonstanten der Lösung und des Vakuums [As Vm⁻¹], v_i die Wertigkeit des Ions i und $c_{i,0}$ die Konzentration des Ions i [mol m⁻³] im Inneren der Elektrolytlösung (ISRAELACHVILI 2011, LAGALY et al. 1997). Die Integration dieser Gleichung, die dann zu

$\psi = f(x)$ mit x als Entfernung von der Partikeloberfläche führt, wird in der Literatur sehr ausführlich diskutiert (z.B. HAMIEH UND SIFFERT 1994, LAGALY et al. 1997). Für ebene Oberflächen und symmetrische Elektrolyte (z.B. NaCl) lässt sich die Integration einfach durchführen, nicht aber in Salzlösungen mit verschiedenwertigen Ionen und für Doppelschichten um kugelförmige Teilchen (LAGALY et al. 1997, LIANG et al. 2007).

Eine der Haupteinschränkungen des Gouy-Chapman-Modells ist die Annahme von punktförmigen Ladungen, weshalb die Ionenanzahl, die sich in unmittelbarer Nähe der Partikeloberfläche ansammeln kann, nicht limitiert ist, was zu einer Überschätzung der lokalen Gegenionenkonzentration führt (JOHNSTON UND TOMBACZ 2002, QUIRK 1994).

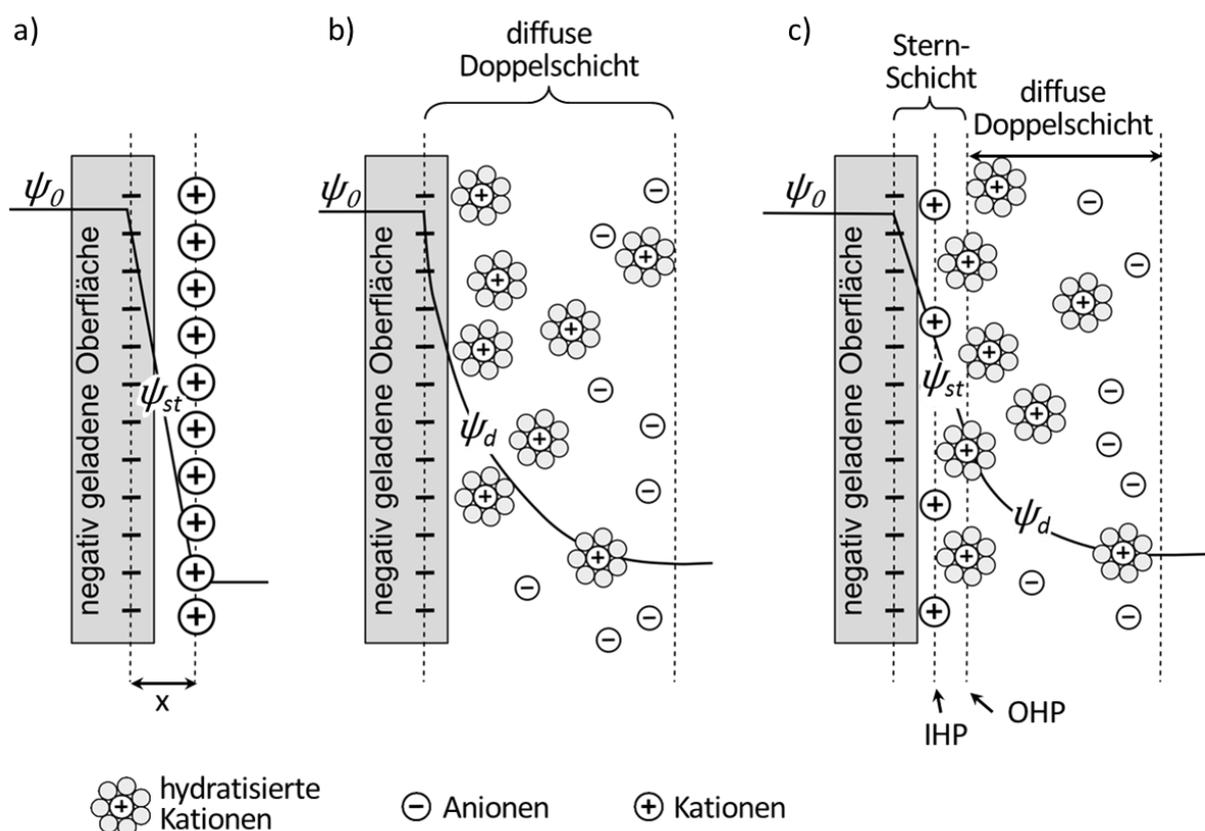


Abb. 2-1: Strukturmodelle zur Beschreibung der Verteilung der (Gegen-) Ionen und des Potentialsverlaufs. a: Plattenkondensator nach Helmholtz; b: Gouy-Chapman-Modell der diffusen Doppelschicht; c: Stern-Modell. ψ_0 : Oberflächenpotential, ψ_{st} : Potential der starren Schicht bzw. Stern-Schicht, ψ_d : Potential der diffusen Schicht, IHP: innere Helmholtz-Schicht, OHP: äußere Helmholtz-Schicht.

STERN (1924) kombinierte letztlich die Modelle von Helmholtz und Gouy-Chapman und unterteilte die eine geladene Oberfläche umgebenden Ladungen in zwei Schichten: eine starre Schicht und eine sich daran anschließende diffuse Schicht. In der ersten sogenannten Stern-Schicht wird ein Teil der in der Elektrolytlösung vorhandenen Ionen durch kurzreichweitige

Kräfte adsorbiert und fest an die Teilchenoberfläche angelagert (DÖRFLER 2002). Die Stern-Schicht kann weiter in innere und äußere Helmholtz-Schicht strukturiert sein. Während in der inneren Helmholtz-Schicht Ionen durch spezifische Adsorption ihre Hydrathülle teilweise abstreifen, bleiben die Hydrathüllen der Gegenionen in der äußeren Helmholtz-Schicht intakt (Nicht-spezifische Adsorption) (DÖRFLER 2002, GRAHAME 1947). Die Anlagerung von Ionen in der Stern-Schicht bewirkt nur einen partiellen Ladungsausgleich, so dass sich weitere Ionen unter Einfluss der elektrostatischen Anziehung durch die geladene Oberfläche und thermischer Bewegung diffusiv als Raumladungswolke in der Lösung verteilen (BOHN et al. 2001). Aus diesem Aufbau der elektrischen Doppelschicht resultiert ein Potentialverlauf, der sich aus einem linearen (Stern-Schicht) und einem exponentiellen Anteil (diffuse Schicht) zusammensetzt (DÖRFLER 2002) (Abb. 2-1 c).

Während die Dicke der Stern-Schicht etwa 0,55 nm beträgt (QUIRK 1994), ist die Ausdehnung der diffusen Schicht durch $1/\kappa$ definiert, wobei κ der Debye-Hückel Parameter ist (DEBYE UND HÜCKEL 1923, LAGALY et al. 1997):

$$\frac{1}{\kappa} = \sqrt{\frac{\varepsilon_0 \cdot \varepsilon \cdot RT}{F^2 \cdot \sum v_i^2 c_{i,0}}} \quad [nm] \quad (2-2)$$

Für Wasser ergibt sich (c_0 in mol L⁻¹):

$$\kappa = 32,87 \cdot 10^8 \cdot v \sqrt{c_0} \quad [nm^{-1}] \quad (2-3)$$

Aus Gleichung (2-2) wird ersichtlich, dass die Dicke der diffusen Schicht von der Konzentration der in Lösung vorhandenen Ionen, der Wertigkeit der Ionen sowie von der Dielektrizitätskonstanten der Lösung abhängt. D.h. mit zunehmender Elektrolytkonzentration oder bei gleicher Konzentration mit steigender Wertigkeit der Gegenionen nimmt die Dicke der diffusen Schicht ab. Beispielsweise ist die diffuse Doppelschicht in nahezu reinem Wasser ($c_0=10^{-5}$ M) für einwertige Ionen etwa 443 nm dick, während sie in 10^{-1} M Lösung auf etwa 4,4 nm geschrumpft ist (LAGALY et al. 1997).

Die Annäherung und Überlappung diffuser Doppelschichten von Teilchen gleicher Ladung resultiert in einer repulsiven Kraft V_R , die sich für plättchenförmige Teilchen bei konstantem Potential nach VERWEY UND OVERBEEK (1948) näherungsweise wie folgt bestimmen lässt:

$$V_R = \frac{64 \cdot c_0 \cdot RT}{\kappa} \cdot \gamma^2 e^{-2\kappa d} \quad [J m^{-2}] \quad (2-4)$$

mit $\gamma = \tanh \frac{F \cdot v \cdot \psi}{4RT}$ und dem halben Abstand der Plättchen d . Für Wasser bei 298 K erhält man (LAGALY et al. 1997):

$$V_R = 0,147 \cdot 10^{-10} \cdot \frac{\kappa}{v^2} \gamma^2 e^{-2\kappa d} \quad (2-5)$$

Die Konzentrationsabhängigkeit ist in κ enthalten. Aus Gleichung (2-4) und (2-5) folgt, dass die repulsive Kraft mit zunehmendem Salzgehalt immer größer wird, wenn der Teilchenabstand gegen Null geht, da die diffuse Doppelschicht mit steigender Elektrolytkonzentration immer mehr komprimiert wird. Darüber hinaus stellten VERWEY UND OVERBEEK (1948) fest, dass die repulsive Kraft besonders im Bereich niedriger Oberflächenpotentiale durch eine Zunahme des Oberflächenpotentials erheblich beeinflusst wird, während die Abstoßung bei höheren Potentialen ($\psi > 125$ mV) mit dem Oberflächenpotential kaum noch zunimmt (LAGALY et al. 1997).

2.1.1.3 Van-der-Waals Kräfte

Van-der-Waals Kräfte treten zwischen Atomen, Molekülen und Partikeln auf und beruhen auf der Induktion kurzlebiger Dipolmomente zwischen nicht geladenen Teilchen. Aufgrund von Elektronenfluktuation wird eine unsymmetrische Ladungsverteilung um ein Atom herum oder innerhalb eines Moleküls oder Partikels hervorgerufen, was zu einer attraktiven Kraft zwischen den beteiligten Teilchen führt (ISRAELACHVILI 2011). Eine Überlappung der Elektronenwolken zweier Teilchen wird durch die Bornsche Abstoßung verhindert (VISSER 1995), weshalb ein Minimalabstand existiert, der für kolloidale Partikel im Vakuum 0,4 nm beträgt (RUMPF 1974). QUIRK UND PASHLEY (1991) geben an, dass zwei Glimmeroberflächen in wässriger Lösung bei „Kontakt“ durch vier Lagen Wassermoleküle separiert werden, der Abstand also etwa 1,1 nm beträgt (Durchmesser eines Wassermoleküls $\sim 0,3$ nm). Van-der-Waals Kräfte haben nur eine geringe Reichweite von bis zu 100 nm (TABOR 1991) und nehmen mit der sechsten Potenz des Abstands x zwischen den benachbarten Teilchen ab (ISRAELACHVILI 2011, LONDON 1930). Bei Abständen größer als 5 nm beschleunigt sich dieser Prozess aufgrund der endlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen zwischen den wechselwirkenden Teilchen und verläuft fortan mit der siebten Potenz des Molekülabstandes (Retardierungseffekt) (CASIMIR UND POLDER 1948, ISRAELACHVILI 2011, TABOR 1991).

Zur Berechnung der van-der-Waals Kräfte kann die Theorie von HAMAKER (1937) oder die LIFSHITZ-Theorie (1956) angewandt werden. Der mikroskopische Ansatz von Hamaker basiert

auf der paarweisen Additivität der van-der-Waals Kräfte zwischen den Atomen bzw. Molekülen zweier Teilchen. Die Berechnung der resultierenden van-der-Waals Wechselwirkungen erfolgt demnach durch Summation der Wechselwirkungen zwischen allen Atomen bzw. Molekülen, aus denen die makroskopischen Partikel aufgebaut sind. Die Größe, die diese Wechselwirkungen charakterisiert, wird als Hamaker Konstante A bezeichnet und in Joule [J] angegeben. Sie ist vom Material der Teilchen abhängig, jedoch nicht von der Teilchengometrie und durch

$$A = \pi^2 C \rho_1 \rho_2 \quad [J] \quad (2-6)$$

mit C als Energiekoeffizient der Molekül-Molekül-Wechselwirkungen ($\sim 10^{-79} \text{ J m}^6$) und der Ladungsdichte ρ definiert. Für Feststoffe im Vakuum beträgt die Hamaker Konstante etwa $0,4 - 4,0 \cdot 10^{-19} \text{ J}$; für Muskovitoberflächen in Wasser wurden experimentell $2,2 \cdot 10^{-20} \text{ J}$ bestimmt (ISRAELACHVILI 2011).

Allerdings ignoriert die Annahme der paarweisen Summation, dass die Stärke und Ausrichtung der fluktuierenden Dipole durch alle benachbarten Atome des Systems beeinflusst wird. Überdies ist der Ansatz der Additivität nicht ohne weiteres auf in einem Medium wechselwirkende Körper zu übertragen. Der makroskopische Ansatz nach LIFSHITZ (1956) umgeht die Probleme der Nicht-Additivität, indem die atomare Struktur unbeachtet bleibt und von kontinuierlichen Körpern ausgegangen wird, so dass die van-der-Waals Kräfte, genauer gesagt die modifizierte Hamaker Konstante, aus körperimmanenten Eigenschaften, z.B. Dielektrizitätskonstanten und Brechungsindexe, abgeleitet werden können (ISRAELACHVILI 2011, SCHUBERT 2003). Für weitere Informationen zur Berechnung der Hamaker Konstante sei auf ISRAELACHVILI (2011), PRIEVE UND RUSSEL (1988), TABOR UND WINTERTON (1969) und VISSER (1972) verwiesen.

Das attraktive Potential V_A zwischen zwei glatten, parallelen Oberflächen kann durch

$$V_A = -\frac{A}{12\pi x^2} \quad [J m^{-2}] \quad (2-7)$$

beschrieben werden, worin x der Abstand zwischen den Oberflächen ist (ISRAELACHVILI 2011). Wird eine bestimmte Schichtdicke Δ angenommen, so ist das attraktive Potential für plättchenförmige Teilchen im Abstand $2d$ pro Flächeneinheit durch

$$V_A = -\frac{A}{48\pi} \left[\frac{1}{d^2} + \frac{1}{(d + \Delta)^2} - \frac{2}{(d + \Delta/2)^2} \right] \quad [J m^{-2}] \quad (2-8)$$

gegeben. Für dicke Plättchen ($\Delta \gg d$) kann Gleichung (2-8) zu

$$V_A = -\frac{A}{48\pi d^2} \quad (2-9)$$

vereinfacht werden (VERWEY UND OVERBEEK 1948).

2.1.1.4 DLVO-Theorie

Die DLVO-Theorie wurde in den 1940er Jahren in ihren Grundzügen von DERJAGUIN UND LANDAU (1941) und VERWEY UND OVERBEEK (1948) entwickelt. Sie kombiniert den attraktiven Effekt der van-der-Waals Kräfte und die elektrostatische Abstoßung infolge sich überlappenden diffuser Doppelschichten. Die zentrale Idee der DLVO-Theorie ist, dass die Gesamtenergie (V_T), die zwischen zwei wechselwirkenden Teilchen entsteht, durch Addition der attraktiven (V_A) und der repulsiven (V_R) Kräfte gegeben ist:

$$V_T = V_A + V_R \quad [J m^{-2}] \quad (2-10)$$

Abb. 2-2 a stellt einen möglichen Verlauf der Gesamtwechselwirkungskurve (V_T) zwischen zwei Teilchen gleicher Ladung in einer 1:1 Elektrolytlösung schematisch dar. Ist der Abstand zwischen den Partikeln groß, ist die van-der-Waals Anziehung deutlich kleiner als die elektrostatische Abstoßung. Bei sehr kleinen Abständen ist der numerische Wert von V_A immer größer als der von V_R , dadurch entsteht ein Potentialmaximum (in Abb. 2-2 a als Energiebarriere gekennzeichnet), das zu noch kleineren Abständen hin steil abfällt. Da bei direktem Kontakt der Teilchen die Bornsche Abstoßung wirksam wird, bildet sich ein tiefliegendes primäres Minimum (LAGALY et al. 1997). In nicht stark verdünnten Elektrolytlösungen kann sich zudem ein sekundäres Minimum ausbilden (i.d.R. $x > 3$ nm) (ISRAELACHVILI 2011). Teilchen können allein aufgrund ihrer thermischen Energie Barrieren in der Größenordnung von $10 - 15 RT J mol^{-1}$ ($1 RT = 2,5 kJ mol^{-1}$) überwinden (LAGALY et al. 1997). Ist die thermische Energie kleiner als das Energiemaximum und das sekundäre Minimum, können Partikel im sekundären Minimum Koagulationsstrukturen bilden, welche mechanisch nicht stabil sind und z.B. thixotrope Eigenschaften hervorrufen (DÖRFLER 2002). Während die Partikel sich im primären Minimum im thermodynamischen Gleichgewicht befinden, erreichen sie im sekundären Minimum ein kinetisches Gleichgewicht (ISRAELACHVILI 2011).

Bei kleinen Teilchenabständen dominieren die van-der-Waals Kräfte, die gegenüber sich ändernden Elektrolytkonzentrationen weitestgehend unempfindlich sind. Dagegen sind die repulsiven Wechselwirkungen bei großen Abständen sehr hoch und die diffusen Doppel-

schichten sehr sensitiv gegenüber Konzentrationsänderungen (ISRAELACHVILI 2011). Die Änderung der Wechselwirkungskurven mit der Elektrolytkonzentration ist in Abb. 2-2 b gezeigt.

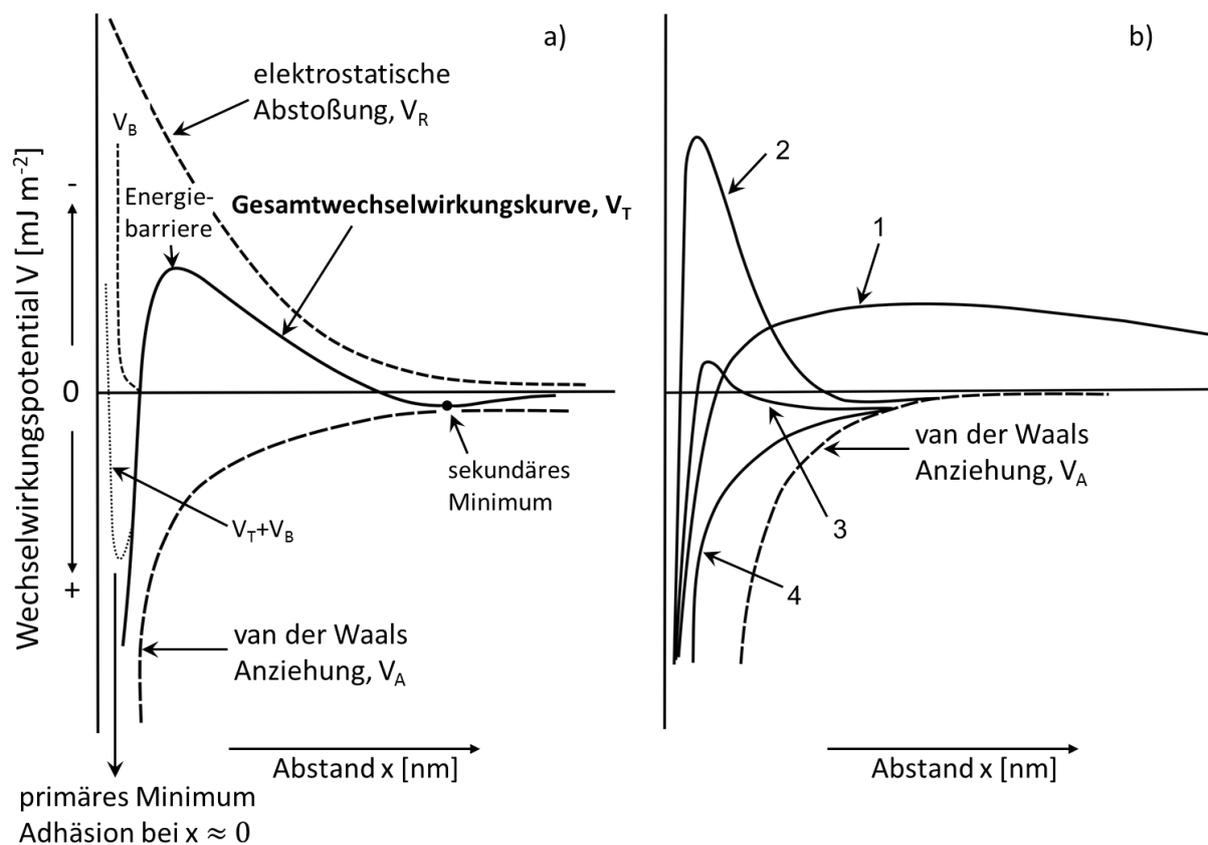


Abb. 2-2: (a) Überlagerung der elektrostatischen Abstoßung V_R , Bornschen Abstoßung V_B und der van-der-Waals Kräfte V_A zur Gesamtwchselwirkungskurve. (b) Einfluss der Salzkonzentration auf die Gesamtwchselwirkungskurve ($V_T=V_R+V_A$) schematisch nach Verwey und Overbeek (1948) und Lagaly et al. (1997). Kurven 1 – 4: steigende Salzkonzentrationen.

Bei sehr niedrigen Salzkonzentrationen ist die elektrostatische Abstoßung aufgrund einer ausgedehnten diffusen Doppelschicht gering (Kurve 1). Mit zunehmender Elektrolytkonzentration bildet sich ein ausgeprägtes Energiemaximum aus (Kurve 2). Wird die Konzentration weiter erhöht, wird die Energiebarriere kleiner (Kurve 3). Infolge zunehmender Salzkonzentration wird die diffuse Doppelschicht komprimiert, was eine Zunahme des repulsiven Potentials nach sich zieht. Wenn das Energiemaximum $< 10 - 15 RT$ sinkt (s.o.), koagulieren die Teilchen; die kritische Salzkonzentration ist erreicht (LAGALY et al. 1997). Die kritische Koagulationskonzentration hängt von der Wertigkeit der Gegenionen ab: bei zweiwertigen Ionen ist sie wesentlich kleiner als bei einwertigen Ionen und noch kleiner bei dreiwertigen Ionen, da höher geladene Gegenionen die diffuse Doppelschicht stärker komprimieren als einwertige

ge (LAGALY 1993b). Bei sehr hohen Elektrolytkonzentrationen dominiert die Anziehung bei allen Abständen (Kurve 4) (ISRAELACHVILI 2011, LAGALY et al. 1997).

2.1.1.5 Kartenhausstruktur

Da die Kantenladungen von Tonmineralpartikeln pH-abhängig sind, können diese durch Bindung oder Abspaltung von Protonen sowohl positiv als auch negativ geladen sein. Während im sauren pH-Bereich durch einen Überschuss an Protonen positive Kantenladungen entstehen, nimmt deren Dichte mit steigendem pH-Wert ab und die Anzahl negativer Ladungsplätze immer mehr zu (LAGALY 1993b).

Je nach pH-Wert können Tonminerale verschiedene Assoziationen annehmen (Abb. 2-3).

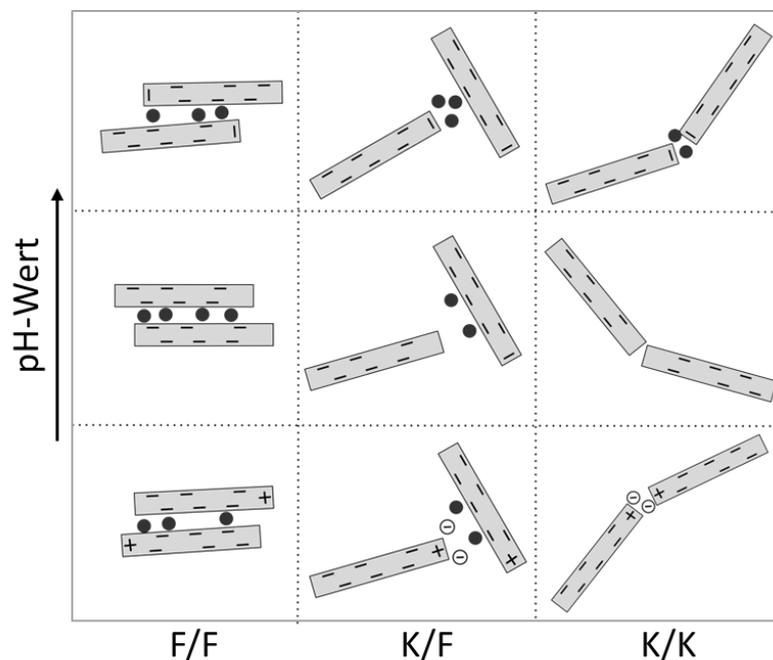


Abb. 2-3: Tonmineral-Assoziationen in Abhängigkeit des pH-Wertes (nach Lagaly 1993b). F/F = Fläche/Fläche-Kontakt, K/F = Kante/Fläche-Kontakt, K/K = Kante/Kante-Kontakt.

Fläche/Fläche-Kontakte bilden sich über den gesamten pH-Bereich aus. Durch das Übereinanderschieben der Tonmineralpartikel entstehen Bänderstrukturen, die umso stabiler sind je größer ihr Überlappungsbereich ist. Ca^{2+} begünstigt die Bildung von Bänderstrukturen, die sogar in elektrolytarmen Systemen stabil sind (LAGALY et al. 1997), während bei Anwesenheit von Natriumionen Bänderstrukturen nur in ausreichend hohen Salzkonzentrationen gebildet werden (LAGALY 1993b). Zu hohe Salzkonzentrationen zerstören allerdings vorhandene Bänderstrukturen, da sie zu diskreten Teilchen zusammengezogen werden (LAGALY et al. 1997).

Kanten/Flächen-Kontakte bilden im sauren pH-Bereich stabile Kartenhausstrukturen aufgrund der Wechselwirkungen zwischen positiven Randladungen und negativen Flächenladungen aus (LAGALY 1993b). Allerdings können durch Ca^{2+} gebildete Fläche/Fläche-Kontakte Defekte in der Kartenhausstruktur erzeugen, die zu größeren Maschenweiten und einer instabileren Struktur führen (O'BRIEN 1971). Außerdem können Kartenhausstrukturen bei steigendem pH durch Umladung der Kanten zusammenbrechen. Im basischen pH-Bereich werden Kartenhausstrukturen nur bei ausreichend hoher Salzkonzentration ausgebildet, da die Tonmineralpartikel ansonsten durch ihre diffusen Doppelschichten voneinander getrennt bleiben (LAGALY et al. 1997).

Wegen der geringen Kontaktfläche spielen Kanten/Kanten-Wechselwirkungen nur eine untergeordnete Rolle (LAGALY 1993b).

2.1.1.6 Meniskenkräfte

Die in einer Kreiskapillare wirkende kontrahierende Kraft kann als Druckdifferenz zwischen Bodenlösung und luftgefülltem Porenraum erfasst werden. Diese durch die Oberflächenspannung hervorgerufene Druckdifferenz kann unter der Annahme idealer Benetzung ($\alpha=0^\circ$) durch die Young-Laplace Gleichung definiert werden:

$$\Delta p = p_L - p_W = \frac{2\gamma}{r} \quad [\text{Pa}] \quad (2-11)$$

Hierin sind p_L und p_W der Luftdruck bzw. der Druck in der Bodenlösung; γ ist die Oberflächenspannung der Bodenlösung und r der Kapillarradius. Für Porenformen mit beliebigen Krümmungsradien, d.h. von der Kreiskapillare abweichende Porengeometrien kann die Druckdifferenz durch:

$$\Delta p = \gamma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (2-12)$$

beschrieben werden (HARTGE UND HORN 2014, SCHUBERT 1982).

Ist lediglich ein kragenförmiger Wassermeniskus zwischen zwei Bodenpartikeln vorhanden (Abb. 2-4 a), also z.B. durch Entwässerung keine stehende Wassersäule mehr gegeben, ergibt sich:

$$\Delta p = \gamma \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2-13)$$

Gleichung (2-11) bis (2-13) zeigen, dass der Druckunterschied und damit die kontrahierende Kraft wesentlich vom Kapillardurchmesser bzw. Krümmungsradius abhängen. Während für Gleichung (2-11) und (2-12) gilt, je kleiner der Krümmungsradius desto größer die Druckdifferenz, hängt die kontrahierende Kraft für kragenförmige Wassermenisken vom Verhältnis zwischen wasserführender Fläche (r_2) und Partikelabstand (r_1) ab. Solange der Partikelabstand konstant ist und kleiner als die wasserführende Fläche, wird die kontrahierende Druckdifferenz mit zunehmendem r_2 größer (HARTGE UND HORN 2014).

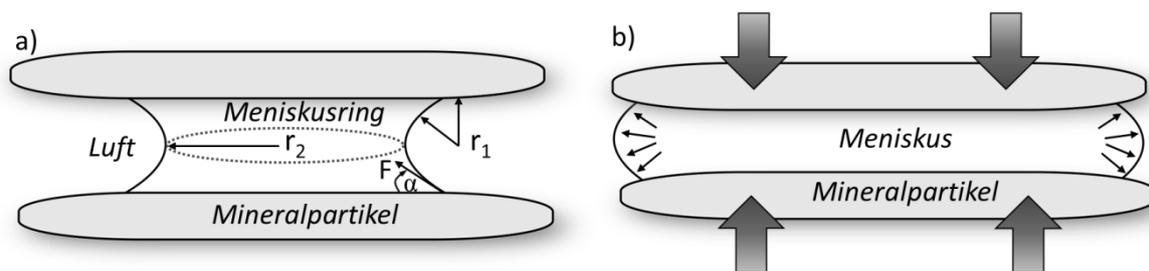


Abb. 2-4: Schematische Darstellung (a) konkaver und (b) konvexer Wassermenisken zwischen zwei Mineralpartikeln.

Die kontrahierende Kraft F ergibt sich aus der Fläche auf die Δp einwirkt und der Tatsache, dass der Meniskus analog zur Kreiskapillare zum Kapillaraufstieg neigt (HARTGE UND HORN 2014):

$$F = \Delta p \cdot \pi r_2^2 + 2\pi r_1 \cdot \gamma \quad [N] \quad (2-14)$$

Zusätzlich zu Kapillarkräften müssen in Systemen mit hohen Salzkonzentrationen auch osmotische Kräfte berücksichtigt werden. HOLTHUSEN et al. (2012a) zeigten, dass mit steigender Salzkonzentration die Oberflächenspannung zunimmt. Da sowohl in die Berechnung der Druckdifferenz (Gleichung (2-11) bis (2-13)) als auch in die Berechnung der kontrahierenden Kraft (Gleichung (2-14)) die Oberflächenspannung als Term eingeht, wird ersichtlich, dass osmotische Kräfte die kontrahierende Kraft von Menisken noch verstärken. Diese Tatsache beschreibt auch das Konzept des Wasserpotentials ψ_w , das sich aus Matrixpotential ψ_m und osmotischem Potential ψ_o zusammensetzt:

$$\psi_w = \psi_m + \psi_o \quad [Pa] \quad (2-15)$$

und die Wasserverfügbarkeit für Pflanzen definiert (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Die Abhängigkeit des osmotischen Potentials von in der Bodenlösung gelösten Salzen wird durch

$$\psi_o = -36 \cdot EC_e \quad (2-16)$$

bestimmt; mit dem osmotischen Potential ψ_o in kPa und der elektrischen Leitfähigkeit des Sättigungsextraktes EC_e in mS cm^{-1} (RICHARDS 1954).

Während die Young-Laplace Gleichung das mechanische Gleichgewicht an gekrümmten Grenzflächen beschreibt, liefert die Kelvin-Gleichung die physikalisch-chemische Ergänzung. Sie beschreibt die Druckdifferenz in Abhängigkeit der relativen Feuchte im Porenraum, wobei die relative Feuchte als Quotient aus momentanem Dampfdruck (Dampfdruck der Flüssigkeit mit gekrümmter Oberfläche) p^g und Sättigungsdampfdruck (über einer ebenen Flüssigkeitsoberfläche) p^* definiert ist:

$$\Delta p = \frac{2\gamma}{r} = \frac{RT}{V_L^m} \cdot \ln \frac{p^g}{p^*} \quad (2-17)$$

Auch die Kelvin-Gleichung geht von den vereinfachten Voraussetzungen aus, dass die Poren zylindrisch sind und der Kontaktwinkel $\alpha=0^\circ$, sowie von den Annahmen, dass sich der Dampf wie ein ideales Gas verhält und die Flüssigkeit (V_L^m) inkompressibel ist (CZESLIK et al. 2010, SCHUBERT 1982). Während die Ausbildung einer konvexen Oberfläche ($p^* < p^g$) zu einer Dampfdruckzunahme führt, sinkt der Dampfdruck über einer konkaven Oberfläche ab ($p^* > p^g$). Ist der Dampfdruck einer Flüssigkeit in kleinen Kapillaren kleiner als p^* kann es zur sogenannten Kapillarkondensation kommen, d.h. Dampf kondensiert oberhalb des Kondensationspunktes (CZESLIK et al. 2010).

Konkave Wassermenisken haben die Wirkung einer mechanischen, isotropen Kompression und erhöhen dadurch die Stabilität der gesamten Bodenmatrix. Wird allerdings der wassergefüllte Porenraum durch Zusammenpressen reduziert, muss die Bodenlösung entweichen; folglich verändern sich Meniskenform und Innendruck. Es entstehen Porenwasserüberdrücke und konvexe Menisken, die keine kontrahierende Wirkung aufweisen, wodurch es zu einer Stabilitätsminderung kommt, die solange andauert, bis das jetzt überschüssige Wasser abgeflossen ist und sich die ursprüngliche Meniskenform wieder eingestellt hat (Abb. 2-4 b) (HARTGE UND HORN 2014).

2.1.1.7 Weitere interpartikuläre Wechselwirkungen

Neben den bisher beschriebenen interpartikulären Wechselwirkungen können außerdem noch sterische und hydrophobe Wechselwirkungen sowie Wechselwirkungen aufgrund von Ionen-Ionen-Korrelationen auftreten. Auch diese Wechselwirkungen gehören wie die Hydratationskräfte zu den sogenannten „non-DLVO“-Wechselwirkungen und können sowohl attraktiver als auch repulsiver Natur sein.

Ionen-Ionen-Korrelationen sind elektrostatischen Ursprungs und basieren auf dem wechselseitigen Einfluss der Gegenionen der diffusen Schicht eines Partikels mit den Gegenionen in der diffusen Schicht eines sich annähernden Partikels. Dies führt zu Fluktuation bzw. Neuorganisation der Gegenionen innerhalb der diffusen Doppelschichten und zu einer van-der-Waals-artigen, attraktiven Wechselwirkung, die der elektrostatischen Abstoßung entgegenwirkt. Besonders in Gegenwart von zweiwertigen Ionen und bei hohen Oberflächenladungen ist mit Ionen-Ionen-Korrelationen zu rechnen. Einzelheiten sind in LAGALY et al. (1997) und KJELLANDER (1996) zu finden.

Hydrophobe Wechselwirkungen sind auf die Instabilität eines Wasserfilms zwischen hydrophoben Oberflächen infolge des energetisch ungünstigen Zustandes von Wassermolekülen, die eine hydrophobe Oberfläche umhüllen, zurückzuführen. Nähern sich zwei hydrophobe Teilchen einander an, wandern die Wassermoleküle aus dem Zwischenraum in die umgebende Lösung hinein, wo sie einen energetisch günstigeren Zustand annehmen können. Dies führt zu einer attraktiven Kraft zwischen den beiden hydrophoben Oberflächen (ISRAELACHVILI 2011, LIANG et al. 2007).

Die sterische Abstoßung basiert auf der Adsorption oder kovalenten Bindung von Polymeren an der Partikeloberfläche. Nähern sich zwei mit Polymerketten besetzte Oberflächen einander an, werden die Polymere deformiert und der osmotische Druck steigt im Überlappungsbereich, wodurch es zu einer starken Abstoßung kommt (LIANG et al. 2007). Andererseits können geringe Polymerzusätze durch Verbrückung, d.h. Vernetzung durch langkettige, schlaufenbildende Makromoleküle, oder Ladungsneutralisation zur Ausflockung von dispergierten Teilchen führen (LAGALY 1993a).

2.1.2 Stabilisierende Substanzen und Mechanismen

2.1.2.1 Austauschbare Kationen

Calcium (Ca^{2+})

Außer in calciumhaltigen Silikaten (Pyroxene, Amphibole, Plagioklase) tritt Calcium in Böden auch in Form der Carbonate Calcit (CaCO_3) und Dolomit [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] sowie als Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) auf. Aufgrund der leichten Verwitterbarkeit der letztgenannten Minerale wird Ca^{2+} mit einsetzender Versauerung freigesetzt und überwiegend an Austauschern gebunden. In mitteleuropäischen Böden bei pH-Werten > 6 liegt die Ca^{2+} -Sättigung meist bei über 80 %. Neben dem Ausgangsgestein kann auf landwirtschaftlich genutzten Flächen auch die Düngung/ Kalkung als Ca^{2+} -Quelle dienen (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Ca^{2+} wird gegenüber Mg^{2+} und einwertigen Kationen bevorzugt adsorbiert, wodurch stabile Kartenhausstrukturen entstehen (LAGALY 1993b). In diversen Studien wird die stabilisierende Wirkung von Ca^{2+} auf die Bodenstruktur hervorgehoben (CHAN UND HEENAN 1999, HEIL UND SPOSITO 1993, WUDDIVIRA UND CAMPS-ROACH 2007). Dabei kann zwischen der direkten Verknüpfung von Mineralpartikeln durch Ca^{2+} und der Brückenbildung zwischen Ton-Humus-Komplexen und Ca^{2+} differenziert werden. Einen günstigen Struktureffekt durch Ca^{2+} stellten WALTER (1965) und ARMSTRONG UND TANTON (1992) für Tondispersionen fest. Auch die durch Ca^{2+} erhöhte Stabilität von Aggregaten natürlicher Böden wurde vielfach nachgewiesen (z.B. PARADELO et al. 2013, TISDALL 1996). Dabei stellt die Stabilisierung durch Ca^{2+} -Brückenbildung einen langfristigen Effekt dar (SIX et al. 2004), der durch die gleichzeitige Zugabe von organischer Substanz noch verstärkt werden kann (HEIL UND SPOSITO 1993). Darüber hinaus zeigten YAMAGUCHI et al. (2004), dass der Effekt von Ca^{2+} in natürlichen Böden vom pH-Wert abhängt. Dominiert bei saurem pH ($\sim 4,5$) Al^{3+} an den Austauschern, wird dieses das vorherrschende Brückenkation und der Effekt von Ca^{2+} wird marginalisiert.

Während Ca^{2+} in Süßwasser neben Mg^{2+} das vorherrschende Kation darstellt, spielt es in Meerwasser eine untergeordnete Rolle (UHLMANN UND HORN 2001). Da die austauschbaren Kationen mit der Bodenlösung im Gleichgewicht stehen, ergeben sich für tidebeeinflusste Sedimente und Böden in Abhängigkeit von Salzzusammensetzung und Konzentration charakteristische Kationenbelegungen am Austauscherkomplex. Mit Abnahme des marinen Einflusses und zunehmend fluviatilen Bedingungen ist mit einer Zunahme der Ca^{2+} -Sättigung zu rechnen (BRÜMMER 1968, MÜLLER 1959).

Magnesium (Mg^{2+})

Magnesium ist das zweithäufigste austauschbare Kation im Boden (BOHN et al. 2001) und wird durch Verwitterung aus Silikaten (Amphibole, Pyroxene, Olivin, Biotit) und einigen Tonmineralen (Chlorite, Vermiculite) freigesetzt. In Böden mit pH-Werten $> 6,5$ kann Magnesium auch in Carbonaten (Dolomit, Magnesit) vorliegen und wird ebenfalls durch Verwitterung gelöst. Das freigesetzte Mg^{2+} wird als austauschbares Mg^{2+} zur Kompensation negativer Oberflächenladungen gebunden oder liegt gelöst in der Bodenlösung vor. Neben der Mg^{2+} -Düngung kann in Küstennähe eine erhebliche Menge Mg^{2+} über Freilandniederschläge eingetragen werden (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Obwohl Ca^{2+} und Mg^{2+} bezüglich des Erhalts der Bodenstruktur oftmals gemeinsam betrachtet werden (RICHARDS 1954) und beiden Kationen eine Verbesserung der Bodenstruktur über Brückenbildung zwischen Tonmineralen und organischer Substanz nachgesagt wird (BRONICK UND LAL 2005), ist der Effekt von Mg^{2+} auf die Bodenstruktur weniger effektiv als jener von Ca^{2+} (ZHANG UND NORTON 2002). Darüber hinaus kann Mg^{2+} im Vergleich zu Ca^{2+} sogar einen nachteiligen Effekt auf die Aggregatstabilität haben und die Dispergierung von Tonmineralen begünstigen (ZHANG UND NORTON 2002). Bereits QUIRK UND SCHOFIELD (1955) ermittelten für Mg^{2+} -gesättigte, illitische Böden eine geringere gesättigte hydraulische Leitfähigkeit als für Ca^{2+} -gesättigte Böden. Auch in Na^+ - Mg^{2+} Systemen stellten McNEAL et al. (1968) eine gegenüber Na^+ - Ca^{2+} Systemen beträchtlich reduzierte gesättigte Leitfähigkeit fest. Bezüglich der Mikrostrukturbildung erwies sich Mg^{2+} ebenfalls als strukturungünstig (WALTER 1965).

Es kann zwischen einem direkten und indirekten negativen Effekt von Mg^{2+} unterschieden werden (McNEAL et al. 1968), wobei das Ausmaß des Effekts von der Tonmineralogie und der Elektrolytkonzentration der Bodenlösung abhängt (ZHANG UND NORTON 2002). Als direkter Effekt kann die Adsorption von Mg^{2+} selbst und die daraus resultierende Verschlechterung der Bodenstruktur bezeichnet werden. Der indirekte Effekt beruht auf der Affinität von Tonmineralen gegenüber Na^+ und dessen Adsorption in Mg^{2+} -Systemen (CURTIN et al. 1994, McNEAL et al. 1968, YOUSAF et al. 1987). Die direkte Adsorption von Mg^{2+} ist in vermiculitischen und illitischen Böden relevant, da diese eine Präferenz gegenüber Mg^{2+} zeigen, während Montmorillonit-Böden bevorzugt Ca^{2+} adsorbieren (McNEAL et al. 1968, RAHMAN UND ROWELL 1979).

Der dispersive Effekt von Mg^{2+} kann der höheren Hydratationsenergie und der größeren Hydrathülle zugeschrieben werden. Der kleinere Ionenradius von Mg^{2+} resultiert in einer

größeren Hydrathülle. Die negativere Hydratationsenthalpie induziert eine stärkere Wechselwirkung zwischen Mg^{2+} und den umgebenden Wassermolekülen, weshalb die Hydrathülle weniger einfach abgestreift wird. Dies führt nach Adsorption von Mg^{2+} zu einer größeren Aufweitung der Zwischenschichten sowie einer Ausdehnung der diffusen Doppelschicht und somit zu verstärkter intrakristallinen und osmotischen Quellung (ZHANG UND NORTON 2002).

Unter Einfluss von Meerwasser wird neben Na^+ vornehmlich Mg^{2+} an den Austauschern gebunden. In Ästuarien nimmt die Adsorption von zweiwertigen Ionen (Mg^{2+} und Ca^{2+}) auf Kosten einwertiger Ionen mit zunehmender Aussüßung des Meerwassers durch Vermischung mit Ca^{2+} -haltigem Flusswasser zu, wodurch ein Peak der Mg^{2+} -Sorptions im brackigen Bereich zu erwarten ist (BRÜMMER 1968, MÜLLER 1959).

Kalium (K^+)

Neben der K^+ -Düngung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen stellt die Freisetzung von K^+ durch Verwitterung von Kalifeldspäten und Glimmern sowie Illiten eine natürliche Quelle für K^+ in Böden dar. Freigesetztes K^+ kann in Zwischenschichten von Dreischichtmineralen fixiert, als austauschbares K^+ an Mineraloberflächen adsorbiert oder in der Bodenlösung gelöst sein. Die verschiedenen K^+ -Formen stehen über die Bodenlösung miteinander im Gleichgewicht. Austauschbares K^+ geht schnell in die Bodenlösung über, während in Zwischenschichten spezifisch gebundenes K^+ erst nach Aufweitung langsam aus der Zwischenschicht hinaus diffundieren kann (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Nach Ausschöpfung des austauschbaren K^+ stellt die Freisetzung von strukturellem und fixiertem K^+ in moderat verwitterten, landwirtschaftlich genutzten Böden den vorherrschenden Prozess dar (SIMONSSON et al. 2009, SPARKS UND HUANG 1985). Die Reaktion kann als Auflösung der gesamten Mineralstruktur erfolgen und/ oder durch selektiven Austausch von Zwischenschicht K^+ . Die Freisetzung von K^+ aus Silikaten wird durch deren Partikelgröße und ihre chemische Zusammensetzung bestimmt (HUANG 2005). Aus trioktaedrischem Biotit erfolgt eine schnellere Freisetzung von K^+ als aus dioktaedrischem Muskovit (FANNING et al. 1989). Die verschiedenen Freisetzungsmechanismen werden in HUANG (2005) diskutiert.

Bezüglich der K^+ -Fixierung sind Lage und Ausmaß der negativen Oberflächenladungen von Bedeutung (HUANG 2005). BOUABID et al. (1991) zeigten, dass negative Ladungen in Tetraederschichten förderlicher für eine K^+ -Fixierung sind als negative Ladungen in Oktaederschichten. Des Weiteren werden Freisetzung und Fixierung von K^+ durch Redoxprozesse und die Bildung von Hydroxy-Zwischenschichten beeinflusst. Redoxreaktionen ändern die

Schichtladung z.B. durch Reduktion von Fe^{3+} zu Fe^{2+} und somit die Tendenz zur K^+ -Fixierung (STUCKI et al. 2002). Durch die Entstehung von Aluminiumhydroxyd-Zwischenschichten wird die K^+ -Fixierung gehemmt (AIDE et al. 1999).

Infolge von K^+ -Fixierung oder Freisetzung verändert sich die Tonmineralogie: während Illite durch Verwitterung und Abgabe von K^+ aus den Zwischenschichten zu Smectiten oder Vermiculiten werden (BARRÉ et al. 2008, TRIBUTH et al. 1987), führt die Fixierung von K^+ in Vermiculit-Zwischenschichten zur Kontraktion auf einen Basalschichtabstand von 1 nm (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010) und zur Illitisierung des Tonmineralbestandes (BARRÉ et al. 2008).

Die kleinere Hydrathülle von K^+ begründet die bevorzugte Adsorption von austauschbarem K^+ gegenüber Na^+ , da es wegen seines kleineren Durchmessers in Wasser näher an die Mineraloberfläche heranrücken kann. Darüber hinaus kann das dehydratisierte K^+ in die Hohlräume der Zwischenschichten der Dreischichttonminerale eintauchen, so dass es dort besonders fest gebunden wird (BOHN et al. 2001), d.h. die K^+ -Selektivität führt zur K^+ -Fixierung in Illiten und Vermiculiten (LAGALY 1993b). Gegenüber mehrwertigen Kationen wird die Adsorption von K^+ jedoch nur bevorzugt, wenn es im Überschuss vorhanden ist (NIEDERBUDDÉ 1996).

Ist die Fixierungskapazität der inneren Oberfläche erschöpft, baut sich ein K^+ -Vorrat an den äußeren Oberflächen auf (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Eine Adsorption von K^+ an den Außenflächen kann zu erhöhter Dispergier- und Erodierbarkeit führen (AUERSWALD et al. 1996). Auch WOLKEWITZ (1960) wies Kalium einen strukturhemmenden Effekt zu, ebenso wie WALTER (1965), der eine weitgehende Dispergierung und eine verhinderte Mikroaggregation durch K^+ feststellte. In einem Langzeitdüngerexperiment wurde kürzlich ebenfalls der negative Einfluss von K^+ auf die Bodenstruktur und die dispergierende Wirkung auf Tonminerale aufgezeigt (PARADELO et al. 2013). Demgegenüber stehen die Ergebnisse von HOLTHUSEN et al. (2010), MARKGRAF UND HORN (2006) und SOULIÉ et al. (2006), die eine Verbesserung der Bodenstabilität aufgrund von K^+ feststellten. MARKGRAF UND HORN (2006) als auch HOLTHUSEN et al. (2010) führten dies auf eine Reduktion der repulsiven Kräfte infolge zunehmender Salzkonzentration zurück, wodurch sich Partikelcluster mit höherem Scherwiderstand bilden. Darüber hinaus zeigten HOLTHUSEN et al. (2012e) und HOLTHUSEN et al. (2012c), dass K^+ sowohl einen stabilisierenden als auch einen destabilisierenden Effekt haben kann und die Wechselwirkungen zwischen K^+ und untersuchtem Boden durch viele weitere Faktoren beeinflusst werden (z.B. Textur, Kationenzusammensetzung). Bereits AUERSWALD et al. (1996) wies darauf

hin, dass der Wirkungsort von K^+ entscheidend für den Struktureffekt von K^+ ist. In der Bodenlösung kann die diffuse Doppelschicht durch höhere K^+ -Konzentrationen komprimiert werden und somit die Koagulation fördern, während es als austauschbares Kation einen dispergierenden Effekt hat und als Zwischenschichtkation ineffektiv ist.

Natrium (Na^+)

Natrium ist vor allem in Plagioklasen (wesentlich in Albiten) und Muskoviten enthalten. Neben der Freisetzung von Na^+ aus primären Silikaten gelangt Na^+ auch über Düngung und über nasse sowie trockene Deposition in die Böden. Besonders in Küstennähe können über atmosphärische Deposition bis zu $30 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1} Na^+$ eingetragen werden. Die Na^+ -Sättigung mitteleuropäischer Böden liegt meist bei $< 3 \%$, wobei es auch bei verstärkten Einträgen zu keiner nennenswerten Na^+ -Anreicherung kommt, da Na^+ nur schwach gebunden und leicht auswaschbar ist. Den verhältnismäßig geringen Na^+ -Sättigungen der terrestrischen Böden stehen die deutlich höheren Na^+ -Sättigungen der Watten und Marschen gegenüber (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Da Na^+ -Verbindungen den Hauptteil der Meersalze, vorwiegend in Form von $NaCl$, darstellen (UHLMANN UND HORN 2001) und der Kationenbelag mit der Bodenlösung im Gleichgewicht steht, dominiert in tidebeeinflussten Böden in unmittelbarer Küstennähe die Na^+ -Sorption, welche mit zunehmend fluviatilen Bedingungen stetig abnimmt (BRÜMMER 1968, MÜLLER 1959).

Austauschbares Na^+ kann die Bodenstruktur negativ beeinflussen (BRONICK UND LAL 2005) und ist insbesondere in ariden und semiariden Gebieten sowie in Watt- und Marschböden von erheblicher Bedeutung. Die dispergierende Wirkung von Na^+ -Ionen basiert auf der einwertigen Ladung, die über eine relativ große Hydrathülle wirkt (VAN DE GRAAFF UND PATTERSON 2001) und ihnen eine geringe Haftfestigkeit verleiht.

In welchem Maße sich die physikalischen Eigenschaften von Böden unter dem Einfluss von Na^+ verändern wurde in einer Vielzahl von Reviews festgehalten (LEVY UND SHAINBERG 2005, RENGASAMY UND OLSSON 1991, SHAINBERG UND LETEY 1984, SUMNER 1993, SUMNER UND NAIDU 1998, WALLANDER UND TANJI 2012). Die genannten Berichte zeigen, dass charakteristische Bodeneigenschaften wie Textur, Tongehalt, Tonmineralogie, pH-Wert, Gehalt an Sesquioxiden und organischer Substanz sowie Carbonatgehalt die Reaktion der Böden auf unterschiedliche Sodizitätsniveaus beeinflussen und nicht losgelöst von der Salinität der Bodenlösung betrachtet werden können. Die Relation zur Salzkonzentration zeigten bereits QUIRK UND SCHOFIELD (1955), die herausfanden, dass Na^+ -gesättigte Illite und Montmorillonite nicht dis-

pergieren, wenn eine bestimmte Elektrolytkonzentration in der umgebenden Lösung nicht unterschritten wird.

Da sich Tonminerale nicht nur hinsichtlich ihres Schichtaufbaus unterscheiden (vgl. Kapitel 2.1.1), sondern auch bezüglich ihrer Morphologie, Oberflächenladung und Austauschkapazität (DIXON UND SCHULZE 2002), reagieren sie auch unterschiedlich auf alkalische Bedingungen. Während Kaolinit relativ große, dicke meist hexagonale Plättchen mit geringer spezifischer Oberfläche und Austauschkapazität aufweist, sind Smectite durch kleine, dünne, flexible Schuppen mit hoher spezifischer Oberfläche und Austauschkapazität gekennzeichnet. Illite nehmen eine Zwischenstellung zwischen Kaolinit und Smectit ein und sind durch unregelmäßige, manchmal terrassierte Oberflächen charakterisiert (DIXON UND SCHULZE 2002). Die morphologischen Eigenschaften und geringen Oberflächenladungen führen dazu, dass der Kontakt und die Anziehung zwischen Illitpartikeln weniger innig ist als zwischen Smectitpartikeln (CHURCHMAN et al. 1993). Dies führt dazu, dass die kritische Koagulationskonzentration von Illit, d.h. die erforderliche Elektrolytkonzentration, um eine Dispergierung zu vermeiden, über eine weite Spanne von Na^+ -Sättigungen immer über der für Smectit liegt. Somit ist Illit bei definierter Na^+ -Sättigung dispersiver als Smectit (SHAINBERG UND LETEY 1984). Bei einem $\text{pH} < 7$ dispergiert Kaolinit wegen der anziehenden Kräfte zwischen positiv geladenen Kanten und negativ geladenen Flächen sogar bei sehr niedrigen Salzkonzentrationen nicht. Liegt der $\text{pH} > 8$ werden die Kanten zunehmend umgeladen und es kommt mit zunehmender Na^+ -Sättigung zur Dispergierung (LADO et al. 2007).

Während alle Tonminerale dispergieren können, nimmt die Quellfähigkeit mit der Oberflächenladung ab (Smectit > Illit > Kaolinit) (CHURCHMAN et al. 1993). SHAINBERG UND LETEY (1984) beschreiben für Ca-Smectite in einem Na^+ - Ca^{2+} -System einen „demixing“-Effekt: während durch Adsorption von Ca^{2+} Quasikristalle gebildet werden, konzentriert sich Na^+ hauptsächlich an den äußeren Oberflächen der Quasikristalle. Dieses Modell erklärt, warum bereits geringfügige Erhöhungen der Na^+ -Sättigung zur Dispergierung führen, wohingegen erst ein Grenzwert von ESP ~ 15 % erreicht werden muss, um die Quellung der Ca-Smectite auszulösen.

Auch die Interaktionen zwischen Sodizität und organischer Bodensubstanz sind vielfältig. Während eine hohe Na^+ -Sättigung die Adsorption organischer Kationen an mineralischen Austauschern steigert, da Na^+ relativ leicht austauschbar ist, wird die Anlagerung von anionischen organischen Molekülen, die einen Großteil der organischen Bodensubstanz ausma-

chen, gesenkt (NELSON UND OADES 1998). Für die Adsorption organischer Anionen an negativ geladenen Austauscherplätzen sind Brückenkationen notwendig, die in Abhängigkeit ihres Ionisierungspotentials unterschiedlich viel anionische organische Substanz binden können. Nach THENG UND SCHARPENSEEL (1976) ist die Adsorptionsmenge proportional zum Ionisierungspotential und nimmt entsprechend $Fe^{3+} > Ca^{2+} > Na^+$ ab. Auch CEPPI et al. (1993) fanden für natürliche Böden, dass Na^+ sowohl die Affinität der Mineraloberflächen gegenüber anionischen organischen Molekülen als auch die bei Sättigung adsorbierte Menge reduziert.

Zusätzlich zeigt organische Substanz eine hohe Affinität gegenüber Ca^{2+} (NELSON UND OADES 1998); durch dessen Komplexbildung wird die Aktivität von Ca^{2+} in der Bodenlösung reduziert und die Dispergierung von Ton begünstigt (OADES 1984). Darüber hinaus wird die relative Selektivität von Ca^{2+} gegenüber Na^+ mit ansteigendem pH größer, da die variablen Ladungen der organischen Substanz zunehmend negativ geladen sind (NELSON UND OADES 1998). BARZEGAR et al. (1997) untersuchten die Wechselwirkungen zwischen organischer Substanz, Sodizität und Tonmineralogie durch Zugabe von Erbsenstroh und zeigten, dass sich die strukturelle Stabilität unabhängig von Sodizität und Tontyp nach 67 Tagen deutlich verbessert, auch wenn zunächst (nach 7 Tagen Inkubationszeit) ein dispergierender Effekt auftreten kann. Diese Verbesserung der Struktur konnte nicht der Anwesenheit von Wurzeln oder Hyphen zugesprochen werden, da diese während der Experimente nicht zunahmten. Unter der Annahme, dass Streustoffe nichts zur Stabilisierung beitragen (OADES 1984), wurde vermutet, dass die von Mikroorganismen produzierten Polysaccharide und aliphatischen Komponenten etc. ursächlich für die mit der Zeit gesteigerte Stabilität sind, wohingegen ionische Bindungen (Kationenbrücken) nur von geringer Bedeutung sein dürften (BARZEGAR et al. 1997).

Ein weiterer positiver Effekt organischer Substanz im Zusammenhang mit hohen Na^+ -Sättigungen basiert auf der oftmals höheren Durchlässigkeit von Böden mit hohem Organikgehalt, wodurch zugeführtes Na^+ relativ schnell wieder ausgewaschen werden kann. Organische Substanz kann überdies durch verstärkte Aggregation oder Hydrophobisierung Austauschreaktionen abschwächen indem Austauscherplätze schwerer zugänglich werden (NELSON UND OADES 1998).

Dass bei gegebener Na^+ -Sättigung eine geringere Elektrolytkonzentration nötig ist, um den Ausflockungszustand herbeizuführen oder zu erhalten, wenn es zu einer Absenkung des pH-Wertes kommt, zeigten RENGASAMY UND OLSSON (1991). Der Einfluss des pH-Wertes auf das Dispergierungsverhalten von Tonmineralen ist auf die Änderung der Nettoladung zurückzu-

führen (CHOROM et al. 1994). Besonders in Böden, die eine hohe Zahl an variablen Ladungen aufweisen, ist dieser Effekt von Bedeutung (SHAINBERG UND SINGER 2012). Mit abnehmendem pH-Wert entstehen an Tonmineralkanten, Al- und Fe-Oxiden sowie organischer Substanz zunehmend positive Ladungen. Dies führt zu einer Reduktion der negativen Nettoladung, wodurch die Dicke der diffusen Doppelschicht abnimmt. Folglich werden die abstoßenden Kräfte geringer und das Dispergierungspotential nimmt ab (RENGASAMY UND SUMNER 1998). Neben dem Umladen variabler Ladungen durch pH-Änderungen, können Ladungsumkehrungen auch durch die Adsorption von anorganischen (z.B. Phosphat) (RENGASAMY UND SUMNER 1998) oder organischen Anionen (z.B. Huminsäuren) (NGUYEN et al. 2009) an positiv geladenen Kanten erfolgen. Hierdurch nimmt die negative Nettoladung zu, die attraktive Kraft zwischen Partikeln wird reduziert und die diffuse Doppelschicht dehnt sich aus. In natriumhaltigen Böden wird der letztgenannte Effekt durch die vorhandenen Natriumionen verstärkt, da die Oberflächenladung vermehrt durch Na^+ neutralisiert wird anstatt durch mehrwertige Kationen.

Den Zusammenhang zwischen pH und Dispergierbarkeit beschrieben NGUYEN et al. (2009) für Reisböden des Red River Deltas in Vietnam. Trotz der Dominanz von Illit gegenüber Kaolinit im Verhältnis 5:1 und moderater Gehalte an organischer Substanz (2,2 % organischer Kohlenstoff) wurde eine deutliche pH-Abhängigkeit der Nettoladung festgestellt sowie eine nahezu vollständige Dispergierung der untersuchten Suspensionen bei $\text{pH} > 4$. Zusätzlich zeigten die Autoren, dass durch Zugabe von Huminsäuren die negative Nettoladung sowie die zur Ausflockung nötige Kationenkonzentration erhöht wurden.

Durch den Einfluss des pH-Wertes auf die variablen Ladungen, werden auch die möglichen Tonmineral-Assoziationen beeinflusst (vgl. Kapitel 2.1.1.5). Für Na-Montmorillonit-suspensionen bestimmten DURÁN et al. (2000) bei konstanter Ionenstärke (0,01 M NaCl), dass Fläche/Kante-Anziehung die vorherrschende Assoziation bei saurem pH (< 7) darstellt. Mit zunehmendem pH wird die Anziehung zwischen den Kanten und Flächen geringer und die Struktur wird wegen zunehmend elektrostatischer Abstoßung instabiler. Dagegen zeigten Fläche/Fläche-Assoziationen praktisch keine Abhängigkeit vom pH-Wert und für Kante/Kante-Konfigurationen wurde die größte Anziehung am Ladungsnullpunkt der Kanten ($\text{pH} \sim 7$) beobachtet.

Durch die Verwitterung von Carbonaten werden Ca^{2+} und Mg^{2+} freigesetzt, wodurch zunächst eine hohe Elektrolytkonzentration beibehalten werden kann. SHAINBERG UND GAL

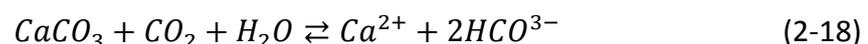
(1982) beobachteten, dass durch die Lösung von Carbonaten sogar Böden mit relativ hoher Na^+ -Sättigung (ESP ~ 20 %) bei Perkolatation mit destilliertem Wasser (Simulation von Regenwasser) deutlich geringere Reduktionen der gesättigten Wasserleitfähigkeit infolge von Dispergierung und Verstopfung von Poren aufwiesen als carbonatfreie Böden, in denen die Elektrolytlösung nicht durch Carbonatlösung erhöht werden konnte. Demnach sind kalkhaltige Böden bei ansonsten gleichen Bedingungen gegenüber höheren Na^+ -Sättigungen weniger anfällig (SHAINBERG UND GAL 1982, SHAINBERG et al. 1981).

Neben Arbeiten, in deren Fokus Tonmineralsuspensionen standen (z.B. KEREN 1989, WALTER 1965), wurde der dispergierende Effekt von Na^+ auch an natürlichen Böden dokumentiert (z.B. BEN-HUR et al. 2009, EMERSON 1994, PARADELO et al. 2013, QUIRK UND SCHOFIELD 1955).

Zur Bewertung der Sodizität kann die Na^+ -Sättigung (ESP = exchangeable sodium percentage) herangezogen werden. Während in Australien ein ESP > 6 einen natriumhaltigen Boden definiert, in dem mit deutlicher Strukturverschlechterung zu rechnen ist (RENGASAMY UND OLSSON 1991), wurde für amerikanische Böden ein ESP > 15 festgelegt (RICHARDS 1954).

2.1.2.2 Carbonate

Carbonate können als primäre oder sekundäre Minerale vorliegen. Primäre, lithogene Carbonate entstammen dem Ausgangsgestein (z.B. Kalkstein, Mergel) und stellen nach ihrer Verwitterung u.a. Bausteine zur Bildung sekundärer Carbonate bereit (BRONICK UND LAL 2005). Das in Böden häufigste Carbonat ist Calcit (CaCO_3); daneben kommen Dolomit [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] und Aragonit (CaCO_3) häufig vor; weniger häufig sind Magnesit (MgCO_3), Siderit (FeCO_3) und Rhodochrosit (MnCO_3) (ALAILY 1998). Alle diese Minerale haben verglichen mit Silikaten eine moderate Löslichkeit, welche ihnen erlaubt relativ leicht zu verwittern und gegebenenfalls an anderer Stelle wieder auszufallen (DONER UND LYNN 1989). Da Carbonate Salze der Kohlensäure sind (ALAILY 1998) werden sie unter humiden Klimabedingungen durch Säuren des Niederschlags und der Bodenatmung verwittert (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Der Lösungsvorgang kann durch die Reaktionsgleichung für Calcit



beschrieben werden. Aus Gleichung (2-18) wird ersichtlich, dass die Löslichkeit der Carbonate vom CO_2 -Partialdruck der Bodenluft abhängt, da mit ihm die Konzentration an Kohlensäure (H_2CO_3) in der Verwitterungslösung steigt. In Böden kann es infolge eines gehemmten Austauschs zwischen Bodenluft und Atmosphäre durch wassergefüllte Porenräume aufgrund

mikrobieller Respiration und Wurzelatmung zu einem Anstieg des CO_2 -Partialdrucks in der Bodenluft kommen, wodurch die Löslichkeit von CaCO_3 gesteigert wird. Dies erklärt auch, warum in wärmeren Böden mehr CaCO_3 gelöst wird als in kühleren, obwohl die Löslichkeit von Carbonaten mit zunehmenden Temperaturen sinkt (BLOOM 2000, SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Bei einem $\text{pH} > 7,2$ können Ca^{2+} und in Wasser gelöstes CO_2 gemäß Gleichung (2-18) als sekundäres Calcit ausfallen und andere Bodenpartikel ummanteln (BRONICK UND LAL 2005, CHADWICK UND GRAHAM 2000).

RIMMER UND GREENLAND (1976) erklärten, dass Carbonate die Bodenstruktur durch zwei Mechanismen beeinflussen können. Zum einen als anorganischer Kitt, durch die Verbackung von Mineralpartikeln und zum anderen als Ca^{2+} -Quelle, zur Nachlieferung von Ca^{2+} am Sorptionskomplex.

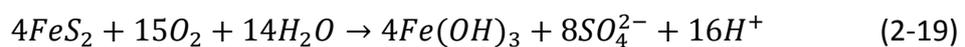
Zum Effekt von Carbonaten auf die Bodenstruktur sind in der Literatur widersprüchliche Ergebnisse zu finden. MBAGWU UND BAZZOFFI (1998) und VAEZI et al. (2008) untersuchten Oberböden aus Italien bzw. Iran und fanden einen positiven Zusammenhang zwischen Carbonatgehalt und Aggregatstabilität. Dagegen ermittelten MERZOUK UND BLAKE (1991) für marokkanische Böden eine höhere Erodibilität in Böden mit hohen Carbonatgehalten verglichen mit kalkfreien Böden. DIMOYIANNIS (2012) untersuchte eine große Anzahl ausschließlich kalkführender griechischer Böden und stellte ebenfalls einen negativen Effekt von Carbonat auf die Aggregatstabilität fest. Im Gegensatz dazu fanden LADO et al. (2004) überhaupt keinen Effekt von CaCO_3 auf die Aggregatstabilität von smectitreichen Böden in Israel.

Die Carbonat-Wirkung wird durch den Gehalt an organischer Substanz gesteuert. Zunehmende Gehalte an organischer Bodensubstanz fördern aufgrund einer gesteigerten mikrobiellen Atmung und damit steigendem CO_2 -Partialdruck die Lösung und Wiederausfällung von Carbonaten (BRONICK UND LAL 2005). Bei geringen Gehalten an organischer Substanz kann die Stabilität von Makroaggregaten ($> 250 \mu\text{m}$) durch CaCO_3 gesteigert werden (BOIX-FAYOS et al. 2001). Auch die Partikelgröße scheint den Effekt von Carbonaten auf die Aggregation zu beeinflussen, da hohe Carbonatgehalte in der Schlufffraktion diese vermindern (DIMOYIANNIS et al. 1998).

Auf den positiven Effekt von Ca^{2+} -Ionen wurde bereits in Kapitel 2.1.2.1 eingegangen. An dieser Stelle sei jedoch auf das Ca^{2+} -Nachlieferungsvermögen aus CaCO_3 hingewiesen: bei der vollständigen Auflösung von 1 kg CaCO_3 können 400 g Ca^{2+} freigesetzt werden. BOLTE UND

WOLFF (2001) geben für carbonathaltige Lehme und Tone in Wäldern eine Ca^{2+} -Nachlieferung durch Verwitterung von $30 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an. Würde davon ausgegangen werden, dass die gesamte Nachlieferung aus Carbonaten stammt, würde dies einer Verwitterung von $75 \text{ kg CaCO}_3 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ entsprechen. BUTZ-BRAUN (1996 in BLOCK UND GAUER 2012) bezifferte die Verwitterungsrate von Calcit mit $250 \text{ mol}_c \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ was einer Verwitterung von $50 \text{ kg CaCO}_3 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ und einer Freisetzung von 20 kg Ca^{2+} entspräche. Da 1 kg CaCO_3 bei pH 7 maximal 20 mol H^+ neutralisieren kann (BLOOM 2000), würde eine Verwitterung von $50 \text{ kg CaCO}_3 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ einer Pufferkapazität von maximal 1000 mol bzw. $1 \text{ kg H}^+ \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ entsprechen. Bei einer für Marschböden typischerweise geringen Trockenrohddichte von $1,2 \text{ g cm}^{-3}$ werden in den oberen 20 cm bei einem angenommenen Carbonatgehalt von 5 % maximal $2400 \text{ kg H}^+ \text{ ha}^{-1}$ neutralisiert, bis die Pufferfunktion des Carbonates erschöpft ist.

Eine Anreicherung von Carbonaten ist oftmals in marinen Sedimenten und Böden zu beobachten. Carbonate werden entweder direkt aus dem Meerwasser gefällt oder liegen in Form von Kalkschalen und Skeletten von Muscheln, Schnecken usw. vor (ALAILY 1998). Marine und brackige Schlicke enthalten meist mit steigendem Ton- und Schluffgehalt zunehmende CaCO_3 -Mengen, deren Auflösung bereits in den Watt- und Marschböden der Vorländer beginnt (SCHROEDER UND BRÜMMER 1969) und die Folge der Oxidation von Eisensulfid (FeS) und Pyrit (FeS_2) unter Freisetzung von Schwefelsäure gemäß Gleichung (2-19) darstellt.



Diese Summenformel zeigt, dass bei der Pyritoxidation je mol Pyrit (FeS_2) 4 mol H^+ entstehen (SCHÄFER et al. 2010), d.h. je mol FeS_2 (~ 120 g) werden 200 g CaCO_3 gelöst.

2.1.2.3 Auskristallisation und Lösung von Salzen

Trocknet ein Boden aus können in der Bodenlösung gelöste Salze und Carbonate an Kontaktpunkten zwischen Partikeln ausfallen und diese miteinander verkitten, wodurch Bodenfestigkeit und Steifigkeit gesteigert werden können (DEXTER et al. 1988, KEMPER et al. 1987). Insbesondere in Küstennähe stellen Salze ein natürliches Bindemittel dar (YOON et al. 2015). Wird die Konzentration gelöster Ionen in einer durch Meerwasser beeinflussten Bodenlösung durch Wasserentzug erhöht, fallen Salze nach Überschreiten eines jeweils spezifischen Sättigungspunktes, d.h. mit zunehmender Löslichkeit in Wasser, in der Reihenfolge Calcit (CaCO_3), Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{ H}_2\text{O}$), Halit (NaCl), Mg- und K-Salze (z.B. MgSO_4 , MgCl_2 , KCl) aus. Dabei ist die durch Aufkonzentrierung der Bodenlösung ausgefallene Menge CaCO_3 gegenüber

den bei weiterer Austrocknung gebildeten Salzen vernachlässigbar klein, so dass überwiegend Salze mit relativ guter Löslichkeit ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$: 2 g l^{-1} ; NaCl : 360 g l^{-1} bei $20 \text{ }^\circ\text{C}$) kristallisieren (BABEL UND SCHREIBER 2014).

SOULIÉ et al. (2007) testeten den Kristallisationseffekt einer gesättigten NaCl -Lösung auf die makroskopische Kohäsion von Sandkörnern und Glaskugeln. Hierfür wurden Partikel mit einem Durchmesser von $0,4 - 0,8 \text{ mm}$ mit $3, 5$ und 7% Salzlösung versetzt und bei konstanten Bedingungen ($T=20 \text{ }^\circ\text{C}$, rel. Luftfeuchte= 43%) zwischen 15 Min. und 18 Stdn. getrocknet. Sie beobachteten nach Austrocknung des Materials eine Auskristallisation von NaCl an (a) den Oberflächen der Proben (Salzausblühungen), (b) auf den Partikeloberfläche und (c) an Kornkontaktpunkten in Form von Salzbrücken. Der Ausbildung dieser Salzbrücken wurde außerdem eine Zunahme der interpartikulären Kohäsion zugeschrieben. In den Arbeiten von DELENNE et al. (2011a, b) wird der Kristallisations-Aspekt erneut aufgegriffen und die Mechanismen der Kohäsionssteigerung durch Salzbrückenbildung sowie deren Modellierung untersucht. Die durchgeführten Experimente folgten dabei dem in SOULIÉ et al. (2007) vorgestellten Verfahren. Mit zunehmender Austrocknung der mit einer gesättigten NaCl -Lösung versetzten Sand- und Glaskugelproben wurden drei Kristallisations-Phasen erkannt: bis zu einem bestimmten Sättigungsgrad wird die Festigkeit des Systems zunächst ausschließlich durch Kapillarkräfte bestimmt und die Kohäsion bleibt annähernd konstant. Durch die Austrocknung kommt es zu einer Konzentrationserhöhung der Lösung, weshalb die Salzkristallisation und damit die Zementierung in den Randbereichen der Proben beginnt und sich eine Kristallisationsfront Richtung Probenmitte ausbreitet. Dies führt zu einem Anstieg der Kohäsion und Druckfestigkeit. Nachdem die Kristallisationsfront die Probenmitte erreicht hat, nimmt die Kohäsion rapide zu, da die an den Kornkontakten entstandenen Salzbrücken durch weitere Austrocknung zunehmend aushärten (DELENNE et al. 2011a, b).

Der Ausfällungsort von Salzen wird durch Kapillarkräfte beeinflusst. Um diesen Effekt zu untersuchen, sättigten YOON et al. (2015) Glaskugeln mit unterschiedlichen Korngrößenmedien mit einer $0,05 \text{ M}$ NaCl -Lösung auf und ließen die so präparierten Proben bei $70 \text{ }^\circ\text{C}$ im Trockenschrank austrocknen. Die Autoren beobachteten in Proben mit kleiner Partikelgröße ($d_{50}=0,26 \text{ mm}$) eine stärkere Salzanreicherung in der Nähe der Probenoberfläche, während bei größeren Partikeln die intensivsten Salzanreicherungen in der Mitte des Probenkörpers oder sogar am unteren Rand zu finden waren und korrelierten die Zonen der jeweils stärksten Salzausfällungen mit berechneten kapillaren Aufstiegshöhen (YOON et al. 2015).

Die Wiederauflösung solcher Verkittungen kann die Widerstandskraft der Bodenstruktur reduzieren (MITCHELL UND SOGA 2005) und wird durch die Löslichkeit der beteiligten Komponenten gesteuert. Neben pH-Wert, Druck und Temperatur hängt die Löslichkeit von der Ionenstärke der Lösung, d.h. von einem unspezifischen Fremdioneneinfluss, sowie vom Einfluss spezifischer Ionen und von Ionenpaarbildungen ab (WISOTZKY 2011). Nimmt z.B. die Konzentration von Ca^{2+} in der Lösung zu, sinkt die Löslichkeit von CaCO_3 , um das laut Löslichkeitsprodukt erforderliche Gleichgewicht beizubehalten. Sinkt hingegen die Konzentration an freiem Ca^{2+} , z.B. aufgrund der Bildung von $\text{CaSO}_{4(\text{aq})}$, nimmt die Löslichkeit von CaCO_3 zu. Da in Meerwasser die Kationen Na^+ und Mg^{2+} dominieren (UHLMANN UND HORN 2001), sind die wichtigsten in Lösung vorkommenden Ionenpaare $\text{MgSO}_{4(\text{aq})}$, $\text{Na}_2\text{SO}_{4(\text{aq})}$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2(\text{aq})$, $\text{MgCO}_3(\text{aq})$ und $\text{Na}_2\text{CO}_3(\text{aq})$. Folglich wird die Aktivität von SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} und Mg^{2+} reduziert, weswegen die Löslichkeit von Carbonaten und Sulfaten, d.h. CaCO_3 und CaSO_4 , unter Meerwassereinfluss erhöht wird (BRESLER et al. 1982).

Die Reaktion von salz-zementierten Sabkha¹-Böden gegenüber Wässerung und Auswaschung wurde in Feld- und Laborversuchen von ABDULAUWAD UND AL-AMOUDI (1995) untersucht. Die Perkolation der untersuchten Böden führte zu einer weitgehenden Zerstörung der natürlichen Verkittung sowie Auswaschung der Salze und resultierte in einer Reduktion der Bodenfestigkeit. TRAN et al. (2012) analysierten das Scherverhalten von Sand-Salz-Gemischen nach vollständiger Lösung des beigemengten NaCl (0, 2, 5 und 10 %) und zeigten, dass die maximale Scherfestigkeit mit zunehmender NaCl-Menge um bis zu 23 % abnimmt. Durch Lösung des NaCl wird die Porenziffer erhöht und die Anzahl der Kornkontakte reduziert, hierdurch wird nicht nur die Scherfestigkeit des Materials herabgesetzt, sondern auch die durch Scherung induzierte Volumenänderung modifiziert. Während Proben mit geringem NaCl-Anteil ($\leq 5\%$) eine Auflockerung (Dilatation) erfahren und die Porenziffer nach der Scherung größer ist als jene vor der Scherung, werden Proben mit 10 % NaCl durch die Scherung verdichtet (TRAN et al. 2012).

Ein weiterer Mechanismus, der zu höheren Festigkeiten führt, allerdings nicht direkt mit der Auskristallisation von Salzen bei Austrocknung zusammenhängt sehr wohl aber mit der Anwesenheit gelöster Salze in feuchten Böden, ist das sogenannte „Hard-Setting“. Gelöste Salze, deren Ionen in feuchten Böden ein großes repulsives Potential aufweisen (z.B. Na^+), ermöglichen während des Trocknens das Re-Arrangement von Partikeln, was zu einer dichte-

¹ arabisch für Salzebene

ren Lagerung mit erhöhter Festigkeit führt (DEXTER UND CHAN 1991). GREENE et al. (2002) zeigten, dass dieser Prozess in engem Zusammenhang mit der Tonmineralogie steht.

2.1.2.4 Organische Substanz

Die organische Bodensubstanz ist als Summe aller im und auf dem Boden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Streustoffe und deren organische Umwandlungsprodukte definiert. Lebende Organismen und lebende Wurzeln gehören nicht zur organischen Substanz des Bodens (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Der Gehalt an organischer Bodensubstanz wird durch die bodenbildenden Faktoren Zeit, Klima, Vegetation, Ausgangsmaterial und Topografie kontrolliert. Da diese Faktoren für verschiedene Böden variieren, wird organisches Material in unterschiedlichen Raten und Mengen akkumuliert (BOHN et al. 2001, SPARKS 2003). Details zur Einflussnahme der bodenbildenden Faktoren auf die Humusakkumulation sind in STEVENSON (1994) aufgeführt.

Die organische Bodensubstanz umfasst Streu- und Huminstoffen. Streustoffe bestehen aus nicht oder nur schwach abgebauten Kohlenhydraten, Proteinen, Peptiden und Aminosäuren sowie Fetten, Wachsen und niedermolekularen Säuren (BOHN et al. 2001), die leicht durch Mikroorganismen abgebaut werden und daher nur eine kurze Verweilzeit im Boden aufweisen (SPARKS 2003). Huminstoffe sind dagegen hochmolekulare, refraktorisches Substanzen, die durch mikrobiellen Abbau stark umgewandelt wurden und amorphe sowie teilweise aromatische Eigenschaften haben. Bestandteile der Huminstoffe sind Fulvosäuren, Huminsäuren und Humine (SPARKS 2003).

Obwohl der Humusgehalt der meisten mineralischen Böden nur zwischen 0,5 – 5 % liegt, beeinflusst der kolloidale, reaktive Charakter der organischen Substanz die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Böden erheblich (BOHN et al. 2001). Aufgrund der komplexen Mischung aus verschiedenartigen Streu- und Huminstoffen (WATTEL-KOEKKOEK et al. 2001) und deren spezifischen Eigenschaften ist die organische Bodensubstanz imstande, die Strukturierung des Bodens durch unterschiedliche Mechanismen und auf verschiedenen Skalen zu beeinflussen (TISDALL UND OADES 1982). TISDALL UND OADES (1982) und OADES (1984) definierten für organische Bindemittel drei Klassen in Abhängigkeit ihrer Abbaubarkeit und ihres Wirkungsortes: Kurzlebige, mikrobiell schnell abbaubare organische Bindemittel zeigen ihre Wirkung nur wenige Wochen. Die wichtigste Gruppe in dieser Klasse sind die Polysaccharide, die die Aggregation von Bodenpartikeln einleiten. Mittelfristige organische Bindemittel sind Wurzeln und Pilzhyphen, insbesondere jene von arbuskulären Mykorrhizapilzen. Sie beste-

hen für einige Monate oder Jahre und beeinflussen die Bodenstruktur und besonders die Bildung von Makroaggregaten ($> 250 \mu\text{m}$) durch ihre Netzwerke und die Absonderung von Exsudaten. Ein Überblick über den Effekt von Hyphen wird in Kapitel 2.1.2.5 gegeben. Persistente organische Bindemittel umfassen Huminstoffe, die aufgrund ihrer chemischen Eigenschaften und ihrer engen Verbindung mit der Bodenmatrix vor weiterem Abbau geschützt sind. Sie sind wichtiger Bestandteil der Mikroaggregation (Aggregate $< 250 \mu\text{m}$).

Da die organische Bodensubstanz eine wesentliche Rolle in der Bildung von Aggregaten spielt, ist sie mitunter der am intensivsten untersuchte Aggregierungsfaktor (BRONICK UND LAL 2005, CHENU et al. 2000, LE BISSONNAIS et al. 2007, SIX et al. 2004, SIX UND PAUSTIAN 2014, ZAHER et al. 2005). Unzählige Studien haben den positiven Effekt von organischer Substanz auf die Entwicklung und Stabilität der Bodenstruktur aufgezeigt (ABIVEN et al. 2007, BARTHÈS et al. 2008, BOIX-FAYOS et al. 2001, IDOWU 2003, SIX et al. 2002, SULLIVAN 1990, WUDDIVIRA UND CAMPS-ROACH 2007). Demgegenüber stehen Ausarbeitungen, die keine signifikante Korrelation zwischen organischer Substanz und Aggregatstabilität festgestellt haben (LADO et al. 2004) oder organischen Molekülen eine dispergierende Wirkung zuschreiben (FRENKEL et al. 1992, TARCHITZKY UND CHEN 2002, VISSER UND CAILLIER 1988). Der dispersive Effekt von Huminstoffen wird durch die Adsorption an Tonmineralkanten erklärt, wodurch eine Umladung der positiven Ladung erfolgt und folglich eine Flächen/Kanten-Assoziation verhindert wird (SCHWERTMANN UND NIEDERBUDDE 1993, TARCHITZKY UND CHEN 2002).

Ein indirekter Stabilisierungseffekt durch organische Substanz tritt infolge der Hydrophobisierung der Bodenstruktur auf. Adsorbierte hydrophobe organische Moleküle reduzieren die Benetzbarkeit von Aggregaten, wodurch ihre Dispersivität herabgesetzt werden kann (GOEBEL et al. 2005).

2.1.2.5 Bodenorganismen

Der Beitrag der Bodenmikroflora (Pilz(-hyphen) und Bakterien) zur Aggregatbildung und Aggregatstabilität ist umfangreich dokumentiert worden (BRONICK UND LAL 2005, DEGENS 1997, OADES 1993, SIX et al. 2004).

Pilzhypen fördern die Aggregatstabilität durch Reorientierung von Tonpartikeln, das Verkleben von Partikeln durch extrazelluläre Polysaccharide und das Umgarnen von Bodenpartikeln mit einem Hyphennetzwerk (BRONICK UND LAL 2005, OADES UND WATERS 1991). Besonders die Makroaggregatstabilität wird durch Pilzhypen wesentlich beeinflusst (DE GRYZE et al. 2005, DENEFF et al. 2001, TISDALL et al. 1997). Neben dem physikalischen Effekt des Umwebens

von Makroaggregaten durch Hyphen, fördern extrazelluläre Schleimstoffe vornehmlich die Bildung von Mikroaggregaten (NEUFELDT et al. 1999, OADES 1993). Die Hydrophobizität der extrazellulären Schleimstoffe trägt zusätzlich durch die Reduktion der Aggregat-Benetzbarekeit zur Stabilisierung dieser Aggregate bei (LIU et al. 2005).

Neben Pilzen sondern auch Bakterien extrazelluläre Polysaccharide ab, binden darüber Bodenpartikel und erhöhen so die interpartikuläre Kohäsion (DEGENS 1997). DEGENS (1997) wies darauf hin, dass der Aggregierungseffekt von Bakterien und Pilzen von Textur und Nährstoffverfügbarkeit abhängt. In tonigen Böden sind es besonders Bakterien, die durch die Produktion von extrazellulären Polysacchariden und ihrer Adhäsion an Bodenpartikeln positiv auf die Aggregierung einwirken. In Böden mit sandiger Textur sind hauptsächlich Pilzhyphen für die Vernetzung einzelner Sandkörner verantwortlich (SIX et al. 2004). Eine Stimulierung der Bodenmikroflora durch Zugabe von leicht abbaubarer organischer Substanz resultiert in einer signifikant erhöhten Aggregatstabilität (ABIVEN et al. 2007, DE GRYZE et al. 2005). Die Bedeutung von Pilzen und Bakterien auf die Aggregatstabilität bestätigten auch TANG et al. (2011). Die besondere Bedeutung von arbuskulären Mykorrhizapilzen wird in LEIFHEIT et al. (2014, 2015) erörtert.

Auch die Tätigkeit größerer Bodenorganismen, insbesondere jene von Regenwürmern, beeinflusst die Bodenstruktur. Dabei nehmen Regenwürmer auf zwei Weisen Einfluss auf die Bodenstruktur: durch ihre Grabtätigkeit und durch die Bildung von Wurmlosungen (BROWN et al. 2000). Während des Grabvorganges wird auf die umgebende Bodenmatrix ein Druck ausgeübt, der zur Einregelung von Tonpartikeln in der Gangwandung führt; zusätzlich werden Schleimstoffe an den Wandungen abgesondert. Das Ergebnis sind stabile Strukturen (SIX et al. 2004), die als biogene Makroporen Bestand haben. Wurmlosungen entstehen durch die Aufnahme von organischer Substanz zusammen mit mineralischen Bodenbestandteilen. Diese werden während der Darmpassage intensiv vermischt und verkittet und als stabile Losungen wieder ausgeschieden (SHIPITALO UND PROTZ 1988, SIX et al. 2004). Details zur Entwicklung der Wurmlosungen während der Darmpassage sind in SHIPITALO UND PROTZ (1988) zu finden. Durch die Regenwurmaktivität werden sowohl Mikro- als auch Makroaggregate gebildet (SIX et al. 2004). In einer großen Anzahl von Studien wurde die Stabilität von Wurmlosungen untersucht und im Vergleich zu „normalen“ Bodenaggregaten eine höhere Stabilität konstatiert (COQ et al. 2007, HEDDE et al. 2013, JONGMANS et al. 2003, LIPIEC et al. 2015, MARINISSEN 1994, PULLEMAN et al. 2005), wobei die Stabilität der Wurmlosungen von der Qualität der organi-

schen Substanz abzuhängen scheint (SHIPITALO UND PROTZ 1988). Weitere Informationen zur Aggregatbildung durch Regenwürmer, Mechanismen der Stabilisierung von Wurmlosungen und Unterschiede zwischen verschiedenen Regenwurmartentypen werden in SIX et al. (2004) gegeben.

Während Regenwürmer ihren Einfluss in (semi-) terrestrischen Böden geltend machen, sind es in Wattböden die Wattwürmer (*Arenicola marina*), die die Sedimentzusammensetzung beeinflussen. Auch Wurmlosungen von Wattwürmern sind durch Schleimstoffe stabilisiert, allerdings können diese durch Strömungen teilweise erodiert werden. Ein größerer Effekt ist der umarbeitenden Tätigkeit der benthischen Fauna zuzuschreiben, wodurch sich die Sedimentzusammensetzung deutlich verändern kann (VOLKENBORN et al. 2007, WENDELBOE et al. 2013). Die Grabtätigkeit von Wattwürmern kann die Sedimentzusammensetzung bis in 30 cm Tiefe beeinflussen (VOLKENBORN et al. 2007). WENDELBOE et al. (2013) beobachteten unter Laborbedingungen bei hohen Fließgeschwindigkeiten eine Abreicherung feiner Partikel in der bioturbierten Zone. Zudem zerstört die wühlende benthische Fauna den stabilisierenden Biofilm an der Sedimentoberfläche, wodurch die spezifischen Erosionsgrenzwerte herabgesetzt werden (WIDDOWS et al. 2009).

2.1.2.6 Tonminerale

Tonminerale treten als aggregierende und als aggregierte Bodenbestandteile auf (LE BISSONNAIS 1996). Sie können als verkittendes Bindemittel agieren (KEMPER UND ROSENAU 1984, TISDALL UND OADES 1982) und mit Ionen, Huminstoffen und/ oder größeren vergleichsweise inerten Partikeln Aggregate bilden (SCHWERTMANN UND NIEDERBUDE 1993). Besonders bei der Ausbildung von Mikroaggregaten spielen Tonminerale eine wesentliche Rolle (YAMAGUCHI et al. 2004). Der Tongehalt beeinflusst das Ausmaß der Aggregation (FRANZLUEBBERS UND ARSHAD 1996), da die hohe spezifische Oberfläche von Tonen die Bildung von Ton-Humus-Komplexen begünstigt (DENEFF et al. 2002). Diese Interaktion zwischen Tonmineralen und organischer Substanz führt zur Bildung von organo-mineralischen Konglomeraten (FERNANDEZ-UGALDE et al. 2011).

Die Aggregatstabilität nimmt mit zunehmendem Tongehalt zu (LE BISSONNAIS et al. 2007). Allerdings ist die Zunahme von der Tonmineralogie abhängig. Die Aggregatstabilität in Böden in denen 1:1 Minerale dominieren hängt hauptsächlich von der Bindungskapazität der Tonminerale selbst ab (OADES UND WATERS 1991), während Komplexe aus Kationen und organischer Substanz den wichtigsten Faktor für die Aggregatstabilität in 2:1 Mineralen darstellen

(Six et al. 2000). Dass Tonmineralogie und Oberflächenladung deutlich wichtigere Parameter bezüglich Aggregatbildung und Stabilität sein können als der absolute Tongehalt zeigten DENEFF et al. (2002). Die hohe Flockungskapazität von 1:1 Mineralen und die Aggregation durch direkte Verknüpfung der Mineralpartikel basiert auf der elektrostatischen Anziehung zwischen positiven Kantenladungen und negativen Flächenladungen (OADES UND WATERS 1991). Daher zeigen Böden mit überwiegend variablen Ladungen bereits bei niedrigen Gehalten an organischer Substanz eine ausgeprägte Aggregatbildung und eine gegenüber dem Abbau organischer Substanz weniger anfällige Aggregatstabilität. Dagegen weisen Böden in denen sowohl 1:1 Minerale als auch 2:1 Minerale vorkommen eine höhere Aggregation bei hohen Gehalten an organischer Substanz auf (DENEFF et al. 2002).

2.1.2.7 *Pedogene Eisenoxide*

Eisen (Fe) ist das vierthäufigste Mineral in der Lithosphäre und Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Minerale sowie ihre gelösten Formen sind allgegenwärtig (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003). In den meisten Gesteinen liegt Fe in zweiwertiger Form vor und wird durch chemische Verwitterung freigesetzt. Pedogene Eisenoxide, Hydroxide und Oxyhydroxide, im Folgenden der Einfachheit halber als Eisenoxide zusammengefasst, entstehen durch Oxidation von Fe^{2+} , Hydrolyse von gelöstem Fe^{3+} oder Umwandlung zwischen verschiedenen Eisenoxiden (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003, SCHWERTMANN UND TAYLOR 1989).

Die häufigsten pedogenen Eisenoxide in Böden und Sedimenten sind Ferrihydrit ($\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$), Lepidokrokit ($\gamma\text{-FeOOH}$), Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$), Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Sämtliche Eisenoxide sind aus $\text{FeO}_3(\text{OH})_2$ -Oktaedern aufgebaut und unterscheiden sich nur hinsichtlich der Anordnung und Verknüpfung dieser strukturellen Einheit (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003). Die Auflösung/ Mobilisierung und Ausfällung/ Umverteilung von Fe respektive die hierfür stattfindenden Redoxreaktionen werden durch chemische und mikrobielle Prozesse induziert (KAPPLER UND STRAUB 2005). Generell hängt die Umwandlung der reduzierten in die oxidierte Form und vice versa von pH-Wert, Redoxpotential (Eh), Temperatur und Bodenfeuchte ab (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003).

Es kann zwischen röntgenamorphen und kristallinen Eisenoxiden unterschieden werden, die anhand ihres Kristallisationsgrades charakterisiert werden (SCHWERTMANN 1964) und deren Gehalte ergänzende Informationen zum Status der Pedogenese geben können (BLUME UND SCHWERTMANN 1969).

Der aggregierende Effekt von Eisenoxiden wurde in vielen Studien betont (GOLDBERG et al. 1990, MCNEAL et al. 1968, PENG et al. 2015). Besonders in oxidreichen Böden ist ihr Einfluss auf die Aggregatstabilität häufig untersucht worden und Sesquioxide wurden oftmals als dominierendes Bindemittel identifiziert (BARTHÈS et al. 2008, IGWE et al. 2009, OADES UND WATERS 1991, SIX et al. 2002). Sowohl röntgenamorphe als auch kristalline Eisenoxide können stabilisierend auf die Bodenstruktur wirken (GOLDBERG et al. 1990). Eine Stabilisierung durch Eisenoxide bzw. Sesquioxide ist besonders relevant für die Mikroaggregatebene ($< 250 \mu\text{m}$) (PENG et al. 2015, REGELINK et al. 2015, TISDALL UND OADES 1982). Sesquioxide können auf verschiedene Weise als Bindemittel agieren: (a) durch die Adsorption von organischem Material können organo-mineralische Komplexe gebildet werden; (b) durch elektrostatische Anziehung zwischen positiv geladenen Oxiden und negativ geladenen Mineraloberflächen; (c) durch Ummantelung von Mineralpartikeln und Ausformung von Eisenoxid-Brücken zwischen Partikeln (SIX et al. 2004). Besonders für die Bildung organo-mineralischer Komplexe sind Eisenoxide aufgrund der starken Wechselwirkungen mit Huminsäuren von großer Bedeutung (ASANO UND WAGAI 2014, LEHTINEN et al. 2014, PRONK et al. 2011). Durch chemische Bindungen zwischen Eisenoxiden und Mineralpartikel können auf wenig reaktiven Partikeln (z.B. Sandpartikel) zusätzliche Sorptionsflächen z.B. für organische Substanz entstehen (ARIAS et al. 1996, SEI et al. 2002), da die spezifische Oberfläche der Partikel durch die Bindung von Sesquioxiden deutlich erhöht werden kann (PRONK et al. 2011). Die Ummantelung von Partikeln mit Eisenoxiden sowie die Ausformung von Oxid-Brücken scheint insbesondere für oxidreiche, stark verwitterte Böden der Tropen von Bedeutung zu sein, in denen auch die Bildung von Makroaggregaten ($> 250 \mu\text{m}$) mit dem Oxid-Gehalt in Verbindung gebracht wurde (SIX et al. 2004, SIX et al. 2002).

2.1.3 Zusammenschau der interpartikulären Wechselwirkungen unter Berücksichtigung der Pedogenese in Watten und Marschen

In Marschböden wird das Wasserregime wesentlich durch die Gezeiten bestimmt. Charakteristisch sind periodische Überflutungen, die zu Sedimentation und/ oder Erosion führen können sowie die Korngrößenfraktionierende Wirkung des Wassers aufgrund unterschiedlicher Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit der Topographie und der Entfernung zur Küste bzw. zum Fluss. In ufernahen Bereichen werden wegen höherer Strömungsgeschwindigkeiten eher schluffig-sandige Sedimente abgelagert, während in größerer Entfernung zum Ufer feinkörnigeres Material sedimentiert. Demnach ist mit zunehmender Entfernung vom Ufer

mit einer Abnahme der Partikelgröße und der Sphärizität sowie mit einer Zunahme der spezifischen Oberfläche und Reaktivität zu rechnen (Abb. 2-5).

Die Sedimentation (und Erosion) ist in den zweimal täglich überfluteten Bereichen am intensivsten und nimmt mit zunehmendem Abstand vom Ufer und zunehmender Auflandung ab. Mit dem Sediment werden u.a. leicht abbaubare organische Substanz, Sulfate und Carbonate angeliefert. Mikroorganismen reduzieren SO_4^{2-} zu Schwefelwasserstoff (H_2S), welches mit reduziertem Eisen zu Eisensulfid und/ oder Pyrit reagiert. Da die sulfatreduzierenden Bakterien als Kohlenstoffquelle organische Substanz benötigen, ist diese Reaktion an den Abbau der geogenen Organik geknüpft (SCHÄFER et al. 2010). Diese Stoffumsetzungen sind in Wattböden am intensivsten, allerdings werden bereits stattgefundenene pedogenetische Prozesse durch Ablagerung frischer Sedimente immer wieder überprägt, so dass Watten mit jeder Tide wieder ins Initialstadium der Bodenbildung zurückversetzt werden. Dies bedeutet, dass die täglich zweimal überfluteten Wattböden im Wesentlichen durch das Wasserregime und durch die mit dem Wasser angelieferten Bestandteile beeinflusst werden. Im Einzelnen sind dies vorwiegend schluffig-sandige Sedimente, Carbonate in Form von z.B. Muschelbruch und leicht abbaubare organische Substanz (Kohlenstoff- und Schwefelquelle) sowie gelöste Salze, die im Wesentlichen die Belegung der Austauschere bestimmen (viel Na^+) und weitere Sulfationen liefern. Folglich werden die möglichen Interaktionen ausschließlich vom Wasserregime und von den angelieferten Komponenten bestimmt, deren Status quo durch die tägliche Verjüngung quasi erhalten bleibt (Abb. 2-5).

Mit fortschreitender Marschbodenentwicklung nehmen Überflutungs- und Sedimentationsrate ab. Durch Entwässerung und Sackung setzt eine tiefgreifende Gefügeentwicklung ein. Die Oxidation von Eisen-, Mangan-, und Schwefelverbindungen wird aufgrund zunehmender Belüftung begünstigt und es bilden sich entsprechende Anreicherungshorizonte (GANI UND LANDT 2000). Gelangen Eisensulfide und/ oder Pyrit in ein oxidatives Milieu, wird Schwefelsäure freigesetzt, Carbonat gelöst (vgl. Kapitel 2.1.2.2) und die Entkalkung der Sedimente setzt ein (SCHÄFER et al. 2010).

Ist die Säurepufferkapazität des Bodens erschöpft, kommt es zu einer zunehmenden Versauerung und damit einhergehend zu einer Umladung variabler Ladungen an Tonmineralen, organischer Substanz und Sesquioxiden. Dies kann zu einer Änderung der Tonmineral-Assoziation führen sowie zu einer Kompression der diffusen Doppelschichten (vgl. Kapitel 2.1.2.1).

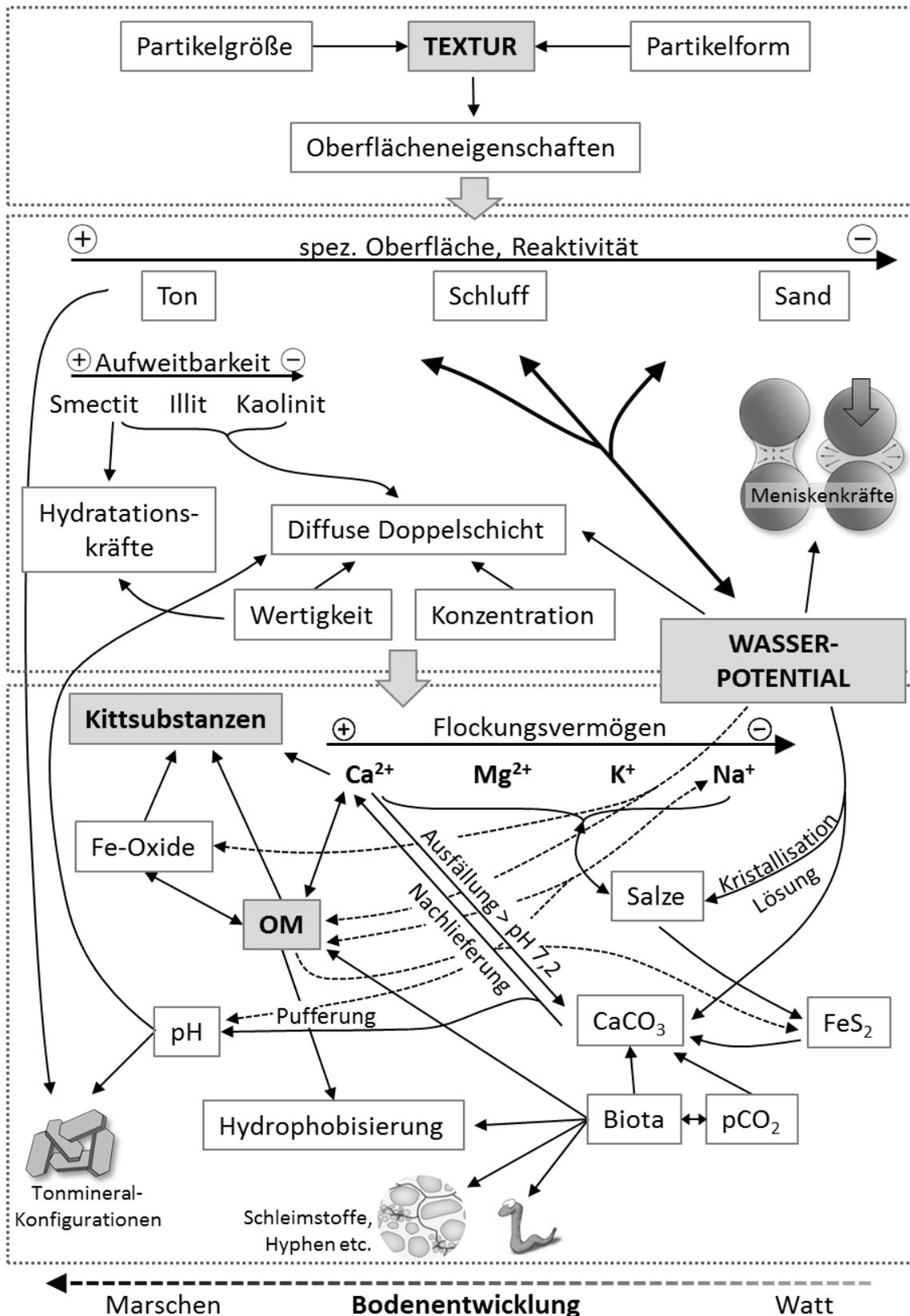


Abb. 2-5: Übersicht einer Auswahl der in Marschböden möglichen, strukturmodifizierenden interpartikulären Wechselwirkungen. OM = Organische Substanz. Gestrichelte Linien haben die gleiche Gewichtung wie durchgezogene Linien. Die Abbildung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; detaillierte Informationen sind in Kapitel 2.1 zu finden.

Parallel findet ein Aussüßen der Böden und eine Umbelegung der Austauscher zu Gunsten von Ca^{2+} statt (GIANI UND LANDT 2000) sowie eine Anreicherung mit pedogener organischer Substanz aus autochthonen Streustoffen. Insbesondere Aussüßung und Umbelegung der Austauscher stellen jedoch keine Konstanten dar: so kann z.B. der Na^+ -Anteil im Jahresverlauf um bis zu 16 % und der Salzgehalt maximal um bis zu 80 % um den jeweiligen Mittelwert schwanken (GIANI et al. 1993).

Die für Marschböden charakteristische Pedogenese, deren Prozesse nicht zwangsläufig deckungsgleich verlaufen müssen (GIANI et al. 1993), resultieren in einer Vielzahl möglicher Wechselwirkungen (Abb. 2-5), die umso komplexer werden, je weiter sich die Böden außerhalb des täglichen Überflutungsregimes befinden. Obwohl zu vermuten ist, dass sich eine aus physiko-chemischer Sicht weiter fortgeschrittene Bodenentwicklung positiv auf die Strukturstabilität von Marschböden auswirken kann, stellt sich die Frage, welche Parameter oder Parameterkombination positiv oder gegebenenfalls negativ auf die (Mikro-) Struktur des Bodens wirken und in wie weit ein im Längsverlauf auftretender Salinitätsgradient die Mikrostruktur zusätzlich beeinflusst.

2.2 Rheologie

2.2.1 Theoretische Grundlagen

Rheologie ist, als Teilgebiet der Mechanik, die Wissenschaft vom Fließ- und Deformationsverhalten von Stoffen unter Einwirkung äußerer Kräfte, d.h. sie untersucht das Fließverhalten von Flüssigkeiten sowie das Deformationsverhalten von Festkörpern. Alle beschreibbaren rheologischen Scherverhalten treten zwischen zwei Extremen auf: dem idealviskosen Fließ- und dem idealelastischen Deformationsverhalten. Demzufolge weisen alle natürlichen, reellen Substanzen sowohl einen viskosen als auch einen elastischen Anteil und damit viskoelastisches Verhalten auf (MEZGER 2010).

Während idealelastisches Verhalten formal durch das Hookesche Gesetz ($\tau = G \cdot \gamma$) beschrieben und durch das Federmodell simuliert werden kann, wird idealviskoses Verhalten durch das Newtonsche Gesetz ($\tau = \eta \cdot \dot{\gamma}$) und das Dämpfermodell beschrieben bzw. veranschaulicht. Das Verhalten viskoelastischer Stoffe lässt sich mit dem Burger-Modell beschreiben. Dies kombiniert die Modelle von Maxwell und Voigt/ Kelvin, die das viskoelastische Verhalten von Flüssigkeiten bzw. von Festkörpern skizzieren. Alle drei Modelle bestehen aus

Dämpfer und Feder, die entweder in Serie oder parallel angeordnet sind (Abb. 2-6) (BARNES et al. 1989, OSWALD 2009).

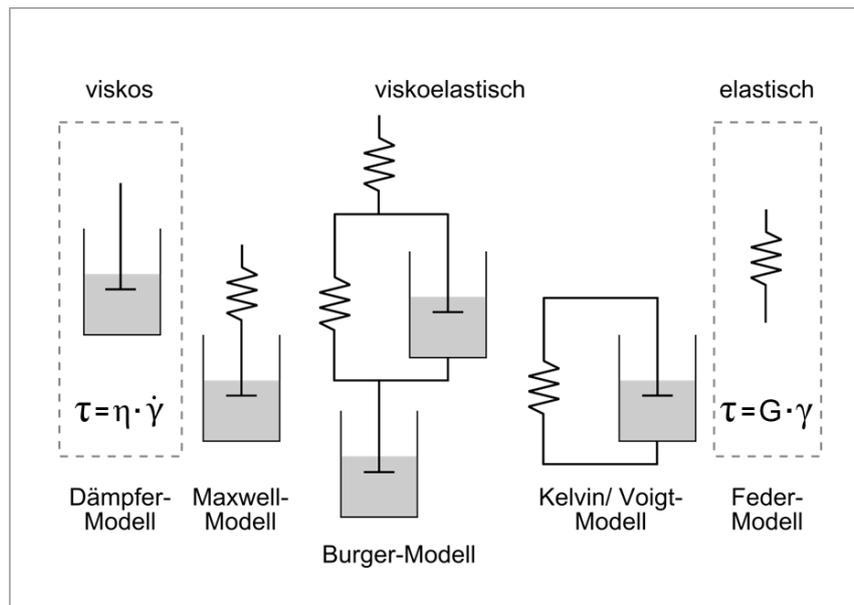


Abb. 2-6: Mechanische Modelle zur Beschreibung des idealviskosen, idealelastischen und viskoelastischen Verhaltens (nach BARNES et al. 1989).

Durch Rotations- und/ oder Oszillationsversuche kann das rheologische Verhalten einer Substanz definiert werden. Während Rotationsversuche insbesondere dazu geeignet sind, das (ideal-) viskose Verhalten von Flüssigkeiten in Form von Fließ- und Viskositätskurven zu charakterisieren, wird viskoelastisches Verhalten vornehmlich mittels Oszillationsversuchen untersucht (MEZGER 2010).

Das Zwei-Platten-Modell in Abb. 2-7 veranschaulicht die im Folgenden definierten und für Oszillationsmessungen typischen rheologischen Parameter.

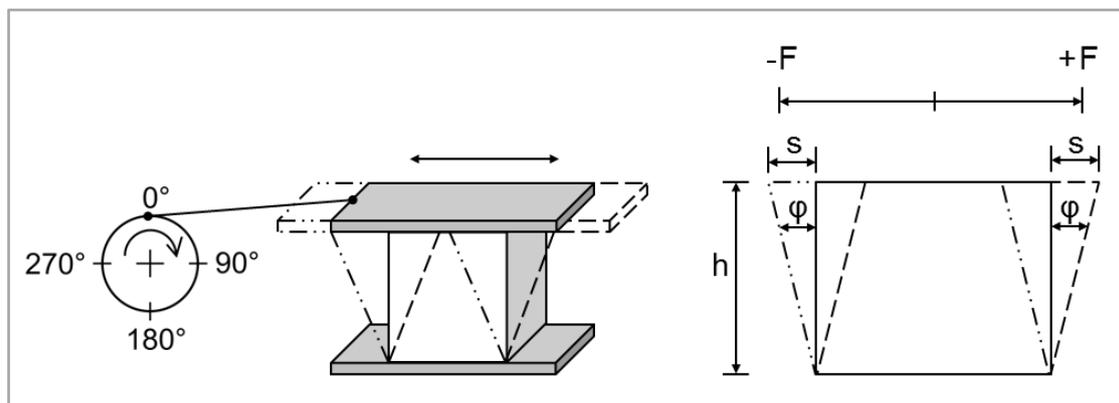


Abb. 2-7: Deformation einer Messprobe mit dem Zwei-Platten-Modell für Oszillationsversuche (nach MEZGER 2010).

Während die untere Platte unbewegt bleibt, ändert die obere Platte die Bewegungsrichtung mit einer bestimmten Frequenz und Amplitude. Im Messspalt mit der Höhe h wird die Messprobe geschert. Aus der oszillierenden Bewegung der oberen Platte mit der Fläche A [m^2] und der (Scher-) Kraft F [N] ergibt sich die Schubspannung τ [Pa]:

$$\tau = \frac{F}{A} \quad [Pa] \quad (2-20)$$

und aus Auslenkung s [mm] und Messspalthöhe h [mm] bzw. Auslenkwinkel φ [°] die Scherdeformation γ [%]:

$$\gamma = \frac{s}{h} = \tan \varphi \quad [\%] \quad (2-21)$$

Die Messvorgaben erfolgen in Form von Sinuskurven. Bei sinusförmiger Deformationsvorgabe

$$\gamma(t) = \gamma_A \cdot \sin \omega t \quad (2-22)$$

mit der Deformation γ [%], der Zeit t [s], der Kreisfrequenz ω [s^{-1}] erfolgt eine definierte Zerstörung der Probe. Die resultierende Sinusfunktion des Messergebnisses wird für viskoelastische Stoffe durch den Phasenverschiebungswinkel δ [°] charakterisiert:

$$\tau(t) = \tau_A \cdot \sin(\omega t + \delta) \quad (2-23)$$

mit der Schubspannungsamplitude τ_A [Pa]. D.h. die Messresponse entspricht einer zeitabhängigen Schwingung mit gleicher Frequenz und als Messergebnis wird die Schubspannung τ als Funktion der Zeit und der Phasenverschiebungswinkel δ , der für viskoelastische Substanzen immer zwischen 0° und 90° liegt, erhalten (MEZGER 2010, SCHRAMM 2002).

Aus diesen beiden unabhängigen Messgrößen werden der Speichermodul G' [Pa], der Verlustmodul G'' [Pa] sowie der Verlustfaktor $\tan \delta$ [-] berechnet. Der Speichermodul G' gilt als Maß für die während des Scherprozesses in der Substanz gespeicherte Deformationsenergie. Diese Energie steht nach Entlastung für die Rückdeformation zur Verfügung und kennzeichnet damit den elastischen Anteil der Messprobe. Der Speichermodul G' errechnet sich nach:

$$G' = \frac{\tau_A}{\gamma_A} \cdot \cos \delta \quad [Pa] \quad (2-24)$$

worin G' der Speichermodul [Pa], τ_A die Schubspannungsamplitude [Pa], γ_A die Deformationsamplitude [%] und δ der Phasenverschiebungswinkel [°] sind (MEZGER 2010, SCHRAMM 2002).

Der Verlustmodul G'' hingegen gilt als Maß für die während des Scherprozesses durch Relativbewegungen zwischen Partikeln dissipierte Deformationsenergie und repräsentiert den viskosen Anteil einer Messprobe. Der Verlustmodul G'' berechnet sich aus:

$$G'' = \frac{\tau_A}{\gamma_A} \cdot \sin \delta \quad [Pa] \quad (2-25)$$

mit dem Verlustmodul G'' [Pa], der Schubspannungsamplitude τ_A [Pa], der Deformationsamplitude γ_A [%] und dem Phasenverschiebungswinkel δ [°] (MEZGER 2010, SCHRAMM 2002).

Der Verlustfaktor (auch Dämpfungsfaktor genannt) $\tan \delta$ [-] beschreibt das Verhältnis zwischen viskosem und elastischem Anteil des viskoelastischen Deformationsverhaltens und ist demnach als

$$\tan \delta = \frac{G''}{G'} \quad [-] \quad (2-26)$$

definiert. Im Flüssig-Zustand ist $\tan \delta > 1$, da G'' vollständig über G' dominiert, während im Gel-Zustand $\tan \delta < 1$ ist und G' , d.h. der elastische Anteil, vorherrscht (BARNES et al. 1989, MEZGER 2010).

Ausführlichere Informationen über rheologische Grundbegriffe und Gesetzmäßigkeiten sowie detaillierte theoretische Hintergründe geben BARNES et al. (1989), COLLYER UND CLEGG (1998), MEZGER (2010), OSWALD (2009), SCHRAMM (2002) und WHORLOW (1992).

2.2.2 Amplitudentests zur Charakterisierung des viskoelastischen Verhaltens

Im nachfolgenden Kapitel werden die Grundzüge von Amplitudentests vorgestellt. Eine detaillierte Beschreibung des Messverfahrens an sich ist in MEZGER (2010) und in Bezug auf die Anwendung in der Boden(mikro)mechanik in HOLTHUSEN (2010), MARKGRAF (2006) und MARKGRAF UND HORN (2007) zu finden.

Amplitudentests (auch Amplituden-Sweep) sind Oszillationsversuche, bei denen die Amplitude variiert, d.h. sie wird von Messpunkt zu Messpunkt erhöht, während Frequenz und Messtemperatur konstant gehalten werden. Durch Amplitudentests kann der Strukturcharakter einer viskoelastischen Messprobe bestimmt werden. Die wichtigsten rheologi-

schen Kenngrößen, die während eines Amplitudentests gewonnen werden, sind in Abb. 2-8 schematisch dargestellt.

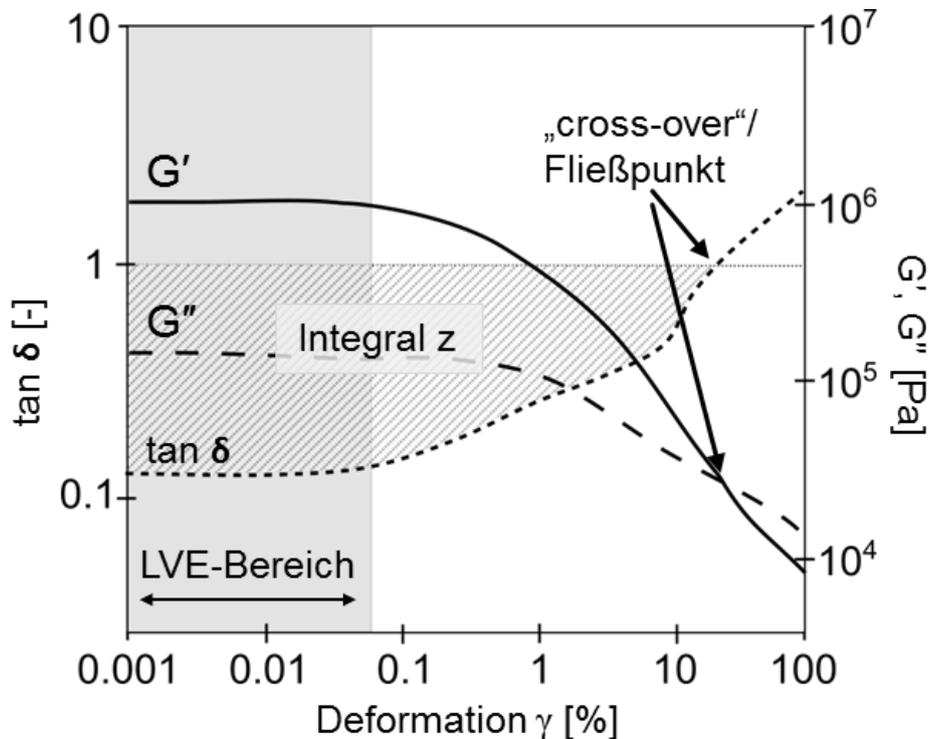


Abb. 2-8: Schematische Darstellung eines Amplitudentests als Deformationsfunktion einer Probe (G' —, G'' ---, $\tan \delta$ -.-, LVE-Bereich graue Fläche, Integral z schraffierte Fläche).

Bei sehr kleinen Amplituden verlaufen die Kurven von G' und G'' auf einem konstanten Plateauwert von unterschiedlicher Höhe. Dieses Plateau kennzeichnet den linearviskoelastischen Bereich (LVE). Dieser Begriff ist auf die Proportionalität von Vorgabe- und Messparameter zurückzuführen, da in diesem Bereich die Gesetze von Hooke und Newton gelten. Innerhalb dieses Bereiches zeigt die Struktur des untersuchten Stoffes keine signifikanten Veränderungen, d.h. auftretende Scherdeformationen sind vollständig reversibel. Bei einem spezifischen Grenzwert der Deformation (γ_L) wird der LVE-Bereich verlassen und es kommt teilweise bereits zu irreversiblen Strukturveränderungen z.B. durch die Reorientierung von (Boden-) Partikeln, was durch das Fallen der G' - und G'' -Kurven angedeutet wird. Die Messprobe weist aber noch Gel-Charakter auf, da die elastische Komponente dominiert (MEZGER 2010).

Der Fließpunkt („cross-over“) ist am Schnittpunkt von G' und G'' erreicht, an dem viskoser und elastischer Anteil gleich groß sind und die Messprobe in den Flüssigkeits-Zustand über-

geht. Dominiert G'' über G' hat die Probe Flüssigkeits-Charakter angenommen und die Substanzstruktur ist vollständig und irreversibel zerstört (MEZGER 2010).

Analog zur Abnahme von G' und der weniger schnellen Abnahme von G'' steigt der Verlustfaktor $\tan \delta$. Wenn $\tan \delta = 1$ ist, ist der Fließpunkt erreicht ($G' = G''$). Ist die Fließgrenze überschritten, herrscht wiederum der viskose Charakter vor und die Probenstruktur kollabiert irreversibel (MEZGER 2010).

Für weitere Vergleiche des quasi-elastischen Bereichs ($\tan \delta < 1$) in absoluten Zahlen schlagen MARKGRAF UND HORN (2009) das Integral z als Flächenparameter vor. Der z -Wert wird als Integral von $\tan \delta(\gamma)$ $\lim \gamma = 0,001 \%$ zu $\lim \gamma =$ „cross-over“ mit $\tan \delta = 1$ als definierter Grenze auf der Ordinate berechnet. Das Integral z quantifiziert demnach die Strukturstärke unter Berücksichtigung des Elastizitätsverlustes infolge zunehmender Scherdeformation über die Zeit.

Zusammengefasst können mittels Amplitudentests folgende Eigenschaften eines viskoelastischen Stoffes bestimmt werden:

- der viskoelastische Charakter innerhalb des LVE-Bereichs (Gel- oder Flüssigkeits-Charakter), wenn $G' > G''$:
 - ⇒ G' als „Gelstärke“ im LVE-Bereich
 - ⇒ die Grenze des LVE-Bereichs bei γ_L als Grenzwert der Deformation oder bei τ_y als Nachgebegrenze (Yield Stress)
 - ⇒ die Fließgrenze am Schnittpunkt $G' = G''$ („cross-over“)
 - ⇒ das Verhalten in der Nachgiebigkeitszone zwischen Nachgebegrenze (Grenze des LVE-Bereichs) und Fließgrenze, in der immer noch $G' > G''$, aber die Probe nur noch teilweise reversibles Deformationsverhalten aufweist
 - ⇒ das Integral z zur Quantifizierung der Strukturstärke im quasi-elastischen Bereich

2.2.3 Rheologie in der Bodenkunde

Rheologische Messverfahren und Messtechniken zur Charakterisierung der Boden(mikro)struktur werden immer häufiger angewendet und sind daher ausführlich in der Literatur beschrieben.

Insbesondere die Vielzahl an Studien zum rheologischen Verhalten von Tonmineralsuspensionen stellt einen beträchtlichen Wissenspool bereit, um ein besseres Verständnis vom Fließ- und Deformationsverhalten von Böden zu erlangen, da es vornehmlich die Tonfraktion ist,

die das Scherverhalten von Böden beeinflusst (AL-SHAYEA 2001). Hierbei scheint vor allem der pH-Wert für den rheologischen Charakter von Tonmineralsuspensionen von besonderer Bedeutung zu sein (DURÁN et al. 2000, TOMBÁ CZ et al. 2001, TOMBÁ CZ UND SZEKERES 2004) sowie die Reaktion unterschiedlicher Salzkonzentrationen bzw. Ionenstärken auf die interpartikulären Prozesse (ABEND UND LAGALY 2000, ABU-JDAYIL 2011, TOMBÁ CZ et al. 2001, TOMBÁ CZ UND SZEKERES 2004). Darüber hinaus wurde im Rahmen verschiedener Studien die Wirkung von austauschbaren Kationen (TOMBÁ CZ et al. 1989), von austauschbarem Ca^{2+} in Kombination mit Huminsäuren (MAJZIK UND TOMBÁ CZ 2007) und von Eisenoxiden (OHTSUBO et al. 1991, TOMBÁ CZ et al. 2001) aber auch Effekte der Tonmineralogie und Partikelkonzentration (ABU-JDAYIL 2011) erforscht. Dabei wurde in den vorgenannten Studien hauptsächlich Montmorillonit als zu untersuchendes Tonmineral verwendet, während AMORÓS et al. (2010), CHEMEDA et al. (2015), NASSER UND JAMES (2009) und TOMBÁ CZ UND SZEKERES (2006) ebenfalls die Auswirkungen von unterschiedlichen pH-Werten, Elektrolytkonzentrationen und austauschbaren Kationen untersuchten, ihren Fokus jedoch auf Kaolinituspensionen legten.

Während durch KEEDWELL (1984) und VYALOV (1986) bereits rheologische Gesetzmäßigkeiten für die Bodenmechanik formuliert wurden und Begriffe wie Fließgrenze (ATTERBERG 1914), Elastizität und Plastizität (MITCHELL UND SOGA 2005) und besonders Spannung und Verformung (HARTGE UND HORN 2014) in der klassischen Bodenmechanik in Bezug auf mesoskalige Fragestellungen omnipräsent sind, wurde das Potential rheologischer Untersuchungen zur Charakterisierung der Bodenstruktur auf Partikelebene durch GHEZZEHEI UND OR (2000) und besonders durch die Arbeit von GHEZZEHEI UND OR (2001) aufgezeigt. Hier wurde u.a. die kurzweilige Belastung durch landwirtschaftliche Nutzfahrzeuge mittels Oszillationsmessungen anhand natürlicher Böden und verschiedener Tonminerale bei unterschiedlichen Wassergehalten und Frequenzen simuliert und die zeitabhängige Spannungs-Verformungsbeziehung auf Partikelebene charakterisiert. In OR UND GHEZZEHEI (2002) sind die für die Boden(mikro)mechanik relevanten rheologischen Gesetzmäßigkeiten sowie die Erkenntnisse der beiden vorgenannten Studien zusammengefasst.

MARKGRAF (2006) definierte Böden als viskoelastische Substanzen und entwickelte eine Methode zur Untersuchung ihrer viskoelastischen Eigenschaften. Die Effekte unterschiedlicher Mineralzusammensetzungen, Matrixpotentiale und Salzkonzentrationen auf das viskoelastische Verhalten wurde anhand der vorgestellten Methode, die auf Amplitudentests im Oszil-

lationsmodus basiert, bestimmt und die rheologischen Ergebnisse durch Rasterelektronenmikroskopaufnahmen (REM) unterstützt (MARKGRAF 2006).

Weitere Arbeiten zur Charakterisierung des viskoelastischen Verhaltens und der Mikrostabilität beinhalteten u.a. den Effekt von Pseudosand in eisenoxidreichen, brasilianischen Böden sowie den Effekt von Tonmineralogie und organischer Bodensubstanz (MARKGRAF UND HORN 2007, MARKGRAF et al. 2012) sowie die Wirkung von Düngesalzen insbesondere von Kalium (HOLTHUSEN 2010, HOLTHUSEN et al. 2012e) auf die Bodenmikrostruktur und etablierten die in MARKGRAF (2006) vorgestellten Amplitudentests als anwendbare und reproduzierbare Methode in der Boden(mikro)mechanik.

Untersuchungen der mikrostrukturellen Stabilität durch Amplitudentests von Marschböden (BAUMGARTEN et al. 2012) und Vulkanascheböden (BAUMGARTEN et al. 2013) zeigten zusätzlich die mögliche Verknüpfung der Mikrostabilität mit Kolloideigenschaften in Form des Zetapotentials (ζ) auf.

Ebenfalls mit Oszillationsversuchen, die allerdings als Sprungversuche konzipiert waren, analysierten BARRÉ UND HALLETT (2009) die Modifizierung der rheologischen Eigenschaften von natürlichen Böden und reinen Tonmineralen durch synthetische Wurzel- und Pilzexsudate.

Einem anderen Ansatz folgten SZEGI et al. (2006), die mit Rotationsmessungen untersuchten, inwieweit anhand der Mikroaggregatstabilität Rückschlüsse auf die Strukturdegradation von Böden gezogen werden können. Diesen Ansatz nahm CZIBULYA et al. (2010) und CZIBULYA et al. (2014) unter Einbezug thixotroper Eigenschaften erneut auf und entwickelten eine Empfehlung für die standardisierte Durchführung von Rotationsmessungen an Bodensuspensionen.

Mit einem Flügel-Messsystem im Rotationsversuch bestimmten CAROTENUTO et al. (2015) die Wirkung organischer Bodensubstanz auf die Mikrostruktur und weisen auf die Relevanz der Qualität der organischen Substanz hin.

Zusammenfassend verbessert der Gebrauch rheologischer Analysen die Kenntnisse über dynamische Prozesse auf der Partikelebene, die entscheidend für das Verständnis von Strukturveränderungen und damit einhergehend von hydraulischen Eigenschaften und Transportprozessen sind.

2.3 Pedotransferfunktionen

Pedotransferfunktionen (PTFs) sind in der Bodenkunde ein viel beachteter Themenkomplex (MCBRATNEY et al. 2002). Sie werden vor allem dort für die Vorhersage chemischer und physi-

kalischer Bodeneigenschaften genutzt, wo sie eine zeitaufwendige und kostenintensive Messung ersetzen können (WÖSTEN et al. 2001).

Bereits 1987 wurde von BOUMA UND VAN LANEN (1987) vorgeschlagen, statistische Regressionen, die die Beziehung zwischen Bodencharakteristika beschreiben, als Transferfunktionen zu bezeichnen. Wenig später wurde der Begriff *Pedotransferfunktion* eingeführt (BOUMA 1989). PTFs sind als Funktionen definiert, die verschiedene Bodencharakteristika miteinander in Beziehung setzen und darüber verfügbare Bodeneigenschaften (z.B. Textur, Humusgehalt) in benötigte, aber fehlende Bodeneigenschaften transferieren (WÖSTEN et al. 2001).

Dabei können zwei Arten von PTFs unterschieden werden: sogenannte kontinuierliche PTFs, die keine Differenzierung nach spezifischen Bodeneigenschaften vornehmen und Klassen-PTFs, die einen Datensatz nach spezifischen Merkmalen gruppieren (WÖSTEN et al. 1990). Der Vorteil einer solchen Gruppierung liegt in der Konsistenz der für einzelne Gruppen ermittelten Beziehungen (WÖSTEN et al. 2001). Als Beispiele für Klassen-PTFs seien hier die Ableitung der Vorbelastung nach DVWK (1995) und der Kenngrößen des Luft- und Wasserhaushaltes nach KA5 (Tab. 70 – 73, Tab. 75 – 79) (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005) genannt.

Die Entwicklung von PTFs erfolgt häufig anhand von Regressionsanalysen. Dabei können sowohl lineare (GUPTA UND LARSON 1979) als auch nicht-lineare Modelle (RAWLS UND BRAKENSIEK 1985) angewandt werden. Neuere Verfahren zur Konstruktion von PTFs ist die Anwendung von Neuronalen Netzen oder Klassifikations- und Regressionsbäumen (CART) (BAKER UND ELLISON 2008, LEMERCIER et al. 2012, WÖSTEN et al. 2001).

Besonders die Vorhersage hydraulischer Eigenschaften mit Hilfe vorhandener Messdaten dominiert das Forschungsfeld der PTFs (WÖSTEN et al. 2001). So existieren z.B. mehrere Funktionen zur Beschreibung des Wasserretentionsvermögens (u.a. VAN GENUCHTEN 1980), deren empirische Fitting-Parameter (α , n , m) durch PTFs prognostiziert werden (z.B. BACHMANN UND HARTGE 1992, SCHEINOST et al. 1997, WÖSTEN UND VAN GENUCHTEN 1988).

Neben der Prognose hydraulischer Eigenschaften wurden aber auch ein Vielzahl PTFs zur Vorhersage anderer Bodeneigenschaften entwickelt. Beispielsweise entwickelte RAWLS (1983) PTFs zur Vorhersage der Lagerungsdichte aufgrund von Korngrößenverteilung und Gehalt an organischer Bodensubstanz. BAKKER et al. (1987) erarbeiteten PTFs zur Vorhersage des Sauerstoffdiffusionskoeffizienten in Böden. Ableitungen zur Vorhersage der Kationenaustauschkapazität und der Summe austauschbarer Basen wurden auf Basis von Tongehalt, pH-Wert und Gehalt an organischer Substanz vorgenommen (BELL UND VAN KEULEN 1995,

OBERTHÜR et al. 1996). BRIL (1995) sagte die Verteilungskoeffizienten von Schwermetallen anhand von Tongehalt, pH-Wert, KAK und Gehalt an organischer Substanz voraus.

Darüber hinaus finden sich in der Literatur eine Vielzahl von Reviews zur Entwicklung von PTFs und ihrer Anwendung, auf welche an dieser Stelle verwiesen sei (McBRATNEY et al. 2002, PACHEPSKY et al. 2006, RAWLS et al. 1991, VAN GENUCHTEN UND LEIJ 1992, VERECKEN et al. 2010, WÖSTEN 1997, WÖSTEN et al. 2001).

3 UNTERSUCHUNGSGBIET

Das ursprünglich ausschließlich durch die Energie des Wassers geformte Elbeästuar zeichnete sich durch ein weit verzweigtes, hoch dynamisches Rinnensystem aus, das vorwiegend durch Sedimentation/ Akkumulation und Erosion/ Subtraktion gekennzeichnet war. Im Bestreben die Elbe und ihre Nebenflüsse durch Deichbau, Begradigungen und Querschnittveränderungen zu kontrollieren und so den Anforderungen einer stetig zunehmenden Industrialisierung und wachsenden Bevölkerung gerecht zu werden, hat das Ästuar heute nach 2000 Jahren anthropogener Überprägung viel seines ursprünglichen Charakters verloren.

Die folgenden Kapitel geben eine Synopsis der Geologie und Geomorphologie sowie der Nutzungs- und Landschaftsgeschichte.

3.1 Geologie und Geomorphologie

Das Untersuchungsgebiet umfasst die beidseits der Elbe gelegenen, tidebeeinflussten Elbmarschen vom Mündungstrichter an der Deutschen Bucht bis etwa 160 km elbaufwärts bei Geesthacht (Abb. 4-2). Naturräumlich gehört das Untersuchungsgebiet zur Unteren Elbeniederung und wird im Norden und Süden durch die Höhenstufen der Geestränder begrenzt (FINK et al. 2002). Trotz zahlreicher anthropogener Eingriffe wurde die Untere Elbeniederung maßgeblich durch geologische Prozesse, insbesondere die letzten beiden Eiszeiten, das Saale- und das Weichsel-Glazial, geformt. Am Ende der Saale-Eiszeit begannen die Schmelzwässer des Warthe-Vorstoßes die Ausprägung des Elbe-Urstromtals in das anstehende Material, das zuvor durch die Gletscher des Drenthe-Stadiums flächendeckend abgelagert wurde. Während der Weichsel-Eiszeit endete die maximale Ausdehnung der Gletscher nördlich des heutigen Flusslaufs. Das Gebiet der heutigen Elbeniederung geriet unter Permafrosteinfluss, was einen ausschließlich oberirdischen Abfluss und die Ablagerung sogenannter Niederterassensande zur Folge hatte. Im Weichsel-Spätglazial und Frühholozän konzentrierten sich die Schmelzwässermassen dann in wenigen Strömungsrinnen, die aufgrund des nach Süden ansteigenden Geländes parallel zum Eisrand abfließen mussten, schnitten sich einige Meter tief in die Niederterassen ein und prägten das Elbe-Urstromtal in Richtung Nordsee aus (GARNIEL UND MIERWALD 1996, KAPPENBERG UND FANGER 2007, SCHWARTZ 1999). Dabei räumten die Schmelzwässer der Weichselgletscher das Elbetal in einer Breite von 2 bis 3 km aus. Die Nie-

derterassensande, die durch die spätglaziale Erosion nicht ausgeräumt wurden, bilden heute den Übergang zu den holozänen Sedimenten (SCHOLZ et al. 2004, SCHWARTZ 1999).

Mit Ende der Weichseleiszeit setzte die bis heute andauernde Transgression der Nordsee ein, so dass sich ab dem Atlantikum zunehmend marine Einflüsse bemerkbar machten (FRÄNZLE 1988). Durch das Vordringen des Meeres wurde der unterste Abschnitt des Elbe-Urstromtals auf einer Fläche von insgesamt etwa 2000 km² überschwemmt und diente als Ablagerungsraum für feinkörnige Sedimente (IRION UND BUSQUETS 2006). Der Meeresspiegelanstieg verschlechterte außerdem die Abflussbedingungen in angrenzenden Flächen, so dass sich teilweise Niedermoore bilden konnten (FRÄNZLE 1988). Mit abnehmender Fließgeschwindigkeit und zunehmender Verlandung des Urstromtals begann die Elbe ausgeprägte Mäander anzulegen (GARNIEL UND MIERWALD 1996). Eine hohe Gezeitendynamik sowie Naturereignisse wie z.B. Sturmfluten und damit einhergehende starke Materialumlagerungen formten ein Ästuarsystem, das durch ein weit verzweigtes Rinnensystem mit unregelmäßigen Tiefen, sich verlagernden Sänden und bewachsenen Inseln sowie durch ein ausgedehntes, von Prielsystemen durchzogenes Schwemmland charakterisiert war (BAW 1997, KAUSCH 1996).

Der heutige Flusslauf verläuft von Geesthacht bis Hamburg in einem nur wenige hundert Meter breiten Schlauch. Die Vorländer sind durch Eindeichung relativ schmal und überwiegend durch anthropogene Nutzungen geprägt. Bei Bunthaus teilt sich die Elbe in Norder- und Süderelbe und formt auf einem etwa 30 km langen und 10 km breiten Abschnitt das Hamburger Stromspaltungsgebiet, das besonders durch die Hafennutzung intensiv anthropogen überprägt ist. Unmittelbar unterhalb des Stromspaltungsgebietes erweitert sich die Flussbreite auf etwa 2 km. Auf dem nördlichen Ufer reicht der Geestrand zwischen Hamburg und Wedel unmittelbar bis an die Elbe, welcher durch intensive Wohnbebauung gekennzeichnet ist. Von Wedel bis zur Störmündung bestimmen mehrere Inseln das Erscheinungsbild des Flusses und trennen verschiedene Nebenelben (z.B. Pagensander Nebenelbe) vom Hauptstrom ab. Die Vorländer weisen unterschiedliche Breiten auf und werden zum Teil landwirtschaftlich zumeist als Grünland genutzt. Auf den Inseln, die ihren heutigen Charakter größtenteils durch Aufspülungen erhalten haben, findet mit wenigen Ausnahmen keine Nutzung statt. Einige Abschnitte des südlichen Ufers sind stark durch Industrie- und Hafenanlagen überformt. Weiter stromabwärts beginnt sich das Ästuar langsam aufzuweiten, bis der Mündungstrichter zwischen Cuxhaven und Friedrichskoog eine Breite von 18 km erreicht. Auf

schleswig-holsteinischer Seite mündet der Nord-Ostsee-Kanal bei Brunsbüttel in die Elbe, auf dem südlichen Ufer die Oste. Auch hier werden die Vorländer beidseits der Elbe überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Mit abnehmender Entfernung zum Meer prägen bei Niedrigwasser Sande und Wattflächen immer stärker die Gestalt des Mündungstrichters. Neben Stör und Oste entwässern weitere Nebenflüsse in die Elbe: von Norden Pinnau, Krückau und Wedeler Au, von Süden Ilmenau, Este, Lühe und Schwinge (BFG 2004).

3.2 Nutzungs- und Landschaftsgeschichte

Erste Anzeichen einer sporadischen, nicht dauerhaften Besiedlung mit Flachsiedlungen der häufig überschwemmten und schwer zugänglichen Unteren Elbeniederung lassen sich auf die Bronzezeit (~ 4000 – 3000 J.v.h.) und die Ältere Eisenzeit (~ 3000 – 2000 J.v.h.) zurückdatieren (MEIER 1996, STREIF 1996). Die erste große anthropogene Strukturänderung der Flussniederung begann jedoch erst in den ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung als Folge intensiver Rodungen am Ober- und Mittellauf und der damit einhergehenden Bodenerosion in den entwaldeten Gebieten. Die erodierten Schwebstoffe wurden im Unterlauf sedimentiert und die seit dem Atlantikum vorherrschenden ausgedehnten mit Schilf bewachsenen Sümpfe verlandeten zunehmend. Auf trockeneren und höher liegenden Flächen konnten sich alsdann Auenwälder etablieren (PALUSKA 1992). Zu Beginn der Römischen Kaiserzeit kam es erstmals zur flächenhaften Besiedlung des Elbetals. Um 100 n.d.Z. wurden die ersten künstlichen Wohnhügel, sogenannte Wurten oder Warften, gebaut. Dieses Siedlungskonzept wurde bis zur Zeit der Völkerwanderung (400 – 600 n.d.Z.) beibehalten. Im 7. Jahrhundert (Frühmittelalter) wurde das Elbetal als potentieller Nutzraum wiederentdeckt. Kleine Flachsiedlungen wurden angelegt, verlassene Warften neubesiedelt und neu entstandene Flachsiedlungen im Laufe der Zeit erhöht (STREIF 1996). Da die Siedler jedoch noch nicht durch Deichbau und Entwässerung in ihre Umwelt eingriffen, war das einseitig auf Tierproduktion ausgelegte Wirtschaftssystem in hohem Maße von den naturräumlichen Gegebenheiten abhängig (MEIER 1996). Zusätzlich wurden durch die Rodung von Auenwäldern nicht nur Siedlungs- und Nutzflächen geschaffen, sondern auch die Gefahr von Überschwemmungen erhöht. Diese Konstellation limitierte die Nutzung der Unteren Elbeniederung bis zur zweiten Hälfte des 11. Jahrhunderts (PALUSKA 1992).

Mit dem Übergang vom 11. ins 12. Jahrhundert begann der Deichbau (MEIER 1996, STREIF 1996), der eine umfangreichere und dauerhafte Nutzung und Besiedlung der Elbmarschen

möglich machte. In dem durch Deiche geschützten Teil der Elbmarschen wurde zunehmend Ackerbau betrieben. Da hierzu eine umfangreiche Entwässerung notwendig war, wurde ein ausgedehntes System aus Gräben, Wettern und Sielen angelegt (PALUSKA 1992). Doch Eindeichung und Entwässerung hatten auch negative Folgen: die Austrocknung des Bodens und die Oxidation von nun belüfteten Torfschichten führten stellenweise zu Sackungen der Geländeoberfläche von bis zu drei Metern (KAUSCH 1996, PALUSKA 1992, STREIF 1996). Zudem konnte der Verlust an Überflutungsräumen bei hochauflaufenden Sturmfluten zu Deichbrüchen führen, wodurch das dahinter (tiefer-)liegende Land überschwemmt wurde (MEIER 1996). Da der Deichbau von jeher nicht nur dem Hochwasserschutz diente, sondern auch der Landgewinnung, wurden die Retentionsräume im Laufe der Jahrhunderte zunehmend reduziert (KAUSCH 1996), womit die Hochwassergefährdung stetig verschärft wurde.

Parallel zu Veränderungen, die dem Hochwasserschutz sowie der Landgewinnung und -nutzung dienten, führte die Entwicklung Hamburgs zur Handelsstadt ab dem 12. Jahrhundert insbesondere zur Modifizierung des Stromspaltungsgebietes zugunsten des Hafens. Bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts waren in der Unterelbe für Schiffe, die seit Jahrhunderten nur ca. 3,5 m Tiefgang hatten, keine größeren wasserbaulichen Maßnahmen erforderlich. Intensive Strombaumaßnahmen zur Sicherung und Verbesserung der Schiffbarkeit begannen in der Elbe nach 1843, nachdem die Elbe auf dem Wiener Kongress 1815 zur Schifffahrtsstraße erklärt worden war (KAUSCH 1996). Unter dem Druck der zunehmenden Schifffahrt mit immer größeren und tiefergehenden Schiffen wurden die ersten Querschnittsveränderungen und ihre Sicherung durch Buhnen vorgenommen (KAUSCH 1995). Hatte die natürliche Tiefe der Elbe bei Hamburg etwa drei bis vier Meter betragen, so war die Fahrwasserrinne bis 1910 bereits neun Meter² tief. In den 1930er Jahren folgte der zehn Meter Ausbau und 1962 der Ausbau auf elf Meter Tiefe. Zur Regulierung der Fahrwassertiefe wurde 1960 das Stauwehr in Geesthacht in Betrieb genommen, das fortan das Ästuar stromaufwärts verkürzte. Nachdem der zwölf Meter Ausbau zwischen 1964 und 1969 abgeschlossen war, wurde zwischen 1974 und 1978 die Vertiefung des Fahrwassers der Unterelbe und großer Teile des Hamburger Hafens auf 13,5 m Nenntiefe verwirklicht (KAUSCH 1995). In den Jahren 1998 bis 1999 erfolgte der vorerst letzte Ausbau auf fünfzehn Meter Tiefe und ermöglicht so Schiffen mit einem Süßwassertiefgang von 12,8 m eine tideunabhängige Fahrt in den Hamburger Hafen.

² Tiefenangaben beziehen sich auf Seekartennull (SKN), d.h. Tiefe unter dem mittleren Tideniedrigwasser

4 MATERIAL UND METHODEN

Kapitel 4 umfasst neben der Beschreibung der Methoden zur Analyse der bodenchemischen Parameter und der Durchführung der rheologischen Experimente eine Übersicht über das Vorgehen bei der Geländearbeit, der Profilsprache sowie der Probenentnahme. Des Weiteren wird die Benennung der Standorte und der Bodenproben erläutert.

4.1 Geländearbeit, Profilsprache und Probenentnahme

Zur Evaluierung der mikrostrukturellen (Ufer-)Stabilität in Abhängigkeit unterschiedlicher Salinitätsgrade wurden entlang der Tideelbe von Geesthacht bis Cuxhaven 22 Standorte beprobt. Um zusätzlich den Effekt unterschiedlich weit fortgeschrittener Bodenentwicklung, d.h. den Effekt der Topografie abbilden zu können, wurde ein Beprobungsdesign gemäß Abb. 4-1 entwickelt.

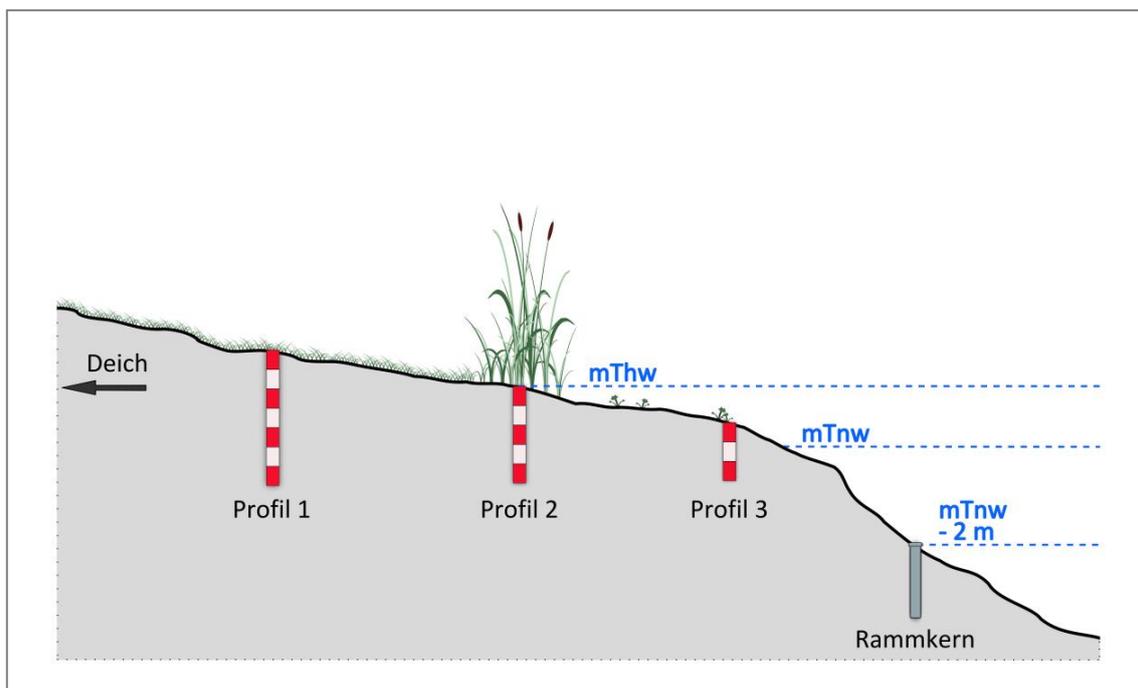


Abb. 4-1: Schematische Darstellung des Beprobungsdesigns.

An jedem Standort wurden entlang eines Transektes wo möglich in jeweils drei Bereichen Profilgruben angelegt: im Bereich des bereits gefestigten Ufers, welches nur episodisch überflutet wird und oberhalb mThw liegt (meist als Grünland genutzt), im Bereich des in der Regel täglich zweimal überfluteten Schilfgürtels und im Bereich zwischen mThw und mTnw, welcher ebenfalls einer tidalen Überflutung unterliegt, jedoch durch eine zumeist spärliche

Vegetation charakterisiert ist. Aufgrund von Uferbefestigungen und/ oder dem Vorkommen von Flüssigschlick war die Anlage aller drei Profile nicht an jedem Standort möglich. Zusätzlich wurde an drei Standorten die Flachwasserzone in einer Tiefe von 2 m unter mTnw mittels Rammkernsonde beprobt (Abb. 4-1). Abb. 4-2 zeigt die Lage der beprobten Standorte entlang des Flusslaufes sowie die Entnahmestellen der Rahmkernsonden.

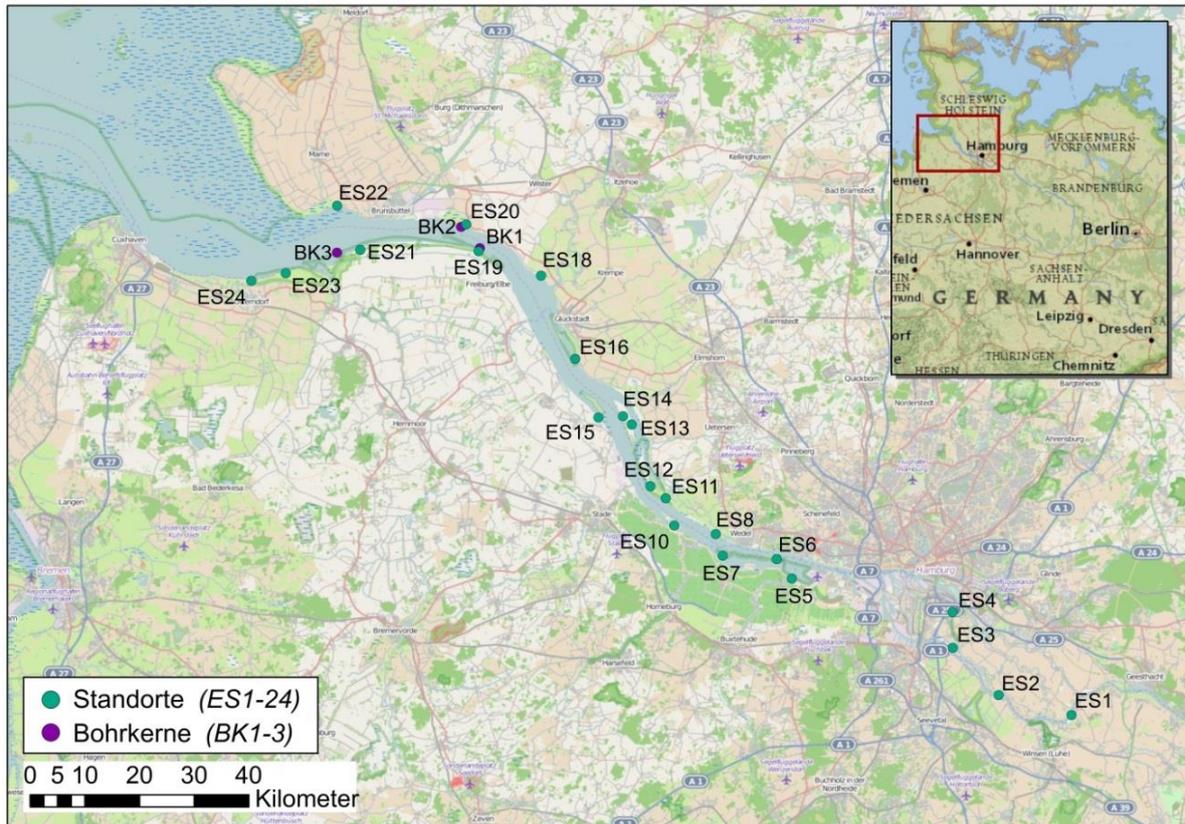


Abb. 4-2: Lage der Standorte und Entnahmestellen der Bohrkerne im Untersuchungsgebiet (Maßstab 1:750000, Datengrundlage OpenStreetMaps).

Die Profilansprache erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5) der Ad-Hoc-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005), welche durch die Ergebnisse der Laboranalysen ergänzt wurde. Die Differenzierung der Subtypen in Fluss- oder Brackmarschen bzw. Fluss- oder Brackwatten erfolgte anhand der von BLUME (2003) vorgeschlagenen und in Tab. 4-1 dargestellten Einordnung.

Tab. 4-1: Differenzierung der Subtypen für die Klasse der semisubhydrischen Böden und der Marschen nach BLUME (2003).

Subtyp	Norm-	Brack-	Fluss-
$EC_e [mS\ cm^{-1}]$	> 15	0,75 - 15	< 0,75

Die Entnahme von ungestörten Proben (Beutelproben) erfolgte je nach Lage im Transekt in definierten Tiefen: oberhalb mThw in 10, 30, 50 und 70 cm Tiefe; unter Schilfvegetation in 10, 30, 50 cm Tiefe; unterhalb mThw in 10 und 30 cm Tiefe. Teilweise konnten wegen hoch anstehendem Grundwasser nicht alle Tiefen beprobt werden. Aus den Bohrkernen der Flachwasserbeprobungen wurde Bodenmaterial aus 5 – 15 cm sowie aus 25 – 35 cm Tiefe herauspräpariert.

4.2 Bezeichnung der Standorte und Bodenproben

Die Standorte wurden chronologisch von Ost nach West nummeriert. So entspricht ES1 dem Standort Drage östlich von Hamburg und ES24 dem Standort Otterndorf östlich von Cuxhaven. Die Benennung der Profile basiert auf der Lage im Transekt und ist entsprechend von 1 – 3 durchnummeriert, wobei das Profil oberhalb mThw mit 1 beziffert wurde. Die Bezeichnung der gestörten Bodenproben setzt sich aus Standort- und Profilvernummerierung sowie Entnahmetiefe zusammen. So kennzeichnet beispielsweise die Probe ES1-1-10 die Probe aus 10 cm Tiefe des Profils oberhalb mThw an Standort ES1. Die Rammkernsonden wurden ebenfalls von Ost nach West durchnummeriert und sind durch die Bezeichnungen BK1, BK2 und BK3 gekennzeichnet.

4.3 Labormethoden

4.3.1 Physiko-chemische Standardparameter

Wasserlösliche Salze (EC)

Die Extraktion der wasserlöslichen Salze erfolgte an 10 g homogenisiertem, lufttrockenem (luto) und auf ≤ 2 mm gesiebttem Probenmaterial bei einem Boden:H₂O_{dest} Verhältnis von 1:2,5 und 1:5 (n=1 je Tiefe). Die Bestimmung des Salzgehaltes erfolgte mittels temperaturkompensierendes Leitfähigkeitsmessgeräts und wird als elektrische Leitfähigkeit (EC) in mS cm⁻¹ angegeben (BLUME et al. 2011). Die Leitfähigkeit des Sättigungsextraktes (EC_e), welches die Bodenbedingungen besser repräsentiert (VAN REEUWIJK 2002) und sowohl zur Differenzierung der Bodensubtypen dient als auch zur Klassifizierung der Bodensalinität (OSMAN 2013), kann nach ROWELL (1997) näherungsweise wie folgt berechnet werden:

$$EC_e \approx 6,4 \cdot EC_{1:5} \quad (4-1)$$

Die Bodensalinität wurde gemäß Tab. 4-2 kategorisiert.

Tab. 4-2: Bodensalinitätsklassen (nach OSMAN 2013).

<i>Salinität</i>	<i>EC_e [mS cm⁻¹]</i>
frisch, nicht salin	0 - 2
schwach salin	2 - 4
mäßig salin	4 - 8
stark salin	8 - 16
sehr stark salin	> 16

Bodenreaktion (pH-Wert)

Die pH-Messungen wurden an jeweils 10 g homogenisiertem, lutro und auf ≤ 2 mm gesiebttem Bodenmaterial durchgeführt. Nach Herstellung einer CaCl₂-Suspension (0,01 M, 25 ml) erfolgte die Messung elektrometrisch mit einer Glaselektrode nach der bei BLUME et al. (2011) beschriebenen Vorgehensweise (n=1 je Tiefe). Die Einstufung der pH-Werte erfolgte nach KA5 (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

Carbonatanalyse (CaCO₃)

Durch einen Test mit 10%iger Salzsäure (HCl) wurde der Carbonatgehalt (CaCO₃) bereits im Gelände abgeschätzt. Der Carbonatgehalt von Tiefen, die bei Zugabe von HCl mit Aufschäumen reagierten (CO₂-Bildung), wurde mittels Scheibler-Analyse analytisch bestimmt und der Gehalt an carbonatischem Kohlenstoff berechnet (n=1 je Probe).

Die Scheibler-Analyse ermittelt den Carbonatgehalt durch gasvolumetrische Bestimmung des freigesetzten CO₂ unter Berücksichtigung von aktueller Temperatur und aktuellem Luftdruck. Die Analyse wurde wie in BLUME et al. (2011) beschrieben durchgeführt. Eine Einordnung der Carbonatgehalte wurde nach KA5 vorgenommen (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

Gesamtkohlenstoffgehalt (C_{total}), organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org}) und Humusgehalt

Für die coulometrische Kohlenstoffbestimmung wurde lutro Feinerde aller Bodenproben mit einer Kugelmühle zermahlen.

Bei der coulometrischen Analyse des Kohlenstoffgehaltes im Ströhlein-Coulomat 702 wird der Gesamtkohlenstoff (C_{total}) mit seinen organischen und anorganischen Bestandteilen bestimmt (n=2 je Tiefe). Das coulometrische Messverfahren beruht auf der Erfassung der für die Umsetzung von chemischen Substanzen benötigten Elektrizitätsmenge. Bei der trockenen Veraschung der Proben im O₂-Strom zieht die Reaktion des freigesetzten CO₂ mit der Elektrolytlösung [Ba(ClO₄)₂] einen pH-Abfall nach sich. Die benötigte Elektrizitätsmenge für die Rücktitra-

tion auf den ursprünglichen pH-Wert kann als Messgröße für die Kohlenstoffmenge der Probe angesehen werden (BLUME et al. 2011).

Durch Subtraktion des anorganisch gebundenen Kohlenstoffs wird eine indirekte Bestimmung des organischen C (C_{org}) möglich. Durch Multiplikation des C_{org} -Gehaltes mit dem Faktor 1,72 kann der Humusgehalt für mineralische Böden näherungsweise berechnet werden (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005). Die Klassifizierung der Humusgehalte erfolgte nach KA5 (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

Korngrößenverteilung

Die Körnungsanalyse wurde mit homogenisiertem, lutro und auf ≤ 2 mm gesiebttem Bodenmaterial durchgeführt ($n=1$ je Tiefe). Um eine vollständige Dispergierung der Primärpartikel zu erreichen, wurde die Feinerde zunächst mit 35%igem Wasserstoffperoxid (H_2O_2) versetzt, um die enthaltene organische Substanz durch Oxidation zu zerstören. Anschließend erfolgte die Substitution von Ca^{2+} -Kationen durch Na^+ -Kationen durch Zugabe von 10 ml 0,5 M Natriummetaphosphat ($NaPO_3$) (BLUME et al. 2011, HARTGE UND HORN 2009).

Die Analyse der Korngrößenverteilung erfolgte als Kombination von Sieb- und Sedimentationsverfahren. Durch die Siebanalyse werden die Kornfraktionen $> 63 \mu m$ bestimmt. Hierzu wurde die dispergierte Probe durch einen Siebsatz gespült (Maschenweite $630 \mu m$, $200 \mu m$, $63 \mu m$), um anschließend nach der bei HARTGE UND HORN (2009) beschriebenen Vorgehensweise die prozentualen Anteile zu errechnen.

Bei der Sedimentationsmethode werden die Anteile der Kornfraktionen $< 63 \mu m$ mit Hilfe der korngrößenbedingten Sinkgeschwindigkeit (Gesetz von Stokes) bestimmt. Sedimentationsvorgang und Aliquotentnahme erfolgten mit einer Köhn-Pipette nach dem von HARTGE UND HORN (2009) beschriebenen Prinzip.

Der Median der Korngröße in μm wurde aus Körnungssummenkurven als d_{50} -Wert abgeleitet und entspricht dem Äquivalentdurchmesser bei dem 50 % des Substrates einen kleineren bzw. größeren Durchmesser haben.

Kationenaustauschkapazität (KAK)

Zur Bestimmung der basisch wirkenden Kationen ($\sum Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+ = S$ -Wert) wurden 5 g lutro Feinerde mit 25 ml 0,1 M Bariumchloridlösung ($BaCl_2$) versetzt, homogenisiert und anschließend zentrifugiert ($n=2$ je Tiefe). Mit Überstand und Bodensatz wurde wie in HORN et al. (2013) beschrieben verfahren. Die Bestimmung der Konzentrationen von Kalium, Natri-

um, Calcium und Magnesium erfolgte atomabsorbtionsspektrometrisch (AAS, Fa Thermo Electron Corporation) gegen Kalibrierstandards mit bekannten Konzentrationen.

Die Bestimmung der austauschbaren Acidität (Al^{3+} und H^+) bei aktuellem pH erfolgte durch Titration. Hierfür wurden 20 g lutro Feinboden mit 45 ml 1 M Kaliumchloridlösung (KCl) versetzt, homogenisiert und zentrifugiert. Überstand und Bodensatz wurden wie in HORN et al. (2013) behandelt. Zur Protonenbestimmung wurden 50 ml des filtrierten Extraktes mit 0,05 M Natronlauge (NaOH) gegen Phenolphthalein als Indikator bis zum Farbumschlag titriert.

Die Bestimmung von Aluminium erfolgte indirekt, indem weitere 50 ml des Extraktes zur Komplexierung des Al mit 5 ml 4 % Natriumfluoridlösung (NaF) versetzt und anschließend mit 0,05 M NaOH titriert wurden. Die Differenz aus Gesamtacidität und Protonen ergibt die Austauschkapazität von Al (HORN et al. 2013).

Die Bestimmung des H-Wertes nach Schachtschabel erfolgte an 10 g lutro Feinerde, welche mit 25 ml 0,5 M Calciumacetatlösung [$\text{Ca}(\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2)_2$] versetzt und homogenisiert wurde. Nach der bei BLUME et al. (2011) beschriebenen Vorgehensweise erfolgte die Messung des pH-Wertes elektrometrisch mit einer Glaselektrode. Der entsprechende H-Wert wurde anschließend einer Kalibrierkurve entnommen.

Die effektive Kationenaustauschkapazität (KAK_{eff}) wurde als Summe aus austauschbaren basischen Kationen (S-Wert) und der austauschbaren Acidität berechnet. Die potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot}) ergibt sich aus der Summe von S-Wert und H-Wert nach Schachtschabel. Die Austauschkapazität wurde nach KA5 klassifiziert (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

Die Natriumsättigung (ESP) wurde als Anteil austauschbaren Natriums an der Kationenaustauschkapazität wie in ROWELL (1997) beschrieben ermittelt und bewertet. Demnach wurden Böden mit einem ESP > 15 % als natriumhaltige Böden definiert.

Pedogene Eisenoxide

Die Fe-Gehalte wurden durch selektive Extraktion mittels Citrat-Bicarbonat-Dithionit Lösung (MEHRA UND JACKSON 1960) und Ammoniumoxalat Lösung (SCHWERTMANN 1964) für Bodenproben bestimmt, bei denen im Gelände Hydromorphiemerkmale festgestellt worden waren.

Um röntgenamorphe und gut kristallisierte Eisen(hydr)oxide (Fe_d) zu extrahieren, wurden 2 g lutro Feinerde in Zentrifugenbecher eingewogen und mit 40 ml 0,3 M Na-Citratlösung ($\text{C}_6\text{H}_5\text{Na}_3\text{O}_7$), 5 ml 1 M NaHCO_3 -Lösung sowie 1 g festem Na-Dithionit ($\text{Na}_2\text{N}_2\text{O}_4$) im Wasserbad

bei 75 – 80 °C entsprechend der bei MEHRA UND JACKSON (1960) beschriebenen Methode abgeschlossen. Die Extraktion wurde ein weiteres Mal wiederholt, bevor der Bodensatz mit 10 ml 0,1 N MgSO₄ nachgewaschen wurde. Beide Zentrifugate wurden dem ersten hinzugefügt und gut umgeschüttelt.

Zur Extraktion röntgenamorpher, schlecht kristallisierter Eisen(hydr)oxide (Fe_o) wurden 2 g lutro Feinerde in Kautex-Flaschen gegeben, mit 100 ml einer Mischung aus 0,2 M NH₄-Oxalat (N₂H₈C₂O₄) und 0,2 M Oxalsäure (C₂H₂O₄) (pH 3,25) versetzt und in einem Horizontalschüttler gemäß SCHWERTMANN (1964) eine Stunde bei Dunkelheit geschüttelt.

Die Messung der Gehalte an Fe_d und Fe_o erfolgte mit einem Flammen-Atomabsorptionsspektrometer (AAS) der Fa. Thermo Electron Corporation. Die Ausgabe der Messwerte erfolgt in mg l⁻¹.

Da die oxalatlösliche Fraktion die schlecht kristallisierten, röntgenamorphen Eisen(hydr)oxide, im Wesentlichen Ferryhydrit, umfasst und die dithionitlösliche Fraktion alle pedogenen Eisen(hydr)oxide im Boden erfasst, ergibt sich aus der Differenz (Fe_d – Fe_o) der Gehalt an gut kristallisierten Eisen(hydr)oxiden (Fe_{d-o}). Allerdings ist eine scharfe Trennung aufgrund der kontinuierlichen Alterung der amorphen Phasen nicht möglich (SCHWERTMANN 1964).

4.3.2 Rheometrie – Bestimmung des viskoelastischen Charakters

Die rheologischen Untersuchungen wurden als Amplitudentests (AST) mit vorgegebener Scherdeformation (controlled shear deformation, CSD) mit dem Rheometer MCR 300 (Anton Paar, Ostfildern) durchgeführt. Während der Tests wurden Frequenz (f) und Messtemperatur (T) konstant gehalten, während die Deformationsamplitude (γ) variierte. Als Messsystem diente ein profiliertes Platte-Platte-System mit einem oberen Plattendurchmesser von 25 mm (25PP MS). Die Parameter der Amplitudentests wurden nach MARKGRAF (2006) konfiguriert und sind in Tab. 4-3 dargestellt.

Die gestörten Proben aller Standorte wurden bei unterschiedlichen spezifischen Wassergehalten entsprechend der bei MARKGRAF (2006) vorgestellten Methode rheologisch untersucht. Hierfür wurde das gestörte Material luftgetrocknet und auf ≤ 2 mm gesiebt. Anschließend wurden 45 cm³ Zylinder mit definierter Trockenrohddichte (ρ_t=1,4 g cm⁻³) präpariert und mit destilliertem Wasser aufgesättigt, um einen quasi-gesättigten Zustand zu erreichen. Ein Teil der präparierten Zylinder wurde auf einer Unterdruckapparatur auf definierte Matrixpotentiale (ψ_m) entwässert, wobei die Entwässerungsstufen gemäß der Standorttopografie

gewählt wurden, d.h. die Entwässerungsstufen wurden den Beprobungstiefen angepasst. Proben von Standorten oberhalb des mThw wurden dementsprechend im quasi-gesättigten Zustand und bei einem Matrixpotential von -6 kPa sowie -15 kPa gemessen. Material von Standorten aus dem Bereich des mThw und dem Bereich zwischen mThw und mTnw wurden im quasi-gesättigten Zustand und bei einem Matrixpotential von -6 kPa untersucht. Die rheologische Untersuchung der Flachwasserproben erfolgte ausschließlich im quasi-gesättigten Zustand.

Tab. 4-3: Konfigurationsparameter Amplitudentest mit vorgegebener Scherdeformation.

<i>Parameter</i>	
Plattenabstand (h)	h = 4 mm
Scherdeformation (γ)	$\gamma = 0,0001$ bis 100 %
Frequenz (f)	f = 0,5 Hz ($\omega = \pi$ 1/s)
Temperatur (T)	T = 20°C (reguliert durch Peltier-Einheit)
Anzahl der Messpunkte	30
Testdauer	ca. 15 Min.

Aus den vorbereiteten Zylindern wurden Messproben von ca. 4 cm³ mit einem Spatel entnommen und auf der unteren, fixierten Platte des Rheometers platziert. Nach Absenken der oberen Platte auf den definierten Messspalt (4 mm), wurde vor Beginn jeder Messung die Normalkraft (F_N) überprüft, um einen möglichst ungestörten quasi-elastischen Probenzustand beizubehalten (d.h. $F_N \leq 12$ N). Zusätzlich wurde eine Wartezeit von 40 Sekunden vor der eigentlichen Messung eingehalten. Die Bedienung des Rheometers, die Überwachung der Amplitudentests sowie die Generierung der rheologischen Parameter (G' , G'' , $\tan \delta$, Integral z) fanden durch die Software Rheoplus/32 V3.21 statt. Je Tiefe und Entwässerungsstufe wurden fünf Wiederholungen durchgeführt. Vor und nach jeder Messung wurden die gravimetrischen Wassergehalte bestimmt.

Die Einordnung der generierten z-Werte wurde gemäß der von BAUMGARTEN (2013) entwickelten und in Tab. 4-4 dargestellten, leicht veränderten Klassifizierung vorgenommen.

Tab. 4-4: Klassifizierung der mikrostrukturellen Steifigkeit (verändert nach BAUMGARTEN 2013).

<i>Steifigkeit</i>	<i>Integral z [-]</i>
sehr gering	< 15
gering	15 – < 30
mittel	30 - < 45
hoch	45 - < 60
sehr hoch	> 60

4.4 Statistische Auswertung

Die statistische Auswertung der Daten erfolgte mit der Statistiksoftware R (Version, 3.1.1, R DEVELOPMENT CORE TEAM 2013).

Für eine verlässliche Auswertung wurden sowohl für die Mittelwertsvergleiche als auch für die Entwicklung der Pedotransferfunktionen geeignete gemischte Modelle konstruiert (LAIRD UND WARE 1982, VERBEKE UND MOLENBERGHS 2008). Basierend auf einer grafischen Residuenanalyse wurde Normalverteilung und Homoskedastizität angenommen.

Für die Mittelwertsvergleiche, die der Berechnung signifikanter Unterschiede dienen, enthalten die zugrunde liegenden Modelle Pseudofaktoren, die aus den tatsächlichen Faktoren „Profillage“, „Beprobungstiefe“ und „Entwässerungsstufe“ sowie aus den tatsächlichen Faktoren „Bodengruppe“, „Beprobungstiefe“ und „Entwässerungsstufe“ zusammengesetzt wurden (SCHAARSCHMIDT UND VAAS 2009). Der Probenstandort sowie die Wechselwirkung zwischen Standort und Profillage wurden jeweils als zufällige Effekte hinzugefügt, um standortspezifische Eigenschaften, die die Messergebnisse eines jeden Standortes subjektiv beeinflussen, und den Effekt von Pseudowiederholungen berücksichtigen zu können. Auf diesen Modellen basierend wurden multiple Kontrasttests durchgeführt, um die verschiedenen Einflussfaktoren zu vergleichen (BRETZ et al. 2011).

Um die Beziehung zwischen der rheologischen Kenngröße Integral z und einzelnen physikochemischen Parametern zu beschreiben, wurden lineare Regressionsanalysen vorgenommen.

Die Entwicklung der Pedotransferfunktionen wurde als Kovarianzanalyse (ANCOVA) durchgeführt. Dafür wurden gemischte Modelle konstruiert, in die die Bodengruppe als fixer Effekt sowie weitere erklärende Variablen eingingen. Als zufälliger Effekt wurde erneut der Probenstandort hinzugefügt. Des Weiteren wurden Wechselwirkungen zwischen Bodengruppen und erklärenden Variablen zugelassen. Nach Überprüfung der für das Modell ausgewählten

Kovariablen auf Multikollinearität (BELSLEY et al. 1980) gingen zunächst die in Tab. 4-5 aufgeführten erklärenden Variablen als Inputparameter in die Modellierung ein. Eine nachgeschaltete Varianzanalyse (ANOVA) ermöglichte die Identifikation der wichtigsten Prädiktorvariablen.

Tab. 4-5: Inputparameter im maximalen Modell zur Entwicklung der Pedotransferfunktionen.

<i>Parameter</i>	<i>Bezeichnung</i>	<i>Einheit</i>
elektrische Leitfähigkeit (1:2,5)	EC _{1:2,5}	mS cm ⁻¹
Humusgehalt	OM	g 100 g ⁻¹
Carbonatgehalt	CaCO ₃	g 100 g ⁻¹
dithionitlösliche pedogene Eisenoxide	Fe _d	g kg ⁻¹
Calcium	Ca ²⁺	cmol _c kg ⁻¹
Natrium	Na ⁺	cmol _c kg ⁻¹
gravimetrischer Wassergehalt	Θ _g	Gew%
(Beprobungs-)Tiefe unter GOF	Tiefe	cm

5 ERGEBNISSE

Die Kapitel 5.1 bis 5.4 geben einen Überblick über die Ergebnisse der Standortkartierung sowie der bodenchemischen Kennwerte. Hierfür wurden die einzelnen Standorte gemäß der an der Unterelbe auftretenden Salinitätszonen (Tab. 5-1) in vier Gruppen zusammengestellt.

Tab. 5-1: Salinitätszonen der Tideelbe (nach IBL & BfBB 2007).

<i>Abschnitt</i>	<i>Stromkilometer</i>	<i>Salinitätszone</i>
Wehr Geesthacht – Wedel	586 – 644	limnisch
Wedel – Glückstadt	644 – 677	oligohalin
Glückstadt – Brunsbüttel	677 – 700	mesohalin
Brunsbüttel – Insel Scharhörn	700 – 755,3	polyhalin, euhalin

In Kapitel 5.5 werden die Ergebnisse bezüglich der Bodenmikromechanik gezeigt. In den zugehörigen Kapiteln werden die Effekte der Faktoren, die durch das Versuchsdesigns definiert worden sind (z.B. Profillage oder Matrixpotential) sowie die Wirkung der physikochemischen Parameter auf die Bodenmikrostruktur dargestellt.

Die entwickelten Pedotransferfunktionen zur Prognose der mikrostrukturellen Steifigkeit werden in Kapitel 5.6 vorgestellt.

5.1 Limnische Zone

5.1.1 Standortkartierung

Nach der oben aufgeführten Einteilung liegen die Standorte ES1 bis ES7 in der limnischen Salinitätszone (vgl. Abb. 4-2). Auf den Uferwällen an Standort ES1 und ES3 wurden Gley-Paternien (GG-AQ) und Auengleye (GGa) kartiert, welche nicht täglich zweimal überflutet und im Wesentlichen durch Flusshochwässer geprägt werden. Dort wo die Uferbereiche täglich zweimal überschwemmt werden und zwischenzeitlich trockenfallen, wurden Flussmarschen unterschiedlicher Entwicklungsstufen angesprochen. Der Bereich zwischen mittlerem Tidehochwasser (mThw) und mittlerem Tideniedrigwasser (mTnw) wird durch Nassstrände (IA) und Flusswatten (IWf) gekennzeichnet. Auf den Elbinseln Neßsand und Hanskalbsand wurden Regosol-Übergangstypen kartiert sowie Fluss- und Nassstrände (ÜAf bzw. IA). Die Mehrzahl der vorgefundenen Bodentypen ist mehr oder weniger stark anthropogen überprägt und durch Einmischungen von Bauschutt, Müll o.ä. charakterisiert. Eine detaillierte Beschreibung der angesprochenen Profile findet sich in Anlage 1 A.

5.1.2 Bodenchemische Kennwerte

Sowohl die Fingerprobe im Gelände als auch die Körnungsanalysen im Labor haben für die limnische Zone eine Dominanz der Sandfraktion ergeben (Abb. 5-1). Tone, Schluffe und lehmige Substrate stammen vornehmlich aus anthropogen überprägten Bodenhorizonten (vgl. ES2 und ES4, Anlage 1 A) oder aus Bodenprofilen, deren Lage im Relief Strömungsberuhigung oder Stillwasserbedingungen zulassen und somit eine zeitweilige Sedimentablagerung ermöglichen (vgl. ES3 und ES5, Anlage 1 A).

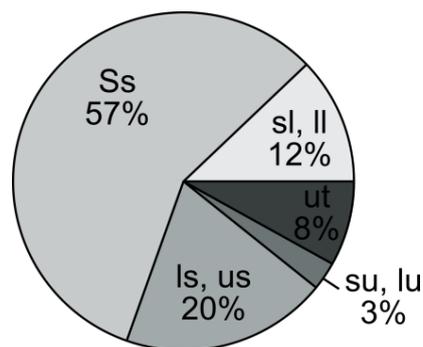


Abb. 5-1: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der limnischen Salinitätszone.

Die **Humusgehalte** weisen in den Profilen oberhalb mThw die größte Streubreite auf. Insgesamt treten die höchsten Humusgehalte im Mittel in den Oberböden (10 cm) der Profile oberhalb mThw auf und nehmen nur allmählich mit der Tiefe ab. Auffallend ist ebenfalls die große Streubreite der Daten in 70 cm Tiefe. Einerseits zeigt der Median die für Unterböden zu erwartenden niedrigen Humusgehalte an, andererseits werden Humusgehalte von über 4 % erreicht. Ursächlich für die insgesamt große Streuung der Humusgehalte können das Einmischen allochthonen, organischen Materials sowie die anthropogene Überlagerung fossiler Ah-Horizonte und abgestorbene Pflanzenreste sein (Abb. 5-2).

Die Humusgehalte in den Profilen im Bereich des mThw zeigen eine deutliche, graduelle Abnahme mit der Tiefe. Insgesamt sind die Humusgehalte geringer als in den entsprechenden Tiefen der Profile oberhalb mThw. Die Profile aus dem Bereich zwischen mThw und mTnw weisen dagegen die geringsten Humusgehalte in 10 cm Tiefe und höhere Gehalte in 30 cm Tiefe auf, was auf eine Einarbeitung der angelieferten organischen Substanz und auf das Übersedimentieren von Pflanzen- und Algenresten zurückzuführen ist (Abb. 5-2).

Die **Bodenreaktion** liegt überwiegend im sehr schwach sauren Bereich (s1). Eine deutliche Variation der Daten findet sich in den Unterböden der Profile oberhalb mThw, wo sogar stark saure Bodenreaktionen festgestellt wurden (Abb. 5-2).

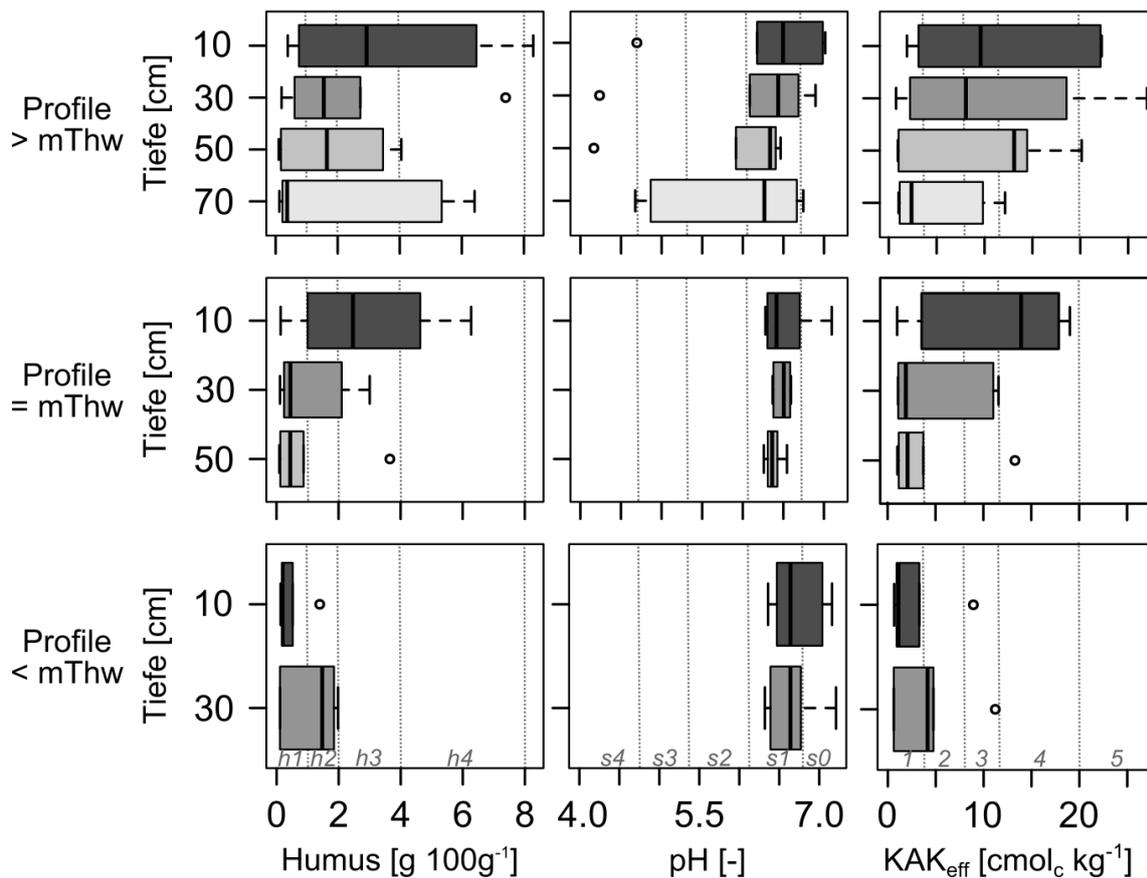


Abb. 5-2: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der limnischen Salinitätszone.

Auch bezüglich der **effektiven KAK (KAK_{eff})** zeigen die Profile oberhalb mThw die größte Variabilität. Diese Variabilität ist in erster Linie auf die Unterschiede hinsichtlich der Textur, welche von reinsandig über lehmig-sandig bis tonig-lehmig reicht, und der Humusgehalte zurückzuführen, die die KAK neben dem pH-Wert hauptsächlich bestimmen. Im Mittel kann die Austauschkapazität in 10 cm Tiefe als hoch, in den Tiefen 30 cm und 50 cm als mittel und in der Tiefe 70 cm als gering eingestuft werden (Abb. 5-2).

Eine ähnliche Variation der KAK in Abhängigkeit von Textur und Humusgehalt ist in den Profilen im Bereich des mThw mit überwiegend sandiger Textur zu beobachten. Hier ist die Austauschkapazität im Oberboden (10 cm) als mittel und in den übrigen Tiefen als sehr gering einzustufen. Die Profile zwischen mThw und mTnw zeichnen sich mit Ausnahme von ES5 durch reinsandiges Substrat aus. Dies spiegelt sich ebenfalls in der als sehr gering bzw. gering einzustufenden Austauschkapazität wider (Abb. 5-2).

Bis auf die Proben, die am Standort ES5 genommen wurden, sind alle beprobten Tiefen carbonatfrei (keine Reaktion mit 10%iger HCl). Der Standort ES5 ist nach KA5 als carbonatarm bzw. als mittel carbonathaltig einzustufen (vgl. Anlage 1 A).

Die **Natriumsättigung (ESP)** der Profile innerhalb der limnischen Salinitätszone liegt bis auf wenige Ausreißer unter 6 %. Alle in dieser Zone beprobten Bodenprofile sind demnach als natriumarme Böden einzustufen (Abb. 5-3).

Die in 1:5 Suspensionen ermittelten **elektrischen Leitfähigkeiten ($EC_{1:5}$)** liegen in allen Profilen bis auf wenige Ausreißer unterhalb $0,3 \text{ mS cm}^{-1}$ (Abb. 5-3). Durch die approximative Abschätzung der elektrischen Leitfähigkeit im Sättigungsextrakt (EC_e) (s. Kapitel 4.3.1) und die in Tab. 4-2 dargestellte Einstufung der Bodensalinität, kann für die Profile in der limnischen Zone überwiegend von nicht-salinen Bodenbedingungen ausgegangen werden.

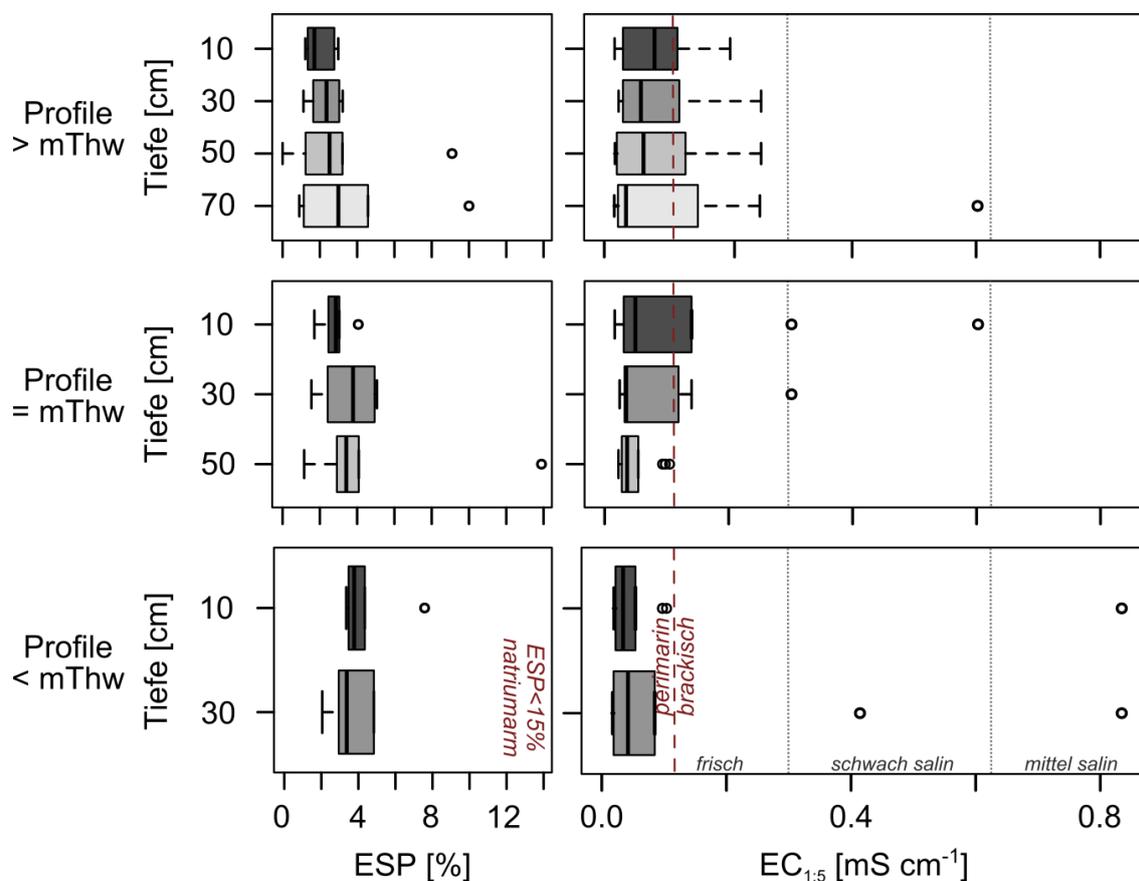


Abb. 5-3: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1:5}$) der Profile innerhalb der limnischen Salinitätszone.

Da die Extraktion der **dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxide (Fe_d)** aufgrund der visuellen Beurteilung der Hydromorphie Merkmale im Gelände durchgeführt und die charakteristische Rotfärbung der Eisenoxide im Oberboden (Ah-Horizonte) oftmals durch dunkle Huminstoffe überdeckt wird, wurde für die Tiefe 10 cm der Profile oberhalb mThw nur an Standort ES2 eine Eisenextraktion durchgeführt. In dieser Tiefe liegt der Gehalt an dithionitlöslichem Eisen über 4 g kg^{-1} . Dies trifft auch auf die mittleren Fe_d -Gehalte der übrigen Tiefen zu (Tab. 5-2).

Im Mittel liegt der Fe_d -Gehalt in der Tiefe 30 cm bei $5,9 \text{ g kg}^{-1}$, in der Tiefe 50 cm bei $5,1 \text{ g kg}^{-1}$ und in der Tiefe 70 cm bei $5,0 \text{ g kg}^{-1}$. Auch wenn die Fe_d -Gehalte in den Profilen oberhalb mThw nur einem geringen tiefenabhängigen Gradienten folgen, bilden die ermittelten Eisenoxidgehalte doch die Verteilung pedogener Eisenoxide in Folge eines alternierenden Grundwasserspiegels ab. Im meist wassergesättigten, anaeroben Unterboden werden Eisenoxide reduziert und Fe^{2+} kann kapillar in zeitweilig aerobe Bodenzonen aufsteigen und dort erneut als Eisenoxid ausfallen (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003).

Tab. 5-2: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der limnischen Salinitätszone. Angaben in g kg^{-1} .

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	30	0,0 – 9,7	5,9	5,0
	50	0,0 – 5,8	5,1	5,4
	70	0,0 – 5,2	5,0	5,2
= mThw	10	0,0 – 4,6	4,4	4,6
	30	0,0 – 5,5	3,4	5,2
	50	0,0 – 6,3	3,2	3,0
< mThw	10	0,0 – 2,5	2,3	2,3
	30	0,0 – 4,2	4,0	4,0

Diesen Trend zeigen auch die Fe_d -Gehalte in den Profilen im Bereich des mThw, wo die niedrigsten Eisenoxidgehalte in 50 cm Tiefe ermittelt wurden. Dagegen sind im Bereich zwischen mThw und mTnw die höheren dithionitlöslichen Eisenoxidgehalte in 30 cm Tiefe zu finden, während im Mittel die Tiefe 10 cm mit $2,3 \text{ g kg}^{-1} \text{ Fe}_d$ die insgesamt niedrigsten Werte aufweist (Tab. 5-2).

5.2 Oligohaline Zone

5.2.1 Standortkartierung

Die Standorte ES8 bis ES16 befinden sich in der oligohalinen Salinitätszone (vgl. Abb. 4-2 und Tab. 5-1). An den Ufern der Elbe wurden überwiegend Brackrohmarschen (MRb) kartiert. Dort wo ein Profil im Bereich zwischen mThw und mTnw angelegt werden konnte, wurden Brackwatten (IWb) angesprochen. Auf den Elbinseln Lühesand (ES10) und Pagensand (ES13) entwickelten sich aus sandigem Substrat Regosole bzw. Regosol-Übergangstypen. Auf Lühesand und am Standort ES16 wurden unterhalb mThw gemäß der Klassifizierung von BLUME (2003) (s. Tab. 4-1) Flussrohmarschen (MRf) und ein Flusswatt (IWf) angesprochen, obwohl

die Leitfähigkeiten (EC_e) der übrigen Marsch- und Wattböden in dieser Zone auf brackische Verhältnisse hindeuten. Lediglich an Standort ES15 wurde oberhalb mThw ein bereits vollständig entsalztes Profil vorgefunden und folglich als Brackkalkmarsch (MCb) angesprochen. Eine detaillierte Beschreibung der aufgegrabenen Profile findet sich in Anlage 1 A.

5.2.2 Bodenchemische Kennwerte

In der oligohalinen Zone wurden zum Teil schluffigere und tonigere Bodenarten ermittelt als in der limnischen Zone. Dennoch wurde an über 50 % der Proben eine sandige Textur bestimmt, wovon 33 % als Reinsande zu klassifizieren sind. Dies trifft insbesondere auf die Elbinseln Lühesand (ES10) und Pagensand (ES13) zu. Darüber hinaus wurden zu gleichen Anteilen Lehme und Tone bestimmt sowie 20 % Schluffe (Abb. 5-4).

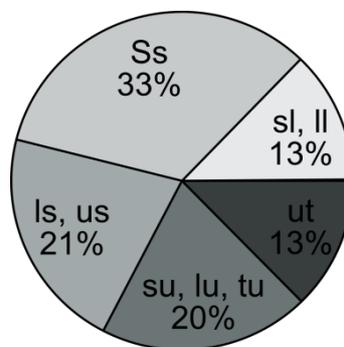


Abb. 5-4: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.

In Abhängigkeit der Textur und der Genesebedingungen fällt die Anreicherung mit **organischer Substanz** deutlich unterschiedlich aus, allerdings ist die Streubreite im Vergleich zur limnischen Zone im Bereich oberhalb mThw geringer. Die Streuung ist hier im Wesentlichen auf die Textur zurückzuführen. Sande weisen aufgrund ihrer geringeren spezifischen Oberfläche geringere Gehalte auf als feinkörnigere Substrate. Im Mittel sind die Humusgehalte nach KA5 bis in 50 cm Tiefe als mittel einzustufen (Abb. 5-5).

Auch in den Humusgehalten der Profile im Bereich des mThw spiegelt sich die Texturabhängigkeit der Humusakkumulation wider. Der Oberboden (10 cm) ist im Mittel ebenfalls als mittel humos einzustufen. Eine Ausnahme stellt hier der Standort ES11 dar, der aufgrund eines ausgeprägten Wurzelfilzes im Oberboden als sehr stark humos einzustufen ist (vgl. Anlage 1 A). Sowohl in den Profilen oberhalb mThw als auch in den Profilen im Bereich des mThw nehmen die Humusgehalte kaum mit der Tiefe ab. Vermutlich führen hohe Bodenfeuchten zu einem verminderten Abbau der organischen Substanz und somit zu einer durch

das Wasserregime gesteuerten Humusakkumulation. Darüber hinaus werden die Gehalte an organischer Bodensubstanz stark durch die Nutzung sowie durch den Kohlenstoffgehalt der abgelagerten Sedimente beeinflusst. Niedrige Humusgehalte auf den Elbinseln sind dagegen auf ein geringes Bodenalter zurückzuführen. Die Wattböden der oligohalinen Zone sind im Mittel als schwach humos zu kategorisieren, wobei die Oberböden auch hier niedrigere Humusgehalte aufweisen als die Unterböden (Abb. 5-5).

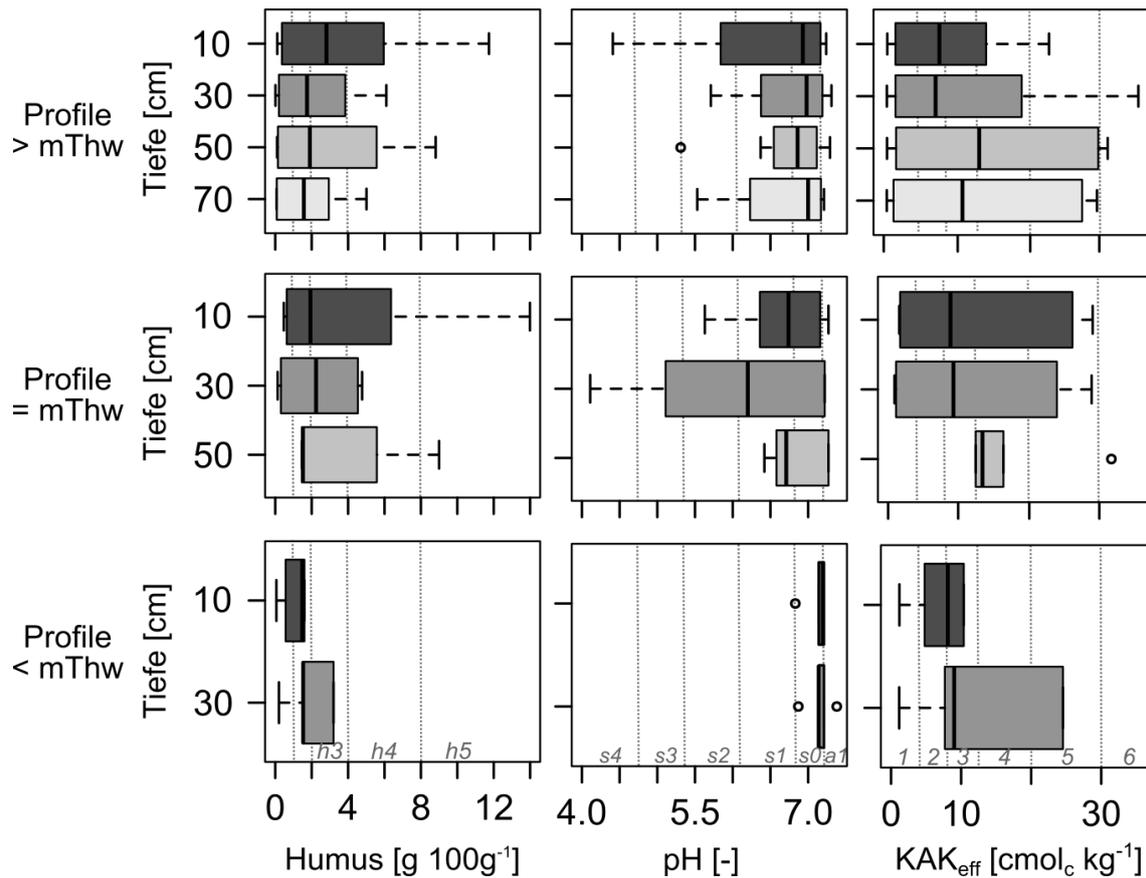


Abb. 5-5: Humusgehalte, pH-Werte und effektive Kationenaustauschkapazität (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.

Die **Bodenreaktion** ist überwiegend sehr schwach sauer (s1), neutral (s0) oder sehr schwach alkalisch (a1). Nur knapp 20 % der beprobten Tiefen weisen einen pH-Wert unter 6,1 (s2) auf (Abb. 5-5).

Die **effektive KAK** (KAK_{eff}) variiert deutlich hinsichtlich Textur und Humusgehalt. Im Mittel sind sowohl die Tiefen der Profile oberhalb mThw und im Bereich mThw als mittel bzw. hoch einzustufen, wobei sandige Substrate eher sehr geringe bis geringe Austauschkapazitäten aufweisen und feinkörnigere Substrate hohe bis sehr hohe Austauschkapazitäten. Im Bereich

zwischen mThw und mTnw zeigt die Tiefe 30 cm eine hohe effektive KAK, während der Oberboden lediglich als gering zu kategorisieren ist (Abb. 5-5).

Auf einen Test mit 10%iger HCl reagierte die Mehrzahl der sandigen Bodenhorizonte als auch ein Teil der Oberböden oberhalb mThw nicht und ist somit als carbonatfrei einzustufen. Die **carbonathaltigen Tiefen** der Profile oberhalb mThw liegen im Mittel unter 4 % und sind somit als schwach carbonathaltig einzustufen. Dagegen sind die carbonathaltigen Tiefen der Profile im Bereich des mThw und im Bereich zwischen mThw und mTnw im Mittel als mittel carbonathaltig zu bewerten (Tab. 5-3).

Tab. 5-3: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone. Angaben in %.

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	0,0 – 4,6	1,8	1,3
	30	0,0 – 8,0	2,9	2,3
	50	0,0 – 7,6	3,1	1,8
	70	0,0 – 6,2	2,6	2,4
= mThw	10	0,0 – 7,3	5,0	4,9
	30	0,0 – 6,0	4,9	5,8
	50	0,0 – 4,3	3,1	4,3
< mThw	10	0,0 – 6,4	6,1	6,0
	30	0,0 – 7,2	6,2	5,8

Auch in der oligohalinen Zone liegt die **Natriumsättigung (ESP)** der beprobten Bodenprofile unter 6 %, weshalb diese Böden ebenfalls als natriumarm einzustufen sind (Abb. 5-6).

Der Klassifizierung von BLUME (2003) folgend, deuten die in Bodensuspensionen (1:5) bestimmten **elektrischen Leitfähigkeiten** auf überwiegend brackische Bedingungen hin. Einige Profile oberhalb mThw sind allerdings durch perimarine Bedingungen charakterisiert, was auf eine bereits stattgefundene Aussüßung des Substrates hindeutet. Dies trifft auf die sandigen Standorte mit geringer Austauschkapazität der Elbinseln (z.B. ES10) und auf Standorte mit weiter fortgeschrittener Pedogenese (z.B. ES15) zu. Während die Bodensalinität in der limnischen Zone noch in allen Beprobungstiefen durch eine elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1:5}$) unter $0,3 \text{ mS cm}^{-1}$ gekennzeichnet ist, trifft dies in der oligohalinen Zone nur noch auf die Profile oberhalb mThw zu. In den täglich überschwemmten Bereichen kommt es zu einer Verschiebung der Bodensalinität in die schwach saline bis mittel saline Kategorie (Tab. 4-2, Abb. 5-6).

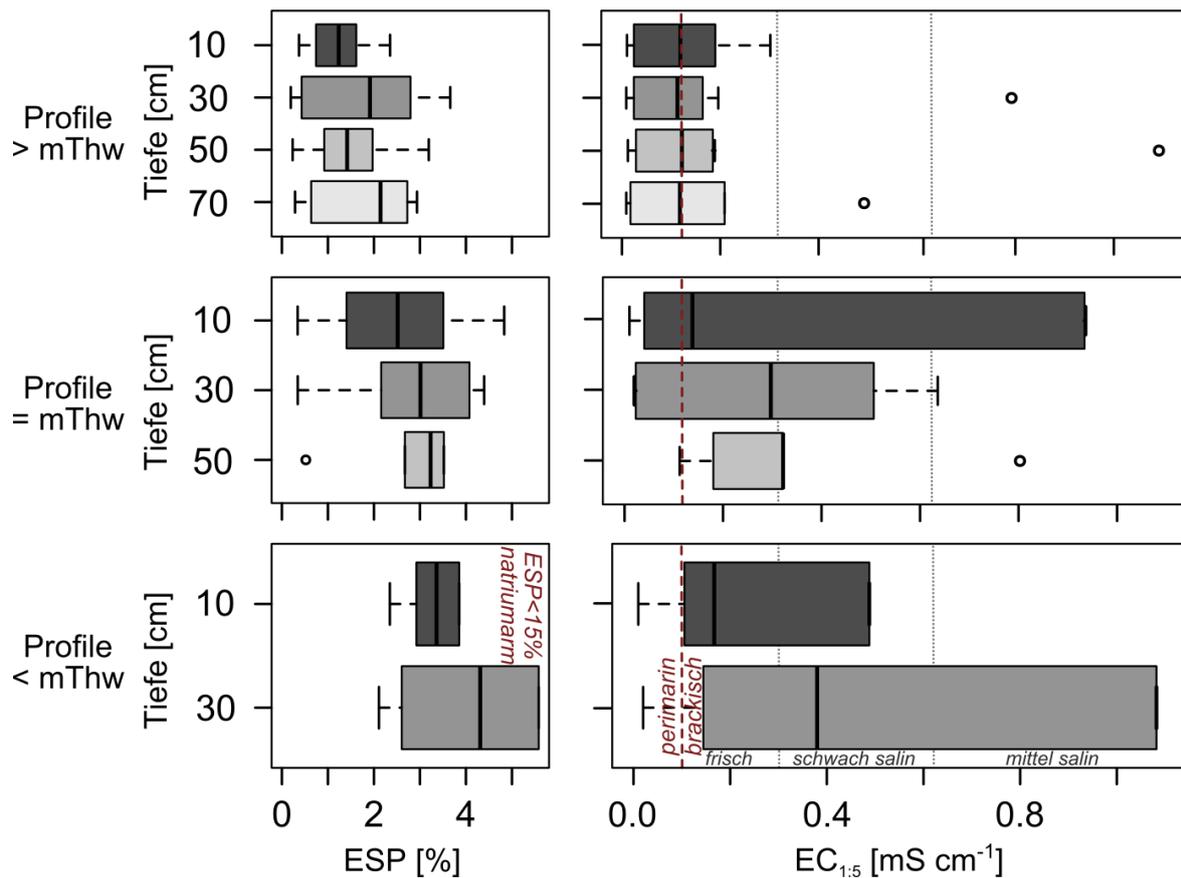


Abb. 5-6: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1.5}$) der Profile innerhalb der oligohalinen Salinitätszone.

Die Gehalte **dithionitlöslicher, pedogener Eisenoxide (Fe_d)** sind mit den Gehalten, die in der limnischen Zone ermittelt wurden, vergleichbar. In den Profilen oberhalb mThw ist wieder ein tiefenabhängiger Gradient hinsichtlich der Fe_d -Gehalte erkennbar, wenn die Tiefe 10 cm außer Acht gelassen wird (Tab. 5-4).

Tab. 5-4: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der oligohalinen Salinitätszonen. Angaben in $g\ kg^{-1}$.

Profillage	Tiefe [cm]	Spanne	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	0,0 – 4,7	3,9	4,2
	30	0,0 – 8,7	6,4	6,7
	50	0,0 – 9,0	5,9	5,5
	70	0,0 – 6,2	5,3	5,8
= mThw	10	0,0 – 5,6	3,3	2,8
	30	0,0 – 4,9	2,3	2,2
	50	0,0 – 9,8	5,6	6,5
< mThw	10	0,0 – 3,0	2,5	2,9

Ein solcher Trend zeigt sich in den Profilen im Bereich des mThw nicht. Hier werden die höchsten Fe_d -Gehalte in 50 cm Tiefe erreicht. Für die Profile zwischen mThw und mTnw wurde nur für die Tiefe 10 cm der Gehalt an dithionitlöslichem Eisen bestimmt, welcher im Mittel $2,5 \text{ g kg}^{-1}$ beträgt (Tab. 5-4).

5.3 Mesohaline Zone

5.3.1 Standortkartierung

In der mesohalinen Zone befinden sich die Standorte ES18, ES19 und ES20 (vgl. Abb. 4-2). Oberhalb mThw und im Bereich des mThw wurden an allen Standorten Brackrohmarschen (MRb) angesprochen. Eine Ausnahme stellt der Standort ES18 dar, an dem ein bereits vollständig ausgesüßtes Profil beprobt wurde, welches demzufolge als Brackkalkmarsch (MCb) klassifiziert wurde. An den Standorten ES18 und ES19 konnte ein Bodenprofil im Bereich zwischen mThw und mTnw angelegt werden. In beiden Fällen wurde ein Brackwatt (IWb) angesprochen, wobei an Standort ES18 ein Mischwatt und an Standort ES19 ein Sandwatt vorlag. Als Besonderheit ist eine substantielle Substratinhomogenität im Profil oberhalb mThw am Standort ES20 in Form von Muschelschalen ab einer Tiefe von 20 cm und mit einer Mächtigkeit von etwa 40 cm zu nennen. In Anlage 1 A findet sich eine detaillierte Beschreibung der aufgegrabenen Bodenprofile.

5.3.2 Bodenchemische Kennwerte

In der mesohalinen Zone ist die Sandfraktion mit 45 % nicht mehr ganz so stark vertreten wie in den vorher beschriebenen Salinitätszonen. Besonders der Anteil an reinsandigen Substraten ist deutlich kleiner geworden. Lehme und Schluffe überwiegen in dieser Salinitätszone, wohingegen Tone nicht zum Bodenartenspektrum beitragen (Abb. 5-7).

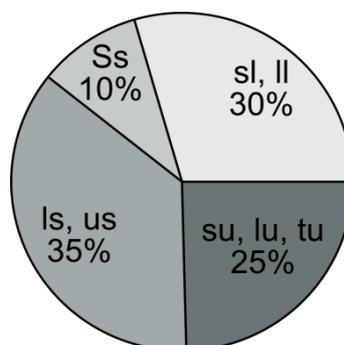


Abb. 5-7: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.

In den Profilen oberhalb mThw variieren die **Humusgehalte** am stärksten in 10 cm Tiefe und liegen zwischen 2,6 und 6,6 g 100 g⁻¹. Im Mittel ist diese Tiefe nach KA5 als stark humos einzustufen. Mit der Tiefe nimmt der Gehalt an organischer Substanz deutlich ab und liegt bereits in 30 cm Tiefe im Mittel nur noch bei 1,5 g 100 g⁻¹. Bis in 70 cm Tiefe ändert sich der Humusgehalt kaum noch und ist als schwach humos zu klassifizieren (Abb. 5-8).

Auch in den Profilen im Bereich des mThw liegen die höchsten Humusgehalte in 10 cm Tiefe vor und sind ebenfalls im Mittel als stark humos einzustufen. In diesen Profilen nimmt der Gehalt an organischer Bodensubstanz allerdings nicht so deutlich mit der Tiefe ab wie in den Profilen oberhalb mThw, wodurch erneut die Beeinflussung der Humusakkumulation durch den Bodenwasserhaushalt zu Tage tritt. Besonders wenig organische Substanz wurde in den Profilen im Bereich zwischen mThw und mTnw in 10 cm Tiefe bestimmt. Hier sind die Humusgehalte als sehr schwach humos einzustufen. In der zweiten beprobten Tiefe (30 cm) wurden Humusgehalte von 0,6 (h1) bzw. 2,5 g 100 g⁻¹ (h3) ermittelt (Abb. 5-8).

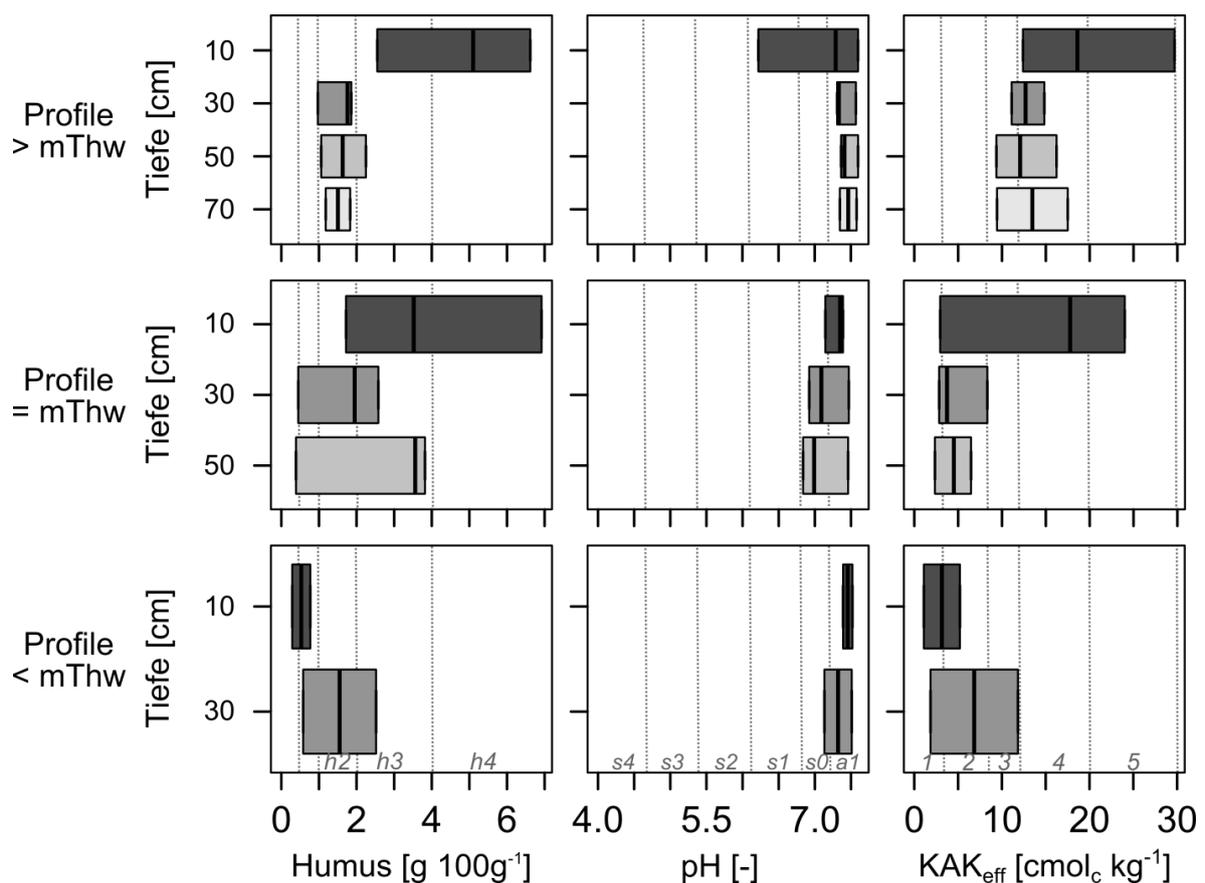


Abb. 5-8: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.

Die **Bodenreaktion** ist in fast allen Tiefen im neutralen (s0) bzw. sehr schwach alkalischen (a1) Bereich einzuordnen. Einzige Ausnahme ist der Oberboden (10 cm) des Profils oberhalb mThw am Standort ES18, der mit einem pH-Wert von 6,2 als sehr schwach sauer (s1) einzustufen ist (Abb. 5-8).

In den Oberböden (10 cm) der Profile oberhalb mThw und im Bereich des mThw ist die **effektive KAK (KAK_{eff})** als hoch einzustufen, was sowohl durch eine feinkörnige Textur als auch durch hohe Humusgehalte bedingt wird. Die große Variation der Austauscherkapazität spiegelt dabei auch die Streubreite hinsichtlich der organischen Bodensubstanz in 10 cm Tiefe wider. In den Profilen oberhalb mThw ist die effektive KAK in den folgenden Tiefen ebenfalls als hoch einzuordnen, wohingegen die Austauschkapazität in den Unterböden der Profile im Bereich des mThw als gering einzustufen ist. Während sich das Brackwatt an Standort ES19 durch eine in allen Tiefen sehr geringe Austauschkapazität auszeichnet, ist die KAK an Standort ES18 als mittel einzustufen (Abb. 5-8).

Auch in der mesohalinen Salinitätszone reagierten einige der beprobten Tiefen nicht auf einen Test mit 10%iger HCl. Die **carbonathaltigen Tiefen** im Bereich oberhalb mThw sind im Mittel als mittel carbonathaltig einzustufen. Eine Sonderstellung nimmt das Profil oberhalb mThw an Standort ES20 ein, in dem eine etwa 40 cm mächtige Schicht aus Muschelschalen vermischt mit mineralischen Komponenten vorgefunden wurde, die als sehr carbonatreich einzuordnen ist (Tab. 5-5).

Tab. 5-5: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone. Angaben in %.

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	0,0 – 6,6	5,7	5,7
	30	0,0 – 37,3*	15,2	5,4
	50	0,0 – 43,5*	17,4	5,6
	70	0,0 – 5,5	4,0	4,0
= mThw	10	0,0 – 6,1	5,8	5,8
< mThw	10	0,0 – 3,7	3,6	3,6
	30	0,0 – 4,5	4,3	4,3

* ohne Standort ES20 \bar{x} und \tilde{x} in 30 cm 4,2; \bar{x} und \tilde{x} in 50 cm 4,3

Die carbonatführenden Oberböden (10 cm) im Bereich mThw sind ebenfalls als mittel carbonathaltig zu klassifizieren. Für die Tiefen 30 cm und 50 cm wurde lediglich an Standort ES19 der Carbonatgehalt bestimmt, der als mittel bzw. stark carbonathaltig einzustufen ist.

Die Beprobungstiefe 10 cm im Bereich zwischen mThw und mTnw ist im Mittel als schwach carbonathaltig einzustufen, während die Tiefe 30 cm als mittel carbonathaltig einzustufen ist (Tab. 5-5).

Im Vergleich zur limnischen und oligohalinen Salinitätszone hat die **Natriumsättigung (ESP)** deutlich zugenommen und kann teilweise bis zu 12 % erreichen. Dies trifft insbesondere auf die Profile im Bereich zwischen mThw und mTnw zu. Dennoch sind auch die in der mesohalinen Zone beprobten Böden als natriumarm einzuordnen (Abb. 5-9).

Auch für die mesohaline Zone deutet die **elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1,5}$)** nach der Einteilung von BLUME (2003) auf vorwiegend brackische Bedingungen hin. Ebenso wie in der oligohalinen Zone weisen einige Profile oberhalb mThw perimarine Bedingungen auf, was auf eine bereits stattgefundene Entsalzung hinweist. Dies trifft auch auf einige Tiefen der Profile im Bereich des mThw zu. Ausschließlich brackische Verhältnisse kennzeichnen die Profile im Bereich zwischen mThw und mTnw (Abb. 5-9).

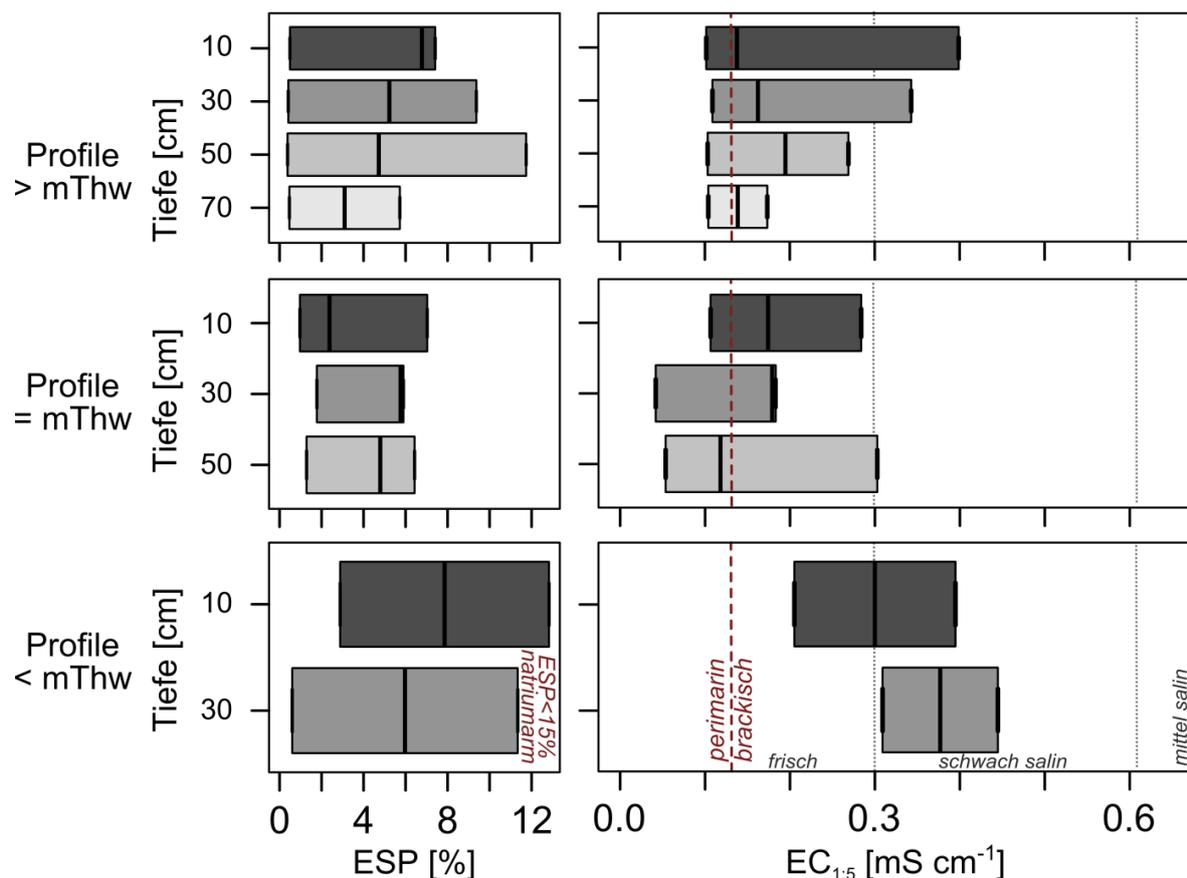


Abb. 5-9: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1,5}$) der Profile innerhalb der mesohalinen Salinitätszone.

Die Bodensalinität ist für die Mehrzahl der beprobten Tiefen mit einer elektrischen Leitfähigkeit ($EC_{1:5}$) von unter $0,3 \text{ mS cm}^{-1}$ als nicht-salin zu klassifizieren. Die Verschiebung der Salinität in salinere Kategorien wie es in der oligohalinen Zone ermittelt wurde, ist hier nur für die Profile im Bereich zwischen mThw und mTnw erkennbar (Tab. 4-2, Abb. 5-9).

Die Gehalte **dithionitlöslicher, pedogener Eisenoxide (Fe_d)** sind im Vergleich zur limnischen und oligohalinen Zone im Mittel etwas niedriger. Sowohl für die Profile oberhalb mThw als auch für die Profile im Bereich des mThw wurden die höchsten, mittleren Fe_d -Gehalte in der tiefsten Beprobungstiefe bestimmt. Im Bereich zwischen mThw und mTnw wurden die dithionitlöslichen Eisenoxide lediglich für das Brackwatt an Standort ES19 ermittelt. Mit $0,5$ bzw. $0,7 \text{ g kg}^{-1}$ wurden hier die vergleichsweise geringsten Fe_d -Gehalte analysiert (Tab. 5-6).

Tab. 5-6: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der mesohalinen Salinitätszone. Angaben in g kg^{-1} .

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	0,0 – 4,6	4,5	4,5
	30	0,0 – 5,2	4,1	4,6
	50	0,0 – 5,4	4,3	5,3
	70	0,0 – 6,4	5,7	5,7
= mThw	10	0,0 – 3,8	3,5	3,5
	30	0,0 – 4,5	3,3	3,9
	50	0,0 – 8,1	4,4	2,9

5.4 Polyhaline Zone

5.4.1 Standortkartierung

In der polyhalinen Zone befinden sich die Standorte ES21 bis ES24 (vgl. Abb. 4-2). In dieser Zone wurden gemäß der Klassifizierung von BLUME (2003), die eine Ansprache als Normrohmarsch bzw. Normwatt erst vorsieht, wenn die elektrische Leitfähigkeit im Sättigungsextrakt (EC_e) über 15 mS cm^{-1} liegt, ausschließlich Brackrohmarschen (MRb) und Brackwatten (IWb) angesprochen. Dabei beschränkten sich die Brackwatten auf den Bereich zwischen mThw und mTnw, während im Bereich des mThw und oberhalb mThw ausschließlich Brackrohmarschen kartiert wurden. Eine Differenzierung der Watttypen in Schlick- bzw. Mischwatten erfolgte ebenfalls nach BLUME (2003), wobei die Kriterien eines Schlickwattes nur an Standort ES22 erfüllt waren. Eine genaue Beschreibung der vorgefundenen Bodenprofile ist Anlage 1 A zu entnehmen.

5.4.2 Bodenchemische Kennwerte

Die Sandfraktion macht in der polyhalinen Zone immer noch 50 % des Bodenartenspektrums aus, allerdings ist der Anteil der reinsandigen Substrate im Vergleich zu den vorher beschriebenen Salinitätszonen mit 3 % deutlich kleiner. Lehme und Schluffe tragen rund jeweils 20 % zu den vorgefundenen Bodenarten bei, während Tone mit 8 % eine untergeordnete Rolle spielen (Abb. 5-10).

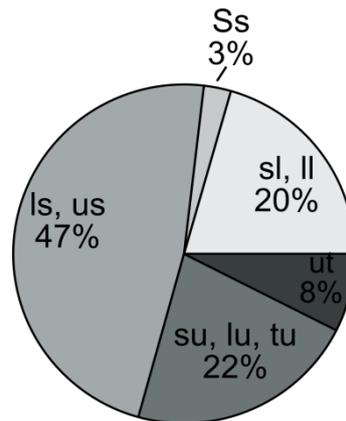


Abb. 5-10: Bodenarten-Gruppen und ihre Anteile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.

In der polyhalinen Zone ist die Streuung der **Humusgehalte** in 10 cm Tiefe der Profile oberhalb mThw im Vergleich zu den bisher beschriebenen Salinitätszonen am geringsten. Im Mittel ist der Humusgehalt für diese Tiefe als mittel humos einzustufen. Der Gehalt organischer Substanz nimmt zunächst nur wenig mit der Tiefe ab und ist in 30 cm noch als mittel humos zu klassifizieren. Im Unterboden sind die Humusgehalte dann nur noch als schwach humos einzuordnen. Die Humusgehalte der Oberböden (10 cm) der Profile im Bereich des mThw sind im Mittel etwas höher als die der Oberböden der Profile oberhalb mThw, sind aber ebenfalls als mittel humos einzustufen. Dagegen ist die Abnahme der Humusgehalte mit der Tiefe deutlicher ausgeprägt. Im Vergleich zu den vorherigen Salinitätszonen sind die Humusgehalte in den Profilen zwischen mThw und mTnw in 10 cm Tiefe deutlich höher und als mittel humos zu klassifizieren. Die Gehalte an organischer Bodensubstanz in der Tiefe 30 cm variieren stark zwischen 0,4 (h1) und 3,6 g 100 g⁻¹ (h3) (Abb. 5-11).

Die **Bodenreaktion** ist fast ausschließlich als sehr schwach alkalisch (a1) einzustufen. Einzige Ausnahme stellt der Oberboden (10 cm) des Profils oberhalb mThw an Standort ES24 dar, dessen pH-Wert von 6,7 als sehr schwach sauer (s1) einzuordnen ist (Abb. 5-11).

Die **effektive KAK (KAK_{eff})** variiert in den Profilen oberhalb mThw und im Bereich des mThw deutlich mit dem Humusgehalt. In den Profilen oberhalb mThw ist die Austauschkapazität bis in 50 cm Tiefe im Mittel als hoch einzustufen. In 70 cm Tiefe liegt noch eine mittlere KAK vor. Als hoch ist auch die Austauschkapazität in den Oberböden (10 cm) der Profile im Bereich des mThw einzuordnen. Die effektive Austauschkapazität liegt in 30 cm zwischen 5,8 und 13,9 $cmol_c kg^{-1}$, was einer geringen bzw. hohen Austauschkapazität entspricht. Während sich im Bereich zwischen mThw und mTnw die Tiefe 10 cm durch eine hohe effektive KAK auszeichnet, ist die Austauschkapazität in 30 cm als mittel zu klassifizieren (Abb. 5-11).

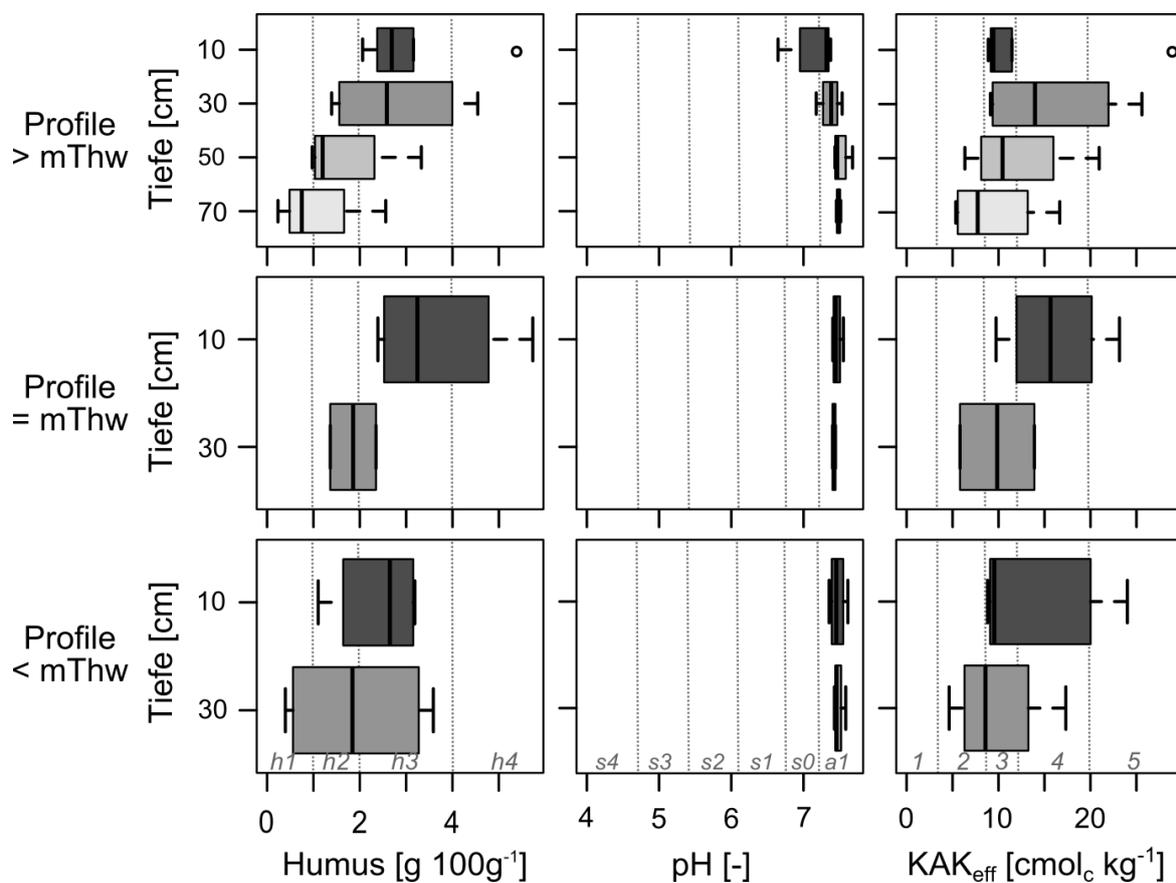


Abb. 5-11: Humusgehalte, pH-Werte und effektive KAK (KAK_{eff}) der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.

In der polyhalinen Salinitätszone reagierten alle beprobten Tiefen positiv auf einen Test mit 10%iger HCl. Die Tiefen 10 cm, 30 cm und 50 cm der Profile oberhalb mThw sind im Mittel als schwach **carbonathaltig** einzustufen, während die Tiefe 70 cm als mittel carbonathaltig einzuordnen ist. Als mittel carbonathaltig sind auch die Tiefen der Profile im Bereich des mThw und die Tiefen der Profile zwischen mThw und mTnw zu klassifizieren (Tab. 5-7).

Tab. 5-7: Spanne der Carbonatgehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der carbonathaltigen Tiefen der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone. Angaben in %.

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	0,7 – 6,4	3,4	3,1
	30	2,1 – 4,1	3,2	3,3
	50	2,9 – 5,0	3,9	3,8
	70	4,0 – 5,7	5,0	5,1
= mThw	10	3,4 – 7,9	5,4	5,1
	30	4,2 – 7,6	5,9	5,9
< mThw	10	4,0 – 7,7	6,1	6,4
	30	4,2 – 8,1	5,6	5,1

Die **Natriumsättigung (ESP)** der Profile hat im Vergleich zu den vorher beschriebenen Salinitätszonen deutlich zugenommen. Über die Tiefen der Profile oberhalb mThw gemittelt liegt der ESP hier bei rund 9 %, demzufolge wären die Böden oberhalb mThw als natriumarm zu klassifizieren, auch wenn einige Unterböden in 70 cm Tiefe natriumhaltig sind (Abb. 5-12).

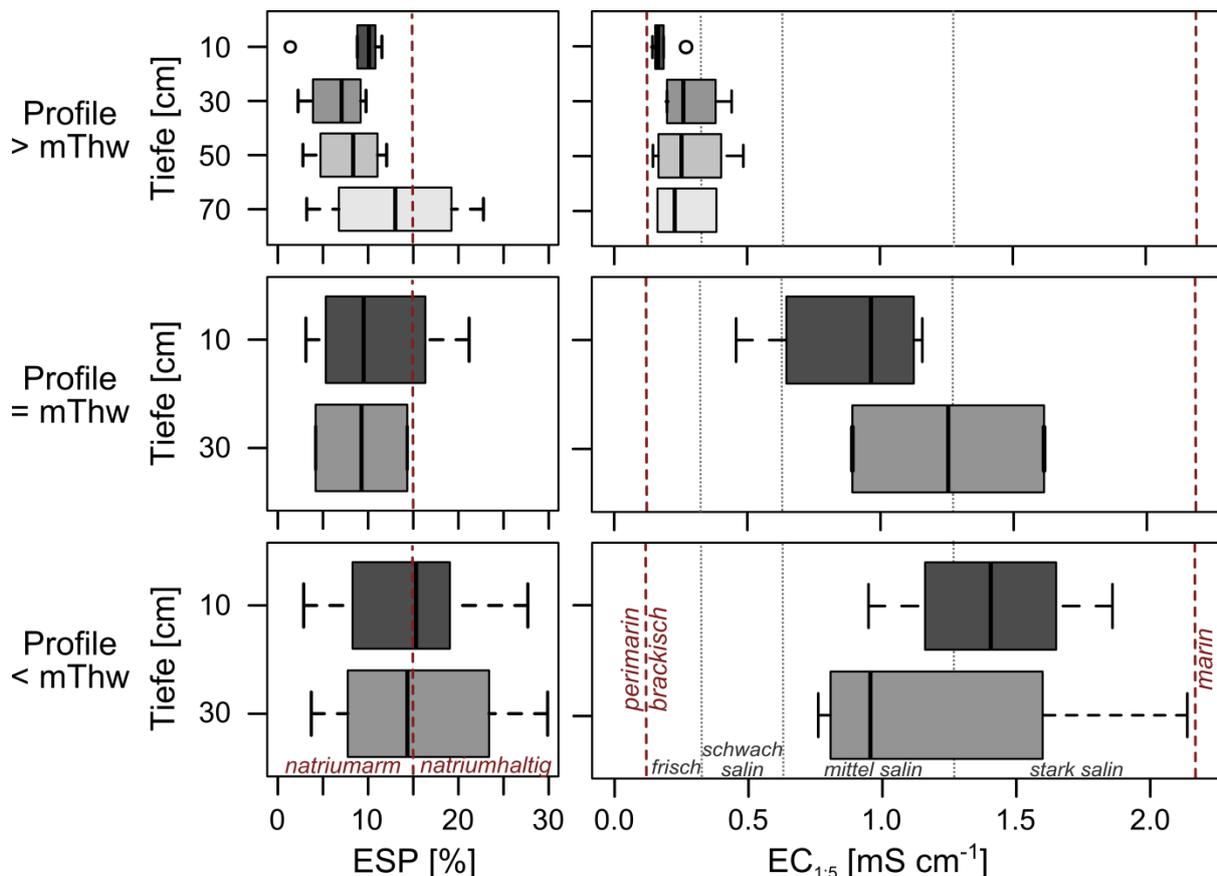


Abb. 5-12: Natriumsättigung (ESP) und elektrische Leitfähigkeit (EC_{1.5}) der Profile innerhalb der polyhalinen Salinitätszone.

Auch die Profile im Bereich des mThw sind nach wie vor als natriumarm einzuordnen, da hier die Natriumsättigung im Mittel über alle Tiefen bei etwa 10 % liegt. Eine unverkennbar hohe Natriumsättigung ist in einigen Tiefen der Profile zwischen mThw und mTnw vorzufinden, die im Maximum sogar 30 % erreichen kann. Aber auch geringe Sättigungen von nur knapp 3 % wurden ermittelt. Über die Tiefen gemittelt liegt in diesen Profilen ein ESP von rund 15 % vor, weshalb diese Profile als natriumhaltig klassifiziert werden können (Abb. 5-12).

Nach der Einordnung von BLUME (2003) liegen in der polyhalinen Zone ausschließlich brackische Bedingungen vor. Die Bodensalinität ist für die Mehrzahl der Tiefen der Profile oberhalb mThw mit einer elektrischen Leitfähigkeit ($EC_{1:5}$) von unter $0,3 \text{ mS cm}^{-1}$ als nicht-salin zu klassifizieren. Im Bereich der täglichen Überschwemmung kommt es zu einer Verschiebung der Bodensalinität hin zu mittel salinen und teilweise sogar stark salinen Verhältnissen. Dies trifft besonders für die Profile im Bereich zwischen mThw und mTnw zu (Tab. 4-2, Abb. 5-12).

In der polyhalinen Zone wurden die Gehalte an **dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden (Fe_d)** für alle beprobten Tiefen der Profile oberhalb mThw und im Bereich des mThw bestimmt. In den Profilen oberhalb mThw liegen die Fe_d -Gehalte im Mittel zwischen $3,3$ und $4,8 \text{ g kg}^{-1}$. In den Profilen im Bereich des mThw wurden in 10 cm Tiefe die im Mittel höchsten Fe_d -Gehalte innerhalb dieser Zone bestimmt. In den Profilen im Bereich zwischen mThw und mTnw liegen die Gehalte an dithionitlöslichen Eisenoxiden in 10 cm im Mittel bei $3,5 \text{ g kg}^{-1}$ und in 30 cm bei $1,9 \text{ g kg}^{-1}$ (Tab. 5-8).

Tab. 5-8: Spanne der Fe_d -Gehalte sowie Mittelwerte (\bar{x}) und Mediane (\tilde{x}) der Tiefen mit redoximorphen Merkmalen innerhalb der polyhalinen Salinitätszone. Angaben in g kg^{-1} .

<i>Profillage</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Spanne</i>	\bar{x}	\tilde{x}
> mThw	10	1,6 – 4,5	3,3	3,1
	30	1,4 – 7,8	4,2	3,8
	50	3,3 – 5,7	4,8	5,1
	70	2,5 – 4,1	3,5	3,6
= mThw	10	3,5 – 6,9	5,2	5,2
	30	0,7 – 3,5	2,1	2,1
< mThw	10	1,3 – 6,2	3,5	3,0
	30	0,0 – 2,6	1,9	1,9

5.5 Bedeutung definierter und physiko-chemischer Kenngrößen für das viskoelastische Verhalten

Die folgenden Kapitel befassen sich mit der Darstellung des Einflusses definierter, d.h. im Rahmen des Untersuchungsdesigns festgelegter sowie mit dem Effekt verschiedener physiko-chemischer Einflussgrößen auf das viskoelastische Verhalten der untersuchten Böden.

5.5.1 Einfluss von Bodenentwicklungsgrad und Entnahmetiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität

Abb. 5-13 und Abb. 5-14 zeigen den Einfluss des Entwicklungszustandes des Bodens auf die Mikrostruktur dargestellt als Integral z in verschiedenen Tiefen und bei unterschiedlichen Matrixpotentialen jedoch ohne Differenzierung nach Salinitätszonen. Der Entwicklungszustand wird dabei gemäß dem Beprobungsdesign anhand unterschiedlicher, Topografieabhängiger Profillagen abgebildet (vgl. Abb. 4-1).

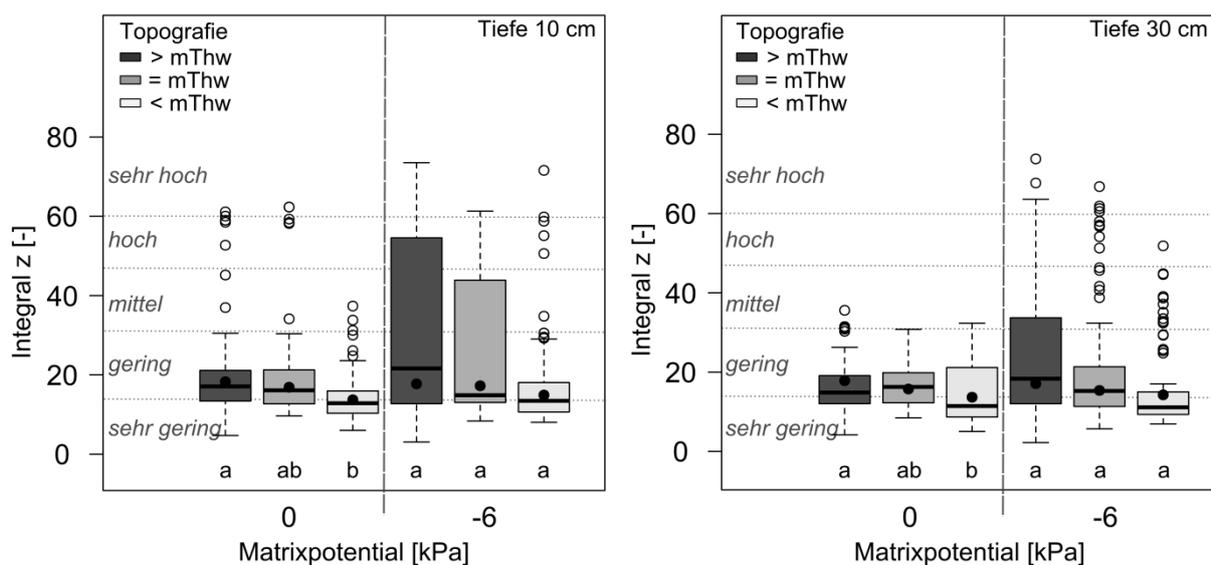


Abb. 5-13: Einfluss des Entwicklungsgrades dargestellt als Topografie-abhängige Profillage auf die mikrostrukturelle Stabilität der Oberböden in 10 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe bei unterschiedlichen Matrixpotentialen. Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. $n=110$ ($> mThw$), 100 ($= mThw$), 80 ($< mThw$).

Im quasi-gesättigten Zustand unterscheiden sich die Oberböden (Tiefe 10 cm und 30 cm) der Profile oberhalb $mThw$ durch höhere z -Werte signifikant von denen der Profile im Bereich zwischen $mThw$ und $mTnw$. Allerdings sind weder die z -Werte der Oberböden der Profile oberhalb $mThw$ von den z -Werten der Oberböden im Bereich des $mThw$, noch die z -Werte der Oberböden im Bereich des $mThw$ von denen zwischen $mThw$ und $mTnw$ signifikant ver-

schieden. Bei Feldkapazität (-6 kPa) gibt es für die Oberböden (10 cm und 30 cm) keinen signifikanten Unterschied zwischen den Entwicklungsstufen (Abb. 5-13).

Die Beprobungstiefe 50 cm kann hinsichtlich der Bodenmikrostruktur nur anhand der Profile oberhalb mThw und im Bereich des mThw verglichen werden. Abb. 5-14 zeigt, dass bezüglich des Entwicklungsgrades in 50 cm Tiefe innerhalb der verschiedenen Entwässerungsstufen kein signifikanter Unterschied hinsichtlich der Mikrostabilität festgestellt werden kann. Ein Vergleich der Entwicklungsstufen bei einem Matrixpotential von -15 kPa ist nicht möglich, da diese Entwässerungsstufe lediglich bei den Profilen oberhalb mThw analysiert wurde.

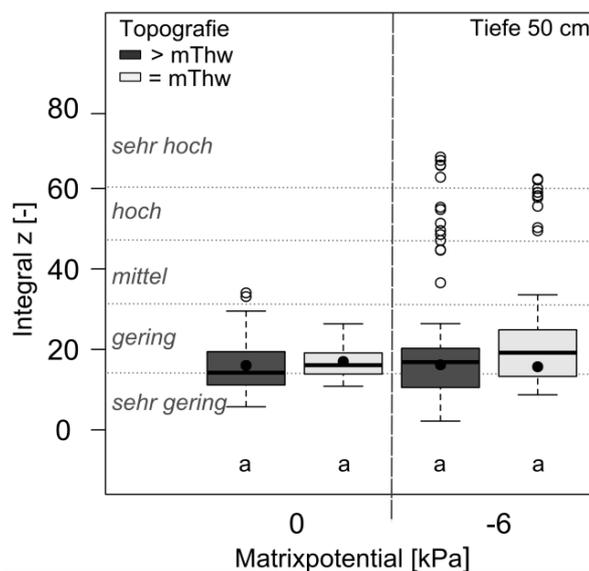


Abb. 5-14: Einfluss des Entwicklungsgrades dargestellt als Topografie-abhängige Profillage auf die mikrostrukturelle Stabilität in 50 cm Tiefe bei unterschiedlichen Matrixpotentialen. Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. $n=110$ (> mThw), 65 (= mThw).

Der Einfluss der Beprobungstiefe auf die Bodenmikrostruktur für die verschiedenen Profillagen bei unterschiedlichen Matrixpotentialen ohne Berücksichtigung der Salinitätszonen zeigt in den Profilen oberhalb mThw z-Werte, die sich in den Tiefen 10 cm und 30 cm im quasi-gesättigten Zustand von denen der übrigen Tiefen durch höhere z-Werte signifikant unterscheiden (Abb. 5-15).

Bei Feldkapazität gibt es keine signifikanten Unterschiede zwischen direkt aufeinanderfolgenden Tiefen, allerdings bleibt der durch höhere z-Werte hervorgerufene signifikante Unterschied zwischen 10 cm und dem Unterboden (50 cm und 70 cm) bestehen. Bei einem Matrixpotential von -15 kPa ist die Mikrostabilität im Oberboden (10 cm) signifikant verschieden von den übrigen Tiefen, wobei diese Signifikanz allerdings auf niedrigeren z-Werten

im Oberboden beruht (Abb. 5-15).

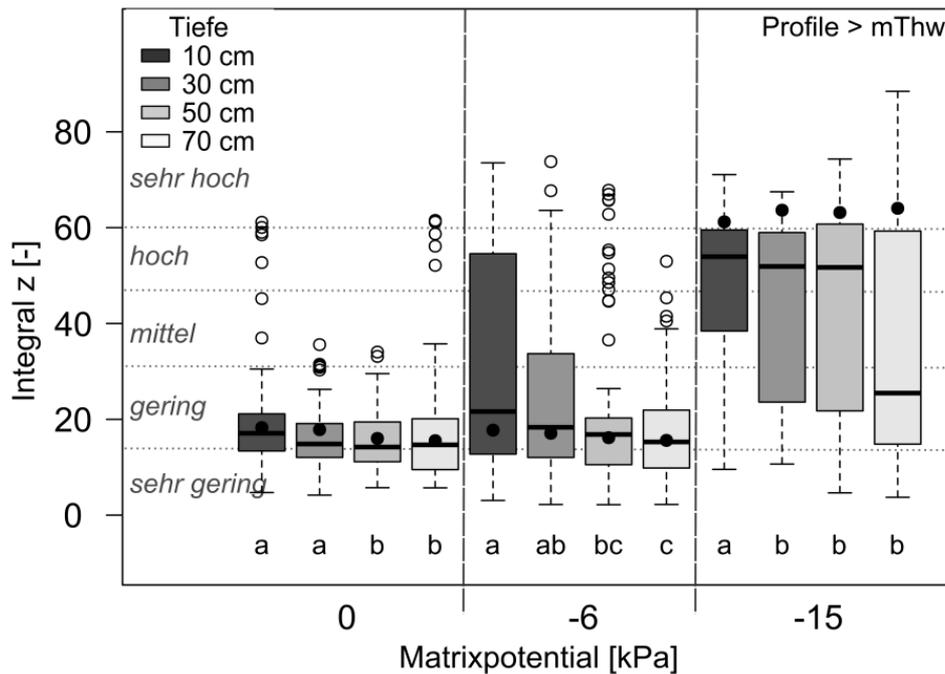


Abb. 5-15: Einfluss der Beprobungstiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität der Profile oberhalb mThw bei unterschiedlichen Matrixpotentialen. Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. $n=110$ für alle Tiefen und Entwässerungsstufen.

In den Profilen im Bereich des mThw ist im quasi-gesättigten Zustand kein signifikanter Unterschied bezüglich der Mikrostruktur in Abhängigkeit von der Tiefe festzustellen. Bei einem Matrixpotential von -6 kPa tritt allerdings ein signifikanter Unterschied zwischen den höheren z-Werten aus 10 cm und den z-Werten der übrigen Tiefen zu Tage (Abb. 5-16).

In den Profilen im Bereich zwischen mThw und mTnw können bei gegebenem Matrixpotential keine signifikanten Unterschiede der z-Werte zwischen den Beprobungstiefen festgestellt werden (Abb. 5-16).

Generell gilt, dass die z-Werte unabhängig von Topografie oder Beprobungstiefe im quasi-gesättigten Zustand die geringste Streuung aufweisen, welche aber bei zunehmender Austrocknung zunimmt und sich in einer Vielzahl von Ausreißern und einer großen Streubreite äußert. Außerdem wurden die niedrigsten z-Werte unabhängig von Topografie und Tiefe im quasi-gesättigten Zustand ermittelt.

Eine detaillierte Zusammenstellung der Mittelwertsvergleiche findet sich in Anlage 2.

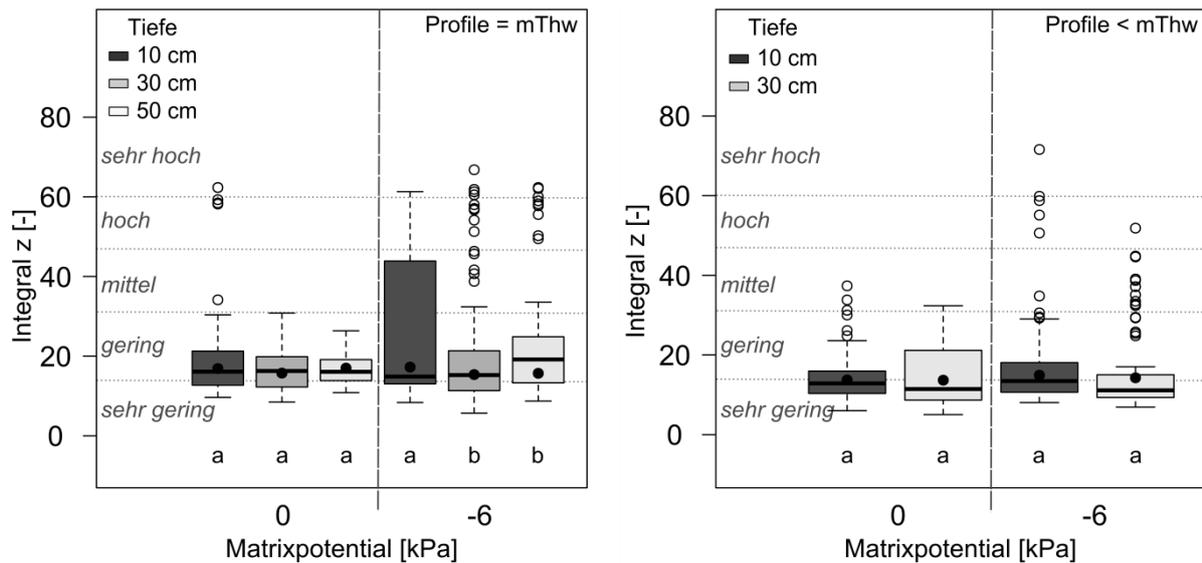


Abb. 5-16: Einfluss der Beprobungstiefe auf die mikrostrukturelle Stabilität der Profile im Bereich des mThw (links) und der Profile im Bereich zwischen mThw und mTnw (rechts) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen. Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. $n=100$ (= mThw, 10 cm), 90 (= mThw, 30 cm), 65 (= mThw, 50 cm), 80 (< mThw, 10 cm), 75 (< mThw, 30 cm).

5.5.2 Einfluss des Matrixpotentials in Abhängigkeit der Bodenart auf die Mikrostabilität

Der Einfluss des Matrixpotentials auf das Integral z wird in Abb. 5-17 in Abhängigkeit der Textur, die als Median der Korngröße dargestellt ist, für die Tiefen 10 cm und 30 cm gezeigt.

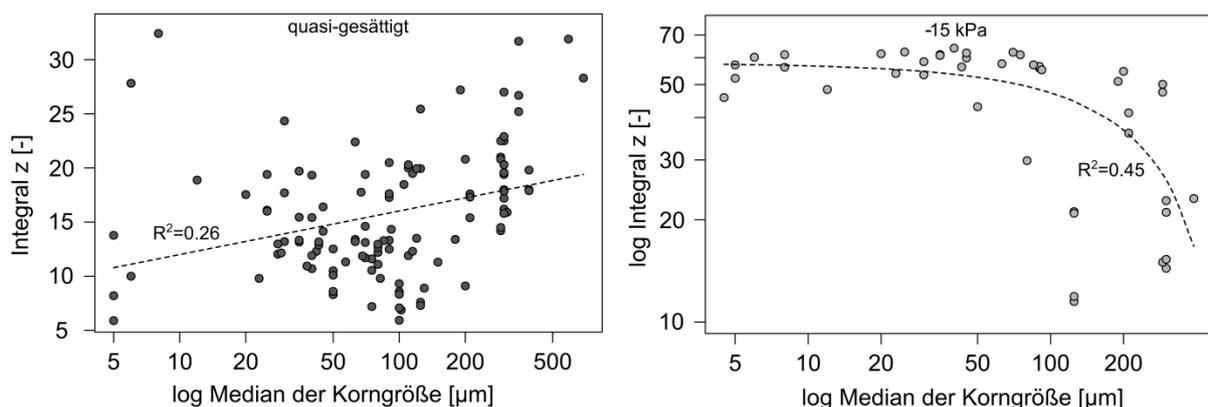


Abb. 5-17: Einfluss von Textur dargestellt als Median der Korngröße und Matrixpotential auf die mikrostrukturelle Stabilität der Oberböden (10 cm und 30 cm). Links im quasi-gesättigten Zustand, rechts bei einem Matrixpotential von -15 kPa. Dargestellt sind Mittelwerte aus $n=5$ Wiederholungen.

Da in die Betrachtung alle vorgefundenen Texturen eingehen, sich das Bodenmaterial aber hinsichtlich weiterer chemischer Parameter unterscheiden kann, wird für den quasi-gesättigten Zustand nur ein Bestimmtheitsmaß von $R^2=0,26$ erreicht, was einen schwachen

Zusammenhang zwischen Integral z und Matrixpotential in Abhängigkeit der Textur signalisiert. Dennoch kann festgestellt werden, dass die Mikrostabilität im quasi-gesättigten Zustand mit zunehmendem Korndurchmesser zunimmt. Demnach ist die mikrostrukturelle Stabilität bei Wassersättigung in feinkörnigeren Böden geringer als in sandigen Böden (Abb. 5-17).

Im Gegensatz dazu werden bei einem Matrixpotential von -15 kPa einerseits zum Teil deutlich höhere z -Werte erreicht, andererseits sind diese umso größer, je feinkörniger die Textur ist. Folglich hat die Austrocknung einen stabilisierenden Effekt auf die Bodenmikrostruktur, der umso deutlicher wird, je feintexturierter das Material ist (Abb. 5-17).

Da der Effekt des Matrixpotentials hinsichtlich des Korndurchmessers sichtlich variiert, wurden die vorgefundenen Bodenarten in Anlehnung an die in der KA5 aufgeführten Bodenarten-Hauptgruppen in Gruppen untergliedert. Dabei wurden für die Bodenarten-Hauptgruppe der Sande zwei Gruppen definiert: eine alle Reinsande (ss) umfassende Gruppe und eine die übrigen Sande (ls, us) umfassende Gruppe (Tab. 5-9).

Tab. 5-9: Einteilung der vorgefundenen Bodenarten in Gruppen.

Gruppe	Bodenart
Reinsande	gS, mSgs, mSfs, mS, fSms, fS (ss)
Sande	St2, Su2 – 4, Sl2, Sl3 (ls, us)
Lehme	Slu, Sl4, Lt2, Ls2 – 4 (sl, ll)
Schluffe	Us, Uu, Ut2, Uls, Ut4, Lu (su, lu, tu)
Tone	Lt3, Tu3 (ut)

Abb. 5-18 zeigt den Effekt des Matrixpotentials auf die untersuchten **reinsandigen Tiefen (ss)**. Durch eine Entwässerung von Wassersättigung auf Feldkapazität wird offensichtlich eine Stabilisierung der Bodenmikrostruktur erreicht. Für die Tiefen 10 cm und 30 cm sind die z -Werte bei Wassersättigung signifikant geringer als nach Vorentwässerung auf -6 kPa. Im Unterboden (50 cm und 70 cm) ist dieser Effekt weitgehend aufgehoben. Darüber hinaus ist die mikrostrukturelle Steifigkeit für alle Tiefen und bei allen Entwässerungszuständen als sehr gering bzw. gering einzuordnen.

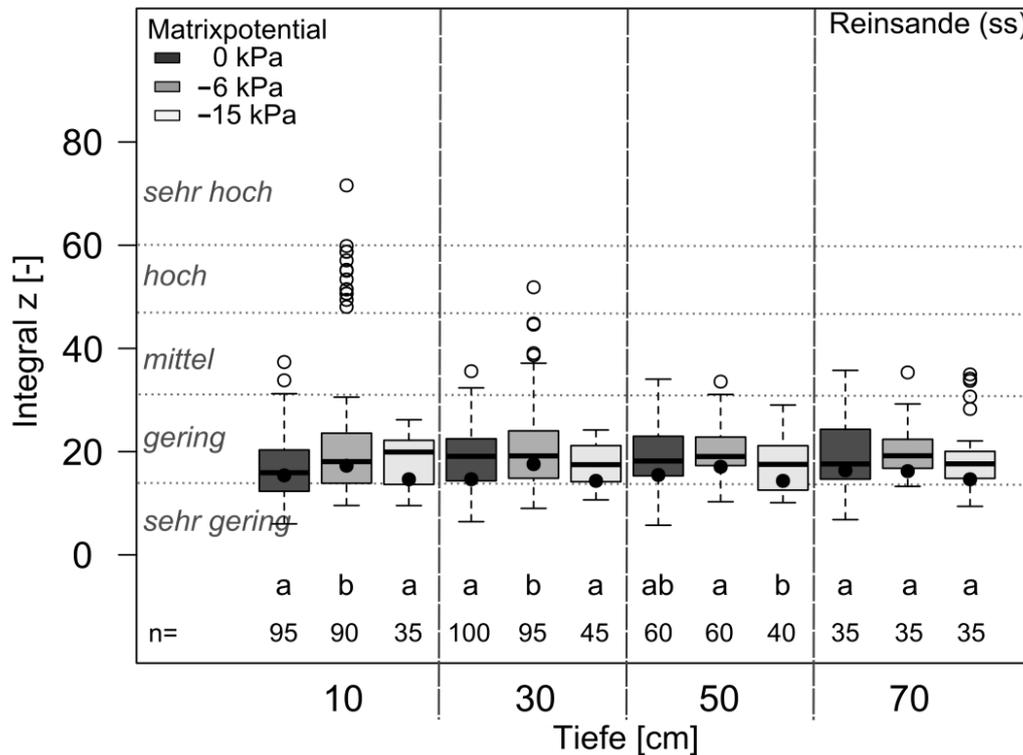


Abb. 5-18: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Reinsanden. Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. n=siehe Abbildung.

Lehmsande und **Schluffsande** (I_s , u_s) wurden in der Gruppe der Sande zusammengefasst. In dieser Gruppe tritt zunächst kein Stabilisierungseffekt durch Entwässerung auf Feldkapazität auf. Allerdings bringt die Entwässerung auf ein Matrixpotential von -15 kPa eine deutliche Stabilisierung mit sich, was in vergleichsweise hohen z-Werten mündet. So ist die Entwässerungsstufe -15 kPa auch für alle Tiefen signifikant verschieden von den übrigen Entwässerungszuständen (Abb. 5-19).

Während die für lehmig-sandige bzw. schluffig-sandige Tiefen ermittelten z-Werte bei Wassersättigung ebenfalls als sehr gering bis gering einzustufen sind, werden bei einem Matrixpotential von -6 kPa sowohl sehr geringe als auch hohe oder sogar sehr hohe z-Werte erreicht. Messungen, die bei -15 kPa durchgeführt wurden, generieren im Mittel hohe z-Werte, können aber auch in z-Werten resultieren, die als gering zu klassifizieren sind (Abb. 5-19).

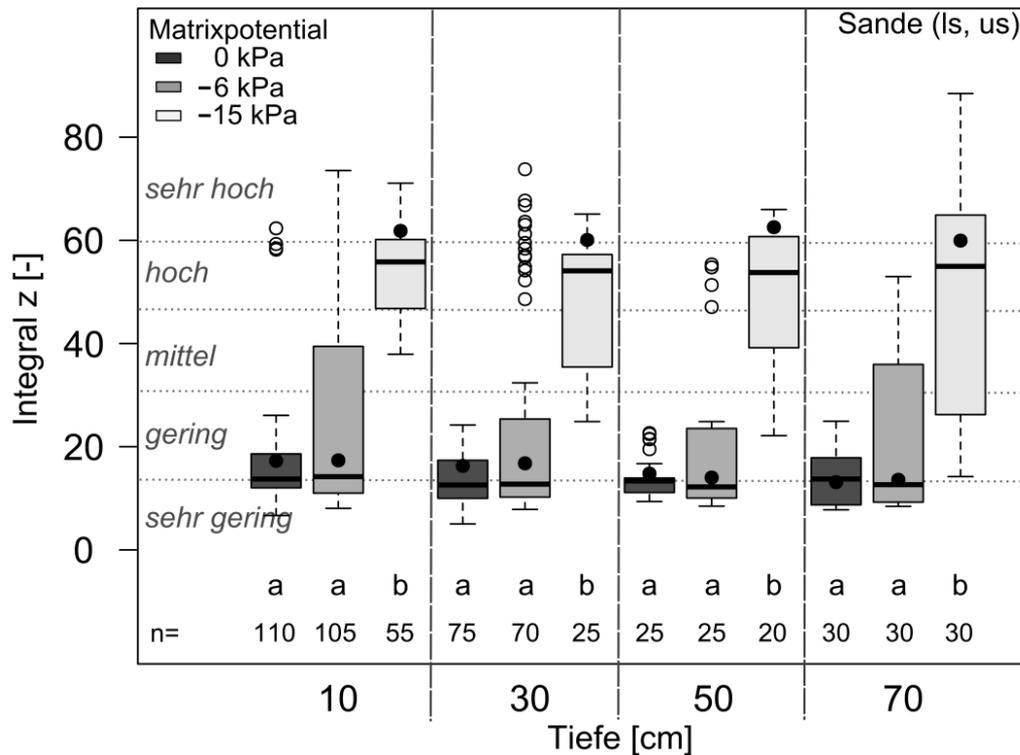


Abb. 5-19: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Sanden (ls, us). Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. n=siehe Abbildung.

Auch für **Tiefen mit lehmiger Textur** (sl, ll) kann für Wassersättigung und Feldkapazität i.d.R. kein signifikanter Unterschied der z-Werte festgestellt werden, weshalb auch hier überwiegend davon ausgegangen werden kann, dass es zunächst zu keiner Stabilisierung der Bodenmikrostruktur durch Entwässerung auf Feldkapazität kommt. Erst die Entwässerung auf ein Matrixpotential von -15 kPa resultiert dann in deutlich erhöhten z-Werten, was primär auf einen stabilisierenden Effekt von Meniskenkräften zurückgeführt werden muss (Abb. 5-20).

Die ermittelten z-Werte können im quasi-gesättigten Zustand für die Mehrzahl der lehmigen Messproben als sehr gering bzw. gering eingeordnet werden. Ähnlich wie bei der Gruppe der Sande (ls, us) wurden in den Tiefen 10 cm und 30 cm bei einem Matrixpotential von -6 kPa sowohl sehr geringe als auch sehr hohe z-Werte generiert. In 50 cm und 70 cm dagegen wurden bei Feldkapazität weiterhin Werte ermittelt, die als sehr gering und gering einzustufen sind. Deutlich hohe und sehr hohe z-Werte wurden bei einem Matrixpotential von -15 kPa berechnet (Abb. 5-20).

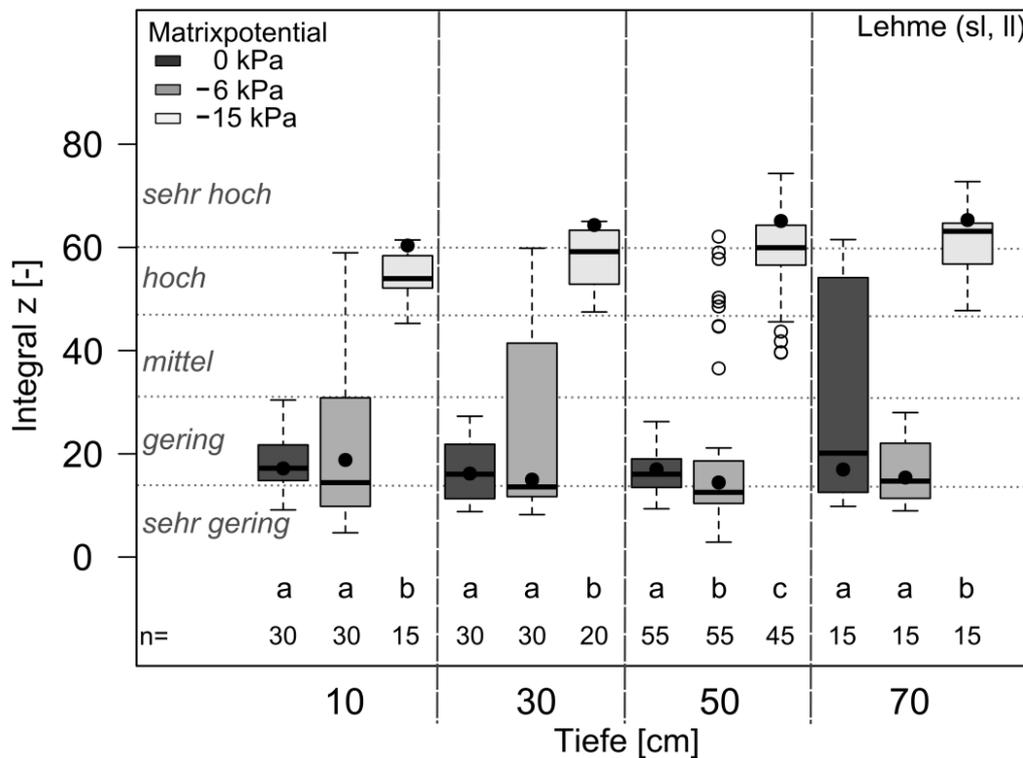


Abb. 5-20: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Lehmen (sl, ll). Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. n=siehe Abbildung.

Die untersuchten **schluffigen Tiefen** (su, lu, tu) zeigen bezüglich der verschiedenen Entwässerungsstufen ein vergleichsweise unstetes Verhalten. Wie zuvor ist die Entwässerungsstufe -15 kPa signifikant von den übrigen verschieden, allerdings bedeutet dies in der Tiefe 70 cm nicht wie bisher höhere z-Werte und demzufolge eine Stabilisierung der Mikrostruktur (Abb. 5-21).

Bei Wassersättigung sind die berechneten z-Werte der schluffigen Substrate ebenfalls als sehr gering bzw. gering zu klassifizieren. In den Tiefen 10 cm, 30 cm und 50 cm können bei Feldkapazität dann bereits hohe und sehr hohe Werte erreicht werden. In diesen Tiefen werden durch Entwässerung auf ein Matrixpotential von -15 kPa hohe und sehr hohe Steifigkeiten erreicht, während die z-Werte in der Tiefe 50 cm einer erheblichen Streubreite unterliegen und teilweise noch in die Klasse der sehr geringen Steifigkeit einzuordnen sind. In der Tiefe 70 cm dagegen ist die mikrostrukturelle Stabilität über alle Entwässerungsstufen als sehr gering bzw. gering zu klassifizieren (Abb. 5-21).

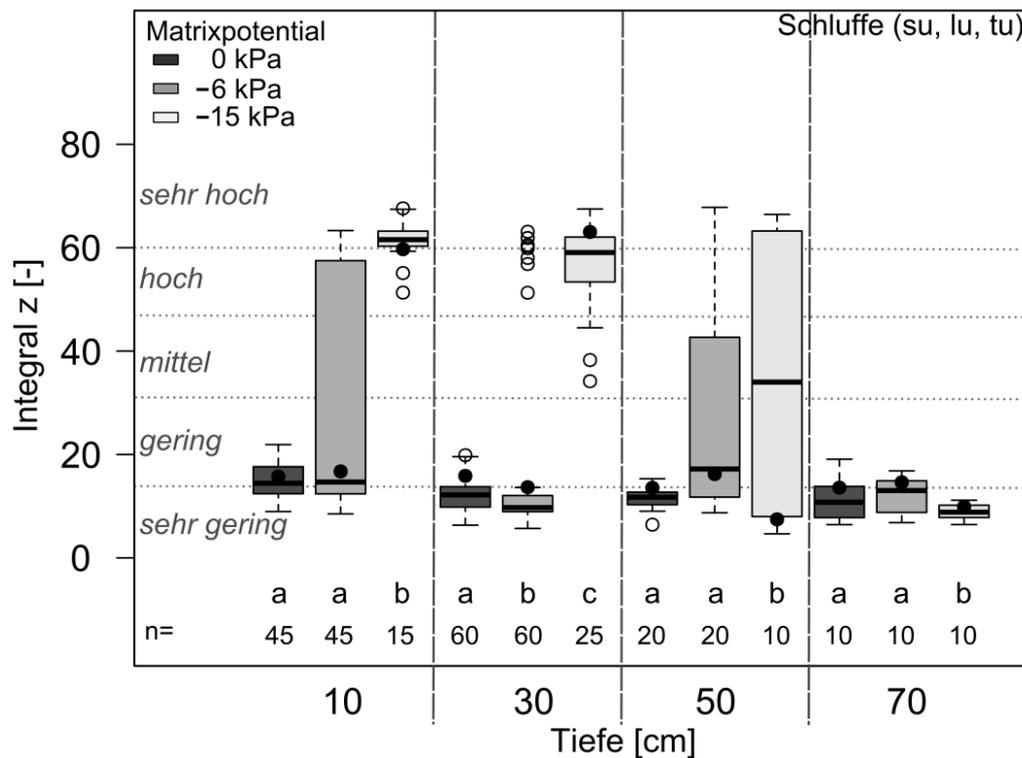


Abb. 5-21: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Schluffen (su, lu, tu). Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. n=siehe Abbildung.

Auch in den **tonigen Bodentiefen** (ut) sind die bei einem Matrixpotential von -15 kPa ermittelten z-Werte signifikant von den übrigen verschieden und spiegeln durch höhere z-Werte eine steifere Mikrostruktur wider. Im quasi-gesättigten Zustand variieren die z-Werte in der Tiefe 10 cm besonders stark. Hier werden sowohl z-Werte erreicht, die als sehr gering, als auch z-Werte, die als sehr hoch einzuordnen sind. In den übrigen Tiefen werden dann wieder sehr geringe oder geringe mikrostrukturelle Steifigkeiten erreicht. Ebenfalls eine große Streubreite weisen die z-Werte der auf -6 kPa entwässerten Variante auf. Während in der Tiefe 70 cm als sehr gering zu klassifizierende z-Werte berechnet wurden, reicht die Spanne der z-Werte in den übrigen Tiefen von sehr gering bis hoch und teilweise sogar sehr hoch. Dagegen wurden bei einer Entwässerung auf -15 kPa in den Tiefen 10 cm, 30 cm und 50 cm ausschließlich z-Werte der Kategorien mittel, hoch und sehr hoch generiert. Der Unterboden (70 cm) zeichnet sich erneut durch eine hohe Streuung der ermittelten z-Werte aus, die fast die gesamte Spannbreite der Klassifikation abdecken (Abb. 5-22).

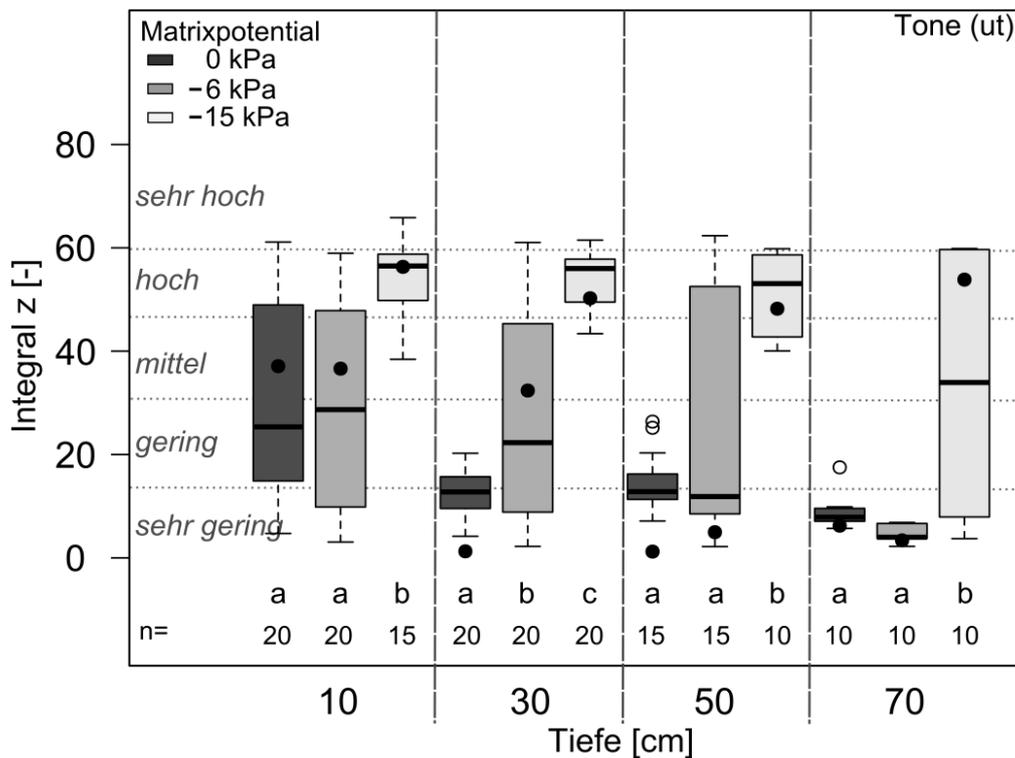


Abb. 5-22: Einfluss des Matrixpotentials auf die mikrostrukturelle Stabilität von Tonen (ut). Median (—), Mittelwert (•). Verschiedene Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede bei einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$. n=siehe Abbildung.

Zusammengefasst zeigen diese Ergebnisse eine Stabilisierung der Mikrostruktur durch Entwässerung in Abhängigkeit der Textur. Bei reinsandigen Substraten tritt der stabilisierende Effekt bereits bei einer Entwässerung auf Feldkapazität auf, während die Gruppe der Sande, Lehme und Tone eine signifikante Stabilisierung der Mikrostruktur erst bei einem Matrixpotential von -15 kPa aufweisen. Die Gruppe der Schluffe ist dagegen durch Inkonzanz gekennzeichnet, die besonders bei Bodenproben aus dem Unterboden (70 cm) offenkundig wird.

Eine ausführliche Zusammenstellung der Mittelwertsvergleich-Statistik ist in Anlage 2 aufgeführt.

5.5.3 Einfluss physiko-chemischer Parameter auf die Bodenmikrostruktur

Im Folgenden werden die Ergebnisse der linearen Regressionsanalysen zwischen dem Flächenparameter Integral z und einzelner physiko-chemischer Parameter dargestellt. Alle in diesem Kapitel aufgeführten Bestimmtheitsmaße sind in dem Kontext zu betrachten, dass sie aus Regressionsanalysen mit nur einer erklärenden Variablen stammen. Signifikante Beziehungen sind in den Abbildungen durch Angabe des R^2 gekennzeichnet ($\alpha=0,05$).

Elektrische Leitfähigkeit (EC)

Abb. 5-23 und Abb. 5-24 zeigen die Korrelationen zwischen elektrischer Leitfähigkeit (EC), welche synonym für den Gehalt an wasserlöslichen Salzen verwendet wird, und dem Integral z in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential.

In den (Boden-) Gruppen der Reinsande und Sande liegt im quasi-gesättigten Zustand keine Beziehung zwischen Integral z und EC vor. Bei Feldkapazität besteht sowohl für die Gruppe der Reinsande als auch für die Gruppe der Sande ein schwacher, aber in beiden Fällen signifikanter Zusammenhang zwischen z -Wert und zunehmender Leitfähigkeit. Während diese Korrelation in der Gruppe der Sande negativ ist, ist sie für die Reinsande positiv. Allerdings ist dieser positive Zusammenhang vermutlich nicht ausschließlich auf die wassergelösten Salze zurückzuführen (vgl. Kapitel 5.5.2). Bei einem Matrixpotential von -15 kPa kehren sich die Beziehungen jeweils um (Abb. 5-23).

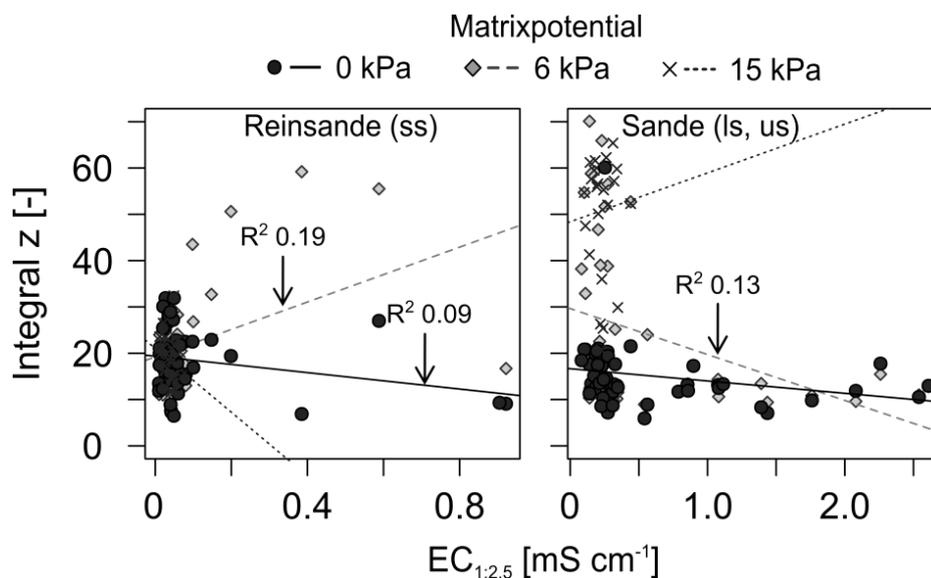


Abb. 5-23: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und elektrischer Leitfähigkeit ($EC_{1:2,5}$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Auch für die Gruppen der Lehme, Schluffe und Tone konnte im quasi-gesättigten Zustand kein Zusammenhang zwischen Integral z und EC festgestellt werden. Bei Feldkapazität besteht nur für die Gruppe der Tone eine schwache, positive Beziehung zwischen z -Wert und EC, die jedoch nicht signifikant ist. Auch bei einem Matrixpotential von -15 kPa besteht für alle drei Gruppen keine Korrelation zur elektrischen Leitfähigkeit (Abb. 5-24).

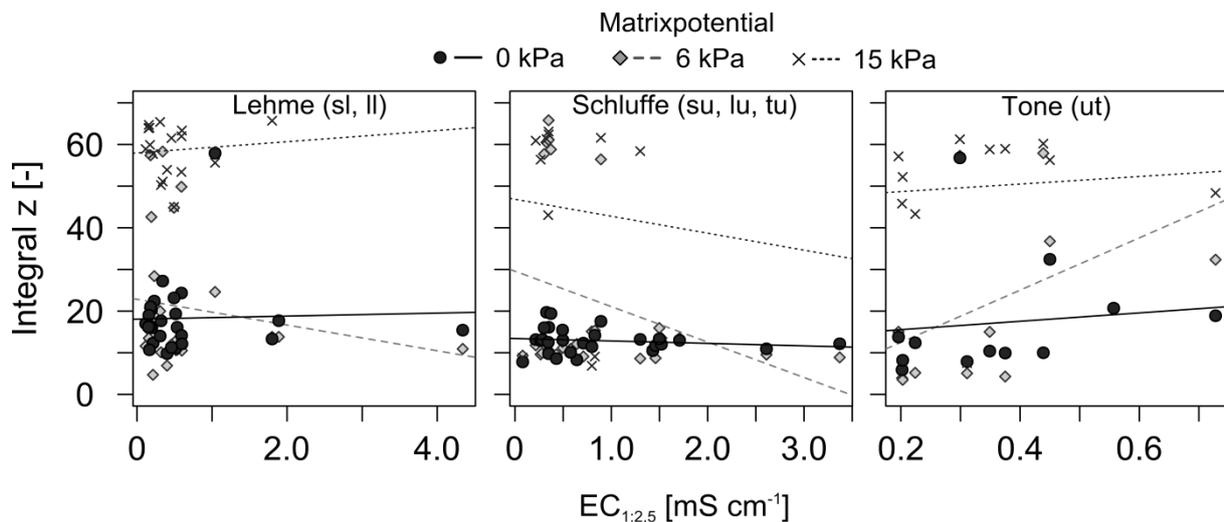


Abb. 5-24: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und elektrischer Leitfähigkeit ($EC_{1:2,5}$) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Da keine signifikanten Beziehungen bestimmt wurden, sind keine R^2 dargestellt.

Humusgehalt

Der Zusammenhang zwischen Humusgehalt und Integral z in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential wird in Abb. 5-25 und Abb. 5-26 dargestellt.

Während es für die Reinsande im quasi-gesättigten Zustand keine Korrelation zwischen Humusgehalt und z-Wert gibt, konnte für die Gruppe der Sande eine positive und signifikante Beziehung mit einem $R^2=0,41$ bestimmt werden (Abb. 5-25).

Solch eine positive Beziehung lässt sich für beide Gruppen auch bei Feldkapazität feststellen, während mit weiterer Austrocknung bei einem Matrixpotential von -15 kPa keine Korrelation zwischen Humusgehalt und z-Wert feststellbar ist (Abb. 5-25).

Für die Gruppen der Lehme, Schluffe und Tone wurden im quasi-gesättigten Zustand ebenfalls positive Korrelationen zwischen z-Wert und Humusgehalt ermittelt. Diese Beziehung ist für die Gruppen der Lehme und Schluffe schwach aber signifikant, wohingegen für die Gruppe der Tone ein höheres R^2 bestimmt wurde. Für Schluffe und Tone konnte auch bei Feldkapazität ein signifikantes und hohes Bestimmtheitsmaß ermittelt werden. Der positive Effekt der organischen Substanz bleibt offenbar für diese beiden Gruppen auch bei einem Matrixpotential von -15 kPa bestehen, auch hier ist der Zusammenhang nur noch schwach ($R^2 \leq 0,3$; vgl. Tab. 5-10) und nicht mehr signifikant (Abb. 5-26).

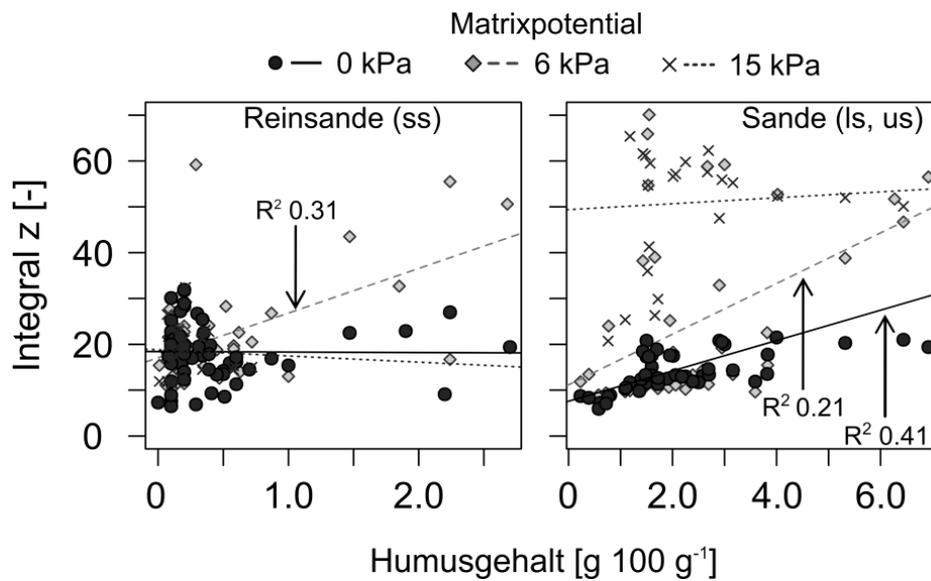


Abb. 5-25: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Humusgehalt bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

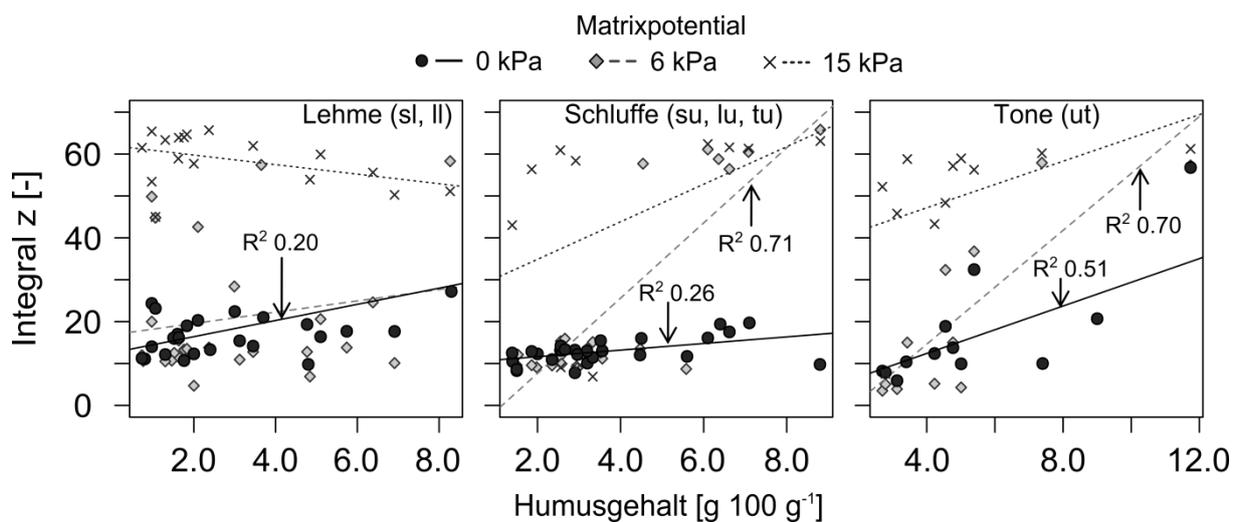


Abb. 5-26: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Humusgehalt bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Carbonatgehalt (CaCO_3)

Abb. 5-27 und Abb. 5-28 bilden die ermittelten Korrelationen zwischen Integral z und Carbonatgehalt in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential ab.

Im quasi-gesättigten Zustand konnte ausschließlich für die Gruppe der Sande eine Beziehung zwischen Carbonatgehalt und z-Wert festgestellt werden. Diese schwache jedoch signifikante Korrelation suggeriert einen negativen Effekt zunehmender Carbonatgehalte. Bei Feldka-

azität konnten für alle Gruppen, ausgenommen die Gruppe der Tone, signifikante Korrelationen bestimmt werden, wobei die Beziehung für die Reinsande und Lehme positiv ist und für die Sande und Schluffe negativ. Die für diese Entwässerungsstufe ermittelten R^2 signalisieren ausnahmslos schwache Zusammenhänge ($R^2 \leq 0,3$) zwischen CaCO_3 und z-Werten (Abb. 5-27, Abb. 5-28).

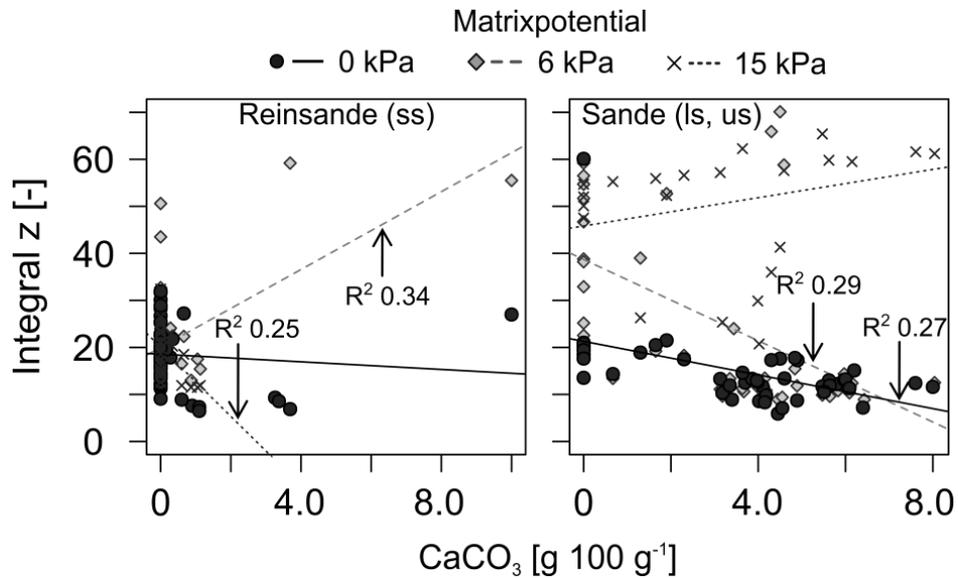


Abb. 5-27: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Carbonatgehalt (CaCO_3) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

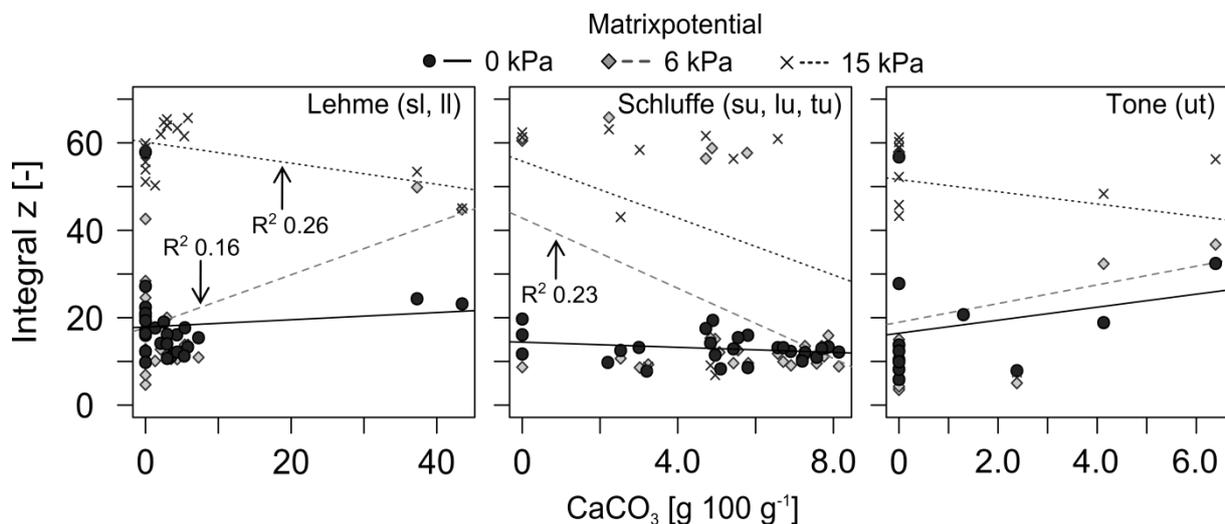


Abb. 5-28: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Carbonatgehalt (CaCO_3) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Bei einem Matrixpotential von -15 kPa konnten für die Gruppen der Sande, Schluffe und Tone keine Zusammenhänge zwischen Integral z und Carbonatgehalt ausgemacht werden. Allerdings tritt in der Gruppe der Reinsande und der Lehme eine schwache, negative Korrelation auf, die vergleichbar mit den negativen Zusammenhängen zwischen CaCO_3 und z -Werten für die Gruppe der Sande bei Wassersättigung und Feldkapazität sowie für die Gruppe der Schluffe bei Feldkapazität ist (Abb. 5-27, Abb. 5-28).

Calcium (Ca^{2+})

Die Zusammenhänge zwischen Ca^{2+} -Konzentration und Integral z in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential werden in Abb. 5-29 und Abb. 5-30 dargestellt.

Während im wassergesättigten Zustand eine nennenswerte Korrelation nur für die Gruppe der Sande auftritt, konnte bei Feldkapazität sowohl für Reinsande, Sande und Schluffe eine signifikante Beziehung zwischen Integral z und Ca^{2+} -Konzentration festgestellt werden. Dabei ist diese Beziehung für die Gruppe der Schluffe am stärksten ($R^2=0,65$), gefolgt von der Gruppe der Reinsande ($R^2=0,40$) und der Gruppe der Sande ($R^2=0,23$) (Abb. 5-29, Abb. 5-30). Bei einem Matrixpotential von -15 kPa konnte nur für die Gruppe der Tone ein signifikanter Zusammenhang ermittelt werden (Abb. 5-30).

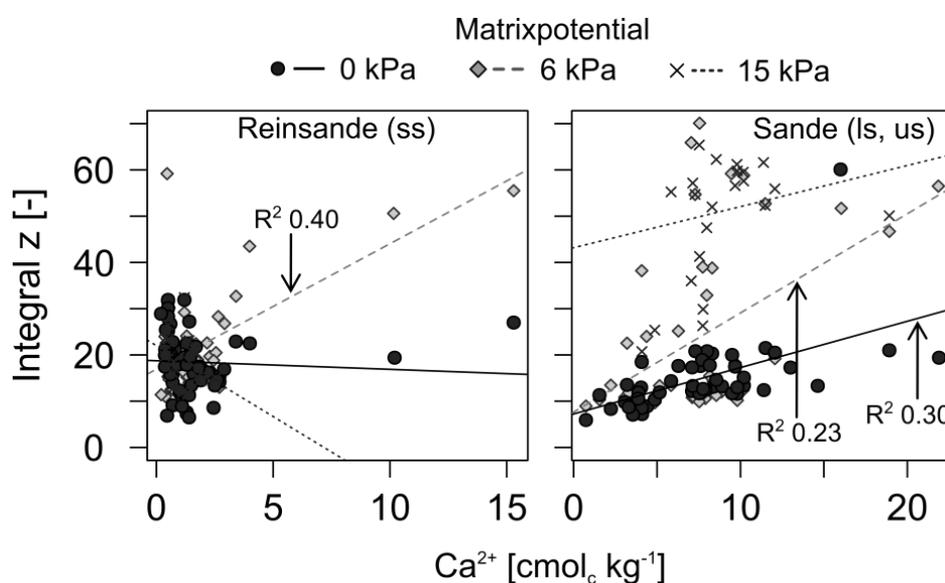


Abb. 5-29: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Calcium-Konzentration (Ca^{2+}) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

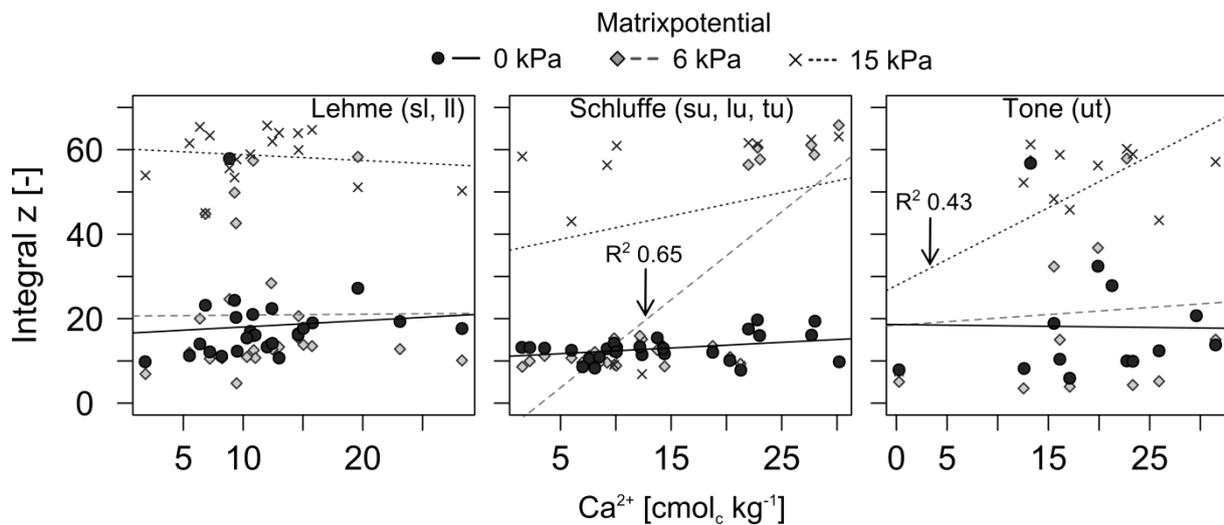


Abb. 5-30: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Calcium-Konzentration (Ca^{2+}) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Natrium (Na^+)

Abb. 5-31 und Abb. 5-32 zeigen die ermittelten Korrelationen zwischen Na^+ -Konzentration und Integral z in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential.

Für die Gruppe der Reinsande konnte bei Feldkapazität ein positive Beziehung zwischen Na^+ -Konzentration und z-Wert festgestellt werden, was eine Verbesserung der mikrostrukturellen Stabilität mit zunehmender Na^+ -Konzentration suggeriert, jedoch ist dieser Effekt primär auf den Stabilisierungseffekt durch Austrocknung zurückzuführen (vgl. Kapitel 5.5.2). Für die Gruppe der Sande wurde sowohl bei Feldkapazität als auch bei einem Matrixpotential von -15 kPa eine schwache Korrelation ermittelt. Allerdings ist diese Beziehung nur bei Feldkapazität negativ und signifikant, was der dispergierenden Wirkung von Natrium Rechnung trägt, wohingegen die Beziehung bei einem Matrixpotential von -15 kPa positiv wird und auch hier die zunehmende Mikrostruktur mit zunehmender Na^+ -Konzentration eher dem stabilisierenden Effekt von Meniskenkräften zuzurechnen ist (Abb. 5-31).

Für die Gruppen der Lehme und Schluffe konnte kein Zusammenhang zwischen Na^+ -Konzentration und Integral z abgeleitet werden. Für die Gruppe der Tone wurden für den quasi-gesättigten Zustand und bei einem Matrixpotential von -15 kPa schwache, negative Beziehungen zwischen Na^+ -Konzentration und z-Werten bestimmt, die jedoch nicht signifikant sind (Abb. 5-32).

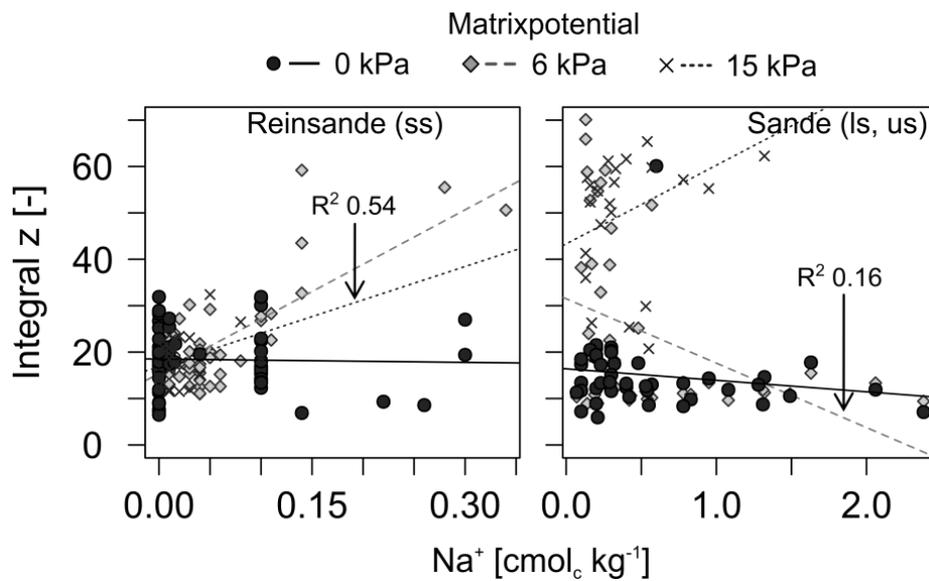


Abb. 5-31: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Natrium-Konzentration (Na^+) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

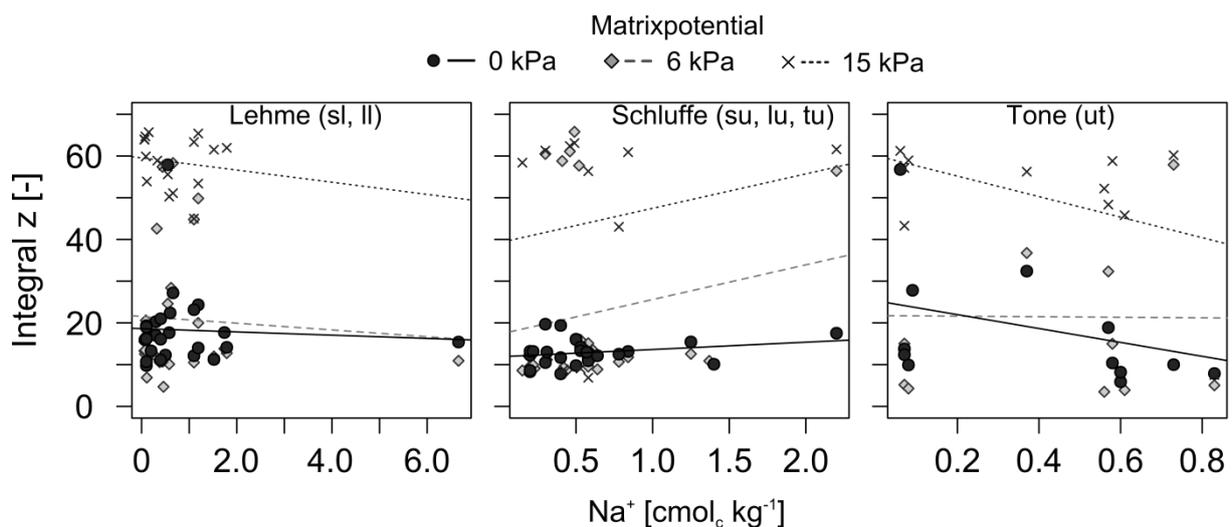


Abb. 5-32: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und Natrium-Konzentration (Na^+) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Dithionitlösliche, pedogene Eisenoxide (Fe_d)

Die Beziehungen zwischen dithionitlöslichen Eisenoxiden und Integral z in Abhängigkeit von Textur und Matrixpotential werden in Abb. 5-33. und Abb. 5-34 dargestellt.

Im quasi-gesättigten Zustand wurden für die Gruppen der Reinsande und Sande schwache, signifikante Korrelationen bestimmt, die eine Zunahme der mikrostrukturellen Stabilität bei zunehmendem Gehalt an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden signalisieren. Eine ver-

gleichbare Korrelation wurde ebenfalls für die Gruppe der Lehme bei einem Matrixpotential von -15 kPa festgestellt. Für die Gruppen der Schluffe und Tone konnte lediglich bei Feldkapazität ein schwacher, positiver Effekt von ansteigendem Eisengehalt auf die Bodenmikrostruktur ermittelt werden, der jedoch nicht signifikant ist (Abb. 5-33, Abb. 5-34).

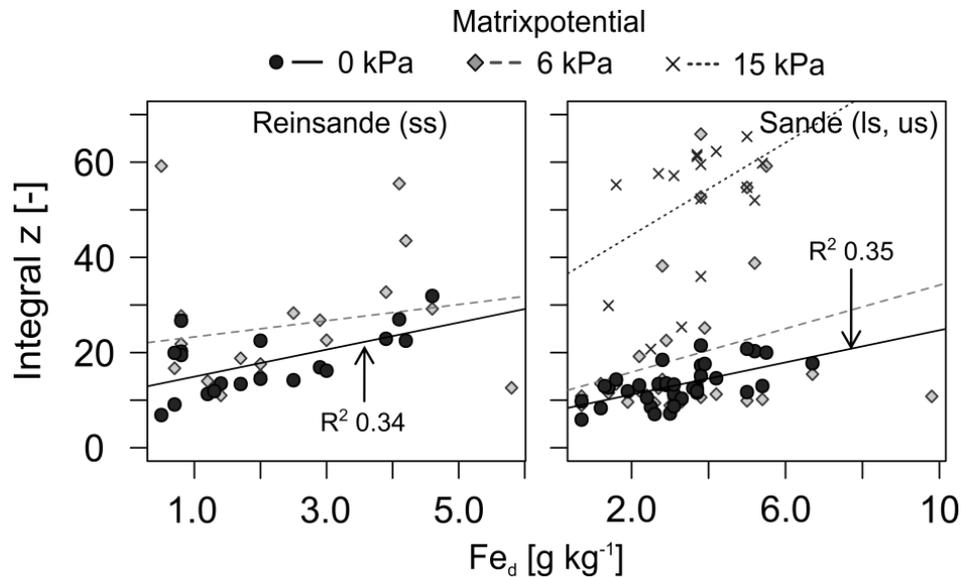


Abb. 5-33: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Reinsande (links) und Sande (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

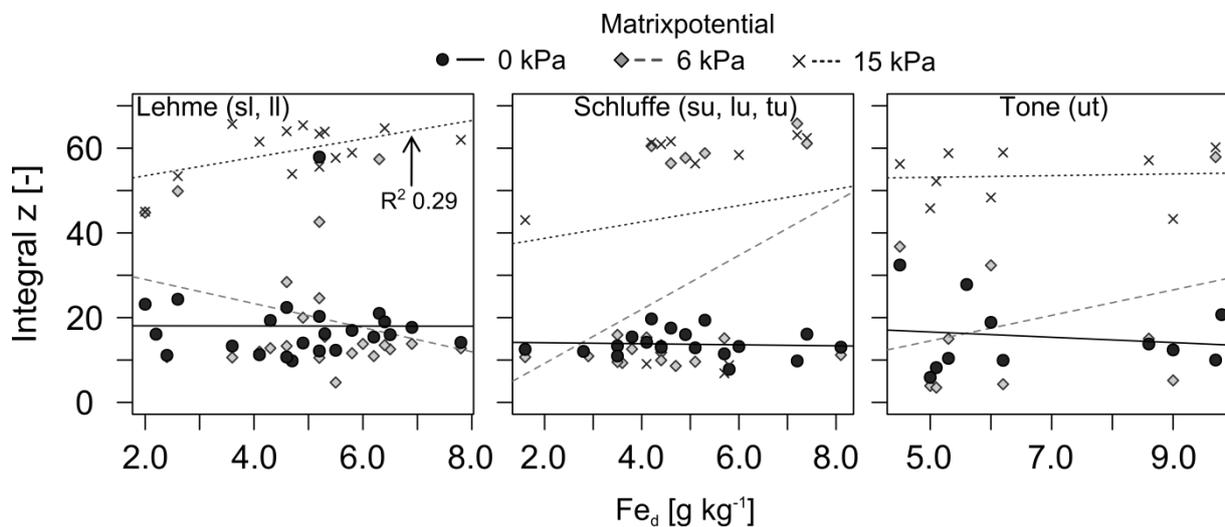


Abb. 5-34: Zusammenhang zwischen mikrostruktureller Stabilität und dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) bei unterschiedlichen Matrixpotentialen für Lehme (links), Schluffe (Mitte) und Tone (rechts). Signifikante Beziehungen sind durch das entsprechende R^2 gekennzeichnet.

Anhand Tab. 5-10 kann zusammengefasst werden, dass die Mehrzahl der signifikanten Beziehungen unter quasi-gesättigten und bei Feldkapazität auftreten. Außerdem weisen die Beziehungen zu Humusgehalt und Ca^{2+} mitunter die höchsten Bestimmtheitsmaße auf, gefolgt von CaCO_3 und Fe_d . Dagegen wurden nur wenige signifikante Beziehungen zu Na^+ und $\text{EC}_{1:2,5}$ festgestellt, wobei die Korrelation zwischen Na^+ und z-Wert in der Gruppe der Reinsande mit $R^2=0,54$ auffällt.

Tab. 5-10: Bestimmtheitsmaße (R^2) der Beziehungen zwischen Integral z und verschiedenen bodenchemischen Eigenschaften für definierte Bodengruppen in Abhängigkeit unterschiedlicher Matrixpotentiale. Kennzeichnung der Signifikanzwerte: * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$, *** $p < 0,001$.

	Reinsande	Sande	Lehme	Schluffe	Tone
	<i>quasi-gesättigt (0 kPa)</i>				
<i>Humus</i>	<0,01	0,41***	0,20*	0,26**	0,51**
Ca^{2+}	<0,01	0,30***	<0,01	0,13	<0,01
CaCO_3	<0,01	0,27***	<0,01	0,06	0,05
Fe_d	0,34***	0,35***	<0,01	<0,01	0,02
Na^+	<0,01	0,03	<0,01	0,06	0,15
$\text{EC}_{1:2,5}$	0,09*	0,05	<0,01	0,02	0,07
	<i>Feldkapazität (-6 kPa)</i>				
<i>Humus</i>	0,31***	0,21**	0,03	0,71***	0,70**
Ca^{2+}	0,40***	0,23***	<0,01	0,65***	<0,01
CaCO_3	0,34***	0,29***	0,16*	0,23*	0,05
Fe_d	0,04	0,07	0,08	0,18	0,10
Na^+	0,54***	0,16**	<0,01	0,03	<0,01
$\text{EC}_{1:2,5}$	0,19	0,13*	0,03	0,10	0,22
	<i>-15 kPa</i>				
<i>Humus</i>	<0,01	<0,01	0,19	0,21	0,22
Ca^{2+}	0,13	0,04	0,02	0,05	0,43*
CaCO_3	0,25*	0,06	0,26*	0,08	0,04
Fe_d	-	0,13	0,29*	0,02	<0,01
Na^+	0,11	0,16	0,02	0,03	0,22
$\text{EC}_{1:2,5}$	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

5.6 Pedotransferfunktionen zur Vorhersage der mikrostrukturellen Stabilität

Die Pedotransferfunktionen (PTFs) wurden als Klassen-Transferfunktionen für die in Kapitel 5.5.2 definierten (Boden-) Gruppen konzipiert. Die Entwicklung der Transferfunktionen wurde als ANCOVA anhand eines gemischten Modells, wie in Kapitel 4.4 beschrieben, durchgeführt. Nach der Modellvereinfachung wurden die in Tab. 5-11 aufgeführten Parameter als signifikante Einflussgrößen identifiziert (Signifikanzniveau $\alpha=0,05$).

In Tab. 5-12 sind die erarbeiteten Pedotransferfunktionen für jede Gruppe zusammengefasst. Durch das Zulassen von Wechselwirkungen ergeben sich in Abhängigkeit der Bodenart verschiedene Steigungen für die unterschiedlichen Parameter, so dass die Effekte der einzelnen Parameter unterschiedlich stark ausfallen. Des Weiteren sind nicht für jede (Boden-) Gruppe alle Parameter zur Vorhersage des z-Wertes erforderlich, d.h. Parameter, deren Effekt sehr gering ist, wurden ausgeklammert ohne dass sich die Modellgüte verschlechtert.

Tab. 5-11: Signifikante physiko-chemische Einflussgrößen auf die Bodenmikrostruktur.

<i>Parameter</i>	<i>Bezeichnung</i>	<i>Einheit</i>
Humusgehalt	OM	$\text{g } 100 \text{ g}^{-1}$
Carbonatgehalt	CaCO_3	$\text{g } 100 \text{ g}^{-1}$
dithionitlösliche pedogene Eisenoxide	Fe_d	g kg^{-1}
Calcium	Ca^{2+}	$\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$
Natrium	Na^+	$\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$
gravimetrischer Wassergehalt	Θ_g	Gew%
(Beprobungs-)Tiefe unter GOF	Tiefe	cm

Das in Tab. 5-12 dargestellte R^2 beschreibt die Exaktheit der Pedotransferfunktionen, d.h. die Übereinstimmung zwischen vorhergesagten und gemessenen Werten aus dem selben Datensatz, auf dessen Grundlage die PTFs entwickelt wurden. Eine grafische Darstellung der gemessenen versus die vorhergesagten z-Werte für die vorgestellten Pedotransferfunktionen ist in Abb. 5-35 und Abb. 5-36 zu sehen.

Tab. 5-12: Pedotransferfunktionen zur Bestimmung der mikrostrukturellen Stabilität für verschiedene Bodenarten.

<i>Gruppe</i>	<i>Pedotransferfunktionen</i>	<i>R²</i>
Reinsande	$z = 17,5 + 0,6OM - 20,0Na^+ + 1,2Fe_d$	0,06
Feinsande	$z = 14,1 + 0,2Ca^{2+} + 3,7Fe_d - 0,2 \Theta_g$	0,76
Sande	$z = 40,2 + 3,2OM + 2,1Ca^{2+} + 2,7Fe_d - 1,2 \Theta_g - 0,1Tiefe$	0,64
Lehme	$z = 67,9 + 4,6OM + 0,2CaCO_3 - 1,4 \Theta_g$	0,56
Schluffe	$z = 41,3 + 6,8OM + 0,5CaCO_3 + 2,3Fe_d - 1,2 \Theta_g$	0,50
Schluffe, gesättigt	$z = 12,3 + 0,9OM - 0,1Ca^{2+} + 0,4Fe_d - 0,1Tiefe$	0,51
Schluffe, vorentwässert	$z = 81,0 + 6,4OM + 1,1Ca^{2+} - 7,0Na^+ + 3,3Fe_d - 2,0 \Theta_g - 0,4Tiefe$	0,73
Tone	$z = 46,7 + 5,0OM + 2,3CaCO_3 - 3,6Na^+ - 0,8 \Theta_g - 0,2Tiefe$	0,62

Für die Gruppe der Reinsande konnte keine gute Vorhersage des Integral z erreicht werden ($R^2=0,06$). Dies liegt vermutlich darin begründet, dass bei diesen verhältnismäßig groben Bodenpartikeln, die Grenzen der methodischen Anwendbarkeit der rheologischen Untersuchungen erreicht sind. Durch eine weitere Untergliederung der Reinsande, konnte jedoch eine Transferfunktion für Feinsande (200 – 63 μm) erarbeitet werden. In diese gehen sowohl Ca^{2+} -Konzentration und dithionitlösliche, pedogene Eisenoxide mit einem positiven, also stabilisierenden Effekt ein, während der (gravimetrische) Wassergehalt einen destabilisierenden Effekt hat (Tab. 5-12, Abb. 5-35).

Auch für die Gruppen der Sande, Lehme und Tone konnten Pedotransferfunktionen konstruiert werden. In allen drei Gleichungen geht der Humusgehalt als stabilisierender und der Wassergehalt als destabilisierender Faktor ein. Die Beprobungstiefe kommt in den Transferfunktionen für Sande und Tone mit negativem Vorzeichen zur Geltung. Während in der Gruppe der Sande Calciumionen durch Brückenbildung zur Stabilisierung beitragen, sind es in der Gruppe der Lehme und Tone Calciumcarbonate. In der Sand-Gruppe wirken zusätzlich dithionitlösliche, pedogene Eisenoxide versteifend bzw. verkittend. Die dispergierende Wirkung von Natriumionen findet sich in der PTF für Tone wider (Tab. 5-12).

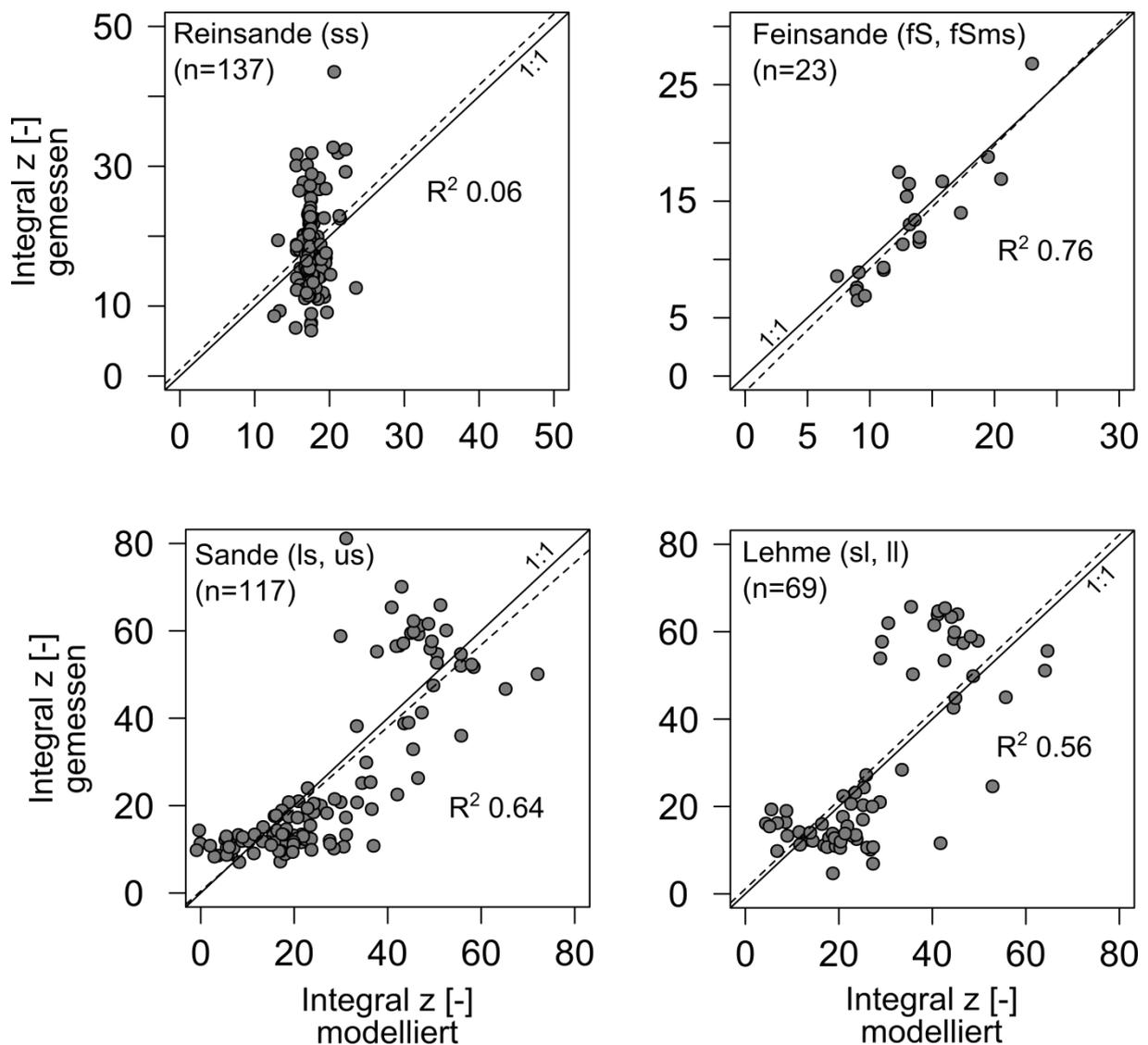


Abb. 5-35: Plot der gemessenen z-Werte versus die modellierten z-Werte für die Gruppen der Reinsande, Feinsande, Sande und Lehme. Regressionsgerade (- -), 1:1 Linie (—). n=siehe Abbildungen.

Die Modellierung der z-Werte für die Gruppe der Schluffe resultierte zunächst in einer plausiblen Transferfunktion, in der die organische Bodensubstanz, der Carbonatgehalt und der Fe_d -Gehalt als stabilisierende Faktoren Einfluss nehmen, während der Wassergehalt mit negativem Vorzeichen in die Funktion eingeht. Allerdings wurden durch diese PTF nur 50 % der Varianz in den gemessenen z-Werten erklärt ($R^2=0,50$). Eine Modellierung unter Berücksichtigung des Entwässerungszustandes, d.h. eine Differenzierung zwischen Wassersättigung und Vorentwässerung, verbesserte das Bestimmtheitsmaß zumindest für vorentwässerte Schluffe auf 0,73, während die Vorhersage für wassergesättigte Schluffe kaum verbessert werden konnte ($R^2=0,51$) (Tab. 5-12, Abb. 5-36).

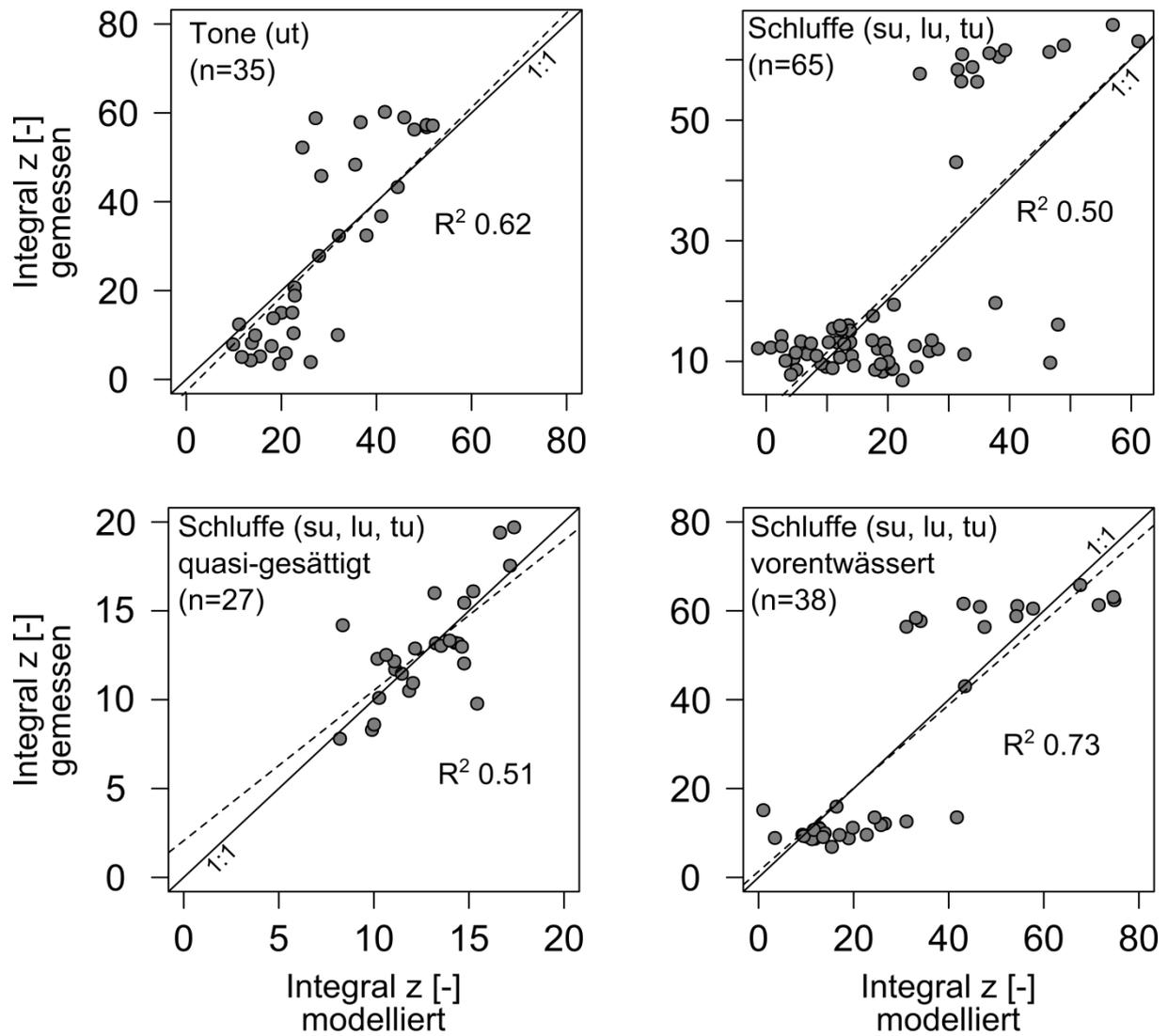


Abb. 5-36: Plot der gemessenen z-Werte versus die modellierten z-Werte für die Gruppen der Töne und Schluffe sowie die Schluff-Regression für quasi-gesättigte und vorentwässerte Bedingungen. Regressionsgerade (- -), 1:1 Linie (—). n=siehe Abbildungen.

6 DISKUSSION

Im Folgenden werden zunächst der Einfluss der Textur (Kapitel 6.1) sowie der Effekt unterschiedlicher Wassergehalte (Kapitel 6.2) auf das viskoelastische Verhalten tidebeeinflusster Böden diskutiert. Anschließend wird in Kapitel 6.3 erläutert, in wie weit eine Prognose der Bodenmikrostruktur aufgrund des Bodenentwicklungsgrades möglich ist. Abschließend folgt eine Abhandlung der Bedeutung der hier analysierten chemischen Parameter für die mikrostrukturelle Stabilität sowie die Diskussion ihrer Parametrisierung in Pedotransferfunktionen (Kapitel 6.4).

6.1 Einfluss der Textur auf das viskoelastische Verhalten

Der Verlustfaktor $\tan \delta$, der das Verhältnis von viskosem zu elastischem Anteil beschreibt, kann als Maß für die Fähigkeit mechanische Energie zu speichern angesehen werden. Demnach ist das Vermögen Energie für eine Rückdeformation zu speichern umso größer, je kleiner der Wert für $\tan \delta$ ist und nimmt während der hier durchgeführten Tests, d.h. mit zunehmender Deformation, in charakteristischer Art und Weise ab. Der von MARKGRAF UND HORN (2009) und BAUMGARTEN (2013) hervorgehobene Einfluss der Textur, insbesondere die Bedeutung von Partikelform und Oberflächeneigenschaften, auf den Verlauf der $\tan \delta$ Kurve und damit auf die absolute Größe des Flächenparameters Intergal z , spiegelt sich auch in den hier vorgestellten Ergebnissen wider (vgl. Kapitel 5.5.2).

Sande sind durch einen Äquivalentdurchmesser von 63 – 2000 μm definiert und umfassen damit ein relativ breites Größenspektrum. Ihre Partikelform variiert von stark verwitterten, abgerundeten bis zu kantigen, rauen Körnern, die generell eine kugelige Form besitzen. Chemisch betrachtet sind Sandkörner weitestgehend inert; sie weisen nur eine geringe spezifische Oberfläche auf ($< 0,1 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010), welche die ebenfalls geringe Austauschkapazität bedingt. Der Einfluss von Sanden auf das Deformationsverhalten ist demnach hauptsächlich physikalischer Natur und wird durch Partikelgröße und Partikelform gesteuert.

Sande zeigen zunächst mit zunehmender Deformation eine schnelle Abnahme der Elastizität, was durch eine schnelle Zunahme von $\tan \delta$ gekennzeichnet ist. Bei größeren Deformationen charakterisiert dann ein deutlich ausgeprägtes „Knie“ den Kurvenverlauf (vgl. Abb. 6-1) (BAUMGARTEN 2013). Dieses „Knie“ basiert auf einem G'' -Hügel, der infolge von Relativbewe-

gungen zwischen freien Partikeln und dadurch zunehmender innerer Reibung entsteht (MEZGER 2010). Vermutlich kommt es aufgrund dieser Relativbewegungen zu einer stabileren bzw. energetisch günstigeren Anordnung freier Partikel, da es nach dem G'' -Hügel nicht unmittelbar zum Zusammenbruch der Mikrostruktur kommt, sondern vielmehr ein „Tal“ in der $\tan \delta$ Kurve entsteht, d.h. temporär wieder niedrigere $\tan \delta$ Werte auftreten, bevor sich der Abbau der Mikrostruktur fortsetzt. Ein solches „Tal“ kann entweder durch eine gehemmte Abnahme von G' eventuell als Folge des Verkantens von Partikeln oder durch einen steilen Abfall von G'' , der oft kurz vor dem vollständigen Zusammenbruch der Mikrostruktur zu beobachten ist und auf eine deutliche Strukturänderung hinweist, entstehen.

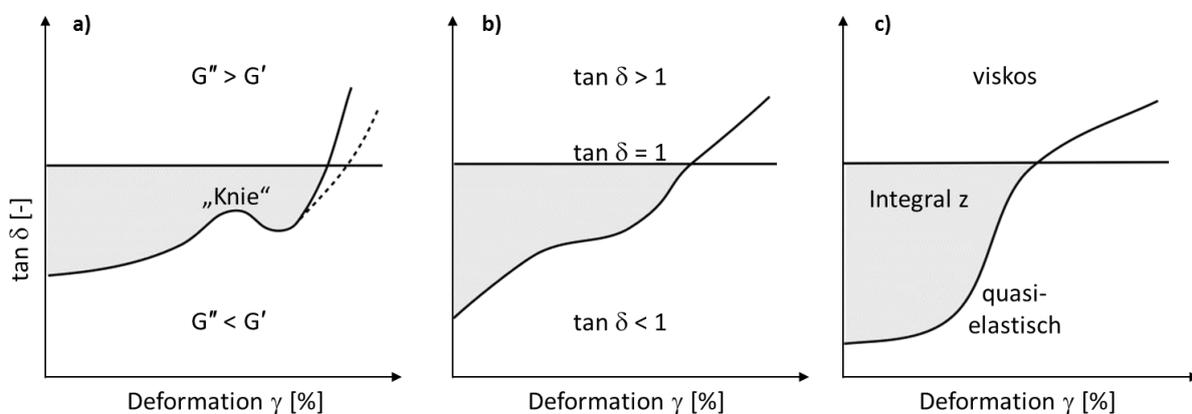


Abb. 6-1: Texturorientierte Klassifizierung des viskoelastischen Verhaltens: a) Sand, b) Schluff, c) Ton (nach Baumgarten 2013).

ZHANG UND HARTGE (1990) zeigten, dass Sande unter gesättigten Bedingungen vollständig kohäsionslos sind. Da die Mikrostruktur von Sanden durch interpartikuläre Verbackungen mittels CaCO_3 , Eisenoxide und evtl. Tonmineralen charakterisiert ist (VRANNA UND TIKA 2015), kann davon ausgegangen werden, dass die mikrostrukturelle Stabilität von Sanden im gesättigten Zustand überwiegend von verkittenden Substanzen abhängt. Außerdem wird das mikroskalige Scherverhalten von Sanden durch verschiedene Mechanismen wie z.B. die Möglichkeit zur Partikelrotation und Umordnung sowie Schlupf (an Kontaktpunkten) in Abhängigkeit der Kontaktpunktzahl und Kontaktpunktdeformation (z.B. Hertz'scher Kontakt) bestimmt (CHO et al. 2006, SANTAMARINA UND SHIN 2009), was sich in der Ausbildung des „Knies“ in der $\tan \delta$ Kurve manifestiert.

Reinsande sind durch einen Tongehalt $< 5\%$ gekennzeichnet (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005), darüber hinaus sind die hier untersuchten reinsandigen Tiefen überwiegend karbonatfrei, demzufolge wird die bestehende Mikrostruktur relativ schnell abgebaut. Aller-

dings werden durch Verkanten und/ oder Umordnen von Partikeln im Vergleich zu feiner texturierten, gesättigten Proben höhere, wenn auch als gering oder sehr gering zu klassifizierende, z-Werte erreicht (vgl. Kapitel 5.5.2).

Je feintexturierter die Bodenart ist, d.h. je höher der Schluff- und/ oder Tongehalt, desto weniger ausgeprägt ist das „Knie“ in der $\tan \delta$ Kurve, wodurch der Kurvenverlauf annähernd einer Geraden entspricht, was auf eine graduelle Abnahme der Elastizität hindeutet (vgl. Abb. 6-1) (BAUMGARTEN 2013). Auch hier ist die Partikelform von Bedeutung: während runde oder kantige Partikel ein rollendes Scherverhalten aufweisen (CHO et al. 2006), was zu Verkantung und/ oder Umordnung und temporärer Stabilisierung führen kann (s.o.), tritt mit einer Zunahme an plättchenförmigen Partikeln, ein vollständig homogenisiertes System vorausgesetzt, ein zunehmend gleitendes Scherregime auf (SMITH UND REITSMA 2002). VALLEJO UND ZHOU (1994) untersuchten mittels direkter Scherversuche Kaolinit-Sand-Mischungen und zeigten, dass die Scherfestigkeit (i) durch die Tonmatrix bestimmt wird, wenn der Sandgehalt kleiner als 50 % ist und (ii) durch die Sandfraktion, wenn der Sandgehalt über 80 % liegt. Auch LI et al. (2012), die das Verhalten von (Boden-) Gemischen auf scherende Verformung anhand von Kaolinit-Glaskugel-Mixturen mit unterschiedlichen Korngrößenverteilungen prüften, fanden einen solchen Zusammenhang und erklärten das die Scherfestigkeit in Proben mit < 20 % Kaolinit im Wesentlichen durch das Scherregime des Sandes bestimmt wird, wobei die Verkantung von Sandpartikeln durch den schmierenden Effekt von Tonpartikeln abgemildert wird. Dagegen herrscht bei > 60 % Ton ein gleitendes Scherverhalten vor, gleichwohl ein rollendes Scherverhalten nicht vollständig verhindert werden kann. Die Ergebnisse zeigten ferner, dass es mit zunehmendem Tongehalt zur Ausprägung gleichmäßiger Gleitflächen (slickensides) kommt, was zu einer Abnahme der Scherfestigkeit führt (LI et al. 2012). Zu gleichen Erkenntnissen gelangten auch LUPINI et al. (1981) für Sand-Glimmer-Mischungen und TIWARI UND MARUI (2005) für Sand-Kaolinit-Mischungen.

Eine Erklärung warum und in welchem Maße sich das Scherverhalten auf Mikroebene bei unterschiedlichen Korngrößenverteilungen ändert, liefert eine theoretische Betrachtung des Porenraumes. Wird eine kleine Menge Ton zu einem Sand hinzugefügt, bleiben die Kontaktpunkte zwischen den Sandpartikeln zunächst bestehen und die Tonpartikel füllen lediglich einen Teil des Porenraumes aus. Die Porosität nimmt mit Zunahme des Tongehaltes bis zu einem Grenzwert stetig ab, an dem der Porenraum der Sandmatrix vollständig ausgefüllt ist. Jenseits dieses Grenzwertes können weitere Tonpartikel demnach nur noch zwischen den

Sandkörnern deponiert werden, folglich werden die Sandkörner separiert und treiben in der Tonmatrix, die fortan das Scherverhalten bestimmt (VALLEJO UND MAWBY 2000).

Zusätzlich können bei mechanischer Belastung Porenwasserüberdrücke auftreten, die bei gleichbleibender Gesamtspannung die effektive Spannung reduzieren (dazu auch Kapitel 6.2). Bei scherender Verformung begünstigen konvexe Menisken das gegeneinander Verschieben von Partikeln und damit die Deformation der Mikrostruktur. Da Abbau und/ oder Umverteilung positiver Porenwasserdrücke eine Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit, Porenkontinuität sowie des hydraulischen Gradienten sind, stehen sie in enger Verbindung mit der Textur und (Mikro-) Aggregation der Böden: bei kurzen Fließstrecken und/ oder hoher Leitfähigkeit können Porenwasserüberdrücke schneller abgebaut werden. Ist der neue Gleichgewichtszustand erreicht, sind die Menisken wieder konkav und wirken damit kontraktiv (PETH et al. 2010).

Dies erklärt auch, warum die $\tan \delta$ Kurve für tonige Substrate ($> 25\%$ Ton, $< 55\%$ Sand) einen gänzlich anderen, nämlich beinahe symmetrischen Kurvenverlauf zeigt (vgl. Abb. 6-1) (BAUMGARTEN 2013). Zusätzlich zum induzierten Scherverhalten überwiegen in Tonen aufgrund der geringen Größe ($< 2 \mu\text{m}$) ihre chemischen Oberflächeneigenschaften (vgl. Kapitel 2.1.1). Daher ergibt sich für Tone ein Kurvenverlauf mit einer mehr oder weniger ausgedehnten Plateauphase von G' und G'' und daraus folgend einem weiten LVE-Bereich und einem nahezu konstanten $\tan \delta$ Wert, der über eine vergleichsweise große Deformationsspanne reicht, bevor dieser stetig zunimmt. Variationen des Kurvenverlaufs und dementsprechend der z -Werte können insbesondere in tonigen Substraten durch verschiedene Tonmineral-Konfigurationen hervorgerufen werden, da diese unterschiedlich auf Scherung reagieren. DOLINAR UND TRAUNER (2007) zeigten an gesättigten Kaolinitproben, dass zunehmende Salzkonzentrationen (NaCl) in der Porenlösung mit steigenden pH-Werten einhergehen und so die Konfiguration von Tonmineralen durch Umladen der Kanten beeinflusst werden kann. Während in destilliertem Wasser bei niedrigem pH (~ 4) eine stabile Kartenhausstruktur vorliegt, die eine hohe (undrainierte) Scherfestigkeit bedingt, führen bereits kleine Mengen NaCl zum Zusammenbruch dieser Konfiguration und begünstigen eine Flächen-Flächen-Assoziation, die durch Einregelung der Partikel zu einer Abnahme der Scherfestigkeit führt (DOLINAR UND TRAUNER 2007). BRANDENBURG UND LAGALY (1988) beobachteten ein ähnliches Verhalten für Na-Smectitsuspensionen, die bei niedrigem pH-Wert ebenfalls höhere Scherfestigkeiten erreichten als bei hohem pH und hohen NaCl-Konzentrationen. Zusätzlich zeigten

die Autoren, das bei Anwesenheit von Ca^{2+} , sowohl die Anziehung zwischen Kanten und Flächen verstärkt als auch die Bildung stabiler Fläche/Fläche-Kontakte begünstigt wird. Dies beruht zum einen auf der Kompression der diffusen Doppelschichten (Wertigkeitseffekt) und zum anderen auf der Bildung einer von beiden Partikeln genutzten, zentralen Doppelschicht. Darüber hinaus wird das Scherverhalten durch die Tonmineralogie beeinflusst. SMITH UND REITSMA (2002) dokumentieren für kaolinitische Böden (1:1 Schichtsilikat) einen Restreibungswinkel von $20 - 25^\circ$, wohingegen sich die Restreibungswinkel für Montmorillonite (2:1 Schichtsilikat) zwischen 2° und 10° stabilisieren. Aufgrund der höheren Oberflächenladung ist die diffuse Doppelschicht in Montmorilloniten stärker ausgeprägt, so dass die Partikel bei Scherung schnell eingeregelt werden und ein gleitendes Scherverhalten zeigen, wohingegen zwischen Kaolinitpartikeln aufgrund der weniger dicken Doppelschicht Reibungskräfte auftreten können, die zu höheren (Rest-) Scherfestigkeiten führen.

Allerdings wird der Abbau der Mikrostruktur und folglich das Integral z nicht ausschließlich durch die Textur bestimmt. Beeinflusst durch variierende bodenchemische Eigenschaften und insbesondere variierende Wassergehalte, werden Kurvenverlauf, Ordinatenschnittpunkt und Erreichen der Fließgrenze ($\tan \delta=1$) modifiziert (BAUMGARTEN 2013) und resultieren in teilweise weit streuenden z -Werten (vgl. Kapitel 5.5.2).

6.2 Sensitivität des viskoelastischen Verhaltens gegenüber Wasser

Das Matrixpotential beschreibt die Energieverhältnisse in der Bodenlösung. Da der Wassergehalt bei gegebenem Matrixpotential neben der Oberflächenspannung des Bodenwassers auf der Kapillarität der Kornmatrix beruht, ist der Zusammenhang zwischen Matrixpotential und Wassermenge für jede Porengrößenverteilung charakteristisch. Eine Zunahme der Bindungsstärke des Bodenwassers basiert auf einer Reduktion des Porendurchmessers und einer Zunahme der adsorbierenden Oberflächen. Folglich nimmt die Bindungsstärke mit zunehmendem Tongehalt zu und der Wassergehalt ist bei gegebenem Matrixpotential höher als in sandigen Böden (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

Während Sande im gesättigten Zustand keinerlei Kohäsion aufweisen (ZHANG UND HARTGE 1990), deuten die gezeigten Ergebnisse darauf hin, dass durch Entwässerung der reinsandigen Proben auf Feldkapazität eine für feuchte Sande typische, „scheinbare Kohäsion“ (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010) entsteht, wodurch die Sandkörner in ihrer Position stabilisiert werden. Als Resultat werden signifikant größere z -Werte generiert (vgl. Abb. 5-18).

Wird über Feldkapazität hinaus entwässert (ψ_m -15 kPa), geht die durch Meniskenkräfte hervorgerufene Stabilisierung wieder verloren. Diese für Reinsande ermittelten Ergebnisse stimmen mit den Untersuchungen von ZHANG UND HARTGE (1990) überein, die auf makroskopischer Ebene für Sande eine Zunahme der Kohäsion bis zu einem Matrixpotential von 4 - 7 kPa feststellten und eine Kohäsionsabnahme bei darüber hinausgehender Entwässerung.

Je feintexturierter das Bodenmaterial ist, desto sensibler reagiert es bei Wassersättigung auf die schernde Verformung, was sich in geringen und sehr geringen z-Werten widerspiegelt. Dies kann auf die infolge der mechanischen Belastung auftretenden positiven Porenwasserdrücke zurückgeführt werden, die eine Einregelung der (plättchenförmigen) Partikel parallel zur Scherrichtung begünstigen.

Im Gegensatz zu den untersuchten Reinsanden kommt es in den Proben mit einem höheren Anteil an Feinmaterial zu einer sehr viel deutlicheren Reaktion auf die Entwässerung (vgl. Kapitel 5.5.2). Trotz teilweise sehr stark streuender z-Werten, was auf die vielfältigen physiko-chemischen Eigenschaften des Bodenmaterials und die Vielzahl möglicher Wechselwirkungen (vgl. Abb. 2-5) zurückzuführen ist, kann der stabilisierende Effekt im Wesentlichen Meniskenkräften zugeschrieben werden.

Zwischen Partikeln geformte Menisken, verursachen in ungesättigten Böden, d.h. bei negativem Porenwasserdruck, eine kontrahierende Kraft (vgl. Kapitel 2.1.1.6), so dass das Matrixpotential als Bindungskraft zwischen Bodenpartikeln agiert und im Ruhezustand stabile Verbindungen gebildet werden (OSIPOV 2014). Jede Änderung des Matrixpotentials zieht demnach eine Änderung des Porenwasserdrucks nach sich. Wird in diesem Zusammenhang das osmotische Potential mit einbezogen, verstärkt dies bei gegebenem Matrixpotential den negativen Porenwasserdruck und folglich die kontrahierende Kraft (vgl. Kapitel 2.1.1.6).

Durch sukzessive Entwässerung werden die Mineralpartikel zusammengezogen (HORN 1990) und die scheinbare Kohäsion erhöht, was nach KEMPER UND ROSENAU (1984) auf zwei Mechanismen zurückzuführen ist: der Zusammenhalt der Partikel durch die Oberflächenspannung der Bodenlösung und die Orientierung der Partikel zueinander durch die vorhandene Druckdifferenz zwischen Luft- und Wasserphase. Auch SANTAMARINA (2001) konstatiert eine zunehmende Kohäsion aufgrund von Meniskenkräften mit fortschreitender Entwässerung, dementsprechend erhöht sich der Widerstand des Bodens gegen eine von außen wirkende Kraft (KÉZDI 1974).

Dieser Sachverhalt kann auch durch die effektive Spannungsgleichung von BISHOP (1960) für ungesättigte Böden beschrieben werden:

$$\sigma' = \sigma + \chi \cdot (-u_w)$$

mit der effektiven Spannung σ' , welche das mechanische Verhalten von Böden bestimmt, der Gesamtspannung σ , dem Porenwasserdruck u_w und dem wassergefüllten Porenanteil χ , der durch $0 < \chi < 1$ definiert ist. Hieraus wird ersichtlich, dass die wirksame Spannung im Boden durch negative Porenwasserdrücke ($-u_w$ bzw. ψ_m) erhöht wird. Überdies ist die Erhöhung der wirksamen Kräfte zwischen den Bodenpartikeln umso ausgeprägter, je länger der Porenraum bei zunehmender Entwässerung noch wassergesättigt ist und das Produkt $\chi \cdot (-u_w)$ steigt (HARTGE UND HORN 2014).

Der Zusammenhang zwischen Bodenstabilität und abnehmendem Wassergehalt wurde auf der Mesoskala in einer Vielzahl von Studien nachgewiesen (ÇOKÇA UND TILGEN 2010, GALLIPOLI et al. 2003, HOYOS et al. 2014). Eine vergleichende Untersuchung von FLEIGE et al. (2002) an sandigen, schluffigen, lehmigen und tonigen Böden sowie an verschiedenen strukturierten sandigen und tonigen Unter- und Oberböden zeigte bei Matrixpotentialänderungen von -60 hPa auf -300 hPa eine generelle Zunahme der Bodenstabilität. MALEKI UND BAYAT (2012) sowie SCHNELLMANN et al. (2013) bestätigten für schluffigen Sand eine Zunahme der Scherfestigkeit mit negativer werdendem Matrixpotential, wobei die Steigerung der Scherfestigkeit einem nicht-linearen Trend folgt. Die numerische Simulation des Elastizitätsmoduls (Youngsches Modul) unter ungesättigten Bedingungen zeigte ebenfalls eine positive Beziehung zum Matrixpotential (RAHARDJO et al. 2011).

Ebenso erfolgte der Nachweis der stabilisierenden Wirkung von Meniskenkräften anhand verschiedener rheologischer Parameter auf der Mikroebene (BAUMGARTEN et al. 2013, CZIBULYA et al. 2014, CZIBULYA et al. 2010, HOLTHUSEN et al. 2012c). GHEZZEHEI UND OR (2001) beschrieben eine Zunahme des Schubmoduls (G) und eine Verschiebung der Nachgebegrenze (Yield Stress τ_y) hin zu höheren Werten mit abnehmendem Wassergehalt. MARKGRAF UND HORN (2006) beobachteten eine Erhöhung des Speichermoduls mit sinkendem Wassergehalt. HOLTHUSEN et al. (2010) ermittelten höhere Scherwiderstände am Ende des LVE-Bereichs sowie höhere maximale Scherwiderstände mit negativer werdendem Matrixpotential.

Auf Mikroebene wird dieses Phänomen zusätzlich durch die Abnahme adsorbierter Wassermolekülschichten bei Austrocknung erklärbar, da dies zu einer geringeren Mobilität der Wassermoleküle und zu einer höheren Scherfestigkeit der Wasserfilme führt. Je dichter sich

Wassermoleküle an der Partikeloberfläche befinden, desto stärker werden sie gebunden und dementsprechend hoch ist ihre Viskosität (ISRAELACHVILI et al. 1988, SANTAMARINA UND SHIN 2009). Außerdem werden durch den verringerten Abstand zwischen den Bodenpartikeln interpartikuläre Wechselwirkungen verstärkt (SANTAMARINA UND SHIN 2009).

Dagegen werden mit zunehmender Wassersättigung Wasserschichten adsorbiert, die den Abstand zwischen den Partikeln vergrößern und die wie ein Schmierfilm wirken. Je mehr Wasserschichten angelagert werden, desto größer wird die Mobilität der Partikel. Liegen chemisch aktive Partikel vor, werden elektrostatische Wechselwirkungen entsprechend reduziert und schließlich geht der Kapillarsog bei vollständiger Wassersättigung gänzlich verloren (AL-SHAYEA 2001). Ferner können sich Wassermoleküle in einiger Entfernung des Partikels freier bewegen, wodurch ihre Scherfestigkeit herabgesetzt ist (SANTAMARINA UND SHIN 2009).

In Termen der effektiven Spannungsgleichung ausgedrückt, wird mit zunehmender Wassersättigung der Porenwasserunterdruck bzw. das Matrixpotential weniger negativ und der Wert für χ steigt (bei Sättigung ist $\chi=1$). Somit wird bei gegebener Gesamtspannung die wirksame Spannung σ' verringert und Meniskenkraft sowie Kohäsion herabgesetzt. Ein Anstieg des Porenwasserdruckes ist aber nicht ausschließlich auf die Aufnahme von Wasser beschränkt, sondern kann auch unter ungesättigten Bedingungen infolge mechanischer Belastung durch Kompression oder zyklische Belastung entstehen (KELLER et al. 2013, KRÜMMELBEIN et al. 2008, MORDHORST et al. 2012, PETH et al. 2010).

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass Prozesse, die in natürlichen, ungestörten Böden von fundamentaler Bedeutung sind, bei den hier durchgeführten Untersuchungen aufgrund der Probenvorbereitung (Lufttrocknung, Homogenisierung) in den Hintergrund treten. In natürlichen Böden wird die Strukturbildung durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse, d.h. mehrmalige Bewässerung und Austrocknung gefördert (PENG et al. 2007), was mit Rissbildung und veränderter Porengrößenverteilung einhergeht (HORN UND SMUCKER 2005). Wiederholte Austrocknung führt zu einer Umordnung von Bodenpartikeln und Aggregaten und schließlich zu neuen Partikelverbindungen (SMILES 2000), so dass die Bodenfestigkeit mit der Gefügeentwicklung entsprechend Kohärentgefüge < Prismen < Polyeder < Subpolyeder zunimmt (HORN UND PETH 2009). Dabei hängt die Strukturbildung oder Strukturveränderung durch Austrocknung von der Entwässerungsvorgeschichte ab. Wird die stärkste, vorherige Entwässerung nicht überschritten, finden kaum Änderungen der Struktur und des Porenraumes statt (PENG et al. 2007). Für die hier gezeigten Ergebnisse bedeutet dies: obwohl die

Profile zwischen mThw und mTnw sowie die tiefsten, beprobten Tiefen der Profile im Bereich und oberhalb mThw wahrscheinlich niemals zuvor eine so starke Austrocknung erfahren haben, wie sie im Rahmen der Untersuchungen unter Laborbedingungen stattgefunden hat, kann aufgrund der Lufttrocknung während der Probenvorbereitung nicht zwischen diesem Effekt und dem Effekt der definierten Austrocknung auf die Aggregation differenziert werden.

6.3 Bodenentwicklungsgrad als Prädiktor für die Bodenmikrostruktur tidebeeinflusster Böden

Durch die Anlage drei verschiedener Bodenprofile an jedem Standort (vgl. Abb. 4-1) sollte der Effekt einer unterschiedlich weit fortgeschrittenen Bodenentwicklung auf die Bodenmikrostruktur erfasst werden. Mit zunehmender Entfernung von der mTnw-Linie wurde folgende Reliefsequenz in den untersuchten Vorländern erwartet: Watt – Rohmarsch – Kalkmarsch. Demnach repräsentiert der Wattboden das Initialstadium der Bodenentwicklung, von dem ausgehend unter Einfluss der Gezeiten durch Sedimentation und pedogene Prozesse eine für den Naturraum charakteristische Entwicklungsreihe entsteht (BENNE et al. 2011, GIANI et al. 2003). Die beschriebene Reliefsequenz wurde insbesondere mit abnehmender Entfernung zur Mündung vorgefunden, allerdings sind viele Profile oberhalb mThw gemäß AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) noch nicht ausreichend ausgesüßt, um als Kalkmarsch angesprochen zu werden. Ausnahmen von der erwarteten Entwicklungsreihe stellen insbesondere die Uferwälle und die anthropogen überprägten Böden östlich von Hamburg sowie die Elbinseln dar (vgl. Kapitel 5.1.1, 5.2.1, 5.3.1, 5.4.1 und Anlage 1 A). Nichts desto trotz finden in allen beprobten Böden mit zunehmender Entfernung von der mTnw-Linie mehr oder weniger stark durch naturräumliche Gegebenheiten beeinflusste geo-pedogene Prozesse wie Sedimentation, Ab- und Umbaureaktionen organischer Substanz, Änderung des Kationenbelags und Aussüßung, alternierende Redoxprozesse (Redoximorphose) und Entkalkung sowie in Abhängigkeit von Befeuchtung und Austrocknung eine Strukturentwicklung statt (GIANI UND LANDT 2000, IOST et al. 2007, SPONAGEL et al. 2009) (vgl. Anlage 1 A).

Demnach könnten die signifikant höheren z-Werte der Oberböden (10 und 30 cm) in den Profilen oberhalb mThw bei Wassersättigung im Vergleich zu den erreichten z-Werten in den Oberböden der Profile zwischen mThw und mTnw durchaus einer weiter fortgeschrittenen Bodenentwicklung zugeschrieben werden. Allerdings sind die Mittelwertsdifferenzen relativ

moderat (4,55 bzw. 4,18 vgl. Anhang 2) und bei stärkerer Austrocknung (-6 kPa) und in größeren Tiefen (50 cm) können keine Unterschiede allein aufgrund der Lage im Transekt festgestellt werden (vgl. Abb. 5-13 und 5-14). Des Weiteren zeichnet sich diese Darstellung durch große Streubreiten aus. Ein wesentlicher Grund hierfür ist die Tatsache, dass bei der Betrachtung der unterschiedlichen Profillagen nicht nach Texturen differenziert wurde, die sehr unterschiedlich auf eine oszillierende Scherdeformation (vgl. Kapitel 6.1) sowie auf Austrocknung reagieren können (vgl. Kapitel 6.2). Darüber hinaus variieren in den betrachteten Tiefen weitere physiko-chemische Eigenschaften (z.B. Humus-, CaCO_3 -Gehalt), deren Variation u.a. von Textur (z.B. KAISER UND GUGGENBERGER 2000) und Mündungsentfernung (CRAFT 2007) abhängt.

Die tiefenabhängige Darstellung der z-Werte (vgl. Abb. 5-15 und 5-16), einer vertikalen Betrachtung der Bodenentwicklung entsprechend, liefert ein ähnliches Bild. In den Profilen oberhalb mThw könnten die signifikanten Unterschiede zwischen Ober- und Unterböden auf einen positiven Effekt pedogener Prozesse auf die Mikrostruktur hindeuten. Aber auch in dieser Betrachtung finden sich die großen Streubreiten aufgrund von Texturunterschieden etc. wieder. Weitere signifikante, tiefenabhängige Unterschiede wurden nur in den Profilen im Bereich des mThw bei Feldkapazität beobachtet. Auffallend ist außerdem, dass die Variation der z-Werte in den Profilen die täglich zweimal überflutet werden, insbesondere der Profile zwischen mThw und mTnw, am geringsten ist (vgl. Abb. 5-16).

Diese und die vorausgegangenen Beobachtungen lassen darauf schließen, dass die (Mikro-) Stabilität das Produkt einer Vielzahl von Wechselwirkungen zwischen physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen und Eigenschaften ist (GRABOWSKI et al. 2011). Demnach können die Reaktionen auf oszillierende Scherung ausgedrückt als Integral z trotz der Verschiedenartigkeit des Substrates, d.h. unterschiedlicher Kombinationen aus Textur und bodenchemischer Parameter, entweder sehr verschieden oder sehr ähnlich sein, je nachdem ob sich stabilisierende und destabilisierende Faktoren gegenseitig verstärken oder aufheben. So zeigte beispielsweise KANDIAH (1974 in WINTERWERP UND VAN KESTEREN 2004), dass der (kritische) Scherwiderstand in reinen Illit-Sedimenten negativ mit dem Natrium-Adsorptionsverhältnis (SAR) korreliert, dieser Effekt aber durch eine positive Beziehung zur Gesamtsalinität abgemildert wird. Ferner zeigten MARSÌ UND EVANGELOU (1991) und EVANGELOU UND MARSÌ (2003) für verschiedene natürliche Böden und KOPITKE et al. (2006) für Standard-Tonminerale, dass der Na^+ - Ca^{2+} -Austausch durch Ionenstärke und Tonmineralogie beein-

flusst wird. Diese Veränderung der Austauschcharakteristika kann durch Veränderungen des elektrischen Potentials in der diffusen Doppelschicht erklärt werden. Änderungen des elektrischen Potentials modifizieren die Präferenz entweder für einwertige (Na^+) oder zweiwertige (Ca^{2+}) Kationen: eine Abnahme des elektrischen Potentials begünstigt die bevorzugte Adsorption von Na^+ und eine Zunahme des elektrischen Potentials jene für Ca^{2+} (SHAINBERG et al. 1980). Daher kann die Tendenz ein bestimmtes Kation bevorzugt anzulagern theoretisch durch alle Parameter verändert werden, die das elektrische Potential der diffusen Doppelschicht ändern (KOPITKE et al. 2006). Die Ergebnisse von KOPITKE et al. (2006) zeigen, dass Tone, in denen äußere Austauscherplätze dominieren und die daher geringe elektrische Potentiale aufweisen (z.B. Kaolinit als nicht aufweitbares Tonmineral), dazu neigen bevorzugt Na^+ zu adsorbieren. Diese Präferenz nimmt mit sinkender Natriumsättigung (ESP) sowie mit zunehmender Elektrolytkonzentration der Porenlösung zu. In aufweitbaren Tonmineralen (z.B. Montmorillonit) hängt der Na^+ - Ca^{2+} -Austausch von der Bildung von Tonplättchenpaketen ab. Der Theorie der diffusen Doppelschicht folgend (vgl. Kapitel 2.1.1.2) liegen diese Tonminerale bei geringer Elektrolytkonzentration und hoher Natriumsättigung dispergiert vor. Im dispergierten Zustand dominieren äußere Austauscherplätze und folglich wird bevorzugt Na^+ adsorbiert. Dagegen werden mit steigender Ionenstärke und sinkender Natriumsättigung zunehmend sogenannte Quasikristalle gebildet und innere Oberflächen geschaffen, wodurch die Neigung vornehmlich Ca^{2+} anzulagern steigt (KOPITKE et al. 2006).

Dass eine hohe Natriumsättigung destabilisierend auf die Bodenstruktur wirken kann, wurde bereits in Kapitel 2.1.2.1 erläutert. Auch BARZEGAR et al. (1994) beobachteten eine Abnahme der Aggregatstabilität (gemessen als Mean weight diameter) mit zunehmender Sodizität sowie eine Zunahme an dispergierbarem Ton. Zusätzlich stellten die Autoren aber auch eine Zunahme der Zugfestigkeit mit steigender Sodizität der mit unterschiedlich konzentrierten Lösungen ins Gleichgewicht gebrachten Aggregate fest. Dies wurde auf die Generierung neuer Kontaktpunkte infolge von Tondispergierung bei höherer Sodizität zurückgeführt, die in den nachfolgenden Crushing-Tests zu höheren Festigkeiten führten. Überdies bleibt nicht unerwähnt, dass die durch Sodizität verursachte Festigkeitsänderung durch höhere Gehalte an organischer Substanz und höhere Salzgehalt durch eine Reduktion der Tondispergierung abgeschwächt wird (BARZEGAR et al. 1994).

Eine stabilisierende Wirkung zunehmender Salinität wiesen auch DEBNATH et al. (2007) und ABERLE et al. (2004) für Süßwassersedimente und marine Schlicke anhand von Feldexperi-

menten nach. Auch SPEARS et al. (2008) berichteten von einem signifikanten Anstieg der Sedimentstabilität entlang eines zunehmenden Salinitätsgradienten im Eden Ästuar in Schottland. Weniger eindeutig sind dagegen Ergebnisse von AMOS et al. (2003), die keine Stabilitätsunterschiede für Lake Ontario Sedimente unterschiedlicher Salinitäten mit definierten Lagerungsdichten ausmachen konnten.

Den positiven Effekt, den organische Substanz auf die Aggregation natürlicher Sedimente sowohl in Süßwasser als auch unter marinen Bedingungen hat, beschreiben u.a. LAND et al. (2012). Dagegen legen z.B. TARCHITZKY UND CHEN (2002) dar, dass die organische Bodensubstanz unter bestimmten Umständen sogar einen negativen Effekt auf die Aggregation ausüben kann (vgl. Kapitel 2.1.2.4). In natriumhaltigen Böden kann der dispergierende Effekt von organischer Substanz noch verstärkt werden, da Na^+ im Vergleich zu mehrwertigen Kationen nicht als Brückenkation geeignet ist. Fehlen Brückenkationen (z.B. Ca^{2+}), die negativ geladene Tonpartikelflächen mit den funktionellen Gruppen organischer Moleküle verbinden, werden diese stattdessen mit den positiv geladenen Kanten verknüpft (CHURCHMAN et al. 1993) und eine Kanten/ Flächen-Konfiguration verhindert.

Zudem ist der Gehalt an organischer Substanz positiv mit dem Wassergehalt korreliert (AVNIMELECH et al. 2001), der die Strukturstabilität wesentlich mit bestimmt (vgl. Kapitel 6.2). Schlussendlich beeinflusst eine steigende Sodizität die Löslichkeit organischer Substanz und vermag bis zu 40 % der organischen Bodensubstanz entweder als kolloidale, organische Moleküle oder in Form von Ton-Humuskomplexen zu mobilisieren. Bereits bei relativ niedrigen Natriumsättigungen werden leichtlösliche Fulvosäuren sowie hochmolekulare, hydrophobe organische Kolloide dispergiert (CHURCHMAN et al. 1993).

Ohnehin liegt in aquatischen Systemen der Großteil der organischen Substanz in gelöster Form vor (FINDLAY UND SINSABAUGH 2003) und z.B. RAVISANGAR et al. (2005) beobachteten in Kaolinit-Sedimenten eine Stabilitätszunahme durch gelöste organische Substanz. Dieser Zusammenhang zeigte sich jedoch nur, wenn eine nennenswerte Menge gelöster Kationen ($> 0,14 \text{ M}$) im Porenwasser vorhanden war (RAVISANGAR et al. 2005).

Selbstverständlich haben alle chemischen und physikalischen Eigenschaften auch einen Effekt auf die biologische Komponente der hier untersuchten Böden, insbesondere der direkt durch das Tidegeschehen beeinflussten Watt- und Marschböden. So kann beispielsweise eine Zunahme der Ionenstärke oder des pH-Wertes das Aggregationspotential der Mikrofauna, d.h. Verklebung von Partikeln durch mikrobielle Schleimstoffe oder Bakterienkolo-

nien, negativ beeinflussen (CHANDRAPRABHA et al. 2009, GABORIAUD et al. 2006). Da im Rahmen dieser Arbeit der Effekt der benthischen Fauna auf die Strukturstabilität nicht direkt untersucht wurde und eine detaillierte Darstellung der vielfältigen Wechselwirkungen an dieser Stelle zu weit führen würde, wird auf die Arbeiten von BLACK et al. (2002), DEFEW et al. (2002), PASSARELLI et al. (2014) und STAL (2010) verwiesen.

Aufgrund der bisher diskutierten Ergebnisse und Beobachtungen erscheint eine Beurteilung der Mikrostruktur in Form des Integral z allein anhand der Profillage bzw. des Bodenentwicklungsgrades nicht eindeutig. Insbesondere bei weiter fortgeschrittener Pedogenese ist eine treffende Prognose der z-Werte kaum möglich, da auch unter Berücksichtigung des Entwässerungszustandes sowohl sehr hohe als auch sehr geringe z-Werte erreicht werden können. Folglich beruht das rheologische Verhalten auf einer strukturgünstigen oder strukturungünstigen Kombination der physiko-chemischen Eigenschaften. Hierbei ist spekulativ, ob strukturgünstige Kombinationen ausschließlich auf das Fortschreiten der Bodenentwicklung zurückzuführen sind. In Profilen die täglich überflutet werden und in größeren Tiefen (> 50 cm) könnte das Argument angeführt werden, dass sich die Pedogenese noch im Anfangsstadium befindet oder durch ständige Umlagerung und/ oder Sedimentation stets aufs Neue beginnt, doch auch dies bleibt zunächst spekulativ, da nicht ausgemacht werden kann, welcher Prozess bzw. bodenchemische Parameter zur Stabilisierung oder Destabilisierung beiträgt.

6.4 Bedeutung physiko-chemischer Parameter für die Mikrostruktur und ihre Parametrisierung in Pedotransferfunktionen

Trotz der teilweise signifikanten Beziehungen zwischen Integral z und einzelnen bodenchemischen Eigenschaften in Abhängigkeit der Bodenart und der Entwässerungsstufe, sind die ermittelten Bestimmtheitsmaße für die meisten Fälle sehr gering ($R^2 \approx 0,30$); eine Ausnahme stellen einige Beziehungen zwischen Ca^{2+} bzw. Humusgehalt und Integral z dar (vgl. Kapitel 5.5.3, Tab. 5-10). Da die Durchführung einfacher linearer Regressionsanalysen den kombinierten Effekt bodenchemischer Eigenschaften vollkommen vernachlässigt, stellen diese also für die Mikroebene kein adäquates Modell dar, um die Mikrostruktur in Form des Integral z zu prognostizieren. Die Entwicklung der Pedotransferfunktionen für definierte Bodengruppen berücksichtigt sowohl diesen kombinierten Effekt als auch die Wechselwirkungen zwischen einzelnen bodenchemischen Parametern und definierter Bodengruppe.

Bei der Interpretation der erarbeiteten Pedotransferfunktionen fällt zunächst auf, dass die elektrische Leitfähigkeit ($EC_{1:2,5}$) durch die Modellvereinfachung eliminiert wurde, da sie in keiner der aufgeführten Transferfunktionen enthalten ist. Obwohl ein Salinitätsgradient hinsichtlich zunehmender Salzgehalte Richtung Mündung vorliegt und vielfach belegt wurde, dass ansteigende Salzkonzentrationen stabilisierend auf die Sedimentstabilität wirken (z.B. DEBNATH et al. 2007, SPEARS et al. 2008), erklärt der Gehalt wasserlöslicher Salze in diesem Zusammenhang keine zusätzliche Varianz der z-Werte. Der Einbezug der elektrischen Leitfähigkeit in die Pedotransferfunktionen verbessert die Prognose der mikrostrukturellen Stabilität folglich nicht. Mögliche Erklärungsansätze sind: (i) die Natriumsättigung an den Austauschern ist nicht so hoch als dass sie einen verschlechternden Effekt auf die Bodenstruktur haben könnte und muss demnach auch nicht durch ausreichend hohe Salzkonzentrationen ausgeglichen werden; (ii) andere bodenchemische Parameter gleichen eine hohe Natriumsättigung effektiver aus als eine hohe Elektrolytkonzentration; (iii) da die elektrische Leitfähigkeit durch Lösung der wasserlöslichen Salze die Bodensalinität charakterisiert und demnach indirekt auch die Natriumsättigung beinhaltet, sind wohlmöglich andere Konzepte wie z.B. SAR (Natrium-Adsorptionsverhältnis) oder $CROSS^3$ (RENGASAMY UND MARCHUK 2011), die das Dispergierungspotential der Bodenlösung widerspiegeln, als Inputparameter geeigneter. In der vorliegenden Arbeit wurde angenommen, dass ab einer Natriumsättigung von 15 % mit Bodeninstabilität infolge von Sodizität zu rechnen ist. Demnach wären Strukturverschlechterungen durch die dispergierende Wirkung von Na^+ nur für einen Teil der untersuchten Tiefen in der polyhalinen Zone (3,7 %) zu erwarten. Dagegen postulierten ARMSTRONG UND TANTON (1992), die Marschböden in Südostengland untersuchten, ein ESP-Wert von 15 sei für diese Böden nicht angebracht, da die von ihnen analysierten Böden bereits bei einem $ESP > 8$ Strukturverschlechterungen zeigten. HODGKINSON UND THORBURN (1996) schlugen für Oberböden englischer Marschen sogar einen Grenzwert für die Natriumsättigung von 5 % vor, oberhalb welchem mit Problemen zu rechnen sei. Diesem Vorschlag folgend, wäre in 23 % der untersuchten Tiefen mit Strukturverschlechterungen durch Na^+ zu rechnen. Demzufolge ist es wahrscheinlich weniger eine nicht ausreichend hohe Natriumsättigung als vielmehr der Ausgleich durch andere Bodenparameter (z.B. organische Substanz (NELSON UND OADES 1998))

³ Cation Ratio of Soil Structural Stability berücksichtigt das unterschiedliche Ausflockungsvermögen von Ca^{2+} und Mg^{2+} sowie den dispersiven Effekt von Na^+ und K^+ : $(Na + 0,56K)/[(Ca + 0,6Mg)/2]^{1/2}$

oder deren Kombination (organische Substanz + CaCO₃ (SHAINBERG UND GAL 1982)), die die strukturungünstige Wirkung von Na⁺ abmildern oder gänzlich aufheben.

Darüber hinaus konnte keine zufriedenstellende Transferfunktion für die Gruppe der Reinsande aufgestellt werden ($R^2=0,06$). Dies überrascht kaum, da das Deformationsverhalten von reinen Sanden hauptsächlich durch Partikelgröße und Partikelform bestimmt wird und Oberflächeneigenschaften von untergeordneter Bedeutung sind. Für reine Sande mit Äquivalentdurchmessern bis zu 2000 µm sind folglich die Grenzen der methodischen Anwendbarkeit erreicht. Je mehr Reibung (durch physikalischen Kontakt) zwischen den Partikeln auftritt, desto weniger genau werden die rheologischen Analysen und desto größer die Abweichungen (BAUMGARTEN 2013). Des Weiteren ist die Wahl der Inputparameter (Tab. 4-5) gegebenenfalls für reinsandiges Substrat nicht geeignet, da sie z.T. eine chemisch aktive Oberfläche voraussetzen. Möglicherweise kann eine bessere Modellierung der z-Werte für Reinsande mit Hilfe von Einflussgrößen, die den physikalischen Effekt auf das Deformationsverhalten widerspiegeln (z.B. Winkel der inneren Reibung), erfolgen.

Dass der Gehalt an organischer Substanz von entscheidender Bedeutung für die mikrostrukturelle Stabilität ist, wird darin erkennbar, dass bereits bei einfacher linearer Regression für die Mehrzahl der definierten Bodengruppen im quasi-gesättigten Zustand (0 kPa) und bei Feldkapazität eine signifikante, positive Korrelation zwischen Integral z und dem Humusgehalt vorliegt (vgl. Tab. 5-10) und der Gehalt organischer Bodensubstanz in jeder Transferfunktion, ausgenommen für die der Feinsande, als stabilisierender Faktor enthalten ist (Tab. 5-12).

Der stabilisierende Effekt organischer Substanz auf die Bodenstruktur ist sowohl für homogenisierte Bodenproben (u.a. BRAVO-GARZA et al. 2009, WUDDIVIRA UND CAMPS-ROACH 2007) als auch auf der Aggregatebene (u.a. CHENU et al. 2000, DE GRYZE et al. 2005, DENEFF et al. 2002, OADES 1984, REGELINK et al. 2015, SIX et al. 2002, TISDALL UND OADES 1982) für verschiedene Texturen, Landnutzungen und Klimazonen vielfach dokumentiert und zusammengefasst worden (z.B. ABIVEN et al. 2009, SIX et al. 2004). Aufgrund ihrer Komplexität beeinflusst die organische Bodensubstanz die Bodenstruktur durch verschiedene Mechanismen und auf verschiedenen Skalen (TISDALL UND OADES 1982) (vgl. Kapitel 2.1.2.4). Partikuläre organische Substanz (250 – 2000 µm) kann als Nukleus für die Bildung von Makroaggregaten dienen, indem Bodenpartikel und mehrwertige Kationen angelagert werden (JASTROW 1996). Beim Abbau organischer Substanz produzieren Mikroorganismen und Pilze extrazelluläre Polysac-

charide, die als Bindemittel dienen und Partikel miteinander verkleben. Auch die Abbaukomponenten der organischen Substanz selbst unterstützen die Aggregation und wirken je nach ihrer Rekalzitanz für wenige Wochen (z.B. Polysaccharide) oder sind vor weiterem mikrobiellem Abbau weitestgehend geschützt (Huminstoffe) (OADES 1984, TISDALL UND OADES 1982). Ein weiterer Stabilisierungseffekt durch organische Substanz tritt infolge der Hydrophobisierung von Aggregaten auf: adsorbierte hydrophobe organische Moleküle reduzieren die Benetzbarkeit und folglich die Dispersivität von Aggregaten (GOEBEL et al. 2005).

Auch für Fluss- und Küstensedimente (z.B. GERBERSDORF et al. 2007, LAND et al. 2012) und auf der Partikelebene wurde der positive Effekt organischer Substanz nachgewiesen. So zeigten MARKGRAF et al. (2012) ebenfalls anhand von Amplitudentests für Rothamsted Bodenproben die positive Wirkung von organischer Bodensubstanz auf die rheologischen Eigenschaften der untersuchten Böden auf und beobachteten, dass der stabilisierende Effekt durch organische Substanz unter gesättigten Bedingungen am ausgeprägtesten war. HOLTHUSEN et al. (2012b) prüften den Einfluss verschiedener Düngungen (organisch vs. mineralisch) auf die Rheologie von Böden aus einem Dauerdüngungsversuch (Dikopshof, Bonn) und konstatierten eine geringere Sensitivität gegenüber oszillierender Scherung, je höher der Gehalt an organischer Substanz ist. Das rheologische Verhalten von erodiertem Material untersuchten CAROTENUTO et al. (2015) mit Hilfe von Rotationstests und zeigten, dass durch das schrittweise Entfernen der organischen Substanz ebenfalls Viskosität und Nachgebegrenze (Yield Stress) reduziert wurden und demnach die unbehandelten Proben am widerstandsfähigsten waren. Außerdem betonten die Autoren die Relevanz der Qualität der organischen Substanz. BARRÉ UND HALLETT (2009) analysierten den Effekt synthetischer Wurzel- und Pilzexsudate auf die rheologischen Eigenschaften natürlicher Böden und verschiedener Tonminerale und ermittelten einen Viskositätsanstieg durch Exsudatzugabe, wobei der Effekt deutlich von der molekularen Struktur der Exsudate sowie der Tonmineralogie beeinflusst wurde. Den kombinierten Effekt von Ca^{2+} und Huminsäuren auf das Aggregierungsverhalten von Montmorillonitpartikeln im pH-Bereich 6 – 6,5 testeten MAJIK UND TOMBÁ CZ (2007) und beobachteten eine Verstärkung der Mikrostruktur durch Huminsäuren. Allerdings ist diese Reaktion an die Anwesenheit von Ca^{2+} geknüpft, da die Huminsäuren ansonsten an den positiv geladenen Tonmineralkanten gebunden werden und somit zur Dispergierung der Mikrostruktur beitragen (vgl. Kapitel 2.1.2.4). Die Bedeutsamkeit des Verhältnisses zwischen Ca^{2+} und organischer Substanz heben auch CZIBULYA et al. (2014) hervor.

Der Struktureffekt von Ca^{2+} wurde vielfach durch Zugabe von Ca^{2+} in Form von Calciumcarbonat (CaCO_3) oder Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) (z.B. BALDOCK et al. 1994, CHAN et al. 2007, CHAN UND HEENAN 1999), entsprechende Elektrolytlösungen (z.B. HEIL UND SPOSITO 1993, WUDDIVIRA UND CAMPS-ROACH 2007) oder an carbonathaltigen Lockergesteinen (z.B. FERNANDEZ-UGALDE et al. 2011) erforscht. BALDOCK et al. (1994) zeigten, dass die stabilisierende Wirkung von Ca^{2+} durch gleichzeitige Zufuhr von organischer Substanz verstärkt wird. Diese Synergie von Ca^{2+} und organischer Substanz auf die Aggregatstabilität beschreiben auch WUDDIVIRA UND CAMPS-ROACH (2007). Da die stabilisierende Wirkung von Ca^{2+} vorwiegend für Mikroaggregate ($< 100 \mu\text{m}$) zu beobachten ist (GRANT et al. 1992), überrascht nicht, dass Ca^{2+} oder CaCO_3 als Ca^{2+} -Quelle in die hier vorgestellten Pedotransferfunktionen als positiver Faktor eingeht. Gleichwohl kann Ca^{2+} durch Stimulierung der mikrobiellen Aktivität bei ausreichendem Nahrungsangebot indirekt auch die Makroaggregation positiv beeinflussen (BALDOCK et al. 1994, CHAN UND HEENAN 1999).

Neben der Funktion als Brückenkation in Ton-Humuskomplexen trägt in der Bodenlösung gelöstes Ca^{2+} zur Erhöhung der Elektrolytkonzentration bei, was die Dispergierbarkeit von Tonmineralen (BALDOCK et al. 1994) aufgrund komprimierter Doppelschichten senkt. Auch CHAN et al. (2007) führten die verbesserte Bodenstruktur von sauren Böden nach Zugabe von CaCO_3 auf eine Erhöhung der Elektrolytkonzentration zurück. Zusätzlich dürfte auch die Stärkung von Tonmineral-Kontakten durch Ca^{2+} von Bedeutung sein (BRANDENBURG UND LAGALY 1988). Darüber hinaus ersetzt Ca^{2+} Na^+ und teilweise Mg^{2+} an den Austauschern (ARMSTRONG UND TANTON 1992), da es wegen seiner kleineren Hydrathülle favorisiert gebunden wird (ZHANG UND NORTON 2002). Bereits 1958 erklärte VAN DER MOLEN (1958), dass die Lösung von CaCO_3 der Hauptmechanismus ist, durch den Na^+ an den Austauschern Meerwasser beeinflusster Böden ersetzt werden kann.

Bezüglich des absoluten Carbonatgehaltes auf die Aggregierungswirkung sind in der Literatur widersprüchliche Ergebnisse zu finden (vgl. Kapitel 2.1.2.2). Während MBAGWU UND BAZZOFFI (1998) und VAEZI et al. (2008) einen positiven Effekt identifizierten, beobachtete z.B. DIMOYIANNIS (2012) einen negativen Effekt. Dagegen beschreiben BOIX-FAYOS et al. (2001) für mediterrane Böden eine starke Korrelation zwischen Makroaggregaten und CaCO_3 , wenn der Gehalt an organischer Bodensubstanz unter 5 % liegt. DE MEESTER UND JUNGERIUS (1978) schlussfolgerten, dass nicht der absolute CaCO_3 -Gehalt, sondern in der Bodenmatrix fein verteilte Carbonatpartikel die Aggregation steigern können. Demnach ist zu vermuten, dass

eine positive Wirkung von ungelöstem CaCO_3 mit abnehmender Korngröße der Carbonatpartikel auftritt. Für die Wattböden der schleswig-holsteinischen Nordseeküste dokumentierte KALK (1969), dass die Korngrößenverteilung der überwiegend aus biogener Bildung stammenden Carbonatpartikel ein Maximum in der Mittelschlufffraktion aufweist. Dass ein hoher Carbonatpartikelanteil in der Schlufffraktion die Aggregation vermindern kann, beschrieben DIMOYIANNIS et al. (1998) für mediterrane Böden. Dies scheint für die hier untersuchten Böden nicht zuzutreffen, da der absolute CaCO_3 -Gehalt mit positivem Vorzeichen in die Transferfunktionen eingeht. Dennoch liegt nahe, dass weniger die Carbonatpartikel selbst als vielmehr die Auflösung von CaCO_3 durch die Oxidation von Pyrit zu Schwefelsäure und folglich die Erhöhung der Elektrolytkonzentration in der Porenlösung und die Verdrängung von Na^+ von den Austauschern sowie eine Stärkung von (Ton-) Partikelkontakten die eigentlichen Stabilisierungseffekte darstellen.

Da es mit stark zunehmendem Eisenoxidgehalt häufig zur Zementation von Mineralpartikeln kommt (SCHWERTMANN UND NIEDERBUDE 1993) und für die hier untersuchten Böden eine ausgeprägte Redoximorphose charakteristisch ist, finden sich auch die dithionitlöslichen Eisenoxide in den Transferfunktionen wieder. Die Stabilisierung der Bodenstruktur durch Eisenoxide wird in der Literatur besonders für oxidreiche Böden hervorgehoben (z.B. BARTHÈS et al. 2008, IGWE et al. 2009, PENG et al. 2015). Aber auch in Böden gemäßiger Klimazonen beeinflussen Eisenoxide die Strukturbildung positiv. So zeigten PRONK et al. (2011) für landwirtschaftlich genutzte Oberböden in Schweden und Deutschland, dass die spezifischen Oberflächen aller Kornfraktionen durch Eisenoxidanlagerung deutlich erhöht werden, wodurch auch auf wenig reaktiven Partikeln (z.B. Sandkörnern) zusätzliche Sorptionsflächen entstehen (SEI et al. 2002). Aufgrund der starken Wechselwirkungen zwischen organischer Substanz und Eisenoxiden können durch die Bildung von organo-mineralischen Komplexen einerseits Mikroaggregate und andererseits organische Substanz stabilisiert werden (PRONK et al. 2011, REGELINK et al. 2015).

Auf der Partikelebene untersuchten OHTSUBO et al. (1991) das rheologische Verhalten von im Labor hergestellten Eisenoxid-Illitsuspensionen, in denen der Eisenoxidanteil zwischen 2 und 20 % variierte, und fanden über die gesamte untersuchte pH-Spanne von pH 3 – 10 eine Zunahme der Nachgebegrenze (Yield Stress) mit zunehmendem Eisenoxidgehalt. MARKGRAF UND HORN (2007) konstatierten die Bildung von Pseudosand durch Eisenoxidzementation, d.h. die Aggregation von Feinpartikeln zu der Größe eines Sandkornes in brasilianischen Ferralsolen

und beschreiben einen signifikanten Effekt dieser Aggregation auf die viskoelastischen Eigenschaften. Durch chemische Behandlung der Bodenproben wurden sowohl organische Substanz als auch dithionitlösliche Eisenoxide entfernt, was zu einer erheblichen Reduktion der mikrostrukturellen Steifigkeit führte. Hierbei zog die Extraktion der Eisenoxide eine deutlich größere Abnahme nach sich als die alleinige Oxidation der organischen Substanz.

Da für die untersuchten Böden alternierende Redoxbedingungen kennzeichnend sind, stellt sich die Frage, wie stabil die vorhandenen Eisenoxide unter den gegebenen Bedingungen sind. Die Stabilitätsbeziehungen zwischen verschiedenen Eisenoxiden und gelösten Eisenionen lassen sich aus p_e -pH-Diagrammen ableiten (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010). Da die untersuchten Marschböden verhältnismäßig junge Böden sind und die Überführung amorph in stabilere Eisenverbindungen noch nicht besonders weit fortgeschritten ist (CORNELL UND SCHWERTMANN 2003), wird Ferrihydrit ($\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$) das vorherrschende Eisenoxid darstellen. Da im Großteil der untersuchten Tiefen der pH-Wert zwischen 6 und 7,5 liegt, wird Eisen unter oxidischen ($p_e + \text{pH} > 14$) Bedingungen dementsprechend überwiegend als Ferrihydrit und zu geringen Anteilen als Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$) vorliegen. Unter suboxidischen ($9 < p_e + \text{pH} < 14$) bis anoxischen ($p_e + \text{pH} < 9$) Bedingungen kann Ferrihydrit im zunehmend anaeroben Milieu reduktiv unter Bildung von Fe^{2+} gelöst werden. Hierbei kann unter den gegebenen pH-Werten Magnetit (Fe_3O_4) und/ oder Siderit (FeCO_3) entstehen. Goethit ist dagegen bei den hier vorliegenden pH-Werten auch im suboxidischen Bereich stabil. Werden Eisenoxide unter vollständig anaeroben Bedingungen zu Fe^{2+} reduziert, wandert das mobile Eisen einem Sauerstoffgradienten folgend in aerobe Bereiche und wird dort erneut ausgefällt (SCHEFFER UND SCHACHTSCHABEL 2010).

In die Transferfunktionen der Tone und der vorentwässerten Schluffe geht Natrium mit negativem Vorzeichen ein, wodurch die strukturungünstige Wirkung von Na^+ zur Geltung kommt. Ein signifikanter Effekt von Na^+ tritt folglich nur in sehr feintexturierten Bodengruppen auf. Hierdurch kommt zum Ausdruck, dass die strukturverschlechternde Wirkung bei zusätzlicher Berücksichtigung weiterer bodenchemischer Parameter offensichtlich entscheidend durch die Anwesenheit reaktiver Oberflächen reguliert wird.

In den Sedimenten und Marschböden der Elbe ist Illit das dominierende Tonmineral (BRÜMMER 1968, MIEHLICH 1986), das im Vergleich zu anderen 2:1 Schichtsilikaten durch eine geringe Aufweitbarkeit und Oberflächenladung sowie durch unregelmäßige, terrasierte Oberflächen gekennzeichnet ist. Aufgrund der Oberflächenmorphologie und der geringen

Oberflächenladung sind Kontakte und Anziehung zwischen Illitpartikeln nur relativ schwach ausgeprägt (CHURCHMAN et al. 1993); wird die Oberflächenladung durch Na^+ neutralisiert, werden die Verbindungen zusätzlich geschwächt. KOPITKE et al. (2006) wiesen für Kaolinite aufgrund ihres geringen elektrischen Potentials und der Dominanz äußerer Austauschplätze eine bevorzugte Adsorption von Na^+ nach. Möglicherweise zeigen Illite aufgrund ähnlicher Oberflächeneigenschaften ebenfalls eine solche Präferenz, was den strukturungünstigen Effekt von Na^+ noch verstärken würde. Grundsätzlich sind für illitische Böden höhere Elektrolytkonzentrationen erforderlich, um eine Dispergierung zu verhindern als für Böden, deren Tonminerale stabilere Konfigurationen aufweisen (SHAINBERG UND LETEY 1984). Obwohl die Wirkung des Ionenbelags im natürlichen Bodenverband eingeschränkt ist, da der Wassergehalt nicht ausreicht, um die austauschbaren Kationen voll zu hydratisieren (SCHWERTMANN UND NIEDERBUDE 1993), sind Na^+ -Tonverbindungen in Wasser grundsätzlich instabil, da Na^+ hauptsächlich Ionenbindungen bildet (RENGASAMY UND OLSSON 1991). Die in den untersuchten Böden vorherrschenden pH-Werte lassen vermuten, dass überwiegend Fläche/Fläche-Assoziationen zwischen den Tonmineralen vorliegen (LAGALY 1993b), die besonders sensitiv auf scherende Verformungen reagieren (BRANDENBURG UND LAGALY 1988, DOLINAR UND TRAUNER 2007, DURÁN et al. 2000).

Ebenfalls mit negativem Vorzeichen geht der gravimetrische Wassergehalt in alle konstruierten Pedotransferfunktionen ein. Somit wird mit zunehmenden Wassergehalten die Mikrostruktur geschwächt. Da die Wirkung von Wasser auf das viskoelastische Verhalten auch im Hinblick verschiedener Texturen in Kapitel 6.2 ausführlich erläutert wurde, soll an dieser Stelle nicht erneut auf diesen Effekt eingegangen werden.

Die im Rahmen dieser Arbeit für definierte Bodengruppen entwickelten Pedotransferfunktionen spiegeln somit eine plausible Parametrisierung der eingegangenen bodenchemischen Parameter wider. Während der Gehalt organischer Substanz, die Ca^{2+} -Konzentration oder der CaCO_3 -Gehalt sowie die dithionitlöslichen Eisenoxide (Fe_d) als die Mikrostruktur stabilisierende Faktoren in die Transferfunktionen eingehen, repräsentieren die Na^+ -Konzentration und der (gravimetrische) Wassergehalt strukturungünstige Faktoren.

7 FAZIT UND AUSBLICK

Mit Hilfe rheologischer Analysen konnte die mikrostrukturelle Stabilität von tidebeeinflussten Uferböden im Untersuchungsraum der Unteren Elbeniederung charakterisiert werden. Die Ergebnisse zeigen eine deutliche Abhängigkeit von Textur und Wassergehalt. Je nach Textur erfolgt der Abbau der Mikrostruktur unter oszillierenden Bedingungen in charakteristischer Art und Weise: Grobkörnige Texturen zeigen zunächst mit zunehmender Deformation eine schnelle Abnahme der Elastizität, können dann aber infolge von Relativbewegungen zwischen Partikeln (Rotation, Verkanten, Umordnen) eine stabilere bzw. energetisch günstigere Anordnung annehmen, wodurch der vollständige Zusammenbruch der Mikrostruktur verzögert wird. Je feintexturierter das Substrat ist, d.h. je höher der Schluff- und/ oder Tongehalt, desto seltener treten Verkantungen zwischen Partikeln auf und die Elastizität nimmt mit zunehmenden Scherdeformationen graduell ab. Da der Scherwiderstand auf der Mikroebene zusätzlich durch interpartikuläre Wechselwirkungen bestimmt wird, wird auch der Abbau der Mikrostruktur und folglich das Integral \int dementsprechend modifiziert. Es wurde gezeigt, dass zunehmende Austrocknung die Mikrostruktur durch Meniskenkräfte stabilisiert, wobei die Reaktion auf Entwässerung in grobkörnigen Proben weniger ausgeprägt war als in feintexturierten Substraten. Dagegen wird die Mikrostruktur mit zunehmender Wassersättigung geschwächt. Je feintexturierter das Bodenmaterial, desto sensibler reagiert es bei Wassersättigung auf eine scherende Verformung.

Des Weiteren unterstreichen die gewonnenen Ergebnisse, dass die Mikrostruktur ein Produkt einer Vielzahl von Wechselwirkungen darstellt und dass ihre Beurteilung allein anhand des Bodenentwicklungsgrades nicht eindeutig ist. Besonders bei weiter fortgeschrittener Pedogenese können sowohl strukturungünstige als auch strukturgünstige Kombinationen der physiko-chemischen Eigenschaften auftreten. Strukturungünstige Kombinationen sind demnach nicht per se auf eine weniger weit fortgeschrittene Bodenentwicklung zurückzuführen.

Unter Berücksichtigung der kombinierten Effekte der bodenchemischen Parameter wurden Pedotransferfunktionen für definierte Bodengruppen entwickelt und die für die Mikrostruktur signifikanten bodenchemischen Parameter identifiziert. Während der Gehalt organischer Bodensubstanz, die Ca^{2+} -Konzentration oder der Carbonatgehalt sowie die dithionitlöslichen

Eisenoxide als stabilisierende Faktoren in die Transferfunktionen eingehen, stellen die Na^+ -Konzentration und der Wassergehalt strukturungünstige Faktoren dar.

Ein Effekt des natürlichen Salinitätsgradienten konnte nicht nachgewiesen werden. Obwohl mit abnehmender Entfernung zur Mündung höhere Bodensalinitäten vorgefunden wurden, kommen diese in den vorgestellten Transferfunktionen nicht zur Geltung.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse zeigen eine Reihe weiterer, denkbarer Forschungsvorhaben auf:

- (1) Bisher wurde die Exaktheit der entwickelten PTFs durch die Korrelation zwischen vorhergesagten und gemessenen Daten bewertet, wobei die PTFs auf Grundlage der gemessenen Daten entwickelt wurden. Um die tatsächliche Prognoseverlässlichkeit der PTFs zu evaluieren, müssen die Transferfunktionen an unabhängigen Daten getestet werden.
- (2) Die elektrische Leitfähigkeit wurde als Synonym für den Gehalt wasserlöslicher Salze verwendet und sollte demnach den natürlichen Salinitätsgradienten widerspiegeln. Allerdings unterliegen die Salzgehalte sowohl der Böden als auch des Überflutungswassers jahreszeitlichen Schwankungen; durch die einmalige Messung der elektrischen Leitfähigkeit an zu völlig unterschiedlichen Zeiten im Jahr genommenen Bodenproben, können diese Variationen nicht abgebildet werden und verschleiern möglicherweise den tatsächlich vorliegenden Gradienten und seinen Effekt. Darüber hinaus sind wohlmöglich andere Konzepte (z.B. SAR, CROSS), die sich zum einen direkt auf die Bodenlösung beziehen und zum anderen das Dispergierungs- oder Flockungspotential der enthaltenen Kationen wiedergeben, besser geeignet den Salinitätsgradienten zu charakterisieren.
- (3) Das rheologische Verhalten von Bodensuspensionen und Bodenpasten ist von der Partikelkonzentration bzw. der Trockenrohddichte abhängig. Je lockerer die Lagerung, desto freier können sich Partikel bewegen und desto geringer werden die auftretenden Schwerwiderstände ausfallen. Die vorgestellten PTFs gelten für Trockenrohddichten von $1,4 \text{ g cm}^{-3}$. Da in Marschböden und frisch abgelagerten Sedimenten teilweise deutlich geringere Trockenrohddichten auftreten können, stellen sich die Fragen: (i) in wie weit die entwickelten PTFs möglicherweise die Mikrostabilität der untersuchten Böden überschätzen; (ii) liegt ein proportionaler Zusammenhang zwischen der Zunahme der Trockenrohddichte und der Zunahme des mikroskaligen Scherwiderstandes vor; und (iii) würde sich die Parametrisierung der bodenchemischen Parameter bei geringeren Trockenrohddichten grundlegend ändern.

- (4) Die Auswahl der Inputparameter setzt z.T. eine chemisch reaktive Oberfläche voraus. Möglicherweise können noch bessere Prognosen der Mikrostabilität erreicht werden, wenn zusätzlich Faktoren einbezogen werden, die die Effekte physikalischer Kontakte (z.B. Winkel der inneren Reibung) berücksichtigen.
- (5) Schrumpfungsprozesse, die durch die Entwässerung unter Laborbedingungen stattgefunden haben, treten bei der hier angewandten Probenvorbereitung aufgrund der Lufttrocknung in den Hintergrund. Um die Effekte bereits stattgefundener Quellungs- und Schrumpfungsprozesse sowie durch künstliche Austrocknung induzierte Aggregationen eindeutig identifizieren und bewerten zu können, sollte das Probenmaterial während der Probenvorbereitung die stärkste, vorherige Austrocknung nicht überschreiten.

8 ZUSAMMENFASSUNG

Die Bodenmikrostruktur ist das Produkt einer Vielzahl physikalischer, chemischer und biologischer Wechselwirkungen und bestimmt das Verhalten gegenüber mechanischer Belastung auf der Meso- bzw. Makroebene (Aggregatebene bzw. Bodenvolumen). Aufgrund der Komplexität der möglichen Interaktionen zwischen physiko-chemischen Eigenschaften und Textur sowie daraus resultierender Partikelanordnung, Porengrößenverteilung und Wassergehalte, ergibt sich für die Boden(mikro)struktur ein viskoelastisches Deformationsverhalten, dass durch rheologische Analyseverfahren untersucht und charakterisiert werden kann.

In der vorliegenden Arbeit wurde das rheologische Verhalten tidebeeinflusster Uferböden der Unteren Elbeniederung mittels Amplitudentests (AST) im Platte-Platte-Messsystem unter Vorgabe der Scherdeformation bei unterschiedlichen Matrixpotentialen (quasi-gesättigt, -6 kPa, -15 kPa) analysiert.

Auf Grundlage des Flächenparameters Integral z , welcher die Mikrostruktur quantifiziert, konnte gezeigt werden, dass die mikrostrukturelle Stabilität deutlich von Textur und Wassergehalt abhängt. Hierbei erfolgt der Abbau der Mikrostruktur bei zunehmender Deformation je nach Textur in charakteristischer Art und Weise. Eine zunehmende Austrocknung stabilisiert die Mikrostruktur durch Meniskenkräfte, wobei die Reaktion auf Entwässerung in feinkörnigen Proben deutlicher ausgeprägt war als in grobkörnigen Substraten.

Des Weiteren unterstreichen die gewonnenen Ergebnisse, dass strukturungünstige oder strukturgünstige Kombinationen der physiko-chemischen Eigenschaften nicht zwangsläufig an einen bestimmten Bodenentwicklungsgrad geknüpft sind. Besonders bei weiter fortgeschrittener Pedogenese können in den hier untersuchten Marschböden sowohl strukturungünstige als auch strukturungünstige Kombinationen auftreten.

Unter Berücksichtigung der kombinierten Effekte der bodenchemischen Parameter wurden mit Hilfe statistischer Tests die für die Mikrostruktur signifikanten bodenchemischen Parameter identifiziert. Basierend auf den ermittelten statistischen Beziehungen wurden plausible Pedotransferfunktionen für definierte Bodengruppen entwickelt, die eine rechnerische Ableitung des Integral z erlauben. Stabilisierende Faktoren sind demnach: organische Bodensubstanz, Ca^{2+} -Konzentration, CaCO_3 -Gehalt und dithionitlösliche, pedogene Eisenoxide (Fe_d); dagegen stellen Na^+ -Konzentration und Wassergehalt strukturungünstige Faktoren dar.

9 ABSTRACT

Soil structure is the product of a variety of physical, chemical and biological interactions and determines the deformation behavior with respect to external stress on mesoscale resp. macroscale (i.e. soil aggregates resp. bulk soil). Due to the complexity of possible interactions between physicochemical properties and texture and the resulting particle arrangement, pore size distribution and water content, the soil's microstructure exhibit viscoelastic deformation behavior, which can be evaluated and characterized by rheological measurements.

In the present work the rheological behavior of tide influenced Marshland soils of the River Elbe (North Germany) were analyzed. Soil samples were equilibrated to different matric potentials (quasi-saturated, -6 kPa, -15 kPa) and amplitude sweep tests (AST) were conducted with a parallel-plate measuring system under controlled shear deformation.

Based on the area parameter integral z , that quantifies the microstructural stiffness, it could be shown that microstructural stability clearly depends on water content and texture. Therefore, the gradual depletion of microstructural stiffness takes place in a characteristic manner depending on texture. With increased desiccation the microstructure is stabilized by menisci forces. The reaction of drying is much more pronounced in fine textured samples than in coarse grained substrates.

Furthermore, the results obtained emphasize that structurally unfavorable or favorable combinations of physicochemical properties are not inevitably linked to a certain degree of pedogenesis. Especially for more advanced soil development both structurally unfavorable and favorable combinations can occur in the studied soils.

Taking into account the combined effects the physicochemical factors influencing microstructural stability could be identified using statistical tests. Based on the determined statistical relationships between rheological and physicochemical parameters influencing soil microstructure, plausible pedotransfer functions have been developed for defined texture groups, which allow a mathematical estimation of the rheological value integral z . Thus, stabilizing factors are: soil organic matter, concentration of Ca^{2+} , content of CaCO_3 and dithionite soluble, pedogenic iron oxides (Fe_d); whereas the concentration of Na^+ and water content represent structurally unfavorable factors.

DANKSAGUNG

Ein besonderes Wort des Dankes möchte ich an meinen Doktorvater Prof. Dr. Rainer Horn richten, der mir die Möglichkeit gegeben hat, zu diesem interessanten und vielseitigen Thema zu promovieren. Während meiner Doktorandenzeit brachte er mir viel Vertrauen entgegen und sorgte mit wertvollen Ratschlägen immer dafür, dass ich meinen Geist anstrenge und schlussendlich für das Gelingen dieser Arbeit.

Des Weiteren danke ich der BfG (Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz), die diese Arbeit als Teil des Projektes *ElbService* finanzierte; mein herzlicher Dank gilt Dr. Carolin Schmidt-Wygasch, Dr. Elmar Fuchs und Uwe Schröder sowie den Mitgliedern der anderen Projektgruppen, die mit Ihrem Fachwissen, Ihrer konstruktiven Kritik und Ihren vielen Ideen immer wieder für das nötige Salz in der Suppe gesorgt haben.

Auch möchte ich Dr. habil. Wibke Baumgarten, Dr. Heiner Fleige, Dr. Iris Zimmermann und Dr. Sascha Peter für ihre stets bereitwillige Hilfe bei wissenschaftlichen Fragen danken. Dem Laborteam der Bodenkunde danke ich für die immer zuverlässige Arbeit, durch die so mancher zeitliche Engpass bewältigt werden konnte und die mir viel Arbeit abgenommen haben. Danke sage ich auch meinen Kollegen und Kolleginnen für die angenehme Zeit; besonders möchte ich mich bei Thomas Neugebauer für die Zusammenarbeit im Projekt und bei Pia Heibach für die anregende Bürogemeinschaft bedanken. Ein weiterer Dank gilt Pia Lüttich für die administrative Unterstützung.

Ebenso möchte ich meiner Familie und meinen Freunden danken, die meine zeitweise überstrapazierten Nerven ertragen mussten und immer an mich geglaubt haben.

Ein persönliches Dankeschön möchte ich Thorben Struck widmen, der mich stets bestärkt und tatkräftig unterstützt hat; besonders in der letzten Phase des Zusammenschreibens hat er mir auf seine unvergleichliche Art den Rücken frei gehalten und mich immer aufs Neue motiviert.

Vielen Dank Euch allen!

LITERATURVERZEICHNIS

- ABDULJAUWAD, S.N. UND AL-AMOUDI, O.S.B., 1995: *Geotechnical behaviour of saline sabkha soils*. *Geotechnique* 45 (3), 425-445.
- ABEND, S. UND LAGALY, G., 2000: *Sol-gel transitions of sodium montmorillonite dispersions*. *Appl Clay Sci* 16, 201-227.
- ABERLE, J., NIKORA, V. UND WALTERS, R., 2004: *Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion*. *Mar Geol* 207 (1-4), 83-93.
- ABIVEN, S., MENASSERI, S., ANGERS, D.A. UND LETERME, P., 2007: *Dynamics of aggregate stability and biological binding agents during decomposition of organic materials*. *Eur J Soil Sci* 58 (1), 239-247.
- ABIVEN, S., MENASSERI, S. UND CHENU, C., 2009: *The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability - A literature analysis*. *Soil Biology & Biochemistry* 41 (1), 1-12.
- ABU-JDAYIL, B., 2011: *Rheology of sodium and calcium bentonite-water dispersions: Effect of electrolytes and aging time*. *Int J Miner Process* 98 (3-4), 208-213.
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005: *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 5. Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- AIDE, M.T., CWICK, G.J. UND CUMMINGS, M.F., 1999: *Clay mineralogy and potassium status of selected soils in the glacial Lake Agassiz region of central Manitoba*. *Can J Soil Sci* 79 (1), 141-148.
- AL-SHAYEA, N.A., 2001: *The combined effect of clay and moisture content on the behavior of remolded unsaturated soils*. *Eng Geol* 62, 319-342.
- ALAILY, F., 1998: *Carbonate, Sulfate, Chloride, Phosphate*. in: BLUME, H.P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W.R. et al. (Hrsg.), *Handbuch der Bodenkunde*, Kapitel 2.1.1.3. ecomed, Landsberg.
- AMORÓS, J.L., BELTRÁN, V., SANZ, V. UND JARQUE, J.C., 2010: *Electrokinetic and rheological properties of highly concentrated kaolin dispersions: Influence of particle volume fraction and dispersant concentration*. *Appl Clay Sci* 49 (1-2), 33-43.
- AMOS, C.L., DROPPA, I.G., GOMEZ, E.A. UND MURPHY, T.P., 2003: *The stability of a remediated bed in Hamilton Harbour, Lake Ontario, Canada*. *Sedimentology* 50 (1), 149-168.
- ARIAS, M., BARRAL, M.T. UND DIAZ-FIERROS, F., 1996: *Effects of associations between humic acids and iron or aluminium on the flocculation and aggregation of kaolin and quartz*. *Eur J Soil Sci* 47 (3), 335-343.
- ARMSTRONG, A.S.B. UND TANTON, T.W., 1992: *Gypsum Applications to Aggregated Saline Sodic Clay Topsoils*. *J Soil Sci* 43 (2), 249-260.
- ASANO, M. UND WAGAI, R., 2014: *Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol*. *Geoderma* 216, 62-74.
- ATTERBERG, A., 1914: *Die Eigenschaften der Bodenkörner und die Plastizität der Böden*. *Kolloidchem. Beihefte* 6, 55-89.
- AUERSWALD, K., KAINZ, M., ANGERMULLER, S. UND STEINDL, H., 1996: *Influence of exchangeable potassium on soil erodibility*. *Soil Use and Management* 12 (3), 117-121.
- AVNIMELECH, Y., RITVO, G., MEIJER, L.E. UND KOCHBA, M., 2001: *Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments*. *Aquacult. Eng.* 25 (1), 25-33.
- BABEL, M. UND SCHREIBER, B.C., 2014: *Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater*. in: MACKENZIE, F.T. (Hrsg.), *Treatise on Geochemistry. Vol. 9: Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks*, Kapitel 9.17, 483-560. Elsevier.

-
- BACHMANN, J. UND HARTGE, K.H., 1992: *Estimating Soil-Water Characteristics Obtained by Basic Soil Data - a Comparison of Indirect Methods*. Z Pflanzenernähr Bodenk 155 (2), 109-114.
- BAKER, L. UND ELLISON, D., 2008: *Optimisation of pedotransfer functions using an artificial neural network ensemble method*. Geoderma 144 (1–2), 212-224.
- BAKKER, J.W., BOONE, F.R. UND BOEKEL, P., 1987: *Diffusion of Gases in soil and oxygen diffusion coefficients in Dutch agricultural soils. Report 20*. DLO Winand Staring Centre, Wageningen, Niederlande.
- BALDOCK, J.A., AOYAMA, M., OADES, J.M., SUSANTO UND GRANT, C.D., 1994: *Structural Amelioration of a South Australian Red-Brown Earth Using Calcium and Organic Amendments*. Aust. J. Soil Res. 32 (3), 571-594.
- BARNES, H.A., HUTTON, J.F. UND WALTERS, K., 1989: *An introduction to rheology*. Elsevier, Amsterdam, Oxford u.a.
- BARRÉ, P. UND HALLETT, P.D., 2009: *Rheological stabilization of wet soils by model root and fungal exudates depends on clay mineralogy* European Journal of Soil Science Volume 60, Issue 4. Eur J Soil Sci 60, 525-538.
- BARRÉ, P., VELDE, B., FONTAINE, C., CATEL, N. UND ABBADIE, L., 2008: *Which 2 : 1 clay minerals are involved in the soil potassium reservoir? Insights from potassium addition or removal experiments on three temperate grassland soil clay assemblages*. Geoderma 146 (1-2), 216-223.
- BARTHÈS, B.G., KOUAKOUA, E., LARRÉ-LARROUY, M.-C., RAZAFIMBELO, T.M., DE LUCA, E.F., AZONTONDE, A., . . . FELLER, C.L., 2008: *Texture and sesquioxide effects on water-stable aggregates and organic matter in some tropical soils*. Geoderma 143 (1-2), 14-25.
- BARZEGAR, A.R., NELSON, P.N., OADES, J.M. UND RENGASAMY, P., 1997: *Organic matter, sodicity, and clay type: Influence on soil aggregation*. Soil Sci Soc Am J 61 (4), 1131-1137.
- BARZEGAR, A.R., OADES, J.M., RENGASAMY, P. UND GILES, L., 1994: *Effect of Sodicity and Salinity on Disaggregation and Tensile-Strength of an Alfisol under Different Cropping Systems*. Soil Till Res 32 (4), 329-345.
- BAUMGARTEN, W., 2013: *Soil microstructural stability as influenced by physicochemical parameters and its environmental relevance on multiple scales*. Habilitationsschrift, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- BAUMGARTEN, W., DÖRNER, J. UND HORN, R., 2013: *Microstructural development in volcanic ash soils from South Chile*. Soil Tillage Res 129, 48-60.
- BAUMGARTEN, W., NEUGEBAUER, T., FUCHS, E. UND HORN, R., 2012: *Structural stability of Marshland soils of the riparian zone of the Tidal Elbe River*. Soil Tillage Res 125, 80-88.
- BAVER, L.D., 1940: *Soil Physics*. Wiley, New York.
- BAW, 1997: *Anpassung der Fahrrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschifffahrt. Gutachten Ermittlung und Bewertung morphologischer Veränderungen*. Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg.
- BELL, A.M. UND VAN KEULEN, H., 1995: *Soil pedotransfer functions for four Mexican soils*. Soil Sci Soc Am J 59, 865-871.
- BELSLEY, D.A., KUH, E. UND WELSCH, R.E., 1980: *Regression Diagnostics. Identifying Influential Data and Sources of Collinearity*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.
- BEN-HUR, M., YOLCU, G., UYSAL, H., LADO, M. UND PAZ, A., 2009: *Soil structure changes: aggregate size and soil texture effects on hydraulic conductivity under different saline and sodic conditions*. Aust. J. Soil Res. 47 (7), 688-696.
-

-
- BENNE, I., EILERS, R., GEHRT, E., HENSCHER, M., KRÜGER, K. UND LANGNER, S., 2011: *Die Neukartierung der niedersächsischen Marschen - Typische Böden und ihre Horizonte*. Jahrestagung der DBG, Böden verstehen - Böden nutzen - Böden fit machen. Berichte der DBG (nicht begutachtete online-Publikation), Berlin.
- BfBB, I., 2007: *Anpassung der Fahrrinne von Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt - Planfeststellungsunterlage nach Bundeswasserstraßengesetz - Schutzgut Tiere und Pflanzen, aquatisch - Teilgutachten Aquatische Fauna - (Bestand und Prognose). Unterlage H.5b. IBL Umweltplanung GbR & Büro für Biologische Bestandsaufnahme. Gutachten im Auftrag der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung sowie der Freien und Hansestadt Hamburg.*
- BfG, 2004: *Umweltrisikoeinschätzung und FFH-Verträglichkeitseinschätzung für Projekte an Bundeswasserstraßen. Weitere Fahrrinnenanpassung von Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt mit einem Salzwassertiefgang von rd. 14,50 m.* Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- BISHOP, A.W., 1960: *The principle of effective stress*. Norwegian Geotechnical Institute Publication 32, 1-5.
- BLACK, K.S., TOLHURST, T.J., PATERSON, D.M. UND HAGERTHEY, S.E., 2002: *Working with natural cohesive sediments*. J Hydraul Eng-Asce 128 (1), 2-8.
- BLOCK, J. UND GAUER, J., 2012: *Waldbodenzustand in Rheinland-Pfalz. Ergebnisse der zweiten landesweiten Bodenzustandserhebung BZE II*. Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft, Trippstadt, Rheinland-Pfalz.
- BLOOM, P.R., 2000: *Soil pH and pH Buffering*. in: SUMNER, M.E. (Hrsg.), *Handbook of Soil Science*, Kapitel B-10. CRC Press LLC, Boca Raton, London, New York u.a.
- BLUME, H.-P. UND SCHWERTMANN, U., 1969: *Genetic Evaluation of Profile Distribution of Aluminum, Iron, and Manganese Oxides*. Soil Sci Soc Am Pro 33 (3), 438-444.
- BLUME, H.-P., STAHR, K. UND LEINWEBER, P., 2011: *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologische Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler*. 3. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- BLUME, H.P., 2003: *Eigenschaften und Systematik semi-subhydrischer und subhydrischer Böden*. Mitteilungen der Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft 102 (1), 13-14.
- BOHN, H.L., MCNEAL, B.L. UND O'CONNOR, G.A., 2001: *Soil Chemistry*. 2. Auflage. John Wiley & Sons, Inc., New York, Chicester, Weinheim u.a.
- BOIX-FAYOS, C., CALVO-CASES, A., IMESON, A.C. UND SORIANO-SOTO, M.D., 2001: *Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators*. Catena 44 (1), 47-67.
- BOLTE, A. UND WOLFF, B., 2001: *Validierung von Critical Loads-Überschreitungen mit Indikatoren des aktuellen Wirkungsgeschehens. Abschlussbericht zum UBA-Forschungsprojekt: FZK 29843209*. Bundesanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, Eberswalde.
- BOUABID, R., BADRAOUI, M. UND BLOOM, P.R., 1991: *Potassium Fixation and Charge Characteristics of Soil Clays*. Soil Sci Soc Am J 55 (5), 1493-1498.
- BOUMA, J., 1989: *Using soil survey data for quantitative land evaluation*. Advances in Soil Science 9, 177-213.
- BOUMA, J. UND VAN LANEN, J.A.J., 1987: *Transfer functions and threshold values. From soil characteristics to land qualities*. in: BEEK, K.J. (Hrsg.), *Quantified Land Evaluation. Proceedings of Workshop in ISSS and SSSA, Washington DC, 27. April-2. May 1986*. ITC, Enschede, Niederlande.
-

-
- BRANDENBURG, U. UND LAGALY, G., 1988: *Rheological properties of sodium montmorillonite dispersions*. Appl Clay Sci 3 (3), 263-279.
- BRAVO-GARZA, M.R., BRYAN, R.B. UND VORONEY, P., 2009: *Influence of wetting and drying cycles and maize residue addition on the formation of water stable aggregates in Vertisols*. Geoderma 151 (3-4), 150-156.
- BRESLER, E., MCNEAL, B.L. UND CARTER, D.L., 1982: *Saline and Sodic Soils. Principles-Dynamics-Modeling*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- BRETZ, F., HOTHORN, T. UND WESTFALL, P.H., 2011: *Multiple comparison using R*. Chapman & Hall/CRC Press, London.
- BRIL, J., 1995: *Transfer functions between adsorption constants and soil characteristics*. in: REINDS, G.J., BRIL, J., DE VRIES, W., GROENENBERG, J.E. UND BREEUWSMA, A. (Hrsg.), *Critical loads and excess loads of cadmium, copper and lead for European forest soils. Report 96*. DLO Winand Staring Centre, Wageningen, Niederlande.
- BRONICK, C.J. UND LAL, R., 2005: *Soil structure and management: a review*. Geoderma 124 (1-2), 3-22.
- BROWN, G.G., BAROIS, I. UND LAVELLE, P., 2000: *Regulation of soil organic matter dynamics and microbial activity in the drilosphere and the role of interactions with other edaphic functional domains*. Eur J Soil Biol 36 (3-4), 177-198.
- BRÜMMER, G., 1968: *Untersuchungen zur Genese der Marschen*. Dissertation, Hohe Landwirtschaftliche Fakultät, Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- CAROTENUTO, C., MEROLA, M.C., ÁLVAREZ-ROMERO, M., COPPOLA, E. UND MINALE, M., 2015: *Rheology of natural slurries involved in a rapid mudflow with different soil organic carbon content*. Colloid Surface A 466 (0), 57-65.
- CASIMIR, H.B.G. UND POLDER, D., 1948: *The Influence of Retardation on the London-van der Waals Forces*. Physical Review 73 (4), 360-372.
- CEPPI, S.B., VELASCO, M.I. UND DEPAULI, C.P., 1993: *Influence of Na⁺ and Ca²⁺ in Humic-Acid Adsorption on Soil Particles under Different Management Conditions*. Agrochimica 37 (1-2), 134-146.
- CHADWICK, O.A. UND GRAHAM, R.C., 2000: *Pedogenic Processes*. in: SUMNER, M.E. (Hrsg.), *Handbook of Soil Science*, Kapitel E-2. CRC Press LLC, Boca Raton, London, New York u.a.
- CHAN, K.Y., CONYERS, M.K. UND SCOTT, B.J., 2007: *Improved structural stability of an acidic hardsetting soil attributable to lime application*. Commun Soil Sci Plan 38 (15-16), 2163-2175.
- CHAN, K.Y. UND HEENAN, D.P., 1999: *Lime-induced loss of soil organic carbon and effect on aggregate stability*. Soil Sci Soc Am J 63 (6), 1841-1844.
- CHANDRAPRABHA, M.N., MODAK, J.M. UND NATARAJAN, K.A., 2009: *Soft-particle model analysis of effect of LPS on electrophoretic softness of Acidithiobacillus ferrooxidans grown in presence of different metal ions*. Colloid Surface B 69 (1), 1-7.
- CHAPMAN, D.L., 1913: *A contribution to the theory of electrocapillarity*. Philosophical Magazine Series 6 25 (148), 475-481.
- CHEMEDA, Y.C., DENELE, D., CHRISTIDIS, G.E. UND OUVARD, G., 2015: *Influence of hydrated lime on the surface properties and interaction of kaolinite particles*. Appl Clay Sci 107 (0), 1-13.
- CHENU, C., LE BISSONNAIS, Y. UND ARROUAYS, D., 2000: *Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability*. Soil Sci Soc Am J 64 (4), 1479-1486.

- CHO, G.C., DODDS, J. UND SANTAMARINA, J.C., 2006: *Particle shape effects on packing density, stiffness, and strength: Natural and crushed sands*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 132 (5), 591-602.
- CHOROM, M., REGASAMY, P. UND MURRAY, R.S., 1994: *Clay Dispersion as Influenced by Ph and Net Particle Charge of Sodic Soils*. Aust. J. Soil Res. 32 (6), 1243-1252.
- CHURCHMAN, G.J., SKJEMSTAD, J.O. UND OADES, J.M., 1993: *Influence of Clay-Minerals and Organic-Matter on Effects of Sodicy on Soils*. Aust. J. Soil Res. 31 (6), 779-800.
- ÇOKÇA, E. UND TILGEN, H.P., 2010: *Shear strength-suction relationship of compacted Ankara clay*. Appl Clay Sci 49 (4), 400-404.
- COLLYER, A.A. UND CLEGG, D.W., 1998: *Rheological Measurement*. Chapman & Hall, London.
- COQ, S., BARTHÈS, B.G., OLIVER, R., RABARY, B. UND BLANCHART, E., 2007: *Earthworm activity affects soil aggregation and organic matter dynamics according to the quality and localization of crop residues—An experimental study (Madagascar)*. Soil Biol Biochem 39 (8), 2119-2128.
- CORNELL, R.M. UND SCHWERTMANN, U., 2003: *The Iron Oxides. Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. 2. Auflage. Wiley-VCH Verlag, Weinheim.
- CRAFT, C., 2007: *Freshwater input structures soil properties, vertical accretion, and nutrient accumulation of Georgia and U.S tidal marshes*. Limnol. Oceanogr. 52 (3), 1220-1230.
- CURTIN, D., STEPPUHN, H. UND SELLES, F., 1994: *Effects of Magnesium on Cation Selectivity and Structural Stability of Sodic Soils*. Soil Sci Soc Am J 58 (3), 730-737.
- CZESLIK, C., SEEMANN, H. UND WINTER, R., 2010: *Basiswissen Physikalische Chemie*. Vieweg + Teubner Verlag, Wiesbaden.
- CZIBULYA, Z., SZEGI, T., MICHÉLI, E. UND TOMBÁ CZ, E., 2014: *Rheological Measurements for Indicating Structural Changes in selected Soil Catenas of European Experimental Fields*. Int J Agric Sci Technol 2 (1), 22.
- CZIBULYA, Z., TOMBÁ CZ, E., SZEGI, T., MICHÉLI, E. UND ZSOLNAY, Á., 2010: *Standard state of soil dispersions for rheological measurements*. Appl Clay Sci 48 (4), 594-601.
- DE GRYZE, S., SIX, J., BRITS, C. UND MERCKX, R., 2005: *A quantification of short-term macroaggregate dynamics: influences of wheat residue input and texture*. Soil Biol Biochem 37 (1), 55-66.
- DE MEESTER, T. UND JUNGERIUS, P.D., 1978: *The relationship between the soil erodibility factor K (Universal soil loss equation), aggregate stability and micromorphological properties of soils in the Hornos area, S. Spain*. Earth Surface Processes 3 (4), 379-391.
- DEBNATH, K., NIKORA, V., ABERLE, J., WESTRICH, B. UND MUSTE, M., 2007: *Erosion of cohesive sediments: Resuspension, bed load, and erosion patterns from field experiments*. J Hydraul Eng-Asce 133 (5), 508-520.
- DEBYE, P. UND HÜCKEL, E., 1923: *Zur Theorie der Elektrolyte. I. Gefrierpunktserniedrigung und verwandte Erscheinungen*. Physikalische Zeitschrift 24 (9), 185-206.
- DEFEW, E.C., TOLHURST, T.J. UND PATERSON, D.M., 2002: *Site-specific features influence sediment stability of intertidal flats*. Hydrol Earth Syst Sc 6 (6), 971-981.
- DEGENS, B.P., 1997: *Macro-aggregation of soils by biological bonding and binding mechanisms and the factors affecting these: A review*. Aust. J. Soil Res. 35 (3), 431-459.
- DELENNE, J.Y., SOULIE, F., EL YOUSOUFI, M.S. UND RADJAI, F., 2011a: *Compressive strength of an unsaturated granular material during cementation*. Powder Technol 208 (2), 308-311.
- DELENNE, J.Y., SOULIE, F., EL YOUSOUFI, M.S. UND RADJAI, F., 2011b: *From liquid to solid bonding in cohesive granular media*. Mech Mater 43 (10), 529-537.

- DENEFF, K., SIX, J., MERCKX, R. UND PAUSTIAN, K., 2002: *Short-term effects of biological and physical forces on aggregate formation in soils with different clay mineralogy*. Plant Soil 246 (2), 185-200.
- DENEFF, K., SIX, J., PAUSTIAN, K. UND MERCKX, R., 2001: *Importance of macroaggregate dynamics in controlling soil carbon stabilization: short-term effects of physical disturbance induced by dry-wet cycles*. Soil Biol Biochem 33 (15), 2145-2153.
- DERJAGUIN, B. UND LANDAU, L.D., 1941: *A theory of the stability of strongly charged lyophobic sols and the coalescence of strongly charged particles in electrolyte solution*. Acta Phys-Chim USSR 14: 633 (russisch). Englische Übersetzung. in: HAAR, D.T. (Hrsg.), *Collected Papers of L.D. Landau*, Kapitel 47, 331-354. Pergamon.
- DEXTER, A.R. UND CHAN, K.Y., 1991: *Soil Mechanical-Properties as Influenced by Exchangeable Cations*. J Soil Sci 42 (2), 219-226.
- DEXTER, A.R., HORN, R. UND KEMPER, W.D., 1988: *Two Mechanisms for Age-Hardening of Soil*. J Soil Sci 39 (2), 163-175.
- DIMOYIANNIS, D., 2012: *Wet aggregate stability as affected by excess carbonate and other soil properties*. Land Degrad Dev 23 (5), 450-455.
- DIMOYIANNIS, D.G., TSADILAS, C.D. UND VALMIS, S., 1998: *Factors affecting aggregate instability of Greek agricultural soils*. Commun Soil Sci Plan 29 (9-10), 1239-1251.
- DIXON, J.B. UND SCHULZE, D.G., 2002: *Soil Mineralogy with Environmental Application*. Soil Science of America, Madison, Wisconsin, USA.
- DOLINAR, B. UND TRAUNER, L., 2007: *The impact of structure on the undrained shear strength of cohesive soils*. Eng Geol 92 (1-2), 88-96.
- DONER, H.E. UND LYNN, W.C., 1989: *Carbonate, Halide, Sulfate, and Sulfide Minerals*. in: DIXON, J.B. UND WEED, S.B. (Hrsg.), *Minerals in Soil Environments*, Kapitel 6. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- DÖRFLER, H.-D., 2002: *Grenzflächen und kolloid-disperse Systeme. Physik und Chemie*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York u.a.
- DURÁN, J.D., RAMOS-TEJADA, M.M., ARROYO, F.J. UND GONZÁLEZ-CABALLERO, F., 2000: *Rheological and Electrokinetic Properties of Sodium Montmorillonite Suspensions*. J. Colloid Interface Sci. 229 (1), 107-117.
- DVWK, 1995: *Gefügestabilität ackerbaulich genutzter Mineralböden. Teil I: Mechanische Belastbarkeit*. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 234, 1-12.
- EMERSON, W.W., 1994: *Aggregate Slaking and Dispersion Class, Bulk Properties of Soil*. Aust. J. Soil Res. 32 (2), 173-184.
- EVANGELOU, V.P. UND MARSI, M., 2003: *Influence of ionic strength on sodium-calcium exchange of two temperate climate soils*. Plant Soil 250 (2), 307-313.
- FANNING, D.S., KERAMIDAS, V.Z. UND EL-DESOKY, M.A., 1989: *Micas*. in: DIXON, J.B. UND WEED, S.B. (Hrsg.), *Minerals in Soil Environments*, Kapitel 12. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- FERNANDEZ-UGALDE, O., VIRTO, I., BARRE, P., GARTZIA-BENGOETXEA, N., ENRIQUE, A., IMAZ, M.J. UND BESCANSA, P., 2011: *Effect of carbonates on the hierarchical model of aggregation in calcareous semi-arid Mediterranean soils*. Geoderma 164 (3-4), 203-214.
- FINDLAY, S.E.G. UND SINSABAUGH, R.L., 2003: *Aquatic Exosystems. Interactivity of Dissolved Organic Matter*. Academic Press, San Diego, California, USA.
- FINK, P., HAUKE, U., SCHRÖDER, E. UND FORST, R., 2002: *Naturschutzfachliche Landschafts-Leitbilder. Rahmenvorstellungen für das Nordostdeutsche Tiefland aus bundesweiter Sicht*. Schriftenreihe für Landschaftspflege und Naturschutz H 50/2.

-
- FLEIGE, H., HORN, R. UND STANGE, F., 2002: *Soil mechanical parameters derived from the CA-database on subsoil compaction*. in: PAGLIAI, M. UND JONES, R. (Hrsg.), *Sustainable Land Management - Environmental Protection: A Physical Approach. Advances in Geocology 35*, 359-366.
- FRÄNZLE, O., 1988: *Glaziäre, periglaziäre und marine Reliefentwicklung im nördlichen Schleswig-Holstein*. Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. 58, 1-30.
- FRANZLUEBBERS, A.J. UND ARSHAD, M.A., 1996: *Water-stable aggregation and organic matter in four soils under conventional and zero tillage*. Can J Soil Sci 76 (3), 387-393.
- FRENKEL, H., LEVY, G.J. UND FEY, M.V., 1992: *Organic and Inorganic Anion Effects on Reference and Soil Clay Critical Flocculation Concentration*. Soil Sci. Soc. Am. J. 56 (6), 1762-1766.
- GABORIAUD, F., DAGUE, E., BAILET, S., JORAND, F., DUVAL, J. UND THOMAS, F., 2006: *Multiscale dynamics of the cell envelope of Shewanella putrefaciens as a response to pH change*. Colloid Surface B 52 (2), 108-116.
- GALLIPOLI, D., GENS, A., SHARMA, R. UND VAUNAT, J., 2003: *An elasto-plastic model for unsaturated soil incorporating the effects of suction and degree of saturation on mechanical behaviour*. Geotechnique 53 (9), 844-844.
- GARNIEL, A. UND MIERWALD, U., 1996: *Changes in the morphology and vegetation along the human-altered shoreline of the Lower Elbe*. in: NORDSTROM, K.F. UND ROMAN, C.T. (Hrsg.), *Estuarine Shores: Evolution, Environments and Human Alterations*, Kapitel 16, 375-396. John Wiley & Sons Ltd., New York, USA.
- GERBERSDORF, S.U., JANCKE, T. UND WESTRICH, B., 2007: *Sediment properties for assessing the erosion risk of contaminated riverine sites*. J. Soils Sed. 7 (1), 25-35.
- GHEZZEHEI, T.A. UND OR, D., 2000: *Dynamics of soil aggregate coalescence governed by capillary and rheological processes*. Water Resour Res 36 (2), 367-379.
- GHEZZEHEI, T.A. UND OR, D., 2001: *Rheological properties of wet soils and clays under steady and oscillatory stresses*. Soil Sci Soc Am J 65 (3), 624-637.
- GIANI, L., AHRENS, V., DUNTZE, O. UND IRMER, S.K., 2003: *Geo-Pedogenese mariner Rohmarschen Spiekeroogs*. J Plant Nutr Soil Sc 166 (3), 370-378.
- GIANI, L., KEUCHEL, B., NAY, M. UND WIDZGOWSKI, S., 1993: *Periodische und aperiodische Veränderungen in den Eigenschaften junger Marschböden im Deichvorland*. Z Pflanzenernähr Bodenk 156 (4), 323-331.
- GIANI, L. UND LANDT, A., 2000: *Initiale Marschbodenentwicklung aus brackigen Sedimenten des Dollarts an der südwestlichen Nordseeküste*. J Plant Nutr Soil Sc 163, 549-553.
- GOEBEL, M.O., BACHMANN, J., WOCHER, S.K. UND FISCHER, W.R., 2005: *Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter*. Geoderma 128 (1-2), 80-93.
- GOLDBERG, S., KAPOOR, B.S. UND RHOADES, J.D., 1990: *Effect of Aluminum and Iron-Oxides and Organic-Matter on Flocculation and Dispersion of Arid Zone Soils*. Soil Sci 150 (3), 588-593.
- GOUY, M., 1910: *Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolyte*. J. Phys. Theor. Appl. 9 (1), 457-468.
- GRABOWSKI, R.C., DROPPA, I.G. UND WHARTON, G., 2011: *Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties*. Earth-Sci Rev 105 (3-4), 101-120.
- GRAHAME, D.C., 1947: *The Electrical Double Layer and the Theory of Electrocapillarity*. Chemical Reviews 41 (3), 441-501.
- GRANT, C.D., DEXTER, A.R. UND OADES, J.M., 1992: *Residual Effects of Additions of Calcium Compounds on Soil Structure and Strength*. Soil Till Res 22 (3-4), 283-297.
-

-
- GREENE, R.S.B., EGGLETON, R.A. UND RENGASAMY, P., 2002: *Relationships between clay mineralogy and the hardsetting properties of soils in the Carnarvon horticultural district of Western Australia*. Appl Clay Sci 20 (4-5), 211-223.
- GUPTA, S.C. UND LARSON, W.E., 1979: *Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density* Water Resources Research Volume 15, Issue 6. Water Resour Res 15, 1633-1635.
- HAMAKER, H.C., 1937: *The London—van der Waals attraction between spherical particles*. Physica 4 (10), 1058-1072.
- HAMIEH, T. UND SIFFERT, B., 1994: *Theoretical and experimental study of the surface charge density and the surface potential of coal—water suspensions in dissymmetrical electrolytes*. Colloid Surface A 84 (2–3), 217-228.
- HARTGE, K.-H. UND HORN, R., 2009: *Die physikalische Untersuchung von Böden*. 4. Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HARTGE, K.H. UND HORN, R., 2014: *Einführung in die Bodenphysik*. 4. Auflage. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HEDDE, M., BUREAU, F., DELPORTE, P., CÉCILLON, L. UND DECAËNS, T., 2013: *The effects of earthworm species on soil behaviour depend on land use*. Soil Biol Biochem 65 (0), 264-273.
- HEIL, D. UND SPOSITO, G., 1993: *Organic-Matter Role in Illitic Soil Colloids Flocculation .1. Counter Ions and Ph*. Soil Sci Soc Am J 57 (5), 1241-1246.
- HELMHOLTZ, H., 1879: *Studien über elektrische Grenzschichten*. Annalen der Physik 243 (7), 337-382.
- HODGKINSON, R.A. UND THORBURN, A.A., 1996: *Factors influencing the stability of salt affected soils in the UK - Criteria for identifying appropriate management options*. Agric. Water Manage. 29 (3), 327-338.
- HOLTHUSEN, D., 2010: *Fertilization induced changes in soil stability at the microscale revealed by rheometry*. Dissertation, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- HOLTHUSEN, D., HAAS, C., PETH, S. UND HORN, R., 2012a: *Are standard values the best choice? A critical statement on rheological soil fluid properties viscosity and surface tension*. Soil Till Res 125, 61-71.
- HOLTHUSEN, D., JÄNICKE, M., PETH, S. UND HORN, R., 2012b: *Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments II. Microscale behavior and its relation to the mesoscale*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science Volume 175, Issue 1. J Plant Nutr Soil Sc 175, 14-23.
- HOLTHUSEN, D., PETH, S. UND HORN, R., 2010: *Impact of potassium concentration and matric potential on soil stability derived from rheological parameters*. Soil Tillage Res 111 (1), 75-85.
- HOLTHUSEN, D., PETH, S., HORN, R. UND KUHN, T., 2012c: *Flow and deformation behavior at the microscale of soils from several long-term potassium fertilization trials in Germany*. J Plant Nutr Soil Sc 175 (4), 535-547.
- HOLTHUSEN, D., REEB, D. UND HORN, R., 2012e: *Influence of potassium fertilization, water and salt stress, and their interference on rheological soil parameters in planted containers*. Soil Tillage Res 125, 72-79.
- HORN, R., 1990: *Aggregate Characterization as Compared to Soil Bulk Properties*. Soil Till Res 17 (3-4), 265-289.
- HORN, R. UND PETH, S., 2009: *Soil structure formation and management effects on gas emission*. Biologia 64 (3), 449-453.
-

-
- HORN, R. UND SMUCKER, A., 2005: *Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils*. Soil Tillage Res 82 (1), 5-14.
- HORN, R., ZIMMERMANN, I., FLEIGE, H. UND HOLTHUSEN, D., 2013: *Skript zum Bodenkundlichen Laborpraktikum*. INSTITUT FÜR PFLANZENERNÄHRUNG UND BODENKUNDE. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- HOYOS, L.R., VELOSA, C.L. UND PUPPALA, A.J., 2014: *Residual shear strength of unsaturated soils via suction-controlled ring shear testing*. Eng Geol 172 (0), 1-11.
- HUANG, P.M., 2005: *Chemistry of Potassium in Soils*. in: TABATABAI, M.A. UND SPARKS, D.L. (Hrsg.), *Chemical Processes in Soils*, Kapitel 4. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- IDOWU, O.J., 2003: *Relationships between aggregate stability and selected soil properties in humid tropical environment*. Commun Soil Sci Plan 34 (5-6), 695-708.
- IGWE, C.A., ZAREI, M. UND STAHR, K., 2009: *Colloidal stability in some tropical soils of southeastern Nigeria as affected by iron and aluminium oxides*. Catena 77 (3), 232-237.
- IOST, S., LANDGRAF, D. UND MAKESCHIN, F., 2007: *Chemical soil properties of reclaimed marsh soil from Zhejiang Province P.R. China*. Geoderma 142 (3-4), 245-250.
- IRION, G. UND BUSQUETS, T., 2006: *Aspekte der Schlickablagerung der Inneren Deutschen Bucht und der angrenzenden Ästuare*. Forschungszentrum Terramare Berichte 16, 26-29.
- ISRAELACHVILI, J.N., 2011: *Intermolecular and Surface Forces*. 3. Auflage. Academic Press, Elsevier, Amsterdam.
- ISRAELACHVILI, J.N., MCGUIGGAN, P.M. UND HOMOLA, A.M., 1988: *Dynamic Properties of Molecularly Thin Liquid-Films*. Science 240 (4849), 189-191.
- JASMUND, K. UND LAGALY, G., 1993: *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- JASTROW, J.D., 1996: *Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral-associated organic matter*. Soil Biology & Biochemistry 28 (4-5), 665-676.
- JOHNSTON, C.T. UND TOMBACZ, E., 2002: *Surface Chemistry of Soil Minerals*. in: DIXON, J.B. UND SCHULZE, D.G. (Hrsg.), *Soil Mineralogy with Environmental Applications*, Kapitel 2, 37-67. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- JONGMANS, A.G., PULLEMAN, M.M., BALABANE, M., VAN OORT, F. UND MARINISSEN, J.C.Y., 2003: *Soil structure and characteristics of organic matter in two orchards differing in earthworm activity*. Appl Soil Ecol 24 (3), 219-232.
- KAISER, K. UND GUGGENBERGER, G., 2000: *The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils*. Org Geochem 31, 711-725.
- KALK, E., 1969: *Mikroskopische Untersuchungen des Mineralbestandes von Nordsee-Schlick*. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde Volume 123, Issue 1. Z Pflanzenernähr Bodenk 123, 1-11.
- KAPPENBERG, J. UND FANGER, H.-U., 2007: *Sedimenttransportgeschehen in der tidebeeinflussten Elbe, der Deutschen Bucht und in der Nordsee*. GKSS-Forschungszentrum, Geesthacht.
- KAPPLER, A. UND STRAUB, K.L., 2005: *Geomicrobiological cycling of iron*. Rev Mineral Geochem 59, 85-108.
- KAUSCH, H., 1995: *Biologische Langzeitaspekte von Fahrwasservertiefungen*. Schriftenr. Schutzgem. Dt. Nordseeküste e.V. 95 (1), 83-89.
- KAUSCH, H., 1996: *Die Elbe - ein immer wieder veränderter Fluß*. in: LOZÁN, J.L. UND KAUSCH, H. (Hrsg.), *Warnsignale aus Flüssen und Ästuaren: Wissenschaftliche Fakten*, Kapitel 2.3, 43-52. Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, Wien.
-

-
- KEEDWELL, M.J., 1984: *Rheology and soil mechanics*. Elsevier Applied Science, London.
- KELLER, T., LAMAND, M., PETH, S., BERLI, M., DELENNE, J.Y., BAUMGARTEN, W., . . . OR, D., 2013: *An interdisciplinary approach towards improved understanding of soil deformation during compaction*. *Soil Tillage Res* 128, 61-80.
- KEMPER, W.D. UND ROSENAU, R.C., 1984: *Soil cohesion as affected by time and water content*. *Soil Sci Soc Am J* 48, 1001-1006.
- KEMPER, W.D., ROSENAU, R.C. UND DEXTER, A.R., 1987: *Cohesion Development in Disrupted Soils as Affected by Clay and Organic-Matter Content and Temperature*. *Soil Sci Soc Am J* 51 (4), 860-867.
- KEREN, R., 1989: *Effect of Clay Charge-Density and Adsorbed Ions on the Rheology of Montmorillonite Suspension*. *Soil Sci Soc Am J* 53 (1), 25-29.
- KÉZDI, Á., 1974: *Handbook of Soil Mechanics, Vol. 1: Soil Physics*. Elsevier, Amsterdam.
- KJELLANDER, R., 1996: *Ion-ion correlations and effective charges in electrolyte and macroion systems*. *Ber Bunsen Phys Chem* 100 (6), 894-904.
- KOPITKE, P.M., SO, H.B. UND MENZIES, N.W., 2006: *Effect of ionic strength and clay mineralogy on Na-Ca exchange and the SAR-ESP relationship*. *Eur J Soil Sci* 57 (5), 626-633.
- KRÜMMELBEIN, J., PETH, S. UND HORN, R., 2008: *Determination of pre-compression stress of a variously grazed steppe soil under static and cyclic loading*. *Soil Tillage Res* 99 (2), 139-148.
- LADO, M., BEN-HUR, M. UND SHAINBERG, I., 2004: *Soil wetting and texture effects on aggregate stability, seal formation, and erosion*. *Soil Sci Soc Am J* 68 (6), 1992-1999.
- LADO, M., BEN-HUR, M. UND SHAINBERG, I., 2007: *Clay mineralogy, ionic composition, and pH effects on hydraulic properties of depositional seals*. *Soil Sci Soc Am J* 71 (2), 314-321.
- LAGALY, G., 1993a: *Praktische Verwendung und Einsatzmöglichkeiten von Tonen*. in: JASMUND, K. UND LAGALY, G. (Hrsg.), *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt*, Kapitel 9. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- LAGALY, G., 1993b: *Reaktion der Tonminerale*. in: JASMUND, K. UND LAGALY, G. (Hrsg.), *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt*, Kapitel 3. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- LAGALY, G., SCHULZ, O. UND ZIMEHL, R., 1997: *Dispersionen und Emulsionen. Eine Einführung in die Kolloidik feinverteilter Stoffe einschließlich der Tonminerale*. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- LAIRD, N.M. UND WARE, J.H., 1982: *Random-effects models for longitudinal data*. *Biometrics*, 963-974.
- LAND, L.E., KOLKER, A.S. UND GAMBRELL, R.P., 2012: *Biotic and abiotic controls on sediment aggregation and consolidation: Implications for geochemical fluxes and coastal restoration*. *Mar Environ Res* 79, 100-110.
- LE BISSONNAIS, Y., 1996: *Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology*. *Eur J Soil Sci* 47 (4), 425-437.
- LE BISSONNAIS, Y., BLAVET, D., DE NONI, G., LAURENT, J.Y., ASSELINE, J. UND CHENU, C., 2007: *Erodibility of Mediterranean vineyard soils: relevant aggregate stability methods and significant soil variables*. *Eur J Soil Sci* 58 (1), 188-195.
- LEHTINEN, T., LAIR, G.J., MENTLER, A., GISLADOTTIR, G., RAGNARSDOTTIR, K.V. UND BLUM, W.E.H., 2014: *Soil Aggregate Stability in Different Soil Orders Quantified by Low Dispersive Ultrasonic Energy Levels*. *Soil Sci Soc Am J* 78 (3), 713-723.
-

- LEIFHEIT, E.F., VERBRUGGEN, E. UND RILLIG, M.C., 2015: *Arbuscular mycorrhizal fungi reduce decomposition of woody plant litter while increasing soil aggregation*. Soil Biol Biochem 81 (0), 323-328.
- LEIFHEIT, E.F., VERESOGLOU, S.D., LEHMANN, A., MORRIS, E.K. UND RILLIG, M.C., 2014: *Multiple factors influence the role of arbuscular mycorrhizal fungi in soil aggregation-a meta-analysis*. Plant Soil 374 (1-2), 523-537.
- LEMERCIER, B., LACOSTE, M., LOUM, M. UND WALTER, C., 2012: *Extrapolation at regional scale of local soil knowledge using boosted classification trees: A two-step approach*. Geoderma 171-172 (0), 75-84.
- LEVY, G.J. UND SHAINBERG, I., 2005: *Sodic Soils*. in: HILLEL, D. (Hrsg.), *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 504-513. Elsevier, Oxford, UK.
- LI, Y.R., AYDIN, A., XU, Q. UND CHEN, J., 2012: *Constitutive behavior of binary mixtures of kaolin and glass beads in direct shear*. Ksce J Civ Eng 16 (7), 1152-1159.
- LIANG, Y., HILAL, N., LANGSTON, P. UND STAROV, V., 2007: *Interaction forces between colloidal particles in liquid: Theory and experiment*. Adv Colloid Interface Sci 134-135 (0), 151-166.
- LIFSHITZ, E.M., 1956: *The theory of molecular attractive forces between solids*. Soviet Physics JETP 2 (1), 73-83.
- LIPIEC, J., TURSKI, M., HAJNOS, M. UND ŚWIEBODA, R., 2015: *Pore structure, stability and water repellency of earthworm casts and natural aggregates in loess soil*. Geoderma 243-244 (0), 124-129.
- LIU, A., MA, B.L. UND BOMKE, A.A., 2005: *Effects of Cover Crops on Soil Aggregate Stability, Total Organic Carbon, and Polysaccharides*. Soil Sci. Soc. Am. J. 69 (6), 2041-2048.
- LONDON, F., 1930: *Zur Theorie und Systematik der Molekularkräfte*. Zeitschrift für Physik 63, 245-279.
- LUPINI, J.F., SKINNER, A.E. UND VAUGHAN, P.R., 1981: *The Drained Residual Strength of Cohesive Soils*. Geotechnique 31 (2), 181-213.
- MAJZIK, A. UND TOMBÁČZ, E., 2007: *Interaction between humic acid and montmorillonite in the presence of calcium ions II. Colloidal interactions: Charge state, dispersing and/or aggregation of particles in suspension*. Org Geochem 38 (8), 1330-1340.
- MALEKI, M. UND BAYAT, M., 2012: *Experimental evaluation of mechanical behavior of unsaturated silty sand under constant water content condition*. Eng Geol 141-142, 45-56.
- MARINISSEN, J.C.Y., 1994: *Earthworm populations and stability of soil structure in a silt loam soil of a recently reclaimed polder in the Netherlands*. Agric Ecosyst Environ 51, 75-87.
- MARKGRAF, W., 2006: *Microstructural Changes in Soils. Rheological Investigations In Soil Mechanics*. Dissertation, Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- MARKGRAF, W. UND HORN, R., 2006: *Rheological-stiffness analysis of K+-treated and CaCO₃-rich soils*. J Plant Nutr Soil Sc 169 (3), 411-419.
- MARKGRAF, W. UND HORN, R., 2007: *Scanning electron microscopy-energy dispersive scan analyses and rheological investigations of south-Brazilian soils*. Soil Sci Soc Am J 71 (3), 851-859.
- MARKGRAF, W. UND HORN, R., 2009: *Rheological Investigations in Soil Micro Mechanics: Measuring Stiffness Degradation and Structural Stability on a Particle Scale*. in: GRAGG, L.P. UND CASSELL, J.M. (Hrsg.), *Progress in Management Engineering*, Kapitel 9, 237-279. Nova Science Publishers, Inc., New York.

-
- MARKGRAF, W., WATTS, C.W., WHALLEY, W.R., HRKAC, T. UND HORN, R., 2012: *Influence of organic matter on rheological properties of soil*. Appl Clay Sci 64, 25-33.
- MARSI, M. UND EVANGELOU, V.P., 1991: *Chemical and Physical Behavior of 2 Kentucky Soils .1. Sodium-Calcium Exchange*. J Environ Sci Heal A 26 (7), 1147-1176.
- MBAGWU, J.S.C. UND BAZZOFFI, P., 1998: *Soil characteristics related to resistance of breakdown of dry soil aggregates by water-drops*. Soil Tillage Res 45 (1-2), 133-145.
- MCBRATNEY, A.B., MINASNY, B., CATTLE, S.R. UND VERVOORT, R.W., 2002: *From pedotransfer functions to soil inference systems*. Geoderma 109 (1-2), 41-73.
- MCNEAL, B.L., LAYFIELD, D.A., NORVELL, W.A. UND RHOADES, J.D., 1968: *Factors Influencing Hydraulic Conductivity of Soils in Presence of Mixed-Salt Solutions*. Soil Sci Soc Am Pro 32 (2), 187-&.
- MEHRA, O.P. UND JACKSON, M.L., 1960: *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. Clay Clay Miner 7, 317-327.
- MEIER, D., 1996: *Besiedlungsgeschichte in den Flußmündungen am Beispiel der Eider und Elbe*. in: LOZÁN, J.L. UND KAIUSCH, H. (Hrsg.), *Warnsignale aus Flüssen und Ästuaren: Wissenschaftliche Fakten*, Kapitel 1.4, 19-23. Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, Wien.
- MERZOUK, A. UND BLAKE, G.R., 1991: *Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils*. Catena 18 (6), 537-550.
- MEZGER, T.G., 2010: *Das Rheologie Handbuch: Für Anwender von Rotations- und Oszillations-Rheometern*. 3. Auflage. Vincentz Network GmbH & Co. KG, Hannover.
- MIEHLICH, G., 1986: *Freshwater-marsh of the Elbe river*. Mitteilungen der Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft 51, 99-128.
- MITCHELL, J.K. UND SOGA, K., 2005: *Fundamentals of soil behavior*. 3. Auflage. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.
- MORDHORST, A., ZIMMERMANN, I., PETH, S. UND HORN, R., 2012: *Effect of hydraulic and mechanical stresses on cyclic deformation processes of a structured and homogenized silty Luvis Chernozem*. Soil Tillage Res 125 (0), 3-13.
- MÜLLER-VONMOOS, M., 1993: *Bedeutung der Tonminerale in der Bodenmechanik*. in: JASMUND, K. UND LAGALY, G. (Hrsg.), *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*, Kapitel 8.1. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- MÜLLER, W., 1959: *Besonderheiten der Marschböden durch den Einfluss des Meeres während ihrer Entstehung*. Z Pflanzenernähr Düng Bodenk 54 (1-3), 289-296.
- NASSER, M.S. UND JAMES, A.E., 2009: *The effect of electrolyte concentration and pH on the flocculation and rheological behaviour of kaolinite suspensions*. J Eng Sci Technol 4 (4), 430-446.
- NELSON, P.N. UND OADES, J.M., 1998: *Organic Matter, Sodicity and Soil Structure*. in: SUMNER, M.E. UND NAIDU, R. (Hrsg.), *Sodic soils: distribution, properties, management and environmental consequences*, Kapitel 4. Oxford University Press Inc., New York.
- NEUFELDT, H., AYARZA, M.A., RESCK, D.V.S. UND ZECH, W., 1999: *Distribution of water-stable aggregates and aggregating agents in Cerrado Oxisols*. Geoderma 93 (1-2), 85-99.
- NGUYEN, M.N., DULTZ, S., KASBOHM, J. UND LE, D., 2009: *Clay dispersion and its relation to surface charge in a paddy soil of the Red River Delta, Vietnam*. J Plant Nutr Soil Sc 172 (4), 477-486.
- NIEDERBUDDE, E.A., 1996: *Tonminerale*. in: BLUME, H.P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W.R. et al. (Hrsg.), *Handbuch der Bodenkunde*, Kapitel 2.1.4.1. ecomed, Landsberg.
- O'BRIEN, N.R., 1971: *Fabric of Kaolinite and Illite Floccules*. Clay Clay Miner 19, 353-359.
-

-
- OADES, J.M., 1984: *Soil Organic-Matter and Structural Stability - Mechanisms and Implications for Management*. Plant Soil 76 (1-3), 319-337.
- OADES, J.M., 1993: *The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure*. Geoderma 56, 377-400.
- OADES, J.M. UND WATERS, A.G., 1991: *Aggregate Hierarchy in Soils*. Aust. J. Soil Res. 29 (6), 815-828.
- OBERTHÜR, T., DOBERMANN, A. UND NEUE, N.U., 1996: *How good is a reconnaissance soil map for agronomic purposes?* Soil Use and Management 12, 33-43.
- OHTSUBO, M., YOSHIMURA, A., WADA, S.-I. UND YONG, R.N., 1991: *Particle interaction and rheology of illite-iron oxide complexes*. Clay Clay Miner 39 (4), 347-354.
- OR, D. UND GHEZZEHEI, T.A., 2002: *Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review*. Soil Till Res 64 (1-2), 41-59.
- OSIPOV, V.I., 2014: *Physicochemical Theory of Effective Stresses in Soils*. Water Resour+ 41 (7), 801-818.
- OSMAN, K.T., 2013: *Soils. Principles, Properties and Management*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, New York.
- OSWALD, P., 2009: *Rheophysics. The Deformation and Flow of Matter*. Cambridge University Press, Cambridge.
- PACHEPSKY, Y.A., RAWLS, W.J. UND LIN, H.S., 2006: *Hydropedology and pedotransfer functions*. Geoderma 131 (3-4), 308-316.
- PALUSKA, A., 1992: *Geographie und geologische Vorgeschichte der norddeutschen Ästuare, erläutert am Beispiel der Elbe*. in: KAUSCH, H. (Hrsg.), *Die Unterelbe. Natürlicher Zustand und Veränderungen durch den Menschen*, Kapitel 1. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Universität Hamburg, Hamburg.
- PARADELO, R., VAN OORT, F. UND CHENU, C., 2013: *Water-dispersible clay in bare fallow soils after 80 years of continuous fertilizer addition*. Geoderma 200, 40-44.
- PASHLEY, R.M., 1981a: *DLVO and hydration forces between mica surfaces in Li⁺, Na⁺, K⁺, and Cs⁺ electrolyte solutions: A correlation of double-layer and hydration forces with surface cation exchange properties*. J. Colloid Interface Sci. 83 (2), 531-546.
- PASHLEY, R.M., 1981b: *Hydration forces between mica surfaces in aqueous electrolyte solutions*. J. Colloid Interface Sci. 80 (1), 153-162.
- PASHLEY, R.M. UND ISRAELACHVILI, J.N., 1984: *Molecular layering of water in thin films between mica surfaces and its relation to hydration forces*. J. Colloid Interface Sci. 101 (2), 511-523.
- PASSARELLI, C., OLIVIER, F., PATERSON, D.M., MEZIANE, T. UND HUBAS, C., 2014: *Organisms as cooperative ecosystem engineers in intertidal flats*. J Sea Res 92, 92-101.
- PENG, X., HORN, R. UND SMUCKER, A., 2007: *Pore Shrinkage Dependency of Inorganic and Organic Soils on Wetting and Drying Cycles*. Soil Sci. Soc. Am. J. 71 (4), 1095-1104.
- PENG, X., YAN, X., ZHOU, H., ZHANG, Y.Z. UND SUN, H., 2015: *Assessing the contributions of sesquioxides and soil organic matter to aggregation in an Ultisol under long-term fertilization*. Soil Tillage Res 146, Part A (0), 89-98.
- PETH, S., ROSTEK, J., ZINK, A., MORDHORST, A. UND HORN, R., 2010: *Soil testing of dynamic deformation processes of arable soils*. Soil Tillage Res 106 (2), 317-328.
- PRIEVE, D.C. UND RUSSEL, W.B., 1988: *Simplified predictions of Hamaker constants from Lifshitz theory*. J. Colloid Interface Sci. 125 (1), 1-13.
- PRONK, G.J., HEISTER, K. UND KOGEL-KNABNER, I., 2011: *Iron Oxides as Major Available Interface Component in Loamy Arable Topsoils*. Soil Sci Soc Am J 75 (6), 2158-2168.
-

-
- PULLEMAN, M.M., SIX, J., UYL, A., MARINISSEN, J.C.Y. UND JONGMANS, A.G., 2005: *Earthworms and management affect organic matter incorporation and microaggregate formation in agricultural soils*. *Appl Soil Ecol* 29 (1), 1-15.
- QUIRK, J.P., 1994: *Interparticle Forces: A Basis for the Interpretation of Soil Physical Behavior*. in: DONALD, L.S. (Hrsg.), *Advances in Agronomy*, 121-183. Academic Press.
- QUIRK, J.P. UND PASHLEY, R.M., 1991: *The nature of "contact" in measuring the forces between muscovite surfaces*. *The Journal of Physical Chemistry* 95 (8), 3300-3301.
- QUIRK, J.P. UND SCHOFIELD, R.K., 1955: *The Effect of Electrolyte Concentration on Soil Permeability*. *J Soil Sci* 6 (2), 163-178.
- R DEVELOPEMENT CORE TEAM, 2013: *R: A language and environment for statistical computing*. <http://www.R-project.org/>.
- RAHARDJO, H., MELINDA, F., LEONG, E.C. UND REZAUR, R.B., 2011: *Stiffness of a compacted residual soil*. *Eng Geol* 120 (1-4), 60-67.
- RAHMAN, W.A. UND ROWELL, D.L., 1979: *Influence of Magnesium in Saline and Sodic Soils - Specific Effect or a Problem of Cation-Exchange*. *J Soil Sci* 30 (3), 535-546.
- RAVISANGAR, V., STURM, T.W. UND AMIRTHARAJAH, A., 2005: *Influence of sediment structure on erosional strength and density of kaolinite sediment beds*. *J Hydraul Eng-Asce* 131 (5), 356-365.
- RAWLS, W.J., 1983: *Estimating Soil Bulk-Density from Particle-Size Analysis and Organic-Matter Content*. *Soil Sci* 135 (2), 123-125.
- RAWLS, W.J. UND BRAKENSIEK, D.L., 1985: *Prediction of soil water properties for hydrologic modelling*. in: JONES, E.B. UND WARD, T.J. (Hrsg.), *Watershed Management in the Eighties: Proceedings Symposium ASCE, Denver, Colorado, 1985*, 293-299. ASCE, New York.
- RAWLS, W.J., GISH, T.J. UND BRAKENSIEK, D.L., 1991: *Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics*. *Advances in Soil Science* 16, 213-234.
- REGELINK, I.C., STOOF, C.R., ROUSSEVA, S., WENG, L., LAIR, G.J., KRAM, P., . . . COMANS, R.N.J., 2015: *Linkages between aggregate formation, porosity and soil chemical properties*. *Geoderma* 247-248 (0), 24-37.
- RENGASAMY, P. UND MARCHUK, A., 2011: *Cation ratio of soil structural stability (CROSS)*. *Soil Research* 49 (3), 280-285.
- RENGASAMY, P. UND OLSSON, K.A., 1991: *Sodicity and Soil Structure*. *Aust. J. Soil Res.* 29 (6), 935-952.
- RENGASAMY, P. UND SUMNER, M.E., 1998: *Processes involved in sodic behavior*. in: SUMNER, M.E. UND NAIDU, R. (Hrsg.), *Sodic soils: distribution, properties, management and environmental consequences*, Kapitel 3. Oxford University Press Inc., New York.
- RICHARDS, L.A., 1954: *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. *Agriculture Handbook No. 60*. United States Department of Agriculture, Washington, DC.
- RIMMER, D.L. UND GREENLAND, D.J., 1976: *Effects of Calcium-Carbonate on Swelling Behavior of a Soil Clay*. *J Soil Sci* 27 (2), 129-139.
- ROWELL, D.L., 1997: *Bodenkunde. Untersuchungsmethoden und ihre Anwendung*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- RUMPF, H., 1974: *Die Wissenschaft des Agglomerierens*. *Chemie Ingenieur Technik* 46 (1), 1-11.
- SANTAMARINA, J.C., 2001: *Soil Behavior at the Microscale: Particle Forces*. *Proceedings of the Symposium of Soil Behavior and Soft Ground Construction, in honor of Charles C. Ladd*, 1-32. MIT.
-

-
- SANTAMARINA, J.C. UND SHIN, H., 2009: *Friction in granular media*. in: HATZOR, Y.H., SULEM, J. UND VARDOULAKIS, I. (Hrsg.), *Meso-Scale Shear Physics in Earthquake and Landslide Mechanics*, Kapitel 15. CRC Press, Boca Raton, London u.a.
- SCHAARSCHMIDT, F. UND VAAS, L., 2009: *Analysis of Trials with Complex Treatment Structure Using Multiple Contrast Tests*. HortScience 44 (1), 188-195.
- SCHÄFER, W., GEHRT, E., MÜLLER, U., BLANKENBURG, J. UND GRÖGER, J., 2010: *Sulfatsaure Böden in niedersächsischen Küstengebieten*. Geofakten 24, 1-9.
- SCHIEFFER, F. UND SCHACHTSCHABEL, P., 2010: *Lehrbuch der Bodenkunde*. 16. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- SCHEINOST, A.C., SINOWSI, W. UND AUERSWALD, K., 1997: *Regionalization of soil water retention curves in highly variable soilscape. I. Developing a new pedotransfer function*. Geoderma 78, 129-143.
- SCHNELLMANN, R., RAHARDJO, H. UND SCHNEIDER, H.R., 2013: *Unsaturated shear strength of a silty sand*. Eng Geol 162 (0), 88-96.
- SCHOLZ, M., SCHWARTZ, R. UND WEBER, M., 2004: *Flusslandschaft Elbe - Entwicklung und heutiger Zustand*. in: SCHOLZ, M., STAB, S., DZIOCK, F. UND HENLE, K. (Hrsg.), *Lebensräume der Elbe und ihrer Auen*, Kapitel 2, 5-48. Weißensee Verlag, Berlin.
- SCHRAMM, G., 2002: *Einführung in die Rheologie und Rheometrie*. 2. Auflage. Haake GmbH, Karlsruhe.
- SCHROEDER, D. UND BRÜMMER, G., 1969: *Beiträge zur Genese und Klassifizierung der Marschen. I. Problematik der Marschen-Genese und -Klassifizierung und Untersuchungen zum Ca/Mg-Verhältnis*. Z Pflanzenernähr Bodenk 122 (3), 228-249.
- SCHUBERT, H., 1982: *Kapillarität in porösen Feststoffsystemen*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHUBERT, H., 2003: *Handbuch zur Mechanischen Verfahrenstechnik. Band 1*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- SCHWARTZ, R., 1999: *Geologische und pedologische Aspekte der Entwicklung des Elbetals bei Lenzen*. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten 44, 52-64.
- SCHWERTMANN, U., 1964: *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammonium-Lösung*. Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. 105 (3), 194-202.
- SCHWERTMANN, U. UND NIEDERBUDDE, E.-A., 1993: *Tonminerale in Böden*. in: JASMUND, K. UND LAGALY, G. (Hrsg.), *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt*, Kapitel 6, 212-265. Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- SCHWERTMANN, U. UND TAYLOR, R.M., 1989: *Iron Oxides*. in: DIXON, J.B. UND WEED, S.B. (Hrsg.), *Minerals in Soil Environments*, Kapitel 8, 379-438. Soil Science of America Book Series 1, Madison, Wisconsin, USA.
- SEI, J., JUMAS, J.C., OLIVIER-FOURCADE, J., QUIQUAMPOIX, H. UND STAUNTON, S., 2002: *Role of iron oxides in the phosphate adsorption properties of kaolinites from the Ivory Coast*. Clay Clay Miner 50 (2), 217-222.
- SHAINBERG, I. UND GAL, M., 1982: *The Effect of Lime on the Response of Soils to Sodic Conditions*. J Soil Sci 33 (3), 489-498.
- SHAINBERG, I. UND LETEY, J., 1984: *Response of Soils to Sodic and Saline Conditions*. Hilgardia 52 (2), 1-57.
- SHAINBERG, I., OSTER, J.D. UND WOOD, J.D., 1980: *Sodium-Calcium Exchange in Montmorillonite and Illite Suspensions*. Soil Sci Soc Am J 44 (5), 960-964.
- SHAINBERG, I., RHOADES, J.D., SUAREZ, D.L. UND PRATHER, R.J., 1981: *Effect of Mineral Weathering on Clay Dispersion and Hydraulic Conductivity of Sodic Soils*. Soil Sci Soc Am J 45 (2), 287-291.
-

-
- SHAINBERG, I. UND SINGER, M.J., 2012: *Soil Response to Saline and Sodic Conditions*. in: WALLANDER, W.W. UND TANJI, K.K. (Hrsg.), *Agricultural Salinity assessment and Management*, Kapitel 5. American Society of Civil Engineers, Reston, Virginia, USA.
- SHIPITALO, M.J. UND PROTZ, R., 1988: *Factors Influencing the Dispersibility of Clay in Worm Casts*. Soil Sci. Soc. Am. J. 52 (3), 764-769.
- SIMONSSON, M., HILLIER, S. UND OBORN, I., 2009: *Changes in clay minerals and potassium fixation capacity as a result of release and fixation of potassium in long-term field experiments*. Geoderma 151 (3-4), 109-120.
- SIX, J., BOSSUYT, H., DEGRYZE, S. UND DENEK, K., 2004: *A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics*. Soil Till Res 79 (1), 7-31.
- SIX, J., ELLIOTT, E.T. UND PAUSTIAN, K., 2000: *Soil Structure and Soil Organic Matter II. A Normalized Stability Index and the Effect of Mineralogy*. Soil Sci. Soc. Am. J. 64 (3), 1042-1049.
- SIX, J., FELLER, C., DENEK, K., OGLE, S.M., SA, J.C.D. UND ALBRECHT, A., 2002: *Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - Effects of no-tillage*. Agronomie 22 (7-8), 755-775.
- SIX, J. UND PAUSTIAN, K., 2014: *Aggregate-associated soil organic matter as an ecosystem property and a measurement tool*. Soil Biol Biochem 68, A4-A9.
- SMILES, D.E., 2000: *Hydrology of swelling soils: a review*. Aust. J. Soil Res. 38 (3), 501-521.
- SMITH, D.W. UND REITSMA, M.G., 2002: *Towards an explanation for the residual friction angle in montmorillonite clay soils*. in: VULLIET, L., LALOUI, L. UND SCHREFLER, B. (Hrsg.), *Environmental Geomechanics*, 27-44. EPFL/ Centre Midi, Lausanne, Schweiz.
- SOULIÉ, F., CHERBLANC, F., EL YOUSOUFI, M.S. UND SAIX, C., 2006: *Influence of liquid bridges on the mechanical behaviour of polydisperse granular materials*. Int J Numer Anal Met 30 (3), 213-228.
- SOULIÉ, F., EL YOUSOUFI, M.S., DELENNE, J.Y., VOIVRET, C. UND SAIX, C., 2007: *Effect of the crystallization of a solute on the cohesion in granular materials*. Powder Technol 175 (1), 43-47.
- SPARKS, D.L., 2003: *Environmental Soil Chemistry*. Academic Press, San Diego, Kondon.
- SPARKS, D.L. UND HUANG, P.M., 1985: *Physical Chemistry of Soil Potassium*. in: MUNSON, R.D. (Hrsg.), *Potassium in Agriculture*, Kapitel 9. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- SPEARS, B.M., SAUNDERS, J.E., DAVIDSON, I. UND PATERSON, D.M., 2008: *Microalgal sediment biostabilisation along a salinity gradient in the Eden Estuary, Scotland: unravelling a paradox*. Mar Freshwater Res 59 (4), 313-321.
- SPONAGEL, H., GIANI, L. UND GEHRT, E., 2009: *Die Strandböden der Ostfriesischen Inseln*. Jahrestagung der DBG, Böden - eine endliche Ressource. Berichte der DBG (nicht begutachtete online-Publikation), Bonn.
- STAL, L.J., 2010: *Microphytobenthos as a biogeomorphological force in intertidal sediment stabilization*. Ecol Eng 36 (2), 236-245.
- STERN, O., 1924: *Zur Theorie der elektrolytischen Doppelschicht*. Zeitschrift für Elektrochemie und angewandte physikalische Chemie 30, 508-516.
- STEVENSON, F.J., 1994: *Humus Chemistry: Genesis, composition, reactions*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- STREIF, H., 1996: *Die Entwicklung der Küstenlandschaft und Ästuare im Eiszeitalter und in der Nacheiszeit*. in: LOZÁN, J.L. UND KAUSCH, H. (Hrsg.), *Warnsignale aus Flüssen und*
-

- Ästuaren: *Wissenschaftliche Fakten*, Kapitel 1.3, 11-19. Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, Wien.
- STUCKI, J.W., LEE, K., ZHANG, L.Z. UND LARSON, R.A., 2002: *Effects of iron oxidation state on the surface and structural properties of smectites*. Pure Appl Chem 74 (11), 2145-2158.
- SULLIVAN, L.A., 1990: *Soil Organic-Matter, Air Encapsulation and Water-Stable Aggregation*. J Soil Sci 41 (3), 529-534.
- SUMNER, M.E., 1993: *Sodic Soils - New Perspectives*. Aust. J. Soil Res. 31 (6), 683-750.
- SUMNER, M.E. UND NAIDU, R., 1998: *Sodic soils: distribution, properties, management and environmental consequences*. Oxford University Press Inc., New York.
- SZEGI, T., TOMBÁ CZ, E., CZIBULYA, Z., AKAGI, J. UND ZSOLNAY, Á., 2006: *Quantitative Rheological Indicators for Soil Physical Degradation*. Agrochem Talajtan 55 (1), 69-78.
- TABOR, D., 1991: *Gases, liquids and solids and other states of matter*. 3. Auflage. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- TABOR, D. UND WINTERTON, R.H.S., 1969: *The Direct Measurement of Normal and Retarded van der Waals Forces*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, The Royal Society, London, UK.
- TANG, J., MO, Y., ZHANG, J. UND ZHANG, R., 2011: *Influence of biological aggregating agents associated with microbial population on soil aggregate stability*. Appl Soil Ecol 47 (3), 153-159.
- TARCHITZKY, J. UND CHEN, Y., 2002: *Rheology of Sodium-montmorillonite suspensions: Effects of humic substances and pH*. Soil Sci Soc Am J 66 (2), 406-412.
- THENG, B.K.G. UND SCHARPENSEEL, H.W., 1976: *The adsorption of ¹⁴C-labelled humic acid by montmorillonite*. in: BAILEY, S.W. (Hrsg.), *Proceedings of the International Clay Conference, 1975*, 643-653. Applied Publishing Ltd., Wilmette, Illinois, USA.
- TISDALL, J.M., 1996: *Formation of Soil Aggregates and Accumulation of Soil Organic Matter*. in: CARTER, M.R. UND STEWART, B.A. (Hrsg.), *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*, 57-98. CRC Press Inc, Boca Raton.
- TISDALL, J.M. UND OADES, J.M., 1982: *Organic matter and water-stable aggregates in soils*. J Soil Sci 33 (2), 141-163.
- TISDALL, J.M., SMITH, S.E. UND RENGASAMY, P., 1997: *Aggregation of soil by fungal hyphae*. Soil Research 35 (1), 55-60.
- TIWARI, B. UND MARUI, H., 2005: *A new method for the correlation of residual shear strength of the soil with mineralogical composition*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 131 (9), 1139-1150.
- TOMBÁ CZ, E., BALÁ ZS, J., LAKATOS, J. UND SZÁ NTÓ, F., 1989: *Influence of the Exchangeable Cations on Stability and Rheological Properties of Montmorillonite Suspensions*. Colloid Polym Sci 267 (11), 1016-1025.
- TOMBÁ CZ, E., CSANAKY, C. UND ILLÉS, E., 2001: *Polydisperse fractal aggregate formation in clay mineral and iron oxide suspensions, pH and ionic strength dependence*. Colloid Polym Sci 279 (5), 484-492.
- TOMBÁ CZ, E. UND SZEKERES, M., 2004: *Colloidal behavior of aqueous montmorillonite suspensions: the specific role of pH in the presence of indifferent electrolytes*. Appl Clay Sci 27 (1-2), 75-94.
- TOMBÁ CZ, E. UND SZEKERES, M., 2006: *Surface charge heterogeneity of kaolinite in aqueous suspension in comparison with montmorillonite*. Appl Clay Sci 34 (1-4), 105-124.
- TRAN, M.K., SHIN, H., BYUN, Y.H. UND LEE, J.S., 2012: *Mineral dissolution effects on mechanical strength*. Eng Geol 125, 26-34.

-
- TRIBUTH, H., VONBOGUSLAWSKI, E., VONLIERES, A., STEFFENS, D. UND MENGEL, K., 1987: *Effect of Potassium Removal by Crops on Transformation of Illitic Clay-Minerals*. Soil Sci 143 (6), 404-409.
- UHLMANN, D. UND HORN, W., 2001: *Hydrobiologie der Binnengewässer*. Verlag Eugen Ulmer GmbH & Co, Stuttgart.
- VAEZI, A.R., SADEGHI, S.H.R., BAHRAMI, H.A. UND MAHDIAN, M.H., 2008: *Modeling the USLE K-factor for calcareous soils in northwestern Iran*. Geomorphology 97 (3–4), 414-423.
- VALLEJO, L.E. UND MAWBY, R., 2000: *Porosity influence on the shear strength of granular material-clay mixtures*. Eng Geol 58, 125-136.
- VALLEJO, L.E. UND ZHOU, Y., 1994: *The mechanical properties of simulated soil-rock mixtures. Proceedings of the 13th International Conference on Soil Mechanics and Foundations Engineering, New Delhi*, 365-368. CRC Press.
- VAN DE GRAAFF, R. UND PATTERSON, R.A., 2001: *Explaining the Mysteries of Salinity, Sodicity, SAR and ESP in On-site Practice*. in: PATTERSON, R.A. UND JONES, M.J. (Hrsg.), *Proceedings of On-site '01 Conference: Advancing On-site Wastewater Systems*, 361-368. Lanfax Laboratories, Armidale, Australien.
- VAN DER MOLEN, W.H., 1958: *The exchangeable cations in soils flooded with sea water*. Dissertation, Landbouwhogeschool te Wageningen, Wageningen.
- VAN GENUCHTEN, M.T., 1980: *A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*. Soil Sci Soc Am J 44 (892-898).
- VAN GENUCHTEN, M.T. UND LEIJ, F.J., 1992: *On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. in: VAN GENUCHTEN, M.T., LEIJ, F.J. UND LUND, L.J. (Hrsg.), *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, 1-14. Riverside, California.
- VAN OLPHEN, H., 1977: *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*. 2. Auflage. John Wiley & Sons, New York, London u.a.
- VAN REEUWIJK, L.P., 2002: *Procedures for Soil Analysis. 6th Edition*. ISRIC Technical Paper 9, Wageningen, Niederlande.
- VERBEKE, G. UND MOLENBERGHS, G., 2008: *Linear Mixed Models for Longitudinal Data*. Springer Verlag, New York.
- VERECKEN, H., WEYNANTS, M., JAVAUX, M., PACHEPSKY, Y., SCHAAP, M.G. UND VAN GENUCHTEN, M.T., 2010: *Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review*. Vadose Zone J 9 (4), 795-820.
- VERWEY, E.J.W. UND OVERBEEK, J.T.G., 1948: *Theory of the stability of lyophobic colloids. The interaction of sol particles having an electric double layer*. Elsevier Publishing Company, Inc., New York, Amsterdam, London u.a.
- VISSER, J., 1972: *On Hamaker constants: A comparison between Hamaker constants and Lifshitz-van der Waals constants*. Adv Colloid Interface Sci 3 (4), 331-363.
- VISSER, J., 1995: *Particle adhesion and removal: A review*. Particulate Science and Technology 13, 169-196.
- VISSER, S.A. UND CAILLIER, M., 1988: *Observations on the dispersion and aggregation of clays by humic substances, I. Dispersive effects of humic acids*. Geoderma 42 (3–4), 331-337.
- VOLKENBORN, N., HEDTKAMP, S.I.C., VAN BEUSEKOM, J.E.E. UND REISE, K., 2007: *Effects of bioturbation and bioirrigation by lugworms (*Arenicola marina*) on physical and chemical sediment properties and implications for intertidal habitat succession*. Estuar Coast Shelf S 74 (1–2), 331-343.
-

-
- VRANNA, A.D. UND TIKA, T., 2015: *The liquefaction resistance of weakly cemented sands*. in: SOGA, K., KUMAR, K., BISCONTIN, G. UND MATTHEW, K. (Hrsg.), *Geomechanics from Micro to Macro. Volume 2*, 1225-1230. CRC Press/ Balkema, Leiden, Niederlande.
- VYALOV, S.S., 1986: *Rheological fundamentals of soil mechanics*. Elsevier, Amsterdam.
- WALLANDER, W.W. UND TANJI, K.K., 2012: *Agricultural Salinity Assessment and Managment*. 2. Auflage. American Society of Civil Engineers, Reston, Virginia, USA.
- WALTER, B., 1965: *Über Bildung und Bindung von Mikroaggregaten in Böden. III. Mitteilung*. Z Pflanzenernähr Bodenkd 110, 49-64.
- WARKENTIN, B.R., 2008: *Soil structure: A history from tilth to habitat*. Adv Agron 97, 239-272.
- WATTEL-KOEKOEK, E.J.W., VAN GENUCHTEN, P.P.L., BUURMAN, P. UND VAN LAGEN, B., 2001: *Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils*. Geoderma 99 (1-2), 27-49.
- WENDELBOE, K., EGELUND, J.T., FLINDT, M.R. UND VALDEMARSEN, T., 2013: *Impact of lugworms (Arenicola marina) on mobilization and transport of fine particles and organic matter in marine sediments*. J Sea Res 76, 31-38.
- WHORLOW, R.W., 1992: *Rheological Techniques*. Ellis Horwood Ltd., New York.
- WIDDOWS, J., BRINSLEY, M.D. UND POPE, N.D., 2009: *Effect of Nereis diversicolor density on the erodability of estuarine sediment*. Mar. Ecol. Prog. Ser. 378, 135-143.
- WINTERWERP, J.C. UND VAN KESTEREN, W.G.M., 2004: *Introduction to the Physics of Cohesive Sediment in the Marine Environment*. Elsevier, Amsterdam.
- WISOTZKY, F., 2011: *Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrogeochemische Modellierung. Grundlagen, Anwendungen und Problemlösungen*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- WOLKEWITZ, H., 1960: *Untersuchungen über die Auswirkung der Kationenbelegung auf die physikalischen Eigenschaften eines Mineralbodens*. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 1, 162-179.
- WÖSTEN, J.H.M., 1997: *Pedotransfer functions to evaluate soil quality*. in: GREGORICH, E.G. UND CARTER, M.R. (Hrsg.), *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soil Science 25*, Kapitel 10. Elsevier, Amsterdam.
- WÖSTEN, J.H.M., PACHEPSKY, Y.A. UND RAWLS, W.J., 2001: *Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics*. J Hydrol 251 (3-4), 123-150.
- WÖSTEN, J.H.M., SCHUREN, C.H.J.E., BOUMA, J. UND STEIN, A., 1990: *Functional sensitivity analysis of four methods to generate soil hydraulic functions*. Soil Sci Soc Am J 54, 832-836.
- WÖSTEN, J.H.M. UND VAN GENUCHTEN, M.T., 1988: *Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions*. Soil Sci Soc Am J 52, 1762-1770.
- WUDDIVIRA, M.N. UND CAMPS-ROACH, G., 2007: *Effects of organic matter and calcium on soil structural stability*. Eur J Soil Sci 58 (3), 722-727.
- YAMAGUCHI, T., TAKEI, T., YAZAWA, Y., WONG, M.T.F., GILKES, R.J. UND SWIFT, R.S., 2004: *Effect of humic acid, sodium, and calcium additions on the formation of water-stable aggregates in Western Australian wheatbelt soils*. Aust. J. Soil Res. 42 (4), 435-439.
- YOON, H.-K., HUNG TRUONG, Q., BYUN, Y.-H. UND LEE, J.-S., 2015: *Capillary effect in salt-cemented media of particle sizes*. Journal of Applied Geophysics 112 (0), 20-28.
- YOUSAF, M., ALI, O.M. UND RHOADES, J.D., 1987: *Dispersion of Clay from Some Salt-Affected, Arid Land Soil Aggregates*. Soil Sci Soc Am J 51 (4), 920-924.
- ZAHER, H., CARON, J. UND OUAKI, B., 2005: *Modeling aggregate internal pressure evolution following immersion to quantify mechanisms of structural stability*. Soil Sci Soc Am J 69 (1), 1-12.
-

- ZHANG, H.Q. UND HARTGE, K.H., 1990: *Die Kohäsion ungesättigter Sandböden und deren Beeinflussung durch organische Substanz*. Soil Technology 3, 311-326.
- ZHANG, X.C. UND NORTON, L.D., 2002: *Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils*. J Hydrol 260, 194-205.

ANLAGENVERZEICHNIS

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert	i
Anlage 1 B: Profilbilder ausgewählter Bodenprofile	xxxi
Anlage 2: Multiple Kontrasttests.....	xxxiv

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	1.1	Standort	Drage
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3583068	Hochwert:	5919582
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünland		
Vegetation:	Wiese mit überwiegend Süßgräsern		
Substrat:	Auensand		
Bodentyp:	Gley-Paternia GG-AQ		

Horizont	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
aAh	20	St2, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s0, BS5
aiIC	40	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
aGo-ilC	60	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
aGo	120	mS, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld, 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
1.1.10	10	0,2	0,1	7,0	83,4	8,9	7,7	St2	n.a.
1.1.30	30	0,05	0,03	6,7	97,5	0,9	1,6	mS	n.a.
1.1.50	50	0,03	0,02	6,5	99,1	0,0	0,6	mS	n.a.
1.1.70	70	0,04	0,03	6,7	97,5	0,7	1,7	mSfs	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
1.1.10	18,9	2,0	0,3	0,2	21,3	100	6,4	n.a.
1.1.30	2,3	0,3	0,0	0,1	2,7	100	0,6	n.a.
1.1.50	0,7	0,1	0,0	0,0	1,2	100	0,2	n.a.
1.1.70	1,9	0,3	0,0	0,1	2,2	100	0,3	n.a.

Profil	1.2	Standort	Drage
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3583051	Hochwert:	5919587
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Ödland/ Schilfgürtel		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Auensand		
Bodentyp:	Gley-Paternia GG-AQ		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
aAh	10	mS, h2, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
aiIC	70	mS, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
aGo-ilC	120	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
1.2.10	10	0,08	0,05	6,7	96,3	1,6	2,1	mSfs	n.a.
1.2.30	30	0,05	0,03	6,6	97,0	1,6	1,4	mS	n.a.
1.2.50	50	0,04	0,03	6,4	99,4	0,0	0,6	mS	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
1.2.10	2,7	0,4	0,1	0,1	3,3	100	1,0	n.a.
1.2.30	1,6	0,2	0,0	0,1	2,5	100	0,6	n.a.
1.2.50	0,7	0,1	0,0	0,0	1,4	100	0,3	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	2.1	Standort	Fliegenberg
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3575062	Hochwert:	5921647
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Grünland		
Vegetation:	Wiese mit überwiegend Süßgräsern		
Substrat:	Umgelagertes, natürliches Substrat (Klei) über lehmigem Flusssand		
Bodentyp:	Gley/Flussrohmarsch GG/MRf		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	Lt3, h3, stark durchwurzelt, Prismen-/Polyedergefüge, Feuchte 2, Ld 3, c0, s3, BS5
jGro	50	Lt3, h3, ohne Wurzeln, Prismen-/ Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 3, c0, s4, BS5
II ftpzAh	75	SI3, h4, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s3, BS5
tpzGor	100	SI3, sehr schwach kiesig, h2, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2 – 3, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
2.1.10	10	0,2	0,1	4,7	20,7	40,5	38,8	Lt3	n.a.
2.1.30	30	0,2	0,1	4,2	23,2	37,2	39,6	Lt3	n.a.
2.1.50	50	0,2	0,1	4,1	32,3	38,3	29,5	Lt2	n.a.
2.1.70	70	0,3	0,2	4,9	74,7	15,6	9,7	SI3	n.a.

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
2.1.10	17,1	3,6	0,6	0,3	30,2	98	3,1	n.a.
2.1.30	12,6	2,8	0,6	0,2	29,1	87	2,7	n.a.
2.1.50	9,5	2,1	0,5	0,2	22,9	85	2,0	n.a.
2.1.70	8,3	0,7	0,3	0,2	17,1	98	5,3	n.a.

Profil	2.2	Standort	Fliegenberg
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3575080	Hochwert:	5921714
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtfäche/ Strand		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Flusssand (z.T. umgelagert; Badestelle wird im Frühjahr geeeggt)		
Bodentyp:	Flussrohmarsch MRf		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpzAh-Go	10	mS, h3, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 1, c2, s0, BS5
II tpGo-fAh	30	SI2, h3, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5
tpGo	50	fS, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5
tpGor	80	mS, schwach kiesig, h0, sehr schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
2.2.10	10	0,6	0,3	7,1	89,0	6,4	4,6	mSgs	4,1
2.2.30	30	0,2	0,1	6,5	81,0	11,4	7,6	SI2	5,5
2.2.50	50	0,1	0,05	6,6	92,3	5,0	2,7	fSms	2,9

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
2.2.10	15,3	0,7	0,3	0,2	16,4	100	2,2	1,0
2.2.30	9,5	0,8	0,3	0,2	10,7	100	3,0	n.a.
2.2.50	2,9	0,3	0,1	0,1	3,4	100	0,9	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	2.3	Standort	Fliegenberg
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3575058	Hochwert:	5921739
Neigung:	2 - < 3,5 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtfläche/ Strand		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flusssand		
Bodentyp:	Nassstrand IA		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpFw	10	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 2, c0,a1, BS5
tpFor	40	mS, h2, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 2, c0, s0, BS5
II tpFro	70	mS, schwach kiesig, h0, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 2, c0, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
2.3.10	10	0,08	0,05	7,2	99,0	0,0	1,0	mS	2,0
2.3.30	30	0,1	0,06	6,6	93,3	6,0	0,7	mSfs	4,2

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
2.3.10	1,3	0,2	0,1	0,0	1,59	100	0,4	n.a.
2.3.30	4,0	0,6	0,1	0,1	4,76	100	1,5	n.a.

Profil	3.1	Standort	Heuckenlock
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3569972	Hochwert:	5926759
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünlandbrache		
Vegetation:	Krautvegetation und Süßgräser		
Substrat:	Flussablagerungen mit geringen anthropogenen Beimengungen (Glas, Ziegel, Holz, Metall) bis in 50 cm Tiefe		
Bodentyp:	Auengley GGa		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
ly(a)Ah	20	Sl4, schwach kiesig, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld1, c0, s1, BS5
ly(a)Go	50	Lt3, schwach steinig/kiesig, h4, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1-2, BS5
II aGro	70	Ls4, h4, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s3, BS5
aGr	110	Sl3, h3, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, durchsetzt mit Wurzelresten, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
3.1.10	10	0,3	0,2	6,2	69,5	18,2	12,3	Sl4	n.a.
3.1.30	30	0,4	0,3	6,1	28,7	34,8	36,5	Lt3	9,7
3.1.50	50	0,4	0,2	5,9	17,7	45,7	36,6	Lt3	5,3
3.1.70	70	1,0	0,6	4,7	61,2	21,0	17,8	Ls4	5,2

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
3.1.10	19,6	1,7	0,7	0,2	26,3	100	8,3	n.a.
3.1.30	22,7	3,1	0,7	0,3	31,1	100	7,4	n.a.
3.1.50	16,1	2,9	0,6	0,4	23,9	100	3,4	n.a.
3.1.70	8,9	1,6	0,6	0,4	21,3	94	6,4	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	3.2	Standort	Heuckenlock
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3569922	Hochwert:	5926647
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	lehmiger Auensand		
Bodentyp:	Auengley GGa		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
aAh	15	SI3, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 1, c0, s1, BS5
aGo	70	SI2, h1, sehr schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3 – 4, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
3.2.10	10	0,3	0,1	6,3	72,6	11,0	16,5	SI3	n.a.
3.2.30	30	0,03	0,02	6,4	97,8	1,8	0,4	mS	0,8
3.2.50	50	0,06	0,04	6,3	91,7	4,1	4,2	mSfs	3,0

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
3.2.10	16,0	2,0	0,6	0,2	21,7	100	6,3	n.a.
3.2.30	0,6	0,1	0,0	0,0	1,2	98	0,3	n.a.
3.2.50	2,2	0,4	0,1	0,1	3,5	100	0,6	n.a.

Profil	3.3	Standort	Heuckenlock
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3569906	Hochwert:	5926521
Neigung:	3,5 - < 5 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtfläche/ Strand		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flusssand		
Bodentyp:	Nassstrand IA		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpFw	50 cm	mS, h1, Einzelkornggefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
3.3.10	10	0,03	0,02	6,4	98,2	1,4	0,4	mS	n.a.
3.3.30	30	0,03	0,02	6,4	98,2	1,3	0,7	mS	n.a.

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
3.3.10	0,5	0,1	0,1	0,0	0,9	100	0,2	n.a.
3.3.30	0,5	0,1	0,0	0,0	0,8	100	0,1	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	4.1	Standort	NSG Rhee
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3569887	Hochwert:	5930700
Neigung:	< 1 %	Exposition:	Südost
Nutzung:	Grünlandbrache, Spülfläche		
Vegetation:	Krautvegetation und Süßgräser		
Substrat:	Umgelagertes, natürliches Substrat mit anthropogenen Beimengungen (Glas, Ziegel, Metall) bis in 50 cm Tiefe über Flusssand		
Bodentyp:	Normgley GGn		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	SI2, h3, mittel durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 3, Ld 1, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
jjGro	50	SI4, h2, schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
II Gor	90	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkornggefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
4.1.10	10	0,1	0,07	6,5	78,7	14,0	7,2	SI2	n.a.
4.1.30	30	0,1	0,06	6,5	67,0	21,6	11,5	SI3	5,0
4.1.50	50	0,1	0,06	6,4	41,7	39,8	18,5	Ls3	5,8
4.1.70	70	0,03	0,02	6,3	97,1	1,7	1,8	mSfs	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus	CaCO ₃
			cmol _c kg ⁻¹				g 100 g ⁻¹	
4.1.10	8,0	1,1	0,2	0,2	11,2	100	2,9	n.a.
4.1.30	7,3	1,2	0,2	0,2	10,2	100	1,5	n.a.
4.1.50	10,6	1,9	0,3	0,3	14,5	100	1,6	n.a.
4.1.70	0,7	0,1	0,1	0,0	1,4	100	0,2	n.a.

Profil	4.2	Standort	NSG Rhee
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3569872	Hochwert:	5930567
Neigung:	< 1 %	Exposition:	Südost
Nutzung:	Feuchtes Ödland, Spülfläche		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Umgelagertes, natürliches Substrat mit anthropogenen Beimengungen (Glas, Metall, Ziegel) im Unterboden		
Bodentyp:	Normgley GGn		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	15	Ls3, h3, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 3, Ld 1, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
jGo	40	SI4, h3, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
jjGro	70	SI3, h2, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, Glas, Metall, Ziegel, c0, s1, BS5
jGr	90	SI4, h2, sehr schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
4.2.10	10	0,2	0,1	6,4	50,0	31,2	18,9	Ls3	4,6
4.2.30	30	0,2	0,1	6,6	61,6	24,3	14,1	SI4	5,2
4.2.50	50	0,2	0,1	6,3	64,4	21,4	14,2	SI4	6,3

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus	CaCO ₃
			cmol _c kg ⁻¹				g 100 g ⁻¹	
4.2.10	12,4	2,0	0,6	0,3	17,7	100	3,0	n.a.
4.2.30	9,4	1,4	0,3	0,2	12,8	100	2,1	n.a.
4.2.50	10,8	1,6	0,4	0,1	15,4	100	3,7	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	4.3	Standort	NSG Rhee
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3569963	Hochwert:	5930701
Neigung:	5- < 9 %	Exposition:	Südost
Nutzung:	Feuchtfläche/ Strand		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flusssand		
Bodentyp:	Flusswatt IWF (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpFo	20	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
tpFr	60	mS, h2, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
4.3.10	10	0,06	0,03	6,5	86,9	8,6	4,5	mSgs	2,5
4.3.30	30	0,2	0,08	6,3	90,0	6,5	3,5	mS	3,9

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
4.3.10	2,7	0,5	0,1	0,1	3,8	100	0,5	n.a.
4.3.30	3,4	0,5	0,1	0,1	5,3	100	1,9	n.a.

Profil	5.1	Standort	Mühlenberger Loch
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3552324	Hochwert:	5934139
Neigung:	1 < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Grünlandbrache		
Vegetation:	Krautvegetation und Süßgräser		
Substrat:	lehmiger Flusssand mit anthropogenen Beimengungen (Glas, Ziegel, Metall) bis in 70 cm Tiefe		
Bodentyp:	Brackkalkmarsch MCB		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbejAh	10	SI3, sehr schwach kiesig, h2, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, s0, BS5
tb(z)ejyGo	40	SI2, schwach kiesig, h2, schwach durchwurzelt, Klumpengefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, s0, BS5
tbzejy Gor	70	SI3, schwach kiesig, h3, ohne Wurzeln, Klumpengefüge, Feuchte 2, Ld 2, c2, s1-2, BS5
II tbeGr	100	Ss, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
5.1.10	10	0,1	0,08	7,0	73,4	18,5	8,1	SI3	n.a.
5.1.30	30	0,2	0,13	6,9	75,1	17,5	7,4	SI2	3,8
5.1.50	50	0,4	0,25	6,0	76,9	13,2	9,9	SI3	3,8
5.1.70	70	0,2	0,11	6,2	73,3	16,5	10,2	SI3	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
5.1.10	7,6	0,5	0,1	0,2	8,3	100	1,6	4,5
5.1.30	7,1	0,6	0,1	0,2	7,9	100	1,5	4,3
5.1.50	11,5	1,1	0,2	0,2	16,7	100	4,0	1,9
5.1.70	7,7	1,6	0,2	0,2	11,6	100	1,7	1,3

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	5.2	Standort	Mühlenberger Loch
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3554132	Hochwert:	5933427
Neigung:	1 < 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	schluffiger Flusston		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Schlickwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	10	Tu3, h5, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, belebte Wurmgänge, c3.4, s0, BS5
tbzeFr	40	Tu3, h5, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, belebte Wurmgänge, c3.3, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
5.2.10	10	1,6	1,1	7,1	0,9	64,0	35,1	Tu3	4,8
5.2.30	30	1,2	0,8	7,2	1,7	64,5	33,8	Tu3	5,2
5.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot} cmol _c kg ⁻¹	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
5.2.10	34,6	3,2	0,7	0,8	39,3	100	8,7	7,2
5.2.30	28,8	2,4	0,6	0,5	32,3	100	8,2	6,5
5.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	5.3	Standort	Mühlenberger Loch
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3552357	Hochwert:	5934256
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	sandig-lehmiger Flussschluff über umgelagertem, natürlichem Substrat mit geringen anthropogenen Beimengungen (Ziegel)		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Schlickwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	5	Us, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c3.4, s0, BS5
tbzeFr	50	Uls, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, s0, BS5
II tbzeFr	60	Ss, h1, Einzelkornggefüge, Feuchte 4, Ld 2, Ziegel, c3.3

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
5.3.10	10	1,4	0,8	7,0	40,1	53,0	6,9	Us	n.a.
5.3.30	30	0,7	0,4	7,2	31,9	60,0	8,1	Uls	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot} cmol _c kg ⁻¹	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
5.3.10	7,6	0,9	0,3	0,2	8,9	100	1,4	7,2
5.3.30	9,9	0,9	0,2	0,2	11,2	100	2,0	6,9

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	6.1	Standort	Neßsand
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3550647	Hochwert:	5936254
Neigung:	1 - < 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Forst, Elbinsel		
Vegetation:	Laubwald mit Gebüsch-, Strauch- und Staudenfloren		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Braunerde-Regosol BB-RQ		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	mS, h1, stark durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
jBv	30	mS, h1, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5
jilC	90	mS, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH -	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
6.1.10	10	0,07	0,03	6,5	94,1	3,5	2,5	mSfs	n.a.
6.1.30	30	0,05	0,02	6,4	96,3	2,0	1,8	mSfs	n.a.
6.1.50	50	0,03	0,02	6,3	98,3	0,9	0,8	mSfs	n.a.
6.1.70	70	0,02	0,02	6,3	97,3	1,8	0,9	mSfs	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
6.1.10	2,6	0,3	0,0	0,1	3,3	100	0,7	n.a.
6.1.30	1,8	0,2	0,0	0,1	2,3	100	0,6	n.a.
6.1.50	0,8	0,1	0,0	0,0	1,0	100	0,1	n.a.
6.1.70	0,7	0,1	0,0	0,0	1,0	100	0,1	n.a.

Profil	6.2	Standort	Neßsand
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3550787	Hochwert:	5936243
Neigung:	3,5 - < 5 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtes Ödland, Elbinsel		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Flussstrand ÜAf		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpAi	3	mS, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5
tpIC	100*	mS, h1, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5
tpG	130 *	mS, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0

* mit Bohrstange erbohrt

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH -	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
6.2.10	10	0,04	0,03	6,5	98,3	1,0	0,7	mSfs	n.a.
6.2.30	30	0,05	0,03	6,4	97,7	1,3	1,1	mSfs	n.a.
6.2.50	50	0,06	0,03	6,5	97,6	1,3	1,1	mSfs	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
6.2.10	0,6	0,1	0,0	0,0	0,8	100	0,1	n.a.
6.2.30	0,6	0,1	0,0	0,0	0,9	100	0,1	n.a.
6.2.50	0,7	0,1	0,0	0,0	1,0	100	0,1	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	6.3	Standort	Neßsand
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3550731	Hochwert:	5936249
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtfläche/ Strand		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flusssand		
Bodentyp:	Nassstrand IA		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpFw	7	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 1, c0, s1, BS5
tpFr	15	mS, h0, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 1, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
6.3.10	10	47	32	6,6	97,9	0,7	1,4	mSfs	n.a.
6.3.30	30	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
6.3.10	0,7	0,1	0,0	0,1	0,9	100	0,1	n.a.
6.3.30	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	7.1	Standort	Hanskalbsand
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3544745	Hochwert:	5936558
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünlandbrache, Elbinsel		
Vegetation:	Wiese mit Gebüsch-, Strauch- und Staudenfloren		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Gley-Regosol GG-RQ		

Horizonte	Untergrenzen [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	mS, h1, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5
jGo-ilC	70	mSgs, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 1, Ld 2, c0, s1, BS5
jGr	90	mSgs, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 1, Ld 2, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
7.1.10	10	0,03	0,02	6,5	98,7	1,5	0,0	mS	n.a.
7.1.30	30	0,03	0,02	6,4	83,1	16,9	0,0	mSgs	n.a.
7.1.50	50	0,02	0,02	6,3	97,6	2,4	0,0	mS	n.a.
7.1.70	70	0,05	0,03	6,7	83,7	16,3	0,0	gS	4,6

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
7.1.10	1,4	0,3	0,0	0,0	1,8	100	0,4	n.a.
7.1.30	0,5	0,1	0,0	0,0	0,8	100	0,2	n.a.
7.1.50	0,5	0,3	0,1	0,0	1,0	100	0,1	n.a.
7.1.70	1,2	0,3	0,1	0,0	1,6	100	0,2	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	7.2	Standort	Hanskalbsand
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3544705	Hochwert:	5936568
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland, Elbinsel		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Gley-Regosol GG-RQ		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	20	mS, h3, mittel durchwurzelt, Subpolyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s0, BS5
jGo-ilC	60	mS, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
jGr	80	mS, h0, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
7.2.10	10	0,2	0,1	7,0	95,9	4,2	0,0	mSfs	n.a.
7.2.30	30	0,05	0,04	6,6	96,1	3,9	0,0	mS	n.a.
7.2.50	50	0,03	0,02	6,4	98,5	1,5	0,0	mS	0,8

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
7.2.10	10,2	1,3	0,3	0,2	12,0	100	2,7	n.a.
7.2.30	1,0	0,2	0,1	0,0	1,3	100	0,2	n.a.
7.2.50	0,5	0,1	0,1	0,0	0,8	100	0,1	n.a.

Profil	7.3	Standort	Hanskalbsand
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3544745	Hochwert:	5936526
Neigung:	3,5 – < 5 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtfläche/ Strand, Elbinsel		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flusssand		
Bodentyp:	Nassstrand IA		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpFw	6	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 1, c0, s0, BS5
II tpFr	15	gS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 1, c0, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
7.3.10	10	0,06	0,04	7,0	98,1	1,9	0,0	mSfs	n.a.
7.3.30	30	0,04	0,02	6,8	95,2	4,8	0,0	gS	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
7.3.10	0,9	0,1	0,0	0,0	1,1	100	0,2	n.a.
7.3.30	0,5	0,1	0,0	0,1	0,7	100	0,2	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	8.1	Standort	Fährmannssander Watt
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3543980	Hochwert:	5938916
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Feuchtwiese		
Substrat:	lehmiger Flussschluff		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzAh	10	Uls, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, a1, BS5
tbzeGo	65	Lu, h4, schwach durchwurzelt (bis ~ 40 cm), Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c2 (ab ~ 40 cm), s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
8.1.10	10	0,3	0,2	7,2	26,0	59,3	14,7	Uls	4,2
8.1.30	30	0,4	0,2	7,0	25,6	54,5	19,9	Lu	7,4
8.1.50	50	0,4	0,2	6,9	18,7	62,9	18,4	Lu	7,2
8.1.70	70	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
8.1.10	22,8	0,4	0,3	0,1	23,6	100	7,1	n.a.
8.1.30	27,7	0,4	0,5	0,1	28,6	100	6,1	n.a.
8.1.50	30,2	0,4	0,5	0,1	31,2	100	8,8	2,2
8.1.70	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	8.2	Standort	Fährmannssander Watt
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3544000	Hochwert:	5938730
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Flusssand über sandig-lehmigem Flussschluff mit geringen anthropogenen Beimengungen (Ziegel, Bauschutt)		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tb Ah-Go	15	fS, h1, stark durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
tbzGr	35	fS, h3, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s3, BS5
II tbzGr	60	Uls, h4, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
8.2.10	10	0,06	0,04	6,7	92,0	6,7	1,4	fSms	1,2
8.2.30	30	0,9	0,5	5,1	97,2	1,4	1,4	fSms	0,7
8.2.50	50	1,5	0,8	6,4	38,5	50,6	10,9	Uls	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
8.2.10	1,4	0,1	0,0	0,0	1,6	100	0,6	n.a.
8.2.30	0,7	0,1	0,0	0,0	5,6	100	2,2	n.a.
8.2.50	14,4	1,2	0,4	0,4	19,9	100	5,6	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	8.3	Standort	Fährmannssander Watt
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3543952	Hochwert:	5938720
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchthfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flussablagerungen (Uf, Sf)		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpzeFo	10	Su4, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tpzeFr	30	Us, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
8.3.10	10	0,3	0,2	7,2	59,0	41,5	0,0	Su4	3,0
8.3.30	30	0,6	0,4	7,4	42,4	57,2	0,4	Us	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
8.3.10	4,1	0,4	0,1	0,1	4,8	100	0,6	6,4
8.3.30	8,1	0,6	0,2	0,2	9,0	100	1,5	5,1

Profil	10.1	Standort	Lühesand
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3539452	Hochwert:	5939821
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünlandbrache, Elbinsel		
Vegetation:	Wiese mit Gebüsch-, Strauch- und Staudenfloren		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Normregosol RQn		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	mS, h2, stark durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s4, BS4
jilC	100	mS, h1, stark durchwurzelt (bis ~ 30 cm), Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s2, BS5
fAh	105	mS, h2, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0
Go	120	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
10.1.10	10	0,02	0,01	4,4	98,2	1,8	0,0	mS	n.a.
10.1.30	30	0,01	0,01	5,7	98,3	1,7	0,0	mS	n.a.
10.1.50	50	0,01	0,01	5,3	98,7	1,3	0,0	mS	n.a.
10.1.70	70	0,01	0,01	5,5	98,8	1,2	0,0	mS	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
10.1.10	0,4	0,1	0,0	0,0	1,7	63	0,3	n.a.
10.1.30	0,4	0,1	0,0	0,0	1,2	100	0,2	n.a.
10.1.50	0,4	0,1	0,0	0,0	0,9	100	0,1	n.a.
10.1.70	0,4	0,1	0,0	0,0	0,7	100	0,1	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	10.2	Standort	Lühesand
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3539713	Hochwert:	5939622
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland, Elbinsel		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Umgelagerter (lehmiger) Flusssand		
Bodentyp:	Flussrohmarsch MRf		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
(j)tp Go-Ah	15	SI2, h2, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5
jtpGo	40	mS, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
					g 100 g ⁻¹				
10.2.10	10	0,08	0,05	6,4	83,9	10,3	5,8	SI2	2,8
10.2.30	30	0,04	0,02	6,2	97,0	1,0	2,0	mSfs	0,8
10.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS	Humus	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹					%	g 100 g ⁻¹	
10.2.10	4,1	0,6	0,1	0,1	5,7	100	1,4	n.a.
10.2.30	1,2	0,2	0,0	0,0	1,7	100	0,3	n.a.
10.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	11.1	Standort	Hetlingen
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3538506	Hochwert:	5942801
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	West
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Feuchtwiese		
Substrat:	schluffiger Flusston		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzAh	10	Tu3, h5, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld2, belebte Regenwurmgänge, c0, s2, BS5
tbzGo	80	Tu3, h4, mittel durchwurzelt (bis ~ 30 cm), Sub-/Polyederggefüge, Feuchte 3, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5
tbzeGr	100	Tu3, h2, ohne Wurzeln, Rissgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c2

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand	Schluff	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
					g 100 g ⁻¹				
11.1.10	10	0,3	0,2	6,0	7,4	58,1	34,5	Tu3	n.a.
11.1.30	30	0,2	0,1	6,3	7,7	52,5	39,8	Tu3	8,6
11.1.50	50	0,2	0,1	6,4	6,2	50,3	43,5	Tu3	9,0
11.1.70	70	0,4	0,2	6,2	8,8	52,5	38,8	Tu3	6,2

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS	Humus	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹					%	g 100 g ⁻¹	
11.1.10	13,2	2,7	0,1	0,2	20,7	100	11,7	n.a.
11.1.30	31,5	4,4	0,1	0,4	39,3	100	4,8	n.a.
11.1.50	25,9	3,8	0,1	0,3	33,0	100	4,2	n.a.
11.1.70	23,3	4,3	0,1	0,3	30,1	100	5,0	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	11.2	Standort	Hetlingen
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3538014	Hochwert:	5942726
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	West
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	sandiger Flusslehm		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzAh	10	Ls2, h4, Wurzelfilz, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c0, s2, BS5
tbzGor	60	Ls2, h2, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s1-2, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
11.2.10	10	1,6	0,9	5,6	10,9	52,5	36,6	Tu3	5,6
11.2.30	30	0,5	0,3	5,1	35,7	47,0	17,3	Ls2	4,3
11.2.50	50	0,2	0,1	6,6	40,9	41,9	18,8	Ls2	6,5

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹						g 100 g ⁻¹	
11.2.10	21,3	4,7	0,1	0,3	33,2	100	14,0	n.a.
11.2.30	23,1	5,3	0,1	0,6	35,0	100	4,8	n.a.
11.2.50	10,9	2,4	0,1	0,2	13,5	100	1,5	n.a.

Profil	12.1	Standort	Dwarsloch
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3536829	Hochwert:	5944099
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	West
Nutzung:	Wald/ Brache		
Vegetation:	Wald mit Gebüsch-, Strauch- und Staudenfloren		
Substrat:	Flussand		
Bodentyp:	Normlockersyrosem OLn		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
eAi	5	fS, h1, stark durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 1, Ld 2, c2, s0, BS5
eIC	90	fS, h0, schwach durchwurzelt (bis 60 cm), Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, c2, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
12.1.10	10	0,04	0,01	6,8	97,7	0,9	1,3	fSms	n.a.
12.1.30	30	0,04	0,02	6,9	98,2	1,6	0,2	fSms	n.a.
12.1.50	50	0,05	0,02	7,0	98,2	0,7	1,2	fSms	n.a.
12.1.70	70	0,04	0,02	7,0	99,4	0,6	0,0	fSms	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹						g 100 g ⁻¹	
12.1.10	1,3	0,2	0,0	0,1	1,5	100	0,1	0,9
12.1.30	1,3	0,2	0,0	0,1	1,6	100	0,0	1,1
12.1.50	1,4	0,2	0,0	0,1	1,6	100	0,1	1,1
12.1.70	1,1	0,2	0,0	0,1	1,4	100	0,1	0,6

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	12.2	Standort	Dwarsloch
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3536994	Hochwert:	5944017
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	West
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Flussablagerungen (Uf, Tf)		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	20	Lu, h4, mittel durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	60	Lu, h4, schwach durchwurzelt, Rissgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, s0, BS5
tbzeGr	80	Tu3, h3, sehr schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c2, s1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
12.2.10	10	0,4	0,1	7,2	14,3	64,9	20,8	Lu	5,3
12.2.30	30	0,3	0,1	7,1	8,7	70,4	20,9	Ut4	4,9
12.2.50	50	0,6	0,2	6,7	4,5	62,2	33,2	Tu3	9,8

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
12.2.10	28,0	0,7	0,4	0,2	29,2	100	6,4	4,9
12.2.30	23,0	0,4	0,5	0,1	24,1	100	4,5	5,8
12.2.50	29,6	1,0	1,0	0,3	31,9	100	9,0	1,3

Profil	12.3	Standort	Dwarsloch
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3536991	Hochwert:	5943995
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	West
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	Flussablagerungen (Uf, Sf)		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbFo	10	Su3, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.3,s0, BS5
tbzeFr	50	Us, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
12.3.10	10	0,3	0,1	7,1	61,3	32,0	6,8	Su4	n.a.
12.3.30	30	0,4	0,2	7,2	37,9	55,5	6,6	Us	n.a.

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
12.3.10	7,1	0,6	0,2	0,2	8,1	100	1,5	5,8
12.3.30	7,0	0,4	0,2	0,1	7,7	100	1,5	5,8

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	13.1	Standort	Pagensand (Ost)
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3534748	Hochwert:	5950813
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Wald/ Brache, Elbinsel		
Vegetation:	Wald mit Gebüsch-, Strauch- und Staudenfloren		
Substrat:	Umgelagerter Flusssand		
Bodentyp:	Braunerde-Regosol BB-RQ		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jAh	10	mS, h2, stark durchwurzelt, Einzelkornggefüge, Feuchte 1, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s2, BS5
jBv-Cv	20	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkornggefüge, Feuchte 2, Ld 2, carbonatfrei0, s1, BS5
jilC	100	mS, h1, ohne Wurzeln, Einzelkornggefüge, Feuchte 2, Ld 2, c0, s1, BS5 (Aufspühlrohr am linken Bildrand)

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
13.1.10	10	0,06	0,03	5,6	95,2	2,5	2,3	mSfs	n.a.
13.1.30	30	0,04	0,03	6,4	96,4	1,3	2,3	mSfs	n.a.
13.1.50	50	0,07	0,04	6,7	95,1	2,4	2,5	mSfs	n.a.
13.1.70	70	0,05	0,03	6,7	96,7	1,5	1,9	mSfs	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
13.1.10	1,3	0,3	0,0	0,2	3,0	100	0,4	0,3
13.1.30	1,5	0,2	0,0	0,1	2,1	100	0,2	0,2
13.1.50	1,7	0,1	0,0	0,1	2,0	100	0,2	0,3
13.1.70	1,4	0,1	0,0	0,1	1,6	100	0,2	0,7

Profil	13.2	Standort	Pagensand (Ost)
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3534779	Hochwert:	5950974
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	10	Ut4, h4, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.4, a1, BS5
tbzeGro	30	Su3, h3, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
13.2.10	10	1,5	0,9	7,3	11,5	69,1	19,4	Ut4	2,8
13.2.30	30	1,1	0,6	7,2	54,3	39,8	5,9	Su3	2,2
13.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
13.2.10	18,8	1,5	0,6	0,3	21,2	100	4,5	7,3
13.2.30	8,4	0,8	0,3	0,1	9,6	100	2,6	6,0
13.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	14.1	Standort	Pagensand (West)
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3533790	Hochwert:	5951720
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordwest
Nutzung:	Grünlandbrache		
Vegetation:	Wiese mit Ruderalgesellschaften		
Substrat:	Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeAh	10	SI3, h3, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c2, s0, BS5
tbzeGo	50	Ls3, h4, mittel durchwurzelt, Sub-/ Polyedergefüge, Feuchte 2 – 3, Ld 2, c3.2, s0, BS5
tbzeGr	80	Tu3, h3, ohne Wurzeln, Rissgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH -	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
14.1.10	10	0,2	0,1	7,1	68,2	20,2	11,6	SI3	n.a.
14.1.30	30	0,2	0,1	7,1	69,2	20,9	9,9	SI2	n.a.
14.1.50	50	0,3	0,2	6,8	25,0	48,8	26,2	Lt2	n.a.
14.1.70	70	0,3	0,2	7,2	10,1	51,9	38,0	Tu3	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
14.1.10	12,1	0,8	0,2	0,1	13,1	100	3,0	1,7
14.1.30	9,7	0,7	0,3	0,1	10,7	100	2,0	2,3
14.1.50	28,3	1,0	0,6	0,1	32,0	100	6,9	1,3
14.1.70	0,3	3,9	0,8	0,2	30,5	100	7,8	2,4

Profil	15.1	Standort	Asseler Sand
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3531122	Hochwert:	5951560
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Grünland		
Vegetation:	Wiese		
Substrat:	schluffig-sandige und lehmig-sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackkalkmarsch MCb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbeAh	10	Su4, h3, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbeGo	50	Su4, h2, mittel durchwurzelt, Sub-/ Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.4, a1, BS5
tbeGor	120 *	SI3, h1, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbeGr	130 *	SI3, h1, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3

* mit Bohrstange erbohrt

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH -	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
15.1.10	10	0,2	0,1	7,2	51,3	43,4	5,3	Su4	2,7
15.1.30	30	0,1	0,1	7,3	57,7	35,5	6,9	Su3	3,7
15.1.50	50	0,2	0,1	7,2	50,1	41,6	8,3	Su4	3,7
15.1.70	70	0,2	0,1	7,2	66,1	24,4	9,5	SI3	3,8

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
15.1.10	10,2	0,8	0,1	0,1	11,2	100	2,7	4,6
15.1.30	9,8	0,6	0,3	0,1	10,8	100	1,5	8,0
15.1.50	11,4	0,7	0,4	0,1	12,5	100	1,4	7,6
15.1.70	10,2	0,7	0,3	0,1	11,2	100	1,6	6,2

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	15.2	Standort	Asseler Sand
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3531140	Hochwert:	5951550
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	lehmig-sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	5	SI3, h2, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeGr	60	SI4, h2, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
15.2.10	10	1,1	0,6	7,2	70,0	20,7	9,3	SI3	3,6
15.2.30	30	0,5	0,3	7,2	63,6	22,4	14,0	SI4	2,4
15.2.50	50	0,5	0,3	7,3	56,3	29,6	14,2	SI4	2,2

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
15.2.10	7,9	0,5	0,4	0,1	8,9	100	1,9	3,7
15.2.30	8,2	0,6	0,4	0,2	9,3	100	0,8	3,5
15.2.50	11,0	0,9	0,4	0,2	12,5	100	1,5	4,3

Profil	15.3	Standort	Asseler Sand
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3531177	Hochwert:	5951570
Neigung:	2 – 3,5 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	sandig-schluffige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Schlickwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	3	Su4, h2, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeFr	50	Uls, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.4, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
15.3.10	10	0,9	0,5	7,2	49,6	42,6	7,8	Su4	2,9
15.3.30	30	1,1	0,6	7,1	39,3	51,7	9,0	Uls	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
15.3.10	8,9	1,0	0,4	0,1	10,4	100	1,6	6,0
15.3.30	20,3	2,6	1,4	0,3	24,5	100	3,2	7,2

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	16.1	Standort	Bielenberger Wäldchen	
Lage:	oberhalb mThw			
Rechtswert:	3528564	Hochwert:	5957945	
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	West	
Nutzung:	Grünlandbrache			
Vegetation:	Wiese			
Substrat:	Umgelagertes, natürliches Substrat (Klei?)			
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb			

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
jtbzAh	10	Lt2, h4, stark durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s0, BS5
jtbzeGro	50	Slu, h3, schwach durchwurzelt, Rissgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
jtbzeGr	100	Lu, h2, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
16.1.10	10	0,4	0,3	7,0	24,4	47,4	28,2	Lt2	4,7
16.1.30	30	1,3	0,8	7,3	25,0	54,9	20,1	Lu	6,0
16.1.50	50	1,8	1,1	7,3	41,5	43,4	15,0	Slu	3,6
16.1.70	70	0,8	0,5	7,1	15,8	57,0	27,2	Lu	5,8

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
16.1.10	1,8	2,6	0,1	0,2	4,7	100	4,8	n.a.
16.1.30	1,5	2,3	0,2	0,1	4,1	100	2,9	3,0
16.1.50	12,0	2,5	0,2	0,1	14,7	100	2,4	5,8
16.1.70	21,3	6,4	0,4	0,3	28,3	100	2,9	3,2

Profil	16.2	Standort	Bielenberger Wäldchen	
Lage:	Bereich mThw			
Rechtswert:	3528429	Hochwert:	5957866	
Neigung:	9 – < 12 %	Exposition:	West	
Nutzung:	Feuchtes Ödland			
Vegetation:	Röhrichtvegetation			
Substrat:	sandige Fluss- und Wattablagerungen			
Bodentyp:	Flussrohmarsch MRf			

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tpGo-Ah	10	mS, sehr schwach humos, stark durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, carbonatfrei, Fe-Oxide, reduzierte Eisenverbindungen
tpGo	20	mS, sehr schwach humos, mittel durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, carbonatfrei, Fe-Oxide, reduzierte Eisenverbindungen
tpGor	40	mS, sehr schwach humos, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, carbonatfrei, Fe-Oxide, Bleichflecken
tpzGr	70	mS, humusfrei, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, carbonatfrei, Bleichflecken, reduzierte Eisenverbindungen

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
16.2.10	10	0,03	0,01	6,7	97,4	1,6	1,2	mS	1,4
16.2.30	30	0,1	0,02	4,1	99,2	3,0	0,8	mS	0,7
16.2.50	50	0,2	0,04	3,5	98,3	6,2	0,0	mS	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
16.2.10	1,5	0,2	0,1	0,0	1,7	100	0,5	n.a.
16.2.30	0,4	0,1	0,0	0,0	3,1	48	0,1	n.a.
16.2.50	0,2	0,1	0,0	0,0	1,4	32	0,2	n.a.

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	16.3	Standort	Bielenberger Wäldchen
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3528396	Hochwert:	5957879
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	West
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Flusswatt IWf (Sandwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbFo	10	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 4, Ld 2, c0, s0, BS5
tbFr	20	mS, h1, Einzelkorngefüge, Feuchte 5, Ld 2, c0, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
16.3.10	10	0,03	0,01	6,8	98,7	1,3	0,0	Su4	1,3
16.3.30	30	0,08	0,02	6,9	97,7	1,4	0,0	Uls	n.a.

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
16.3.10	1,0	0,1	0,0	0,0	1,2	100	0,1	n.a.
16.3.30	1,0	0,1	0,1	0,0	1,2	100	0,2	n.a.

Profil	18.1	Standort	Hollerwettern
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3524817	Hochwert:	5966980
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	sandig-lehmige Fluss- und Wattablagerungen mit anthropogenen Beimengungen im Unterboden (Ziegel)		

Bodentyp:	Brackkalkmarsch MCB		
Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten	
tbAh	15	Ls2, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s1, BS5	
tbeyGo	100	Ls2, h2, schwach durchwurzelt, Polyederggefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, Ziegel in 30 – 50 cm, c3.2, a1, BS5	

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
18.1.10	10	0,2	0,1	6,2	40,6	42,4	17,0	Ls2	n.a.
18.1.30	30	0,2	0,1	7,3	37,0	45,7	17,3	Ls2	4,6
18.1.50	50	0,2	0,1	7,4	33,7	46,7	19,5	Ls2	5,3
18.1.70	70	0,2	0,1	7,3	31,8	47,4	20,8	Ls2	6,4

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
18.1.10	14,6	3,5	0,1	0,4	21,5	100	5,1	n.a.
18.1.30	13,0	1,5	0,1	0,3	14,8	100	1,8	3,0
18.1.50	14,6	1,3	0,1	0,3	16,2	100	1,6	3,0
18.1.70	15,8	1,3	0,1	0,4	17,5	100	1,8	2,5

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	18.2	Standort	Hollerwettern
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3524819	Hochwert:	5966935
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	lehmig-sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzAh	20	Sl3, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s0, BS5
tbGo	40	Ss, h1, schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c0, s0, BS5
tbGr	60	Ss, h1, sehr schwach durchwurzelt, Einzelkorngefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
18.2.10	10	0,3	0,2	7,1	54,3	35,3	10,4	Sl3	n.a.
18.2.30	30	0,06	0,03	6,9	94,2	4,4	1,4	fSms	1,7
18.2.50	50	0,08	0,04	6,8	96,1	2,6	1,4	mSfs	2,0

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
18.2.10	21,9	1,7	0,2	0,2	24,0	100	6,9	n.a.
18.2.30	2,5	0,3	0,1	0,1	2,8	100	0,5	n.a.
18.2.50	1,9	0,3	0,0	0,1	2,4	100	0,4	n.a.

Profil	18.3	Standort	Hollerwettern
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	5966542	Hochwert:	3524885
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Südwest
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	10	Sl2, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeFr	40	Sl3, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
18.3.10	10	0,6	0,4	7,4	73,5	21,2	5,4	Sl2	n.a.
18.3.30	30	0,8	0,5	7,1	56,2	32,2	11,6	Sl3	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
18.3.10	4,4	0,6	0,2	0,1	5,2	100	0,8	3,4
18.3.30	9,5	2,0	0,1	0,3	11,8	100	2,5	4,1

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	19.1	Standort	Nordkehdingen II
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3518040	Hochwert:	5969608
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	schluffig-sandige Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeAh	15	Uu, h3, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	80	Su4, h2, schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 2, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGro	100	Su4, h2, sehr schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
19.1.10	10	0,2	0,1	7,6	3,6	95,4	1,0	Uu	4,4
19.1.30	30	0,3	0,2	7,3	32,3	61,1	6,6	Us	5,1
19.1.50	50	0,3	0,2	7,4	45,3	47,5	7,2	Su4	5,4
19.1.70	70	0,3	0,2	7,6	48,0	44,4	7,6	Su4	5,0

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
19.1.10	10,1	1,4	0,8	0,1	12,4	100	2,6	6,6
19.1.30	9,2	1,3	0,6	0,1	11,1	100	1,9	5,4
19.1.50	9,8	1,6	0,6	0,1	12,1	100	2,3	5,6
19.1.70	7,5	1,3	0,5	0,1	9,4	100	1,2	5,5

Profil	19.2	Standort	Nordkehdingen II
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3518058	Hochwert:	5969629
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordost
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbe Ah-Go	20	Su4, h2, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	70	Ut2, h3, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGro	90	Slu, h1, sehr schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.4

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
19.2.10	10	0,1	0,1	7,4	46,3	49,6	4,1	Su4	3,1
19.2.30	30	0,3	0,2	7,5	30,1	65,0	4,9	Us	4,4
19.2.50	50	0,5	0,3	7,5	15,9	73,3	10,8	Ut2	8,1

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
19.2.10	1,6	1,2	0,1	0,1	3,0	100	1,7	6,1
19.2.30	2,2	1,2	0,2	0,1	3,7	100	2,6	6,7
19.2.50	3,6	2,5	0,3	0,1	6,5	100	3,6	7,8

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	19.3	Standort	Nordkehdingen II	
Lage:	unterhalb mThw			
Rechtswert:	3518114	Hochwert:	5969631	
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Nordost	
Nutzung:	Feuchthfläche			
Vegetation:	Ohne Vegetation			
Substrat:	schluffig-sandige Fluss- und Wattablagerungen			
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Sandwatt)			

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	5	fS, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeFr1	10	fS, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeFr2	30	Su2, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _a g kg ⁻¹
19.3.10	10	0,4	0,2	7,5	91,2	7,4	1,4	fS	0,5
19.3.30	30	0,5	0,3	7,5	81,0	14,8	4,2	Su2	0,7

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
19.3.10	0,5	0,5	0,1	0,0	1,1	100	0,3	3,7
19.3.30	0,7	0,9	0,2	0,0	1,9	100	0,6	4,5

Profil	20.1	Standort	St. Magarethen	
Lage:	oberhalb mThw			
Rechtswert:	3516699	Hochwert:	5972526	
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Süd	
Nutzung:	Grünland/ Weide			
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft			
Substrat:	Fluss- und Wattablagerungen			
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb			

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	20	Lu, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	60	Ls3, h1, ohne Wurzeln, Feuchte 3-4, Ld 1, 40 % Muschelschalen, c5, a1, BS5
tbzeGor	80	Ls2, h1, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.4, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
20.1.10	10	0,9	0,4	7,3	14,9	56,5	28,6	Lu	4,6
20.1.30	30	0,6	0,3	7,6	40,8	39,0	20,2	Ls3	2,6
20.1.50	50	0,5	0,3	7,6	59,0	26,4	14,6	Sl4	2,0
20.1.70	70	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
20.1.10	22,0	5,1	2,2	0,5	29,7	100	6,6	4,7
20.1.30	9,3	2,0	1,2	0,3	12,7	100	1,0	37,3
20.1.50	6,8	1,2	1,1	0,2	9,4	100	1,1	43,5
20.1.70	-	-	-	-	-	-	-	-

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	20.2	Standort	St. Magarethen
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3516652	Hochwert:	5972319
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Süd
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	Fluss- und Wattablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	30	Slu, h3, stark durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 2, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzGro	80	Sl2, h3, stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c0, s0, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
20.2.10	10	0,5	0,3	7,4	30,0	55,8	14,3	Uls	3,8
20.2.30	30	0,3	0,2	7,1	60,2	28,5	8,3	Sl3	3,9
20.2.50	50	0,2	0,1	7,0	74,2	20,3	5,5	Sl2	2,9

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
20.2.10	13,8	2,5	1,3	0,3	17,8	100	3,5	5,6
20.2.30	6,3	1,4	0,5	0,2	8,3	100	2,0	n.a.
20.2.50	3,2	0,9	0,3	0,2	4,5	100	3,8	n.a.

Profil	21.1	Standort	Nordkehdingen I
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3505251	Hochwert:	5969737
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordwest
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeAh	10	Su3, h3, mittel durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.2, a1, BS5
tbzeGo	60	Su3, h2, schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.2, a1, BS5
tbzeGor	80	Su3, h2, sehr schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGr	100	Su3, h1, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
21.1.10	10	0,3	0,2	7,3	67,3	28,7	5,2	Su3	3,1
21.1.30	30	0,4	0,2	7,4	62,6	32,9	4,8	Su3	1,4
21.1.50	50	0,2	0,1	7,5	61,4	32,7	5,9	Su3	3,3
21.1.70	70	0,2	0,1	7,5	57,7	38,2	4,1	Su3	2,5

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
21.1.10	7,1	0,9	0,8	0,1	8,8	100	2,1	3,1
21.1.30	7,8	1,3	0,5	0,1	9,6	100	1,7	4,0
21.1.50	4,9	1,0	0,4	0,1	6,3	100	1,1	3,2
21.1.70	4,1	0,7	0,6	0,1	5,3	100	0,8	4,0

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	21.2	Standort	Nordkehdingen I
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3505230	Hochwert:	5969798
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nordwest
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Ah-Go	15	Su3, h3, sehr stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.2, a1, BS5
tbze Gor	30	Su3, h3, sehr stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.2

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
21.2.10	10	0,9	0,5	7,4	67,0	25,6	7,9	Su3	3,7
21.2.30	30	-	-	-	-	-	-	-	-
21.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
21.2.10	5,2	2,0	2,1	0,5	9,7	100	2,4	3,4
21.2.30	-	-	-	-	-	-	-	-
21.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	21.3	Standort	Nordkehdingen I
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3505173	Hochwert:	5969824
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Nordwest
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	10	fS, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.4, a1, BS5
tbzeFr	40	fS, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
21.3.10	10	4,3	1,9	7,6	37,0	47,4	15,6	Slu	6,2
21.3.30	30	1,4	0,9	7,5	81,1	14,4	4,6	Su2	2,6

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
21.3.10	10,3	6,3	6,7	6,3	24,0	100	3,1	7,3
21.3.30	3,6	1,7	2,4	1,7	8,0	100	0,7	4,6

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	22.1	Standort	Neufelder Watt
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3502744	Hochwert:	5974529
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Süd
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeAh	10	Tu3, h4, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	50	Tu3, h3, schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, a1, BS5
tbzeGor	80	Lu, h3, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge/ Rissgefüge, Feuchte 3, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c3.3, a1, BS5
tbzeGr	100	Lu, h2, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
22.1.10	10	0,5	0,3	7,3	4,0	60,0	36,0	Tu3	4,5
22.1.30	30	0,7	0,4	7,5	8,9	59,1	31,9	Tu3	6,0
22.1.50	50	0,8	0,5	7,7	13,1	57,5	29,4	Lu	5,7
22.1.70	70	0,8	0,5	7,5	24,1	51,5	23,4	Lu	4,1

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
22.1.10	19,9	7,9	0,4	0,8	28,9	100	5,4	6,4
22.1.30	15,6	8,6	0,6	0,9	25,6	100	4,6	4,1
22.1.50	12,4	7,2	0,6	0,8	21,0	100	3,3	5,0
22.1.70	9,9	5,6	0,5	0,7	16,7	100	2,6	4,8

Profil	22.2	Standort	Neufelder Watt
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3502819	Hochwert:	5974254
Neigung:	2 – < 3,5 %	Exposition:	Süd
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	sandig-schluffige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeGo-Ah	15	Uls, h3, mittel durchwurzelt, Rissgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.4, a1, BS5
tbzeGor	40	Uls, h3, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.4, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
22.2.10	10	1,5	0,8	7,5	25,3	57,9	16,9	Uls	3,5
22.2.30	30	2,6	1,6	7,5	25,8	60,5	13,7	Uls	3,5
22.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
22.2.10	12,2	3,9	0,5	0,5	17,1	100	2,7	7,9
22.2.30	8,5	4,1	0,6	0,7	13,9	100	2,4	7,6
22.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	22.3	Standort	Neufelder Watt
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3502769	Hochwert:	5974122
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Süd
Nutzung:	Feuchthfläche		
Vegetation:	Quellerwiese		
Substrat:	schluffig-lehmige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Schlickwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	10	Lu, h3, mittel – schwach durchwurzelt, Rissgefüge, Feuchte 3, Ld 1, c3.4, a1, BS5
tbzeFro	20	Lu, h3, schwach durchwurzelt, Rissgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.4, a1, BS5
tbzeFr	40	Lu, h3, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.4, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
22.3.10	10	1,7	1,0	7,4	15,7	63,9	20,4	Lu	4,4
22.3.30	30	3,4	2,1	7,4	17,0	64,4	18,6	Lu	n.a.

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
22.3.10	14,3	4,6	0,6	0,6	20,0	100	3,2	7,7
22.3.30	10,0	5,8	0,6	0,9	17,3	100	3,0	8,1

Profil	23.1	Standort	Belumer Außendeich
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3497188	Hochwert:	5967194
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeAh	10	Su3, h3, stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeGo1	70	Slu, h2, sehr schwach durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.2, a1, BS5
tbzeGo2	110	Slu, h1, ohne Wurzeln, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
23.1.10	10	0,3	0,2	7,4	53,6	39,0	7,4	Su3	4,2
23.1.30	30	0,6	0,3	7,2	39,7	48,3	12,0	Slu	7,8
23.1.50	50	0,6	0,3	7,4	46,3	43,4	10,2	Slu	5,2
23.1.70	70	0,5	0,3	7,5	43,8	46,1	10,1	Slu	4,1

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹							
23.1.10	8,6	1,4	1,3	0,2	11,5	100	2,7	3,6
23.1.30	12,4	3,7	1,8	0,4	18,3	100	3,5	2,1
23.1.50	7,2	2,3	1,1	0,3	11,0	100	1,3	4,4
23.1.70	5,5	2,3	1,5	0,4	9,7	100	0,7	5,3

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	23.2	Standort	Belumer Außendeich
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3497203	Hochwert:	5967333
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	lehmig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Go-Ah	5	SI3, h3, sehr stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeGo	15	SI3, h2, sehr stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 3, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeGr	40	Su3, h1, mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
23.2.10	10	2,3	1,2	7,6	51,6	39,1	9,4	SI3	6,7
23.2.30	30	1,8	0,9	7,4	65,7	30,1	4,2	Su3	0,7
23.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
23.2.10	8,2	4,2	1,6	0,2	14,2	100	3,8	4,8
23.2.30	3,1	1,8	0,8	0,1	5,8	100	1,4	4,2
23.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	23.3	Standort	Belumer Außendeich
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3497182	Hochwert:	5967384
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	3	Su3, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeFr1	10	Su3, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeFr2	40	Su3, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
23.3.10	10	2,6	1,4	7,4	63,2	29,0	7,8	Su3	1,3
23.3.30	30	2,1	1,1	7,6	53,0	37,8	9,1	SI3	1,9

Probe	Ca cmol _c kg ⁻¹	Mg cmol _c kg ⁻¹	Na cmol _c kg ⁻¹	K cmol _c kg ⁻¹	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
23.3.10	4,0	3,9	1,3	0,2	9,4	100	2,2	4,0
23.3.30	3,9	4,0	1,1	0,2	9,2	100	3,6	5,6

Anlage 1 A: Profilbeschreibungen und bodenchemische Kennwert

Profil	24.1	Standort	Otterndorf
Lage:	oberhalb mThw		
Rechtswert:	3493464	Hochwert:	5966349
Neigung:	1 – < 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Grünland/ Weide		
Vegetation:	Dauergrünlandpflanzengesellschaft		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbz Go-Ah	20	Su3, h3, stark – sehr stark durchwurzelt, Krümelgefüge, Feuchte 2, Ld 2, belebte Regenwurmgänge, c2, s0, BS5
tbzeGo	100	Slu, h2, sehr schwach – nicht durchwurzelt, Polyedergefüge, Feuchte 3, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeGr	110	Slu, h1, ohne Wurzeln, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.4

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
24.1.10	10	0,2	0,1	6,7	74,9	19,2	5,9	Sl2	1,6
24.1.30	30	0,4	0,2	7,4	41,6	52,1	6,3	Us	1,6
24.1.50	50	0,3	0,2	7,5	47,6	42,5	10,0	Slu	4,9
24.1.70	70	0,3	0,2	7,5	59,8	34,3	5,9	Su3	3,1

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
24.1.10	5,8	2,5	1,0	0,1	9,4	100	3,2	0,7
24.1.30	6,0	2,2	0,8	0,1	9,1	100	1,4	2,5
24.1.50	6,4	2,2	1,2	0,1	9,9	100	1,0	2,9
24.1.70	3,3	1,0	1,3	0,1	5,8	100	0,2	4,9

Profil	24.2	Standort	Otterndorf
Lage:	Bereich mThw		
Rechtswert:	3493506	Hochwert:	5966340
Neigung:	3,5 – < 5 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtes Ödland		
Vegetation:	Röhrichtvegetation		
Substrat:	sandig-lehmige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackrohmarsch MRb		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbze Ah-Go	10	Ls3, h4, stark durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 1, c3.3, a1, BS5
tbzeGro	20	Ls3, h3 mittel durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.3
tbzeGor	40	Ls3, h3, schwach durchwurzelt, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 1, c3.4

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5}	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
24.2.10	10	1,9	1,1	7,4	32,5	43,7	23,8	Ls2	6,9
24.2.30	30	-	-	-	-	-	-	-	-
24.2.50	50	-	-	-	-	-	-	-	-

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS %	Humus g 100 g ⁻¹	CaCO ₃ g 100 g ⁻¹
	cmol _c kg ⁻¹							
24.2.10	15,0	6,2	1,7	0,2	23,2	100	5,7	5,4
24.2.30	-	-	-	-	-	-	-	-
24.2.50	-	-	-	-	-	-	-	-

Profil	24.3	Standort	Otterndorf
Lage:	unterhalb mThw		
Rechtswert:	3493474	Hochwert:	5966541
Neigung:	1 – 2 %	Exposition:	Nord
Nutzung:	Feuchtfläche		
Vegetation:	Ohne Vegetation		
Substrat:	schluffig-sandige Watt- und Flussablagerungen		
Bodentyp:	Brackwatt IWb (Mischwatt)		

Horizonte	Untergrenze [cm]	Profilaufnahmedaten
tbzeFo	3	Sl3, h3, Kohärentgefüge, Feuchte 5, Ld 2, c3.3, a1, BS5
tbzeFr	50	Su2, h1, Kohärentgefüge, Feuchte 4, Ld 2, c3.3, a1, BS5

Probe	Tiefe cm	EC _{1:2,5} mS cm ⁻¹	EC _{1:5} mS cm ⁻¹	pH	Sand g 100 g ⁻¹	Schluff g 100 g ⁻¹	Ton g 100 g ⁻¹	Bodenart	Fe _d g kg ⁻¹
24.3.10	10	2,5	1,4	7,5	61,2	29,2	9,7	Sl3	2,4
24.3.30	30	1,4	0,8	7,5	84,7	11,3	4,0	Su2	1,2

Probe	Ca	Mg	Na	K	KAK _{pot}	BS	Humus	CaCO ₃
	cmol _c kg ⁻¹					%	g 100 g ⁻¹	
24.3.10	3,9	3,3	1,5	0,2	8,8	100	1,1	5,5
24.3.30	2,2	1,5	0,8	0,1	4,6	100	0,4	4,2

Anlage 1 B: Profilbilder ausgewählter Bodenprofile



Profil 1.1 Gley-Paternia



Profil 2.2 Flussrohmarsch



Profil 2.3 Nasstrand



Profil 3.1 Auengley



Profil 3.3 Nasstrand



Profil 4.1 Normgley



Profil 4.2 Normgley



Profil 4.3 Flusswatt



Profil 5.1 Brackkalkmarsch



Profil 6.1 Braunerde-Regosol



Profil 6.2 Flussstrand



Profil 7.2 Gley-Regosol



Profil 8.1 Brackrohmarsch



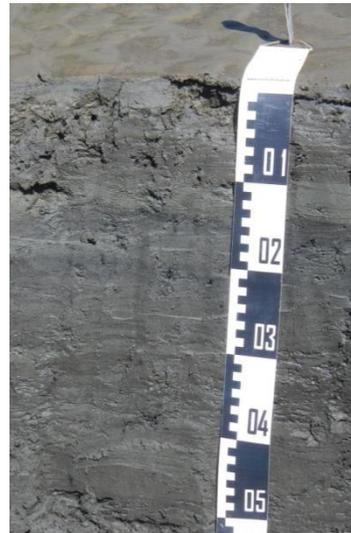
Profil 8.2 Brackrohmarsch



Profil 10.1 Normregosol



Profil 11.1 Brackrohmarsch



Profil 12.3 Brackwatt



Profil 14.1 Brackrohmarsch



Profil 15.1 Brackkalkmarsch



Profil 16.2 Flussrohmarsch



Profil 16.3 Flusswatt



Profil 18.2 Brackrohmarsch



Profil 19.2 Brackrohmarsch



Profil 19.3 Brackwatt



Profil 20.1 Brackrohmarsch



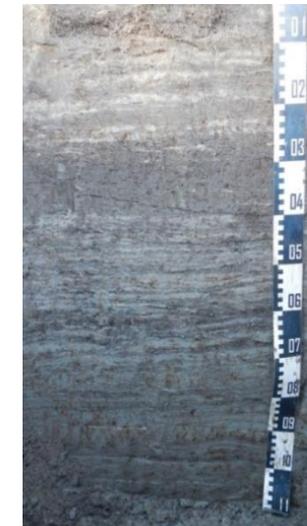
Profil 20.2 Brackrohmarsch



Profil 22.1 Brackrohmarsch



Profil 22.3 Brackwatt



Profil 23.1 Brackrohmarsch

Anlage 2: Multiple Kontrasttests

Angegeben sind die mittleren Differenzen der mittleren z-Werte (MDM) mit Standardfehler (SE) und p-Wert für die entsprechenden Vergleiche in Kapitel 5.5.1 und 5.5.2.

Tab. A 2-1: Mittelwertsvergleiche der Profillagen bei gegebener Tiefe und Entwässerung

<i>Vergleich</i>	<i>MDM</i>	<i>SE</i>	<i>p-Wert</i>
> mThw — = mThw, 10 cm, 0 kPa	-1,38	1,04	0,840
> mThw — < mThw, 10 cm, 0 kPa	-4,55	1,12	<0,001
= mThw — < mThw, 10 cm, 0 kPa	-3,17	1,14	0,066
> mThw — = mThw, 10 cm, 6 kPa	-0,48	1,07	1,000
> mThw — < mThw, 10 cm, 6 kPa	-2,82	1,13	0,131
= mThw — < mThw, 10 cm, 6 kPa	-2,34	1,17	0,366
> mThw — = mThw, 30 cm, 0 kPa	-2,11	1,06	0,374
> mThw — < mThw, 30 cm, 0 kPa	-4,18	1,13	<0,001
= mThw — < mThw, 30 cm, 0 kPa	-2,07	1,17	0,531
> mThw — = mThw, 30 cm, 6 kPa	-1,71	1,06	0,641
> mThw — < mThw, 30 cm, 6 kPa	-2,82	1,14	0,141
= mThw — < mThw, 30 cm, 6 kPa	-1,11	1,18	0,977
> mThw — = mThw, 50 cm, 0 kPa	0,98	1,10	0,985
> mThw — < mThw, 50 cm, 6 kPa	-0,48	1,10	1,000

Tab. A 2-2: Mittelwertsvergleiche der Beprobungstiefen bei gegebener Profillage und Entwässerung

<i>Vergleich</i>	<i>MDM</i>	<i>SE</i>	<i>p-Wert</i>
> mThw, 0 kPa, 10 cm — 30 cm	-0,41	0,30	0,982
> mThw, 0 kPa, 10 cm — 50 cm	-2,26	0,35	<0,001
> mThw, 0 kPa, 10 cm — 70 cm	-2,73	0,35	<0,001
> mThw, 0 kPa, 30 cm — 50 cm	-1,84	0,35	<0,001
> mThw, 0 kPa, 30 cm — 70 cm	-2,31	0,34	<0,001
> mThw, 0 kPa, 50 cm — 70 cm	-0,47	0,37	0,991
> mThw, 6 kPa, 10 cm — 30 cm	-0,64	0,27	0,339
> mThw, 6 kPa, 10 cm — 50 cm	-1,57	0,37	<0,001
> mThw, 6 kPa, 10 cm — 70 cm	-2,14	0,36	<0,001
> mThw, 6 kPa, 30 cm — 50 cm	-0,93	0,36	0,238
> mThw, 6 kPa, 30 cm — 70 cm	-1,49	0,34	<0,001

Fortsetzung Tab. A 2-2

<i>Vergleich</i>	<i>MDM</i>	<i>SE</i>	<i>p-Wert</i>
> mThw, 6 kPa, 50 cm — 70 cm	-0,57	0,40	0,972
> mThw, 15 kPa, 10 cm — 30 cm	2,43	0,62	0,003
> mThw, 15 kPa, 10 cm — 50 cm	1,94	0,61	0,036
> mThw, 15 kPa, 10 cm — 70 cm	2,82	0,83	0,018
> mThw, 15 kPa, 30 cm — 50 cm	-0,49	0,56	0,999
> mThw, 15 kPa, 30 cm — 70 cm	0,39	0,83	1,000
> mThw, 15 kPa, 50 cm — 70 cm	0,88	0,82	0,998
= mThw, 0 kPa, 10 cm — 30 cm	-1,15	0,37	0,050
= mThw, 0 kPa, 10 cm — 50 cm	0,09	0,48	1,000
= mThw, 0 kPa, 30 cm — 50 cm	1,25	0,50	0,280
= mThw, 6 kPa, 10 cm — 30 cm	-1,87	0,41	<0,001
= mThw, 6 kPa, 10 cm — 50 cm	-1,56	0,50	0,050
= mThw, 6 kPa, 30 cm — 50 cm	0,31	0,45	1,000
< mThw, 0 kPa, 10 cm — 30 cm	-0,05	0,38	1,000
< mThw, 6 kPa, 10 cm — 30 cm	-0,65	0,42	0,948

Tab. A 2-3: Mittelwertsvergleiche der Matrixpotentiale bei gegebener Bodenart und Tiefe

<i>Vergleich</i>	<i>MDM</i>	<i>SE</i>	<i>p-Wert</i>
Reinsande, 10 cm, 6 kPa — 0 kPa	-1,87	0,43	<0,001
Reinsande, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	0,76	0,50	0,998
Reinsande, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	2,63	0,46	<0,001
Reinsande, 30 cm, 6 kPa — 0 kPa	-2,93	0,38	<0,001
Reinsande, 30 cm, 15 kPa — 0 kPa	0,31	0,45	1,000
Reinsande, 30 cm, 15 kPa — 6 kPa	3,24	0,41	<0,001
Reinsande, 50 cm, 6 kPa — 0 kPa	-1,60	0,49	0,059
Reinsande, 50 cm, 15 kPa — 0 kPa	1,13	0,51	0,736
Reinsande, 50 cm, 15 kPa — 6 kPa	2,73	0,46	<0,001
Reinsande, 70 cm, 6 kPa — 0 kPa	0,15	0,87	1,000
Reinsande, 70 cm, 15 kPa — 0 kPa	1,73	0,84	0,862
Reinsande, 70 cm, 15 kPa — 6 kPa	1,58	0,51	0,095
Sande, 10 cm, 6 kPa — 0 kPa	-0,07	0,28	1,000
Sande, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	-44,57	0,92	<0,001
Sande, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	-44,50	0,94	<0,001

Fortsetzung Tab. A 2-3

Vergleich	MDM	SE	p-Wert
Sande, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	-44,57	0,92	<0,001
Sande, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	-44,50	0,94	<0,001
Sande, 30 cm, 6 kPa — 0 kPa	-0,49	0,34	0,999
Sande, 30 cm, 15 kPa — 0 kPa	-43,80	1,53	<0,001
Sande, 30 cm, 15 kPa — 6 kPa	-43,31	1,54	<0,001
Sande, 50 cm, 6 kPa — 0 kPa	0,77	0,64	0,100
Sande, 50 cm, 15 kPa — 0 kPa	-47,76	1,60	<0,001
Sande, 50 cm, 15 kPa — 6 kPa	-48,53	1,67	<0,001
Sande, 70 cm, 6 kPa — 0 kPa	-0,44	0,61	0,947
Sande, 70 cm, 15 kPa — 0 kPa	-46,81	0,91	<0,001
Sande, 70 cm, 15 kPa — 6 kPa	-46,37	1,03	<0,001
Lehme, 10 cm, 6 kPa — 0 kPa	-1,64	1,13	0,999
Lehme, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	-43,20	1,06	<0,001
Lehme, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	-41,55	1,22	<0,001
Lehme, 30 cm, 6 kPa — 0 kPa	1,17	0,83	1,000
Lehme, 30 cm, 15 kPa — 0 kPa	-48,16	0,98	<0,001
Lehme, 30 cm, 15 kPa — 6 kPa	-49,34	0,99	<0,001
Lehme, 50 cm, 6 kPa — 0 kPa	2,53	0,67	0,008
Lehme, 50 cm, 15 kPa — 0 kPa	-48,14	0,72	<0,001
Lehme, 50 cm, 15 kPa — 6 kPa	-50,67	0,77	<0,001
Lehme, 70 cm, 6 kPa — 0 kPa	1,56	1,43	1,000
Lehme, 70 cm, 15 kPa — 0 kPa	-48,35	1,21	<0,001
Lehme, 70 cm, 15 kPa — 6 kPa	-49,91	1,36	<0,001
Schluffe, 10 cm, 6 kPa — 0 kPa	-0,99	0,53	0,947
Schluffe, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	-43,96	0,61	<0,001
Schluffe, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	-42,97	0,79	<0,001
Schluffe, 30 cm, 6 kPa — 0 kPa	2,21	0,39	<0,001
Schluffe, 30 cm, 15 kPa — 0 kPa	-47,17	1,41	<0,001
Schluffe, 30 cm, 15 kPa — 6 kPa	-49,38	1,40	<0,001
Schluffe, 50 cm, 6 kPa — 0 kPa	-2,66	0,92	0,180
Schluffe, 50 cm, 15 kPa — 0 kPa	6,10	1,10	<0,001
Schluffe, 50 cm, 15 kPa — 6 kPa	8,76	1,14	<0,001

Fortsetzung Tab. A 2-3

<i>Vergleich</i>	<i>MDM</i>	<i>SE</i>	<i>p-Wert</i>
Schluffe, 70 cm, 6 kPa — 0 kPa	-1,05	0,88	1,000
Schluffe, 70 cm, 15 kPa — 0 kPa	3,67	1,06	0,031
Schluffe, 70 cm, 15 kPa — 6 kPa	4,71	1,04	<0,001
Tone, 10 cm, 6 kPa — 0 kPa	0,48	3,12	1,000
Tone, 10 cm, 15 kPa — 0 kPa	-19,21	3,05	<0,001
Tone, 10 cm, 15 kPa — 6 kPa	-19,69	1,93	<0,001
Tone, 30 cm, 6 kPa — 0 kPa	-31,11	2,02	<0,001
Tone, 30 cm, 15 kPa — 0 kPa	-48,97	1,25	<0,001
Tone, 30 cm, 15 kPa — 6 kPa	-17,86	1,70	<0,001
Tone, 50 cm, 6 kPa — 0 kPa	-3,75	4,29	1,000
Tone, 50 cm, 15 kPa — 0 kPa	-47,01	1,28	<0,001
Tone, 50 cm, 15 kPa — 6 kPa	-43,25	4,18	<0,001
Tone, 70 cm, 6 kPa — 0 kPa	2,84	1,04	0,278
Tone, 70 cm, 15 kPa — 0 kPa	-47,62	2,92	<0,001
Tone, 70 cm, 15 kPa — 6 kPa	-50,46	2,91	<0,001

Schriftenreihe des Instituts

- Band 83** **Ruirui Chen (2009):** A study on apparent added nitrogen interactions and priming effects of soil organic matter using stable isotopes
- Band 84** **Alexander Zink (2009):** Bodenstabilität und Auswirkungen dynamischer Lasteinträge auf physikalische Eigenschaften von Ackerböden unter konservierender und konventioneller Bodenbearbeitung
- Band 85** **Hans-Peter Blume & Rainer Horn (Hrsg.):** Persönlichkeiten der Bodenkunde II
Vorträge der Arbeitsgruppe Geschichte der Bodenkunde im Rahmen der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im September 2009 in Bonn
- Band 86** **Mehmet Senbayram (2010):** Greenhouse gas emission from soils of bioenergy crop production systems and regulating factors
- Band 87** **Nicole Fanselow (2010):** Soil nitrogen - plant interactions as affected by grazing and water availability in semiarid grassland of Inner Mongolia
- Band 88** **Dorothee Steinfurth (2010):** Storage protein quality, metabolite composition, and baking quality of winter wheat as affected by late sulfur fertilization
- Band 89** **Dörthe Holthusen (2010):** Fertilization induced changes in soil stability at the microscale revealed by rheometry
- Band 90** **Agnieszka Reszkowska (2010):** Grazing effects on soil mechanical strength and physical functions in Inner Mongolia, China
- Band 91** **Christoph-Martin Geilfus (2011):** Expansin expression and apoplastic pH in expanding leaves under NaCl stress
- Band 92** **Muhammad Shahzad (2012):** Growth-related changes in subcellular ion and protein patterns in maize and field bean leaves under salt stress
- Band 93** **Sajid Masood (2012):** Interaction of salt stress and boron toxicity on subcellular ion relations, antioxidative activity and soluble apoplastic protein pattern in wheat leaves
- Band 94** **Lei Gan (2012):** Effects of different grazing intensities on soil water and thermal regimes under *Leymus chinensis* and *Stipa grandis* vegetation types in Inner Mongolia grassland, China
- Band 95** **Hans-Peter Blume & Rainer Horn (Hrsg.):** Persönlichkeiten der Bodenkunde III
Vorträge der Arbeitsgruppe Geschichte der Bodenkunde im Rahmen der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im September 2011 in Berlin.
- Band 96** **Hans-Peter Blume & Rainer Horn (Hrsg.):** Persönlichkeiten der Bodenkunde IV Die Tonverlagerung als profilprägender Prozeß in Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel. Faksimileausgabe der Dissertation von Hans-Peter Blume aus dem Jahre 1961
- Band 97** **Iris Zimmermann (2012):** Entwicklung einer umweltgerechten Erdbestattungspraxis im Hinblick auf die Folgewirkungen auf Böden, Grundwasser und Atmosphäre
- Band 98** **Daniel Uteau Puschmann (2013):** Aeration as influenced by soil structure dynamics – a contribution to improve the acquisition of nutrients from the subsoil
- Band 99** **Anneka Mordhorst (2013):** Soil Structure-Carbon Relations of Differently Textured and Managed Arable Soils Subjected to Mechanical Loading
- Band 100** **Sebastian Pagenkemper (2013):** Investigation of plant root and earthworm induced effects on properties and functions of pore networks with non-invasive X-ray computed tomography
- Band 101** **Hamoudy Ould Baba (2013):** Bodenphysikalische und -mechanische Untersuchungen zur Bestimmung der Bodenstrukturentwicklung unter besonderer Berücksichtigung der Interaktionen zwischen auflastabhängiger Entwicklung der Porenwasserdrücke und Bodenkriechvorgänge
- Band 102** **Christina Neuhaus (2014):** Development of Mg deficiency, ionic composition and yield of faba bean (*Vicia faba* L.) as affected by foliar MgSO₄ fertilization
- Band 103** **Hans-Peter Blume & Rainer Horn (Hrsg.):** Persönlichkeiten der Bodenkunde V
Vorträge der Arbeitsgruppe Geschichte der Bodenkunde im Rahmen der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im September 2013 in Berlin.
- Band 104** **Amrei Völkner (2015):** Influence of digestates on physicochemical properties of differently textured soils
- Band 105** **Morgan Sherif (2015):** In vivo detection of Ca²⁺ and pH in the apoplast and cytosol of plant leaves under salinity