

Durchwurzelung und ihr Einfluss auf
 C_{org} -Gehalte und andere
Bodenparameter
am Beispiel eines niederländischen Dünenprofils

Masterarbeit

Fabian Kessler

08-915-571

Fakultätsmitglied
Prof.Dr. Michael Schmidt

Betreuer
Dr. Martina Gocke
PD. Dr. Guido Wiesenberg

Geographisches Institut
Universität Zürich
1 Oktober 2014 - 30 September 2015

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
1.1	Durchwurzelung des Bodens	4
1.2	Nährelemente und Wurzeln	4
1.3	Bedeutung des tiefen Unterbodens	5
1.4	C_{org} -Sequestration oder C_{org} -Entzug ?	5
1.5	Potentielle Stabilisierungsmechanismen	7
1.6	Zielsetzung und Fragestellung	8
1.7	Einbettung in die Forschung von Dr. Martina Gocke	9
2	Methoden	10
2.1	Feldarbeit	10
2.1.1	Beprobungstiefen	10
2.1.2	Erfassung der Wurzelanzahl	10
2.1.3	Entnahme von Bodenproben	10
2.2	Datenerhebung und Probenaufbereitung im Labor	11
2.2.1	Probenaufbereitung	11
2.2.2	Dichtezyylinder-Analyse (Bodendichte)	11
2.2.3	Sedigraph (Sedigraph 5100)	11
2.2.4	RF (Röntgenfluoreszenz)-Analyse	12
2.2.5	pH-Analyse	12
2.2.6	Messung von org. Kohlenstoff mit PICARRO	12
2.2.7	DRIFT-Analyse	12
3	Berechnungen	16
3.1	C_{org} -Nettobilanz	16
4	Charakterisierung des Bodenprofils	17
4.1	Profilhorizontierung und ihr Bezug zur regionalgeographischen Pedogenese	19
5	Resulate	21
5.1	Durchwurzelungsintensität und Wurzelverteilung	21
5.2	physikalische Bodenparameter	24
5.2.1	Bodendichte in unterschiedlichen Bodentiefen	24
5.2.2	Korngrößenverteilung in unterschiedlichen Bodentiefen	25
5.3	chemische Bodenparameter	27
5.3.1	pH-Werte in unterschiedlichen Bodentiefen	27
5.3.2	Bodenfarbe in unterschiedlichen Bodentiefen	29
5.3.3	Nährelement-Verhältnisse in unterschiedlichen Bodentiefen	30
5.3.4	Verteilung von organischem Kohlenstoff im Tiefenverlauf des Bodenprofils	37
5.3.5	Verteilung von organischem Kohlenstoff entlang der Transekte	40
6	Diskussion	49
6.1	Durchwurzelungsintensität	49
6.2	Korrelation zwischen Nährelementen und Feinwurzeln	49
6.3	Bedeutung des tiefen Unterbodens als C_{org} -Speicher	50
6.3.1	Zusammensetzung von C_{org}	50
6.3.2	Stabilisierungsmechanismen	50
6.4	Beeinflussung der C_{org} -Gehalte in den unterschiedlichen Bodenhorizonten	51
7	Fazit und Ausblick	53
8	Anhang	54
8.1	ergänzende Abbildungen und Tabellen	54
8.2	R-Skripte	56
9	Rohdaten	58

Glossar

C	= Kohlenstoff
C_{org}	= organischer Kohlenstoff
GWTo	= Wurzeltransekt oberhalb einer Grosswurzel
GWTs	= Wurzeltransekt seitlich einer Grosswurzel
GWTu	= Wurzeltransekt unterhalb einer Grosswurzel
K1/K8+K13-Verhältnis	= Verhältnis basierend auf aliphatischen Bestandteilen (K1), Phenolen (K8) und unterschiedlichen Alkoholen, anderen aliphatischen Substanzen und Polysacchariden (K13).
K1/K13-Verhältnis	= Verhältnis basierend auf aliphatischen Bestandteilen (K1) und unterschiedlichen Alkoholen, anderen aliphatischen Substanzen und Polysacchariden (K13).
KWT1	= Kernwurzeltransekt 1
KWT2	= Kernwurzeltransekt 2
KWT3	= Kernwurzeltransekt 3
W	= Wurzeltransekt in 0.25 m Bodentiefe
WT	= Wurzeltransekt in 0.75 m Bodentiefe

Danksagung

Ich bedanke mich bei Dr. Martina Gocke und PD. Dr. Guido Wiesenberg für die Möglichkeit meine Masterarbeit innerhalb Ihrer Forschungsgruppe verfassen und Sie bei einer Forschungswoche begleiten zu können. Ebenfalls danke ich PD. Dr. Guido Wiesenberg für die Erlaubnis auf einige mit seiner Fotokamera aufgenommene Bilder zurückgreifen zu dürfen. Sowohl Dr. Martina Gocke, als auch PD. Dr. Guido Wiesenberg haben mich während der Arbeit jeweils mit wichtigen Anmerkungen und Hinweisen unterstützt und mir wertvolle Tipps gegeben. Ein weiterer Dank gebührt PD. Dr. Samuel Abiven, welcher ein von mir benötigtes Messgerät nach dessen Ausfall schnellstmöglich wieder zum Funktionieren gebracht hat. Ebenfalls bedanken möchte ich mich bei meiner Familie und meinen Freunden, welche mich während der Arbeit unterstützt haben.

Zusammenfassung

Der tiefe Unterboden (>1 m Bodentiefe) wird als wichtiger C_{org} -Speicher angesehen, dessen Bedeutung lange unterschätzt worden ist. Hohe C(Kohlenstoff)-Alter lassen darauf schliessen, dass gewisse C-Mengen, besonders im tiefen Unterboden, längerfristig stabilisiert werden. Da tieferwurzelnde Pflanzen diese Bodenschichten erreichen können, erhofft man sich durch deren Verwendung das Sequestrierungspotential von Böden besser ausnutzen zu können. In welchem Ausmasse solche Sequestrierungsprozesse als realistisch zu betrachten sind bleibt unklar, da die Persistenz von C_{org} primär als Umwelteigenschaft wahrgenommen wird. Nachgewiesene Überprägungen des Mineralbodens durch C_{org} rhizomikrobiellen Ursprungs in >1 cm Entfernung zur aktiven Wurzeln haben Einwände bekräftigt wonach eine Durchwurzelung nicht unbedingt zur Sequestration von C_{org} führen muss.

Für dieses Projekt haben wir die Verteilung von Wurzeln (3 Wurzelklassen), C_{org} -Gehalten und anderen Parametern bis in eine Bodentiefe von 2.25 m erfasst. Zusätzlich sind innerhalb des Bodenprofils Veränderungen weiterer chemischer (pH, Nährelemente) und physikalischer Parameter (Bodendichte, Bodenfarbe, Korngrößenverteilung) erfasst worden. Das niederländische Bodenprofil Bedarfse Bergen ist stark bis sehr stark versauert, hat einen hohen Sandanteil und weist geringe Nährelement-Verhältnisse auf. Es ist gezeigt worden, dass sich 60.7 % des organischen Kohlenstoffs und 86.4 % der Wurzelmasse im tiefen Unterboden befinden. Damit können wir für den Standort Bedarfse Bergen eine, gegenüber weniger versauerten Standorten, erhöhte Bedeutung des tiefen Unterbodens als C_{org} -Speicher und Hauptwurzelungsraum feststellen. Erwartungsgemäss korrelieren die Häufigkeiten der Nährelemente und die Anzahl der Feinwurzeln positiv. Ebenfalls sind die Veränderungen von C_{org} -Gehalten und deren Zusammensetzung entlang von Wurzeltransekten erfasst worden. Unterschiedliche Veränderungen suggerieren, dass das Eindringen von Wurzeln je nach Bodenhorizont unterschiedliche Prozesse auslöst. Erhobene Parameter lassen zumindest in Transekt- Teilbereichen auf eine Überprägung des Mineralbodens, welche durch die aktuelle Durchwurzelung ausgelöst werden, schliessen. Inwiefern die Veränderungen der C_{org} -Gehalte mit unterschiedlichen Gehalten an C_{org} rhizomikrobiellen Ursprungs zusammenhängen, lässt sich ohne die Anwendung von Lipid-Proxies nur schwer feststellen. Insgesamt ist aber beim Eindringen neuer Wurzeln in vielen Bodentiefen eher von einer C_{org} -Senkenfunktion als einer C_{org} -Quellenfunktion auszugehen.

Insgesamt konnte die bereits erkannte Bedeutung des tiefen Unterbodens auch in unserem Bodenprofil bestätigt werden. In Bedarfse Bergen gibt es auf verschiedenen Bodentiefen das Potential einer erhöhten C_{org} -Sequestrierung durch die aktuelle Durchwurzelung. Einzig im unteren Plaggenbereich und in geringerem Masse in einzelnen Bodenbereichen des untiefen Unterbodens (in unserem Fall 0.25-1 m Bodentiefe) ist momentan mit einem C_{org} -Entzug durch die aktuelle Durchwurzelung zu rechnen.

1 Einleitung

1.1 Durchwurzelung des Bodens

Die Eindringungstiefe von Pflanzenwurzeln variiert, unter anderem, in Abhängigkeit von funktionellen Pflanzentypen und kann mehrere Meter betragen (Jobbagy & Jackson, 2000). Generell gelten Bäume als flach (Flachwurzler) bis tief wurzelnde (Pfahlwurzler)¹ Pflanzen (Canadell et al., 1996). Die durch die funktionellen Pflanzentypen maßgeblich beeinflusste Durchwurzelungsintensität (Anzahl Wurzeln pro dm^2) setzt sich aus einer horizontalen und vertikalen Durchwurzelung des Bodenraumes zusammen. Ungünstige Gefügeformen in tonreichen Böden mit geringen Grobporen-Anteilen und mechanische (undurchdringbare C-Horizonte und verdichtete oder verfestigte Bodenhorizonte) und physiologische Begrenzungen (wassergesättigte oder stark versauerte Bodenhorizonte) vermindern die Durchwurzelungsintensität (Brümmer, 2010). Pflanzenwurzeln spielen eine essentielle Rolle für die Verankerung im Boden und die Nährelement- und Wasserversorgung der Pflanze (Maeght et al., 2013). Daher ist die Ausbildung von Wurzeln bis in tiefliegende Bodenhorizonte an Standorten mit sandreichen Böden mit hohen Versickerungsraten von erhöhter Wichtigkeit (Lorenz & Lal, 2005). Pflanzenwurzeln unterteilt man grundsätzlich in Grob- und Feinwurzeln (Vogt et al., 1995a). Die Grobwurzeln, welche in unserem Falle Durchmesser $> 2\text{mm}$ aufweisen und langlebig und verholzt sind, dienen der Verankerung der Pflanze im Boden und leiten Nährelemente und Wasser an die oberirdischen Pflanzenteile weiter. Obwohl die üblicherweise kurzlebigen und unverholzten Feinwurzeln (meist $< 2\text{mm}$ ² für Bäume) oft nur $< 2\%$ der gesamten Biomasse ausmachen, sind diese für das Überleben der Pflanze entscheidend (Vogt et al., 1995b).

1.2 Nährelemente und Wurzeln

Durch die Ausbildung von Feinwurzeln vergrößert sich die potentielle Aufnahme­fläche für Nährelemente bedeutend (Brümmer, 2010). N (Stickstoff), K (Kalium), Ca (Calcium), Mg (Magnesium), P (Phosphor) und teils auch S (Schwefel) zählen zu den Makronährelementen, ohne deren Aufnahme Pflanzen nicht überleben können. Mikronährelemente, wie z.B. Aluminium (Al), werden nur in geringen Mengen benötigt. Weisen sie in der pflanzenverfügbaren Bodenlösung hohe Konzentrationen auf, meist begünstigt durch stark saure Bedingungen, können sie toxische Auswirkungen haben und dann auch die Pflanze schädigen resp. das Wachstum von Feinwurzeln erschweren (Wilke, 2010). Viele der erwähnten Nährelemente sind nicht pflanzenverfügbar an die Mineralphase, in Makroaggregaten und an Bestandteilen der organischen Bodensubstanz gebunden. Daher versuchen Pflanzen mit Hilfe von abgegebenen Dissoziationsprodukten (H^+ , HCO_3^-), organischen Säuren und Phenolen Nährelement-Ionen aus Sorptionsstellen an Ton und Humuskomplexen, Bestandteilen der organischen Bodensubstanz und Mineralien zu lösen und in die Bodenlösung zu überführen (Wood & Bormann, 1977). An Huminstoffen resp. Tonmineralien und an Hydroxide gebundene Nährelemente werden auch als mittelbar pflanzenverfügbar eingestuft, da diese mit der Bodenlösung in einem chemischen Gleichgewicht stehen (Kautz et al., 2013). Viele solcher Sorptionsprozesse sind pH-abhängig und oft konkurrenzieren sich unterschiedliche Nährstoffe um Anbindungsmöglichkeiten an die mineralische oder organische Bodensubstanz (Eusterhues et al., 2005). Mit absinkendem pH und verstärkter Versauerung werden viele Nährelemente zunehmend von Al^{3+} -Ionen verdrängt resp. durch Eintrag in die Bodenlösung kurzzeitig verfügbar gemacht oder ausgewaschen (Schlutow & Scheuschner, 2009). Generell nimmt man an, dass sich Nährstoffe im Oberboden (Mineralisierung neuer Reserven) und unterhalb der maximalen Durchwurzelungstiefe (fehlender Entzug durch Wurzeln) akkumulieren und in den durchwurzelten Horizonten tendenziell eher minimiert werden. Durch Rezyklierungsprozesse (Aufnahme verlagelter Nährstoffe in tieferen Bodenhorizonten und Ablagerung in un­tieferen Bodenhorizonten) helfen Wurzeln Nährstoffverluste zu minimieren (Schroth et al., 2007). Von solchen profitieren primär Makronährstoffe wie z.B. P (Phosphor) und S (Schwefel). An Standorten mit geringer Nährstoffkonzentration und bereits stark an Nährstoffen verarmten Oberbodenhorizonten können diese Wirkungsmechanismen von zentraler Bedeutung sein (Jobbagy & Jackson, 2001).

¹zu diesen werden unter anderem die meisten Eichenarten gezählt (Göransson et al., 2007)

²zur Unterscheidung von Fein- und Grobwurzeln, kann man sich neben Wurzeldurchmessern auch an morphologischen Merkmalen orientieren. Maximale Wurzeldurchmesser für Feinwurzeln reichen von 2-3 mm (McClagherty et al., 1982)

1.3 Bedeutung des tiefen Unterbodens

Zusätzlich stellen Pflanzenwurzeln als die mit dem Boden interagierenden Pflanzenteile eine wichtige Komponente im Kohlenstoff(C)- Kreislauf dar. Weltweit speichern Böden ein Vielfaches ¹ mehr an C als die Ozeane oder die Erdatmosphäre (Oldenburg et al., 2008). Die vermehrte Ausnützung des Vorgangs der „natürlichen“ C-Sequestrierung der Pflanzen durch unterirdische Pflanzenteile, wird immer wieder als mögliche Unterstützungsmaßnahme gegen den Klimawandel und zur Entfernung von CO₂ aus der Atmosphäre erwähnt. Insbesondere dem tiefen Unterboden wird dabei ein hohes Sequestrationspotential zugesprochen (Kell, 2011). Dies ist auf Studien begründet, welche diesem Bodenbereich eine relevante C_{org}-Speicherung (Jobbagy & Jackson, 2000), den Bestandteilen der organischen Bodensubstanz höhere C-Alter (Batjes, 1998) und Wurzeldepositen erhöhte Bedeutung zuordnen (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011). Im Gegensatz zur Abgrenzung zwischen dem Oberboden und dem Unterboden, anhand der Lage eines A-Horizonts mit meist erhöhten Anteilen an verschiedenen organischen Substanzen (pedologische Betrachtung), ist der Übergang zwischen dem untiefen und dem tiefen Unterboden resp. ihre Grenze noch nicht genau definiert (Blume et al., 2010). Es gibt demnach keinen charakteristischen Übergangshorizont mit festgelegten pedologischen Merkmalen, welcher den Beginn des tiefen Unterbodens kennzeichnet. Dies ist darauf zurückzuführen, dass tiefe Unterböden und ihre Eigenschaften weltweit noch ungenügend erforscht sind. Dies wiederum ist eine Folge davon, dass die Beprobungstiefen der Mehrzahl von bodenkundlichen Studien und insbesondere grösseren Beprobungskampagnen selten eine Bodentiefe von 1 m überschreiten. Deshalb orientiert sich eine häufig verwendete Definition des tiefen Unterbodens, welche auch für meine Masterarbeit verwendet werden soll, an dieser Tiefenangabe ³. Dementsprechend wird alles was tiefer als 1 m liegt und nicht zum unzersetzten Grundgestein gehört zum tiefen Unterboden gezählt (James et al., 2014).

Die grundlegenden Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen Oberboden und Unterboden können auch für die Betrachtung zwischen Oberboden und tiefem Unterboden verwendet werden und sind teils deutlicher ausgeprägt. Die C_{org}-Gehalte sind im Unterboden, sofern keine vergrabenen Bodenhorizonte mit erhöhten C_{org}-Gehalten im Profil vorhanden sind, in der Regel tiefer als im Oberboden. Wie bereits erwähnt findet man, mit Ausnahme von flachgründigen Profilen, im Unterboden, bedingt durch das viel grössere Bodenvolumen, erhöhte oder annähernd gleiche C-Vorräte wie im Oberboden (Jobbagy & Jackson, 2001). So verringern sich die prozentualen C_{org} in einer Bodentiefe von 0 bis 20 cm, bei Berücksichtigung von Studien mit Beprobungstiefen bis 3 Meter um 13-18 % gegenüber Studien, welche das Profil nur bis auf eine Tiefe von 1 Meter beproben (Jobbagy & Jackson, 2000). C-Vorräte des tiefen Unterbodens weisen meist längere Verweilzeiten (Sanauallah et al., 2011) und höher C-Alter auf (Batjes, 1998). Dies wird unter anderem mit Parametern erklärt, über deren Wirkungen in tieferen Bodenhorizonten jedoch vornehmlich nur Laborstudien existieren (Sanauallah et al., 2011).

Besonders in Bereichen des tiefen Unterbodens werden dabei die Wurzeldeposite, unabhängig der verwendeten Definition der Grenze des tiefen Unterbodens, als wichtigste C_{org}-Quelle angesehen (Lorenz & Lal, 2005). Hier bilden Wurzeldeposite die wichtigste Quelle der organischen Bodensubstanz (Rumpel & Kögel-Knabner, 2011) und nur in Böden mit hoher Durchlässigkeit macht gelöster C_{org} in einer Bodentiefe von 1 m noch bis zu 20% der C-Vorräte aus (Sanderman & Amundson, 2009).

1.4 C_{org}-Sequestration oder C_{org}-Entzug ?

Inwiefern bei einer weltweit stärkeren Durchwurzelung von tieferen Bodenhorizonten aber tatsächlich mehr C_{org} sequestriert wird, ist jedoch umstritten. Dies beruht auf verschiedenen Erkenntnissen zur Interaktion von Wurzeln mit ihrer Bodenumgebung und der Verteilung von Mikroorganismen und derer Fähigkeiten. So erfolgt ein Teil der Interaktion zwischen Wurzel und Mineralboden durch von der Pflanze in den Boden abgegebene C-haltige Ausscheidungen (zusammengefasst als Wurzeldeposite), welche von Mikroorganismen benutzt werden können. Bisher sind mehr als 200 solcher C-haltigen Komponenten beschrieben worden. Diese gelangen aktiv (gezielt durch Pflanze) oder passiv in die Rhizosphäre (Jones et al., 2009).

Die Bedeutung der Rhizosphäre und deren grundlegende Prozesse, welche im Oberboden (d.h A-Horizont) bereits ausreichend nachgewiesen sind, sind von Jones et al. (2009) zusammengefasst worden (Jones et al., 2009). Untersuchungen von Kuyzakov et al. (2000) haben gezeigt, dass Bodenmikroorganismen von solchen Wurzeldepositen profitieren können, indem sie zusätzliche C-Quellen mineralisieren (Kuzyakov et al., 2000). Dieser Prozess wird auf Englisch als "priming effect" bezeichnet.

¹es wird davon ausgegangen, dass jeweils 2-2.5 x mal die in der Atmosphäre oder Landesvegetation gespeicherte C-Menge, in Böden gebunden ist (Batjes, 1998)

³Manche Studien, meist mit landwirtschaftlichem Fokus auf Feldfrüchten, betrachten bereits Horizonte in > 50 cm Bodentiefe als dem tiefen Unterboden zugehörend. Dies da bis zu 70 % der Wurzeln der Feldfrüchte in < 50 cm Bodentiefe gefunden werden (Jones et al., 2000)

Dies bedeutet, dass erst durch die Zufuhr von leicht abbaubaren C-haltigen Komponenten (Wurzelexudationsprodukte) der Abbau von anderen, ebenfalls C-haltigen Komponenten ermöglicht wird (Kuzyakov & Schneckenberger, 2004). Bei solchen Prozessen entweicht ein Teil des sequestrierten C als CO₂ zurück in die Atmosphäre. Ohne Wurzeldeposite bleibt der Abbau solcher C-Reserven für die Mikroorganismen aus energetischer Sicht uninteressant, da durch den Abbau von C-Ressourcen mehr Energie verbraucht als dadurch schlussendlich gewonnen wird (Kuzyakov & Schneckenberger, 2004).

Früher war man ebenfalls lange der Ansicht, dass die Persistenz von C alleine durch die Analyse derer chemischen bzw. molekularen Struktur bestimmt werden könnte. Dieses Bild hat sich durch die gewonnen Erkenntnisse über die Rhizosphäre gewandelt. Heutzutage gilt die Persistenz von C als eine grundlegende Ökosystem-Eigenschaft. Demnach sind die lokalen Umweltbedingungen im Boden, welche über die Überlebensfähigkeit und Aktivität von Mikroorganismen bestimmen, von primärer Bedeutung für die Persistenz von C. Die chemisch-molekulare Struktur von Komponenten besitzt heute nur noch sekundäre Bedeutung bei der Beurteilung der Stabilität von C-Vorräten (Schmidt et al., 2011). Dafür sind Faktoren wie die räumliche Distanz zwischen Abbauern und Substraten, Stabilisierungsmechanismen von C und Umweltbeeinträchtigungen wichtiger geworden (Schrumpf et al., 2013). Die Wichtigkeit solcher Stabilisierungsmechanismen wird durch Analysen, welche das häufige Vorkommen von Mikroorganismen, trotz teilweise sehr ungünstigen Umweltbedingungen in Bodentiefen von mehr als zwei Metern beweisen, erhöht (Li et al., 2010). Inzwischen gibt es viele Studien, welche postulieren, dass die mikrobielle Diversität aber nicht unbedingt die mikrobielle Gesamtbiomasse in Unterböden gegenüber Oberböden reduziert ist (Eilers et al., 2012). Des Weiteren haben Gocke et al. (2013) durch die Anwendung von Lipid-Proxies, eine teils deutliche Überprägung von C_{org} des Mineralbodens durch C_{org} rhizomikrobiellen Ursprungs in unterschiedlichen Distanzen zu aktiven Wurzeln festgestellt (Gocke et al., 2013).

Die neue erwähnte Sichtweise zur Persistenz von C hat daher zu berechtigten Bedenken geführt, dass „alte“ und tieferliegende C-Vorräte unter gewissen Umständen leichter abbaubar sind als man bisher angenommen hat (Schmidt et al., 2011). So haben z.B. Fontaine et al. (2007) nachweisen können, dass durch die Zufuhr von Wurzeldepositen bis in eine Tiefe von 0.8 m die Mineralisation von 2'567-jährigem C ermöglicht wird (Fontaine et al., 2007). Das bedeutet, dass insbesondere sogenannte vergrabene und alte C-Vorräte (Chaopricha & Marín-Spiotta, 2014) welche lange als stabil angesehen worden sind, beim Eindringen von Wurzeln und der Stimulierung von Mikroorganismen abgebaut werden können (Fontaine et al., 2007).

Beim Eindringen von Wurzeln in tiefere Bodenhorizonte und der damit verbundenen Rhizosphärenaktivität gibt es daher folgende zwei denkbare Grundscenarien: (1) Die durch die Wurzelmasse eingebrachte C-Menge übersteigt die aus alten C-Vorräten mobilisierte C-Menge. Dies bedeutet, dass die Senkenfunktion des Bodens nicht nur aufrechterhalten sondern womöglich sogar erhöht werden kann. (2) Das Gegenteil ist der Fall und die mobilisierte C-Menge übersteigt die durch die Wurzelmasse eingebrachte C-Menge. In diesem Falle würde insgesamt keine C-Sequestration stattfinden und der Boden könnte sich zu einer C-Quelle entwickeln (Gocke et al., 2014b).

1.5 Potentielle Stabilisierungsmechanismen

Falls durch die Durchwurzelung zusätzliches C_{org} in den Mineralboden gelangt, gibt es verschiedene Stabilisierungsmechanismen. Diese erlauben es, die organische Bodensubstanz temporär oder über längere Zeiträume im Boden zu speichern. Diese sind je nach Eigenschaften des tiefen Unterbodens von unterschiedlicher Bedeutung (Lützow et al., 2006). Mehrere Mechanismen stabilisieren C, indem sie den Zugriff auf die organische Bodensubstanz durch Mikroorganismen oder Pflanzen erschweren bzw. verhindern. Durch Einschluss von C_{org} in Aggregaten⁴, der Einlagerung von C_{org} in Silikaten, Ausbildung von hydrophoben Strukturen und die Einbindung von C_{org} in organischen Makromolekülen (bisher nur limitierte Hinweise) kann es zur verstärkten räumlichen Trennung zwischen C_{org} und Mikroorganismen kommen. Die Bedeutung dieser Prozesse und ihre verursachenden Komponenten sind teilweise jedoch noch umstritten. Bekannt ist, dass stark aliphatische Substanzen die Benetzbarkeit der organischen Bodensubstanz verringern (Ellerbrock et al., 2009). Jedoch ist es noch nicht gelungen eine Beziehung zwischen der Hydrophobizität von Böden und deren Gehalt an Lipiden und aliphatischen C-H-Verbindungen herzustellen (Doerr et al., 2005). Dennoch gibt es genügend Hinweise, dass langkettige Fettsäuren und Alkane teils eine wichtige Rolle spielen (Doerr et al., 2000). Die Interaktion mit mineralischen Oberflächen und Oxiden ist eine weitere Möglichkeit C_{org} zu stabilisieren (Lützow et al., 2006). Die stabilisierende Interaktion mit der Mineralphase (Rumpel et al., 2004), ist dabei an mineralischen Oberflächen der Silt- und Tonfraktion (gesteigerte spezifische Kationenaustauschkapazität aufgrund hoher relativer Oberfläche) erhöht. Deshalb steigt mit dem Tongehalt eines Bodens meist auch sein C_{org} -Gehalt an (Eusterhues et al., 2003). Ebenfalls wichtige Anlagerungsstellen können sich an organo-mineralischen Komplexen befinden. Deren Bildung wird primär stark vom pH-Wert beeinflusst und in tieferen Bodenhorizonten werden sie oft in Illuvialhorizonten angereichert (Lützow et al., 2006)

Die Effizienz vieler Stabilisierungsmechanismen bleibt aber letztendlich von den Aktivitäten der Mikroorganismen abhängig. Ungünstige Umweltbedingungen und Stabilisierung von Bestandteilen der organischen Bodensubstanz und Nährstoffen, begünstigen jedoch durch einen positiven Rückkopplungseffekt eine zusätzliche C-Stabilisierung. Dies indem durch angesprochene Faktoren die Mikroorganismen in ein Ruhestadium wechseln, in welchem sie ihre metabolischen Aktivitäten stark zurückfahren und bis zur Verfügbarkeit unmittelbar verwendbarer C-Substraten, keine weiteren Mineralisierungsprozesse mehr ausführen (Dungait et al., 2012).

⁴Die Bildung von Bodenaggregaten wird durch Feinwurzeln, Pilzhyphen und Wurzeldepositen unterstützt (Brümmer, 2010)

1.6 Zielsetzung und Fragestellung

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die Bedeutung des tiefen Unterbodens für einige Parameter wie z.B den C_{org} -Gehalt erkannt ist (James et al., 2014). Für eine genauere Beurteilung, inwiefern und in welchem Umfang zahlreiche Prozesse und Parameter im tiefen Unterboden relevant sind, braucht weitere Studien. Dies betrifft die C_{org} -Gehalte (Jobbagy & Jackson, 2000), potentielle Stabilisierungsmechanismen (Lützow et al., 2006), Anteile und Quellen von C_{org} (Rasse et al., 2005) und die Beeinflussung des Mineralbodens durch tiefwurzelnde Pflanzen (Gocke et al., 2013). Erst dann lässt sich auf globaler Ebene beurteilen in welchem Masse zusätzliches C_{org} durch tiefwurzelnde Pflanzen sequestriert werden könnte (Lal, 2010).

Das Ziel dieser Arbeit ist es die Durchwurzelungsintensität (3 Wurzelklassen) bis auf eine Bodentiefe von 2.25 m und die Bedeutung des tiefen Unterbodens für die C_{org} -Speicherung an einem neuem Standort zu erfassen. Um den Einfluss chemischer und physikalischer Prozesse und die Verfügbarkeit von Nährelementen auf die Verteilung der Wurzeln und der C_{org} -Gehalte abschätzen zu können, werden noch die zusätzlichen Parameter Bodendichte, Bodenfarbe, Elementverhältnis, Korngrößenverteilung und pH-Wert erfasst. Zusätzlich sollen entlang ausgewählter Kerntransekte die Veränderungen der C_{org} -Gehalte und der Zusammensetzung von C_{org} erfasst werden. Erstens sollen so die Differenz zwischen durchschnittlichem C_{org} -Gehalt des Kerntransekts und dem des Mineralbodens bestimmt werden. Zweitens dient dies der Abschätzung inwiefern die aktuelle und ehemalige Durchwurzelung für den Entzug und die Sequestrierung von C_{org} in verschiedenen Distanzklassen der Kerntransekte verantwortlich sind:

Fragestellung 1:

Korreliert die Anzahl und Verteilung der Wurzeln mit der räumlichen Präsenz der Nährelemente?

Annahme 1:

Nährelemente und Wurzelhäufigkeit korrelieren vorwiegend positiv.

Fragestellung 2:

Gibt es Anzeichen, dass Auswaschungs- und Verwitterungsprodukte und andere Mechanismen C_{org} stabilisieren können?

Annahme 2:

Wo Al und Fe vermehrt vorhanden sind, bindet sich auch mehr C_{org} .

Fragestellung 3:

In welchen Bodentiefen und Horizonten muss man beim Eindringen von Pflanzenwurzeln von einer C_{org} -Quellen- oder C_{org} -Senkenfunktion ausgehen.

Annahme 3:

Durch geringe C_{org} -Gehalte im Mineralboden ist insgesamt mit einer Senkenfunktion zu rechnen.

1.7 Einbettung in die Forschung von Dr. Martina Gocke

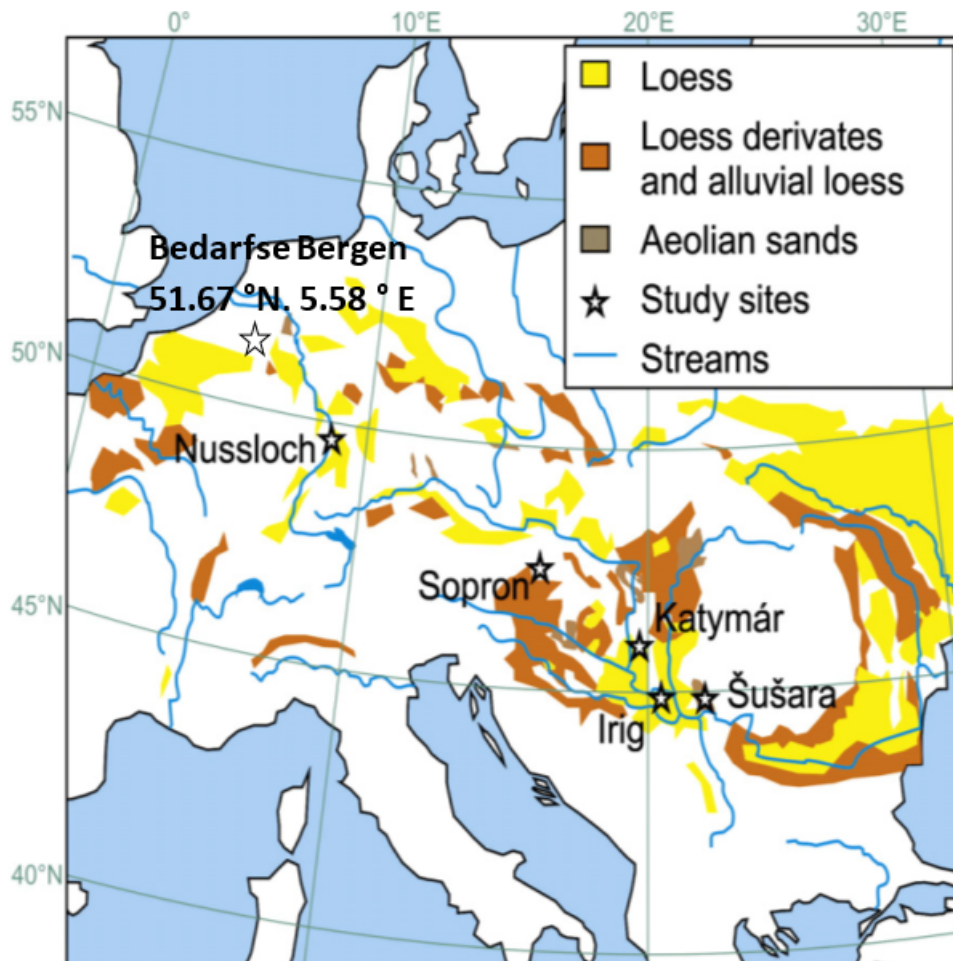


Abbildung 1: Karte von Mittel- und Südosteuropa mit eingezeichneten Lössvorkommen und den erwähnten Standorten

Das untersuchte Bodenprofil meiner Masterarbeit bildet zusammen mit fünf anderen Bodenprofilen (Nussloch in Deutschland, Sopron in Ungarn, Šušara und Irig in Serbien und Katymár in Ungarn) einen gesamteuropäischen Transekt (siehe Abb. 1). Diese Profile sind alle bis auf eine Tiefe von 1.6 bis 13.1 m beprobt worden. Da die erwähnten Profile alle entweder aus Lösshorizonten oder aus Horizonten aus Löss-Derivaten und alluvialen Lössablagerungen zusammengesetzt sind (Gocke et al., 2014c), sind „Bedarfse Bergen“ und „Hook van Klaas“ (zweiter Standort der Forschungswoche, welcher von mir nicht analysiert wird) die ersten Dünen-Sand-Profile.

2 Methoden

2.1 Feldarbeit

Das Beprobungsschema ist von früheren Forschungen von Martina Gocke übernommen worden. Hierbei werden Bodenprofile als Graben bzw. Ausschachtung (Maeght et al., 2013) angelegt. Beginnend an der Oberfläche werden jeweils in verschiedenen Bodentiefen planare Flächen freigelegt. Diese werden anschließend jeweils zur Hälfte als Standesfläche und als Beprobungsfläche verwendet

2.1.1 Beprobungstiefen

2.1.2 Erfassung der Wurzelanzahl

Wir erfassen die Anzahl der Wurzeln von insgesamt drei Wurzelkategorien (grosse Wurzeln mit >5 mm Durchmesser, Grobwurzeln mit 2-5 mm Durchmesser und Feinwurzeln mit ≤ 2 mm Durchmesser)². Die Wurzeln werden auf horizontalen Flächen in bestimmten Beprobungstiefen gezählt. Zur Zählung wird ein 3x3-Rastergitter verwendet, dessen einzelne Zellen eine Fläche von 0.028m^2 (Breite und Höhe jeweils 0.17 m) aufweisen.

2.1.3 Entnahme von Bodenproben

Es werden 2 Kategorien von Bodenproben entnommen. Die erste Kategorie, die Referenzbodenproben A-D (Mineralbodenproben) werden in jeder beprobten Profiltiefe mit einem Dichtezyylinder mit einem Volumen von 100cm^3 genommen. Die zweite Kategorie umfasst mehrere Transektbodenproben, welche jeweils der unmittelbaren Bodenumgebung von grösseren Wurzeln resp. Wurzelpaketen entstammen. Wachsen diese Wurzeln horizontal entlang der Beprobungsfläche, werden die Transektbodenproben direkt im Feld genommen und in Plastikbeutel verpackt. Vertikale Wurzeln werden mittels Kernen beprobt. Dabei wird das gesamte Bodenmaterial in einem Umkreis von 10 cm (kleiner Kern) bis 20 cm (grosser Kern) zur Wurzel mitsamt der Wurzel (siehe Abb.2) vom Feld ins Labor transportiert, wo die Transektbodenproben schlussendlich entnommen werden.

²Abgrenzung von Grobwurzeln und Feinwurzeln: Orientierung an morphologischen Merkmalen ist möglich und es werden maximale Durchmesser von 2 bis 5 mm zur Einteilung von Feinwurzeln verwendet (McClaugherty et al., 1982)

2.2 Datenerhebung und Probenaufbereitung im Labor

2.2.1 Probenaufbereitung

Sämtliche Dichtezyylinder-Bodenproben und verpackten Transekt-Bodenproben werden unmittelbar nach der Rückkehr aus dem Feld im Ofen bei 40° getrocknet und durchnummeriert. Anschliessend sind diese auf < 2 mm gesiebt worden. Die Fraktion > 2 mm und getrenntes Wurzelmaterial werden in Plastiksäckchen aufbewahrt. Von der Fraktion < 2 mm werden jeweils 10 g ungemahlen für die pH-Messung verwendet und weitere 16-20 g in einem Horizontal-Mahlgerät feingemahlen. Je eine Teilprobe der Fraktion < 2 mm wird jeweils auch auf < 250µm gesiebt.

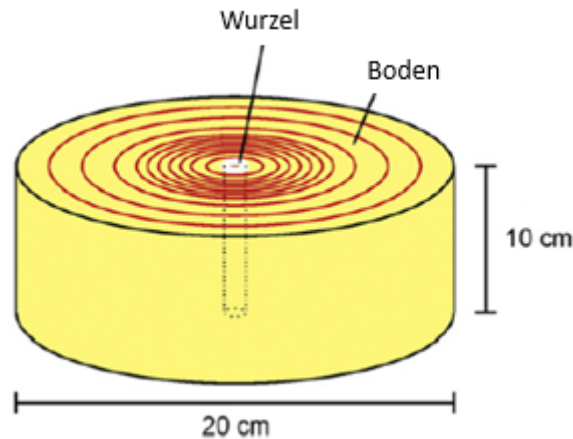


Abbildung 2: Schematische Skizze und angedeuteten Begrenzungen der einzelnen Transektproben (konzentrische Kreise um Zentrum) mit 20 cm Durchmesser und 10 cm Höhe. Beprobte Wurzeln befinden sich jeweils im Zentrum der Kernprobe.

Die Transektbodenproben, welche aus dem Umfeld vertikal wachsender Wurzeln stammen, müssen zuerst aus dem mitgebrachten Kernmaterial gewonnen werden. Das Bodenmaterial im Kern (siehe Abb.2) wird vor der Entnahme des Kerns noch einmal befeuchtet um ein sicheres Entnehmen zu garantieren. Der befeuchtete Bodenkörper wird danach, in 8 cm Distanz zur Wurzel beginnend, mit einem Keramikmesser in konzentrische Teilstücke von 1-2.5 cm Durchmesser zerteilt. Mit diesen Teilstücken wird nun gleich verfahren wie mit den übrigen Bodenproben. Weitere methodenspezifischere Probenaufbereitungsschritte sind in den nachfolgenden Unterkapiteln beschrieben.

2.2.2 Dichtezyylinder-Analyse (Bodendichte)

Das Trockengewicht wird nach der Trocknung der Bodenproben im Ofen bei 40 C ° erfasst. Indem man das gemessene Trockengewicht durch das bekannten Volumen der Metallzylindern von 100 cm³ dividiert, lässt sich die Bodendichte der einzelnen Bodenproben bestimmen. Dies ist möglich, da die Bodendichte in Dünenprofilen aufgrund des niedrigen Steingehalts nicht oder nur in sehr geringem Masse beeinflusst werden.

2.2.3 Sedigraph (Sedigraph 5100)

Die Korngrößenverteilungs-Analyse soll helfen die prozentualen Anteile der Korngrößenfraktionen und die Bodenart zu erfassen. Dabei werden 4g Bodenmaterial der Fraktion < 250 µm in eine Mischung aus 25ml 5% Natrium-Hexametaphosphat-Lösung gegeben. In einem Ultraschall-Bad werden diese Proben anschliessend für 5 Minuten mit Pulsen von 0.5 Sekunden bei 300 Watt aufgerührt. Die aufbereitete Suspensionslösung wird sofort dem Sedigraphen zugeführt. Von einer Probenaufnahme-Kammer gelangt die Suspension in eine Messkammer, in der die prozentualen Anteile der Partikel, welche unterschiedliche Korngrößen und gemäss dem Reynolds-Gesetz auch unterschiedliche Sinkgeschwindigkeiten aufweisen, erfasst werden. Die Suspension wird vor dem eigentlichen Messvorgang einmal durch einen Scanvorgang erfasst, um ihre Gesamtmasse zu erfassen. Dies sollte schlussendlich eine Massenverteilungskurve ergeben, welche 100%-Massenanteile aufweist. Da dies im ersten Versuch misslungen ist, haben wir die vorhandenen 250µm Proben auf 125µm gesiebt.

Zusätzlich haben wir die Messdauer des Scanvorgangs des Sedigraphen etwas verkürzt, um die Suspensionsbestandteile vollständig zu erfassen. Dies hat jedoch zu keiner signifikanten Verbesserung der Resultate geführt und die 100% Massenanteile sind weiterhin nicht erreicht worden. Dies wird einzelnen größeren Fraktionsbestandteilen zugeschrieben, welche zu schnell absinken und eventuell weitere Bestandteile der Sorption mitreißen. Aufgrund bereits sehr hoher Sand- und tiefer Tonanteile in den erfassten Massenprozenten, werden die fehlenden Massenprozentanteile der Sandfraktion zugerechnet.

2.2.4 RF (Röntgenfluoreszenz)-Analyse

Jeweils > 5 g der Korngrößenfraktion < 2 mm sämtlicher Bodenproben sind für eine Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) verwendet worden um die Präsenz verschiedener Nährelemente zu bestimmen. Diese können anschliessend verwendet werden um Elementen-Verhältnisse und den Verwitterungseinfluss am Standort und in verschiedenen Bodenhorizonten abzuschätzen. Von den gemessenen Elementen soll nur auf die Makronährelemente und Al und Fe aus den erwähnten Gründen der Verwitterung und der verbesserten C-Stabilisierung in Komplexen eingegangen werden. Zu beachten gilt, dass durch RFA sämtliche Nährelemente unabhängig ihrer Bindungsform mit anderen Elementen erfasst werden. Wie weit diese Bindungsformen für Pflanzen verfügbar oder mobilisierbar sind, kann mit RFA nicht bestimmt werden. Daher müssen aus den Messsignalen mehrerer Bodentiefen Rückschlüsse gezogen werden.

2.2.5 pH-Analyse

Für die pH-Messung werden 10g Bodenmaterial der Fraktion < 2 mm in 25ml entionisiertes H_2O und 25 ml 0.01 M Calciumchlorid ($CaCl_2$) gegeben. Mit einem Heizrührer (Platte auf kalt gestellt) und Magnetfischchen werden die Proben für 2 x 5 Minuten (mit 10 Minuten Ruhepause) aufgerührt und die Komponenten getrennt. Nach einer Pause von mind. 30 Minuten (Trennung von Suspensionsflüssigkeit und Bodenmaterial) kann der pH-Wert mit Hilfe einer kalibrierten Elektrode (2 Punktkalibrierung mit Kalibrierungslösung pH 4.01 und 7.01 verwendet) gemessen werden.

2.2.6 Messung von org. Kohlenstoff mit PICARRO

Da wir keine Hinweise auf Karbonatrückstände und ein teils stark versauertes Profil haben, ist nur der C_{org} -Gehalt gemessen worden. Ein Vorteil von Analysegeräten wie PICARRO ist, dass diese normalerweise nur sehr geringe Probenmengen von 15-20 mg benötigen. Da wir aber Proben mit sehr geringen C-Gehalten untersucht haben, ist zuerst die optimale Probenmenge für verschiedene Bodenhorizont-Typen bestimmt worden. Für die sandreichsten Horizonte ist die analysierte Probenmenge daher für die endgültige Messserie auf 40 mg erhöht worden. Die Bodenproben werden in Zinnkapseln verpackt und unter hohen Temperaturen mit dem PICARRO-Messgerät verbrannt. Aus der entweichenden CO_2 -Menge wird der ursprüngliche Gehalt an C_{org} ermittelt.

2.2.7 DRIFT-Analyse

DRIFT gilt als zeitsparende Methode für die Analyse von Bodenproben. Da sie eine semiquantitative Messmethode ist, können mit ihr keine Gehalte sondern nur prozentuale Anteile von verschiedenen Bodenbestandteilen gemessen werden. Als erster Probenaufbereitungsschritt werden die zu analysierenden Bodenproben zuerst bei $60\text{ }^\circ\text{C}$ während mind. 2h getrocknet. Danach werden 9 mg Probenmaterial mit 291 mg KBr (Kaliumbromid) eingewogen. Das KBr sollte zuvor über Nacht bei $120\text{ }^\circ\text{C}$ getrocknet worden sein. Die 300 mg Proben werden in Eppenheimer mit rundem Boden (2ml Fassungsvermögen) umgefüllt und durch eine Mahlmaschine während 45s bei 10 Hertz geschüttelt. Das homogenisierte Pulver wird in einen Probenhalter gefüllt, mit einem Spatel plan gezogen und überschüssiges Material mit einem Pinsel entfernt. Die so aufbereitete Probe wird in einer Haltevorrichtung in einem sogenannten FTIR-Spektrometer fixiert, wo sie ähnlich wie bei der RFA durchleuchtet wird. Im FTIR-Spektrometer werden die Proben einer, durch mehrere optische Geräte getrennten, Infrarotstrahlung ausgesetzt. Dabei werden Teile dieser Strahlung von den Bodenproben unter atomaren und molekularen Rotationen und Vibrationen adsorbiert. Aufgrund der Intensitäten dieser Reaktionen ergibt sich ein Interferogramm, aus welchem mittels einer Fourier-Transformation ein Spektrum berechnet wird. Wir benutzen die DRIFT-Analyse im Wellenlängenbereich von 1050 bis 2980 cm^{-1} um die Bestandteile der organischen Bodensubstanz zu ermitteln.

Die Zuordnung der einzelnen Absorptionsbänder, in welchen die Messwerte über den ganzen Bereich oder einen grösseren Teilbereich positiv gewesen sind (für eine komplette Auflistung aller Absorptionsbänder und ihrer Zuordnung sei auf Tabelle 2 im Anhang verwiesen), ist nachfolgender Tabelle zu entnehmen: Von

Tabelle 1: Absorptionsbänder der funktionellen Gruppen und Verbindungen, welche Bestandteile von verschiedenen chemischen Verbindungen sind. Diese bauen in unterschiedlichen Anteilen auch die organische Bodensubstanz auf. Generell weisen die Hydroxygruppe (-OH), die Carboxygruppe (-COOH) und die Carbonylverbindungen (-C=O) polare Eigenschaften auf und reagieren mit Wasserstoffmolekülen. Die aliphatischen Methyl- und Methylengruppen sind hingegen aufgrund ihrer Unpolarität nicht gut wasserlöslich. Entsprechend aufgebauter C wird auf Deutsch auch als allylischer C bezeichnet (engl. alkyl C). Sind Substanzen aus vielen Methyl- und Methylengruppen aufgebaut sind diese oft nicht wasserlöslich. So können viele verbreitete organische Substanzen, wie z.B langkettige Fettsäuren mit einer Carboxygruppe, nicht in Wasser gelöst werden, obwohl sie eine hydrophile funktionelle Gruppe in ihrer Molekülstruktur aufweisen (Ellerbrock et al., 2009).

#	Wellenlängenbereich [cm^{-1}]	Zuordnung
K1	2980-2880	aliphatische C-H-Dehnung aliphatischer Methyl- und Methylengruppen
K4	1620-1600	aromatische C=C-Doppelbindungen, C=O-Doppelbindungen stark H-gebundener konjugierter Ketone
K5	1535-1500	aromatische Ringstrukturen und Amide
K8	1470-1440	OH-Deformation und C-O Dehnung phenolischer Gruppen
K10	1190-1127	C-OH-Dehnung von aliphatischen und alkoholischer O-H-Bindungen
K11	1116-1050	sekundäre Alkohole
K12	1180-1050	C-O Dehnung von Polysacchariden
K13	1174-1146	Teilbereich von K10 und K12

den dargestellten Absorptionsbändern in Tabelle 1 ist K13 ein selbst erstelltes, welches einen neu definierten Wellenlängenbereich enthält. Dieses ist aufgrund einer Überschneidung mit einem Absorptionsband der mineralischen Bodensubstanz erstellt worden. Solche Überschneidungen zwischen Messsignalen der mineralischen und organischen Bodensubstanz können vorkommen, da sich die Absorptionsbänder der mineralischen Bodensubstanz über einen breiten Wellenlängenbereich ($262-3695 \text{ cm}^{-1}$) verteilen. Die Mehrheit der Absorptionsbänder der mineralischen Bodensubstanz liegen ausserhalb des Wellenlängenbereiches der organischen Bodensubstanz ($1050-2980 \text{ cm}^{-1}$). Dennoch kann es zu einzelnen Überschneidungen der Signale kommen (Ellerbrock et al., 2009).

Da wir in unserem sandreichen Bodenprofil mit hohen Quarzanteilen rechnen müssen und sich ein Absorptionsband von Quarz bei 1082 cm^{-1} befindet, muss davon ausgegangen werden, dass die grosse Spitze in diesem Wellenlängenbereich von Quarzsignalen stammt (siehe Abb.3). Die kleinere Spitze, welche der genannten grösseren Spitze aufsitzt, wird daher als Signal der organischen Bodensubstanz interpretiert und als modifiziertes Absorptionsband (K13) in die Messungen miteinbezogen. Dies führt dazu, dass die genauen proportionalen Beteiligungen von K10 und K12 an der organischen Bodensubstanz nicht mehr zu evaluieren sind. Jedoch kann, mit dieser Anpassung des Absorptionbandes an die Struktur der aufsitzenden Spitze, eine Beeinflussung durch die Signale der Quarzmessung mit grosser Sicherheit ausgeschlossen werden. Da das modifizierte Absorptionsband ($1174-1146 \text{ cm}^{-1}$) beinahe mit dem Absorptionsband von K10 ($1190-1127 \text{ cm}^{-1}$) übereinstimmt, wäre eine hohe Beteiligung von aliphatischen Hydroxylgruppen und Alkoholen am Signal von K13 nicht auszuschließen. Die Bedeutung der Polysaccharide ist aufgrund vieler Überlagerungen schwierig einzuschätzen. Je nach tatsächlicher Stärke des Quarzsignals oder einer Verschiebung der Messkurven, könnte ein Teilbereich zwischen des mit rot angedeuteten Quarz-Absorptionbandes und der aufsitzenden Spitze (K13), auch den Polysacchariden zugeordnet werden.

Ähnliche Probleme ergeben sich in den Wellenlängenbereichen von K4 und K8, wo es zu möglichen Überlagerungen mit den Tonmineralien Smectit und Vermiculit kommt. Aufgrund der Positionen typischer Absorptionsbänder sind im Wellenlängenbereich von K4 Überlagerungen der Signale der mineralischen und

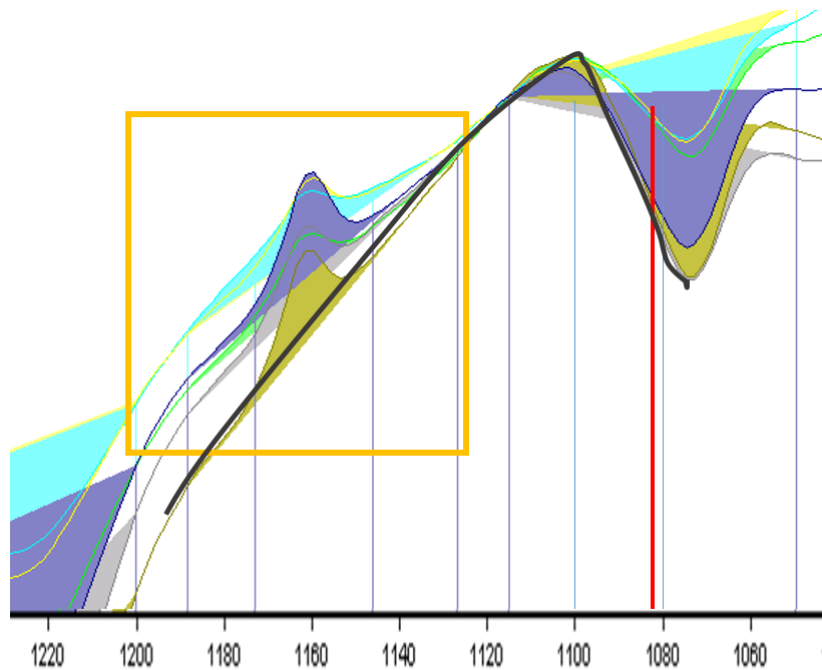


Abbildung 3: Interferogram im Wellenlängenbereich $1050-1220\text{ cm}^{-1}$. Dargestellt ist die Situation der einzelnen Messsignale der Bodenproben des Bs2-Horizonts. Der grundsätzliche Verlauf und die ungefähre Position der grossen Spitze sind jedoch in allen Bodenproben (Mineralboden und Proben aus den Transekten) identisch. Einzig bezüglich der Spitzenhöhe und ihrer Breite im Bereich von $1130-1075\text{ cm}^{-1}$ gibt es grundlegende Unterschiede. In Form einer roten Linie ist die häufig verwendete Position eines Absorptionbandes von Quarz bei 1082 cm^{-1} eingezeichnet (Egli et al., 2013). Das Signal für K13 entspricht der aufsitzenden Spitze, welche durch eine orange Box umrahmt wird. Die schwarze Linie symbolisiert den Verlauf einer grossen Spitze, welche höchstwahrscheinlich primär dem Quarzsignal zuzuordnen ist.

organischen Bodensubstanz, bei Vorkommen der entsprechenden Tonmineralien, mit Smectit teils möglich und mit Vermiculit durchaus realistisch (siehe Abb.4). Diese werden in reinen Podsolen nicht (Vermiculit) oder nur bedingt (Smectit) als verbreitete Tonmineralien angesehen (Stahr, 2010a). Untersuchungen von Bodenprofilen in den südlichen Niederlanden geben jedoch Hinweise auf das potentielle Vorkommen von Smectit und Vermiculit an unserem Profilstandort. Ihre Analysen von Driftsandablagerungen in den südlichen Niederlanden haben ergeben, dass diese neben Quarz auch regelmässig die Mineralien Feldspat, Glimmer und Pyroxen enthalten (Sparrius, 2011). Sowohl Feldspäte (Smectit), als auch Glimmer (Smectit, Vermiculit) sind potentielle Ausgangsmineralien für die Bildung der angesprochenen Tonminerale (Stahr, 2010a).

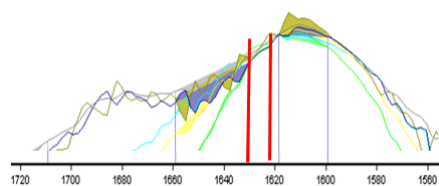


Abbildung 4: Interferogram im Wellenlängenbereich $1550-1720\text{ cm}^{-1}$. Dargestellt ist die Situation der einzelnen Messsignale der Bodenproben des Bs2-Horizonts. Die Spitze ist in allen Bodenproben (Mineralboden und Proben aus den Transekten) zu erkennen und unterschiedlich deutlich ausgebildet. Die linke rote Linie und die rote Linie markieren jeweils die Positionen bekannter Absorptionsbänder von Smectit (bei 1630 cm^{-1}) und Vermiculit (bei 1625 cm^{-1}) (Egli et al., 2013).

Vermiculit ist das einzige Tonmineral, welches im Wellenlängenbereich von K8, zu Überschneidungen der Signale der mineralischen und der organischen Bodensubstanz führen kann (siehe Abb.5).

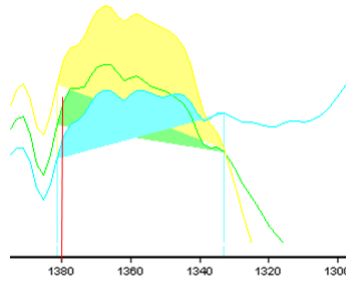


Abbildung 5: Interferogram im Wellenlängenbereich $1300\text{-}1400\text{ cm}^{-1}$. Dargestellt ist die Situation der einzelnen Messsignale der Bodenproben des Bs2-Horizonts. Auch hier ist der grundsätzlich eher flachere Verlauf, ohne eine einzelne auffällige und eindeutige Spitze, in allen Bodenproben (Mineralboden und Proben aus den Transekten) zu beobachten. Abgesehen unterschiedlicher Signalstärke gibt es nur noch bezüglich der Neigung der Fläche als Folge des weiteren Verlauf der Spektralkurven grössere Unterschiede. Eine häufig verwendete Position eines Absorptionbandes von Vermiculit bei 1380 cm^{-1} , ist wiederum durch eine rote Linie markiert (Egli et al., 2013).

3 Berechnungen

3.1 C_{org} -Nettobilanz

Die C_{org} -Nettobilanz ist aus der Differenz zwischen den C_{org} -Vorräten des Transektbereichs und derjenigen des Mineralbodens (jeweils 3 Bodenproben) berechnet worden. Ein C_{org} -Vorrat berechnet sich gemäss Baritz et al (2010) folgendermassen (Baritz et al., 2010):

$$C \text{ [kgCm}^{-2}] = C_{org} \text{ [mgg}^{-1}] \times \text{Bodendichte [gcm}^{-3}] \times \text{Bodentiefe [m]}$$

Die unterschiedliche Masse der einzelnen Transektbereiche aufgrund teils erhöhter oder erniedrigter Durchmesser ist dabei nicht berücksichtigt worden.

4 Charakterisierung des Bodenprofils

Mein Profil, benannt nach der Lokalität „bedarfse bergen“, befindet sich im Naturgebiet De Maashorst in den südöstlichen Niederlanden. Die nächstgelegene grössere Ortschaft heisst Uden, deren Stadtgebiet sich ca. 2-3 km (Luftlinie) südwestlich bis westlich unseres Profilstandortes befindet (siehe Abb. 6). Geographisch kann „Bedarfse Bergen“ als ein Teil der Grossumgebung Maastrich betrachtet werden. Die Umgebung unseres Untersuchungsgebietes wird auch als „Maashorst area“ (Van Mourik et al., 2012) bezeichnet und war während sämtlichen Gletscherstadien seit dem Pleistozän unvergletschert (Beets et al., 2006).

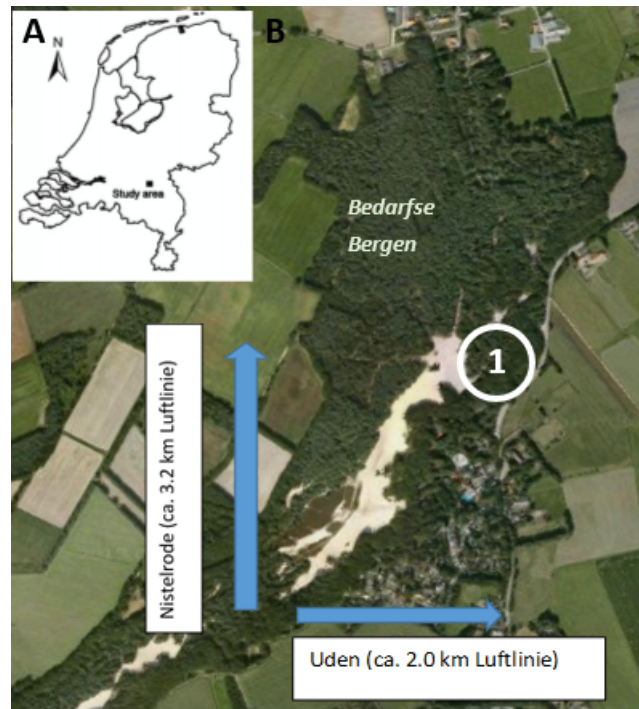


Abbildung 6: Untersuchungsgebiet Bedarfse Bergen in den südöstlichen Niederlanden: A) Lage des Bodenprofils innerhalb der Niederlande. B) Detaillierte Ansicht des Untersuchungsgebietes, welches aus teils bewaldeten Inland-Dünen besteht. Die ungefähre Entfernung zu den nahegelegenen grösseren Städte Uden und Nistelrode (rechteckige Textboxen) und deren relative Lage zum Untersuchungsgebiet (blaue Pfeile) sind ebenfalls angegeben. Die nummerierte Kreisfläche umfasst sowohl meinen genauen Untersuchungsstandort als auch Profil Rakt, welches einst von vanMourik et al., 2012 zur Rekonstruktion der regionalen Bodenentwicklungsprozessen benützt worden ist

Die Maashorst Umgebung besteht aus einer Abfolge von Gräben und Horsten (Teil der Erdkruste, welcher bei sinkender Umgebung bei womöglich unterstützender tektonischer Hebungsprozesse erhöht zu liegen kommt). Sie ist früher hauptsächlich durch den namensgebenden Fluss Maas beeinflusst worden. Dieser hat vom frühen Pleistozän bis zum Saalian (entspricht im Alpenraum dem Zeitraum der Riss-Kaltzeit ⁵) und nach einer grossräumlicheren tektonischen Hebung weiter östlich in der Maashorst Umgebung vom Saalian bis zur Weichsel-Vergletscherung fluviale Sande abgelagert. Während der Weichselvergletscherung war die Maashorst Umgebung ein Erosionsplateau. Je nach Stärke der Erosion fehlen daher spätglaziale Sandablagerungen gänzlich oder sind kaum vorhanden. Ausnahme bildet der zentrale Graben (beinhaltet gesamtes Untersuchungsgebiet Bedarfse Bergen und somit auch unser untersuchtes Bodenprofil), welcher auch während der Weichsel-Vergletscherung ein Depositions-Becken blieb. Unser genauer Standort befindet sich in unmittelbarer Nähe einer Inland-Düne unbekanntes Alters und ist durch einen eichen-dominierten Laubmischwald bewaldet. Relevante Hangeffekte können durch die Positionierung des Profils in genügend grossem Abstand zum Hangfuss und der Vegetationsdecke zwischen Profil und Düne (Stoutjesdijk, 1959) ausgeschlossen werden. Der Oberflächenbewuchs unseres Profils (siehe Abb.7) besteht aus einem Wald mit flächendeckend ausgebildeter Krautschicht. Diese setzt sich hauptsächlich aus Brombeeren, Farngewächsen und Jungbäumen zusammen.

⁵auf Zeitraum 340'000 bis 128'000 v.Chr datiert (Litt et al., 2007)



(a) Eichen



(b) oberer Profilbereich mit umgebender Krautschicht

Abbildung 7: Oberflächenbewaldung am Standort Bedarse Bergen: (a) Eichenexemplare in deren unmittelbarer Stammesnähe das Bodenprofil angelegt worden ist. Zu erwähnen gilt, dass die linke Eiche Schädigungssymptome aufweist und nicht mehr lebendig scheint (b) Die Krautschicht ist teils stark bewachsen und besteht u.a aus Brombeeren, Farngewächsen und jungen Bäumen.

Um eine zu starke Einflussnahme der Krautschicht auf die Durchwurzelung im Bodenprofil zu verhindern, ist das Bodenprofil an einer Stelle, an welcher der Unterbewuchs minimal ausgebildet gewesen ist, angelegt worden. Dominierende Baumart ist die Eiche, welche auf extremeren Standorten, ohne oder mit Konkurrenz durch andere Baumarten dominieren kann (siehe Abb. 33 im Anhang).

Solche Standortbedingungen bezüglich der Körnung (siehe Kap.4.2.2), pH-Wert (siehe Kap.4.3.1) finden wir in unserem Profil. Wir haben unser Bodenprofil in weniger als 1 Meter Abstand zu und zwischen zwei Eichen angelegt. Während die Eiche auf der linken Seite in schlechtem Zustand gewesen ist, hat die Eiche auf der rechten Seite keine Anzeichen eines gestörten Wachstums aufgewiesen. Nachfolgend soll kurz auf die Horizontierung unseres Bodenprofils, den jüngeren regional-geographischen Kontext und das mögliche Maximalalter der Eichenbestände am Bodenprofil eingegangen werden. Dabei orientieren wir uns an einer Studie von van Mourik et al. (2012). Erwähnte Studie hat anhand von sechs Bodenprofilen (eines davon, Rakt genannt, befindet sich ebenfalls bei Bedarse Bergen) die pedogenen Entwicklungsphasen und das Auftreten der Vegetation der näheren und weiteren lokalen Umgebung rekonstruiert (Van Mourik et al., 2012).

4.1 ProfilhORIZONTIERUNG und ihr Bezug zur regionalgeographischen Pedogenese

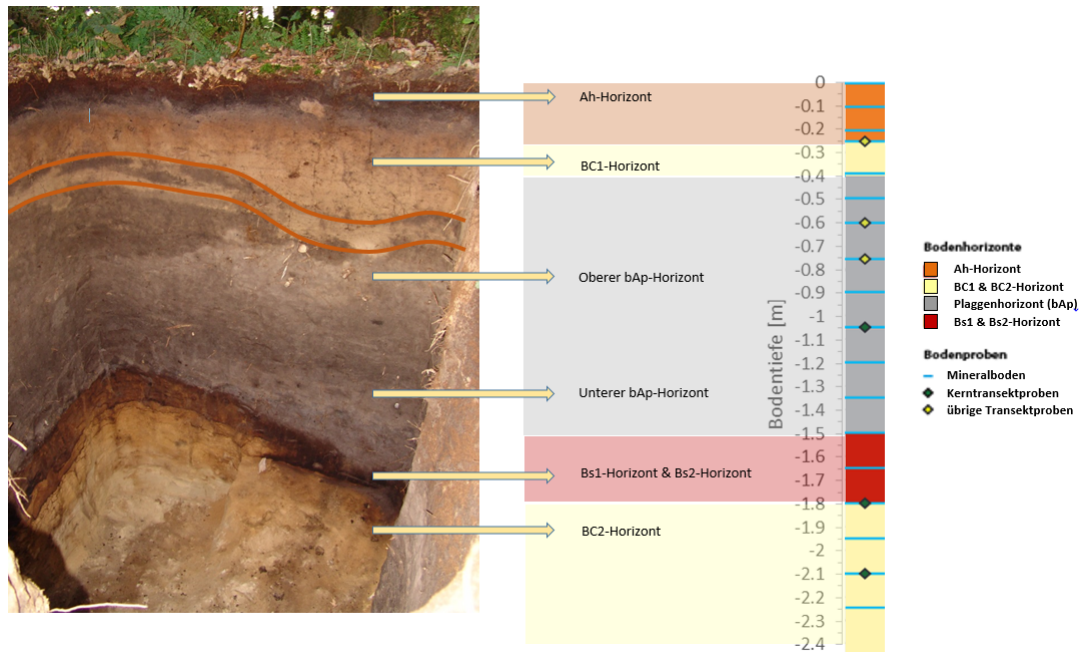


Abbildung 8: angetroffene Horizontierung innerhalb unseres Bodenprofils mit schematischen Angaben zu Bodentiefe, Horizontbenennung, Horizontgrenzen und Tiefenlage. Gut zu erkennen ist eine ehemalige Pflugsohle im oberen bAp-Horizontbereich. In dieser Bodentiefe ist der Horizontübergang teils etwas undeutlich ausgebildet. Während die Bildung des bAp-Horizonts auf anthropogene Aktivitäten zurückzuführen ist, haben sich die übrigen Bodenhorizonte mit grösserer Wahrscheinlichkeit auf weitgehend natürliche Weise gebildet.

Unser Profil besteht aus einer Abfolge von 6 Bodenhorizonten (siehe Abb. 8). Diese widerspiegeln die räumliche Entwicklung und die anthropogenen Einflüsse auf die Bodenentwicklung, welche durch van Mourik et al. (2012) erwähnt werden. Im Vergleich mit dem Profil Rakt stimmt die Horizontierung weitgehendst überein. Bezüglich der Lage der Bodenhorizonte in unterschiedlichen Bodentiefen und ihrer Mächtigkeit ergeben sich grundlegendere Unterschiede. Der älteste Bodenhorizont in meinem Bodenprofil in 1.8 bis 2.25 m Bodentiefe, sowie die beiden überlagerten Bs-Horizonte, dürften nicht jünger als 600 Jahre alt sein. Solche Bs-Horizonte fehlen im Profil Rakt, wo unter dem Plaggenhorizont direkt ein BC-Horizont aus Decksand zu liegen kommt. Dieser wird von van Mourik et al. auf 69 n. Chr. datiert (Van Mourik et al., 2012). Die Bs-Horizonte deuten auf eine fortgeschrittene Bodenentwicklung (Podsolisierung) hin. Sie liegen in Bodentiefen von 1.5-1.6m (Bs1-Horizont) und 1.6-1.8m (Bs2-Horizont). Gemäss WRB-Klassifikation weisen diese Horizonte auf die Akkumulation von Sesquioxiden hin (Schad, 2006). Diese Bs-Horizonte werden von einem mächtigen bAp-Horizont (vergrabener Plaggenhorizont ⁶) überlagert. Mit diesem Übergang von Bs1-Horizont in den bAp-Horizont endet eine erste Zeitperiode, in welcher die natürliche Bodenentwicklung, abgesehen von Holzeinschlägen durch Menschen, weitgehend ungestört voranschreitet und es beginnt eine gut 400-jährige Periode landwirtschaftlicher Nutzung (Van Mourik et al., 2012). Die angewandte Landwirtschaftsform ist unter dem Namen Plaggenwirtschaft bekannt. Plaggenwirtschaft beschreibt die Kultivierung von nährstoffarmen und oft sandreichen Böden durch Plaggendüngung. Dabei sind Plaggen (abgestochene humose Oberbodenbestandteile von Heide- und Waldböden), welche durch die Verwendung als Einstreu in Ställen stark mit Nährstoffen (tierische Ausscheidungen als Quelle) angereichert worden sind, auf die Ackerflächen aufgebracht worden. Dank erhöhtem Wasser- und Nährstoffbindungsvermögen und Eintrag von N und P (Blume et al., 2010), konnte die Bodenzahl (landwirtschaftliche Güte) von 10-20 (Podsole) auf 30-40 (Plaggen) erhöht werden (Stahr, 2010b). Ebenfalls positive Auswirkungen hat diese Bewirtschaftung auf das C_{org}/N_t -Verhältnis gehabt (Brümmer, 2010).

Der bAp-Horizont ist so aufgebaut, dass der durchgehend dunkle untere bAp-Horizontbereich, von einem mit Driftsandablagerungen und Pflugmarken durchsetzten oberen bAp-Horizontbereich bedeckt wird.

⁶Gemäss der Definition von NRCS (Natural Resource Conservation Service des amerikanischen Landwirtschaftsdepartments) wonach ein vergrabener Bodenhorizont resp. Boden von neuem Bodenmaterial mit einer Mächtigkeit von 30-50cm, welche mindestens der Hälfte der Mächtigkeit des vergrabenen Horizonts entspricht, können wir in unserem Falle gerade noch von einem bAp-Horizont sprechen (Chaopricha & Marín-Spiotta, 2014).

Diese zwei bAp-Horizontbereiche widerspiegeln zwei Phasen der Nutzung durch die Plaggenwirtschaft, von welcher die erste von ca.1400 bis 1600 n.Chr. und die zweite von 1600 bis 1800 n.Chr. gedauert hat. Während der ersten Phase hat sich die Landwirtschaft fortlaufend intensiviert und organisches Material hat sich akkumulieren können. In der zweiten Phase haben vermehrt Driftsand-Depositionen die Plaggenwirtschaft erschwert (Van Mourik et al., 2012). Das verstärkte Auftreten der Driftsande ist auf die zunehmende Degradierung und Zerstörung der Heideflächen durch nicht nachhaltige Entnahme von Plaggen und der damit verbundenen Winderosions- und Sandverlagerungsprozessen zurückzuführen.

Mit der Einführung von modernen Düngern und der zusätzlichen Intensivierung der Landwirtschaft auf den produktiveren Flächen ist die Plaggenwirtschaft schlussendlich endgültig aufgegeben worden (Van Mourik et al., 2012). Oberhalb des bAp-Horizontes folgt ein sandiger BC-Horizont in einer Bodentiefe von 0.25 bis 0.4 m, welcher ausschliesslich aus Driftsand-Depositionen besteht, welche sich ab 1800 abgelagert haben. Der Ah-Horizont in einer Bodentiefe von 0.0 bis 0.25 m widerspiegelt die jüngsten Bodenentwicklungsprozesse. Er ist relativ deutlich vom tieferliegenden BC-Horizont abgegrenzt und Hinweise auf bedeutende Bioturbationsprozesse sind nicht ersichtlich. Die dem Ah-Horizont aufliegende Streuschicht ist geringmächtig. Gemäss van Mourik et al. (2012) hat die Wiederbewaldung in der näheren Umgebung vor ca. 200 Jahren eingesetzt. Die früheren Waldbestände der Umgebung sind im Folge der zunehmenden anthropogenen Aktivitäten seit der frühen Bronzezeit und spätestens bis ins 12-13 Jahrhundert mit der Ausbreitung von Landwirtschaftsflächen fortlaufend vernichtet worden (Van Mourik et al., 2012). Grössere, von blosser Auge erfassbare, Rückstände der ursprünglichen Vegetation, welche länger erhalten bleiben können, wie Kohlestückchen (Lützw et al., 2006) oder Rhizolithe (Gocke et al., 2011) haben wir an unserem Standort in Bedafse Bergen nicht gefunden. Aufgrund dessen, der Bodenentwicklung und der erwähnten grossräumigen Entwaldung, kann davon ausgegangen werden, dass sämtliche Bodenhorizonte bis in eine Tiefe von 2.25 m zumindest teilweise oder hauptsächlich durch C_{org} der jüngeren, maximal 200-jährigen Vegetation, überprägt und ihre C-Dynamik von der Aktivität eben dieser Vegetation beeinflusst werden. Insgesamt haben wir ein Dünenprofil, welches teils durch menschliche Aktivitäten und teils durch natürliche Prozesse beeinflusst worden ist. Zudem ist die natürliche Bodenentwicklung durch die anthropogene Nutzung unterbrochen worden. Dieser Aspekt ist bei der Interpretation der Resultate der Verwitterungsindizes unbedingt zu berücksichtigen. Im nachfolgenden Kapitel soll detaillierter auf die Verteilung von erfassten geophysikalischen (Bodendichte, Bodenfarbe, Kohlenstoffgehalte, Korngrössenverteilung), chemischen Parametern (C_{org} , Elementarverteilung, pH, Verteilung funktioneller Gruppen) und Wurzelklassen im Bodenprofil eingegangen werden.

5 Resultate

5.1 Durchwurzelungsintensität und Wurzelverteilung

Die Durchwurzelungsintensität beträgt in unserem Bodenprofil mehr als 2.25 m, da bis in diese Tiefe sowohl noch gröbere Wurzeln als auch Feinwurzeln zu finden sind (siehe Abb.9).

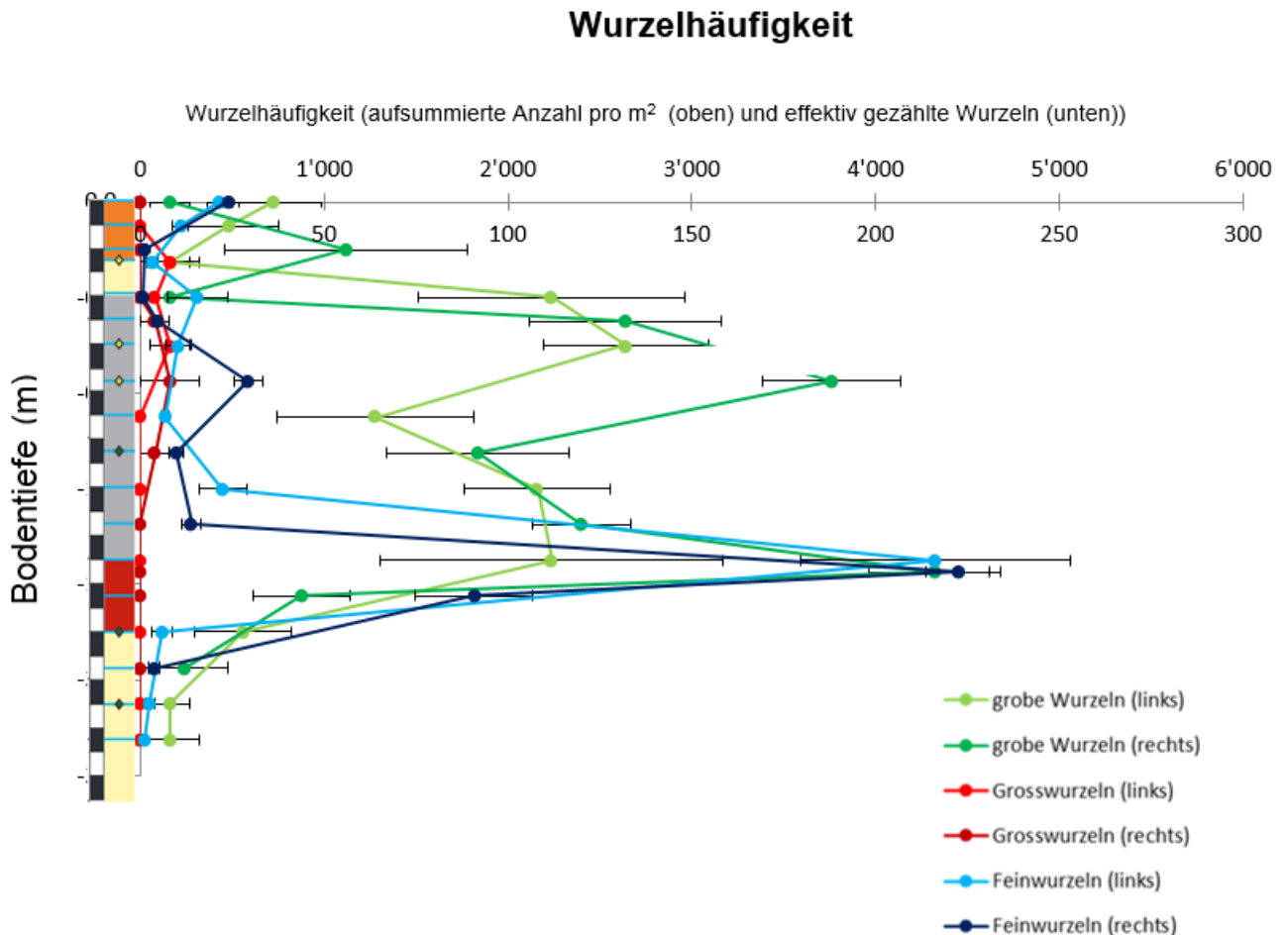


Abbildung 9: Tiefenverteilung der einzelnen Wurzelklassen mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Beachte die doppelte x-Achsenbeschriftung, welche einerseits die effektiv gezählte als auch die hochgerechnete Anzahl der Wurzeln erfasst. Die Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler der Anzahl der jeweiligen Wurzeln, basierend auf der einzelnen Wurzelanzahl jeder Zählgitterzelle.

Der oberste Profilbereich (0-0.1 m) ist mit Feinwurzeln (Häufigkeiten von 432 m² - 476 m²) angereichert. Ihre Anzahl nimmt jedoch bereits auf einer geringen Bodentiefe stark ab. Bereits in einer Bodentiefe von 0.2 m ist ihre Anzahl gegenüber derjenigen auf einer Bodentiefe von 0.1 m um 89.09 % verringert. Ihre Anzahl variiert teilweise stark und Bodentiefen mit Feinwurzelhäufigkeiten >200 und <200 überlagern sich im Bodenprofil mehrmals. Maximale Feinwurzelhäufigkeiten (1816-4448 Feinwurzeln pro m²) werden in 1.5 bis 1.65 m Bodentiefe registriert. Hier befindet sich, aufgrund der Präsenz von 74.3% aller gezählten Feinwurzeln, der Hauptwurzelungsbereich dieser Wurzelklasse. Gegenüber der Anzahl der Feinwurzeln auf 1.35 m Bodentiefe entspricht die vorgefundene Anzahl in 1.50 m Bodentiefe einer Zunahme um 1444 %. Teilweise sehr ausgeprägte Abnahmen und Zunahmen der Feinwurzelhäufigkeiten deuten auf unterschiedliche Verteilung potentieller Nährelemente (siehe Kapitel 4.3.3) und C_{org} -Gehalten hin (siehe Kapitel 4.3.4). Die Verteilung der Grosswurzeln folgt nur teilweise den Feinwurzeln. Zudem stimmt der Bereich der maximalen Grosswurzelhäufigkeit in 0.25 m, 0.60 und 0.75 m Bodentiefe nicht mit derjenigen der Feinwurzeln überein. Dies ist jedoch aufgrund der unterschiedlichen Funktionen von Feinwurzeln und Grosswurzeln nicht zu erwarten (Maeght et al., 2013).

Der Tiefenbereich von 0.6-0.75 m entspricht einem Bereich mit erhöhter Häufigkeit von Grosswurzeln (maximale Anzahl von 8 Grobwurzeln pro m^2 entsprechen jeweils einem Anteil 22.2% an der totalen Anzahl der Grosswurzeln). Ebenfalls befinden sich beinahe alle niedrigsten Grosswurzelnhäufigkeiten, wie bei den Feinwurzelnhäufigkeitsverteilung, in den sandigsten Bodenhorizonten. Die Grobwurzeln erreichen erst in 0.4 m Bodentiefe Häufigkeiten >100 . Ihr Hauptwurzelungsbereich liegt im gesamten bAp-Horizont und dem Bs1-Horizont. Maximale Häufigkeiten sind in 1.55 ($188 m^2$) und 0.75 m ($216 m^2$) Bodentiefe zu finden.

Dies bedeutet, dass ein Grossteil der Wurzeln im oberen Ah-Horizont, im bAp-Horizont und im Bs1-Horizont wurzelt. In einer Bodentiefe bis zu 1 m befinden sich jeweils 88.9 % (grosse Wurzeln), 50.7 % (Grobwurzeln) und 17.9 % (Feinwurzeln) der Wurzelmasse. Damit sind im tiefen Unterboden besonders viel Feinwurzeln zu finden. Dies bekräftigt die Bedeutung der tiefen Durchwurzelung von Eichen (Maeght et al., 2013).

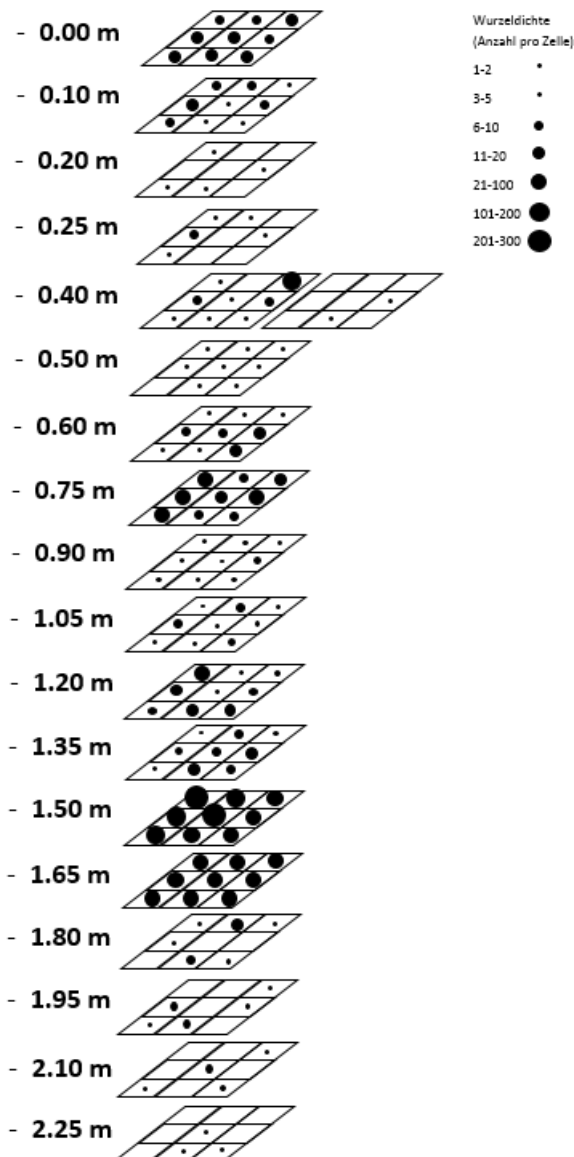


Abbildung 10: Räumliche Verteilung von Feinwurzeln /über gesamte Profiltiefe. Ah Horizont (0-0.25 m), BC1 (0.25-0.4 m), bAp (0.4-1.5 m), Bs1 (1.5- 1.65 m), Bs2(1.65-1.8 m) und BC2 (1.8 - 2.25 m). Jede Rasterzelle weist eine Fläche von $0.0289 m^2$ ($0.17 \times 0.17 m$) auf.

Abb. 10 zeigt die räumliche Heterogenität der Durchwurzelung mit Feinwurzeln innerhalb der einzelnen Bodentiefen.

Einzig in 0.0 m, 1.50 m und 1.65 m Bodentiefe finden sich durchgehend höhere Anzahl von Wurzeln (>10). In den übrigen Bodentiefen gibt es vermehrt Zellen, welche nicht mehr als 5 oder gar keine Wurzeln aufweisen. Die mit der Tiefe zunehmend variabelere Durchwurzelung weist auf eine dominantere Durchwurzelung von Bäumen hin (Gocke et al., 2014c). In 0.20 m, 0.25 m, 0.40 m, 0.50 m, 0.90 m, 1.05 m, 1.95 m, 2.10m und 2.25 m Bodentiefe werden durchgehend Anzahl Wurzeln <10 erfasst. Der Übergang zwischen Bs2 und BC2-Horizont (Sesquioxide verhärten diesen Bodenhorizont) ist durch einen deutlichen Rückgang der Durchwurzelung gekennzeichnet.

5.2 physikalische Bodenparameter

5.2.1 Bodendichte in unterschiedlichen Bodentiefen

Die Werte der Bodendichte bewegen sich alle im Bereich von 1.32 g cm^{-3} bis 1.63 g cm^{-3} (siehe Abb.11).

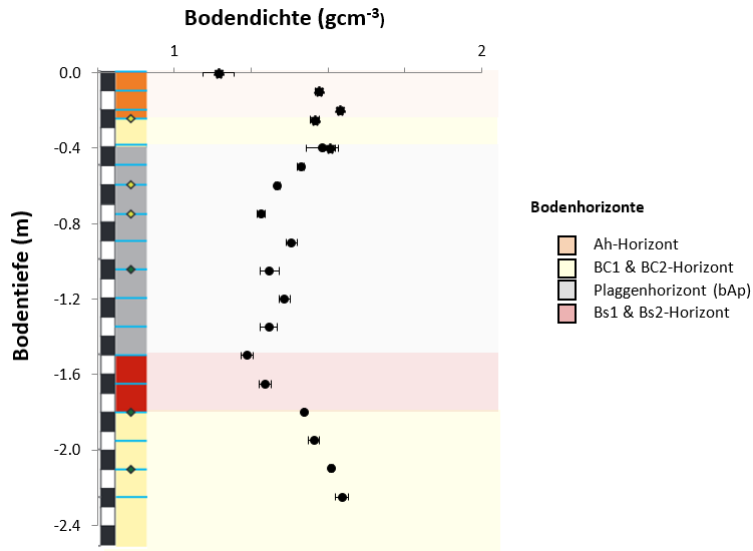


Abbildung 11: Tiefenverteilung des Parameters Bodendichte mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte entsprechen den Dichtewerten der getrockneten Bodenproben. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Gemessene gemittelte Bodendichtewerte werden als Punkte dargestellt, welche durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo auf einer Bodentiefe 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugschle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

Diese gemessenen Dichtewerte sind im Einklang mit Resultaten aus anderen sanddominierten Profilen mit erhöhten Anteilen an größeren Korngrößen (Horn, 2010).

Innerhalb des Bodenprofils steigt die Bodendichte im Ah-Horizont zuerst an. Anschliessend fällt diese, unterbrochen von einzelnen Bodenhorizonten mit Dichtewerten $> 1.45 \text{ g cm}^{-3}$, bis auf 1.39 g cm^{-3} in 1.50 m Bodentiefe. Danach nimmt die Bodendichte wieder kontinuierlich zu und erreicht in 2.25 m Bodentiefe ihr Maximum von 1.63 g cm^{-3} . Die grössten Variationen sind im Ah-Horizont auszumachen. Erschwerte Mineralisierung und Bioturbation und unterschiedlicher Zersetzungsgrad der organischen Bodensubstanz dürften für den raschen Anstieg der Bodendichtewerte im Ah-Horizont verantwortlich sein. Im bAp, BS1 und Bs2-Horizont führen unterschiedlich stark ausgeprägte Anlagerungen von organischen Substanzen und Verwitterungsprodukten ⁷ zu unkonstanten Dichtewerten. Aufgrund erniedrigter C_{org} -Gehalte (siehe dazu Kapitel 4.3.4) kommt es ab 1.50 m Bodentiefe vermutlich vermehrt zu verdichtenden Sackungen. Aufgrund der Lagerung von Quarzkörnern, welche Grobporen bilden, bleibt die Verdichtung gering und die Bodendichtewerte fallen nicht unter 1.63 g cm^{-3} (Horn, 2010).

⁷eine solche Anlagerung führt dazu, dass Grobporen aufgefüllt werden und es dadurch zur einer gelockerten Lagerung der Korngrößenfraktionen kommt (Horn, 2010)

5.2.2 Korngrößenverteilung in unterschiedlichen Bodentiefen

Gemäss der Einteilung im Korngrössendreieck (siehe Abb.12) müssen wir in allen Bodentiefen von reinsandigen Bodenverhältnissen (mit Ss bezeichnet) mit geringen Silt (0.5-7 %)-und Tonanteilen (0.1-3.5 %) sprechen.

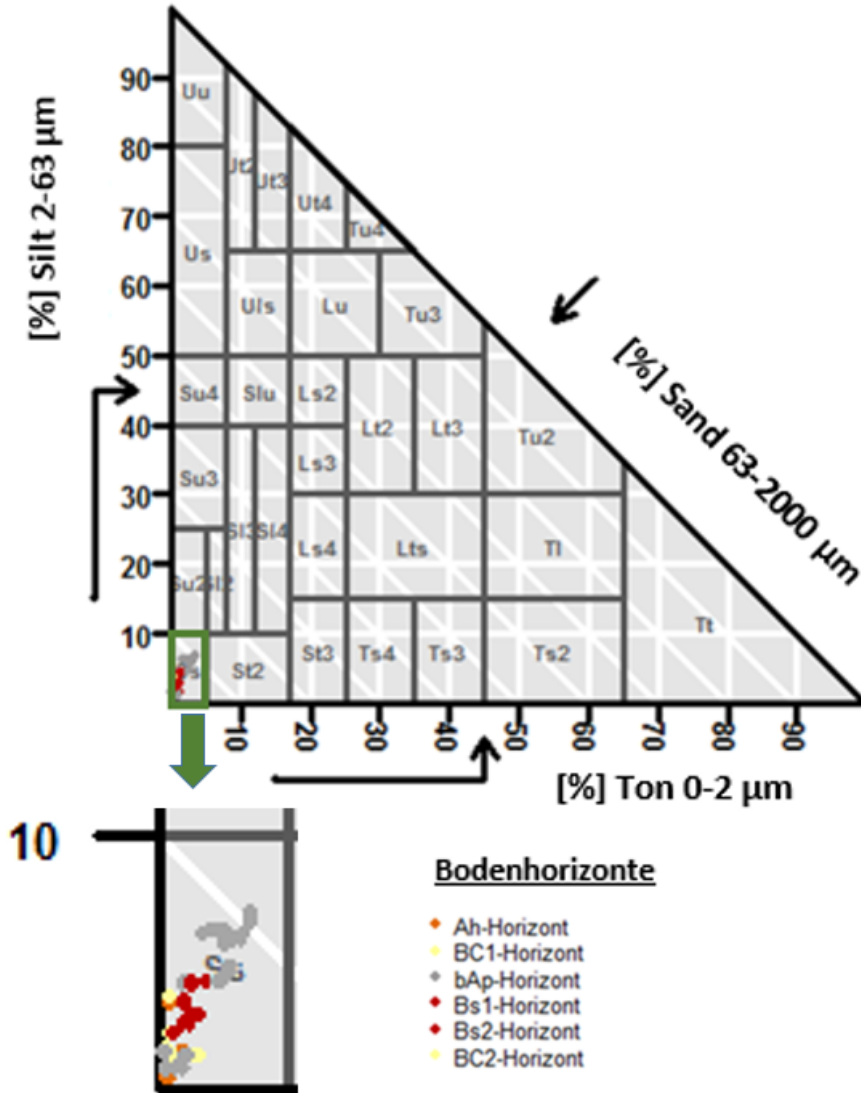


Abbildung 12: Korngrössendarstellung gemäss der Richtlinien der deutschen Bodenklassierung mit folgender Abgrenzung der Korngrössenfraktionen: Sand (2mm - 63µm), Silt (63µm - 2µm) und Ton (2µm - 0 µm). Markiertes und vergrössertes Rechteck entspricht dem Ss-Feld (Reinsande). Die Zugehörigkeit der einzelnen Messdaten zu den Bodenhorizonten wird jeweils mit unterschiedlichen Farben symbolisiert.

Dementsprechend ergeben sich nur geringe Anlagerungsflächen für die organische Bodensubstanz (Lützow et al., 2006). In sämtlichen Bodentiefen erreichen wir Sandanteile $\geq 90\%$. Entsprechend ist über das ganze Bodenprofil von sandigen bis sehr sandigen Bodenverhältnissen, mit entsprechenden Bodeneigenschaften bezüglich Wasser- und Wärmeleitfähigkeit (Blume et al., 2010), auszugehen. Auf einer Bodentiefe von 1.05 m (bAp-Horizont) sind die durchschnittlichen Sandanteile mit 90.3 % am geringsten, die durchschnittlichen Tonanteile mit 3.3 % am höchsten und die durchschnittlichen Siltanteile mit 6.4 % ebenfalls vergleichsweise hoch. Generell gegenüber den anderen Horizonten erhöhte Tonmineralanteile findet man im bAp-Horizont jedoch nicht. Die Messwerte im bAp-Horizont teilen sich in zwei Datenwolken auf, die mit den unterschiedlichen Einflüssen von Driftsandablagerungen im bAp-Horizont (Van Mourik et al., 2012) zusammenhängen dürften.

Jedoch sind die Unterschiede zwischen diesen beiden Gruppen mit Veränderungen der Ton(<5) und Siltgehalte (<10) minimal. Im Tiefenbereich der Bs-Horizonte (1.5-1.8 m), in welchen verhältnismässig teils viel C_{org} vorhanden ist, sind die Sandanteile mit 95-97 % bereits wieder hoch bis sehr hoch und die Tonanteile mit 0.4 bis 1 % minimal.

5.3 chemische Bodenparameter

5.3.1 pH-Werte in unterschiedlichen Bodentiefen

Die Versauerung nimmt mit der Tiefe generell ab (siehe Abb. 13), wie dies aufgrund von Bodenentwicklungs- und Verwitterungsprozessen zu erwarten ist.

Im ganzen Profil finden wir nur saure Verhältnisse (< 7.0 pH) und der mittlere pH-Wert beträgt 4.0. Dies

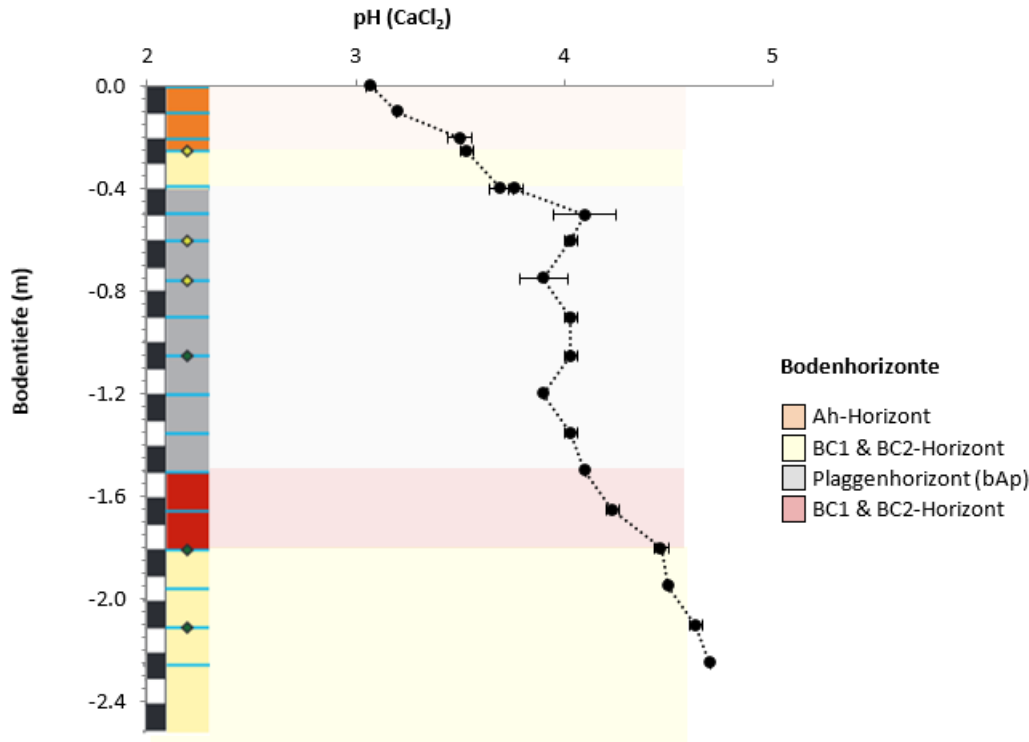


Abbildung 13: Tiefenverteilung des Parameters pH-Wert mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (3 Messdaten aus 3 Bodenproben). Gemessene gemittelte pH-Werte werden als Punkte dargestellt, welche durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugscholle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

bestätigt die Eindrücke eines im Feld durchgeführten HCl-Testes, welcher keine Hinweise auf karbonatische Rückstände ergeben hat. Die niedrigsten pH-Werte findet man im Oberboden (Ah-Horizont) mit einem durchschnittlichen pH-Wert von 3.1. Mit zunehmender Bodentiefe steigen diese pH-Werte kontinuierlich an und erreichen in 2.25 Metern mit 4.7 die gemessenen Höchstwerte. Bei einem pH-Bereich von 3.0 bis 4.7 können wir von durchgehend stark sauren (4.0-4.9) bis sehr sauren Bodenverhältnissen (3.0-3.9) ausgehen (Kretzschmar, 2010). Der Übergang von versauerten zu stark versauerten pH-Bedingungen findet in einer Bodentiefe von 1.35 m im unteren Bereich des bAp-Horizonts statt. Die gemessenen pH-Verhältnisse sollten Auswirkungen auf das Verhalten von Bodenorganismen und die Verfügbarkeit von pflanzlichen Nährelementen haben (Heal & Dighton, 1986). Insbesondere im obersten Profilbereich, aber auch in anderen, sind die pH-Bedingungen für viele Mikroorganismen und Regenwürmer zu acidophil. An solchen Standorten kommen Gruppen von acidophilen bis extrem acidophilen Bodenmikroorganismen⁸ vor und die Bodenfauna wird zunehmend von Vertretern der Pilze dominiert (Kandeler, 2010). Oberflächliche Bioturbationsprozesse, welche die Verteilung von organischer Bodensubstanz im Oberboden stark beeinflussen können und Mineralisierungsprozesse von frischem Streumaterial dürften damit eingeschränkt sein (Kandeler, 2010).

⁸Diese bestehen primär aus Archaeen-Arten deren Zellmembran durch besonders langkettigen Fettsäuren geschützt werden. Dadurch werden diese Mikroorganismen nicht durch die Auswirkungen von sauren Hydrolyse-Reaktionen geschädigt (Kandeler, 2010).

Für Aluminium (Al) gilt damit, dass wir uns in pH-Bereichen bewegen in denen das Nährelement kaum ausgewaschen wird. Jedoch ist es möglich, dass eine selektive Anreicherung an Austauschern erfolgt (pH-Bereich: 4.2-5.0) oder Al zu einem wichtigen ökologischen Faktor resp. in stärkerem Masse ausgewaschen wird (pH-Bereich: 2.8-4.2). Ähnliches gilt teils für Eisen (Fe), bei dem wir davon ausgehen müssen, dass das Nährelement keinen Einfluss auf den chemischen Bodenzustand hat (pH-Bereich: > 3.2) oder kaum ausgewaschen wird, eine selektive Anreicherung an Austauschern jedoch möglich ist (pH-Bereich: 2.4-3.2) (Schlutow & Scheuschner, 2009). Mit der Mobilität von Aluminium und Eisen ist bis in die tiefsten Bereiche unseres Bodenprofils eine Verarmung an Nährelementen zu erwarten. Dies da aufgrund des pH-Wertes erwartet werden kann, dass Alkali (K, Na und andere)- und Erdalkali-Ionen (Ca, Mg und andere) zunehmend gegen freie Al^{3+} -Ionen ausgetauscht werden. Ab einer Bodentiefe von 1.95 m ist dann ausschliesslich von Austauschvorgängen von Alkali- und Erdalkali-Ionen an den variablen Ladungen gegen undissoziiertes H^+ zu rechnen. Da der Karbonatpuffer nur in pH-Bereichen von >6.5 aktiv ist, kann in unserem Bodenprofil nur durch Silikate (stärkste Pufferung über den pH-Bereich von 4-5) und teils durch Hydroxide gepuffert werden (De Vries et al., 1994). Jedoch sind unsere pH-Werte teilweise so tief, dass wir uns in einem pH-Bereich befinden, in welchem Aluminiumoxide, Tonminerale (betrifft vor allem Alkalifeldspäte und Glimmer/Muskovit) und andere Silikate zunehmend ersetzt werden (Stahr, 2010a).

5.3.2 Bodenfarbe in unterschiedlichen Bodentiefen

Die Bodenfarbwerte (siehe Abb.14) sind gemessen worden um, zusammen mit Verwitterungsindizes (siehe Kap 4.3.3), die Identifikation von Bodenentwicklungsprozessen zu unterstützen.

Bodenfarbwerte

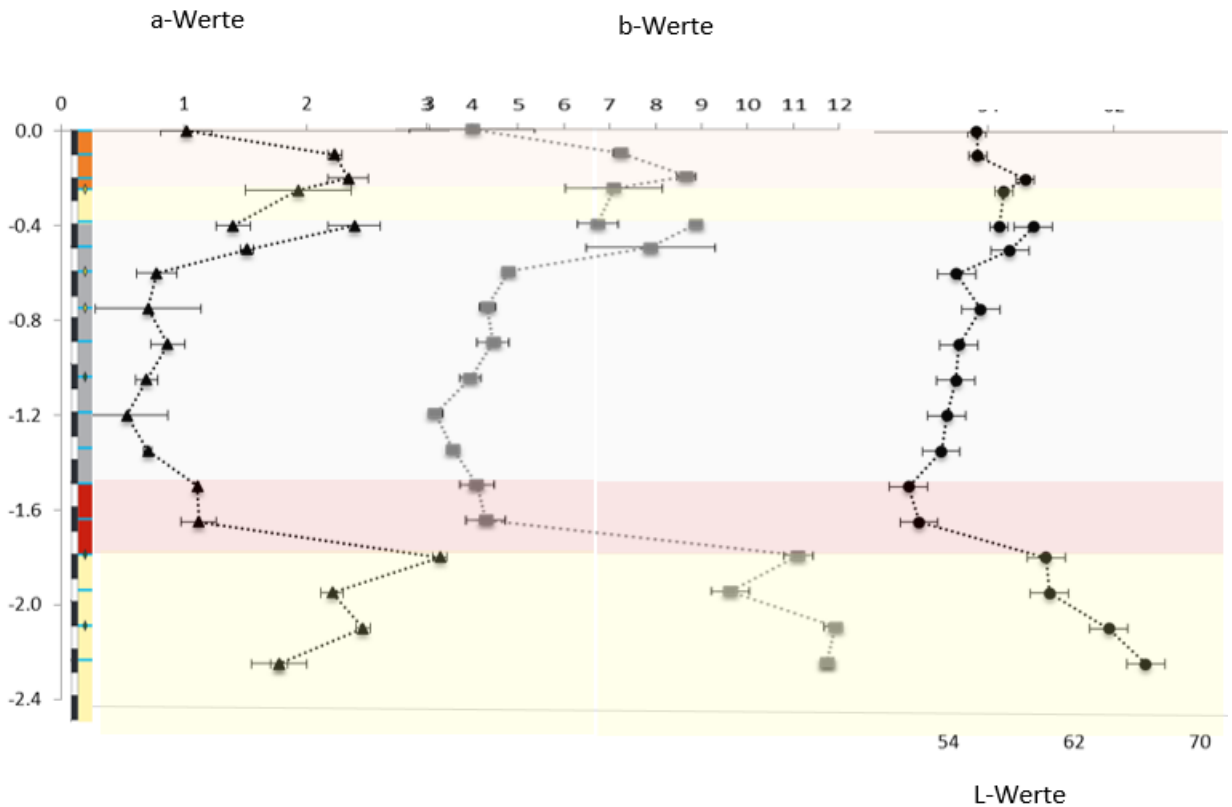


Abbildung 14: Veränderung der Bodenfarbwerte des Lab-Farbsystems in unserem Bodenprofil (eigene Darstellung). Folgende Färbungen werden durch die drei Achsen L, a und b eines Koordinatensystems definiert: a-Wert = Grün (negative Werte) - und Rotfärbung (positive Werte); b-Wert = Blau (negative Werte)- und Gelbfärbung (positive Werte); L-Wert = Helligkeit (Luminanz) mit den Endpunkten Schwarz (L=0) und Weiss (L=100). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler aus 3 Messungen

Tiefste L-Werte (Helligkeit) werden in Profilmereichen gemessen bei denen man ebenfalls erniedrigte C_{org} -Gehalte misst. Zunehmend dunklere Farben werden im Tiefenverlauf des bAp-Horizontes (Störungen durch Driftsandablagerungen mit Tiefe abnehmend) registriert. Insgesamt kann ein gewisser Einfluss von organischer Bodensubstanz auf die L-Werte (Wiesenberg et al., 2006), bestätigt werden. Die L-Werte weisen jeweils bei C_{org} -Gehalte $> 2 \text{ mgg}^{-1}$ stets L-Werte < 53 auf. Genauere Untersuchungen von Korngrößenfraktionen durch Wiesenberg et al. (2006) haben jedoch gezeigt, dass die Korrelation zwischen C_{org} -Gehalten und Helligkeitswerten in Sandfraktionen nicht gegeben ist (Wiesenberg et al., 2006). Höchste L-Werte befinden sich in den beiden BC-Horizonten. Der einzige Profilmereich mit erhöhten a-Werten (Rotfärbung) befindet sich im Bs2-Horizont. Dies weist auf Bodenbildungsprozesse (Akkumulation von Fe-Oxiden) hin (Benke et al., 1999). Der Verlauf der Veränderungen der b-Werte folgt derjenigen der L-Werte. In sandreichen Horizonten mit den niedrigeren C_{org} -Gehalten ist die Gelbfärbung (positive Werte), gegenüber den dunkleren und C_{org} -reicheren Horizonten erhöht.

5.3.3 Nährelement-Verhältnisse in unterschiedlichen Bodentiefen

Nährelemente und ihre Verteilung innerhalb des Bodenprofils lassen auf nährstoffarme Bedingungen schließen.

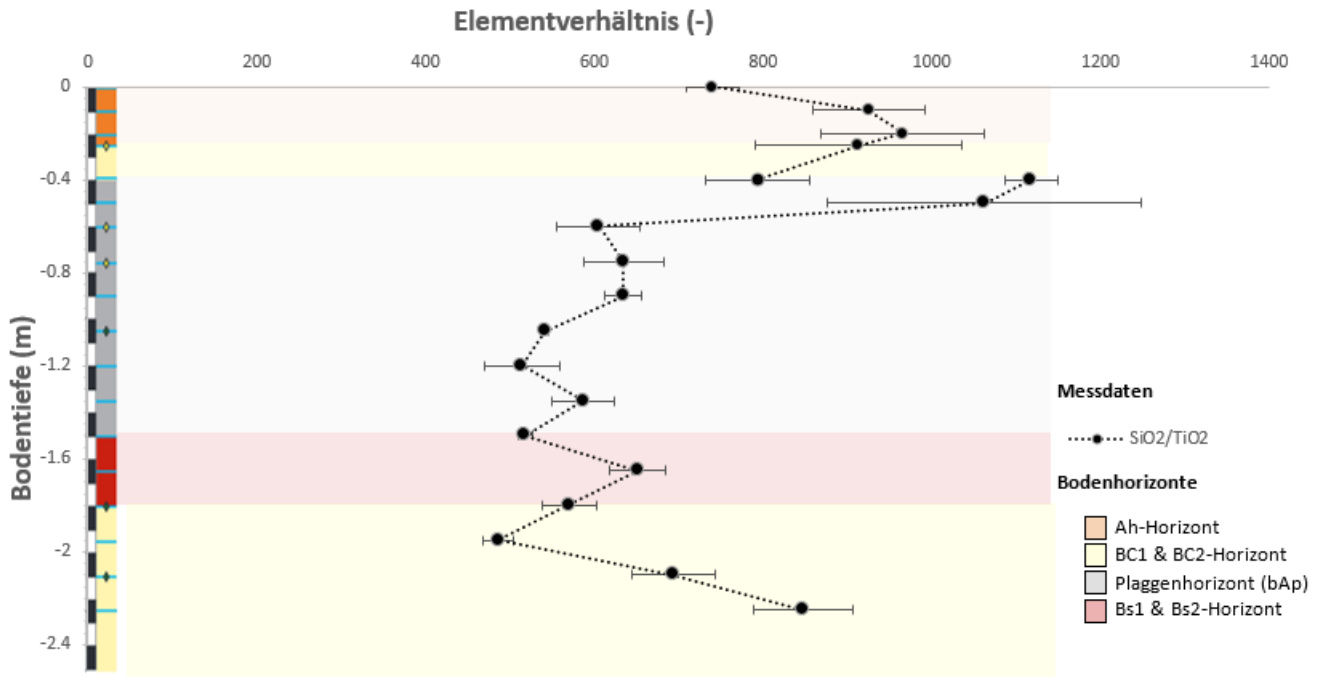


Abbildung 15: Tiefenverteilung des Nährelements Si mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte werden Ti-normalisiert und als Oxide angegeben. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Gemessenes gemitteltetes Nährelement-Verhältnis werden als Punkte angegeben, welche jeweils durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugschleife und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

Erwartungsgemäß dominiert, als wichtigster Bestandteil von Quarzen, das Element Si in all unseren sandreichen Bodenhorizonten (siehe Abb.15). Si wird zudem auch häufig in Silikaten eingebunden (Stahr, 2010a). Der gesunkene Si-Anteil im bAp-Horizont (nur hier werden Verhältnisse <700 gemessen) dürfte primär auf die erhöhte Präsenz von anderen Elementen im bAp-Horizont zurückzuführen sein. Der Versauerung entsprechend, weisen die Elemente der Alkali und Erdalkali-Gruppe geringe Verhältnisse aus (siehe Abb. 16), da diese bei sauren pH-Bedingungen rasch ausgewaschen werden (Wood & Bormann, 1977). Bis auf einen geringen Anstieg im tiefsten Profilbereich konstant tiefe Verhältnisse jener Elemente lassen auf eine fortgeschrittene Verarmung an diesen Nährelementen schließen. Nur im Bs1-Horizont sind deren Verhältnisse erhöht, was auf den Einschluss in organo-mineralische Komplexe hindeutet (Benke et al., 1999). Geringe Anstiege im bAp-Horizont hängen vermutlich mit der Präsenz von Tonmineralien und dem Grad ihrer Zersetzung ab (Stahr, 2010a).

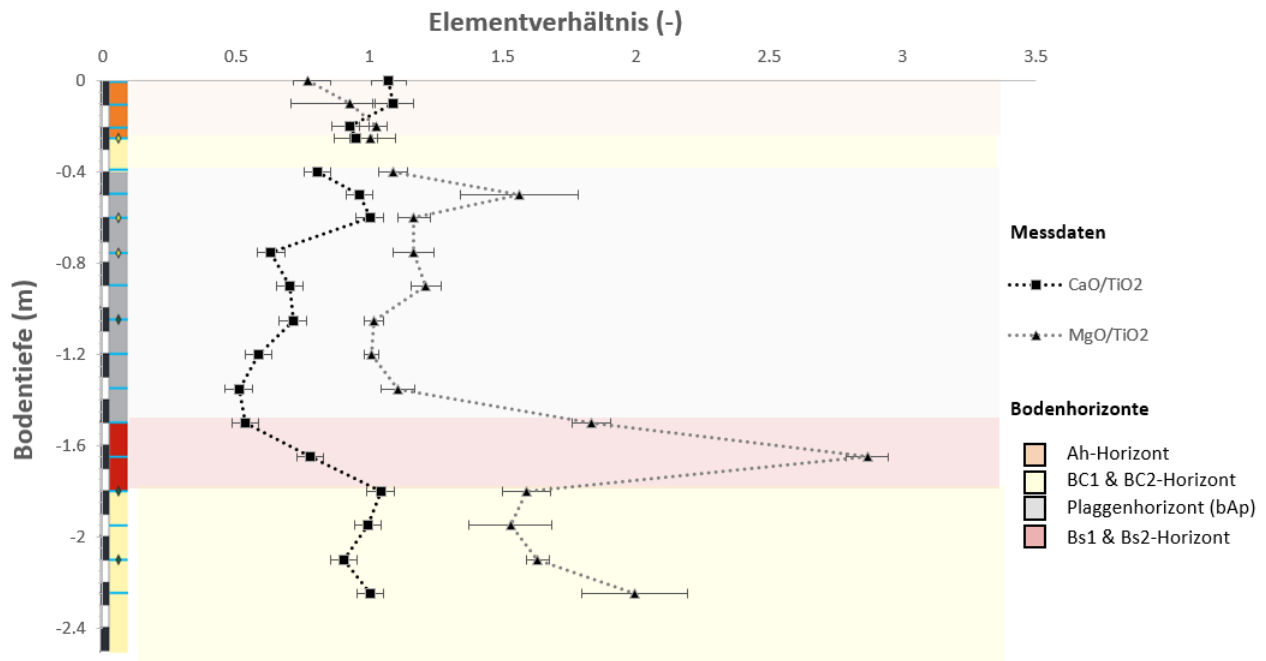


Abbildung 16: Tiefenverteilung der Nährelemente Ca und Mg mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte werden Ti-normalisiert und als Oxide angegeben. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Gemessene gemittelte Nährelement-Verhältnisse werden als Rechteck(Ca) und Dreieck (Mg) angegeben, welche jeweils durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugscholle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

Das Al-Verhältnis bleibt bis in eine Bodentiefe von 1.35 m (unterster bAp-Horizontbereich) stabil und erhöht sich gegenüber dem Anteil an der Oberfläche nur leicht (siehe Abb. 17). Im kurzen Tiefenbereich auf 1.5 bis 1.65 m Bodentiefe des Bs1-Horizonts erfolgt ein starker und unmittelbarer Anstieg des Al-Verhältnis, welches bereits auf einer Tiefe von 1.80 m wieder stark abnimmt. Unterhalb von 1.65 m bleiben die Al-Verhältnisse niedrig, sind jedoch gegenüber den Al-Verhältnissen in den Bs1-Horizont überlagernden Horizonten erhöht. Wie beim Al-Verhältnis erkennt man auch bei der Tiefenverteilung des Fe-Verhältnis einen Anstieg in 1.5 bis 1.65 Meter Bodentiefe. Im Unterschied zum Al-Verhältnis sinkt das Fe-Verhältnis unterhalb von 1.65 m jedoch wieder auf Fe-Verhältnisse, welche bereits in den Bs1-Horizont überlagernden Horizonten erreicht werden. Der starke Anstieg und die leichte Erhöhung der Al und Fe-Verhältnisse im Unterboden können durch Auswaschungs- und Stabilisierungsprozesse erklärt werden (De Vries et al., 1994). Leicht erhöhte Al-Verhältnisse können mit der stärkeren Al-Einbindung in Silikate erklärt werden (Stahr, 2010a).

Die Tiefenverteilung des P-Verhältnis variiert von Bodentiefe zu Bodentiefe teils stark (siehe Abb. 18) und bleibt über größere Bodenbereiche nie stabil. Erhöhte P-Verhältnisse sind auf verschiedenen Bodentiefen (0.25 m, 0.4 m, 1.2 m, 1.35 m, 1.5 m und 1.65 m) und in unterschiedlichen Horizonten (Ah-Horizont, bAp-Horizont und Bs1-Horizont) zu finden und die Veränderungen weisen auf Verlagerungsprozesse hin. Dies deutet erwähnte Rezyklierungsprozesse an, welche P wiederholt vom Bs1-Horizont in tiefere Bodenhorizonte transportieren (Schroth et al., 2007).

Das S-Verhältnis bleibt, mit Ausnahme eines erhöhten Wertes in 0.0 m Bodentiefe, relativ konstant. Die Anreicherung auf 0.0 m Bodentiefe, dürfte auf atmosphärische Depositionsprozesse zurückzuführen sein (Bobbink et al., 1992).

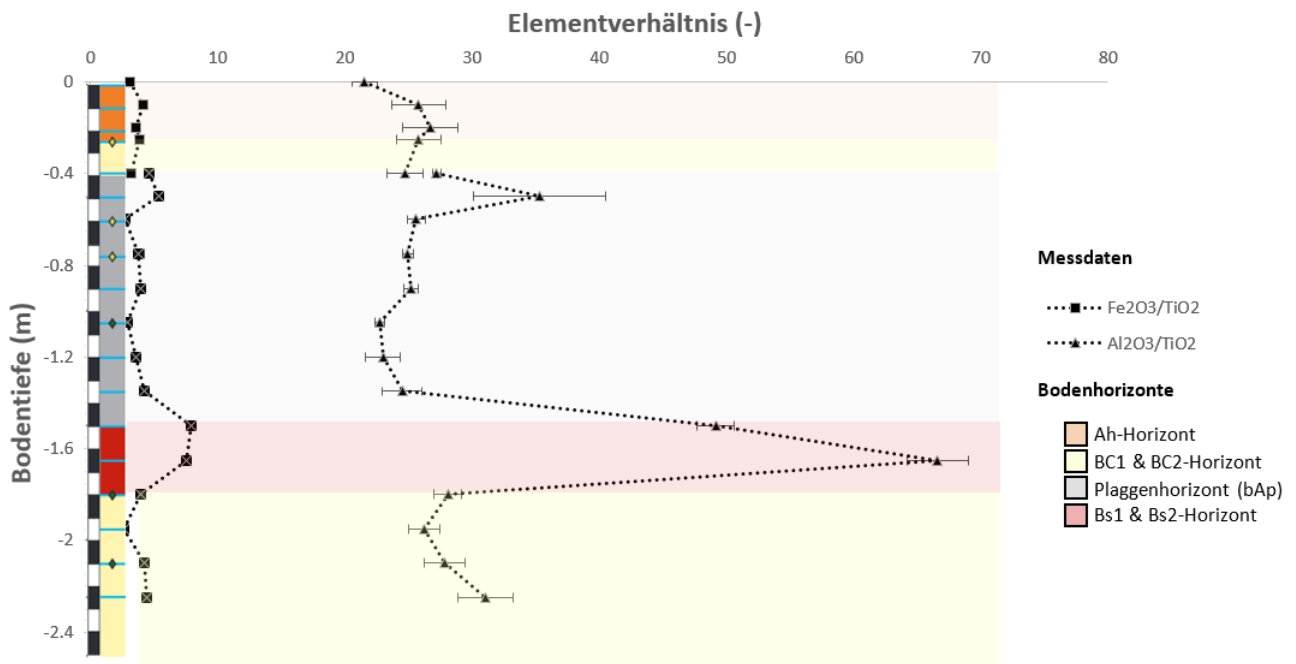


Abbildung 17: Tiefenverteilung der Nährelemente Al und Fe mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte werden Ti-normalisiert und als Oxide angegeben. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Gemessene gemittelte Nährelement-Verhältnisse werden als Rechteck(Fe) und Dreiecke (Al) angegeben, welche jeweils durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugschle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

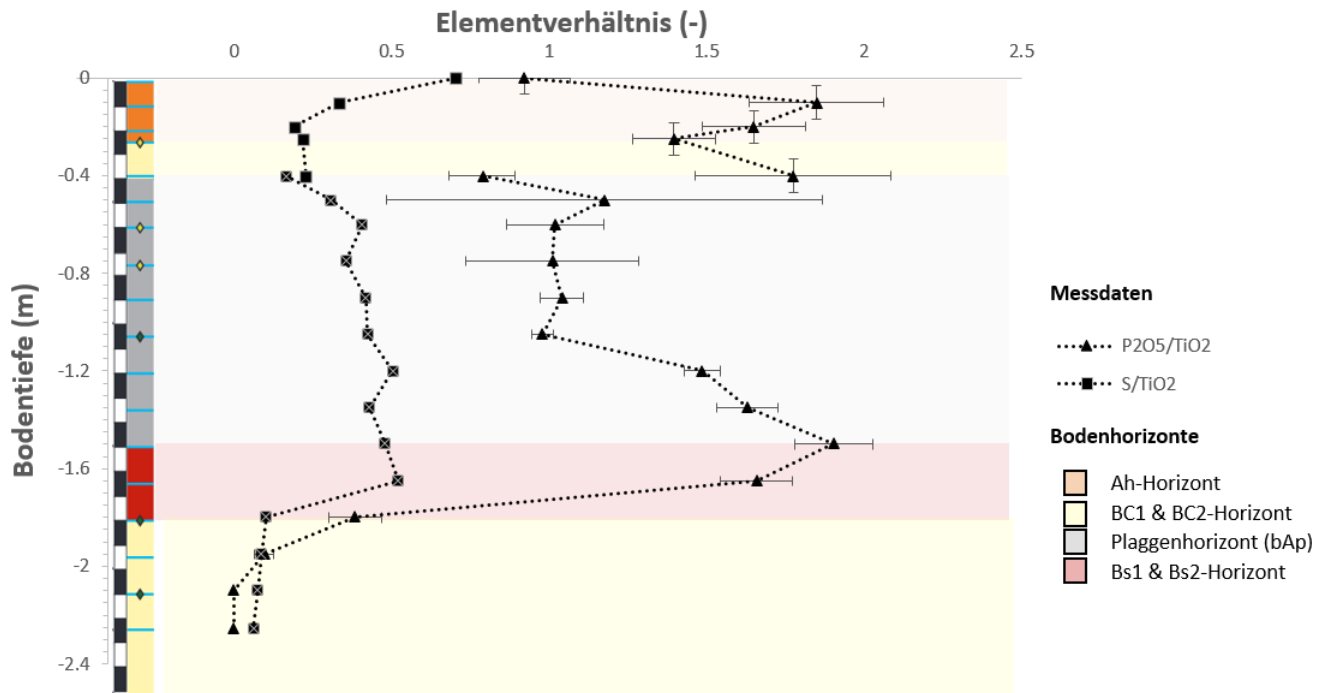
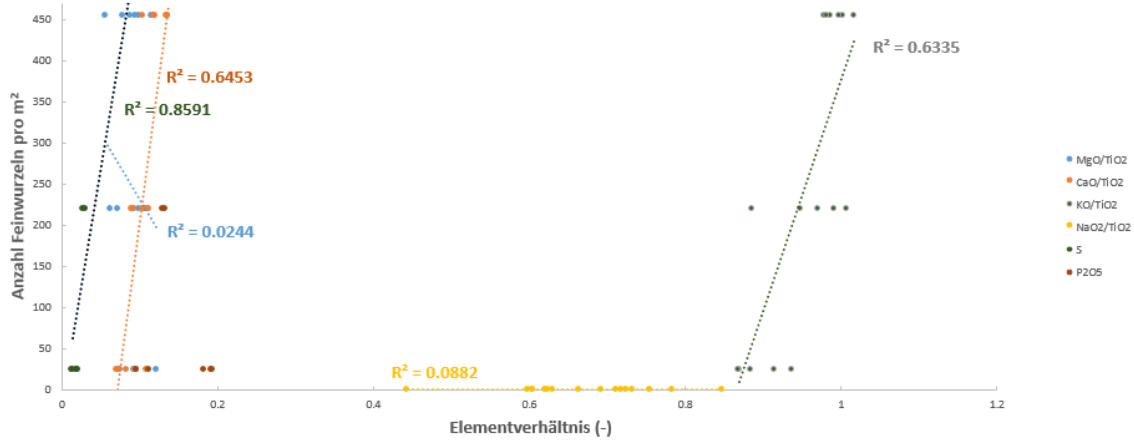
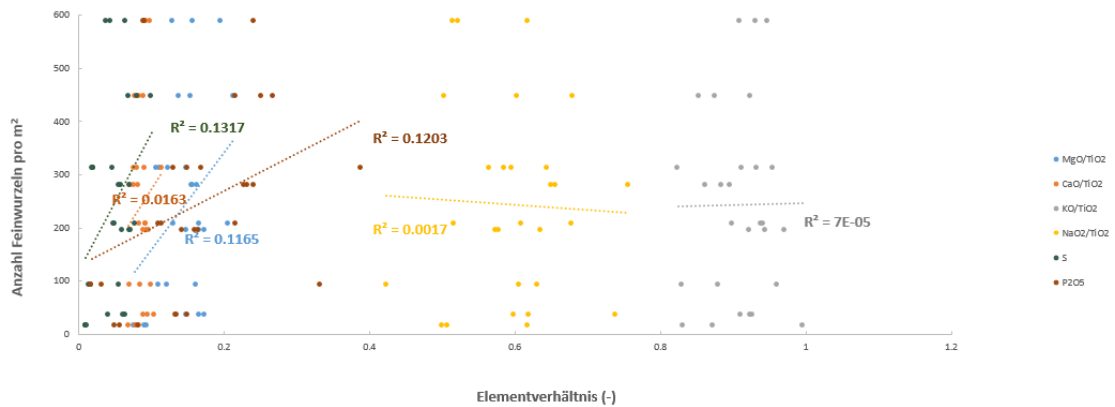


Abbildung 18: Tiefenverteilung der Nährelemente P und S mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte werden Ti-normalisiert und als Oxide angegeben. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Gemessene gemittelte Nährelement-Verhältnisse werden als Rechtecke (S) und Dreiecke (P) angegeben, welche jeweils durch eine unterbrochene, gepunktete Linie verbunden sind. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0,4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugsohle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

Die Korrelationen zwischen ausgesuchten Nährelementen und der Anzahl der Feinwurzeln sind positiv (siehe Abb. 19 und 20). Die Stärke der Korrelationen variiert mit der Lage des Bodenhorizontes und bestätigt die Eindrücke der Akkumulation in den Bs-Horizonten und der Verarmung im unteren Unterboden. Verwitterungsindizes bestätigen Eindrücke, welche aus den pH-Werten und den verschiedenen Nährelement-Verhältnissen gewonnen worden sind. Der CPA1 variiert nur gering, was aufgrund der niedrigen Tongehalte im gesamten Bodenprofil zu erwarten ist. Zunehmende Werte innerhalb des bAp-Horizonts weisen auf Umwandlungen von Tonmineralien (Stahr, 2010a) hin (siehe Abb. 21a). Ebenfalls lässt sich eine tiefgreifende Verarmung an leicht verwitterbaren Nährelementen feststellen (siehe Abb. 21b). Beide Verwitterungsindizes haben ihre höchsten Werte im Bs1-Horizont. Dieser Anstieg ist jedoch primär auf die Speicherung von Nährelementen in organo-mineralischen Komplexen (Benke et al., 1999) und nur bedingt auf Verwitterungsprozesse zurückzuführen. Wie erwartet, zeigt sich die mehrmals unterbrochene Bodenentwicklung auch in den Werten der Verwitterungsindizes (Bugge et al., 2011).

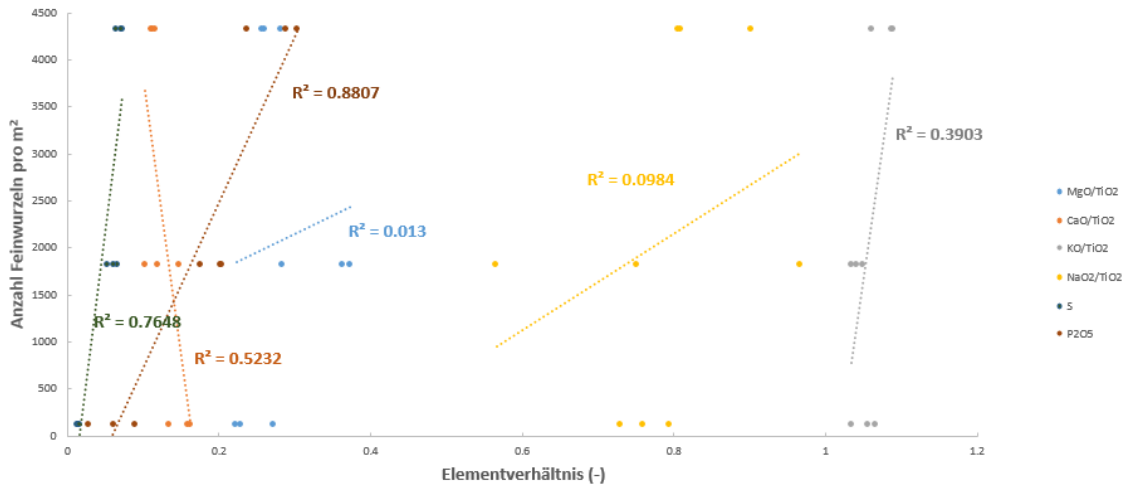


(a) Ah-Horizont

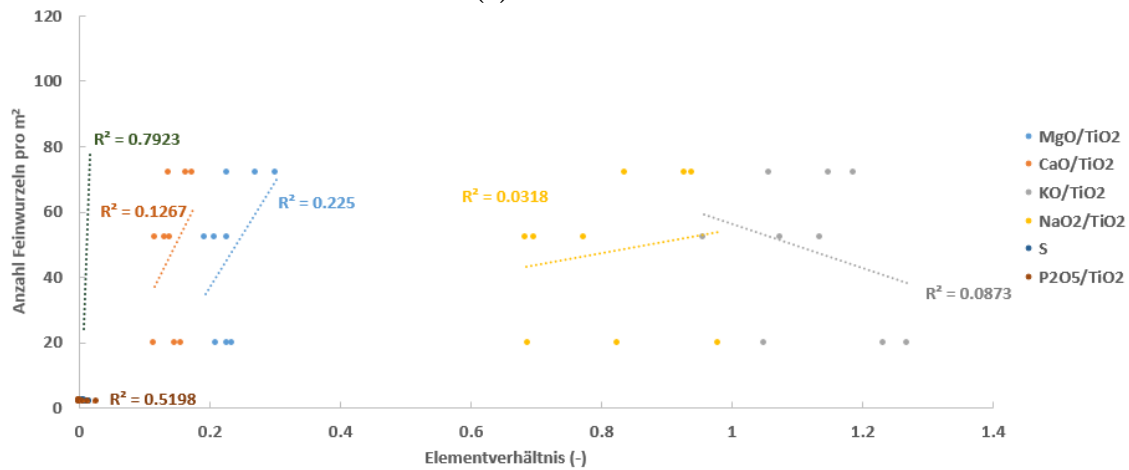


(b) bAp-Horizont

Abbildung 19: Korrelation zwischen wichtigsten Nährelementen und der Anzahl der Feinwurzeln im Ah- und bAp-Horizont. (a) Korrelation zwischen Nährelement-Verhältnissen und der Anzahl Feinwurzeln im Ah-Horizont. Die Anzahl Feinwurzeln entspricht jeweils dem gemittelten Wert einer Bodentiefe und die Werte der Nährelement-Verhältnisse einzelnen Messungen auf unterschiedlichen Bodentiefen. (b) Korrelation zwischen Nährelement-Verhältnissen und der Anzahl Feinwurzeln im bAp-Horizont. Die Anzahl Feinwurzeln entspricht jeweils dem gemittelten Wert einer Bodentiefe und die Werte der Nährelement-Verhältnisse einzelnen Messungen auf unterschiedlichen Bodentiefen..



(a) Bs-Horizonte



(b) BC2-Horizont

Abbildung 20: Korrelation zwischen wichtigsten Nährelementen und der Anzahl der Feinwurzeln in den Bs-Horizonten und dem BC-Horizont. (a) Korrelation zwischen Nährelement-Verhältnissen und der Anzahl Feinwurzeln in den Bs-Horizonten. Die Anzahl Feinwurzeln entspricht jeweils dem gemittelten Wert einer Bodentiefe und die Werte der Nährelement-Verhältnisse einzelnen Messungen auf unterschiedlichen Bodentiefen. (b) Korrelation zwischen Nährelement-Verhältnissen und der Anzahl Feinwurzeln im BC2-Horizont. Die Anzahl Feinwurzeln entspricht jeweils dem gemittelten Wert einer Bodentiefe und die Werte der Nährelement-Verhältnisse einzelnen Messungen auf unterschiedlichen Bodentiefen.

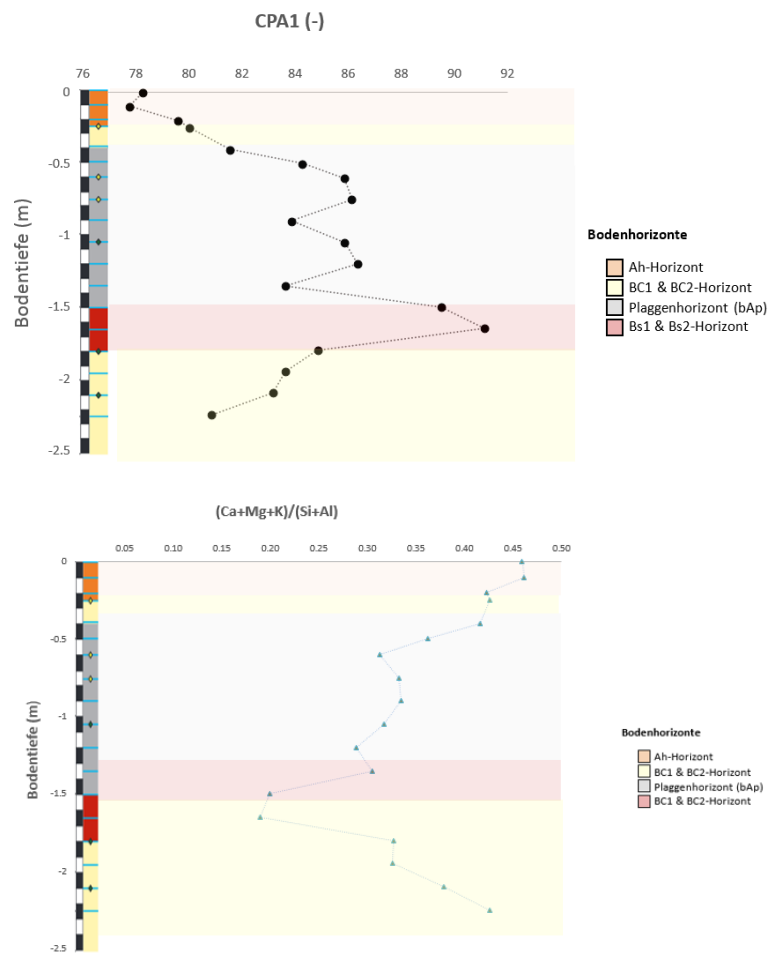


Abbildung 21: Darstellung ausgesuchter Verwitterungsindizes mit schematischer Darstellung der Horizontierung. (a) auf dem Verhältnis zwischen Elementen der Alkali und Erdalkali-Gruppe und Si und Al basierter Verwitterungsindizes. (b) Verwitterungsindizes, welcher für den Prozess der Silikatverwitterung verwendet wird und silikatisches Ca berücksichtigt (Bugge et al., 2011).

5.3.4 Verteilung von organischem Kohlenstoff im Tiefenverlauf des Bodenprofils

Insgesamt bleiben die C_{org} -Gehalte in sämtlichen Bodentiefen gering.

Innerhalb des Bodenprofils nimmt der C_{org} -Gehalt im aktuellen Oberboden (Ah-Horizont) rasch von 2.0

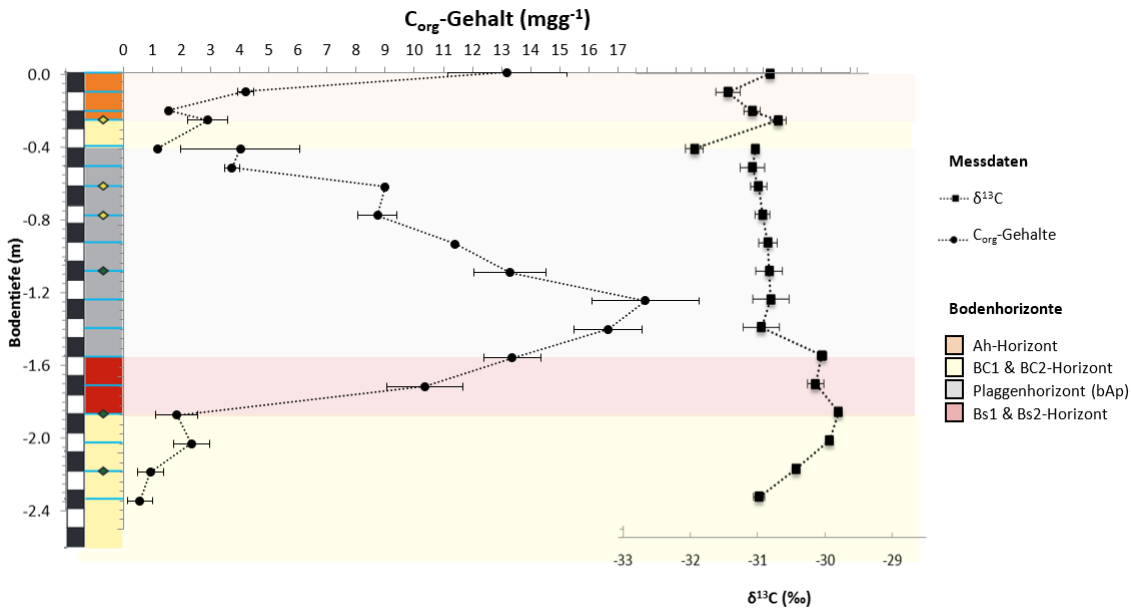


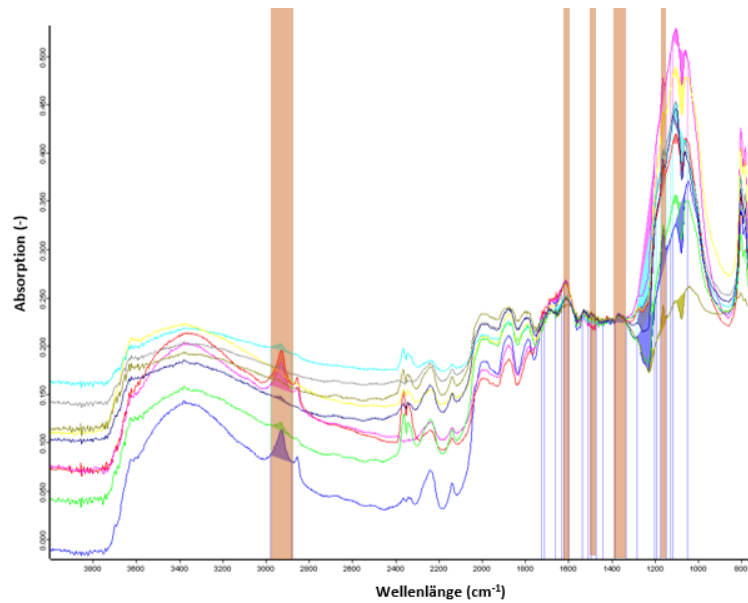
Abbildung 22: Tiefenverteilung der Parameter C_{org} (Linke Messreihe) und $\delta^{13}C$ -Werte (rechte Messreihe) mit schematischer Darstellung der Horizontierung. Werte entsprechen jeweils gemittelten Werten. Fehlerbalken zeigen den Standardfehler (aus Messdaten aus 3 Bodenproben) an. Unterbrochene Linie entspricht dem Tiefenbereich um 0.4 m im Übergangsbereich zwischen dem BC1- und bAp-Horizont, wo 2 Messreihen (jeweils mit Bodenproben A-C) existieren. Damit soll berücksichtigt werden, dass auf dieser Bodentiefe eine Pflugsohle und Driftsand-Ablagerungen, zu unterschiedlicher Lage der Oberkante des bAp-Horizonts führen.

auf $1.2\ mg\ g^{-1}$ ab, bleibt relativ konstant, steigt dann kontinuierlich an und fällt anschliessend wieder stark ab. Teile des Oberbodens (0-0.1 m Bodentiefe), Bs1-Horizont (1.50 -1.80 m Bodentiefe) und dem unterern bAp-Horizont (1.20-1.50 m Bodentiefe) erweisen sich als Tiefenbereiche mit erhöhten C_{org} -Gehalten. Maximale durchschnittliche C_{org} -Gehalte ($17.9\ mg\ g^{-1}$) werden in 1.20 m Bodentiefe gemessen. Nur gerade noch $0.6\ mg\ g^{-1}$ C_{org} beinhalten die 4 Referenzbodenproben auf einer Bodentiefe von 2.25 m durchschnittlich (siehe Abb.22). Wie in Kapitel 5.4 genauer erläutert und diskutiert dürften teilweise geringe Abbautätigkeiten (Visser & Parkinson, 1989) und C_{org} -Stabilisierung (Bs1-Horizont und unterer bAp-Horizont) die Hauptgründe für die Verteilung der C_{org} -Gehalte sein (Lützw et al., 2006).

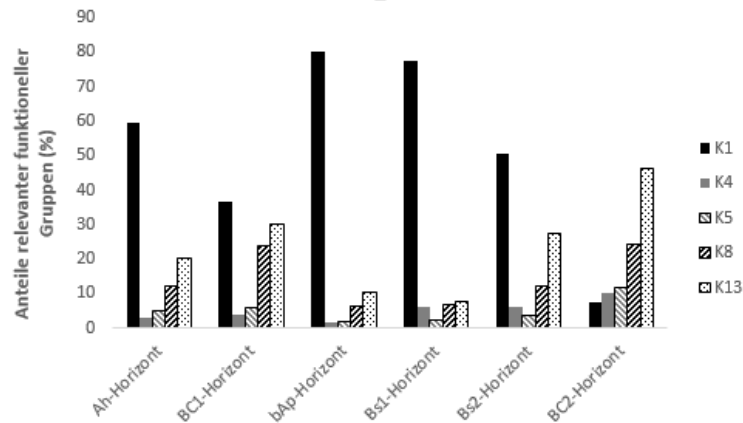
Bedingt durch die Horizontmächtigkeit von 1.1 m und der Bodeneigenschaften befindet sich die Mehrheit unseres C_{org} -Vorrats ($18.22\ kg\ m^{-2}$ entsprechen 65.69 % des in unserem Profilbereich gebundenen C_{org} -Vorrates) im bAp-Horizont. In den übrigen Bodenhorizonten befinden sich jeweils 8.93 % (Ah-Horizont), 2.45 % (BC1-Horizont), 10.11 % (Bs1-Horizont), 9.54 % (Bs2-Horizont) und 3.28 % (BC2-Horizont) des im gesamten Bodenprofil gespeicherten C_{org} -Vorrats. Für eine vertiefte Diskussion der Ursachen der C_{org} -Verteilung und der $\delta^{13}C$ -Werte, sei auf Kapitel 5.3 verwiesen. Die Zunahme des Standardfehlers in einer Bodentiefe von 1.50 m dürfte auf die unterschiedliche Verfügbarkeit benützbarer Absorptionsstellen an Al- und Fe Oxiden zurückzuführen sein (Lützw et al., 2006).

Vom gesamten C_{org} -Vorrat befinden sich 93.53 % im Oberboden bis unteren Unterboden (1m) und 60.74% im tiefen Unterboden (1m).

Die $\delta^{13}C$ -Werte variieren über den gesamten Profilbereich nur wenig und bewegen sich grösstenteils im Bereich von -32 bis -30. Einzig im Tiefenbereich von 1.5 bis 1.95 m werden Werte > -30 gemessen. Starker Abfall der $\delta^{13}C$ -Werte im Oberboden könnten auf geringe Mineralisierungsprozesse hindeuten (Bird et al., 2003). Geringe Variationen im bAp-Horizont könnten auf Anlagerung von längerfristig stabilisiertem C_{org} gleichen Ursprungs zurückzuführen sein (Baumann et al., 2013). Ansteigende $\delta^{13}C$ -Werte könnten mehrere Ursachen haben. Auf einige wird im Diskussionsteil eingegangen. Bis auf eine Bodentiefe von 1.80 Meter besteht die Organik des gemessenen C_{org} primär aus Komponenten aus aliphatischen Methyl- und Methylengruppen (K1), welche dabei Mindestanteile von 36.52 % aufweisen.



(a) Interferogram



(b) bedeutendste funktionelle Gruppen

Abbildung 23: Darstellung des gesamten erfassten Wellenlängenbereichs des Interferograms und die Zusammensetzung des im Mineralboden gespeicherten C_{org} . (a) Dargestellt sind sämtliche Spektralkurven aller Bodenproben. Durch braun-orange Bänder markierte Wellenlängenbereiche entsprechen den Absorptionsbändern der funktionellen Gruppen, deren Messungen positive Werte ergeben haben. (b) Anteile der verschiedenen erfassten funktionellen Gruppen (y-Achse) in den verschiedenen Bodenhorizonten (x-Achse). Diese werden jeweils aliphatischen Bestandteilen (K1), aromatische Substanzen und Ketonen (K4), aromatischen Substanzen und Amiden (K5), phenolischen Gruppen (K8) und Alkoholen, aliphatischen Bestandteilen und Polysacchariden (K13) zugeordnet.

Polysaccharide, welche oft Bestandteile von durch Mikroorganismen rezyklierten Verbindungen sind (Don & Schulze, 2008), sind in sämtlichen Bodentiefen nur mit geringen Anteilen an der organischen Bodensubstanz vertreten. Im Ah, bAp, Bs1 und Bs2-Horizont erreichen diese, beinahe durchgehend, Anteile von über 50 %. Einzig im BC2-Horizont (Decksand-Horizont) und in Teilbereichen des bAp-Horizonts (auf 0.4 Meter Bodentiefe rechts, wo eine Pflugsohle, die Oberfläche des bAp-Horizonts durchschneidet), des Ah-Horizonts (unterer Bereich auf 0.20 Meter Bodentiefe) und des Bs2-Horizonts (unterer Bereich auf 1.80 m Bodentiefe), erreichen aliphatische Hydroxylgruppen, Alkohole und Polysaccharide (K13) zusammen höhere Anteile als sämtliche andere organischen Komponenten (siehe Abb.23). Unabhängig davon, wie stark die Signale der Absorptionsbänder der aromatischen und phenolischen Komponenten durch die Signale der Absorptionsbänder der Tonminerale Smectit und Vermiculit beeinflusst werden, bilden in dem Ah, dem BC1, dem bAp, dem Bs1 und dem Bs2 stets die aliphatischen Methyl- und Methylengruppen und die Bestandteile von K13 die wichtigsten Komponenten der organischen Bodensubstanz.

Keine Anzeichen für das Vorhandensein von funktionellen Gruppen von einigen Aldehyden, Carbonsäuren (beinhalten auch Fettsäuren) und Ketonen sind aus den Daten der DRIFT-Auswertung ersichtlich (siehe Tab. 2 im Anhang für die Lage der entsprechenden Wellenlängenbereichen). Für K4 (aromatische Substanzen), K5 und K8 ergeben sich Signale, welche jedoch durch Smectite (Absorptionsband bei 1630 cm^{-1}) und Vermiculit (Absorptionsbänder bei 1625 cm^{-1} und 1380 cm^{-1}) überlagert werden können. Unabhängig davon, wie genau die Messungen von K4, K5 und K8 sind, kann im untersten BC2-Horizont, wo aliphatische Methyl- und Methylengruppen nur noch $< 10\%$ der organischen Bodensubstanz ausmachen, ein Einbruch registriert werden. Hier dominieren andere aliphatische Komponenten, alkoholische Verbindungen und Polysaccharide in unbekanntem Anteil. Innerhalb der einzelnen Horizonte werden im Ah-Horizont, im Bs2 und im BC2-Horizont mit zunehmender Tiefe abnehmende Anteile der aliphatischen Bestandteile bei gleichzeitiger Zunahme der Anteile von K13 (Ah-Horizont und Bs2-Horizont) gemessen. Im bAp-Horizont nehmen die aliphatischen Bestandteile und K13 im unteren Horizontbereich zu. Aromatische (bAp-Horizont und BC2-Horizont) und phenolische (bAp-Horizont, Bs2-Horizont, BC2-Horizont) Komponenten erreichen nur vereinzelt Anteile $> 10\%$.

5.3.5 Verteilung von organischem Kohlenstoff entlang der Transekte

Abhängig von der Lage des Wurzeltransektes und der Eigenschaften des umgebenden Mineralbodens wird im Boden des Transektbereichs durch die aktuelle Durchwurzelung entweder C_{org} sequestriert oder entzogen.

Im Ah-Horizont (siehe Abb.24) ist der durchschnittliche C_{org} -Gehalt des wurzelumgebenden Bodens gegenüber

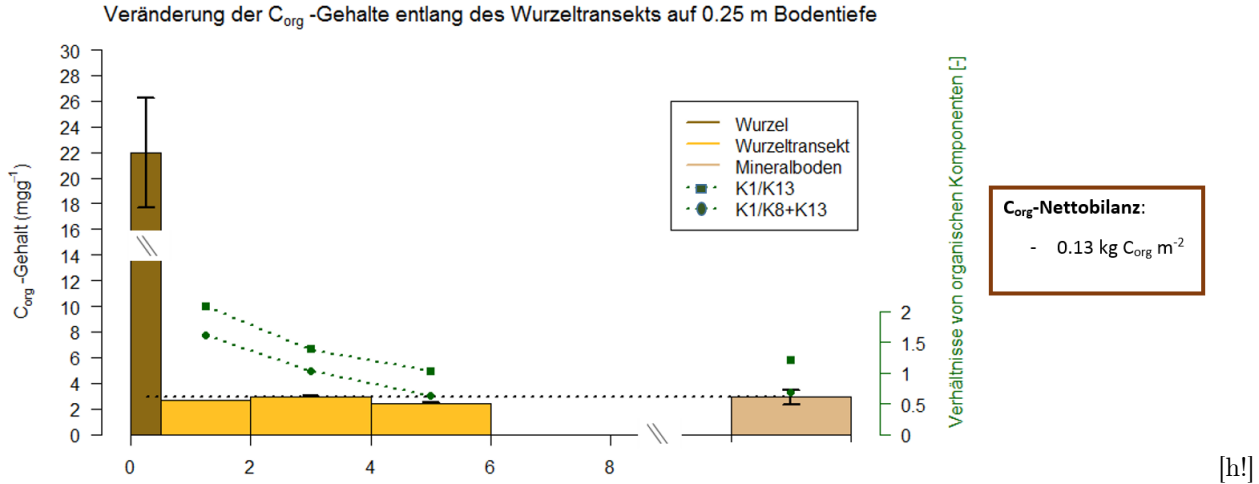


Abbildung 24: Darstellung des Wurzeltransekts auf 0.25 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (bc) und dem Mineralboden (bc) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

demjenigen des Mineralbodens um 0.13 kg C_{org} m² erniedrigt. Verminderte C_{org} -Gehalte sind vor allem in den Distanzbereichen 0-2 cm und 4-6 cm auszumachen. Die Verhältnisse K1/K13 und K1/K8+K13 verringern sich kontinuierlich mit zunehmender Distanz von der Wurzel. Nahe der Wurzel übertreffen die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse mit Werten von > 1 , diejenigen des Mineralbodens. Ab 4 cm Distanz von der Wurzel wo sowohl K1/K13 als auch K1/K8+K13 Werte von < 1 aufweisen, gilt $K1/K13_{Transekt} / K1/K8+K13_{Transekt} < K1/K13_{Mineralboden} / K1/K8+K13_{Mineralboden}$. Die aromatischen Bestandteile von K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) und K5, haben im gesamten Transektbereich und im Mineralboden geringere Anteile als K1 und K13.

Veränderung der C_{org} -Gehalte entlang des Grosswurzelttransekts (oben) auf 0.60 m Bodentiefe

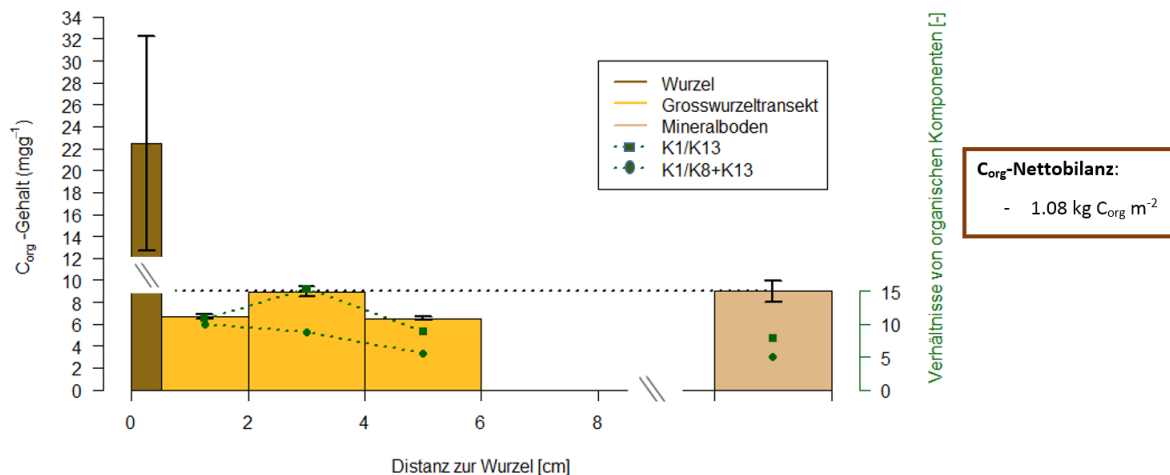


Abbildung 25: Darstellung eines Wurzeltransekts auf 0.60 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da, wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (bc) und dem Mineralboden (bc) keine signifikante Unterschieden mit $p = 0.05$

Im Transektbereich oberhalb der Grosswurzel, welcher im Driftsand-beeinflussten bAp-Horizont liegt, ist die C_{org} -Nettobilanz mit $-1.08 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$ ebenfalls negativ. Wiederum sind die Distanzbereiche von dieser Erniedrigung der C_{org} -Gehalte betroffen. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse zeigen bis auf den Transektbereich 2-4 cm identische Verläufe, bleiben jedoch im ganzen Transektbereich mit Werten von > 5 gegenüber derjenigen des Mineralbodens erhöht (siehe Abb. 25). Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich), haben im gesamten Transektbereich nur kleine Anteile.

Veränderung der C_{org} -Gehalte entlang des Grosswurzelttransekts (seitlich) auf 0.60 m Bodentiefe

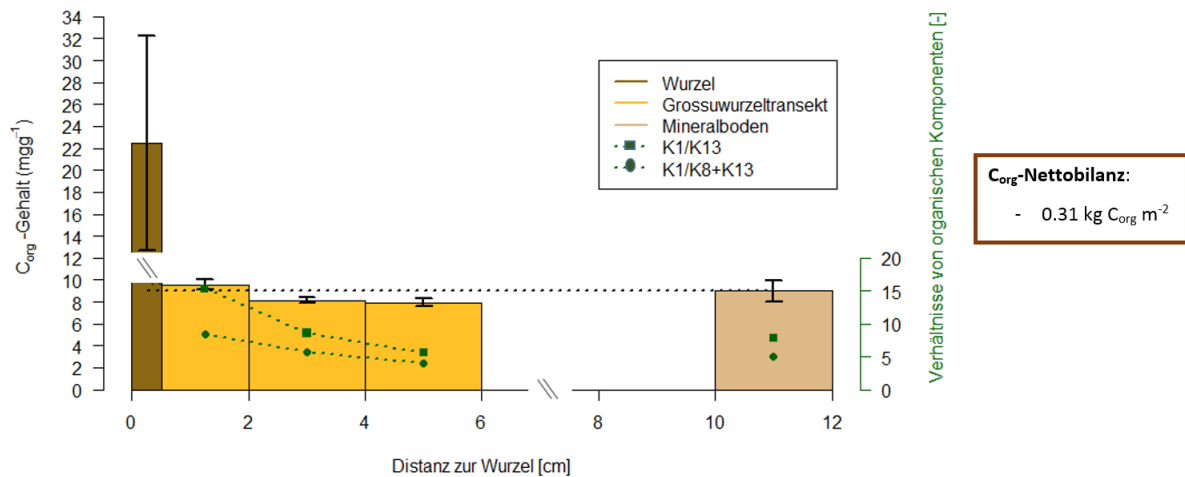


Abbildung 26: Darstellung eines Wurzeltransekts auf 0.60 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Molekülen sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (bc) und dem Mineralboden (bc) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

Deutlicher im Übergangsbereich zwischen stark bis moderat von Driftsand beeinflussten bAp-Horizont, kommt der seitliche Grosswurzelttransekt zu liegen. Der C_{org} -Gehalt, bleibt über den gesamten Transektbereich nahezu konstant und nimmt im Bereich von 2-6 cm geringfügig ab. In unmittelbarer Nähe zur Wurzel ist der C_{org} -Gehalt des Transektbereichs gegenüber derjenigem des Mineralbodens erhöht (siehe Abb. 26). Ein potentieller C_{org} -Entzug resultiert daher ausschliesslich aus dem Distanzbereich 2-6 cm. Insgesamt ist der durchschnittliche C_{org} -Gehalt des Transekts gegenüber derjenigem des Mineralbodens um $-0.31 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$ erniedrigt. Die anfangs hohen Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse verringern sich kontinuierlich mit zunehmender Distanz zur Wurzel, bleiben jedoch bis zu einer Distanz von 4 cm gegenüber derjenigen des Mineralbodens erhöht. In der Distanzklasse 4-6 cm gilt schliesslich $K1/K13_{Transekt} / K1/K8+K13_{Transekt} < K1/K13_{Mineralboden} / K1/K8+K13_{Mineralboden}$. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) haben im gesamten Transekt nur kleine Anteile.

Veränderung der C_{org} -Gehalte entlang des Grosswurzelttransekts (unten) auf 0.60 m Bodentiefe

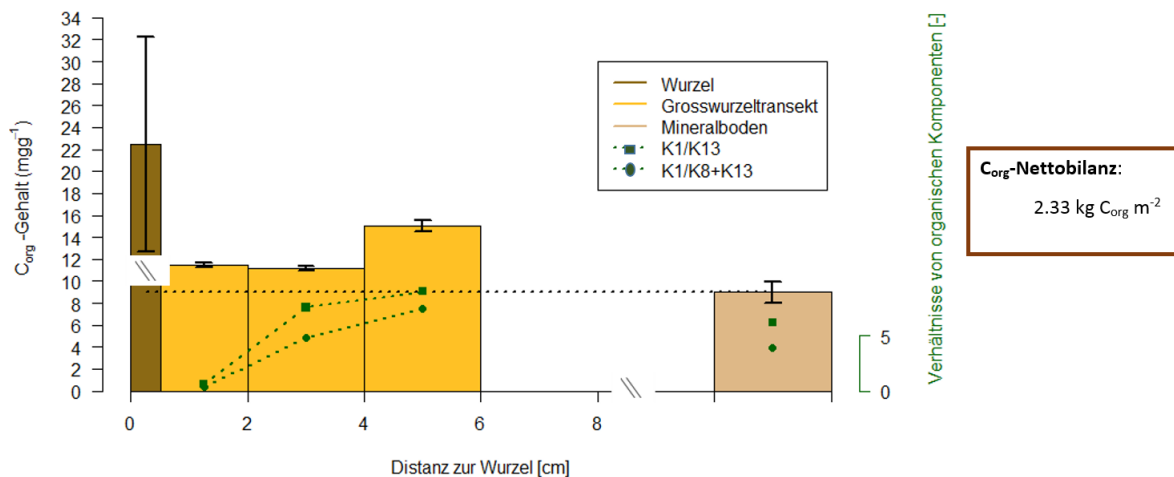


Abbildung 27: Darstellung eines Wurzeltransekts auf 0.60 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (abc) und dem Mineralboden (bc) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

Bereits beinahe vollständig im vom Driftsand kaum beeinflussten bAp-Horizont befindet sich der an der Unterseite der Grosswurzel ansetzende Transekt. Hier wird eine Anreicherung von $2.33 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$ registriert (siehe Abb. 27). Dabei wird im Distanzbereich 2-4 cm wesentlich weniger C_{org} gebunden als im Distanzbereich 4-6 cm. Mit Werten von <1 unterschreiten die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse im Distanzbereich 0- 2 cm diejenigen des Mineralbodens. Mit zunehmender Distanz zur Wurzel steigen jedoch diese Werte an und sind gegenüber derjenigen des Mineralbodens erhöht. Gegenteilige Verläufe der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse sind in den meisten anderen Kerntransekten zu beobachten, wo die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse mit zunehmender Distanz zur Wurzel jeweils abnehmen. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich), haben im gesamten Transekt nur kleine Anteile. Zusammengezählt summiert sich die C_{org} -Nettobilanz aller Grosswurzelttransekte auf $0.31 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$.

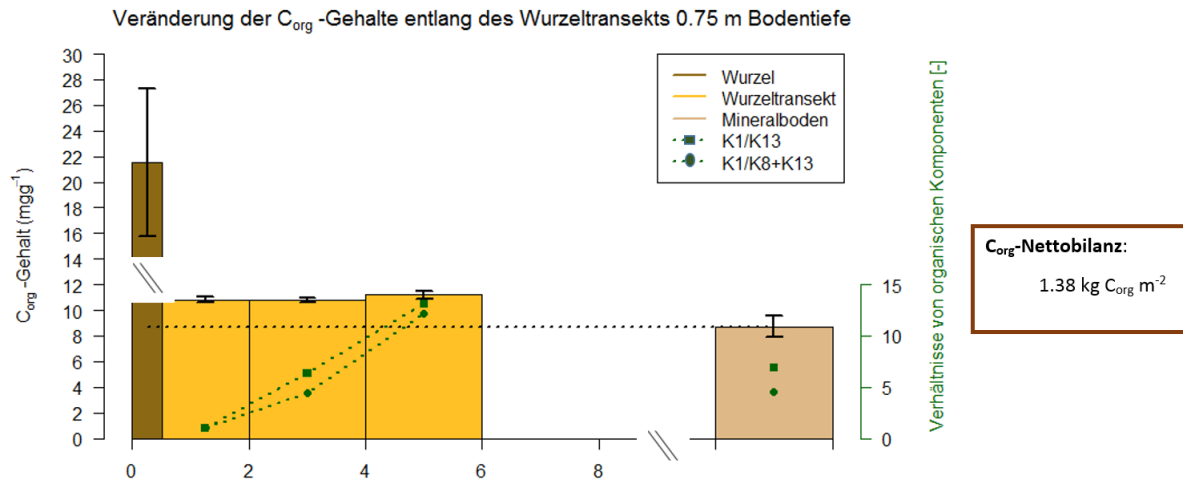


Abbildung 28: Darstellung des Wurzeltransekts auf 0.75 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (bc) und dem Mineralboden (abc) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

Im Kerntransekt auf 0.75 m (bAp-Horizont) bleibt der C_{org} -Gehalt über den gesamten Transektbereich annähernd konstant. Insgesamt resultiert jedoch ein im Transektbereich gegenüber dem Mineralboden durchschnittlich erhöhter C_{org} -Gehalt (siehe Abb. 28), welcher sich auf 1.38 kg C_{org} m² summiert. Diese Erhöhung des C_{org} -Gehalts verteilt sich gleichmässig auf sämtliche Transektbereiche. Die Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse sind anfangs noch gering, steigen aber mit zunehmender Distanz zur Wurzel rasch auf relativ hohe Werte an. Erst ab 4 cm Distanz zur Wurzel gilt $K1/K13_{Transekt} / K1/K8+K13_{Transekt} > K1/K13_{Mineralboden} / K1/K8+K13_{Mineralboden}$. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) haben im gesamten Transektbereich nur kleine Anteile.

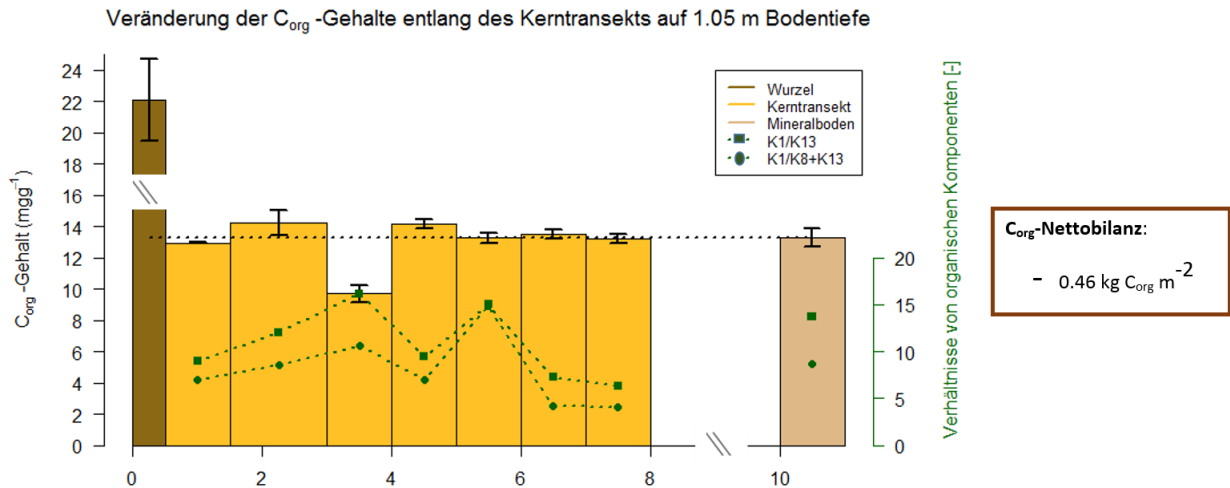


Abbildung 29: Darstellung des Wurzeltransekts auf 1.05 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da, wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (abc) und dem Mineralboden (abc) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

Im tiefer gelegenen Plaggenbereich auf 1.05 m Bodentiefe ist der wurzelumgebende Transektbereich gegenüber dem Mineralboden an C_{org} verarmt (siehe Abb. 29). Mit einem Verlust von $-0.46 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$ ist hier einer der deutlichsten C_{org} -Verluste im Vergleich zum Mineralboden zu registrieren. Der Verlust an C_{org} ist dabei hauptsächlich auf den Distanzbereich 0-4 cm beschränkt. Ab einer Distanz von 4 cm entsprechen die C_{org} -Gehalte der Transektbodenproben nahezu den C_{org} -Gehalten des Mineralbodens und teils werden sogar geringe Mengen C_{org} zusätzlich gebunden. Die Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse sind über den ganzen Transektbereich grösser als 1. Im Verlauf ergibt sich ein Muster, wobei diese Werte in allen Distanzbereichen mit C_{org} -Entzug im Vergleich zu derjenigen der Distanzklassen mit C_{org} -Anreicherung erhöht sind. Gegenüber dem Mineralboden finden wir sowohl erhöhte (3-4 cm und 5-6 cm) als auch erniedrigte (0-1.5 cm, 1.5-3 cm, 4-5 cm, 6-7 cm und 7-8 cm) C_{org} -Gehalte. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) haben im gesamten Transektbereich nur kleine Anteile.

Im Kerntransekt in 1.80 m Bodentiefe, welcher im Bs2-Horizont liegt, ist der durchschnittliche C_{org} -Gehalt mit $2.30 \text{ kg } C_{org} \text{ m}^{-2}$ am deutlichsten gegenüber demjenigen des Mineralbodens erhöht (siehe Abb.30). Die deutlichste Erhöhung des C_{org} -Gehaltes wird in den Distanzbereichen 0-1.5 cm und 7-8 cm (mit grossem Standardfehler) gemessen. Mit Ausnahme des Distanzbereiches 0-1.5 cm bewegen sich alle Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse in einem Bereich zwischen 0 und 1 und nehmen mit zunehmender Distanz zur Wurzel ab. Im gesamten Transektbereich von 0-7 cm gilt dabei $K1/K13_{Transekt} > K1/K13_{Mineralboden}$ und $K1/K8+K13_{Transekt} > K1/K8+K13_{Mineralboden}$. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) haben im gesamten nur kleine Anteile.

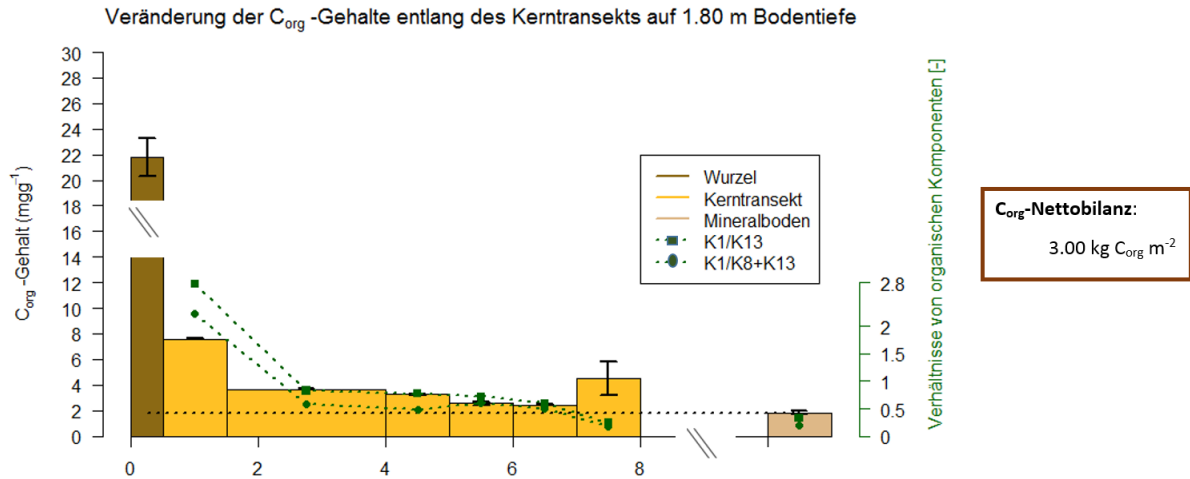


Abbildung 30: Darstellung des Wurzeltransekts auf 1.80 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (bc) und dem Mineralboden (c) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

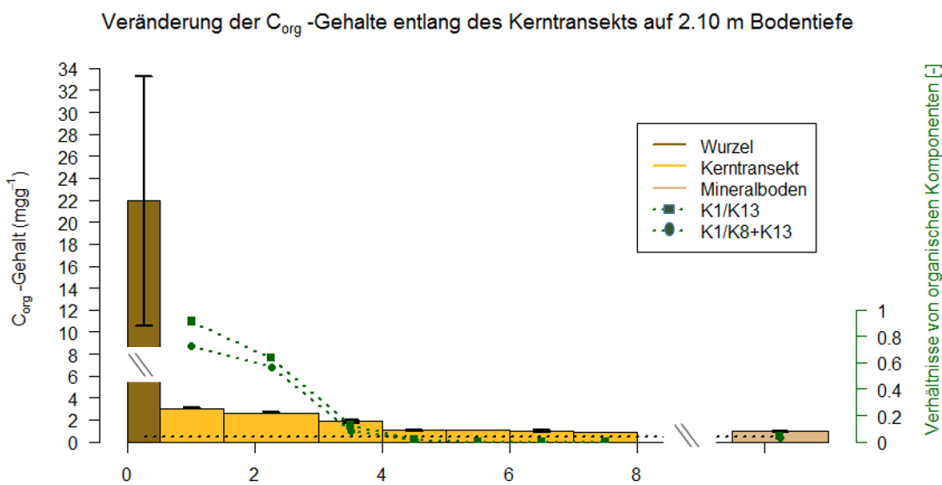
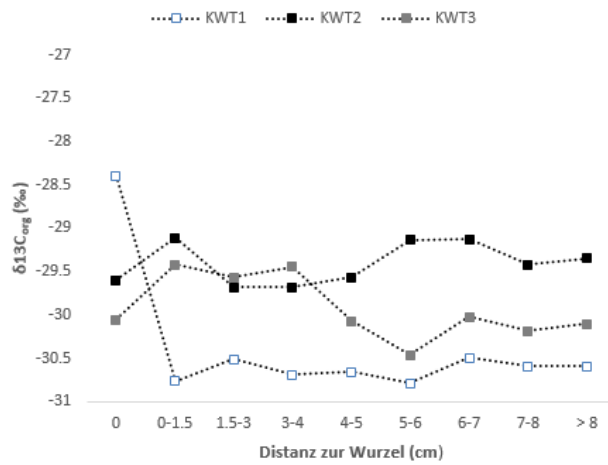


Abbildung 31: Darstellung des Wurzeltransekts auf 2.10 m Bodentiefe. Sie beinhaltet sowohl die Veränderung der C_{org} -Gehalte (Balkendarstellung mit primärer y-Achse auf linker Seite) als auch die Veränderung der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse (verbundene Punktdarstellungen mit sekundärer, grün eingefärbter, y-Achse auf rechter Seite) entlang des Wurzeltransekts. Der gemittelte C_{org} -Gehalt der Wurzel ist 20-fach verkleinert dargestellt. Die K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse gelten als Mass für die Hydrophobizität der organischen Bodensubstanz. Dies da aliphatische C-H-Verbindungen (durch K1 gemessen) typischerweise wichtige Bestandteile von komplexeren schlecht wasserlöslichen bis wasserunlöslichen Moleküle sind, und K8 und K13 hydrophile OH-Gruppen messen (Ellerbrock et al., 2009). Es werden beide angesprochenen Verhältnisse angezeigt, da , wie bereits erwähnt, K8 auch Messsignale von Tonmineralien oder anderen aliphatischen Bestandteilen beinhalten könnte. Die insgesamt, auf das gesamte Tiefenintervall zwischen zwei Beprobungstiefen hochgerechnete, entzogene oder sequestrierte C_{org} -Menge, entspricht dem durch eine braune Box umrandeten Wert. Laut Scheffe-Test gibt es zwischen den C_{org} -Gehalten der Kerntransektbodenproben (c) und dem Mineralboden (c) keine signifikanten Unterschiede mit $p = 0.05$

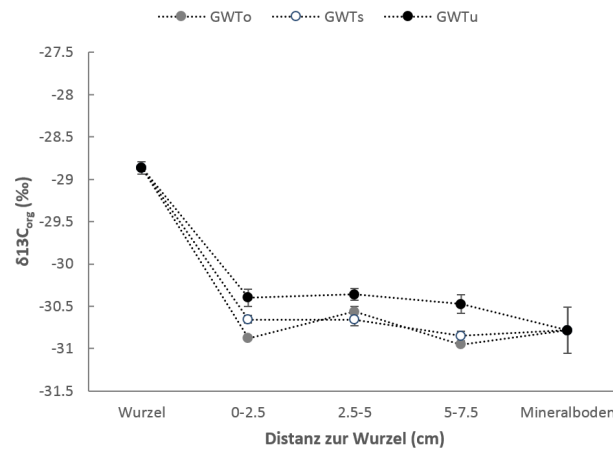
Eine weitere Anreicherung mit C_{org} findet im unteren BC-Horizont auf einer Bodentiefe von 2.10 m statt (siehe Abb. 31). Hier berechnet sich der erhöhte C_{org} -Gehalt (trifft vor allem auf den Distanzbereich 0- 4 cm zu) des Transektbereiches auf $1.21 \text{ kgC}_{org}\text{m}^{-2}$. Der Verlauf mit Höchstwerten im Distanzbereich von 0-2 cm und nachfolgendem raschem Absinken der Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse entspricht derjenigen des Kerntransekts auf 1.80 m Bodentiefe. Einzig in diesem Kerntransekt bleiben die Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse über den gesamten Transektbereich < 1 . Ebenfalls gibt es nur in diesem Kerntransekt einen Distanzbereich (5-8 cm) in dem kein K1 gemessen worden ist. Die aromatischen Bestandteile von K5 und K5+K4 (Vermischung des Signals mit Vermiculitmessungen möglich) haben im gesamten nur kleine Anteile.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass sämtlichen Kerntransekten in welchem die C_{org} -Verluste hoch sind auch hohe Werte der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse auftreten.

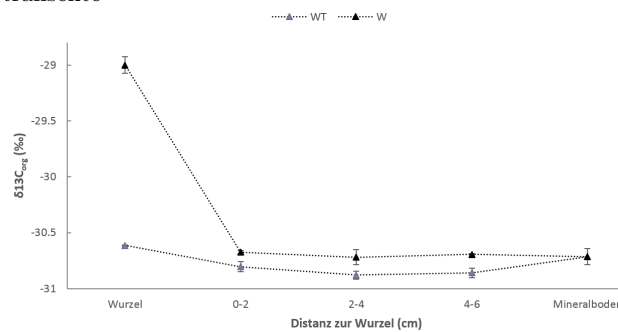
Ebenfalls lässt sich feststellen, dass K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse mit Werten < 1 nur in Distanzbereichen gemessen werden in welchen, im Verhältnis zum Mineralboden, C_{org} akkumuliert wird. Sämtliche Distanzklassen in welchen C_{org} aus dem Boden entzogen wird, weisen hingegen K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse-Werte ≥ 1 auf. Die Interaktionmöglichkeiten zwischen Bestandteilen der mineralischen und der organischen Bodensubstanz scheint also entscheidenden Einfluss auf die C_{org} -Mineralisierung (Quellenfunktion des Bodens) und die C_{org} -Sequestration (Senkenfunktion des Bodens) zu haben. Für eine vertiefte Diskussion der einzelnen Prozesse sei auf Kapitel 5.4 verwiesen. Einzige Transekte, in welchen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in unmittelbarer Nähe zur Wurzel gegenüber dem Referenzboden erhöht sind, sind KWT2, KWT3, GWTs und GWTu (siehe Abb. 32). Diese Transekte sind, mit Ausnahme von GWTs und zusammen mit WT, gerade auch diejenigen Transekte in welchen der durchschnittliche C_{org} -Gehalt des Transekts gegenüber dem Mineralboden erhöht ist. Die Erhöhung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bleibt bis in folgende Entfernung zur Wurzel bestehen: 1.5 cm (KWT2), 5 cm (KWT3), 7.5 cm (GWTu) und 5 cm (GWTs). Welche Rolle Mineralisierungsprozesse von Mikroorganismen (Bird et al., 2003) dabei spielen wird in Kapitel 5.4 diskutiert. In allen anderen Transekten (KWT1, GWTo, W und WT) ist der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in unmittelbarer Nähe zur Wurzel gegenüber dem Referenzboden erniedrigt. Zwei der Kerntransekte (KWT2, KWT3) zeigen in dem unmittelbar an die Wurzel angrenzenden Mineralboden jeweils eine Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes. Diese gegenüber der Wurzel erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bleiben bis in eine Distanz von 1.5 cm (KWT2) und 4 cm (KWT3) erhalten. In weiterer Entfernung zur Wurzel nehmen danach die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unmittelbar ab.



(a) Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte entlang der Kernwurzeltransekte



(b) Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte entlang der Grosswurzeltransekte



(c) Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte entlang der Wurzeltransekte

Abbildung 32: Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte entlang von sämtlichen beprobten Kerntransekten. Die Fehlerbalken entsprechen jeweils dem Standardfehler (2 Messungen).

6 Diskussion

Das Ziel meiner Masterarbeit ist es gewesen, die Bedeutung des tiefen Unterbodens (>1 m), die Abhängigkeit der Durchwurzelung von Bodenparametern (pH und Nährelementverhältnis) und die Veränderung der C_{org} -Gehalte sowie die Zusammensetzung der organischen Bodensubstanz entlang von Transekten zu erfassen. Die Erkenntnisse sind schlussendlich dazu verwendet worden, um abzuschätzen in welchen Bodenhorizonten es zur potentiellen C_{org} -Sequestrierung und zum C_{org} -Entzug kommt, welche auf die aktuelle Durchwurzelung zurückzuführen sind.

6.1 Durchwurzelungsintensität

In unserem Bodenprofil wird durch die Durchwurzelung des tiefen Unterbodens viel Wurzelbiomasse in dieser Bodentiefe eingebracht. Dies unterstreicht die Fähigkeit der Eichen durchdringende Wurzelsysteme auszubilden (Abrams, 1990) um an Standorten mit ungünstigen Bedingungen überleben (Ellenberg & Leuschner, 1996) zu können. Die Lage des Hauptwurzelbereiches befindet sich in Bedarfse Bergen in 1.50-1.55 m Bodentiefe (61.6 & aller gezählten Feinwurzeln befinden sich innerhalb dieser 5 cm). Dies entspricht den Ergebnissen einer Studie von Rosengren et al. (2006) in der sich der Hauptwurzelbereich von Eichen unter Konkurrenz zu anderen Bäumen ebenfalls in einer Bodentiefe von >1 m befindet (Rosengren et al., 2006). Wesentlich geringere Wurzelanteile bis in eine Bodentiefe von 60 cm deuten (- 71 % gegenüber der erwähnten Studie von Rosengren et al., 2006) aber auf nährstofflimitierte Bedingungen im Oberboden und untiefen Unterboden unseres Bodenprofils hin. In besonderem Masse gilt dies für den Bereich des Oberbodens, in dem sonst meist eine Anreicherung an mineralisierten Nährelementen stattfindet. In diesem Bodenbereich fällt, an anderen Standorten mit basischen Bedingungen, die Anzahl der Wurzeln nicht unter 200 (Gocke et al., 2014a). Mögliche Ursache für die rasche Abnahme der Wurzelanzahl und der C_{org} -Gehalte innerhalb des Oberbodens in Bedarfse Bergen ist eine reduzierte Verlagerung der mineralisierten Streubestandteile. Dies würde denn Abbau verlagertes Streubestandteile im Ah-Horizont und damit die Nährstoffmobilisierung beeinträchtigen. Ebenso wäre der Nachschub an leicht auswaschbaren Nährstoffen womöglich limitiert (Heal & Dighton, 1986). Innerhalb des Plaggenhorizontes abnehmende Gehalte mobiler Nährelemente (Ca, Mg, K) deuten tiefgreifende Verlagerungsprozesse an. Ein zusätzliches Indiz für schwierige Wachstumsbedingungen ist der Zustand der Eiche auf der linken Profilstelle, welche tot zu sein scheint. Dies könnte auf die Konkurrenz um Nährstoffe (Kaye & Hart, 1997) oder/und Schädigung des Feinwurzelsystems zurückzuführen sein. Mikronährelemente (z.B Al), welche bei Mobilisierungsvorgängen unter Umständen toxisch wirken können, finden wir im gesamten Profilverlauf. Aufgrund der pH-Werte scheint diese Gefahr jedoch (Schlutow & Scheuschner, 2009) auf eine Bodentiefe von 0 bis 1.65 m beschränkt. Zudem werden im gesamten Profilverlauf Ca/Al-Verhältnisse <0.1 gemessen. In der Bodenlösung gelten solche molaren Ca/Al-Verhältnisse bei entsprechenden Konzentrationen von Al^{3+} und Ca-Ionen und monomerischen Hydroxylaten (engl. monomeric hydroxylates) als toxisch für Feinwurzeln (Álvarez et al., 2005). Die Ausbildung des stark Al-haltigen Anreicherungshorizontes in 1.65 m Bodentiefe, deutet darauf hin, dass an unserem Standort Ausfällungs- und Verlagerungsprozesse mit Al (beinhaltet auch nicht toxische Al-Verbindungen) und anderen Nährelementen stattfinden (Álvarez et al., 2005). Erhöhte Gehalte an metallischen Elementen und Hauptnährelementen sprechen für Komplexierungsvorgänge (Benke et al., 1999) am Übergang von bAp zum Bs1-Horizont. Dies wird auch unterlegt durch den unmittelbar starken Anstieg der Feinwurzeln an diesem Horizontübergang.

6.2 Korrelation zwischen Nährelementen und Feinwurzeln

Die Abhängigkeit von Wurzeln und Nährelementen ist auch in unserem Bodenprofil gegeben (Maeght et al., 2013) Insgesamt bestätigen die Korrelationswerte (siehe Abb.19 und 20) zwischen der Anzahl der Feinwurzeln und den Nährelementverhältnissen, die Eindrücke, welche aus der Beurteilung der pH-Werte und der Verteilung der Nährelemente gewonnen worden sind. Maximale Korrelationen finden sich in dem Bereich der Anlagerungshorizonte (Bs1-Bs2) in denen sich der Hauptwurzelbereich der Feinwurzeln befindet und viele Nährelemente angelagert und durch Komplexierungsvorgänge in organo-mineralische Komplexe eingebaut werden (Jones, 1983). Erniedrigte Korrelationen im bAp-Horizont (teils stark durchwurzelt) deuten auf Verlagerungsprozesse und ausbleibende Nährelementstabilisierung hin. Gegenüber dem bAp-Horizont erhöhte Korrelationswerte im BC2-Horizont sprechen für tief greifende Verlagerung gewisser Nährelemente, welche nicht in den Bs-Horizonten stabilisiert werden (Bugge et al., 2011).

6.3 Bedeutung des tiefen Unterbodens als C_{org} -Speicher

Proportionale C_{org} -Anteile von 93.53 % (Unterboden - beginnend ab 0.25 m Bodentiefe) und 60.74 % (tiefer Unterboden) bestätigen die bereits erkannte wichtige Bedeutung dieser Bodenbereiche (Harrison et al., 2011). Damit gewinnt der Bereich des tiefen Unterbodens in unserem Profil gegenüber Podsolen, welche keine Einlagerung von Plaggenhorizonten aufweisen (Johnson et al., 2011) und anderen bewaldeten Standorten (Lorenz et al., 2011), als wichtiger C_{org} -Speicher an zusätzlicher Bedeutung.

Johnson et al. (2011) beispielsweise beziffern den C_{org} -Anteil für den gesamten Unterboden nur auf 66.7 ± 3 % (Johnson et al., 2011). Dass wir in unserem Bodenprofil alleine im tiefen Unterboden beinahe diese Werte erreichen, dürfte primär auf zwei Faktoren zurückzuführen sein. Erstens ist da der Plaggenboden, welcher als ehemaliger Oberboden die C_{org} -Gehalte in unserem Bodenprofil bis in den Bereich des tiefen Unterbodens zusätzlich erhöht (Blume et al., 2010). Zweitens scheint die organische Streuauflage im stark versauerten Oberboden (Ah-Horizont) nur mit geringer Rate mineralisiert und nur geringfügig verlagert zu werden. Dies wird unter anderem durch den beobachteten raschen Abfall der C_{org} -Gehalte innerhalb jenes jungen Bodenhorizonts angedeutet. Weitere Hinweise auf erschwerte Abbau- und Verlagerungsbedingungen ergeben sich aus dem, im Vergleich zu anderen Waldbeständen, geringen Anstieg der $\delta^{13}C$ -Werte im Tiefenverlauf des Oberbodens (Bird et al., 2003). Zusätzlich lassen sich abnehmende aliphatische Bestandteile beobachten. Diese können durch Mineralisierungsprozesse angereichert werden (Baumann et al., 2013). In welchem Masse ihre Abnahme demnach auf abnehmende Mineralisierungsprozesse zurückzuführen ist, könnte z.B. mit Lipid-Proxy analysiert werden (Gocke et al., 2013). Neben den bereits erwähnten erschwerten Abbaubedingungen deutet der starke Abfall der C_{org} -Gehalte auch auf fehlende C_{org} -Verlagerung durch Bioturbationsprozesse hin. Dies ist auch anzunehmen, da viele Organismen keine stark sauren Verhältnisse ertragen (Kandeler, 2010). Hinweise auf fehlenden Eintrag ergeben sich auch aus der eindeutigen Abgrenzung zwischen Ah und BC1-Horizont und dem Fehlen von Bioturbationsgängen, welche in klar ersichtlichem Masse C_{org} in den BC1-Horizont einlagern. Die trotz geringer Horizontmächtigkeit wichtige Bedeutung der C_{org} -Speicherung in den Bs1 und Bs2-Horizonten weisen auf die hohe Bedeutung der Bindung an Al und Fe-Hydroxiden hin (Benke et al., 1999).

6.3.1 Zusammensetzung von C_{org}

Als wichtigste Komponenten der organischen Bodensubstanz erweisen sich aliphatische Komponenten, welche bis auf eine Bodentiefe von 1.80 m die Zusammensetzung der organischen Bodensubstanz dominieren. Aufgrund der Zusammensetzung des C_{org} dürfte die Benetzbarkeit der organischen Bodensubstanz im gesamten Profil äusserst gering bleiben (Ellerbrock et al., 2009). Durchgehend hohe Anteile an aliphatischen Substanzen im bAp-Horizont dürften sowohl auf die aktuelle als auch die ehemalige Durchwurzelung zurückzuführen sein (für vertiefte Diskussion siehe Kapitel 5.4). Die angesprochene bis in Bodentiefen des tiefen Unterbodens aufrechterhaltene Bedeutung der aliphatischen Verbindungen und die eher geringeren Anteile anderer Komponenten der organischen Bodensubstanz entsprechen dem Bild anderer Studien. So sind bereits in anderen sandreichen Profilen unter versauerten Waldböden alkyl c (Bestandteil der aliphatischen C-Verbindungen aus K1) als sehr wichtige Komponenten identifiziert worden (Nierop et al., 2003). Ebenfalls scheint eine dominante Durchwurzelung durch Eichen, zumindest im Oberboden, zu, gegenüber anderen Standorten, erhöhtem Wurzelstreu mit hohen aliphatischen Anteilen zu führen (Nierop et al., 2003). Die pH-Bedingungen lassen auch Aktivitäten durch Pilzhyphen (Naafs & van Bergen, 2002) sowie die Präsenz von acidophilen Mikroorganismen hindeuten vermuten (Horn, 2010). Aufgrund der Textur, der Hydrophobizität (Ellerbrock et al., 2009) und der damit verbundenen guten Wasserleitfähigkeit, kann auch in unserem Profil mit bis in tiefere Bodenhorizonte gelangendem Bodenwasser ausgegangen werden. Ob die Bedeutung von DOC als wichtige C_{org} -Quelle (z.B. auch in Form von Polysacchariden) jedoch die gleiche Bedeutung erfährt, wie in anderen basischen Böden mit niedrigen Tongehalten (Don & Schulze, 2008) ist fraglich. In den oberen Bodenhorizonten ist auch aufgrund der organischen Komponenten, ein typischer Verlauf eines Podsol (Zunahme von O alkyl C gegenüber alkyl C) zu beobachten (Rumpel et al., 2002), welcher durch den begrabenen Plaggen (Bestandteile ehemaliger Oberbodenvegetation), in dem die aliphatischen Bestandteile wieder deutlich erhöht sind (Blume & Leinweber, 2004) unterbrochen wird. Aufgrund des Plaggenhorizonts kommt in unserem Profil die Grenze, ab welcher höchstwahrscheinlich Wurzeldeposite von höchster Bedeutung sind (Rumpel et al., 2004) deutlich unterhalb einer Bodentiefe von 1 m zu liegen.

6.3.2 Stabilisierungsmechanismen

Für die genaue Verteilung der organischen Bodensubstanz und ihrer einzelnen Komponenten, mit erhöhten C_{org} -Gehalten im Ah-Horizont, Plaggen und Bs1-Horizont, dürften, neben Mineralogie und Textur, auch verschiedene

andere Stabilisierungsmechanismen (Anlagerung an Tonminerale, Hydrophobizität und organomineralische Komplexbildung durch Al- und Fe-Oxide) verantwortlich sein. Hydrophobizität (Ellerbrock et al., 2009) und Al- und Fe-Oxide (Benke et al., 1999) sind in unserem Bodenprofil die wichtigsten Stabilisierungsmechanismen, welche die Verteilung von C_{org} bestimmen. Anbindungsmöglichkeiten an Tonminerale sind jedoch aufgrund des hohen proportionalen Anteils der Sandfraktion an der mineralischen Bodensubstanz in unserem Profil begrenzt (Lützow et al., 2006). Ausbleibende Korrelation ($R^2 = 0.1725$ für exponentielles Modell) zwischen C_{org} -Gehalt und Tonanteile lässt darauf schließen, dass es womöglich noch solche unbesetzten Absorptionsstellen an der mineralischen Bodensubstanz gibt (Lützow et al., 2006).

6.4 Beeinflussung der C_{org} -Gehalte in den unterschiedlichen Bodenhorizonten

Das grösstenteils einheitliche Muster zwischen den Veränderungen der K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse und den proportionalen Anteilen der funktionellen Gruppen deutet darauf hin, dass es einen Zusammenhang zwischen Zusammensetzung der angelagerten organischen Komponenten und dem potentiellen Auftreten einer C_{org} -Sequestration (Lützow et al., 2006) gibt. Ebenfalls sind die Veränderungen je nach Tiefe des Transekts im Bodenprofil unterschiedlich und es ergeben sich entsprechende Muster. Innerhalb verschiedener Transekte sind Gemeinsamkeiten gefunden worden. Dies gilt z.B. für den Transektbereich in 0-1.5 cm Distanz zur Wurzel. In KWT2 und KWT3 finden sich hier jeweils gegenüber dem restlichen Transektbereich deutlich erhöhte K1/K8+K13 und K1/K13-Verhältnisse, erniedrigte K13 Anteile, höhere K1 Anteile und erhöhte $\delta^{13}C$ -Werte.

Dies deutet darauf hin, dass hier vermehrt verschiedene Wurzeldeposite ausgeschieden (Salomé et al., 2010) und zusammen mit anderen niedrig molekularen Substanzen (Baumann et al., 2013) mineralisiert werden. Durch die Mineralisierung könnten die entsprechenden $\delta^{13}C$ -Werte (Bird et al., 2003) und die aliphatischen Bestandteile der organischen Substanz (Baumann et al., 2013) ansteigen. Diese unterschiedlich stark mineralisierten Substanzen dürften dann bestehende Anlagerungsmöglichkeiten an weitgehend unbesetzte Absorptionsstellen des Mineralbodens nutzen (Lützow et al., 2006). Durch schnelle Anlagerung an erwähnten Absorptionsstellen könnte so auch ein Teil der leichtmolekularen organischen Substanzen gegenüber einer Mineralisierung durch Mikroorganismen geschützt werden (Fontaine et al., 2007). Die in Transektbereichen mit Distanz >4 cm zur Wurzel deutlich erniedrigten K1/K13 und K1/K8+K13-Verhältnisse, deuten auf eine verminderte Bedeutung von aliphatischen Bestandteilen hin. Dies erhöht die Chancen der Anlagerung nicht-aliphatischer Bestandteile der organischen Bodensubstanz, welche sich bei starker Präsenz von aliphatischen Substanzen nur bedingt anlagern können (Kalbitz et al., 2005). Zusammen mit gegenüber dem Mineralboden nur unwesentlich erhöhten C_{org} -Gehalten und abfallenden $\delta^{13}C$ -Werten, deutet dies auf abnehmenden Einfluss der Wurzel in diesen Transektbereichen hin. Entsprechend würde die Überprägung und die C_{org} -Zusammensetzung in diesem Distanzbereich wesentlich durch DOC beeinflusst (Don & Schulze, 2008). Ob solches DOC aktuell aus den untiefen Bodenhorizonten oder der Rhizosphäre zugeführt wird, lässt sich anhand meiner Daten nicht feststellen. Aufgrund der derzeitigen Lage in 2.10 m Bodentiefe, dürfte die Zufuhr mit DOC jedoch gering sein. Falls labile C-Komponenten in wurzelentfernten Transektbereichen verlagert werden, dürften diese hier womöglich von freien Absorptionsstellen profitieren (Kalbitz & Kaiser, 2008). Insgesamt scheint es realistisch, dass die Erhöhung der C_{org} -Gehalte in wurzelnahen Transektbereichen im BC2-Horizont primär durch Überlagerungsprozesse der aktuellen Durchwurzelung ausgelöst werden. Da in diesen Transekten sowohl der durchwurzelte Bodenraum als auch die Sorptionsflächen an Mineralien (wenig Tonminerale) gering sind (Schrumpf et al., 2013), dürfte das Sequestrationspotential aber relativ schnell erschöpft sein. Weniger stark ausgebildete potentielle C_{org} -Sequestration in 1.80 m Bodentiefe deutet darauf hin, dass bereits durch Podsolierungsprozesse (zeitlich länger andauernd als jüngste Durchwurzelung) C_{org} verlagert worden ist.

Durchgehend hohe K1/K8+K13 und K1/K13-Verhältnisse, in einer Bodentiefe von 1.05 m (bAp-Horizont) deuten auf eine geringe Benetzbarkeit aufgrund starker Absorption von aliphatischen Komponenten hin (Ellerbrock et al., 2009). Bei neu einsetzender Durchwurzelung sollte dies die Verfügbarkeit von Wurzeldepositen und leichtmolekularen Stoffen wie z.B. Polysaccharide in der Bodenlösung erhöhen. Gelangen solche Substanzen zu Mikroorganismen können diese mit Entzug von C_{org} aus der wurzelumgebenden Bodensubstanz reagieren (Kuzyakov & Schneckenberger, 2004). Aufgrund der geringen Benetzbarkeit ist anzunehmen, dass jedoch nur Substanzen mit hohem aliphatischem Anteil zur Überprägung beitragen und angelagert und andere Substanzen in tiefere Bodenhorizonte verlagert werden.

Anhand der gegenüber dem BC2-Horizont erhöhten Durchwurzelung des bAp-Horizontes und der verbesserten

Nährelementverfügbarkeit ist davon auszugehen, dass in diesem Profilbereich Wurzeldeposite in den wurzelumgebenden Boden gelangen (Jones et al., 2009). In welchem Ausmasse die aktuelle Durchwurzelung solche "priming effects" fördert und es infolge von Mineralisierungsprozessen zu Überprägungen kommt (Gocke et al., 2014a) ist anhand meiner Daten nicht eindeutig festzustellen. So gibt es in unmittelbarer Umgebung zur Wurzel eine starke Erniedrigung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und die C_{org} -Gehalte gleichen denen des Mineralbodens. Für die Überprägung des Plaggen sind vermutlich sowohl die aktuelle als auch die ehemalige Vegetation verantwortlich. Dies gilt besonders, da der Plaggen einst zu einem stark durchwurzelten Oberboden gehört hat (Blume & Leinweber, 2004). Hinweise auf solche gegenseitige Beeinflussung der C_{org} -Zusammensetzung ergeben sich auch aus den sowohl gegenüber der Wurzel als auch gegenüber dem Mineralboden erniedrigten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Die Zusammensetzung des C_{org} könnte neben Anlagerung von Umwandlungsprodukten, welche durch die aktuelle Durchwurzelung eingebracht worden sind (Rumpel et al., 2012) ebenso gut auf längerfristig stabilisierte organischen Komponenten der ehemaligen Oberbodenvegetation (Nichols et al., 2009) oder der Streuzufuhr im Stall (Christensen et al., 2011) zurückzuführen sein. Dass noch viele Rückstände dieser ehemaligen Oberbodenvegetation (Calluna-Vegetation) mit stärkerem Anteil an Sträuchern in der organischen Bodensubstanz erhalten sein könnten, welche Einfluss auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert haben (Nichols et al., 2009), ist jedoch fraglich. Über den gesamten Transektbereich variierende C_{org} -Gehalte und K1/K8+K13 und K1/K13-Verhältnisse, deuten auf unterschiedlich starke Beteiligung der verschiedenen Prozesse hin. Dementsprechend könnte ein erhöhter Entzug von C_{org} innerhalb mehrerer Transektbereiche in unterschiedlichen Distanzen zur Wurzel in 1.05 m Bodentiefe auf zunehmende Verfügbarkeit von gelöstem C_{org} zurückzuführen sein (Don & Schulze, 2008), welches ihre Quelle in der aktuellen Durchwurzelung der unteren Bodenhorizonte haben. Erniedrigte Mengen an zugeführtem gelöstem C_{org} , würden daher im oberen Plaggenbereich eine stärkere Mineralisierung von angelagerten C_{org} -Reserven verhindern (Kalbitz et al., 2005). Für eine genaue Abschätzung ob rhizomikrobielle organische Komponenten, welche ihre Quelle in der aktuellen Durchwurzelung haben, tatsächlich zur Überprägung von Komponenten der ehemaligen Oberflächenvegetation beitragen, müsste durch die Anwendung von Lipid-Proxies eruiert werden (Gocke et al., 2014b).

Im oberen bAp-Horizont scheint eine stärker Durchmischung mit Driftsand-Ablagerungen (Van Mourik et al., 2012) die Anreicherung von C_{org} zu erleichtern. Zunehmende K1/K8+K13 und K1/K13-Verhältnisse mit ansteigender Distanz zur Wurzel deuten auf verringerten Einfluss der Wurzel in entfernten Transektbereichen hin.

Unterschiedliche Beeinflussung des Grosswurzeltansekts (oben und seitlich ist C_{org} -Nettobilanz negativ und unten ist C_{org} -Nettobilanz positiv) deuten darauf hin, dass Wurzeldeposite wohl besonders den unteren Bodenbereich beeinflussen. Insgesamt lässt sich festhalten, dass es in unserem Bodenprofil Tiefenbereiche mit potentieller C_{org} -Sequestrierung und C_{org} -Entzug gibt. Wie bereits erwähnt ergeben sich erhöhte Durchwurzelungsintensitäten mit Grobwurzeln (0.25-1.80 m) und Grosswurzeln (0.25-0.75 m) in teils unterschiedlichen Bodentiefen. Deshalb ergibt sich anhand der Lage der Transekte und der Horizontmächtigkeiten ein eher reduziertes C_{org} -Sequestrationspotential bei geringer Durchwurzelung im BC2-Horizont. Im oberen bAp-Horizont kann es aufgrund der erhöhten Durchwurzelungsintensität der Gross- und Grobwurzeln zu stärkerer C_{org} -Sequestrierung kommen. Unterschiedlich starke Einlagerung der Driftsande (Van Mourik et al., 2012) und unterschiedliche Gehalte aliphatischer Bestandteile (Blume & Leinweber, 2004) könnten dieses Sequestrationspotential aber räumlich sehr unterschiedlich beeinflussen. Am ehesten im unteren Plaggenbereich ist davon auszugehen, dass die Anzahl der Grobwurzeln einen C_{org} -Entzug in ihrer unmittelbaren Bodenumgebung verursachen. Zur Beurteilung des Gesamtverhaltens des bAp-Horizonts bräuchte es noch zusätzliche Informationen oder Transekte (Gocke et al., 2014b), mit welchen die genaue Grenze zwischen unterem und oberem bAp-Horizont gezogen werden könnten. Dies um die Bodentiefe zu eruiern, oberhalb und unterhalb derer sich die aktuelle Durchwurzelung unterschiedlich auf den C_{org} -Gehalt des bAp-Horizont auswirkt. Eine weitere Frage ist, ob das Sequestrationspotential aufgrund geringer Anlagerungsmöglichkeiten (Lützow et al., 2006) in unserem Bodenprofil begrenzt ist und sich bei zunehmender Erschliessung des unteren bAp-Horizonts durch Grobwurzeln die entzogene C_{org} -Menge ansteigt.

7 Fazit und Ausblick

Der tiefe Unterboden ist ein wichtiger C_{org} -Speicher. Zusätzlich kann er wesentliche Bestandteile der Wurzelbiomasse enthalten. Die Nährelementverhältnisse sind aufgrund von Versauerungs- und Verwitterungsprozessen bis in 1.35 m Bodentiefe teils sehr niedrig und haben im Bs1-Horizont erhöhte Werte. Daher nimmt die Korrelation zwischen Feinwurzeln und Nährelementen auch im Bs1-Horizont zu, in welchem organo-mineralische Komplexe und Sesquioxide Nährelemente stabilisieren dürften. Es scheint Zusammenhänge zwischen der Zusammensetzung der angelagerten organischen Bodensubstanz und dem potentiellen Auftreten einer C_{org} -Sequestrierung zu geben. Geringe aliphatischen Bestandteile (niedrige K1/K8+K13 und K1/K13-Verhältnisse) scheinen eine C_{org} -Sequestrierung zu unterstützen. Mit ansteigenden aliphatischen Bestandteilen (K1(K8+K13) und K1/K13-Verhältnisse deutlich >1) ist die Wahrscheinlichkeit eines potentiellen C_{org} -Entzugs in der unmittelbaren Bodenumgebung einzelner Wurzeln erhöht. Aufgrund der aktuellen Durchwurzelung und den Differenzen der durchschnittlichen C_{org} -Gehalte, scheint es im BC2-Horizont ein mittleres C_{org} -Sequestrationspotential, im Bs2-Horizont und oberen bAp-Horizont ein hohes C_{org} -Sequestrationspotential, im unteren bAp-Horizont ein hohes C_{org} -Entzugspotential und im Ah-Horizont ein tiefes C_{org} -Entzugspotential zu geben. Ob ähnliche Relationen längerfristig, bei womöglich erschöpftem C_{org} -Sequestrationspotential (potentielle C_{org} -Sequestrationspotential finden sich meist in sehr sandigen Bodenhorizonten) und intensiverer Durchwurzelung gewisser bAp-Bereiche, aufrechterhalten werden können, bleibt unklar. Dies wäre aber wichtig, da begrabene Plaggenhorizonte grosse Teile von Norddeutschland und den Benelux-Staaten bedecken aufgrund der st (Blume & Leinweber, 2004).

8 Anhang

8.1 ergänzende Abbildungen und Tabellen

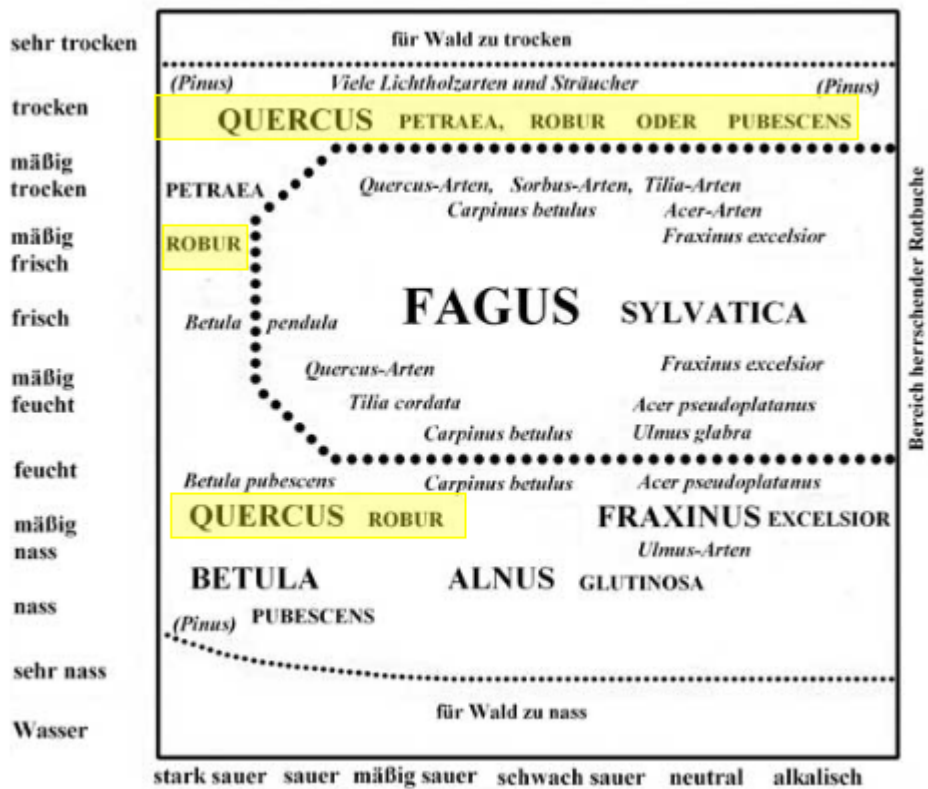


Abbildung 33: Ökogramm mitteleuropäischer Laubbaumarten der submontanen Stufe: Bei günstigen Bedingungen dominiert natürlicherweise die Buche. Die Eiche ist erst bei sauren und nassen oder trockenen Bedingungen konkurrenzstärker als die Buche.

Tabelle 2: Absorptionsbänder von funktionellen Gruppen und Verbindungen, welche Bestandteile von Stoffgruppen sind. Diese bauen die organischen Bodensubstanz auf. Generell weisen die Hydroxygruppe (-OH), die Carboxygruppe (-COOH) und die Carbonylverbindungen (-C=O) polare Eigenschaften auf und reagieren mit Wasserstoffmolekülen. Die aliphatischen Methyl- und Methylengruppen sind hingegen aufgrund ihrer Unpolarität nicht gut wasserlöslich. Entsprechend aufgebauter Kohlenstoff wird auf Deutsch auch als allylischer Kohlenstoff bezeichnet (engl. älykyl C"). Sind Substanzen aus vielen Methyl- und Methylengruppen aufgebaut sind diese oft nicht wasserlöslich. So können viele verbreitete organische Substanzen, wie z.B langkettige Fettsäuren mit einer Carboxylgruppe, nicht in Wasser gelöst werden, obwohl sie hydrophile funktionelle Gruppen in ihrer Molekülstruktur aufweisen.

Bezeichnung	Wellenlängenbereich [cm ⁻¹]	Zuordnung
K1	2980-2880	aliphatische C-H-Dehnung aliphatischer Methyl- und Methylengruppen
K2	1725-1710	C=O-Dehnung von Carbongruppen, Aldehyden und Ketonen
K3	1660-1630	C=O-Dehnung von Amidien, Quinonen oder H-gebundenen konjugierten Ketonen
K4	1620-1600	aromatische C=C-Doppelbindungen, C=O-Doppelbindungen stark H-gebundener konjugierten Ketonen
K5	1535-1500	aromatische Ringstrukturen und Amide
K6	1495-1470	N-H Dehnung von Protein-Amiden
K7	1470-1440	aliphatische C-H Dehnung
K8	1470-1440	OH-Deformation und C-O Dehnung phenolischer Gruppen
K9	1280-1200	OH-Deformation und C-O Dehnung von Carbongruppen, C-O Dehnung von arylischen Ethern und Phenolen
K10	1190-1127	C-OH-Dehnung von aliphatischen und alkoholischer O-H-Bindungen
K11	1116-1050	sekundäre Alkohole
K12	1180-1050	C-O Dehnung von Polysacchariden
K13	1174-1146	Teilbereich von K11 und K12

8.2 R-Skripte

R-Skript für Erstellung der Abbildungen der Transekte mit Darstellung der Veränderungen der C_{org} -Gehalte und den Verhältnissen verschiedener funktioneller Gruppen

```
par(mar=c(5,5,3,5)+0.1) # definieren der Abbildungsparameter
treatmentsKWT1 <- c("", "", "", "", "", "", "", "", "", "", "", "") # Bestimmung der Anzahl Balken, welche auf der
x-Achse platziert werden sollen
some.meansKWT1 <- Kohlenstoff$Corg [2:12] # Auswahl der  $C_{org}$ -Gehalt-Daten
some.standard.errorsKWT1 <- Kohlenstoff$Sterror[2:12] # Auswahl der Standardfehlerdaten
linie <- c(2.74,2.74,2.74,2.74,2.74,2.74, 2.74,2.74,2.74,2.74,2.74) # Erstellen der Daten für die gestrichelte Linie
b <- barplot(Kohlenstoff$Corg [2:12],names.arg=treatmentsKWT1,col = c("gol
denrod4 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "goldenrod1 ", "blue ", "blue ", "burlywood "),border=TRUE, main=substitute(paste("erung
der C "[org ],"-Gehalte entlang des Wurzeltransekts auf 1.05 m Bodentiefe")),xlab = "zu Wurzel [cm]",
ylab = substitute(paste("C "[org ],"-Gehalt (mgg"^-1}","")), ylim=c(0,13),axes=FALSE, space = F,
width = c(0.5,1,1.5,1,1,1,1,1,1,1,1)) # Erstellen des Balkendiagramms anhand der C-Gehalt-Daten
arrows(b, some.meansKWT1-some.standard.errorsKWT1, b, some.meansKWT1+
some.standard.errorsKWT1, code=3, angle=90, length=0.1, lwd=2) # Erstellen der Fehlerbalken mit den
Werten der definierten Standardfehler
axis(side = 1) # Zuordnung der x-Achse
lines(b,results_DRIFT$V1[36:46] * ratio, col=c("darkgreen"),lwd=2, lty=3)
points(b,results_DRIFT$V1[36:46] * ratio, col=c("darkgreen"),bg='white',
pch=15)
lines(b,results_DRIFT$V2[36:46] * ratio, col=c("darkgreen"),lwd=2, lty=3)
points(b,results_DRIFT$V2[36:46] * ratio, col=c("darkgreen"),bg='white',
pch=16)
# Erstellen des Liniendiagramms für die Daten der funktionellen Gruppen
left.axis.pos<-seq(0,12,by=2) axis(2,at=left.axis.pos,labels=formatC(left.axis.pos, big.mark = "", "", format
= ""),las=2)# definieren der primn y-Achse auf der linken Seite
right.axis.ticks<-c(0,5,10,15,20) axis(4, at = (right.axis.ticks)*ratio,labels=paste0
(right.axis.ticks), las=2, col="darkgreen") at = axTicks(4) mtext(side = 4, at = at, text=" ", col = "red", line
=3) mtext(text='Verhmisse von organischen Komponenten [-]', side=4,col='darkgreen', line=3) # definieren
der sekundn y-Achse auf der rechten Seite
legend(9,13,legend=c('Wurzel','Kerntransekt','Mineralboden','K1/K13','K1/K8+
K13'),col=c("goldenrod4","goldenrod1","burlywood","darkgreen","darkgreen"),lty=c(1,1,1,3,3),lwd=c(2,2,2,2,2),
cex = 0.8) # Erstellen der Legende
```

R-Skript für Erstellung von Körnungsdiagramm

```
require(soiltexture) # Auswahl des benötigten Ausfrungspakets
textur <- read.csv(-/textur.csv", sep=";")
attach(textur)
names(textur)
dim(textur)
texturAh <-textur[1:6,]
texturBC1 <-textur[7:8,]
texturbAp <-textur[9:26,]
texturBs1 <-textur[27:28,]
texturBs2 <-textur[28:31,]
texturBC2 <-textur[32,]
# Erstellen eines Datenrahmens aufgrund der Horizontzuteilung im Bodenprofil
texturWine <-textur[1:6,] texturMead <-TTPlotFAO<-TT.plot(tri.data=textur, text.sum = 100, text.tol =
0.1, class.sys = "DE.BK94.TT", col=c("# E46C0A", "# FFFF99", "# A6A6A6", "lavenderblush4",
"# C00000", "# C00000", "# FFFF99"), pch = c(4,4,4,4,4), cex=0.2, cex.lab=0.6, cex.axis=0.8,
main="FAO Texture classification") TT.points(geo=TTPlotFAO, tri.data=texturAh, col="# E46C0A",
pch=4, cex=0.2) TT.points(geo=TTPlotFAO, tri.data=texturBC1, col="# FFFF99", pch=4, cex=0.2)
TT.points(geo=TTPlotFAO, tri.data=texturbAp, col="# A6A6A6", pch=4, cex=0.2) TT.points(geo=TTPlotFAO,
tri.data=texturBs1, col="# C00000", pch=4, cex=0.2) TT.points(geo=TTPlotFAO, tri.data=texturBs2,
col="# C00000", pch=4, cex=0.2) TT.points(geo=TTPlotFAO, tri.data=texturBC2, col="# FFFF99",
```

```

pch=4, cex=0.2) # Erstellen des Krümdreieckes mit automatischer Achsenbeschriftung anhand der Einteilung der verschiedenen Korngrößenfraktionen gem dem Klassifizierungssystem DE.BK94.TT
legend("topright", c("Ah-Horizont", "BC1-Horizont", "bAp-Horizont", "Bs1-Horizont", "Bs2-Horizont", "BC2-Horizont"), pch = 19, bty="n", cex=0.8, col=c("# E46C0A", "# FFFF99", "# A6A6A6", "# C00000", "# C00000", "# FFFF99"), title="Bodenhorizonte") # Erstellen der Legende

```

R-Skript für Durchführung eines ANOVA und Scheffestest

```

do2.aov <- aov(results_1$Corg_total ~ results_1$Boden, drop.unused.levels = TRUE) comparison <-
scheffe.test(do2.aov, "results_1$Boden", group = TRUE, console = TRUE, main = "jdf")

```

9 Rohdaten

Probennummer	Bodendichte [gcm-3]	pH [CaCl]	Corg [mgg-1]	C13 [‰]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Na [wt-%]	Mg [wt-%]	Al [wt-%]	Si [wt-%]	P [wt-%]	S [wt-%]	K [wt-%]	Ca [wt-%]	Fe [wt-%]
96HMMG1-1	1.22	3.1	2.14038	-30.49	97.69871	1.497316	0.803978	0.492	0.057	1.364	40.44	0.0377	0.08964	0.8318	0.09781	0.2497
96HMMG1-2								0.53	0.05	1.34	40.40	0.04	0.09	0.82	0.10	0.24
96HMMG1-3								0.54	0.06	1.28	39.74	0.04	0.08	0.81	0.10	0.22
96HMMG2	1.28	3.00	2.49	-30.56	96.25	3.49	0.26	0.58	0.07	1.29	39.71	0.07	0.10	0.82	0.08	0.28
96HMMG3	1.36	3.10	1.41	-30.69				0.51	0.03	1.31	41.58	0.03	0.06	0.83	0.07	0.24
96HMMG4	1.40	3.10	-	-				0.45	0.05	1.39	40.23	0.07	0.07	0.84	0.09	0.28
96HMMG5-1	1.59	3.20	0.63	-31.41	97.75	1.45	0.80	0.63	0.06	1.37	40.21	0.09	0.03	0.82	0.08	0.27
96HMMG5-2								0.56	0.06	1.39	40.67	0.09	0.03	0.81	0.08	0.27
96HMMG5-3								0.46	0.06	1.24	37.86	0.08	0.03	0.84	0.07	0.27
96HMMG6	1.55	3.20	0.66	-31.68	98.10	1.43	0.47	0.44	0.04	1.11	41.00	0.06	0.03	0.74	0.07	0.28
96HMMG7	1.58	3.20	0.73	-30.93				0.45	0.04	1.25	41.50	0.06	0.03	0.79	0.06	0.26
96HMMG8-1	1.63	3.50	0.65	-31.05	99.36	0.49	0.15	0.53	0.07	1.33	40.16	0.08	0.02	0.78	0.08	0.24
96HMMG8-2								0.46	0.06	1.38	40.98	0.08	0.02	0.76	0.07	0.24
96HMMG8-3								0.54	0.06	1.32	40.62	0.08	0.02	0.73	0.06	0.23
96HMMG9	1.64	3.40	0.62	-30.75	99.12	0.58	0.30	0.47	0.05	1.23	42.02	0.05	0.02	0.72	0.05	0.22
96HMMG10	1.61	3.60	1.71	-30.42				0.33	0.06	1.25	42.15	0.04	0.01	0.72	0.05	0.23
96HMMG13	1.54	3.60	1.06	-30.67	97.36	2.28	0.36	0.51	0.09	1.64	41.05	0.10	0.04	0.82	0.08	0.29
96HMMG14	1.58	3.50	0.78	-30.20	98.30	1.32	0.38	0.47	0.06	1.27	41.46	0.06	0.02	0.80	0.07	0.26
96HMMG15	1.59	3.50	1.32	-30.39				0.45	0.04	1.19	41.58	0.04	0.01	0.73	0.05	0.24
96HMMG17	1.61	3.80	0.80	-31.28	97.63	1.42	0.95	0.44	0.07	1.34	41.20	0.07	0.02	0.68	0.06	0.24
96HMMG18	1.51	3.70	1.98	-30.42	94.77	4.23	0.99	0.48	0.09	1.77	40.66	0.17	0.05	0.79	0.08	0.27
96HMMG19	1.62	3.80	0.84	-31.27				0.42	0.07	1.44	41.87	0.07	0.02	0.76	0.07	0.25
96HMMG21	1.62	3.80	0.37	-31.74	98.89	0.89	0.23	0.46	0.05	1.23	44.64	0.02	0.01	0.83	0.06	0.27
96HMMG22	1.61	3.60	0.36	-31.77	98.43	1.46	0.11	0.37	0.05	1.15	43.08	0.02	0.01	0.72	0.06	0.27
96HMMG23	1.57	3.70	0.34	-32.32				0.38	0.06	1.09	38.34	0.04	0.01	0.69	0.05	0.22
96HMMG25	1.56	4.30	0.50	-31.53	98.41	0.92	0.67	0.47	0.07	1.48	41.01	0.01	0.01	0.80	0.05	0.22
96HMMG26	1.50	4.20	0.67	-30.71	98.18	1.00	0.82	0.31	0.07	1.30	41.47	0.01	0.02	0.69	0.06	0.25
96HMMG27	1.51	3.80	2.29	-30.45				0.45	0.10	1.94	39.51	0.15	0.06	0.73	0.07	0.25
96HMMG29	1.50	4.00	2.31	-30.18	92.87	0.05	2.57	0.50	0.12	2.11	38.72	0.09	0.08	0.78	0.07	0.30
96HMMG30	1.50	4.10	1.55	-31.32	93.43	4.29	2.28	0.38	0.08	1.74	40.89	0.05	0.05	0.78	0.06	0.28
96HMMG31	1.41	4.00	1.71	-30.85				0.45	0.10	1.95	40.07	0.05	0.05	0.75	0.07	0.28
96HMMG33	1.41	3.90	2.05	-30.60	92.50	4.77	2.73	0.38	0.08	1.59	41.92	0.04	0.04	0.75	0.07	0.32
96HMMG34	1.40	4.10	1.40	-30.89	91.60	5.87	2.53	0.39	0.10	1.89	39.65	0.04	0.04	0.79	0.07	0.28
96HMMG35	1.42	3.70	2.01	-30.65				0.46	0.12	1.97	39.48	0.11	0.06	0.77	0.07	0.29
96HMMG37	1.50	4.00	2.66	-30.53	89.50	7.02	3.48	0.55	0.10	1.71	39.67	0.07	0.06	0.76	0.06	0.35
96HMMG38	1.51	4.00	2.64	-30.42	0.92	6.16	1.63	0.46	0.09	1.72	40.33	0.06	0.06	0.77	0.07	0.35
96HMMG39	1.47	4.10	1.77	-30.90				0.44	0.10	1.96	39.72	0.06	0.04	0.77	0.07	0.30
96HMMG41	1.45	4.10	2.52	-30.68	89.84	6.62	3.54	0.43	0.10	1.95	40.43	0.07	0.07	0.81	0.07	0.33
96HMMG42	1.45	4.00	2.99	-30.52	90.60	6.24	3.16	0.43	0.09	1.96	40.62	0.07	0.07	0.77	0.06	0.35
96HMMG43	1.44	4.00	2.71	-30.58				0.47	0.10	1.85	40.06	0.06	0.06	0.78	0.07	0.37
96HMMG45	1.48	3.90	3.73	-30.63	90.92	6.04	3.05	0.37	0.09	1.97	39.77	0.11	0.08	0.71	0.06	0.40
96HMMG46	1.50	3.90	3.95	-30.42	91.27	6.28	2.45	0.50	0.13	2.10	38.09	0.12	0.10	0.77	0.06	0.41
96HMMG47	1.45	3.90	3.71	-30.64				0.45	0.08	1.92	39.39	0.09	0.07	0.73	0.06	0.41
96HMMG49	1.45	4.10	3.62	-30.85	91.73	5.76	2.52	0.48	0.10	1.87	39.32	0.10	0.06	0.74	0.05	0.38
96HMMG50	1.45	4.00	3.36	-30.61	91.69	6.30	2.01	0.49	0.10	1.87	39.56	0.10	0.07	0.72	0.06	0.39
96HMMG51	1.45	4.00	3.61	-30.74				0.56	0.09	1.85	39.23	0.11	0.06	0.73	0.06	0.40
96HMMG53	1.37	4.10	5.70	-29.83	95.57	3.50	0.93	0.60	0.17	3.85	35.32	0.13	0.07	0.88	0.08	0.78
96HMMG54	1.40	4.10	5.49	-29.60	94.60	4.24	1.17	0.60	0.16	3.91	34.93	0.13	0.07	0.90	0.08	0.86
96HMMG55	1.43	4.10	5.24	-29.49				0.67	0.16	3.60	35.59	0.10	0.07	0.90	0.08	0.73
96HMMG57	1.39	4.20	5.28	-29.87	96.39	2.64	0.97	0.42	0.17	4.04	36.24	0.09	0.07	0.87	0.07	0.56
96HMMG58	1.46	4.30	3.19	-29.46	95.93	2.86	1.21	0.72	0.23	4.13	35.56	0.09	0.05	0.86	0.11	0.43
96HMMG59	1.46	4.20	3.93	-29.94				0.56	0.22	4.28	35.56	0.08	0.06	0.86	0.09	0.48
96HMMG61	1.56	4.50	0.70	-29.19	97.20	2.33	0.47	0.59	0.14	2.22	41.41	0.01	0.01	0.89	0.10	0.38
96HMMG62	1.54	4.50	0.71	-29.45	96.02	3.70	0.28	0.54	0.13	2.29	40.22	0.03	0.02	0.86	0.11	0.39
96HMMG63	1.52	4.40	0.87	-29.39				0.56	0.16	2.26	39.48	0.04	0.02	0.88	0.12	0.36
96HMMG65	1.58	4.50	1.01	-29.46	95.60	2.95	1.45	0.62	0.16	2.26	39.40	0.01	0.01	0.88	0.10	0.31
96HMMG66	1.53	4.50	1.21	-29.52	93.86	4.32	1.82	0.69	0.18	2.57	39.89	0.01	0.02	0.98	0.12	0.37
96HMMG67	1.59	4.50	1.31	-29.52				0.70	0.14	2.48	40.41	0.00	0.02	0.95	0.12	0.27
96HMMG69	1.62	4.70	0.41	-30.17	97.23	1.42	1.36	0.57	0.12	1.86	41.80	<0.00030	0.01	0.94	0.08	0.33
96HMMG70	1.60	4.60	0.40	-30.26	97.26	2.34	0.41	0.52	0.13	1.84	41.37	<0.00030	0.01	0.89	0.10	0.30
96HMMG71	1.58	4.60	0.61	-29.89				0.51	0.14	1.94	40.52	<0.00030	0.01	0.79	0.09	0.29
96HMMG73	1.63	4.70	0.26	-30.76	98.16	1.66	0.18	0.73	0.14	1.91	47.00	<0.00030	0.01	1.05	0.10	0.33
96HMMG74	1.62	4.70	0.26	-31.16	97.72	1.48	0.80	0.51	0.14	1.77	41.68	<0.00030	0.01	0.87	0.08	0.26
96HMMG75	1.65	4.70	0.36	-30.39				0.61	0.13	1.89	45.99	<0.00030	0.01	1.02	0.11	0.35
96B14MG95-1			8.72	-29.00												
96B14MG95-2			10.97	-29.00												
96B14MG96-1		3.30	1.10	-30.57				0.37	0.04	1.16	42.78	0.04	0.02	0.74	0.05	0.27
96B14MG96-2			0.96	-30.78												
96B14MG97-1		3.30	1.20	-30.71				0.42	0.04	1.19	42.46	0.05	0.02	0.74	0.05	0.25
96B14MG97-2			1.16	-30.73												
96B14MG98-1		3.30	0.96	-30.64				0.42	0.04	1.22	41.60	0.04	0.02	0.79	0.06	0.26
96B14MG98-2			1.01	-30.75												
96B14MG116-1			10.99	-28.97												
96B14MG116-2			12.43	-28.76												
96B14MG117-1		3.95	1.35	-30.86				0.46	0.10	2.03	39.74	0.08	0.06	0.73	0.08	0.28
96B14MG117-2			1.45	-30.90												
96B14MG118-1		3.95	1.96	-30.47				0.49	0.14	2.29	39.16	0.11	0.07	0.75	0.10	0.31
96B14MG118-2			1.70	-30.66												
96B14MG119-1		4.00	1.28	-30.94				0.37	0.10	2.06	39.73	0.09	0.06	0.74	0.07	0.28
96B14MG119-2			1.38	-30.96												
96B14MG120-1		4.10	1.78	-30.72				0.36	0.10	2.08	39.77	0.08	0.06	0.66	0.07	0.28
96B14MG120-2			2.01	-30.59												
96B14MG121-1		3.90	1.7													

96B14MG123-1		3.90	2.22	-30.26				0.39	0.12	2.11	39.32	0.08	0.07	0.74	0.06	0.28
96B14MG123-2			2.31	-30.54												
96B14MG124-1		3.90	2.23	-30.46				0.40	0.13	2.13	39.12	0.09	0.07	0.75	0.07	0.28
96B14MG124-2			2.37	-30.26												
96B14MG125-1		3.90	2.93	-30.63				0.50	0.09	1.74	40.65	0.05	0.06	0.73	0.06	0.36
96B14MG125-2			3.44	-30.32												
96B14MG134-1			9.80	-30.61												
96B14MG134-2			9.92	-30.62												
96B14MG137-1		3.90	1.75	-30.87				0.47	0.11	2.13	39.41	0.07	0.06	0.79	0.07	0.31
96B14MG137-2			1.62	-30.74												
96B14MG138-1		3.90	1.74	-30.83				0.42	0.09	1.74	40.91	0.05	0.04	0.76	0.06	0.32
96B14MG138-2			1.70	-30.93												
96B14MG139-1		3.90	1.74	-30.80				0.42	0.11	2.11	39.43	0.07	0.06	0.80	0.06	0.30
96B14MG139-2			1.77	-30.92												
96B14MG162			5.02	-29.58				0.32	0.19	4.84	36.49	0.27	0.10	0.87	0.08	0.54
96B14MG164			8.62	-30.31				0.57	0.13	4.31	34.56	0.27	0.11	0.85	0.05	0.39
96B14MG166-1			9.77	-28.61												
96B14MG166-2			9.98	-28.33												
96B14MG168-1			6.36	-29.38												
96B14MG168-1			9.74	-28.42												
96B14MG168-2			5.77	-29.58												
96B14MG168-2			9.12	-28.30												
96B14MG172-1			10.65	-29.54												
96B14MG172-2			9.13	-29.61												
96B14MG174-1			4.80	-29.05												
96B14MG174-1			10.65	-28.10												
96B14MG174-2			4.43	-29.02												
96B14MG174-2			11.41	-27.94												
96B14MG226-1		4.01	2.71	-30.60				0.47	0.08	1.68	41.81	0.05	0.05	0.71	0.06	0.34
96B14MG226-2			2.72	-30.59												
96B14MG227-1		3.90	2.82	-30.41				0.44	0.09	1.75	40.44	0.06	0.06	0.73	0.06	0.34
96B14MG227-2			2.80	-30.58												
96B14MG228-1		3.89	2.73	-30.72				0.42	0.07	1.73	40.84	0.05	0.05	0.75	0.06	0.34
96B14MG228-2			2.54	-30.85												
96B14MG229-1		3.85	3.00	-30.60				0.40	0.09	1.73	41.49	0.05	0.06	0.73	0.06	0.34
96B14MG229-2			2.83	-30.72												
96B14MG230-1		3.90	2.14	-30.60				0.53	0.13	2.14	38.95	0.09	0.07	0.76	0.07	0.32
96B14MG230-2			1.79	-30.78												
96B14MG231-1		3.86	2.39	-30.47				0.38	0.08	1.73	40.99	0.05	0.06	0.77	0.06	0.36
96B14MG231-2			2.18	-30.55												
96B14MG232-1		3.86	2.12	-30.76				0.45	0.09	1.69	40.43	0.05	0.06	0.76	0.06	0.35
96B14MG232-2			2.06	-30.76												
96B14MG233-1		4.29	9.26	-28.38												
96B14MG233-2			9.89	-28.40												
96B14MG234-1		4.29	2.57	-29.71				0.54	0.14	2.37	40.67	0.01	0.02	0.97	0.10	0.43
96B14MG234-2			1.09	-29.13												
96B14MG235-1		4.29	1.02	-29.22				0.67	0.15	2.58	40.01	0.02	0.02	0.93	0.11	0.40
96B14MG235-2			0.98	-29.04												
96B14MG236-1		4.28	0.99	-29.21				0.64	0.18	2.69	39.43	0.03	0.02	0.89	0.11	0.43
96B14MG236-2			1.09	-29.06												
96B14MG237-1			1.18	-28.84				0.63	0.18	2.68	39.07	0.02	0.02	0.88	0.09	0.39
96B14MG237-2			1.26	-29.11												
96B14MG238-1		4.26	1.32	-29.54				0.47	0.14	2.63	40.16	0.02	0.02	0.87	0.09	0.38
96B14MG238-2			1.29	-29.59												
96B14MG239-1		4.18	1.50	-29.71				0.58	0.19	2.88	38.40	0.03	0.03	0.90	0.10	0.41
96B14MG239-2			1.52	-29.65												
96B14MG240-1		4.20	3.17	-29.14				0.74	0.20	3.70	37.93	0.07	0.05	0.95	0.12	0.41
96B14MG240-2			3.09	-29.08												
96B14MG242-1			9.83	-29.62												
96B14MG242-2			10.06	-29.58												
96B14MG244-1		4.37	0.46	-30.27				0.51	0.10	1.84	42.39	<0.00030	0.01	0.96	0.09	0.32
96B14MG244-2			0.46	-30.10												
96B14MG245-1		4.40	0.41	-29.99				0.49	0.12	2.02	41.59	<0.00030	0.01	0.91	0.10	0.31
96B14MG245-2			0.57	-30.06												
96B14MG246-1		4.30	0.55	-30.31				0.57	0.09	1.85	42.23	<0.00030	0.01	0.91	0.09	0.29
96B14MG246-2			0.56	-30.62												
96B14MG247-1		4.30	0.51	-30.03				0.56	0.11	1.98	41.18	<0.00030	0.01	0.87	0.10	0.31
96B14MG247-2			0.55	-30.11												
96B14MG248-1		4.30	0.81	-29.28				0.50	0.11	2.02	41.19	<0.00030	0.01	0.84	0.08	0.28
96B14MG248-2			1.06	-29.61												
96B14MG249-1		4.30	1.10	-29.48				0.59	0.13	2.14	40.95	<0.00094	0.02	0.96	0.09	0.31
96B14MG249-2			1.06	-29.66												
96B14MG250		4.20	1.23	-29.36				0.49	0.16	2.62	39.86	0.04	0.03	0.77	0.12	0.31
96B14MG251-1			1.27	-29.36												
96B14MG251-2			1.25	-29.48												
96B14MG252-1			8.58	-30.08												
96B14MG252-2			9.92	-30.03												

Probennummer	K1 [-]	K2 [-]	K3 [-]	K4 [-]	K5 [-]	K6 [-]	K7 [-]	K8 [-]	K9 [-]	K10 [-]	K11 [-]	K13 [-]	L-Wert [-]	a-Wert [-]	b-Wert [-]
96B14MG1-1	1.204	0.001	-0.061	0.035	0.063	-0.048	-0.005	0.186	-2.475	0.695	-1.129	0.306	53.78666667	0.793333333	5.093333333
96B14MG1-2															
96B14MG1-3															
96B14MG2	1.25	-0.01	-0.07	0.02	0.04	-0.05	0.02	0.08	-1.98	0.32	-0.37	0.16	53.95	0.75	4.79
96B14MG3	1.06	-0.01	-0.07	0.04	0.04	-0.05	0.00	0.04	-2.99	0.31	-0.33	0.16	52.10	0.94	6.13
96B14MG4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
96B14MG5-1	0.31	0.00	-0.01	0.03	0.04	-0.01	-0.02	0.15	-2.47	0.35	-0.66	0.19	53.03	1.94	7.49
96B14MG5-2															
96B14MG5-3															
96B14MG6	0.24	-0.01	-0.06	0.02	0.03	-0.02	-0.01	0.03	-2.44	0.06	-0.25	0.09	54.01	1.77	6.94
96B14MG7	0.02	0.00	-0.06	0.03	0.04	0.01	-0.02	0.07	-2.95	0.40	-0.67	0.14	52.94	1.78	7.31
96B14MG9-1	0.03	-0.02	-0.09	0.00	0.03	0.01	-0.03	0.11	-1.28	0.35	-0.51	0.16	55.37	2.09	9.04
96B14MG9-2															
96B14MG9-3															
96B14MG10	0.05	-0.01	-0.07	0.02	0.03	0.00	-0.02	0.07	-2.67	0.09	-0.25	0.10	56.52	2.12	8.62
96B14MG11	0.09	-0.01	-0.07	0.02	0.04	0.01	-0.01	0.12	-3.01	0.16	-0.38	0.15	57.24	1.61	8.35
96B14MG13	0.37	-0.01	-0.07	0.02	0.03	-0.02	-0.04	0.11	-1.81	0.35	-0.66	0.18	52.72	0.68	4.99
96B14MG14	0.17	-0.01	-0.06	0.03	0.04	-0.01	-0.02	0.07	-2.96	0.11	-0.29	0.11	55.63	2.07	8.27
96B14MG15	0.05	-0.01	-0.07	0.02	0.03	0.01	-0.03	0.21	-2.52	0.34	-0.59	0.21	56.62	1.84	8.02
96B14MG17	0.14	-0.01	-0.07	0.02	0.02	-0.05	-0.02	0.09	-2.02	0.06	-0.14	0.10	55.12	1.24	7.42
96B14MG18	0.52	-0.01	-0.06	0.01	0.02	-0.02	-0.01	0.03	-1.62	0.11	-0.32	0.07	53.35	0.76	5.89
96B14MG19	0.22	-0.01	-0.08	0.01	0.03	0.00	-0.03	0.14	-3.36	0.29	-0.49	0.19	55.66	1.00	6.31
96B14MG21	0.05	-0.01	-0.13	0.06	0.08	0.01	-0.05	0.11	-3.80	0.38	-0.67	0.21	55.76	2.08	8.98
96B14MG22	0.10	0.00	-0.06	0.04	0.05	0.00	-0.03	0.09	-3.77	0.09	-0.12	0.14	56.82	2.08	8.72
96B14MG23	0.11	0.01	-0.01	0.02	0.04	0.00	-0.03	0.23	-2.06	0.47	-0.81	0.27	58.12	1.80	8.95
96B14MG25	0.21	-0.01	-0.08	0.03	0.03	0.00	-0.01	0.05	-3.38	0.22	-0.59	0.13	57.44	1.30	9.16
96B14MG26	0.12	-0.01	-0.06	0.01	0.02	0.00	-0.02	0.07	-2.36	0.04	-0.19	0.09	57.20	1.57	9.40
96B14MG27	0.56	-0.02	-0.06	0.01	0.01	-0.02	-0.01	0.03	-1.12	0.08	-0.18	0.05	51.52	0.47	5.11
96B14MG29	0.99	0.00	-0.03	0.02	0.02	-0.03	-0.01	0.05	-1.29	0.12	-0.25	0.10	51.40	0.39	4.81
96B14MG30	0.96	-0.01	-0.08	0.02	0.04	-0.01	-0.02	0.10	-2.30	0.33	-0.57	0.18	52.10	0.43	4.99
96B14MG31	0.90	0.01	-0.01	0.02	0.02	-0.02	0.00	0.06	-1.79	0.03	-0.18	0.09	52.45	0.31	4.61
96B14MG33	1.21	-0.01	-0.07	0.03	0.03	-0.03	0.00	0.05	-2.76	0.24	-0.46	0.16	52.19	0.28	4.52
96B14MG34	1.12	-0.01	-0.06	0.02	0.02	-0.03	-0.01	0.06	-1.89	0.17	-0.50	0.10	54.83	0.34	4.49
96B14MG35	1.44	-0.02	-0.11	0.02	0.05	-0.01	-0.03	0.17	-2.10	0.58	-0.99	0.30	53.93	0.30	3.98
96B14MG37	1.86	-0.02	-0.12	0.03	0.04	-0.04	-0.02	0.10	-2.60	0.43	-0.75	0.23	51.81	0.18	3.90
96B14MG38	1.99	-0.01	-0.11	0.03	0.05	-0.04	-0.01	0.17	-2.69	0.51	-0.92	0.29	51.85	0.57	4.41
96B14MG39	1.90	-0.01	-0.11	0.03	0.06	-0.02	-0.04	0.33	-2.35	0.76	-1.44	0.40	52.81	0.65	5.06
96B14MG41	1.67	-0.01	-0.05	0.02	0.01	-0.05	0.01	0.04	-1.73	0.06	-0.13	0.07	52.67	0.22	3.72
96B14MG42	2.45	0.00	-0.03	0.04	0.02	-0.07	0.01	0.09	-2.35	0.26	-0.47	0.15	50.93	0.26	4.43
96B14MG43	2.06	-0.01	-0.10	0.04	0.05	-0.05	-0.01	0.14	-2.44	0.42	-0.73	0.23	52.27	0.41	3.74
96B14MG45	3.18	0.00	-0.07	0.04	0.03	-0.08	0.01	0.13	-2.26	0.42	-0.72	0.23	50.97	0.03	3.11
96B14MG46	2.24	0.00	-0.03	0.03	0.02	-0.06	0.01	0.09	-1.69	0.25	-0.48	0.13	51.48	0.06	2.97
96B14MG47	2.74	-0.01	-0.08	0.04	0.01	-0.08	0.01	0.06	-1.97	0.21	-0.37	0.13	51.64	0.32	3.52
96B14MG49	2.81	0.01	-0.06	0.04	0.03	-0.06	-0.01	0.18	-2.73	0.58	-1.07	0.31	50.85	0.26	3.50
96B14MG50	2.44	-0.01	-0.11	0.04	0.03	-0.06	-0.01	0.12	-2.32	0.40	-0.72	0.20	50.61	0.24	3.69
96B14MG51	2.38	-0.01	-0.08	0.04	0.02	-0.06	-0.01	0.05	-2.35	0.21	-0.43	0.13	51.57	0.42	3.54
96B14MG53	0.72	-0.02	-0.05	0.03	-0.04	-0.01	-0.01	0.03	-2.29	0.27	-0.67	0.12	49.24	0.58	3.35
96B14MG54	0.72	-0.01	-0.03	0.03	-0.04	-0.02	0.01	0.04	-2.39	0.35	-0.81	0.14	48.78	0.83	4.50
96B14MG55	0.89	-0.02	-0.07	0.07	0.00	-0.04	-0.05	0.07	-2.36	0.50	-0.97	0.24	48.82	0.72	4.46
96B14MG57	0.70	-0.01	-0.02	0.03	-0.05	0.00	0.00	0.00	-1.97	0.21	-0.47	0.09	48.83	0.38	3.89
96B14MG58	0.21	-0.01	-0.04	0.02	-0.02	0.00	-0.01	0.03	-1.50	0.31	-0.56	0.08	50.72	1.14	5.17
96B14MG59	0.42	-0.01	-0.04	0.02	-0.03	0.00	-0.01	0.03	-2.02	0.40	-0.70	0.14	49.26	0.64	3.84
96B14MG61	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.00	0.00	0.11	-3.48	0.35	-0.74	0.17	57.61	2.90	11.71
96B14MG62	0.06	-0.01	-0.05	0.03	0.03	0.00	-0.02	0.06	-2.92	0.30	-0.72	0.13	58.32	2.62	10.67
96B14MG63	0.07	-0.02	-0.11	0.03	0.04	0.02	-0.04	0.14	-2.73	0.40	-0.85	0.21	57.15	2.54	10.95
96B14MG65	0.05	-0.04	-0.12	0.04	0.03	-0.02	-0.05	0.03	-2.28	0.22	-0.51	0.12	58.54	1.90	9.68
96B14MG66	0.00	-0.01	-0.05	0.03	0.03	0.00	-0.03	0.10	-2.85	0.34	-0.60	0.15	57.51	1.92	10.32
96B14MG67	0.18	-0.03	-0.12	0.05	0.06	-0.01	-0.07	0.14	-3.07	0.69	-1.06	0.28	57.70	1.60	8.88
96B14MG69	0.03	-0.03	-0.11	0.05	0.04	-0.01	-0.06	0.08	-2.90	0.29	-0.55	0.16	62.84	2.07	12.41
96B14MG70	-0.05	-0.02	-0.14	0.05	0.06	0.02	-0.05	0.09	-3.42	0.42	-0.83	0.20	61.72	1.91	11.82
96B14MG71	-0.05	-0.01	-0.10	0.03	0.05	0.01	-0.05	0.16	-3.07	0.60	-1.10	0.31	60.54	2.20	11.55
96B14MG73	0.03	-0.03	-0.14	0.06	0.06	-0.01	-0.07	0.08	-3.68	0.33	-0.57	0.18	64.35	1.28	11.57
96B14MG74	-0.06	0.00	-0.07	0.05	0.07	0.01	-0.05	0.15	-3.32	0.40	-0.79	0.17	63.81	1.51	11.97
96B14MG75	-0.08	-0.01	-0.13	0.04	0.07	0.02	-0.05	0.12	-3.61	0.49	-0.76	0.23	64.00	1.34	11.67
96B14MG95-1															
96B14MG95-2															
96B14MG96-1	0.27	-0.03	-0.10	0.05	0.03	-0.03	-0.04	0.04	-3.25	0.10	-0.15	0.13			
96B14MG96-2															
96B14MG97-1	0.29	-0.03	-0.11	0.05	0.07	-0.02	-0.05	0.07	-3.55	0.27	-0.47	0.21			
96B14MG97-2															
96B14MG98-1	0.28	-0.03	-0.12	0.05	0.04	-0.01	-0.05	0.17	-3.23	0.44	-0.81	0.27			
96B14MG98-2															
96B14MG116-1															
96B14MG116-2															
96B14MG117-1	0.91	-0.02	-0.09	0.02	0.02	-0.03	-0.02	0.03	-1.20	0.14	-0.29	0.08			
96B14MG117-2															
96B14MG118-1	0.69	-0.02	-0.04	0.03	0.01	-0.03	-0.02	0.03	-0.64	0.02	-0.15	0.05			
96B14MG118-2															
96B14MG119-1	0.94	-0.01	-0.05	0.03	0.02	-0.03	-0.02	0.06	-1.28	0.15	-0.45	0.11			
96B14MG119-2															
96B14MG120-1	1.11	-0.01	-0.03	0.03	0.02	-0.04	-0.02	0.06	-1.06	0.07	-0.28	0.07			
96B14MG120-2															
96B14MG121-1	0.95	-0.02	-0.07	0.04	0.03	-0.03	-0.04	0.05	-1.13	0.15	-0.42	0.11			
96B14MG121-2															
96B14MG122-1	1.00	-0.03	-0.11	0.04	0.02	-0.03	-0.04	0.08	-1.54	0.32	-0.60	0.18			
96B14MG122-2															

96814MG123-1	0.12	-0.02	-0.07	0.03	0.02	-0.01	-0.04	0.08	-2.60	0.36	-0.69	0.15			
96814MG123-2															
96814MG124-1	1.14	-0.02	-0.07	0.03	0.01	-0.04	-0.02	0.07	-1.18	0.20	-0.43	0.12			
96814MG124-2															
96814MG125-1	2.06	-0.02	-0.10	0.07	0.03	-0.07	-0.03	0.04	-2.56	0.29	-0.61	0.18			
96814MG125-2															
96814MG134-1															
96814MG134-2															
96814MG137-1	0.08	-0.02	-0.07	0.04	0.02	-0.07	-0.01	-0.02	-1.95	0.13	-0.37	0.08			
96814MG137-2															
96814MG138-1	1.58	-0.03	-0.15	0.06	0.07	-0.03	-0.04	0.11	-2.86	0.47	-0.71	0.25			
96814MG138-2															
96814MG139-1	1.31	-0.03	-0.10	0.04	0.03	-0.06	-0.02	0.01	-1.75	0.18	-0.46	0.10			
96814MG139-2															
96814MG162															
96814MG164															
96814MG166-1															
96814MG166-2															
96814MG168-1															
96814MG168-1															
96814MG168-2															
96814MG168-2															
96814MG172-1															
96814MG172-2															
96814MG174-1															
96814MG174-1															
96814MG174-2															
96814MG174-2															
96814MG226-1	2.17	-0.02	-0.14	0.04	0.05	-0.04	-0.02	0.19	-2.76	0.60	-1.04	0.34			
96814MG226-2															
96814MG227-1	2.27	-0.03	-0.17	0.04	0.05	-0.05	-0.03	0.23	-2.55	0.61	-0.94	0.31			
96814MG227-2															
96814MG228-1	2.12	-0.02	-0.10	0.06	0.03	-0.08	-0.01	0.00	-2.51	0.20	-0.34	0.14			
96814MG228-2															
96814MG229-1	2.01	-0.03	-0.15	0.05	0.04	-0.06	-0.03	0.08	-2.43	0.38	-0.60	0.21			
96814MG229-2															
96814MG230-1	1.19	-0.02	-0.06	0.02	0.01	-0.03	-0.01	0.04	-1.13	0.08	-0.12	0.07			
96814MG230-2															
96814MG231-1	1.96	-0.01	-0.08	0.05	0.03	-0.06	0.00	0.07	-2.40	0.27	-0.46	0.16			
96814MG231-2															
96814MG232-1	2.09	-0.04	-0.17	0.06	0.05	-0.06	-0.04	0.07	-2.72	0.40	-0.70	0.23			
96814MG232-2															
96814MG233-1															
96814MG233-2															
96814MG228-2															
96814MG229-1	2.01	-0.03	-0.15	0.05	0.04	-0.06	-0.03	0.08	-2.43	0.38	-0.60	0.21			
96814MG229-2															
96814MG230-1	1.19	-0.02	-0.06	0.02	0.01	-0.03	-0.01	0.04	-1.13	0.08	-0.12	0.07			
96814MG230-2															
96814MG231-1	1.96	-0.01	-0.08	0.05	0.03	-0.06	0.00	0.07	-2.40	0.27	-0.46	0.16			
96814MG231-2															
96814MG232-1	2.09	-0.04	-0.17	0.06	0.05	-0.06	-0.04	0.07	-2.72	0.40	-0.70	0.23			
96814MG232-2															
96814MG233-1															
96814MG233-2															
96814MG234-1	0.05	-0.03	-0.13	0.03	0.04	0.01	-0.04	0.07	-3.09	0.48	-0.81	0.19			
96814MG234-2															
96814MG235-1	0.06	-0.03	-0.12	0.03	0.02	0.00	-0.03	0.02	-2.66	0.32	-0.68	0.11			
96814MG235-2															
96814MG236-1	0.08	-0.03	-0.09	0.03	0.02	-0.01	-0.04	0.02	-2.39	0.32	-0.63	0.12			
96814MG236-2															
96814MG237-1	0.07	-0.01	-0.06	0.02	0.01	0.00	-0.02	0.05	-2.24	0.28	-0.53	0.09			
96814MG237-2															
96814MG238-1	0.17	-0.02	-0.12	0.04	0.05	0.01	-0.04	0.14	-2.67	0.52	-0.92	0.23			
96814MG238-2															
96814MG239-1	0.16	-0.03	-0.12	0.02	0.03	0.00	-0.04	0.08	-2.07	0.53	-0.83	0.19			
96814MG239-2															
96814MG240-1	0.45	-0.03	-0.12	0.03	0.03	-0.02	-0.04	0.04	-1.93	0.52	-0.74	0.16			
96814MG240-2															
96814MG242-1															
96814MG242-2															
96814MG244-1	-0.02	-0.03	-0.15	0.06	0.07	0.01	-0.05	0.09	-3.73	0.44	-0.72	0.21			
96814MG244-2															
96814MG245-1	-0.03	-0.02	-0.09	0.04	0.04	0.00	-0.04	0.07	-3.00	0.26	-0.53	0.13			
96814MG245-2															
96814MG246-1	-0.03	-0.03	-0.20	0.06	0.08	0.01	-0.06	0.08	-3.53	0.52	-0.85	0.23			
96814MG246-2															
96814MG247-1	0.00	-0.03	-0.14	0.03	0.03	0.00	-0.04	0.03	-2.91	0.25	-0.55	0.12			
96814MG247-2															
96814MG248-1	0.04	-0.02	-0.13	0.04	0.06	0.01	-0.05	0.19	-3.77	0.73	-1.22	0.36			
96814MG248-2															
96814MG249-1	0.09	-0.03	-0.16	0.04	0.04	-0.01	-0.04	0.02	-3.13	0.36	-0.54	0.14			
96814MG249-2															
96814MG250	0.10	-0.03	-0.09	0.02	0.02	-0.01	-0.03	0.03	-1.05	0.27	-0.42	0.11			
96814MG251-1															
96814MG251-2															
96814MG252-1															
96814MG252-2															

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, dass alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäss aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift

Literatur

- Abrams, M. D., 1990. Adaptations and responses to drought in *Quercus* species of North America. *Tree physiology* 7 (1-4), 227 – 238.
- Alvarez, E., Fernandez-Marcos, M. L., Monterroso, C., Fernandez-Sanjurjo, M. J., 2005. Application of aluminium toxicity indices to soils under various forest species. *Forest Ecology and Management* 211 (3), 227 – 239.
- Batjes, H., N., 1998. Mitigation of atmospheric CO₂ concentrations by increased carbon sequestration in the soil. *Biology and Fertility of Soils* 27 (3), 230 – 235.
- Baritz, R., Seufert, G., Montanarella, L., Van Ranst, E., 2010. Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe. *Forest Ecology and Management*, 260 (3), 262 – 277.
- Baumann, K., Sanaullah, M., Chabbi, A., Dignac, M.-F., Bardoux, G., Steffens, M., Kögel-Knabner, I., Rumpel, C., 2013. Changes in litter chemistry and soil lignin signature during decomposition and stabilisation of ¹³C labelled wheat roots in three subsoil horizons. *Soil Biology and Biochemistry* 67, 55–61.
- Beets, D., Beets, C., Cleveringa, P., 2006. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, the Netherlands. *Quaternary Science Reviews* 25 (9), 876 – 885.
- Benke, M., Mermut, A., Shariatmadari, H., 1999. Retention of dissolved organic carbon from vinasse by a tropical soil, kaolinite, and Fe-oxides. *Geoderma*, 91 (1), 47–63.
- Bird, M., Kracht, O., Derrien, D., Zhou, Y., 2003. The effect of soil texture and roots on the stable carbon isotope composition of soil organic carbon. *Soil Research* 41 (1), 77 – 94.
- Blume, H. P., Leinweber, P., 2004. Plaggen soils: landscape history, properties, and classification. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 167 (3), 319 – 327.
- Blume, H. P., 2010. Bodenentwicklung und Bodensystematik. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 273 - 268).
- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Markovic, S. (2011). An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*, 240 (1), 12–21.
- Bobbink, R., Heil, G. W., Raessen, M. B., 1992. Atmospheric deposition and canopy exchange processes in heathland ecosystems. *Environmental Pollution* 75 (1), 29 – 37.
- Brümmer, G. W., 2010. Böden als Pflanzenstandorte. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 379-448).
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. B., Mooney, H. a., Sala, O. E., Schulze, E. D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108 (4), 583–595.
- Chaopricha, N. T., Marn-Spiotta, E., 2014. Soil burial contributes to deep soil organic carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry* 69, 251–264.
- Christensen, B. T., Olesen, J. E., Hansen, E. M., Thomsen, I. K., 2011. Annual variation in ¹³C values of maize and wheat: effect on estimates of decadal scale soil carbon turnover. *Soil Biology and Biochemistry* 43 (9), 1961–1967.
- De Vries, W., Klijn, J., Kros, J., 1994. Simulation of the long-term impact of atmospheric deposition on dune ecosystems in the Netherlands. *Journal of Applied Ecology*, 59–73.
- Doerr, S., Llewellyn, C., Douglas, P., Morley, C., Mainwaring, K., Haskins, C., . . . others (2005). Extraction

- of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. *Soil Research*, 43 (3), 225–237.
- Doerr, S., Shakesby, R., Walsh, R., 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51 (1), 33–65.
- Don, A., Schulze, E, D., 2008. Controls on fluxes and export of dissolved organic carbon in grasslands with contrasting soil types. *Biogeochemistry* 91 (2-3), 1 17–131.
- Dungait, J, a, J, Hopkins, D, W., Gregory, A., Whitmore, A, P., 2012. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Global Change Biology* 18 (6), 1781–1796.
- Egli, M., Gristina, L., Wiesenberg, G. ,L, B., Martín, C, J, M., Rotolo, A., Novara, A., Brandova, D., Raimondi, S.,2013. From pedologic indications to archaeological reconstruction: deciphering land use in the Islamic period in the Baida district (north-western Sicily). *Journal of Archaeological Science* 40 (6), 2670–2685.
- Eilers, K, G., Debenport, S., Anderson, S., Fierer, N., 2012. Digging deeper to find unique microbial communities: The strong effect of depth on the structure of bacterial and archaeal communities in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 50 , 58–65.
- Ellenberg, H., Leuschner, C., 1996. *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen: in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht*. Ulmer.
- Ellerbrock, R, H., Gerke, H, H., Böhm, C., 2009. In situ drift characterization of organic matter composition on soil structural surfaces. *Soil Science Society of America Journal* 73 (2), 531–540.
- Eusterhues, K., Rumpel, C., Kögel-Knabner, I., 2005. Organo-mineral associations in sandy acid forest soils: Importance of specific surface area, iron oxides and micropores. *European Journal of Soil Science* 56(6), 753–763.
- Eusterhues, K., Rumpel, C., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., 2003. Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. *Organic Geochemistry* 34 (12), 1591–1600.
- Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., Rumpel, C., 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450, 277–280.
- Gocke, M., Gulyas, S., Hambach, U., Jovanovic, M., Kovacs, G., Markovic, S., Wiesenberg, G., (2014). Biopores and root features as new tools for improving paleoecological understanding of terrestrial sediment-paleosol sequences. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Gocke, M., Hambach, U., Eckmeier, E., Schwark, L., Zöller, L., Fuchs, M., Löscher, M., Wiesenberg, G., 2014. Introducing an improved multi-proxy approach for paleoenvironmental reconstruction of loess?paleosol archives applied on the Late Pleistocene Nussloch sequence (SW Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410 , 300–315.
- Gocke, M., Peth, S., Wiesenberg, G, L, B., 2014a. Catena Lateral and depth variation of loess organic matter overprint related to rhizoliths ? Revealed by lipid molecular proxies and X-ray tomography. *Catena* 112 , 72-85.
- Gocke, M., Kuzyakov, Y., Wiesenberg, G, L, B., 2013. Differentiation of plant derived organic matter in soil, loess and rhizoliths based on n-alkane molecular proxies. *Biogeochemistry* 112 (1-3), 23–40.
- Gocke, M., Pustovoytov, K., Kühn, P., Wiesenberg, G., Löscher, M., Kuzyakov, Y., 2011. Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: ^{13}C , ^{14}C . *Chemical Geology* 283 (3-4),251–260.
- Göransson, H., Fransson, A, M., Jönsson-Belyazid, U., 2007. Do oaks have different strategies for up take of N, K and P depending on soil depth? *Plant and soil* 297 (1-2), 119–125.

- Harrison, R. B., Footen, P. W., Strahm, B. D., 2011. Deep soil horizons: Contribution and importance to soil carbon pools and in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *Forest Science* 57 (1), 67–76.
- Heal, O., Dighton, J., 1986. Nutrient cycling and decomposition in natural terrestrial ecosystems. In *Microfloral and faunal interactions in natural and agro-ecosystems* (S. 14–73). Springer.
- Horn, R., 2010. Physikalische Eigenschaften und Prozesse. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 171 - 271).
- James, J., Devine, W., Harrison, R., Terry, T., 2014. *Deep Soil Carbon: Quantification and Modeling in Subsurface Layers*. Soil Science Society of America.
- Jobbagy, E. G., Jackson, R. B., 2000. The Vertical Distribution of Soil Organic Carbon and Its Relation to Climate and Vegetation. *Ecological Applications* 10(2), 423–436.
- Jobbagy, E. G., Jackson, R. B., 2001. The distribution of soils nutrients with depth: Global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry* 53, 51–77.
- Johnson, D. W., Murphy, J. D., Rau, B. M., Miller, W. W., 2011. Subsurface carbon contents: Some case studies in forest soils. *Forest Science* 57 (1), 3–10.
- Jones, D. L., Nguyen, C., Finlay, R. D., 2009. Carbon flow in the rhizosphere: carbon trading at the soil?root interface. *Plant and Soil*, 321 (1-2), 5–33.
- Jones, R. J., Zdruli, P., Montanarella, L., 2000. The estimation of drought risk in Europe from soil and climatic data. In *Drought and drought mitigation in Europe* (S. 133–146). Springer.
- Jones, C. A., 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. *Soil Science Society of America Journal* 47 (6), 1208–1211
- Kalbitz, K., Kaiser, K., 2008. Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 171 (1), 52–60.
- Kalbitz, K., Schwesig, D., Rethemeyer, J., Matzner, E., 2005. Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biology and Biochemistry* 37 (7), 1319–1331.
- Kandeler, R., 2010. Bodenorganismen und ihr Lebensraum. In: Blume, H.-P., Brummer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 83-120).
- Kautz, T., Amelung, W., Ewert, F., Gaiser, T., Horn, R., Jahn, R., Kopke, U., 2013. Nutrient acquisition from arable subsoils in temperate climates: A review. *Soil Biology and Biochemistry* 57, 1003–1022.
- Kaye, J. P., Hart, S. C., 1997. Competition for nitrogen between plants and soil microorganisms. *Trends in Ecology Evolution* 12 (4), 139–143.
- Kell, D. B., 2011. Breeding crop plants with deep roots: Their role in sustainable carbon, nutrient and water sequestration. *Annals of Botany* 108, 407–418.
- Kretzschmar, R., 2010. Chemische Eigenschaften und Prozesse. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 121-170).
- Kuzyakov, Y., Schneckenberger, K., 2004. Review of estimation of plant rhizodeposition and their contribution to soil organic matter formation. *Archives of Agronomy and Soil Science* 50 (1), 115–132.

Lal, R., 2010. Enhancing eco-efficiency in agro-ecosystems through soil carbon sequestration. *Crop science* 50 (Supplement1), S-120.

Kuzyakov, Y., Friedel, J., Stahr, K., 2000. Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry* 32 (11), 1485-1498.

Li, C., Li, Y., Tang, L., 2010. Soil organic carbon stock and carbon efflux in deep soils of desert and oasis. *Environmental earth sciences* 60 (3), 549-557.

Litt, T., Behre, K. E., Meyer, K.D., Stephan, H. J., Wansa, S., 2007. Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Eiszeitalter und Gegenwart* 56 (1-2), 7-65.

Lorenz, K., Lal, R., Shipitalo, M. J., 2011. Stabilized soil organic carbon pools in subsoils under forest are potential sinks for atmospheric CO₂. *Forest Science* 57 (1), 19-25.

Lorenz, K., Lal, R., 2005. The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy* 88, 35-66.

Lützwil, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., Flessa, H., 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions - A review. *European Journal of Soil Science* 57 (4), 426-445.

Maeght, J. L., Rewald, B., Pierret, A., 2013. How to study deep roots and why it matters. *Frontiers in plant science* 4, 299.

McClougherty, C. A., Aber, J. D., Melillo, J. M., 1982. The role of fine roots in the organic matter and nitrogen budgets of two forested ecosystems. *Ecology*, 1481-1490.

Naafs, D. F., van Bergen, P. F., 2002. A qualitative study on the chemical composition of ester-bound moieties in an acidic andosolic forest soil. *Organic Geochemistry* 33 (3), 189-199.

Nichols, J. E., Walcott, M., Bradley, R., Pilcher, J., Huang, Y. (2009). Quantitative assessment of precipitation seasonality and summer surface wetness using ombrotrophic sediments from an arctic norwegian peatland. *Quaternary Research*, 72 (3), 443-451.

Nierop, K. G. J., Naafs, D. F. W., Verstraten, J. M., 2003. Occurrence and distribution of ester-bound lipids in Dutch coastal dune soils along a pH gradient. *Organic Geochemistry*, 34 (6), 719-729.

Oldenburg, M., Curtis, S., Margaret, DeAngelis, M., Kristen, Ajo-Franklin, B., Jonathan, Amundson, G., Ron, Bernacchi, J., Carl, Zilberman, D., 2008. Biologically Enhanced Carbon Sequestration : Research Needs and Opportunities. Report on the Energy Biosciences Institute Workshop on Biologically Enhanced Carbon Sequestration, October 29, 2007, Berkeley, CA. Biologically Enhanced Carbon Sequestration: Research Needs and Opportunities. Report on the Energy Biosciences Institute Workshop on Biologically Enhanced Carbon Sequestration, 1-40.

Rasse, D. P., Rumpel, C., Dignac, M. F. (2005). Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant and Soil*, 269, 341-356.

Rosengren, U., Göransson, H., Jönsson, U., Stjernquist, I., Thelin, G., Wallander, H. (2006). Functional biodiversity aspects on the nutrient sustainability in forests importance of root distribution. *Journal of Sustainable Forestry*, 21 (2-3), 77-100.

Rumpel, C., Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter-a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and Soil*, 338, 143-158.

Rumpel, C., Eusterhues, K., Kögel-Knabner, I. (2004). Location and chemical composition of stabilized organic carbon in topsoil and subsoil horizons of two acid forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 36(1), 177-190.

- Rumpel, C., Chabbi, A., Marschner, B. (2012). Recarbonization of the Biosphere. (C), 445–464. Zugriff auf <http://www.springerlink.com/index/10.1007/978-94-007-4159-1>
- Rumpel, C., Kogel-Knabner, I., Bruhn, F. (2002). Vertical distribution, age, and chemical composition of organic carbon in two forest soils of different pedogenesis. *Organic Geochemistry*, 33 (10), 1131–1142.
- Salomé, C., Nunan, N., Pouteau, V., Lerch, T. Z., Chenu, C. (2010). Carbon dynamics in topsoil and in subsoil may be controlled by different regulatory mechanisms. *Global Change Biology*, 16 , 416–426.
- Sanaullah, M., Chabbi, A., Leifeld, J., Bardoux, G., Billou, D., Rumpel, C. (2011). Decomposition and stabilization of root litter in top- and subsoil horizons: What is the difference? *Plant and Soil*, 338 (1), 127–141.
- Sanderman, J., Amundson, R. (2009). A comparative study of dissolved organic carbon transport and stabilization in California forest and grassland soils. *Biogeochemistry*, 92 (1-2), 41–59.
- Schad, P. (2006). *Bezugsgrundlage der Bodenressourcen der Erde (wrb)*, 2. Auflage 2006, 1. update 2007. *Handbuch der Bodenkunde*.
- Schlutow, A., Scheuschner, T. (2009). *Ökologische Belastungsgrenzen-Aktualisierung und Präzisierung der Erfassung von ökologischen Belastungsgrenzen und ihrer Überschreitungen im Freistaat Sachsen Fortschreibung der critical loads/level-Untersuchungen bis 2006*. Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. a., Trumbore, S. E., u.A (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, 478 , 49–56.
- Schroth, A. W., Friedland, A. J., Bostick, B. C. (2007). Macronutrient depletion and redistribution in soils under conifer and northern hardwood forests. *Soil Science Society of America Journal*, 71 (2), 457–468.
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I., Schulze, E. D. (2013). Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, 10 (3), 1675–1691.
- Sparrus, L. (2011). *Inland dunes in the Netherlands: soil, vegetation, nitrogen deposition and*. *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg*, 65 , 479–496.
- Stahr, K. (2010a). *Anorganische Komponenten der Böden — Minerale und Gesteine*. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag. Zugriff auf <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-8274-2251-42>
- Stahr, K., 2010. *Anorganische Komponenten der Böden — Minerale und Gesteine*. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 7-49).
- Stoutjesdijk, P. (1959). Heaths and inland dunes of the Veluwe. *Wentia*, 2 (S2), 1–96.
- Van Mourik, J., Seijmonsbergen, A., Slotboom, R., Wallinga, J. (2012). Impact of human land use on soils and landforms in cultural landscapes on aeolian sandy substrates (Maashorst, se-Netherlands). *Quaternary International*, 265 , 74–89.
- Visser, S., Parkinson, D. (1989). Microbial respiration and biomass in soil of a lodgepole pine stand acidified with elemental sulphur. *Canadian Journal of Forest Research*, 19 (8), 955–961.
- Vogt, K. A., Vogt, D. J., Palmiotto, P. A., Boon, P., O'Hara, J., Asbjornsen, H. (1995a). Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type and species. *Plant and Soil*, 187 (2), 159–219.
- Vogt, K. A., Vogt, D. J., Palmiotto, P. A., Boon, P., O'Hara, J., Asbjornsen, H. (1995b). Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type and species. *Plant and Soil*, 187 (2), 159–219.

Wiesenberg, G. L. B., Schwark, L. Schmidt, M. W. I. (2006). Extractable lipid contents and colour in particle-size separates and bulk arable soils. *European Journal of Soil Science*, 57 (5), 634–643.

Wilke, B. D., 2010. Gefährdung der Bodenfunktionen. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. D. (Hrsg), *Lehrbuch der Bodenkunde*. Aufl. 16, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg (S. 449-519).

Wood, T. Bormann, F. (1977). Short-term effects of a simulated acid rain upon the growth and nutrient relations of *pinus strobus*, l. *Water, Air, and Soil Pollution*, 7 (4), 479–488.

Abbildungsverzeichnis

1	Karte modifiziert übernommen von (Gocke et al., 2014c)	9
2	modifiziert übernommen von (Gocke et al., 2014b)	11
3	eigene Darstellung	14
4	eigene Darstellung	14
5	eigene Darstellung	15
6	unverändert (A) oder modifiziert (B) übernommen von (Van Mourik et al., 2012)	17
7	Fotos durch PD. Dr. Guido Wiesenberg zur Verfügung gestellt	18
8	eigene Darstellung mit zur Verfügung gestelltem Foto von PD. Dr. Guido Wiesenberg	19
9	eigene Darstellung	21
10	eigene Darstellung	22
11	eigene Darstellung	24
12	eigene Darstellung	25
13	eigene Darstellung	27
14	eigene Darstellung	29
15	eigene Darstellung	30
16	eigene Darstellung	31
17	eigene Darstellung	32
18	eigene Darstellung	33
19	eigene Darstellung	34
20	eigene Darstellung	35
21	eigene Darstellung	36
22	eigene Darstellung	37
23	eigene Darstellung	38
24	eigene Darstellung	40
25	eigene Darstellung	41
26	eigene Darstellung	42
27	eigene Darstellung	43
28	eigene Darstellung	44
29	eigene Darstellung	45
30	eigene Darstellung	46
31	eigene Darstellung	46
32	eigene Darstellung	48
33	Ökogramm mitteleuropäischer Laubbaumarten der submontanen Stufe (Ellenberg & Leuschner, 1996)	54

Literatur

- Abrams, M. D. (1990). Adaptations and responses to drought in *Quercus* species of North America. *Tree physiology*, 7 (1-4), 227–238.
- Álvarez, E., Fernández-Marcos, M. L., Monterroso, C. & Fernández-Sanjurjo, M. J. (2005). Application of aluminium toxicity indices to soils under various forest species. *Forest Ecology and Management*, 211 (3), 227–239.
- Baritz, R., Seufert, G., Montanarella, L. & Van Ranst, E. (2010). Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe. *Forest Ecology and Management*, 260 (3), 262–277.
- Batjes, H., N. (1998). Mitigation of atmospheric CO₂ concentrations by increased carbon sequestration in the soil. *Biology and Fertility of Soils*, 27 (3), 230–235.
- Baumann, K., Sanaullah, M., Chabbi, A., Dignac, M.-F., Bardoux, G., Steffens, M., ... Rumpel, C. (2013). Changes in litter chemistry and soil lignin signature during decomposition and stabilisation of 13 C labelled wheat roots in three subsoil horizons. *Soil Biology and Biochemistry*, 67, 55–61.
- Beets, D., Beets, C. & Cleveringa, P. (2006). Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, the Netherlands. *Quaternary Science Reviews*, 25 (9), 876–885.
- Benke, M., Mermut, A. & Shariatmadari, H. (1999). Retention of dissolved organic carbon from vinasse by a tropical soil, kaolinite, and Fe-oxides. *Geoderma*, 91 (1), 47–63.
- Bird, M., Kracht, O., Derrien, D. & Zhou, Y. (2003). The effect of soil texture and roots on the stable carbon isotope composition of soil organic carbon. *Soil Research*, 41 (1), 77–94.
- Blume, H.-P., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., ... Welp, G. (2010). Bodenentwicklung und Bodensystematik. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag. Zugriff auf http://dx.doi.org/10.1007/978-3-8274-2251-4_2
- Blume, H.-P. & Leinweber, P. (2004). Plaggen soils: landscape history, properties, and classification. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 167 (3), 319–327.
- Bobbink, R., Heil, G. W. & Raessen, M. B. (1992). Atmospheric deposition and canopy exchange processes in heathland ecosystems. *Environmental Pollution*, 75 (1), 29–37.
- Brümmer, G. W. (2010). Böden als Pflanzenstandorte. In G. W. Brümmer (Hrsg.), *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. (379–448)). Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N. & Marković, S. (2011). An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International*, 240 (1), 12–21.
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. B., Mooney, H. A., Sala, O. E. & Schulze, E.-D. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108 (4), 583–595.
- Chaopricha, N. T. & Marín-Spiotta, E. (2014). Soil burial contributes to deep soil organic carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 69, 251–264.
- Christensen, B. T., Olesen, J. E., Hansen, E. M. & Thomsen, I. K. (2011). Annual variation in $\delta^{13}\text{C}$ values of maize and wheat: effect on estimates of decadal scale soil carbon turnover. *Soil Biology and Biochemistry*, 43 (9), 1961–1967.
- De Vries, W., Klijn, J. & Kros, J. (1994). Simulation of the long-term impact of atmospheric deposition on dune ecosystems in the Netherlands. *Journal of Applied Ecology*, 59–73.
- Doerr, S., Llewellyn, C., Douglas, P., Morley, C., Mainwaring, K., Haskins, C., ... others (2005). Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. *Soil Research*, 43 (3), 225–237.
- Doerr, S., Shakesby, R. & Walsh, R. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance. *Earth-Science Reviews*, 51 (1), 33–65.

- Don, A. & Schulze, E. D. (2008). Controls on fluxes and export of dissolved organic carbon in grasslands with contrasting soil types. *Biogeochemistry*, 91 (2-3), 117–131.
- Dungait, J. a. J., Hopkins, D. W., Gregory, A. S. & Whitmore, A. P. (2012). Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Global Change Biology*, 18 (6), 1781–1796.
- Egli, M., Gristina, L., Wiesenberg, G. L. B., Martín Civantos, J. M., Rotolo, A., Novara, A., ... Raimondi, S. (2013). From pedologic indications to archaeological reconstruction: deciphering land use in the Islamic period in the Baida district (north-western Sicily). *Journal of Archaeological Science*, 40 (6), 2670–2685.
- Eilers, K. G., Debenport, S., Anderson, S. & Fierer, N. (2012). Digging deeper to find unique microbial communities: The strong effect of depth on the structure of bacterial and archaeal communities in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 50, 58–65.
- Ellenberg, H. & Leuschner, C. (1996). *Vegetation mitteleuropas mit den alpen: in ökologischer, dynamischer und historischer sicht*. Ulmer.
- Ellerbrock, R. H., Gerke, H. H. & Böhm, C. (2009). In situ drift characterization of organic matter composition on soil structural surfaces. *Soil Science Society of America Journal*, 73 (2), 531–540.
- Eusterhues, K., Rumpel, C., Kleber, M. & Kögel-Knabner, I. (2003). Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. *Organic Geochemistry*, 34 (12), 1591–1600.
- Eusterhues, K., Rumpel, C. & Kögel-Knabner, I. (2005). Organo-mineral associations in sandy acid forest soils: Importance of specific surface area, iron oxides and micropores. *European Journal of Soil Science*, 56 (6), 753–763.
- Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B. & Rumpel, C. (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450 (November), 277–280.
- Gocke, M., Gulyás, S., Hambach, U. & Kovács, G. (2014a). Author ' s personal copy Biopores and root features as new tools for improving paleoecological understanding of terrestrial sediment-paleosol sequences. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Gocke, M., Hambach, U., Eckmeier, E., Schwark, L., Zöller, L., Fuchs, M., ... Wiesenberg, G. (2014c, September). Introducing an improved multi-proxy approach for paleoenvironmental reconstruction of loess?paleosol archives applied on the Late Pleistocene Nussloch sequence (SW Germany). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410, 300–315.
- Gocke, M., Kuzyakov, Y. & Wiesenberg, G. L. B. (2013). Differentiation of plant derived organic matter in soil, loess and rhizoliths based on n-alkane molecular proxies. *Biogeochemistry*, 112 (1-3), 23–40.
- Gocke, M., Peth, S. & Wiesenberg, G. L. B. (2014b). Catena Lateral and depth variation of loess organic matter overprint related to rhizoliths ? Revealed by lipid molecular proxies and X-ray tomography. *Catena*, 112, 72-85.
- Gocke, M., Pustovoytov, K., Kühn, P., Wiesenberg, G., Löscher, M. & Kuzyakov, Y. (2011, April). Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C . *Chemical Geology*, 283 (3-4), 251–260. Zugriff auf <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254111000489>
- Göransson, H., Fransson, A.-M. & Jönsson-Belyazid, U. (2007). Do oaks have different strategies for uptake of n, k and p depending on soil depth? *Plant and soil*, 297 (1-2), 119–125.
- Harrison, R. B., Footen, P. W. & Strahm, B. D. (2011). Deep soil horizons: Contribution and importance to soil carbon pools and in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *Forest Science*, 57 (1), 67–76.
- Heal, O. & Dighton, J. (1986). Nutrient cycling and decomposition in natural terrestrial ecosystems. In *Microfloral and faunal interactions in natural and agro-ecosystems* (S. 14–73). Springer.
- Horn, R. (2010). Physikalische Eigenschaften und Prozesse. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag.

- James, J., Devine, W., Harrison, R. & Terry, T. (2014). Deep Soil Carbon: Quantification and Modeling in Subsurface Layers. *Soil Science Society of America Journal*.
- Jobbagy & Jackson, E. G. Y. (2001). The distribution of soils nutrients with depth: Gobal patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry*, 53, 51–77.
- Jobbagy & Jackson, R. B. (2000). The Vertical Distribution of Soil Organic Carbon and Its Relation to Climate and Vegetation . *Ecological Applications.*, 10 (2), 423–436.
- Johnson, D. W., Murphy, J. D., Rau, B. M. & Miller, W. W. (2011). Subsurface carbon contents: Some case studies in forest soils. *Forest Science*, 57 (1), 3–10.
- Jones. (1983). Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. *Soil Science Society of America Journal*, 47 (6), 1208–1211.
- Jones, Nguyen, C. & Finlay, R. D. (2009). Carbon flow in the rhizosphere: carbon trading at the soil?root interface. *Plant and Soil*, 321 (1-2), 5–33.
- Jones, Zdruli, P. & Montanarella, L. (2000). The estimation of drought risk in europe from soil and climatic data. In *Drought and drought mitigation in europe* (S. 133–146). Springer.
- Kalbitz, K. & Kaiser, K. (2008). Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171 (1), 52–60.
- Kalbitz, K., Schwesig, D., Rethemeyer, J. & Matzner, E. (2005). Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 37 (7), 1319–1331.
- Kandeler, E. (2010). Bodenorganismen und ihr Lebensraum. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag.
- Kautz, T., Amelung, W., Ewert, F., Gaiser, T., Horn, R., Jahn, R., ... Köpke, U. (2013). Nutrient acquisition from arable subsoils in temperate climates: A review. *Soil Biology and Biochemistry*, 57, 1003–1022. Zugriff auf <http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.09.014>
- Kaye, J. P. & Hart, S. C. (1997). Competition for nitrogen between plants and soil microorganisms. *Trends in Ecology & Evolution*, 12 (4), 139–143.
- Kell, D. B. (2011). Breeding crop plants with deep roots: Their role in sustainable carbon, nutrient and water sequestration. *Annals of Botany*, 108, 407–418.
- Kretzschmar, R. (2010). Chemische Eigenschaften und Prozesse. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag.
- Kuzyakov, Y., Friedel, J. & Stahr, K. (2000). Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry*, 32 (11), 1485–1498.
- Kuzyakov, Y. & Schneckenberger, K. (2004). Review of estimation of plant rhizodeposition and their contribution to soil organic matter formation. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 50 (1), 115–132.
- Lal, R. (2010). Enhancing eco-efficiency in agro-ecosystems through soil carbon sequestration. *Crop science*, 50 (Supplement_1), S–120.
- Li, C., Li, Y. & Tang, L. (2010). Soil organic carbon stock and carbon efflux in deep soils of desert and oasis. *Environmental earth sciences*, 60 (3), 549–557.
- Litt, T., Behre, K.-E., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2007). Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56 (1-2), 7–65.
- Lorenz, K. & Lal, R. (2005). The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy, Vol 88*, 88, 35–66.
- Lorenz, K., Lal, R. & Shipitalo, M. J. (2011). Stabilized soil organic carbon pools in subsoils under forest are potential sinks for atmospheric co2. *Forest Science*, 57 (1), 19–25.

- Lützwow, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B. & Flessa, H. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions - A review. *European Journal of Soil Science*, 57 (4), 426–445.
- Maeght, J.-L., Rewald, B. & Pierret, A. (2013). How to study deep roots-and why it matters. *Frontiers in plant science*, 4 (August), 299.
- McClaugherty, C. A., Aber, J. D. & Melillo, J. M. (1982). The role of fine roots in the organic matter and nitrogen budgets of two forested ecosystems. *Ecology*, 1481–1490.
- Naafs, D. F. & van Bergen, P. F. (2002). A qualitative study on the chemical composition of ester-bound moieties in an acidic andosolic forest soil. *Organic Geochemistry*, 33 (3), 189–199.
- Nichols, J. E., Walcott, M., Bradley, R., Pilcher, J. & Huang, Y. (2009). Quantitative assessment of precipitation seasonality and summer surface wetness using ombrotrophic sediments from an arctic norwegian peatland. *Quaternary Research*, 72 (3), 443–451.
- Nierop, K. G. J., Naafs, D. F. W. & Verstraten, J. M. (2003). Occurrence and distribution of ester-bound lipids in Dutch coastal dune soils along a pH gradient. *Organic Geochemistry*, 34 (6), 719–729.
- Oldenburg, M., Curtis, Torn, S., Margaret, DeAngelis, M., Kristen, Ajo-Franklin, B., Jonathan, Amundson, G., Ron, Bernacchi, J., Carl, ... Zilberman, D. (2008). Biologically Enhanced Carbon Sequestration : Research Needs and Opportunities. Report on the Energy Biosciences Institute Workshop on Biologically Enhanced Carbon Sequestration, October 29, 2007, Berkeley, CA. *Biologically Enhanced Carbon Sequestration: Research Needs and Opportunities. Report on the Energy Biosciences Institute Workshop on Biologically Enhanced Carbon Sequestration*, 1–40.
- Rasse, D. P., Rumpel, C. & Dignac, M. F. (2005). Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant and Soil*, 269, 341–356.
- Rosengren, U., Göransson, H., Jönsson, U., Stjernquist, I., Thelin, G. & Wallander, H. (2006). Functional biodiversity aspects on the nutrient sustainability in forests-importance of root distribution. *Journal of Sustainable Forestry*, 21 (2-3), 77–100.
- Rumpel, C., Chabbi, A. & Marschner, B. (2012). Recarbonization of the Biosphere. (C), 445–464. Zugriff auf <http://www.springerlink.com/index/10.1007/978-94-007-4159-1>
- Rumpel, C., Eusterhues, K. & Kögel-Knabner, I. (2004). Location and chemical composition of stabilized organic carbon in topsoil and subsoil horizons of two acid forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 36 (1), 177–190.
- Rumpel, C. & Kögel-Knabner, I. (2011). Deep soil organic matter-a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and Soil*, 338, 143–158.
- Rumpel, C., Kogel-Knabner, I. & Bruhn, F. (2002). Vertical distribution, age, and chemical composition of organic, carbon in two forest soils of different pedogenesis. *Organic Geochemistry*, 33 (10), 1131–1142.
- Salomé, C., Nunan, N., Pouteau, V., Lerch, T. Z. & Chenu, C. (2010). Carbon dynamics in topsoil and in subsoil may be controlled by different regulatory mechanisms. *Global Change Biology*, 16, 416–426.
- Sanaullah, M., Chabbi, A., Leifeld, J., Bardoux, G., Billou, D. & Rumpel, C. (2011). Decomposition and stabilization of root litter in top- and subsoil horizons: What is the difference? *Plant and Soil*, 338 (1), 127–141.
- Sanderman, J. & Amundson, R. (2009). A comparative study of dissolved organic carbon transport and stabilization in california forest and grassland soils. *Biogeochemistry*, 92 (1-2), 41–59.
- Schad, P. (2006). Bezugsgrundlage der boden-ressourcen der erde (wrb), 2. auflage 2006, 1. update 2007. *Handbuch der Bodenkunde*.
- Schlutow, A. & Scheuschner, T. (2009). Ökologische belastungsgrenzen-aktualisierung und präzisierung der erfassung von ökologischen belastungsgrenzen und ihrer überschreitungen im freistaat sachsen-fortschreibung der critical loads/level-untersuchungen bis 2006. *Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie*.

- Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. a., ... Trumbore, S. E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, *478*, 49–56.
- Schroth, A. W., Friedland, A. J. & Bostick, B. C. (2007). Macronutrient depletion and redistribution in soils under conifer and northern hardwood forests. *Soil Science Society of America Journal*, *71* (2), 457–468.
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I. & Schulze, E. D. (2013). Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, *10* (3), 1675–1691.
- Sparrius, L. (2011). Inland dunes in the netherlands: soil, vegetation, nitrogen deposition and. *Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg*, *65*, 479–496.
- Stahr, K. (2010a). Anorganische komponenten der böden — minerale und gesteine. In *Lehrbuch der bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag. Zugriff auf http://dx.doi.org/10.1007/978-3-8274-2251-4_2
- Stahr, K. (2010b). Bodenbewertung und Bodenschutz. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag. Zugriff auf http://dx.doi.org/10.1007/978-3-8274-2251-4_2
- Stoutjesdijk, P. (1959). Heaths and inland dunes of the veluwe. *Wentia*, *2* (S2), 1–96.
- Van Mourik, J., Seijmonsbergen, A., Slotboom, R. & Wallinga, J. (2012). Impact of human land use on soils and landforms in cultural landscapes on aeolian sandy substrates (maashorst, se-netherlands). *Quaternary International*, *265*, 74–89.
- Visser, S. & Parkinson, D. (1989). Microbial respiration and biomass in soil of a lodgepole pine stand acidified with elemental sulphur. *Canadian Journal of Forest Research*, *19* (8), 955–961.
- Vogt, K. A., Vogt, D. J., Palmiotto, P. A., Boon, P., O'Hara, J. & Asbjornsen, H. (1995a). Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type and species. *Plant and soil*, *187* (2), 159–219.
- Vogt, K. A., Vogt, D. J., Palmiotto, P. A., Boon, P., O'Hara, J. & Asbjornsen, H. (1995b). Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type and species. *Plant and soil*, *187* (2), 159–219.
- Wiesenberg, G. L. B., Schwark, L. & Schmidt, M. W. I. (2006). Extractable lipid contents and colour in particle-size separates and bulk arable soils. *European Journal of Soil Science*, *57* (5), 634–643.
- Wilke, B.-M. (2010). Gefährdung der Bodenfunktionen. In *Lehrbuch der Bodenkunde* (S. 7-49). Spektrum Akademischer Verlag.
- Wood, T. & Bormann, F. (1977). Short-term effects of a simulated acid rain upon the growth and nutrient relations of *pinus strobus*, l. *Water, Air, and Soil Pollution*, *7* (4), 479–488.