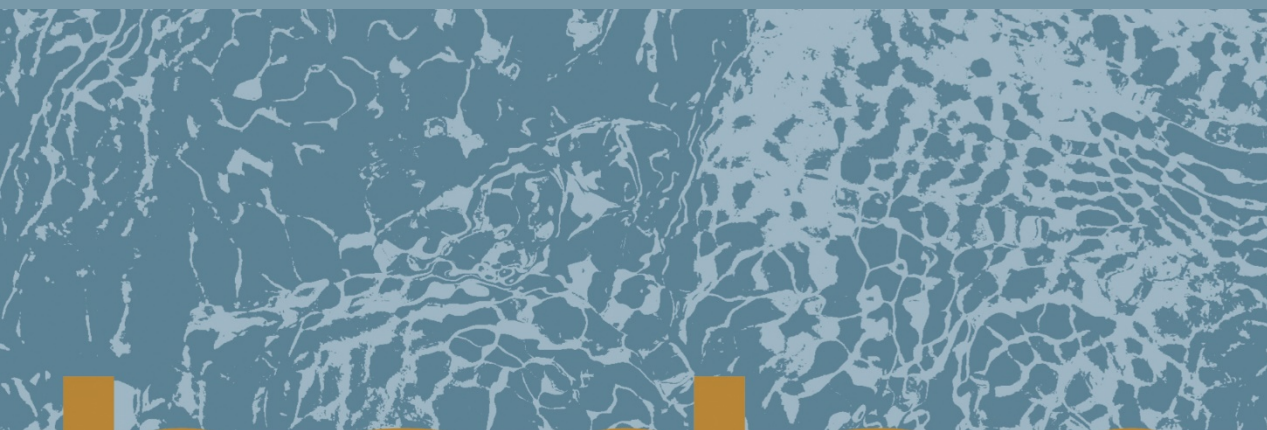




Veränderungen der Humusqualität und -quantität bayerischer Böden im Klimawandel



böden



Veränderungen der Humusqualität und -quantität bayerischer Böden im Klimawandel

Impressum

Veränderungen der Humusqualität und -quantität bayerischer Böden im Klimawandel

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)

Bürgermeister-Ulrich-Straße 160

86179 Augsburg

Tel.: 0821 9071-0

Fax: 0821 9071-5556

E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de

Internet: www.lfu.bayern.de

Konzept/Text:

Dr. Anna Kühnel

Lehrstuhl für Bodenkunde

Technische Universität München

Emil-Ramann-Str. 2

85354 Freising

PD Dr. Martin Wiesmeier

Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft (LfL)

Institut für ökologischen Landbau, Bodenkultur und Ressourcenschutz

Arbeitsgruppe Humushaushalt und Umwelt-Mikrobiologie

Lange Point 6

85354 Freising

Prof. Dr. Ingrid Kögel-Knabner

Lehrstuhl für Bodenkunde

Technische Universität München

Emil-Ramann-Str. 2

85354 Freising

LfU, Peter Spörlein

Redaktion:

LfU, Peter Spörlein

Bildnachweis:

Bayerisches Landesamt für Umwelt

Stand:

04/2020

Diese Publikation wird kostenlos im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Jede entgeltliche Weitergabe ist untersagt. Sie darf weder von den Parteien noch von Wahlwerbern oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zweck der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zweck der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Publikation nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist es gestattet, die Publikation zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Die publizistische Verwertung der Veröffentlichung – auch von Teilen – wird jedoch ausdrücklich begrüßt. Bitte nehmen Sie Kontakt mit dem Herausgeber auf, der Sie – wenn möglich – mit digitalen Daten der Inhalte und bei der Beschaffung der Wiedergaberechte unterstützt.

Diese Publikation wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Tel. 0 89 12 22 20 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	9
2	Grundlagen und Methoden	11
2.1	Datengrundlage Bodendauerbeobachtungsflächen	11
2.1.1	Bodendauerbeobachtungsflächen der LWF	12
2.1.2	Bodendauerbeobachtungsflächen der LfL	12
2.1.3	Bodendauerbeobachtungsflächen des LfU	13
2.2	Standort- und Managementdaten	13
2.3	Berechnung von Gesamthumusvorräten	14
2.4	Berechnung der Klimadaten	14
2.5	Berechnung der Einflussfaktoren auf OC-Änderungen	15
2.6	Auftrennung klimasensitiver Humusfraktionen	16
2.6.1	Physikalische Fraktionierung nach Dichte und Größe	16
2.6.2	Chemische Analysen	17
2.6.3	Berechnung der Fraktionsanteile	17
2.7	Hintergrund zum Lagerungsvergleich: Auswirkung der Art der Lagerung auf Gesamtkohlenstoff und Kohlenstofffraktionen	17
2.8	Probenauswahl zur Messung der Humusqualität	19
3	Ergebnisse und Diskussion	20
3.1	Lagerungsvergleich	20
3.1.1	Gesamt OC- und N-Gehalte	20
3.1.2	Fraktionen	21
3.1.2.1	Gewichtsanteile der Fraktionen	22
3.1.2.2	OC-Gehalte der Fraktionen	22
3.1.2.3	OC-Beiträge der Fraktionen	22
3.1.2.4	Einfluss von Fraktion, Bodenhorizont und Bodenart auf den Unterschied im OC-Beitrag	23
3.1.3	Schlussfolgerung Lagerungsvergleich	25
3.2	Veränderung der Humusquantität	26
3.2.1	Oberbodenkonzentrationen und -vorräte unter Grünland	26
3.2.1.1	Szenarien von OC-Vorratsänderungen	28
3.2.1.2	Bedingungen für eine Erhöhung des OC-Vorrats	30

3.2.1.3	Bedingungen für stabile OC-Vorräte	30
3.2.1.4	Bedingungen für einen Verlust des OC-Vorrats	30
3.2.1.5	Bedeutung saisonaler Klimamuster	31
3.2.1.6	Einfluss von Management und C-Input	32
3.2.1.7	Bedeutung der Standortbedingungen	32
3.2.1.8	Vergleich mit anderen Langzeitstudien zu Grünlandböden	33
3.2.1.9	Schlussfolgerung Grünlandoberböden	33
3.2.2	Oberbodenkonzentrationen unter Acker	34
3.2.2.1	Szenarien von OC-Gehaltsänderungen	36
3.2.2.2	Bedingungen für eine Erhöhung des OC-Gehaltes	36
3.2.2.3	Bedingungen für stabile OC-Gehalte	36
3.2.2.4	Bedingungen für einen Verlust des OC-Gehaltes	36
3.2.2.5	Bedeutung saisonaler Klimamuster	37
3.2.2.6	Bedeutung von Management und C-Input	37
3.2.2.7	Unterteilung nach initialem OC-Gehalt	38
3.2.2.8	Unterteilung nach Textur	39
3.2.2.9	Unterteilung nach Bodentyp	40
3.2.2.10	Schlussfolgerung Ackeroberböden	43
3.2.3	Oberbodenkonzentrationen mit wechselnder Acker-/Grünlandnutzung	43
3.2.4	Vorratsänderungen unter Wald	45
3.2.4.1	Vorratsänderungen zwischen 1987 und 2002	45
3.2.4.2	Vorratsänderungen zwischen 1987 und 2016	46
3.2.4.3	Schlussfolgerung Waldböden	48
3.2.5	Vorratsänderungen der Sonderstandorte	49
3.3	Veränderung der Humusqualität	51
3.3.1	Oberböden unter Grünland	51
3.3.2	Oberböden unter Acker	52
3.3.3	Böden unter Wald	53
3.3.4	Böden der Sonderstandorte	54
3.3.5	Vergleich der Humusqualität	56

3.4	Aussagekraft verschiedener OC-Fraktionen und Bewertung der verwendeten Fraktionierungsmethode	59
4	Handlungsempfehlungen	61
4.1	Allgemeine Handlungsempfehlungen zur Bodendauerbeobachtung	61
4.1.1	Anpassung der DIN ISO 18512 zur Archivierung von Bodenproben hinsichtlich der Stabilität des Kohlenstoffs	61
4.1.2	Erfassung von Trockenrohdichtedaten für Vorratsberechnungen	61
4.1.3	Turnus der Wiederholungsbeprobungen zur Detektion von Humusveränderungen	61
4.1.4	Beprobung des gesamten Bodens	61
4.1.5	Erfassung historischer Landnutzung	62
4.1.6	Erfassung von detaillierten Managementinformationen	62
4.2	Spezielle Handlungsempfehlungen zum Erhalt und möglichem Aufbau von Humus	62
4.2.1	Verbesserte Fruchtfolgen auf Ackerböden	62
4.2.2	Organische Düngung auf Acker- und Grünlandböden	62
5	Die wichtigsten Ergebnisse im Überblick	64
	Literatur	65
	Anhang	71

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Karte Bayerns mit allen Bodendauerbeobachtungsflächen, unterteilt nach Institution (LfU, LWF, LfL)	11
Abb. 2:	Fraktionierungsschema zur Differenzierung unterschiedlich stabiler Humusfraktionen	16
Abb. 3:	Vergleich von OC-Gehalten der 19 Jahre getrocknet, bei Raumtemperatur gelagerten Bodenproben und von OC-Gehalten der ebenfalls 19 Jahre feldfrisch und bei -18 °C gefroren gelagerten Bodenproben mit alten OC-Messungen von luftgetrockneten Proben	20
Abb. 4:	OC-Beiträge zum Gesamt-OC-Gehalt von getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben für die verschiedenen Fraktionen: fPOM, oPOM > 20 µm, oPOM < 20 µm, MOM > 20 µm, MOM < 20 µm	23
Abb. 5:	Mittlere Beiträge verschiedener Fraktionen zum Gesamt-OC-Gehalt des Bodens, unterteilt in Ober- und Unterboden und in vier Texturklassen	24
Abb. 6:	OC-Gehalte und -Vorräte der Oberböden der Grünlandstandorte der LfL	26
Abb. 7:	Normalisierte OC-Vorratsänderungen der Grünlandoberböden in bayerischen Agrarregionen für verschiedene Zeitintervalle	27
Abb. 8:	Relative Bedeutung der Variablen im rf-Modell für Grünlandoberböden	28
Abb. 9:	Schematischer Überblick über die komplexen Auswirkungen von Klimavariablen, Standortbedingungen sowie Bewirtschaftungspraktiken auf OC-Vorratsveränderungen in bayerischen Grünlandoberböden zwischen 1989 und 2016	29
Abb. 10:	OC-Gehalte und -Vorräte in Ackeroberböden von 1986 bis 2015	34
Abb. 11:	Relative Bedeutung der Variablen im rf Modell für Ackeroberböden	35
Abb. 12:	Normalisierte OC-Änderung von Ackeroberböden für Beobachtungen mit unterschiedlichen Anteilen an Hackfrüchten und Mais in der Fruchtfolge	38
Abb. 13:	OC-Gehalte in Ackeroberböden von 1986 bis 2015, unterteilt nach initialem OC-Gehalt	39
Abb. 14:	OC-Gehalte in Ackeroberböden, unterteilt nach den Bodenarten Sand, Schluff, Lehm und Ton	40
Abb. 15:	OC-Gehalte in Ackeroberböden unterteilt nach Bodentyp Braunerde, Parabraunerde, Gley und Vega, Pseudogley, Pelosol und Rendzina/Ranker	41
Abb. 16:	OC-Gehalte aller Ackeroberböden zu allen Zeitpunkten im Vergleich zum Anteil an organischem Dünger in den acht Jahren vor einer Probenahme	42
Abb. 17:	OC-Gehalte der BDF-Flächen der LfL, die im Laufe der Dauerbeobachtung einem Nutzungswechsel unterlagen	44
Abb. 18:	OC-Vorräte der Wald-BDF getrennt nach Auflage und Mineralboden	45
Abb. 19:	OC-Vorräte im Wald zwischen 1987 und 2015 für alle Waldtypen zusammen	46
Abb. 20:	OC-Vorräte bis 30 cm Tiefe getrennt nach Horizonten für 3 ausgewählte Waldstandorte im gleichen Wuchsgebiet	47
Abb. 21:	OC-Vorräte des Tiefenintervalls 0-100 cm getrennt nach Horizonten für 3 ausgewählte Waldstandorte und oberirdische C-Vorräte im Vergleich	48
Abb. 22:	OC-Vorräte des Tiefenintervalls 0-30 cm für die Sonderstandorte des LfU, aufgetrennt nach Bodentyp und Nutzung	50

Abb. 23:	Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und Änderung des Gesamt-OC-Gehaltes in Grünlandoberböden	51
Abb. 24:	Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtoberboden auf den Ackerstandorten	52
Abb. 25:	Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1986/1987 und 2013-2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtboden auf den Waldstandorten	53
Abb. 26:	Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1986/1987 sowie 2013 und 2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtboden auf den Sonderstandorten	54
Abb. 27:	Zusammenhang zwischen den Änderungen im Gesamt OC-Gehalt zwischen 1986/1987 und 2013 und den Änderungen der einzelnen Fraktionen der LfU-Sonderstandorte	55
Abb. 28:	Zusammenhang zwischen den Änderungen im Gesamt OC-Gehalt zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und den Änderungen der einzelnen Fraktionen in Grünlandober-, Ackerober- und Waldböden	56
Abb. 29:	OC-Gehalte der einzelnen Fraktionen bezogen auf Gesamt-OC im Oberboden, jeweils für zwei verschiedene Probenahmekampagnen in den einzelnen Landnutzungen	58
Abb. 30:	f_{C4} -Werte von drei Ackerböden mit $C_3 - C_4$ Wechsel	59

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Managementdaten der Grünlandstandorte der LfL, die genutzt wurden, um OC-Änderungen zu erklären	13
Tab. 2:	Managementdaten der Ackerstandorte der LfL, die genutzt wurden, um OC-Änderungen zu erklären	14
Tab. 3:	Pearson-Korrelationskoeffizienten für verschiedene topografische und pedogene Variablen in Grünlandoberböden	28
Tab. 4:	Mittlere relative OC-Vorratsänderung von Grünlandoberböden und Standardabweichung der verschiedenen Szenarien	29
Tab. 5:	Pearson-Korrelationskoeffizienten für verschiedene topografische und pedogene Variablen in Ackeroberböden	35
Tab. 6:	Mittlere relative OC-Vorratsänderung von Ackeroberböden und Standardabweichung der verschiedenen Szenarien	36
Tab. 7:	Mittlere Standorteigenschaften der unterschiedlichen OC-Szenarien für Ackeroberböden	37

1 Einleitung

Die Multifunktionalität von Böden ist eine wichtige Lebensgrundlage für die Menschheit. Der Humuskörper spielt hier eine maßgebliche Rolle, da Humus, also die tote organische Bodensubstanz, zu mehreren Bodenfunktionen entscheidend beiträgt. Neben der Steuerung der Wasserhaltekapazität, des Puffer- und Filterpotenzials sowie der Nährstoffspeicherung und -nachlieferung stellt die organische Bodensubstanz den bedeutendsten terrestrischen Speicher für organisch gebundenen Kohlenstoff dar. Zusätzlich zur Menge an organischer Substanz im Boden ist die Qualität des Humus entscheidend für die Funktionalität und Produktivität von Böden. Qualität bedeutet zum einen, aus welchen Stoffen der Humus besteht und zum anderen, wie diese Stoffe im Boden stabilisiert sind. Die organische Bodensubstanz besteht aus verschiedenen Kompartimenten mit einem unterschiedlichen Grad der Stabilisierung und unterschiedlichen Umsatzzeiten von wenigen Jahren bis zu mehreren Jahrhunderten (von Lützow et al., 2008). Die Prozesse, die zur Stabilisierung beitragen, sind zum einen abhängig vom Ausgangsgestein und der Bodenart, zum anderen vom mikrobiellen Abbau, der wiederum stark von klimatischen Bedingungen wie der Temperatur, dem Bodenlufthaushalt und der Bodenfeuchte beeinflusst wird.

In Bayern hat sich die mittlere Jahrestemperatur zwischen 1931 und 2010 bereits um 1,1 °C von 7,1 °C auf 8,2 °C erhöht und Klimaprojektionen für die nahe Zukunft (2021 - 2050) prognostizieren eine weitere Erhöhung zwischen 0,8 und 1,9 °C (Danneberg et al., 2012). Trotz weitgehend unveränderter mittlerer Jahresniederschlagssummen wurden eine deutliche Zunahme der Niederschläge im hydrologischen Winterhalbjahr (November - April) und tendenzielle Abnahmen im Sommerhalbjahr (Mai - Oktober) beobachtet (Danneberg et al., 2012).

Im Zuge des Klimawandels sind tiefgreifende Auswirkungen auf den Umsatz von organischem Bodenkohlenstoff (OC) zu erwarten. Modellierungen zeigen, dass der prognostizierte Temperaturanstieg für Bayern möglicherweise mit einem verstärkten Humusabbau und mit einer Freisetzung bedeutender OC-Mengen verbunden sein könnte (Wiesmeier, 2014). Aufgrund der Komplexität der am Humusaufbau beteiligten Prozesse bestehen allerdings große Unsicherheiten hinsichtlich dieser Prognosen.

Neben grundsätzlichen Einschränkungen bezüglich regionaler Klimaprognosen und der zukünftigen Bewirtschaftung von Böden existieren auch zu zahlreichen Komponenten der Humusversorgung von Böden nur unzureichende Erkenntnisse. Insbesondere die zukünftige Entwicklung der Primärproduktion bzw. der Ernteerträge und der davon abhängige Eintrag organischen Materials in Böden sind nicht bekannt (Wiesmeier et al., 2014a). Zudem existieren nur begrenzte Erkenntnisse hinsichtlich der Temperatursensitivität der organischen Bodensubstanz bzw. ihrer Komponenten (Conant et al., 2011; Davidson und Janssens, 2006; Kirschbaum, 1995; von Lützow und Kögel-Knabner, 2009). Eine einheitliche Temperaturabhängigkeit kann daher pauschal nicht abgeleitet werden.

Um die Zuverlässigkeit von Prognosen bezüglich der zukünftigen Entwicklung der organischen Bodensubstanz in Bayern zu erhöhen, sind detaillierte Untersuchungen eines möglicherweise bereits erfolgten Einflusses des Klimawandels auf Humusmenge und -qualität notwendig. Bisherige Studien in Europa zu klimabedingten Veränderungen der organischen Bodensubstanz lieferten jedoch kein einheitliches Bild und zeigten sowohl abnehmende, stagnierende als auch ansteigende Humusvorräte (Bellamy et al., 2005; Goidts und van Wesemael, 2007; Hopkins et al., 2009; Riley und Bakkegard, 2006; Sleutel et al., 2007). Allerdings existieren große Unterschiede hinsichtlich der Untersuchungsgebiete, der klimatischen Verhältnisse, der Länge der Betrachtungszeiträume und der Qualität der zur Verfügung stehenden Bodendaten. In nahezu allen bisher verfügbaren Studien wurden außerdem lediglich Veränderungen des Gesamtgehalts organischen Kohlenstoffs von Böden untersucht. Eine quantitative Untersuchung von Veränderung der Humusqualität anhand von Humusfraktionen und damit eine Verifizierung der prognostizierten Auswirkungen des Klimawandels auf die Böden sind bislang nicht erfolgt.

Das Projekt „Veränderungen der Humusqualität und -quantität bayerischer Böden im Klimawandel“ vom Bayerischen Landesamt für Umwelt in Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München sollte sich dieser Frage stellen. Ziel war es, frühzeitig auf mögliche Veränderungen der Humusversorgung der Böden reagieren und Handlungsempfehlungen hinsichtlich eines optimierten Humusmanagements ableiten zu können. Die Untersuchungen sollten anhand vorliegender Daten und archivierten Probenmaterials der bayerischen Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF) erfolgen. Für BDF mit unverändertem Management kann möglicherweise der Einfluss des Klimawandels auf potenzielle Veränderungen von Bodeneigenschaften seit Mitte der 1980er-Jahre abgeleitet werden. Sie stellen somit eine wertvolle Möglichkeit dar, Veränderungen des Humuskörpers innerhalb der letzten drei Jahrzehnte im Detail zu untersuchen und ggf. einen Einfluss des Klimawandels abzuschätzen. Neben einer quantitativen Analyse möglicher Veränderungen der Gesamthumusvorräte wurden an ausgewählten Standorten klimasensitive Humusfraktionen isoliert, um potenzielle Veränderungen der Humusqualität aufzudecken. Auf Grundlage dieser Ergebnisse wurden Handlungsempfehlungen abgeleitet, um potenziellen zukünftigen Humusverlusten entgegenzuwirken bzw. diese kompensieren zu können.

Ziele dieses Projektes waren:

1. Ermittlung der Gesamtkohlenstoffveränderung in bayerischen Böden unter verschiedenen Landnutzungen in den letzten 20-30 Jahren
2. Überprüfung eines möglichen Einflusses der Lagerungsbedingungen (lufttrocken bei Raumtemperatur vs. feldfrisch gefroren bei -18 °C) auf Kohlenstoffqualität und -quantität archivierter Bodenproben
3. Untersuchung der Humusqualität und ihrer potenziellen Änderungen mittels Dichte- und Korngrößenfraktionierung in Pools mit einer potenziell unterschiedlichen Klimasensitivität
4. Ableitung spezifischer Handlungsempfehlungen für eine Optimierung des Bodendauerbeobachtungsprogramms sowie für einen Ausgleich potenzieller Rückgänge der Humusvorräte.

2 Grundlagen und Methoden

2.1 Datengrundlage Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF)

Für die Auswertung standen Daten von insgesamt 269 Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF) zur Verfügung, die alle Regionen Bayerns mit den jeweiligen Bodentypen abdecken (Abb. 1). Die BDF werden von der Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF, 78 Standorte), der Landesanstalt für Landwirtschaft (LfL, 132 Standorte) und dem Landesamt für Umwelt (LfU, 60 Standorte) betreut. Der untersuchte Zeitraum erstreckt sich von 1985 bis 2016, wobei die zeitlichen Abstände sowie die Intensität der Untersuchungen je nach betreuender Institution und Fläche variieren.

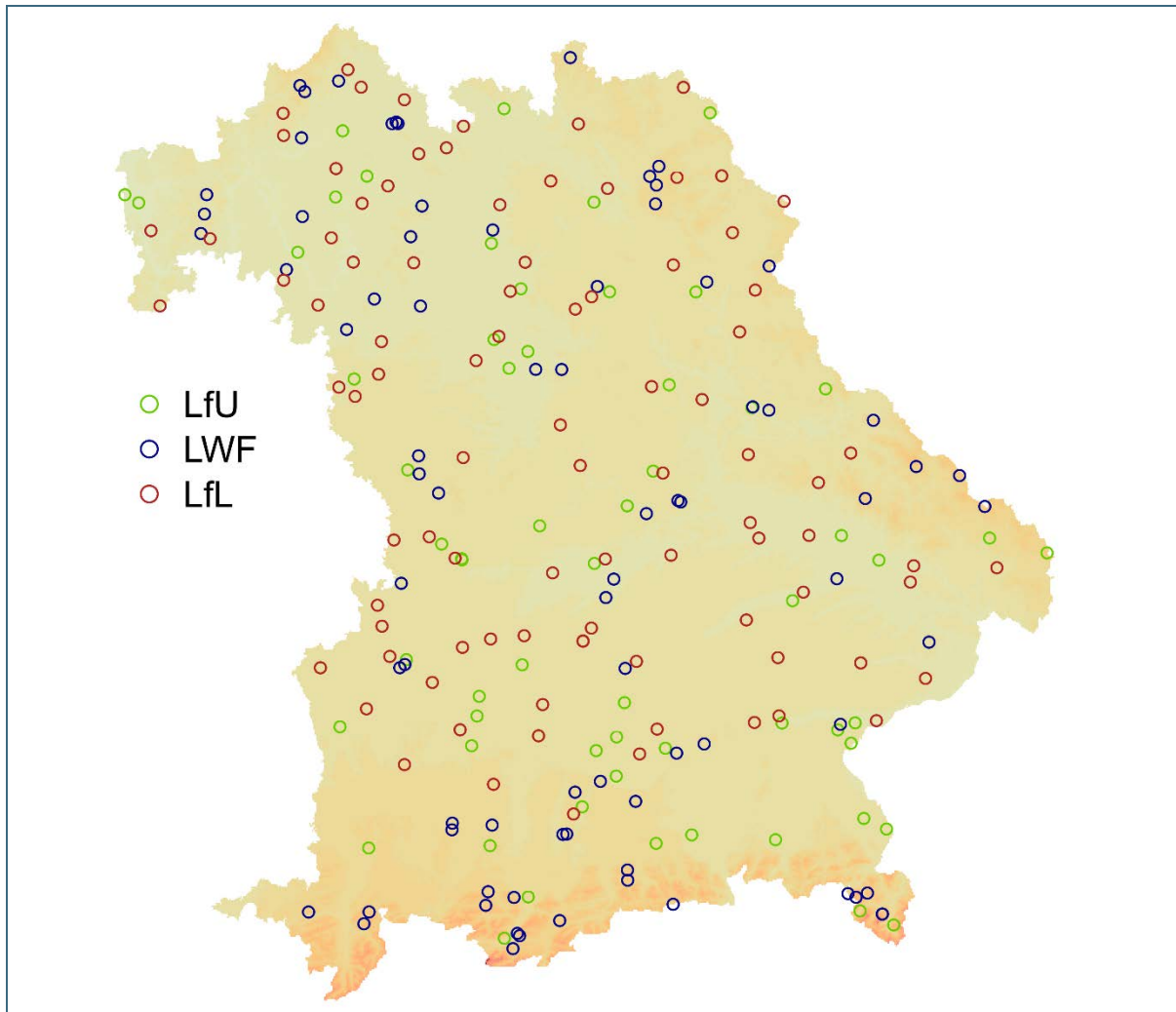


Abb. 1: Karte Bayerns mit allen Bodendauerbeobachtungsflächen, unterteilt nach Institution (LfU = Landesamt für Umwelt, LWF = Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, LfL = Landesanstalt für Landwirtschaft)

2.1.1 Bodendauerbeobachtungsflächen der LWF

Die LWF ist zuständig für die 56 Wald-BDF. Diese wurden zwischen 1986 und 1991 angelegt und intensiv bodenchemisch und bodenphysikalisch untersucht. Die genaue Methodik sowie ein Überblick finden sich in Schubert (2002). Zusätzlich wurden zwischen 1996 und 2000 insgesamt 22 Waldklimastationen errichtet. Diese sind Teil des Internationales Netzes forstlicher Dauerbeobachtungsflächen ICP Wald (Internationales Kooperationsprogramm zum forstlichen Umweltmonitoring in Wäldern), der sogenannten Level II-Flächen. Eine Übersicht über den Untersuchungsumfang und die Daten der Erstaufnahme der Waldklimastationen findet sich in Hofbauer et al. (2001).

Für eine zweite Probenahmekampagne wurden zwischen 2002 und 2005 28 der 56 Wald-BDF erneut beprobt. Im Zuge dieses Projektes wurden zwischen 2015 und 2016 neun der 28 ausgewählten BDF ein drittes Mal beprobt. Eine Übersicht über die Beprobungsintensität und Probenahmezeitpunkte der einzelnen Flächen befindet sich im Anhang A. Zusätzlich wurden drei dieser BDF im Wachstumsbezirk Haßberge in Nordbayern ausgewählt und intensiver untersucht. Diese befinden sich in einer Entfernung von 3000 m zueinander und weisen daher dieselben meteorologischen Randbedingungen auf. Sie unterscheiden sich jedoch in Geologie und Boden und damit auch im Waldtyp. Standort 1 (Eiche) entstand auf Feuerletten aus der Oberen Trias, Standort 2 (Buche) entstand auf Tonstein aus dem Schwarzen Jura und Standort 3 (Fichte/Kiefer) auf Sandstein aus der Oberen Trias.

In der ersten Probenahmekampagne von 1986-1991 wurde auf jeder Fläche ein Bodenprofil bis 1 m Tiefe angelegt. Zusätzlich wurden die Flächen flächenrepräsentativ bis 30 cm Tiefe beprobt und jeweils drei Mischproben (aus jeweils drei Einzelproben) pro Horizont gebildet. Ab der zweiten Probenahmekampagne erfolgte die Beprobung mit Rammkernsonden bis 1 m Tiefe, wobei jetzt horizontweise Einzelproben aus insgesamt 18 Bohrkernen gewonnen wurden. Der Auflagehumus wurde bei der ersten Probenahme an neun Punkten und bei der zweiten Probenahme an 18 Punkten mit Hilfe eines Stechrahmens beprobt. Die dritte Probenahme, die im Rahmen dieses Projektes durchgeführt wurde, erfolgte analog zur zweiten Probenahme. Da jeweils das gesamte Bodenmaterial eines bestimmten Horizonts gewonnen wird, kann anhand der Bodenmassen für jeden Horizont eine Trockenrohddichte berechnet werden. Steingehalte (> 2 mm) wurden ebenfalls für jeden Horizont aus der Rammkernsonde bestimmt. Auf den drei intensiv beprobten Standorten in den Haßbergen wurde zusätzlich auch die oberirdische Biomasse bestimmt.

2.1.2 Bodendauerbeobachtungsflächen der LfL

In den Jahren 1985 und 1986 wurden seitens der LfL insgesamt 130 BDF eingerichtet, davon 101 auf Ackerstandorten, 21 auf Grünland und acht auf Sonderkulturen, wie z. B. Obstbau und Hopfen. Eine Zusammenfassung und eine Übersicht der einzelnen Standorte finden sich in LfL (2007). Im Laufe des Beobachtungszeitraums mussten einige Flächen aufgegeben werden (z. B. wegen Überbauung), einige erfuhren einen Nutzungswechsel und vereinzelt wurden neue BDF-Standorte geschaffen.

In der ersten Probenahmekampagne wurde auf jeder Fläche ein Bodenprofil angelegt und horizontweise charakterisiert. Dabei wurden für jeden Horizont minimaler und maximaler Skelettgehalt geschätzt und die Feldbodenart bestimmt. Für die flächenbezogene Probenahme wurden pro Standort vier Flächenmischproben gebildet, die jeweils aus 20 Einzelproben zusammengesetzt sind. Die Beprobungstiefe lag bei 0-15 cm unter Acker und 0-10 cm unter Grünland. In manchen Jahren wurden zusätzlich Unterbodenproben aus 35-50 cm Tiefe gewonnen. Trockenrohddichtedaten wurden für die meisten Flächen entweder bei Einrichtung der BDF oder in einer zusätzlichen Messkampagne gewonnen. Da sich die Beprobungstiefe nach der aktuellen Nutzung der Fläche richtet, ist die Aussagekraft für Flächen mit einer Nutzungsänderung zwischen Grünland und Acker gering.

2.1.3 Bodendauerbeobachtungsflächen des LfU

Ab 1986 wurden vom LfU insgesamt 60 BDF an sogenannten Sonderstandorten eingerichtet. Diese Sonderstandorte sind z. B. spezielle Belastungsgebiete, Naturschutz- oder Wasserschutzgebiete und umfassen diverse Nutzungen wie z. B. Wald, Grünland, Gartenbau, Hutung, Moor oder Park. Auch hier ändert sich die Zahl der BDF, da einige Flächen, z. B. wegen Windwurfs ausfielen und dafür neue in das BDF-Programm aufgenommen wurden.

Die Beprobung erfolgt seit 2010 nach der LfU-eigenen Standardarbeitsanweisung. Mittels Rammkernsondierung werden an 18 Probepunkten horizontweise und ggf. innerhalb von Horizonten noch zusätzlich tiefenstufenbezogen Bodenproben entnommen und dann jeweils zu drei Mischproben vereinigt. Bis 2010 erfolgte die Flächenprobenahme an den 18 Einzelpunkten und unter Bildung der drei horizont- bzw. tiefenstufenbezogenen Mischproben nur bis 30 cm Bodentiefe und mittels Nmin-Bohrer bzw. im Wald mit Stechrahmen (i. d. R. Auflage und erster Mineralbodenhorizont). Minimale und maximale Skelettgehalte wurden aus dem Profil der Erstaufnahme für jede Tiefe bzw. jeden Horizont geschätzt. Die Lagerung der Bodenproben aus den Dauerbeobachtungsflächen erfolgt zum einen luftgetrocknet bei Raumtemperatur und gesiebt auf < 2 mm in Kunststoffgefäßen, zum anderen i. d. R. feldfrisch und unaufbereitet sowie bei -18 °C tiefgekühlt in Braunglasflaschen, wobei das Einfrieren bereits im Gelände erfolgt.

2.2 Standort- und Managementdaten

Die Wald-BDF der LWF wurden ausgewählt, um die wichtigsten und flächenbedeutsamsten forstlichen Standortseinheiten zu repräsentieren. Informationen zu den Flächen beinhalten die Lage (Forstamt, Wuchsgebiet, Waldort, geographische Höhe (m ü. NN) und Hangneigung (%)), Daten zur Vegetation, zum Bestand (Baumartenzusammensetzung und Alter), zur Standortseinheit, Geologie, Humusform und zum Bodentyp. Bei der Erstbeprobung wurden außerdem pH- und Texturwerte für jeden Horizont erhoben (Anhang B).

Für die Acker- und Grünland-BDF enthält die Datenbank der LfL topographische und bodenkundliche Informationen zur geographischen Höhe (m ü. NN), Hangneigung (%), Bodentyp, Bodentextur und pH aus der 1. Probenahmekampagne. Zusätzlich wurden jährlich die in Tab. 1 und Tab. 2 aufgeführten Management-Daten erfasst (Anhang B und Anhang D). Aus diesen wurden jeweils für die acht Jahre vor einer Probenahme Anteile der entsprechenden Variable berechnet bzw. Mittelwerte für die Häufigkeit der Mahd. Aus der Information zur angebauten Kultur wurde der Maisanteil, der Getreideanteil, der Hackfruchtanteil (Wurzel- und Knollenfrüchte) an der Fruchtfolge und die Diversität der angebauten Kultur berechnet (100 % entspricht jedes Jahr eine andere Kultur, 25 % bedeuten nur zwei verschiedene Kulturen in acht Jahren).

Tab. 1: Managementdaten der Grünlandstandorte der LfL, die genutzt wurden, um OC-Änderungen zu erklären.

Variable	Beschreibung
Grünlandtyp	Wiese regelmäßig gemäht; Mähweide: regelmäßig zur Heuproduktion gemäht, unregelmäßig beweidet; Weide: im Sommer beweidet und höchstens einmal im Jahr zur Heuproduktion gemäht
Häufigkeit des Mähens	Anzahl der Schnitte in einer Vegetationsperiode (1-6)
Art der Landwirtschaft	Konventionell/ökologisch
Ausbringung von organischem Dünger	Ja/nein

Tab. 2: Managementdaten der Ackerstandorte der LfL, die genutzt wurden, um OC-Änderungen zu erklären.

Variable	Beschreibung
Angebaute Kultur	Information hinsichtlich der angebauten Hauptkultur
Bodenbearbeitung	Mit Pflug/ohne Pflug/keine Bearbeitung
Anbau einer Zwischenfrucht	Ja/nein
Art der Landwirtschaft	Konventionell/ökologisch
Ausbringung von organischem Dünger	Ja/nein

Die Daten der LfU-BDF sind neben denen der LWF- und LfL-BDF im Bodeninformationssystem Bayern (BIS) erfasst. Dort sind weitere Informationen zu jedem Standort hinterlegt wie geographische Höhe (m ü. NN.), Hangneigung (%), Bodentyp und Geologie.

2.3 Berechnung von Gesamthumusvorräten

Da sich die zeitliche und räumliche Probenahmeintensität und die Entnahmetiefe zwischen den BDF von LfU, LWF und LfL unterscheiden, wurden die jeweiligen Flächen zuerst einzeln ausgewertet. Hierfür wurden aus den Datenbanken alle benötigten Daten extrahiert, zusammengefasst und auf ihre Qualität geprüft. Aus den OC-Gehalten und der Trockenrohddichte wurden OC-Vorräte für unterschiedliche Tiefen und wenn möglich auch nach dem equivalent-soil-mass (ESM)-Ansatz berechnet (Ellert und Bettany, 1995). Wenn Vorräte über die Zeit oder zwischen verschiedenen Landnutzungen verglichen werden, ist es wichtig, gleiche Bodenmassen in die Berechnung der Vorräte einzubeziehen (Wendt und Hauser, 2013). Als Referenz-Bodenmasse wurde jeweils die minimale Masse eines Horizontes bzw. der beprobten Bodentiefe eines Standortes herangezogen, sodass alle Probenahme-punkte berücksichtigt werden konnten. Die Anwendung des ESM-Ansatzes ist jedoch nur möglich, wenn bei jeder Probenahme auch die Trockenrohddichte erhoben wird. Da die Trockenrohddichte für die Acker- und Grünlandböden der LfL nur einmalig, i.d.R. bei Flächeneinrichtung und nicht zu jeder Probenahme erfolgte, konnte der ESM-Ansatz bei der Berechnung des OC-Vorrats im Gegensatz zu den LfU- und LWF-BDF nicht angewandt werden. An den Sonderstandorten des LfU wurden neben der einmaligen Ermittlung der punktuellen Trockenrohddichte am Bodenprofil bei Einrichtung der Fläche und der ersten Flächenprobenahme seit 2010 wieder mischproben- und damit flächenbezogene Trockenrohddichtedaten für die einzelnen Horizonte erhoben. Um neben den Die Trockenrohddichten der Jahre vorher wurden daher mittels Pedotransferfunktionen abgeschätzt (Wiesmeier et al., 2012).

Gesamt-OC-Vorräte (kg m^{-2}) wurden über alle Horizonte bis 30 cm bzw. bis 10 cm für die Acker- und Grünlandstandorte der LfL wie folgt berechnet:

$$\text{OC-Vorrat} = \sum_{i=1}^n \text{OC}_i \times \text{TRD}_i \times h_i \times \left(1 - \frac{\text{SK}_i}{100}\right)$$

mit OC_i als OC- Konzentration (mg g^{-1}) des Feinbodens von Horizont i , TRD_i als Trockenrohddichte des Horizontes i (g cm^{-3}), h_i als Mächtigkeit des Horizontes i (cm) und SK_i als mittlerer Skelettgehalt des Horizontes i (Vol-%).

2.4 Berechnung der Klimadaten

Zusätzlich zu den Standort- und Managementinformationen aus den Datenbanken wurden Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) genutzt, um einen möglichen Einfluss des Klimas und des Klimawandels auf den Bodenkohlenstoff zu erfassen.

Die Daten stammen entweder aus monatlichen Rasterdaten (mittlere tägliche Lufttemperaturen, Gesamtniederschlag, Bodenfeuchte) oder aus jährlichen Rasterdaten (Beginn und Ende der Vegetationsperiode) (DWD Climate Data Center (CDC), 2017a, 2017b, 2017c, 2017d, 2017e). Für jeden Standort wurden die entsprechenden Informationen mit dem Rasterpaket (Hijmans, 2016) von R (R Core Team, 2015) extrahiert. Die Bodenfeuchtedaten liegen als pflanzenverfügbares Wasser (in % der nutzbaren Feldkapazität (nFK)) vor. Aus diesen Werten wurde die Bodenfeuchte durch Multiplikation von % nFK mit der nFK der Standorte berechnet. Monatliche Informationen zu Lufttemperatur (°C), Niederschlag (mm) und Bodenfeuchte (%) wurden aggregiert, um folgende Jahreszeiten darzustellen: Frühling: März - Mai, Sommer:

Juni - August, Herbst: September - November und Winter: Dezember - Februar. Für jede Jahreszeit wurde der Trend der Veränderungen mithilfe des Pakets Rssa (Golyandina und Korobeynikov, 2014; Korobeynikov, 2010) von R geschätzt. Dies wurde für jeden Zeitraum zwischen zwei Bodenprobenahmekampagnen durchgeführt, da für diese Zeiträume auch jeweils OC-Änderungen berechnet werden können. Dazu wurde jede Zeitreihe mithilfe einer singulären Spektralanalyse zerlegt (Golyandina und Korobeynikov, 2014). Anschließend wurde die Änderung jedes Klimaparameters anhand des linearen Trends innerhalb des Messzeitraums berechnet, wobei die Steigung der Trendlinie der Änderung entspricht. Darüber hinaus wurden für jeden Standort die mittleren saisonalen Temperatur-, Niederschlags- und Bodenfeuchtwerte berechnet. Die mittlere Vegetationsperiode (Anzahl der Tage) wurde berechnet, indem der Tag des Beginns vom Tag des Endes der Vegetationsperiode abgezogen wurde und anschließend der Mittelwert über den gesamten Probenahmezeitraum berechnet wurde.

2.5 Berechnung der Einflussfaktoren auf OC-Änderungen

Für die Grünland- und Ackerböden der LfL wurde detailliert untersucht, welche Faktoren einen Einfluss auf die OC-Änderungen haben.

Um diese Faktoren zu bestimmen wurde ein Random Forest (rf)-Modell verwendet. Hierbei handelt es sich um ein Verfahren des maschinellen Lernens, welches eine große Anzahl sowohl kategorischer als auch numerischer Eingabevariablen verarbeiten kann. Die rf-Modelle kombinieren eine große Anzahl unabhängiger Entscheidungsbäume, die mit zufälligen Datensätzen getestet werden (Breiman, 2001). Darüber hinaus werden sie i.d.R. nicht durch Überparametrisierung beeinflusst und es müssen keine Annahmen über die Beziehung zwischen den Prädiktoren und der Zielvariablen getroffen werden. Dies bedeutet, dass nichtlineare Beziehungen ebenso gut wie lineare Beziehungen modelliert werden können (Prasad et al., 2006). In dieser Studie verwendeten wir rf-Modelle mit conditional inference trees (Strobl et al. 2007). Diese Modelle bieten eine unvoreingenommene Variablenauswahl, da die Stärke der Beziehung zwischen den Prädiktoren getestet wird, die verwendeten Faktoren unterschiedliche Maßstäbe haben und sich in ihrer Anzahl von Kategorien unterscheiden können. Die Anzahl der Bäume des Modells wurde auf 1500, die Anzahl der Beobachtungen, die in jeden letzten Baumknoten einfließen, wurde auf 1 (minbucket) festgelegt und das Kriterium, bei dem ein Knoten erneut aufgeteilt wird (minsplit), auf 3. Alle anderen Parameter wurden beibehalten, wie von cforest_unbiased vorgeschlagen (Strobl et al., 2007). Zuerst wurde ein rf-Modell mit allen Parametern berechnet, für die keine oder nur moderate lineare Korrelationen identifiziert werden konnten. Danach wurden schrittweise alle Parameter ausgeschlossen, die keinen oder einen negativen Einfluss auf das Modell hatten. Der Klassifikationsbaum des gesamten Datensatzes wurde anschließend anhand der finalen Parameterauswahl in verschiedene Szenarien unterteilt, die sich in ihren OC-Änderungen unterschieden. Alle Berechnungen wurden in R (R Core Team, 2016) mit dem party-Paket durchgeführt (Hothorn et al., 2006a, 2006b; Strobl et al., 2008, 2007).

2.6 Auftrennung klimasensitiver Humusfraktionen

Für eine Charakterisierung von Kompartimenten des Bodenkohlenstoffs stehen physikalische, chemische und kombinierte physikalisch-chemische Fraktionierungsmethoden zur Verfügung (Poeplau et al., 2018; von Lützw et al., 2007). Seit einigen Jahrzehnten geht man davon aus, dass organische Substanz im Boden langfristig vor allem durch physikalische Prozesse stabilisiert wird und nicht so sehr aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung (Christensen, 2001; Poeplau et al., 2018). Informationen über die verschiedenen Fraktionen können zum Beispiel verwendet werden, um den Umsatz und die Stabilität von organischer Substanz zu untersuchen (Christensen, 2001; Helfrich et al., 2007; Schrumpf et al., 2013) oder um Umsatzmodelle wie das RothC-Modell zu initialisieren (Zimmermann et al., 2007). Zusätzlich lassen sich das Potenzial der C-Sequestrierung abschätzen und Informationen über die Qualität von C gewinnen (Bispo et al., 2017; von Lützw et al., 2007).

2.6.1 Physikalische Fraktionierung nach Dichte und Größe

Für diese Studie wurde ein Fraktionierungsschema gewählt, das eine Aufteilung funktioneller Humusfraktionen ermöglicht (Abb. 2). Hierbei liegt der Fokus auf einer Unterscheidung zwischen organischer Substanz, welche frei im Boden vorliegt (freie partikuläre organische Substanz, fPOM), an oder in Aggregaten stabilisiert ist (okkludierte partikuläre organische Substanz, oPOM) und organischer Substanz, welche fest an Minerale gebunden ist (mineralassoziierte organische Substanz, MOM).

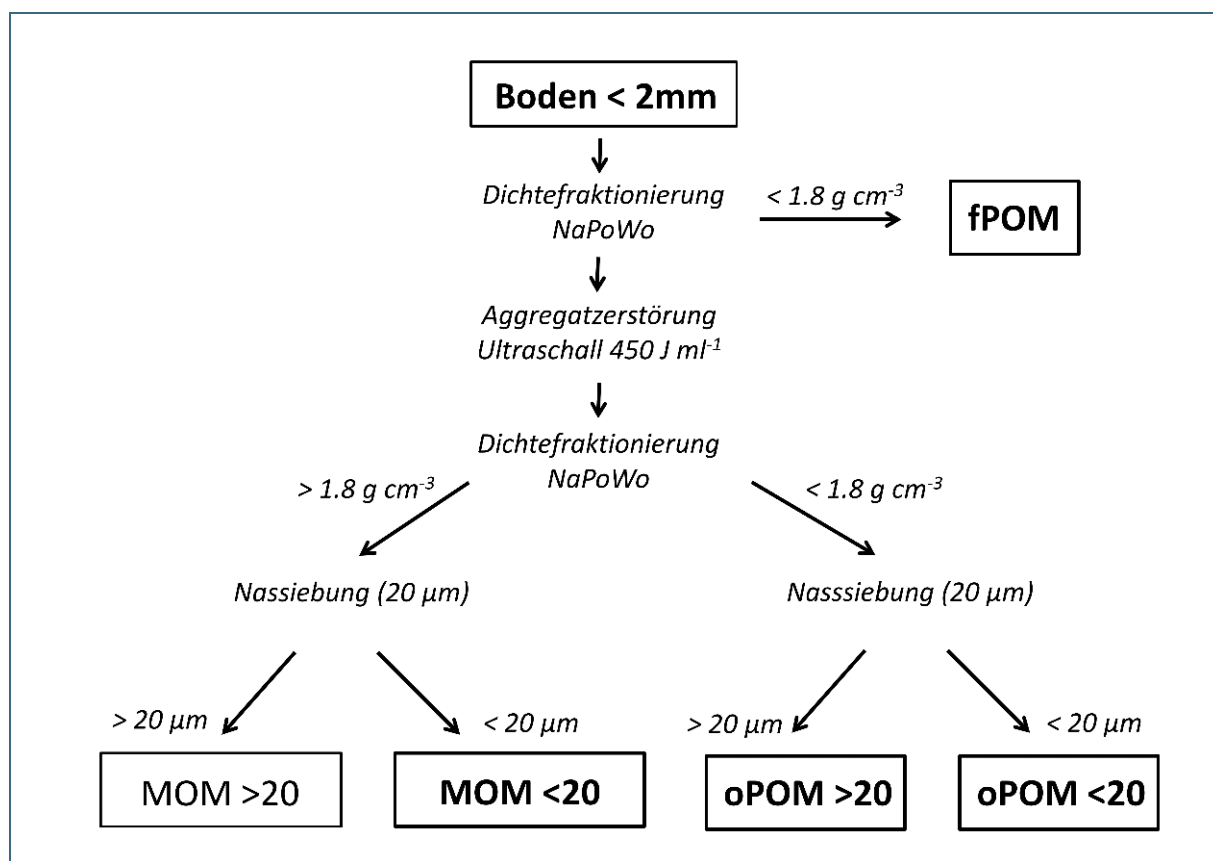


Abb. 2: Fraktionierungsschema zur Differenzierung unterschiedlich stabiler Humusfraktionen; NaPoWo = Natriumpolywolframat, fPOM = freie partikuläre organische Substanz, oPOM = okkludierte partikuläre organische Substanz, MOM = mineralassoziierte organische Substanz

Dabei wurden 20-30 g auf < 2 mm gesiebter Boden mit 200-300 mL Natriumpolywolframatlösung (NaPoWo) mit einer Dichte von $1,8 \text{ g cm}^{-3}$ versetzt. Nach circa 16 h wurde das hierbei aufschwimmende Material (fPOM) vorsichtig abgesaugt, in einer Druckfiltrationsanlage gesammelt und mit VE-Wasser gereinigt. Als nächster Schritt wurden die in der NaPoWo-Lösung verbliebenen Bodenaggre-

gate mit einer Ultraschallenergie von 450 J mL^{-1} zerstört. Anschließend wurde das jetzt aufschwimmende Material (oPOM) abgesaugt und gereinigt. Die gereinigte oPOM wurde nun mittels Nasssiebung bei $20 \mu\text{m}$ in die beiden Fraktionen oPOM $> 20 \mu\text{m}$ und oPOM $< 20 \mu\text{m}$ getrennt. Der zurückgebliebene Boden mit einer Dichte $> 1,8 \text{ g cm}^{-3}$ wurde ebenfalls mit VE-Wasser gereinigt und anschließend mittels Nasssiebung bei $20 \mu\text{m}$ in zwei Fraktionen unterteilt. Dadurch wurde die mineralassoziierte Fraktion MOM $< 20 \mu\text{m}$ abgetrennt, also organische Substanz, die an Ton-, Mittel- und Feinschluffpartikel gebunden ist, sowie eine Fraktion MOM $> 20 \mu\text{m}$, die Sand und Grobschluff beinhaltet. Alle Fraktionen wurden gefriergetrocknet und für weitere Analysen gelagert.

2.6.2 Chemische Analysen

Gehalte an Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N) (mg g^{-1}) des Gesamtbodens sowie der Fraktionen wurden mit einem CNS-Analysator (Euro EA, Hekatech) an der Technischen Universität München gemessen. Anorganischer Kohlenstoff (IC) (mg g^{-1}) wurde unter Verwendung der Scheibler-Vorrichtung (Calimeter, Eijkelkamp, Giesbeek) bestimmt. Dabei werden zwei ml destilliertes Wasser und 300 ml Probe mit sieben ml 15 %-iger HCl-Lösung versetzt. Abhängig von der Menge des freigesetzten CO_2 wird dann der IC-Gehalt dieser Probe berechnet. Anschließend wurde der Gehalt an organischem Kohlenstoff (OC) (mg g^{-1}) als $\text{OC} = \text{C} (\text{mg g}^{-1}) - \text{IC} (\text{mg g}^{-1})$ berechnet.

2.6.3 Berechnung der Fraktionsanteile

Zur Auswertung der Humusfraktionen spielt neben den Kohlenstoffgehalten der Fraktionen auch deren Beitrag zum Gesamtkohlenstoffgehalt der Bodenprobe eine wichtige Rolle.

Dieser Beitrag berechnet sich wie folgt:

$$\text{OC Beitrag}_F (\text{mg g}^{-1}) = \text{OC-Gehalt}_F (\text{mg g}^{-1}) * \text{Gewichtsanteil}_F (\%) / 100$$

Wiederfindungsraten des OC werden folgendermaßen berechnet:

$$\text{Wiederfindung OC} (\%) = \frac{\sum_{i=1}^n \text{OC-Beitrag}_F (\text{mg g}^{-1})}{\text{OC-Gehalt}_G (\text{mg g}^{-1})} * 100$$

mit F = jeweilige Fraktion, G = Gesamtboden, n = Anzahl der Fraktionen.

OC-Wiederfindungsraten hängen unter anderem vom Fraktionierungsschema und den Bodeneigenschaften ab. Gleiche Horizonte eines Standortes zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten beprobt, sollten daher ähnliche OC-Wiederfindungsraten aufweisen. Für vergleichende Analysen wurden daher nur diejenigen Proben ausgewählt, deren OC-Wiederfindung größer als 65 % war und bei dem sich die OC-Wiederfindungsraten zwischen den beiden Probenahmezeitpunkten nicht mehr als 10 % unterschieden.

2.7 Hintergrund zum Lagerungsvergleich: Auswirkung der Art der Lagerung auf Gesamtkohlenstoff und Kohlenstofffraktionen

Bodenarchive, wie sie vom LfU, der LWF und LfL eingerichtet wurden, sind äußerst wertvoll. In ihnen werden Bodenproben für die Zukunft aufbewahrt, die von verschiedenen Versuchsflächen und Zeitpunkten stammen. Archivierte Bodenproben bieten verschiedene Verwendungsmöglichkeiten, zum Beispiel zur Untersuchung von Bodenkontaminationen (Rasmussen et al., 1998; Spörlein und Hangen, 2009), zur Modellierung des OC-Umsatzes (Smith et al., 1997) oder zur Kalibrierung neuer Instrumente (Karssies et al., 2011).

Um solche Anwendungsmöglichkeiten sicherzustellen, müssen alle Änderungen der physikalischen, chemischen oder biologischen Eigenschaften, die während der Handhabung und Lagerung der Bodenproben auftreten können, überwacht und aufgezeichnet werden. Bodenproben des Großarchivs

Rothamsted, des Scottish National Soil Archive und des Australian National Soil Archive werden überwiegend luftgetrocknet gelagert (Karssies et al., 2011; Lilly et al., 2010; Rothamsted Research, 2006). Tiefkühlen wird empfohlen, um biologische Eigenschaften zu erhalten bzw. zur Untersuchung hinsichtlich organischer (Schad)Stoffverbindungen. Dies ist jedoch für große Probenarchive in der Regel zu teuer (Blake et al., 2000).

Tiefgekühlt gelagerte Bodenproben wurden bereits 1958 untersucht (Gasser, 1958). Ziel dieser und auch der Studie von Gasser (1961) zur Lufttrocknung des Bodens war es, den mineralisierbaren Stickstoff zu bestimmen. Andere Studien untersuchten Änderungen der biologischen Eigenschaften bei kurzfristiger Lagerung, zum Beispiel der mikrobiellen Biomasse (Lee et al., 2007; Stenberg et al., 1998) oder die Zusammensetzung der mikrobiellen Gemeinschaft (Rubin et al., 2013). Die mikrobielle Aktivität kann durch direktes Einfrieren im Feld minimiert werden (Boone et al., 1999).

Auswirkungen der Lagerungsbedingungen auf chemische Eigenschaften wie pH-Wert und extrahierbare Kationen wurden von Berndt (1988) und Falkengren-Grerup (1995), auf die Sorption von gelöstem organischem C von Kaiser et al. (2001), auf Bodennährstoffe von Lundell (1987), auf extrahierbaren oder labilen C und N von Makarov et al. (2013, 2017) und auf labilen organischen Kohlenstoff von Sun et al. (2015) untersucht. Blake et al. (2000) zeigten, dass sich die chemischen Eigenschaften des Bodens mit dem Trocknen ändern und befassten sich mit der Frage, ob die Lagerung (bis zu 32 Jahre) diese Bodeneigenschaften weiter verändert. Sie fanden einen leichten Anstieg der austauschbaren Kationen und eine leichte Abnahme der Boden-pH-Werte in sauren Böden, allerdings keine Veränderung der Gesamtkonzentration von C und N bei trockener Lagerung. Nach DIN ISO 18512 sind getrocknete und tiefgefrorene Proben nur drei Jahre hinsichtlich Humusbestimmung verwendbar (ISO / TC 190 / SC 2, 2007). Die DIN ISO 18512 fußt allerdings häufig auf Einschätzungen und ist i. d. R. nicht durch systematische Untersuchungsergebnisse belegt.

Da Fraktionierungsmethoden noch nicht standardisiert sind und für verschiedene Zwecke verwendet werden, wurden in den letzten Jahren verschiedene Protokolle entwickelt (Poeplau et al., 2018). In den meisten Bodendatenbanken sind keine Informationen zur OC-Qualität verfügbar. Mithilfe von archivierten Bodenproben ist es jedoch möglich, Veränderungen der OC-Qualität zu untersuchen.

Ein Teilziel dieser Studie war es, einen möglichen Einfluss der Art der Lagerung (feldfrisch und bei -18 °C gefroren oder getrocknet bei Raumtemperatur gelagert) auf OC- und N-Gehalt sowohl von Gesamtböden als auch Fraktionen aufzudecken. Dazu wurden aus dem Bodenarchiv des LfU 33 Bodenproben aus der zweiten Probenahmekampagne (1996) ausgewählt, von der sowohl getrocknetes und raumtemperiertes als auch feldfrisch gefrorenes Material vorhanden war. Zusätzlich wurden fünf weitere Proben aus der Probenahmekampagne 2013 ausgewählt, um zu untersuchen, ob die Dauer der Lagerung eine Rolle spielt. Somit wurden für den Lagerungsvergleich insgesamt 38 Bodenproben fraktioniert. Diese stammen von insgesamt 17 verschiedenen Flächen unter Grünland und Wald, schließen Ober- und Unterböden ein, umfassen verschiedene Bodenarten und decken einen Kohlenstoffgehalt von 4,3 bis 174 mg g⁻¹ ab. Eine Übersicht über die Eigenschaften aller Proben findet sich in Anhang E.

Für die vergleichende Analyse der Gewichtsanteile und des OC-Gehalts wurden von den 38 Proben zwei entfernt, da es für diese nicht möglich war, die fPOM klar von der Mineralfraktion zu trennen. Darüber hinaus wurde eine weitere Probe verworfen, da fast der gesamte Kohlenstoff der Mineralfraktionen aus IC bestand.

Vor der Berechnung der Wiederfindungsraten von OC und des OC-Beitrags wurden außerdem alle Proben mit einem OC-Massengehalt < 12 mg g⁻¹ entfernt. Für diese Proben reichte die Masse einiger einzelner Fraktionen nicht aus, um den OC-Gehalt zu bestimmen und die Wiederfindung zu berechnen. Für die abschließende Analyse des OC-Beitrags standen daher 34 von den ursprünglich 38 ausgewählten Proben zur Verfügung.

Die Analyse der Varianz (ANOVA) für ein unausgewogenes Probendesign wurde verwendet, um signifikante Unterschiede zwischen Landnutzung, Ober- und Unterboden, Bodentextur und individueller Fraktion ($p < 0,01$) zu testen. Unterschiede zwischen feldfrisch gefroren und getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Proben wurden anhand von Unterschieden im OC-Beitrag jeder Fraktion zum Gesamt-OC-Gehalt zwischen den Lagerungsmethoden analysiert. Alle statistischen Analysen wurden in R (R Core Team, 2015) durchgeführt.

2.8 Probenauswahl zur Messung der Humusqualität

Zur Messung der Humusqualität wurden Flächen unter verschiedenen Landnutzungen ausgewählt. Darüber hinaus sollten auch die Bodentypen, Bodenarten und die Geologie Bayerns berücksichtigt werden. Das LfU untersucht einige BDF bevorzugt in kürzeren Zeitabständen, sogenannte Schwerpunkt-BDF. Diese Flächen weisen nur sehr bedingt Bewirtschaftungseinflüsse auf. Organische Böden wurden grundsätzlich für die Fraktionierung nicht in Betracht gezogen. Da die letzte Bodenprobenahme der Waldflächen der LWF in den Jahren 2003 bis 2006 stattfand und somit keine aktuellen Proben zur Verfügung standen, wurden im Rahmen dieses Projektes neun Waldstandorte zwischen 2015 und 2016 erneut bodenkundlich beprobt und diese für die Fraktionierung verwendet.

Wenn möglich wurden die Proben so ausgewählt, dass ein möglichst langer Zeitraum abgedeckt wurde. Für die Acker- und Grünlandstandorte der LfL ist die untersuchte Zeitreihe kürzer, da gesiebtetes Probenmaterial, welches für die Fraktionierung notwendig ist, erst ab 1996 archiviert wurde.

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Lagerungsvergleich

3.1.1 Gesamt OC- und N-Gehalte

Die medianen Unterschiede zwischen den aktuellen OC-Messungen an luftgetrocknet und bei Raumtemperatur oder feldfrisch tiefgefroren gelagerten Proben und den ursprünglichen OC-Messungen an luftgetrockneten Proben zum Zeitpunkt der damaligen Probenahme betragen 2,7 und 2,6 mg g⁻¹ bzw. 7,8 und 9,2 %, wobei die Werte von Proben mit niedrigerem OC-Gehalt einander ähnlicher sind (Abb. 3). In Anbetracht der Tatsache, dass die neuen und alten OC-Messungen mit zwei verschiedenen CN-Analysatoren durchgeführt wurden, ist die Reproduzierbarkeit der OC-Werte sehr gut ($r^2 = 0,94$ bzw. $0,92$). Nur eine gefroren gelagerte Probe zeigte einen größeren Unterschied im OC-Gehalt zwischen der alten und der neuen Messung. Diese Probe enthielt auch die höchste Menge an OC (174 mg g⁻¹).

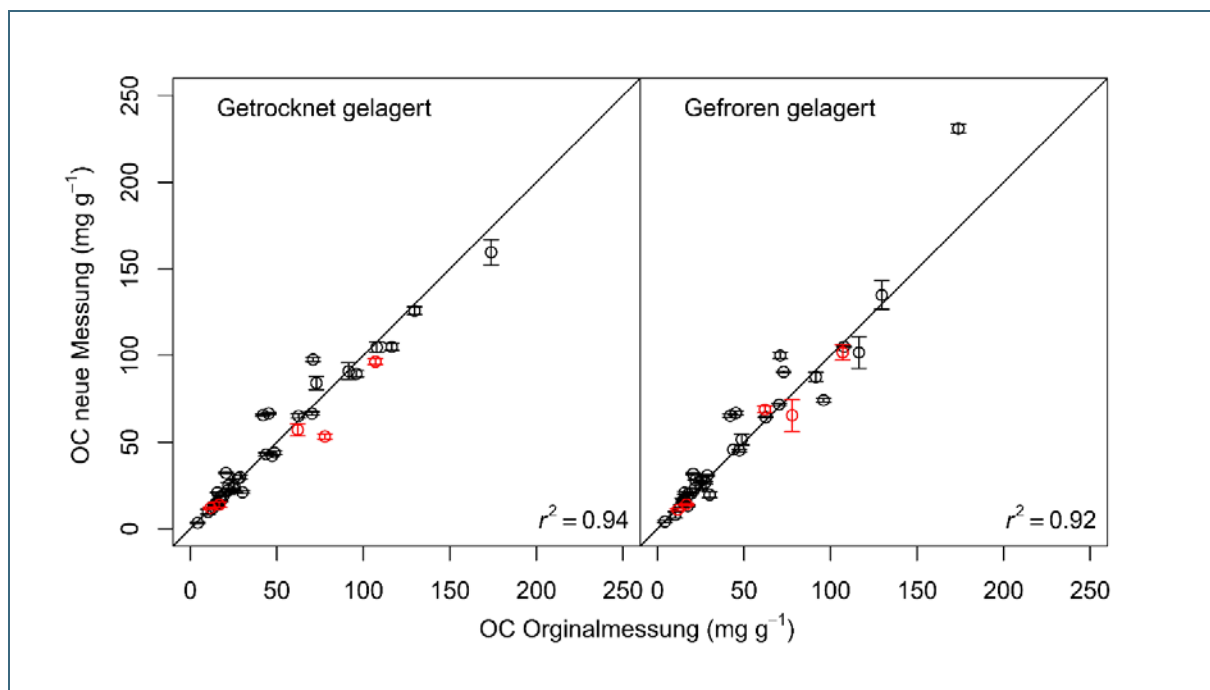


Abb. 3: Vergleich von OC-Gehalten der 19 Jahre getrocknet, bei Raumtemperatur gelagerten Bodenproben und von OC-Gehalten der ebenfalls 19 Jahre feldfrisch und bei -18 °C gefroren gelagerten Bodenproben mit alten (zum Zeitpunkt der damaligen Probenahme) OC-Messungen von luftgetrockneten Proben. In rot werden alle Datenpunkte ($n = 5$) angezeigt, die nur drei Jahre Lagerung aufweisen, verglichen mit durchschnittlich 19 Jahren für die verbleibenden 29 Stichproben.

Es scheint, dass die Lagerzeit keinen Einfluss auf den OC-Gehalt hat, da die Werte der 2013 entnommenen und somit nur drei Jahre gelagerten Proben sich in gleicher Weise von den Werten älterer Proben unterschieden (rote Datenpunkte in Abb. 3). Aus diesem Grund haben wir für die weitere Analyse den kombinierten Datensatz verwendet.

Das C/N-Verhältnis der getrocknet bei Raumtemperatur und der feldfrisch gefroren gelagerten Gesamtproben war sehr ähnlich ($r^2 = 0,99$). Die C/N-Verhältnisse der Fraktionen waren mit Ausnahme der MOM > 20 µm-Fraktion ebenfalls sehr ähnlich. Bei der MOM > 20 µm-Fraktion lag der N-Wert oft nahe oder sogar unterhalb der Bestimmungsgrenze, was eine Bestimmung des C/N-Verhältnisses unmöglich machte. Das bedeutet, dass das Verhalten von OC- und N-Gehalt der Fraktionen das gleiche ist. Daher haben wir uns in der weiteren Analyse auf die Bewertung von OC konzentriert.

Obwohl sich viele Studien darauf stützen, dass sich Gesamt-OC und -N in archivierten Proben im Zeitverlauf nicht ändern (Arshad et al., 2011; Lattanzi und Stinchcomb, 2015), gibt es nach unserem Kenntnisstand nur eine veröffentlichte Studie, die dieses im Detail untersucht hat. Blake et al. (2000) fanden keine signifikanten Unterschiede von OC und N in archivierten Proben, die nach 32 Jahren getrockneter Lagerung erneut analysiert wurden. Sie analysierten jedoch nur Proben mit einem OC-Gehalt zwischen 4 und 50 mg g⁻¹, während unser Datensatz Proben mit OC-Gehalten zwischen 4 und 174 mg g⁻¹ umfasst. Bezüglich der Lagerung in gefrorenem Zustand sind uns keine Studien zur Analyse von Gesamt-OC bekannt, obwohl es viele Studien gibt, die sich mit biologischen Bodeneigenschaften (Rubin et al., 2013; Stenberg et al., 1998), gelöstem OC (Kaiser et al., 2001), labilem OC (Makarov et al., 2013) und wasserextrahierbarem OC (Sun et al., 2015) befassen.

Unsere Ergebnisse stützen die Ergebnisse von Blake et al. (2000), dass die luftgetrocknete Langzeitlagerung bei Raumtemperatur keinen Einfluss auf den Gesamtgehalt an OC und N hat. Darüber hinaus konnten wir zeigen, dass auch die Lagerung in feldfrisch gefrorenem Zustand keinen Einfluss auf den Gesamtgehalt an OC und N hat, zumindest für Proben mit einem OC-Gehalt zwischen 4,3 und 130 mg g⁻¹ (s. Abb. 3).

3.1.2 Fraktionen

Die Wiederfindungsrate des Bodens nach dem Fraktionierungsverfahren lag bei den meisten Proben zwischen 90 und 100 % und die Ähnlichkeit der Massenwiederfindungsraten zwischen den Lagerungsarten war bei einer mittleren absoluten Differenz von 1,9 % sehr hoch. Die Wiederfindungsraten von OC lagen zwischen 72 und 123 %. Selbst bei kleinen Messfehlern können Wiederfindungsraten von mehr als 100 % auftreten. Hierzu können insbesondere Fraktionen mit geringen Massen und hohem OC-Gehalt beitragen, bei denen es entscheidend ist, die genaue Bodenmasse zu bestimmen oder Fraktionen mit hohen Massen und geringem OC-Gehalt, bei denen es entscheidend ist, einen genauen OC-Gehalt zu bestimmen. Die Proben, die OC-Wiederfindungsraten von mehr als 110 % aufwiesen, stammten von sandigen Waldböden.

Die mittlere OC-Wiederfindungsrate der getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Proben war mit 90 % geringfügig besser als die der feldfrisch gefroren gelagerten Proben (87 %). Vier Proben zeigten geringere Wiederfindungsraten zwischen 72 % und 81 % sowohl für die raumtemperierte und getrocknete als auch für die feldfrisch tiefgefrorene Lagerung. Diese Proben hatten einen hohen OC-Gehalt und enthielten wahrscheinlich viel gelöste organische Substanz, die in unserem Fraktionierungsschema nicht erfasst wurde. Hierfür spricht die dunkle Farbe des Wassers während aller Spülschritte. Somit sind Verluste an Bodenmaterial für diese Art von Proben eher auf methodische Einschränkungen als auf lagerungsbedingte Ursachen zurückzuführen. Eine Probe wies eine Wiederfindungsrate von 104 % auf, was wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass das Filtermaterial die oPOM-Fraktion < 20 µm verunreinigte.

Schrumpf et al. (2013) berichteten über OC-Verluste von bis zu 22 % bei einer Dichtefraktionierung. Die mittleren Wiederfindungsraten für ihre Standorte lagen zwischen 78 % und 100 % und hingen vom Standort und der Probe ab, wobei die OC-Verluste in Unterbodenproben höher waren als in Oberbodenproben.

Crow et al. (2007) analysierten Dichtefraktionen von zwei Waldböden und ermittelten mittlere OC-Wiederfindungsraten von 72 und 83 %, ebenfalls abhängig vom Standort. Niedrige Wiederfindungsraten hängen daher von den physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens ab. Ein weiterer wichtiger Einflussfaktor auf die Wiederfindungsrate ist das Fraktionierungsschema. Cerli et al. (2012) berichteten über unterschiedliche OC-Wiederfindungsraten für einen Boden je nach Fraktionierungsschema (OC-Gehalt von 15,9 mg g⁻¹, Wiederfindungsraten zwischen 90 und 102 % für unterschiedliche Dichten in der Fraktionierung). Im Methodenvergleich von Poeplau et al. (2018) wurden 20 Fraktionierungsschemata analysiert, darunter Aggregatfraktionierung, Dichtefraktionierung, chemische Fraktionierung und kombinierte Methoden. Die mittleren OC-Wiederfindungsraten lagen für die oberen Horizonte von Ackerlandböden je nach Fraktionierungsschema zwischen 88 und 101 %.

Diese Ergebnisse zeigen, dass die OC-Wiederfindung von organischen Stoffen in Kombination mit dem angewendeten Fraktionierungsschema stark von den Bodeneigenschaften abhängt.

3.1.2.1 Gewichtsanteile der Fraktionen

Die Gewichtsanteile der Fraktionen freie partikuläre organische Substanz (fPOM), Sand und Schluff $> 20 \mu\text{m}$ (MOM $> 20 \mu\text{m}$) und Schluff und Ton $< 20 \mu\text{m}$ (MOM $< 20 \mu\text{m}$) der getrocknet bei Raumtemperatur und der feldfrisch gefroren gelagerten Proben sind sehr ähnlich mit r^2 von 0,85, 0,98 und 0,97. Die Gewichtsanteile der okkludierten partikulären organischen Substanz (oPOM $> 20 \mu\text{m}$ und oPOM $< 20 \mu\text{m}$) der getrockneten, bei Raumtemperatur und der gefroren gelagerten Proben waren weniger ähnlich. Der Gewichtsanteil der oPOM $< 20 \mu\text{m}$ der getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Proben war größtenteils geringer als der der gefroren gelagerten Proben. Das Verfahren zum Gewinnen der einzelnen oPOM-Fraktion in unserem Fraktionierungsschema ist recht schwierig, da meist nur eine sehr geringe Menge an oPOM-Material zur Verfügung steht, das dann noch in zwei Größenfraktionen unterteilt wird. Der Verlust von nur sehr wenig Material am Becherglas oder am Druckfilterbehälter kann einen großen Unterschied im Gewichtsanteil der oPOM $< 20 \mu\text{m}$ bewirken.

3.1.2.2 OC-Gehalte der Fraktionen

Die OC-Gehalte der fPOM lagen zwischen 29 und 482 mg g^{-1} , OC-Gehalte der oPOM zwischen 111 und 532 mg g^{-1} , wobei die oPOM-Werte $> 20 \mu\text{m}$ viel höher waren als die oPOM-Werte $< 20 \mu\text{m}$. Die OC-Gehalte der Mineralfraktionen sind weitaus niedriger mit Werten zwischen 0,2 und 60 mg g^{-1} für die MOM $> 20 \mu\text{m}$ und Werten zwischen 11 und 115 mg g^{-1} für die MOM $< 20 \mu\text{m}$ -Fraktion. Die Unterschiede im OC-Gehalt zwischen feldfrisch eingefroren und bei Raumtemperatur getrocknet gelagerten Proben waren für die Mineralfraktionen sehr gering, mit mittleren absoluten Unterschieden von nur 4,4 und 1,9 mg g^{-1} für MOM $> 20 \mu\text{m}$ bzw. $< 20 \mu\text{m}$. Die mittleren absoluten Unterschiede für die POM-Fraktionen betragen 30, 36 und 31 mg g^{-1} für fPOM, oPOM $> 20 \mu\text{m}$ bzw. oPOM $< 20 \mu\text{m}$. Der OC-Gehalt der POM-Fraktionen lag größtenteils im Bereich der in der Literatur angegebenen Werte. POM besteht im Allgemeinen aus partikulären, teilweise zersetzten Pflanzenresten. Darüber hinaus können Pilzhyphen, Sporen, Kotpellets, Faunenskelette, Teile von Wurzeln und Samen (Christensen B., 2001; Gregorich und Janzen, 1996) enthalten sein. Die angegebenen OC-Gehalte für frisches Pflanzenmaterial liegen häufig bei 500 mg g^{-1} und reichen von 460 bis 520 mg g^{-1} für Baumbiomasse (Jansons et al., 2017; Matthews, 1993; Thomas und Martin, 2012). Gräser haben jedoch normalerweise einen niedrigeren OC-Gehalt von etwa 380 mg g^{-1} je nach Art und Pflanzenteil (z. B. nur 360 mg g^{-1} für die Wurzeln von *Lolium*) (Garnier und Vancaeyzeele, 1994). Kumar et al. (2010) analysierten den OC-Gehalt von Graswurzeln unter verschiedenen Agroforstsystemen und ermittelten je nach Bodentiefe und Agroforstsystem Werte zwischen 300 und 350 mg g^{-1} . Zusätzlich nimmt der OC-Gehalt in der Regel ab, wenn frisches Pflanzenmaterial zersetzt wird. Die sehr niedrigen OC-Werte unserer POM-Fraktionen sind wahrscheinlich auf Verunreinigungen mit mineralischen Partikeln zurückzuführen. Dennoch erwarten wir einen niedrigeren OC-Gehalt der POM-Fraktionen in tieferen Horizonten und unter Grünland im Vergleich zu Oberböden und Waldstandorten. In der Tat waren die mittleren OC-Gehalte der fPOM folgende: 193, 227, 292 und 360 mg g^{-1} für den Unterboden unter Grünland, den Unterboden unter Wald, den Oberboden unter Grünland bzw. den Oberboden unter Wald.

3.1.2.3 OC-Beiträge der Fraktionen

OC-Beiträge zum Gesamt-OC-Gehalt der Proben der fPOM lagen im Bereich von 1 bis 63 %, der oPOM $> 20 \mu\text{m}$ von 2 bis 34 % und der oPOM $< 20 \mu\text{m}$ von 1 bis 25 % (Abb. 4). Alle POM-Fraktionen zusammen trugen zwischen 6 und 99 % zum gesamten OC-Gehalt bei.

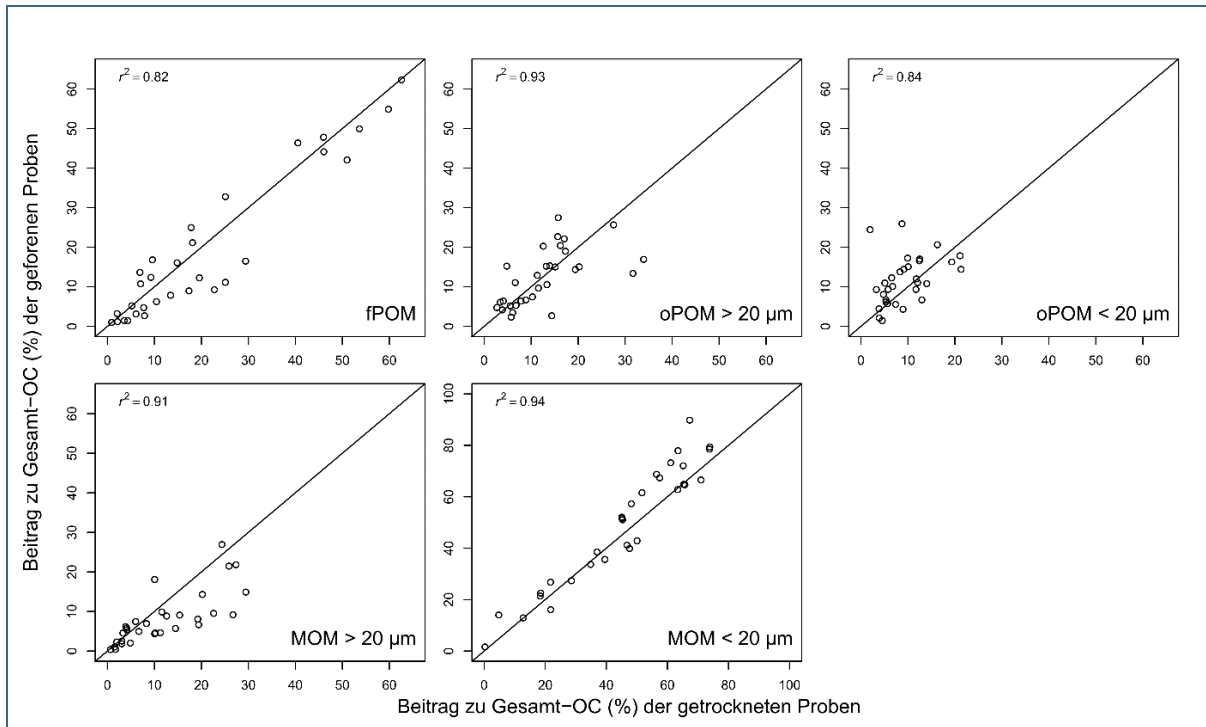


Abb. 4: OC-Beiträge (%) zum Gesamt-OC-Gehalt (%) von getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben für die verschiedenen Fraktionen: fPOM = freie partikuläre organische Substanz, oPOM > 20 µm = okkludierte partikuläre organische Substanz > 20 µm, oPOM < 20 µm = okkludierte partikuläre organische Substanz < 20 µm, MOM > 20 µm = mineralassoziierte organische Substanz > 20 µm (Sand + Grobschluff), MOM < 20 µm = mineralassoziierte organische Substanz < 20 µm (Mittel- + Feinschluff + Ton). Die schwarze Linie ist die 1:1-Linie.

Die mittleren absoluten Unterschiede zwischen luftgetrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben erhöhten sich in der Größenordnung oPOM > 20 µm (4,6 %) ≤ fPOM (4,8 %) = oPOM < 20 µm (4,8 %) ≤ MOM > 20 µm (4,9 %) < MOM < 20 µm (6,2 %). Der Unterschied im Beitrag zum Gesamt-OC der meisten POM-Fraktionen zwischen getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben war gering. Einige Proben zeigten jedoch hohe oPOM-Beiträge > 20 µm der getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten und niedrige Beiträge der feldfrisch gefroren gelagerten Proben und das Gegenteil für die oPOM-Fraktion < 20 µm. Diese Unterschiede sind auf die Größe der oPOM-Partikel zurückzuführen, wobei getrocknet bei Raumtemperatur gelagerte Proben größere oPOM-Partikel enthalten als feldfrisch gefroren gelagerte Proben. Möglicherweise werden beim Einfrieren und anschließendem Auftauen größere Aggregate in kleinere Aggregate zerlegt. In der Tat fanden Lehrs et al. (1991) eine geringere Aggregatstabilität nach dem Einfrieren/Auftauen mit zunehmendem Wassergehalt der Proben im Vergleich zu nicht gefrorenen Böden. Das Aufbrechen von Aggregaten kann auch zum Aufbrechen der zugehörigen POM-Partikel führen, was zu einem geringeren Beitrag der großen Partikel in den eingefroren gelagerten Proben führt. Das Konzept der Aggregatstabilität gilt jedoch in der Regel nur für eine höhere Anzahl von Gefrier/Auftauzyklen und hängt stark vom Ton- und Wassergehalt des Bodens ab (Dagesse, 2013; Lehrs et al., 1991).

3.1.2.4 Einfluss von Fraktion, Bodenhorizont und Bodenart auf den Unterschied im OC-Beitrag

Der Unterschied zwischen feldfrisch gefroren und getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Proben hing von der Wechselwirkung zwischen Fraktion und Horizont ab. Es gibt keine signifikanten Unterschiede in den Beiträgen zu Gesamt-OC zwischen getrockneter, raumtemperierter und feldfrisch gefrorener Lagerung der Fraktionen im Oberboden (Abb. 5). Im Unterboden konnten wir jedoch signifikante Unterschiede in den Beiträgen der Mineralfraktionen zum Gesamt-OC-Gehalt feststellen, mit geringeren Beiträgen der MOM < 20 µm und höheren Beiträgen der MOM > 20 µm-Fraktion in den getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Proben. Die Beiträge von POM-Fraktionen am Unterboden

sind dagegen zwischen getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben sehr ähnlich.

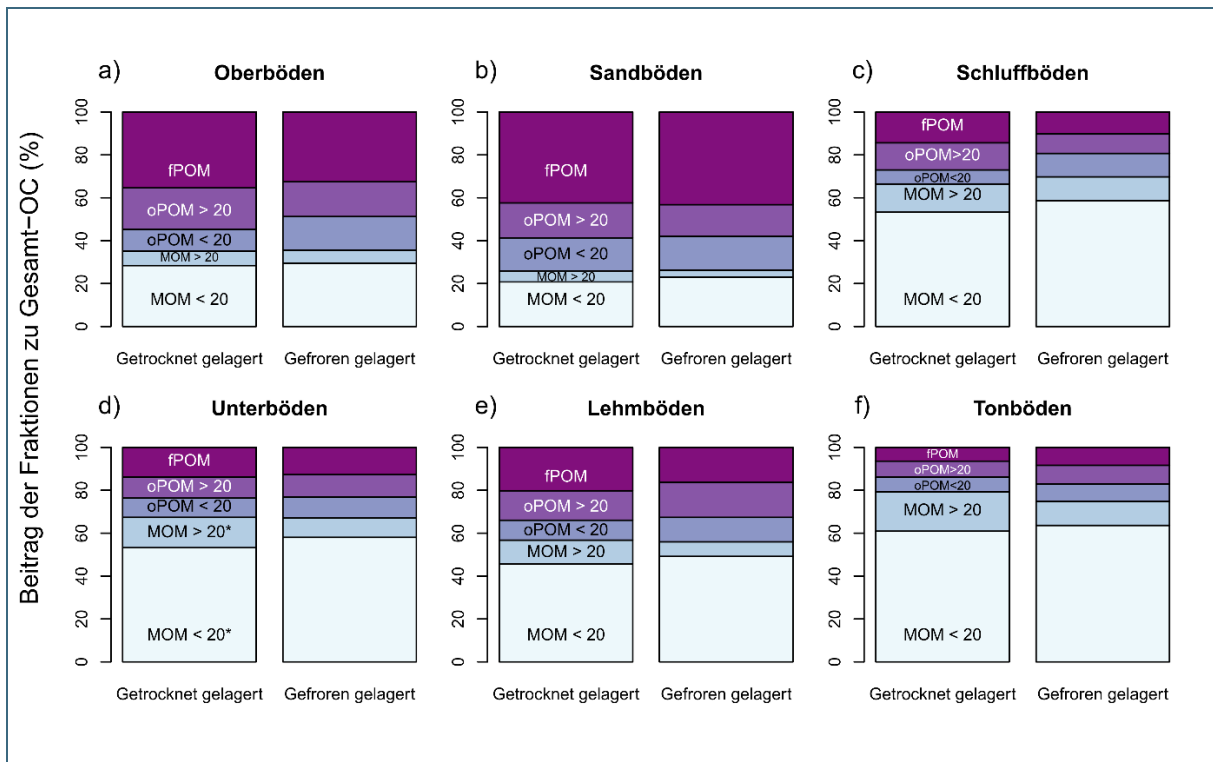


Abb. 5: Mittlere Beiträge verschiedener Fraktionen zum Gesamt-OC-Gehalt des Bodens (%), unterteilt in Ober- und Unterböden (a und d) und unterteilt in vier Texturklassen (b, c, e und f); fPOM = freie partikuläre organische Substanz, oPOM > 20 μm = okkludierte partikuläre organische Substanz > 20 μm , oPOM < 20 μm = okkludierte partikuläre organische Substanz < 20 μm , MOM > 20 μm = mineralassoziierte organische Substanz > 20 μm (Sand + Grobschluff), MOM < 20 μm = mineralassoziierte organische Substanz < 20 μm (Mittel- + Feinschluff + Ton). Signifikante Unterschiede im Bereich $p < 0,05$ sind mit einem Sternchen gekennzeichnet.

Unterbodenhorizonte hatten möglicherweise einen höheren Wassergehalt als Oberbodenhorizonte zum Zeitpunkt der Probenahme auf dem Feld. Dieses Wasser könnte sich negativ auf die Bindungen zwischen organischer Substanz und der MOM > 20 μm -Fraktion auswirken und zu einem niedrigeren OC-Beitrag der MOM > 20 μm von feldfrisch gefroren gelagerten Unterbodenproben führen.

In sandigen und lehmigen Böden beträgt der mittlere Anteil der beiden Mineralfraktionen an Gesamt-OC 26 % bzw. 56 %, wobei nur sehr geringe Unterschiede zwischen den getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben bestehen (Abb. 5). In schluffigen und lehmigen Böden war der Anteil der Mineralfraktionen an Gesamt-OC viel höher (zwischen 66 % und 79 %). Insbesondere in tonigen Böden besteht die Tendenz, dass der Anteil von MOM > 20 μm an den gefroren gelagerten Proben geringer ist. Bei Unterbodenproben kann sich der Wassergehalt dieser Proben negativ auf die Bindungen zwischen der organischen Substanz der MOM > 20 μm -Fraktion während des Gefrierprozesses auswirken.

Insgesamt waren die Unterschiede zwischen getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren gelagerten Proben jedoch nicht signifikant. Somit hat die Art der Lagerung von archivierten Proben über einen weiten Bereich der Bodentextur keinen Einfluss auf die Fraktionen organischer Substanzen im Boden.

3.1.3 Schlussfolgerung Lagerungsvergleich

Die Ergebnisse dieser Studie (n = 34 Proben) zeigen, dass die Langzeitlagerung von luftgetrocknet bei Raumtemperatur sowie von feldfrisch gefrorenen (-18 °C) archivierten Bodenproben den Gesamtgehalt an OC und N nicht verändert. Dies gilt für Ober- und Unterböden unter Grünland und Wald mit einer Vielzahl physikalischer und chemischer Bodeneigenschaften. Diese Ergebnisse sind wichtig für alle Studien, die mit archivierten Bodenproben arbeiten.

Deshalb sollte die DIN ISO 18512 unter Berücksichtigung der OC-Gehaltsstabilität luftgetrockneter, bei Raumtemperatur und feldfrisch gefroren (-18 °C) gelagerter Bodenproben auf eine mögliche unbedenkliche Lagerzeit bezüglich des Kohlen- und Stickstoffs von mindestens 20 Jahren angepasst werden.

Zusätzlich ergaben unsere Analysen der Fraktionen organischer Bodensubstanz keine Unterschiede zwischen feldfrisch gefroren und getrocknet bei Raumtemperatur gelagerten Bodenproben über einen weiten Texturbereich. Beim Einfrieren von Proben, die viel Wasser enthalten, ist jedoch Vorsicht geboten. Dies kann bei Unterbodenproben der Fall sein, aber auch bei Böden mit mineralisch gebundenem Wasser wie tonigen oder lehmigen Böden.

Da die im Vergleich zur aufwendigen und relativ teuren Lagerung bei -18 C° weniger aufwendige und deutlich kostengünstigere lufttrockene Lagerung bei Raumtemperatur keinen Einfluss auf die Bestimmung der Anteile organischer Substanz im Boden zu haben scheint, ist es für die Bestimmung des Kohlenstoffs und seiner Fraktionen ausreichend Rückstellproben luftgetrocknet und bei Raumtemperatur zu lagern.

3.2 Veränderung der Humusquantität

3.2.1 Oberbodenkonzentrationen und -vorräte unter Grünland

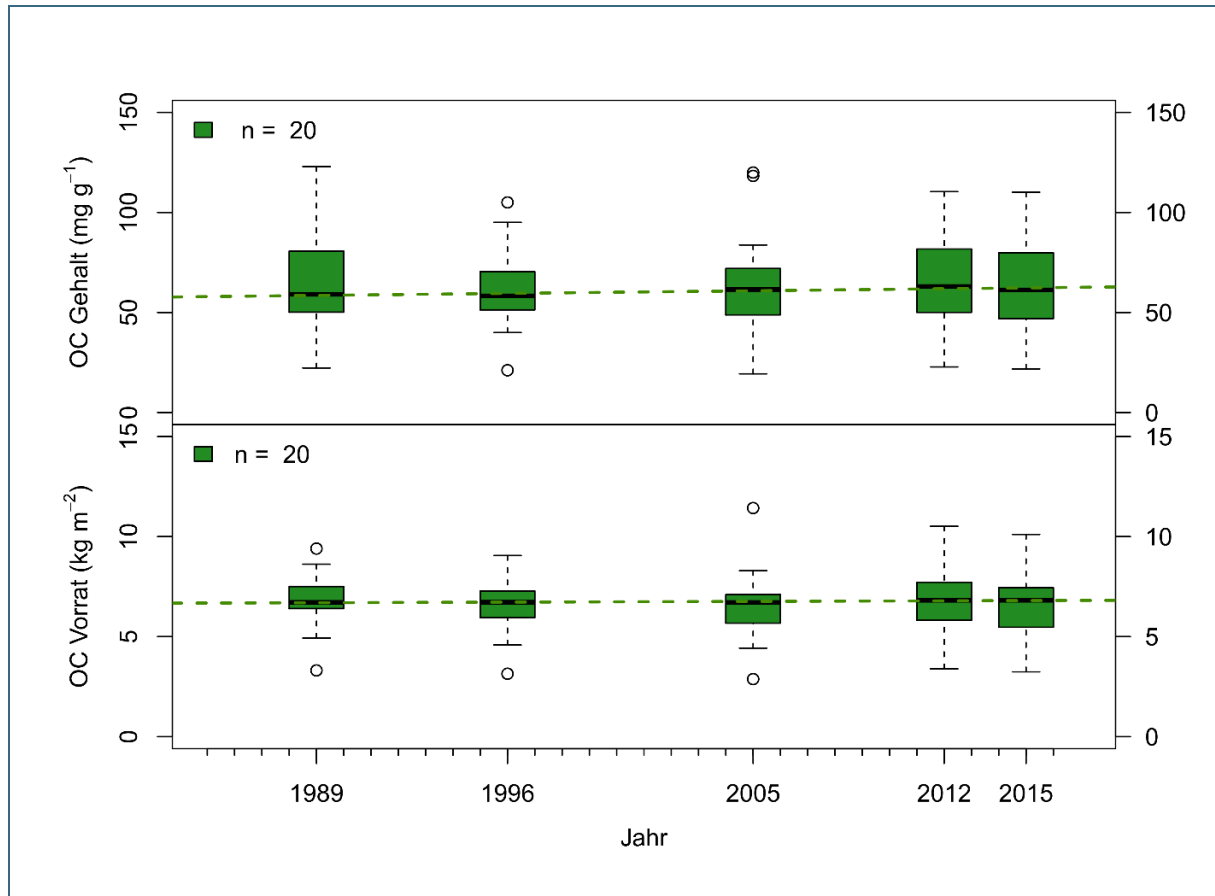


Abb. 6: OC-Gehalte und -Vorräte der Oberböden (bis 10 cm Bodentiefe) der Grünlandstandorte der LfL. Die gestrichelte Linie zeigt den Trend.

Betrachtet man die mittleren OC-Gehalte und Vorräte aller Oberböden der Grünlandstandorte der LfL über die Jahre, scheinen keine Änderungen vorzuliegen (Abb. 6). Die OC-Vorräte der einzelnen Standorte haben sich jedoch sehr wohl verändert, was zu sehen ist, wenn die prozentualen Änderungen pro Jahr auf Regionsebene und für die verschiedenen Zeitintervalle betrachtet werden (Abb. 7). Zwischen 1989/1990 und 1996/1997 ergab sich ein mittlerer OC-Rückgang von 2,6 %, im folgenden Zeitraum von 1996/1997 bis 2005/2006 ein mittlerer Anstieg von 0,4 % und von 2005/2006 bis 2012 ein Anstieg von 2,6 %. Von 2012 bis 2015/2016 wurde ein durchschnittlicher Rückgang von 3,3 % beobachtet. Dabei existieren große Unterschiede zwischen den verschiedenen Agrarregionen und Zeitintervallen (Abb. 7). Von 1989/1990 bis 1996/1997 kam es in einigen Regionen zu Verlusten von OC-Vorräten, in anderen zu Gewinnen. Zwischen 1996/1997 und 2005/2006 wurde nur an alpinen Standorten ein Anstieg des OC-Vorrats beobachtet, während die Standorte in allen anderen Regionen OC verloren haben. Für den Zeitraum zwischen 2005/2006 und 2012 nahmen alle Standorte in allen Regionen an OC zu, jedoch in unterschiedlicher Höhe. Im letzten Zeitintervall 2012 bis 2015/2016 haben alle Standorte mit Ausnahme des Alpenraums OC verloren.

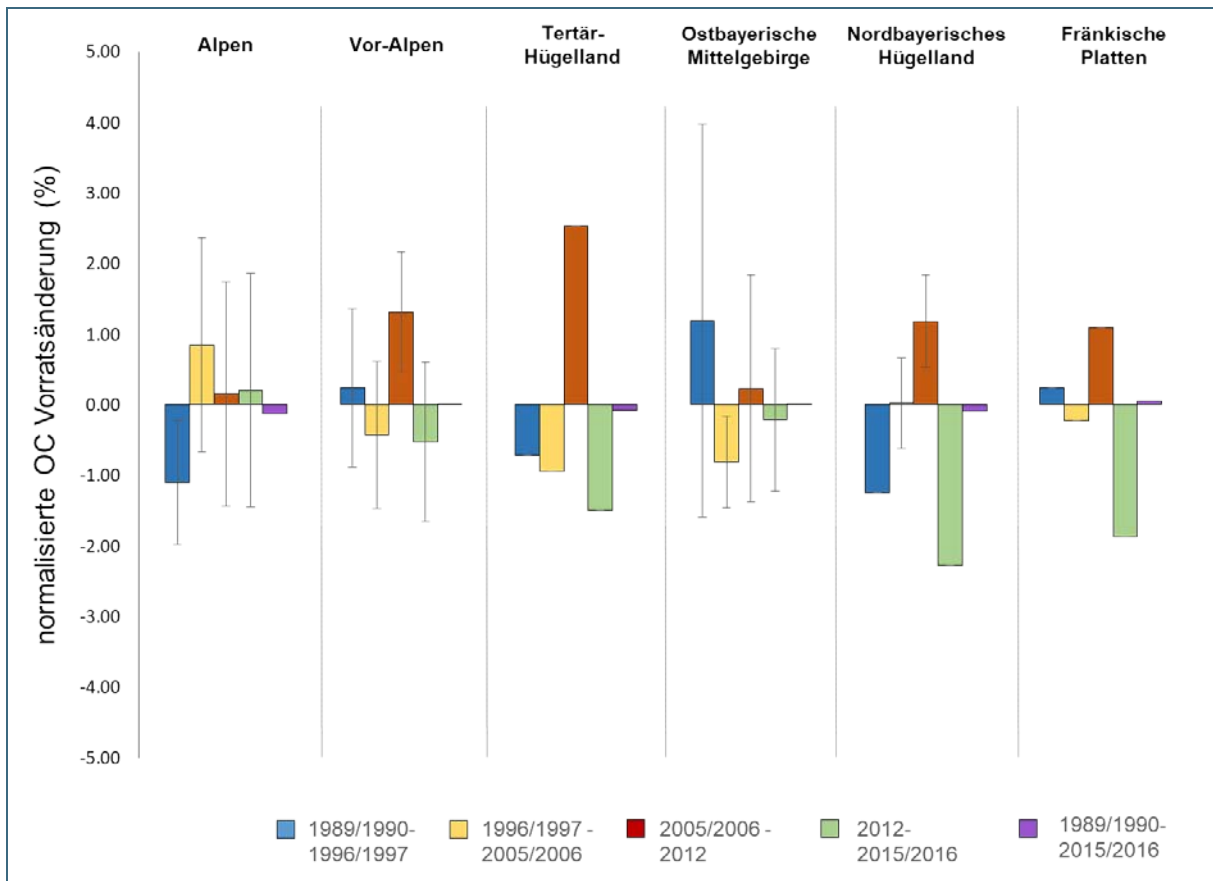


Abb. 7: Normalisierte OC-Vorratsänderungen (% pro Jahr) der Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe) in bayerischen Agrarregionen (Alpen, Alpenvorland, Tertiärhügelland, ostbayerisches Mittelgebirge, nordbayerisches Hügelland und fränkisches Mittelgebirge) für verschiedene Zeitintervalle. Fehlende Fehlerbalken weisen auf zu wenige Beobachtungen pro Region und Zeitraum hin.

Tab. 3 zeigt die Ergebnisse der Korrelationsanalyse zwischen den wichtigsten topografischen Variablen und Bodenparametern für die Grünlandstandorte. Insbesondere zeigte der pH-Wert eine starke positive Korrelation mit der Höhe und dem OC-Gehalt am Anfang der Untersuchung (initialer OC-Gehalt). Der Tongehalt zeigte eine positive Korrelation mit dem pH-Wert, der Höhe und dem initialen OC-Gehalt. Rendzinen und Ranker traten hauptsächlich in höheren Lagen auf und zeigten die höchsten pH-Werte und initiale OC-Gehalte im Vergleich zu den anderen Bodentypen. Es wurde keine Korrelation zwischen saisonalen Temperaturen und saisonalen Niederschlägen gefunden. Eine negative Korrelation zwischen der mittleren Jahrestemperatur (MAT) und den mittleren Jahresniederschlagssummen (MAP) wurde jedoch deutlich. Darüber hinaus waren Höhe und Hangneigung negativ mit MAT korreliert (Tab. 3) und die Höhe zeigte eine positive Korrelation mit MAP.

Tab. 3: Pearson-Korrelationskoeffizienten für verschiedene topografische und pedogene Variablen in Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe); * signifikante Korrelationen $p < 0,05$ und ** $p < 0,01$

	Tongehalt (%)	pH	Höhe (m ü. NN)	Hangneigung (%)	Initialer OC-Gehalt (%)	MAT (°C)	MAP (mm)
Tongehalt (%)	1	0,52*	0,44*	-0,09	0,47*	-0,29	0,31
pH		1	0,55*	0,05	0,63**	-0,37	0,51*
Höhe (m ü. NN)			1	0,50*	0,44*	-0,84**	0,67**
Hangneigung (%)				1	0,08	-0,50*	0,39
Initialer OC-Gehalt (%)					1	-0,40	0,43
MAT (°C)						1	-0,54*
MAP (mm)							1

Als rf-Modell für Grünlandoberböden (Abb. 8) ergab sich folgende Reihung von Einflussfaktoren auf die OC-Veränderung in absteigender Reihenfolge der Relevanz: Veränderung des Herbstniederschlags, Frühjahrsbodenfeuchte, Veränderung der Frühjahrsbodenfeuchte, Veränderung des Sommerniederschlags und organische Düngung. Diese Variablen erklärten 73 % der Variation des Datensatzes.

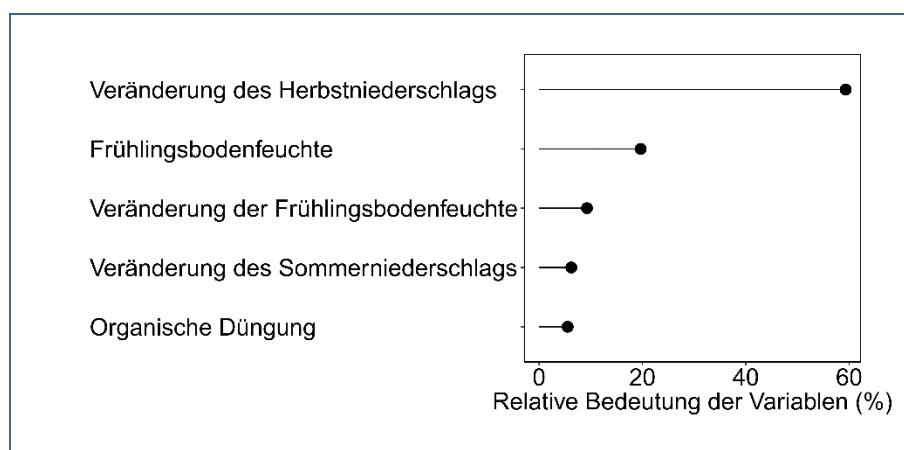


Abb. 8: Relative Bedeutung der Variablen im rf-Modell für Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe)

3.2.1.1 Szenarien von OC-Vorratsänderungen

Um die Einflussfaktoren auf OC-Veränderungen genauer zu untersuchen und die Richtung des Einflusses zu betrachten, wurden verschiedene OC-Szenarien unterteilt. Diese Unterteilung wurde anhand der wichtigsten Faktoren aus dem rf-Modell vorgenommen.

Es gab 20 Beobachtungen für zunehmende Szenarien (1 und 2), 24 Beobachtungen für unveränderte Szenarien (3 und 4) und 25 Beobachtungen für die Abnahmeszenarien (5 und 6). Eine Beobachtung bedeutet in diesem Fall eine OC-Änderung an einem Standort in einem bestimmten Zeitintervall, also zum Beispiel auf der Fläche 1 zwischen 1989 und 1996. Ein genereller Trend in eine Richtung ist für die bayerischen Grünlandoberböden nicht zu beobachten. Da die Anzahl der Beobachtungen für Szenario 3 (keine Änderung) sehr gering und die Standardabweichung sehr hoch war, haben wir die Einflussfaktoren für dieses Szenario nicht interpretiert und von weiteren Analysen ausgeschlossen (Tab. 4).

Tab. 4: Mittlere relative OC-Vorratsänderung von Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe) und Standardabweichung der verschiedenen Szenarien

Szenario	Trend	Relative OC Vorratsänderung (%)	Standardabweichung (%)	Anzahl der Beobachtungen	Anzahl der verschiedenen Flächen
1	Zunahme	1,88	± 1,25	5	5
2	Zunahme	0,87	± 1,06	15	11
3	Keine Änderung	0,19	± 2,06	5	5
4	Keine Änderung	0,13	± 1,25	19	13
5	Abnahme	-0,55	± 0,87	10	8
6	Abnahme	-1,21	± 0,88	15	14

Die Analyse der Grünland-BDF in Bayern zeigt das Zusammenspiel der sich ändernden Klimabedingungen, pedogen-topografischen Faktoren und Bewirtschaftungspraktiken, die die Entwicklung der OC-Vorräte beeinflussten (Abb. 9).

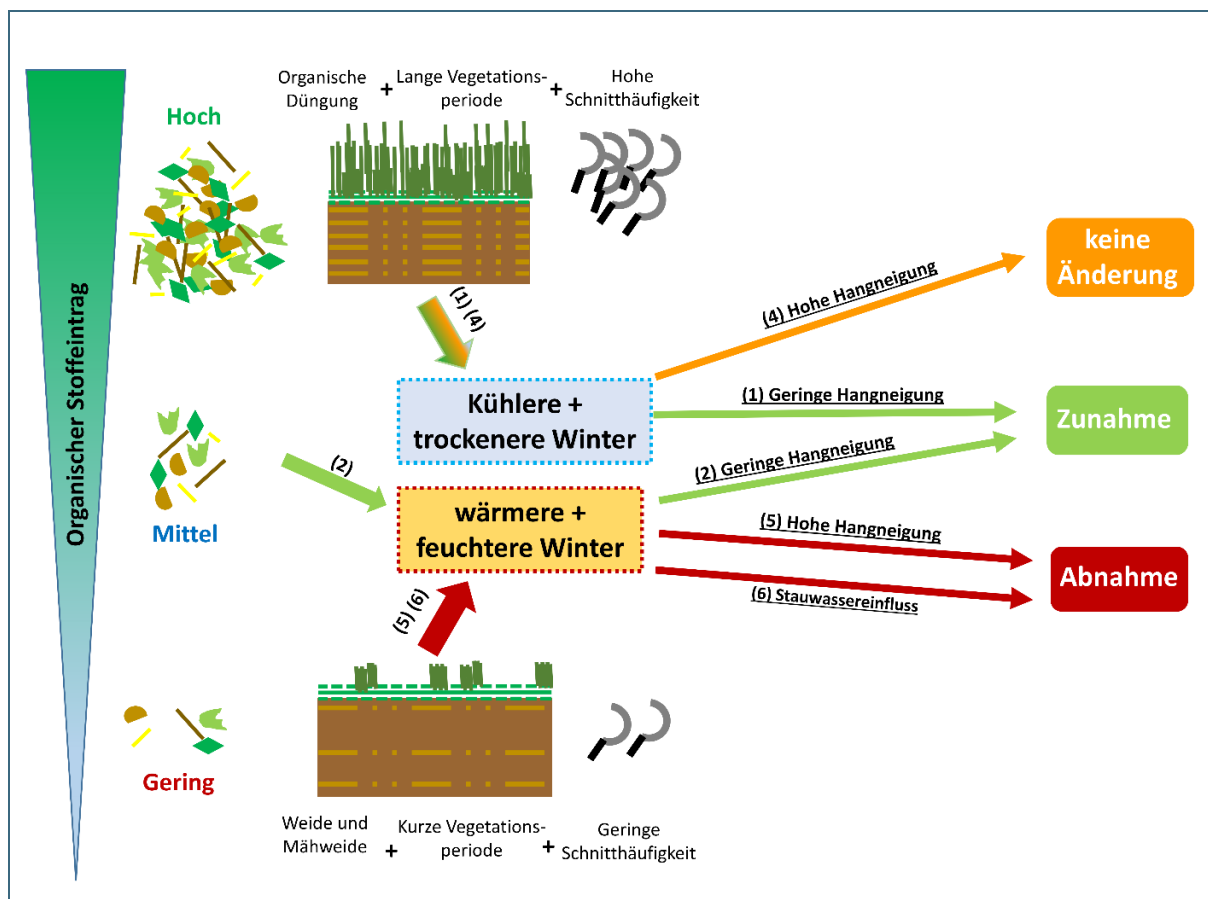


Abb. 9: Schematischer Überblick über die komplexen Auswirkungen von Klimavariablen, Standortbedingungen sowie Bewirtschaftungspraktiken auf OC-Vorratsveränderungen in bayerischen Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe) zwischen 1989 und 2016. Die Zahlen 1, 2, 4, 5 und 6 in der Abbildung entsprechen den verschiedenen Szenarien (siehe Tab. 4).

Besonders relevante Faktoren waren: i) das saisonale Klima, da es die Bedingungen für den mikrobiellen Umsatz beeinflusst (wärmere und feuchtere Bedingungen im Winter), ii) Bewirtschaftung und C-Eintrag (Zugabe von organischem Dünger und lange Vegetationsperiode) und iii) Boden- und Standortbedingungen, die die OC-Speicherung fördern (hoher Tongehalt, hoher pH-Wert, geringe Neigung).

3.2.1.2 Bedingungen für eine Erhöhung des OC-Vorrats

Für beide Szenarien mit einer OC-Zunahme wurde für die meisten Beobachtungen (80 % bzw. 73 % für Szenario 1 und 2) organisch gedüngt. Darüber hinaus hatten die Beobachtungen in Szenario 1 im Jahr vor der Probenahme eine lange Vegetationsperiode (224 Tage). Die Beobachtungen in den Szenarien mit einem OC-Anstieg unterscheiden sich hauptsächlich in der geographischen Höhe und dem saisonalen Niederschlagsmuster. Szenario 1 umfasst Standorte, die sich hauptsächlich in alpinen und voralpinen Regionen mit hoher geographischer Höhe, hohem Schluff- und Tongehalt und hohen pH-Werten befinden. Darüber hinaus ist die Hangneigung gering (durchschnittlich 5,8 %). Diese Standorte erhielten im Beobachtungszeitraum, insbesondere im Frühjahr und Sommer, relativ hohe Niederschläge. Im Gegensatz dazu war der Herbstniederschlag gering und nahm in den untersuchten Zeiträumen sogar ab. Dies entspricht einer geringeren Bodenfeuchte im Herbst und Winter im Vergleich zu den anderen Szenarien. Zusätzlich waren die Wintertemperaturen niedriger als in allen anderen Szenarien. Der Frühlingsniederschlag war dagegen relativ hoch und blieb während der untersuchten Zeiträume konstant.

Szenario 2 umfasst hauptsächlich Standorte im ostbayerischen Mittelgebirge, im nordbayerischen Hügelland und im Alpenvorland mit geringerer geographischer Höhe. Obwohl sie im Frühjahr und Sommer im Vergleich zu den anderen Szenarien relativ geringe Niederschläge erhielten, war die pflanzenverfügbare Bodenfeuchte, insbesondere im Frühjahr, immer noch vergleichsweise hoch (18,5 %). Dies passt zu der meist lehmigen Bodenart der Standorte. Der Herbstniederschlag war ebenfalls relativ gering und blieb während der untersuchten Zeiträume weitgehend konstant.

In Szenario 1 begünstigen also alle Faktoren die OC-Akkumulation, die lange Vegetationsperiode zusammen mit hohen Niederschlägen und hohen Temperaturen im Frühjahr und Sommer und der hohe zusätzliche C-Eintrag durch Düngung. Im Herbst und Winter traten jedoch weniger Niederschläge und niedrigere Temperaturen auf, was trockene und kalte Bodenbedingungen verursacht. Darüber hinaus verhindert die geringe Hangneigung der Standorte von Szenario 1 Erosionsvorgänge, die zu einem OC-Verlust des Systems führen könnten.

3.2.1.3 Bedingungen für stabile OC-Vorräte

Szenario 4 besteht hauptsächlich aus hochgelegenen Standorten in den alpinen und voralpinen Regionen. Diese Standorte haben auch im Winter und im Frühling hohe Niederschlagsmengen erhalten und zeigten nur eine geringe Abnahme der Bodenfeuchte im Sommer und Frühling. Der Temperaturanstieg war geringer als in den anderen Szenarien. Wie in Szenario 1 gingen die Herbstniederschläge zurück und die Wintertemperaturen waren niedrig. Im Gegensatz zu Szenario 1, bei dem ein Anstieg der OC-Vorräte zu verzeichnen war, war die Bodenfeuchte im Frühjahr jedoch geringer und nahm in den untersuchten Intervallen ab. Darüber hinaus umfasste Szenario 4 Standorte mit höheren Hangneigungen als die Standorte der Szenarien mit OC-Zunahmen (11,1 % gegenüber 5,8 und 7 %).

3.2.1.4 Bedingungen für einen Verlust des OC-Vorrats

Beobachtungen mit rückläufigen OC-Vorräten (Szenarien 5 und 6) zeichnen sich durch eine geringe Produktivität aus. Dies kam vor allem in der geringen Schnitthäufigkeit und darüber hinaus in Szenario 5 in der kurzen Vegetationsperiode zum Ausdruck (durchschnittlich nur 203 Tage gegenüber bis zu 224 Tagen für Standorte in anderen Szenarien). Diese Beobachtungen erhielten seltener organische Düngung (nur 60 % bzw. 67 % für Szenario 5 und 6) und wurden meist konventionell bewirtschaftet. Die Standorte von Szenario 5 befinden sich in hohen geographischen Lagen mit großen Hangneigungen.

gen. Darüber hinaus zeichnen sie sich durch niedrige Temperaturen und gleichzeitig durch einen relativ hohen Anstieg der Wintertemperatur aus. Der Herbstniederschlag blieb in den untersuchten Intervallen relativ konstant. Die Vegetationsdauer war kürzer als in allen anderen Szenarien. Graslandtyp ist oft Weide, wahrscheinlich, weil die Standortbedingungen die Nutzung als Wiese oder Mähweide nicht zulassen. Zusätzlich weisen Standorte dieses Szenarios hohe Hangneigungen und nur einen mittleren Schluff- und Tongehalt auf und sind damit anfällig für einen weiteren Verlust an OC durch Erosion.

Die Standorte von Szenario 6 wiesen häufig ungünstige Bodeneigenschaften, meist niedrige initiale OC-Gehalte und einen niedrigen pH-Wert auf. Standorte von Szenario 6 zeichnen sich durch eine im Allgemeinen hohe Bodenfeuchte aus und erhalten vor allem im Frühjahr und Herbst zunehmende Niederschläge. Vor allem im Winter sind die Temperaturen mit durchschnittlich $-0,3^{\circ}\text{C}$ höher als in den anderen Szenarien (bis zu $-0,9^{\circ}\text{C}$).

3.2.1.5 Bedeutung saisonaler Klimamuster

In früheren Studien zu OC-Vorräten in europäischen Grünlandböden wurden meist nur langfristige durchschnittliche Änderungen von MAT und MAP berücksichtigt, die nicht als entscheidende Einflussfaktoren identifiziert werden konnten. Die Änderung der Temperatur und des Niederschlags ist jedoch häufig zwischen den Jahreszeiten nicht konsistent, so dass die Auswirkungen saisonaler Änderungen von Niederschlag und/oder Temperatur maskiert werden können, wenn nur langfristige durchschnittliche Änderungen berücksichtigt werden (Garcia-Pausas et al., 2007; Hurtado-Uria et al., 2013; Wingle und Hennessy, 2016). Studien von Gobiet et al. (2014) und McElwain und Sweeney (2007) haben gezeigt, dass mit der globalen Erwärmung nicht nur die Temperatur steigt, sondern auch jahreszeitlich bedingte Niederschlagsverschiebungen zu erwarten sind. Aufgrund der Wechselwirkungen von Standortmerkmalen, Bewirtschaftung und Klima ist die Identifikation der Auswirkungen des Klimawandels auf die OC-Vorräte in solchen Studien begrenzt. Dies gilt insbesondere für frühere Studien im 20. Jahrhundert mit relativ geringen Änderungen der klimatischen Bedingungen (Goidts und van Wesemael, 2007; Lettens et al., 2005). Mit der Beschleunigung des Klimawandels, insbesondere, wenn saisonale Dynamiken und Veränderungen berücksichtigt werden können, ist dies zunehmend möglich. In unserer Studie konnten wir einen hohen Anteil der zeitlichen Variabilität von OC-Vorratsänderungen mit saisonalen Klimavariationen erklären.

Wir nehmen an, dass der Einfluss der saisonalen Klimavariablen hauptsächlich auf die Bedingungen für den natürlichen C-Eintrag, d.h. die Länge der Vegetationsperiode, und den C-Umsatz, d.h. Änderungen der saisonalen Temperaturen und Niederschläge, zurückzuführen ist. Schlesinger und Andrews (2000) geben in ihrer Übersicht über die Bodenatmung und den globalen C-Kreislauf an, dass große Vorräte von OC nicht unbedingt auf einen hohen C-Eintrag zurückzuführen sind, sondern auf Einschränkungen des Umsatzes. In Böden der nördlichen Breiten, in denen die Temperaturen niedrig und die Umsatzraten gering sind, werden weltweit etwa 30 % des globalen Bodenkohlenstoffs gespeichert (Batjes, 2016). Die Temperaturabhängigkeit des Umsatzes durch Mikroorganismen wurde von verschiedenen Autoren gezeigt (Übersicht in Kirschbaum, 1995). Q10-Werte, die den Umsatz im Verhältnis zur Temperaturänderung in Schritten von 10 Kelvin anzeigen, sind im Allgemeinen bei niedrigeren Temperaturen höher (Kirschbaum, 1995; Miller et al., 2007). Änderungen des Herbst- und Winterniederschlags und der Temperatur beeinflussen daher die Bedingungen für den mikrobiellen Umsatz. Geringere Herbst- und Winterniederschläge und niedrigere Wintertemperaturen deuten auf trockenere und kältere Bodenverhältnisse im Winter hin. Da der mikrobielle Umsatz bei niedrigen Temperaturen reduziert wird (Koch et al., 2007; Miller et al., 2007), kann sich im Boden bei niedrigen Wintertemperaturen wahrscheinlich OC anreichern. Steigen nun die Wintertemperaturen und der Herbstniederschlag, werden die Bedingungen für den mikrobiellen Abbau wahrscheinlich besser. Dies ist besonders für Standorte von Bedeutung, an denen die mittleren Wintertemperaturen relativ niedrig sind, in unserer Studie Standorte von Szenario 5. Der OC-Vorrat dieser Standorte hat sich wahrscheinlich aufgrund allgemein niedriger Umsatzraten akkumuliert. Angesichts des Klimawandels und steigender

Wintertemperaturen sowie feuchterer Bodenbedingungen im Herbst und Winter könnten diese Standorte besonders anfällig dafür sein, OC zu verlieren.

Hohe Niederschläge und hohe Temperaturen im Frühjahr und Sommer sind jedoch wahrscheinlich günstig für die Biomasseproduktion. Ma et al. (2017) zeigten, dass die Biomasseproduktion im Vergleich zur Kontrolle bei Versuchen mit wärmeren und feuchteren Bedingungen in einem alpinen Grünlandssystem anstieg, während eine Erwärmung allein diesen Effekt nicht zeigte. Dies unterstreicht, wie wichtig es ist, sowohl Temperatur als auch Niederschlag gleichzeitig zu betrachten und die unterschiedlichen Auswirkungen saisonaler Veränderungen zu berücksichtigen.

Welche Effekte einen höheren Einfluss haben, die erhöhte Netto-Primärproduktion oder die erhöhten Umsatzraten, ist derzeit unklar. Eine Modellstudie von Parton et al. (1995) fand aufgrund zunehmenden OC-Umsatzes sinkende OC-Vorräte für kalte und gemäßigte Ökosysteme im Klimawandel. In unseren Grünlandoberböden fanden wir ebenfalls abnehmende OC-Vorräte für Szenarien mit Bedingungen für einen verstärkten Umsatz (Szenario 5 und 6). Für Standorte in niedrigeren Lagen mit höheren Temperaturen während des ganzen Jahres, in denen die Bedingungen für mikrobiellen OC-Umsatz im Allgemeinen gut sind, werden die OC-Vorräte jedoch wahrscheinlich eher durch den C-Eintrag und insbesondere durch die Bewirtschaftung beeinflusst.

3.2.1.6 Einfluss von Management und C-Input

Der OC-Eintrag in den untersuchten Grünlandoberböden wird hauptsächlich durch den natürlichen C-Eintrag durch Wurzeln, Wurzelexsudate und die Zugabe von organischem Dünger bestimmt. Wir gehen davon aus, dass die Netto-Primärproduktion der Standorte umso höher ist, je länger die Vegetationsperiode ist und je besser die Wachstumsbedingungen während der Vegetationsperiode sind (Ma et al., 2017). Insbesondere in den beiden Szenarien mit OC-Zunahmen war die Vegetationsperiode im Jahr vor der Probenahme länger, wodurch möglicherweise mehr organische Substanz eingetragen wurde. Dies wird durch die Daten zur Schnitthäufigkeit unterstützt, die für die Szenarien mit OC-Anstieg und ohne Änderung höher ist als für die Szenarien mit OC-Abnahme. Darüber hinaus wird bei höherer Schnitthäufigkeit öfter organischer Dünger ausgebracht. Im Allgemeinen wird in Grünlandssystemen in der Regel ein großer Teil der Primärproduktion exportiert. Die Landwirte gleichen diesen Verlust mit Mist oder Gülle aus (Soussana et al., 2007). Die Bedeutung der Zugabe von organischem Dünger für die Erhöhung der OC-Vorräte in landwirtschaftlichen Systemen über einen längeren Zeitraum wurde auch in Studien aus Belgien, Frankreich und Dänemark festgestellt (Goidts und van Wesemael, 2007; Soussana et al., 2004; Taghizadeh-Toosi et al., 2014). Maillard und Angers (2014) zeigten in einer globalen Metaanalyse die Bedeutung der kontinuierlichen Zugabe von Stallmist für die Erhöhung der OC-Vorräte in Grünland und Acker.

Die Zugabe von organischem Dünger war eine Grundvoraussetzung für die Aufrechterhaltung der OC-Vorräte in den hoch gelegenen Grünlandoberböden mit hoher Hangneigung (Szenario 4). Dies bedeutet, dass die topografischen Nachteile zumindest teilweise durch Bewirtschaftungspraktiken wie den häufigen Einsatz von organischem Dünger ausgeglichen wurden.

3.2.1.7 Bedeutung der Standortbedingungen

Grünlandoberböden aus Szenario 1, die die höchsten initialen OC-Vorräte aufwiesen, befinden sich hauptsächlich in alpinen und voralpinen Regionen. Diese Böden haben sich auf Carbonat oder Dolomit entwickelt und weisen daher hohe Schluff- und Tongehalte (Mittelwert 83 %) und hohe pH-Werte auf. Das Ausgangsmaterial ist entscheidend für die hohen initialen OC-Vorräte an diesen Standorten, was auch durch signifikante Korrelationen zwischen initialem OC und pH ($r = 0,65$) und initialem OC- und Tongehalt ($r = 0,50$) angezeigt wird. Die Korrelationen von OC mit der geographischen Höhe und dem Calciumgehalt in europäischen Alpenböden weisen ebenfalls auf die Bedeutung des Ausgangsmaterials hin, da Calcium als Brückenbildner zwischen Ton und organischer Substanz fungiert (Puisant et al., 2017; Saby et al., 2008; Sjögersten et al., 2011; Tavant et al., 1994). Darüber hinaus verbessert die Adsorption von OC in Tonpartikeln den physikalisch-chemischen Schutz organischer Bodensubstanz vor mikrobiellem Abbau (Conant et al., 2011), was den Umsatz organischer Substanzen

hemmt. Dies steht im Einklang mit einer früheren Studie von Wiesmeier et al. (2013) mit 333 Bodenprofilen unter Grünland in Bayern, die die höchsten OC-Vorräte in den Alpen und im Alpenvorland aufwiesen. In mehreren Studien wurde auch über hohe OC-Vorräte in europäischen alpinen und subalpinen Grünlandböden im Vergleich zu Böden in niedrigeren Lagen berichtet (Budge et al., 2011; Leifeld et al., 2009, 2005).

Neben dem Ton- und Schluffgehalt spielt die Hangneigung wahrscheinlich eine Rolle für die Anreicherung von OC. Höhere Hangneigungen führen normalerweise zu einer erhöhten Bodenerosion (Liu et al., 1994) und damit zu einem höheren OC-Verlust der Standorte. Szenarien mit hohen Hangneigungen (Szenario 4 und 5, Hangneigung 11 und 13 %) zeigen keine Veränderung bzw. einen Rückgang der OC-Vorräte. Die konstanten OC-Vorräte von Szenario 4 ließen sich bereits durch ungünstige Umsatzbedingungen und einen hohen C-Eintrag erklären. Tatsächlich würden die meisten Bedingungen von Szenario 4 die OC-Speicherung begünstigen, welche aber wahrscheinlich durch die Bodenerosion aufgrund der hohen Hangneigung aufgewogen wird.

3.2.1.8 Vergleich mit anderen Langzeitstudien zu Grünlandböden

Der initiale C-Gehalt wurde in vielen Langzeitstudien als Hauptfaktor für OC-Veränderungen identifiziert (Bellamy et al., 2005; Goidts und van Wesemael, 2007; Saby et al., 2008). Es gibt jedoch nur wenige Studien, die sich ausschließlich mit Grünland befassen, und es wurde nicht immer eine Unterscheidung der Einflussfaktoren zwischen Grünland, Acker und anderen Flächennutzungen durchgeführt. In unserer Studie fanden wir nur eine schwache negative Korrelation zwischen OC-Änderungen und dem initialen OC-Gehalt und dies nur, wenn wir die OC-Änderungen vom Beginn bis zum Ende des Betrachtungszeitraums berücksichtigten. Das bedeutet, dass für die einzelnen Zeiträume die Rolle des initialen OC-Gehalts abnimmt und Änderungen der Klimavariablen wichtiger werden.

Letpens et al. (2005) und Goidts und van Wesemael (2007) führten den OC-Anstieg in belgischen Grünlandböden neben dem initialen OC-Gehalt auf eine Zunahme des Viehbesatzes und damit auf eine Zunahme des Düngemiteleintrages zurück. Die Ergebnisse dieser Studie bestätigen, dass der Einsatz von organischem Dünger den OC-Vorrat in bayerischen Grünlandböden erhalten oder erhöhen kann, was die Bedeutung einer nachhaltigen Grünlandbewirtschaftung unterstreicht.

3.2.1.9 Schlussfolgerung Grünlandoberböden (1989 bis 2015)

Die gleichzeitig auftretenden Auswirkungen des Klimawandels, d.h. jahreszeitlich bedingte Veränderungen von Niederschlag und Temperatur sowie die unterschiedliche Bewirtschaftung der Böden zeigten interaktive, nicht additive Auswirkungen auf die OC-Vorräte in Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe) im Zeitraum von 1989 bis 2015. Änderungen der Klimavariablen erklärten die höchste Variabilität der OC-Vorratsänderungen in Grünlandoberböden und es scheint, dass die OC-Vorräte sehr schnell auf Klimaveränderungen reagieren. Der Anstieg des OC-Vorrats korrelierte negativ mit dem Anstieg des Herbstniederschlags und der Wintertemperatur, was Hinweise auf die Bedingungen für den mikrobiellen Abbau im Winter gab. Zusätzlicher C-Eintrag durch organische Düngung führte in allen Szenarien zu einer Erhöhung oder zumindest Aufrechterhaltung der OC-Vorräte. OC-Vorratsverluste wurden an Standorten mit konventioneller Bewirtschaftung und geringer organischer Düngung sowie an Standorten mit hohen Hangneigungen festgestellt. Es ist dringend erforderlich, die für die Bodendauerbeobachtung schon seit Langem empfohlene Erhebung detaillierter Bewirtschaftungsdaten, einschließlich Ertrag und Düngermenge, vorzunehmen. Angesichts des fortschreitenden Klimawandels unterstreichen die in dieser Studie gewonnenen Ergebnisse die Bedeutung des standortspezifischen Managements, insbesondere der organischen Düngung.

3.2.2 Oberbodenkonzentrationen unter Acker

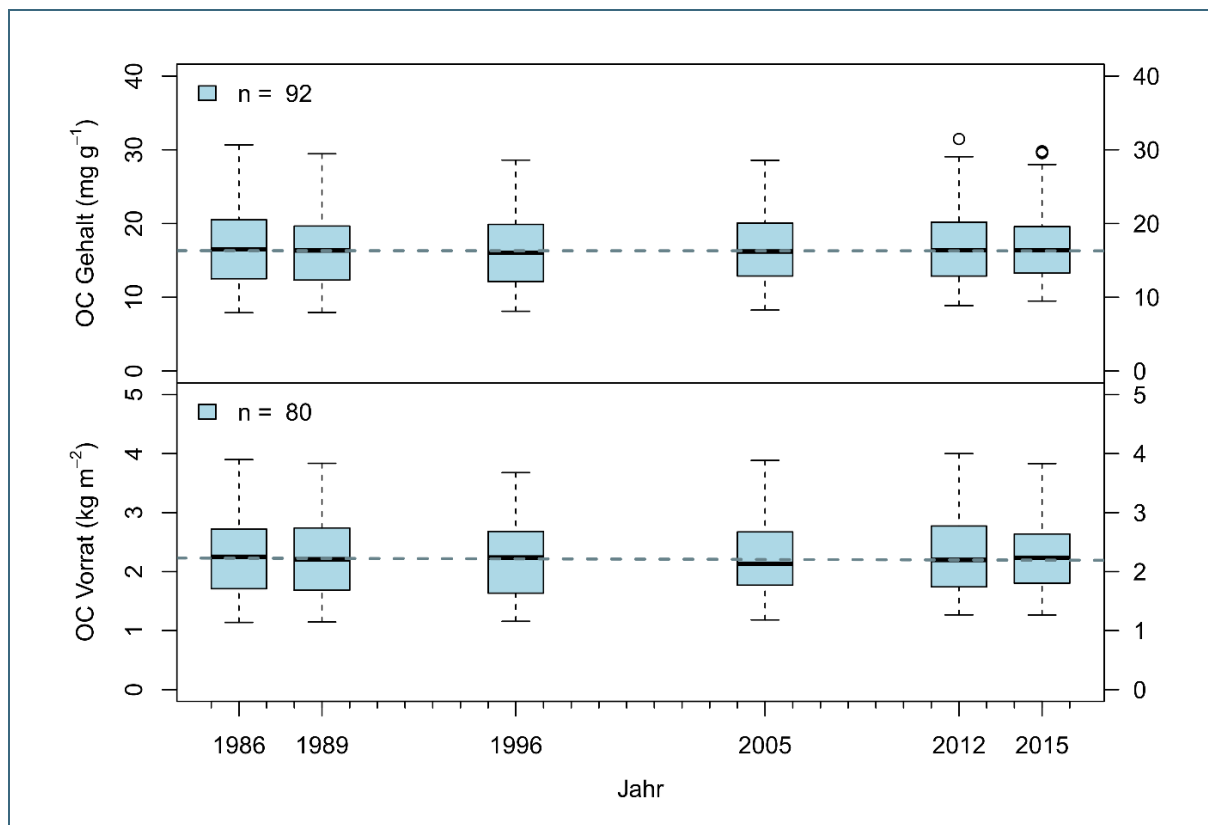


Abb. 10: OC-Gehalte und -Vorräte in Ackeroberböden (bis 15 bzw. 10 cm Bodentiefe) von 1986 bis 2015. Die gestrichelte Linie zeigt den Trend.

Mittlere OC-Vorräte für eine Tiefe von 0-10 cm liegen bei 2,26 kg m⁻² und sind damit wesentlich geringer als mittlere OC Vorräte im Grünland (6,65 kg m⁻²) für dieselbe Tiefe. Wiesmeier et al. (2013a) haben für bayerische Böden im Mittel nur geringfügig höhere OC-Vorräte in Oberböden von Grünland gegenüber Acker ermittelt. In dieser Studie waren die Oberböden im Grünland und Acker jedoch unterschiedlich mächtig (30 cm im Acker und 20 cm im Grünland). Bezogen auf das gesamte Bodenprofil waren OC-Vorräte unter Grünland ebenfalls deutlich höher als unter Acker.

OC-Vorräte für Ackeroberböden konnten nur für 80 der 92 vorhandenen Standorte berechnet werden, da nicht für alle Standorte Trockenrohdichtedaten verfügbar waren. Im Folgenden sind daher die Unterschiede im OC-Gehalt und keine OC-Vorräte dargestellt.

Die Gesamt-OC-Gehalte in Ackeroberböden für eine Tiefe von 0-15 cm in Bayern liegen zwischen 8 und 32 mg g⁻¹ mit einem mittleren Gehalt von 16,8 mg g⁻¹ und haben sich im Mittel nicht über die Zeit geändert (Abb. 10). Für Schweizer Dauerbeobachtungsflächen wurden ebenfalls keine mittleren Veränderungen der OC-Gehalte über die letzten 25 Jahre festgestellt (Gubler et al., 2019). Die OC-Gehalte lagen dort zwischen 11,9 und 38,2 mg g⁻¹ für eine Tiefe von 0-20 cm und sind somit etwas höher als die OC-Gehalte der bayerischen Dauerbeobachtungsflächen. Eine Studie aus Dänemark kommt zu dem Ergebnis, dass sich Gesamt-OC-Vorräte in Oberböden unter Ackernutzung zwischen 1986 und 2009 nicht verändert haben (Taghizadeh-Toosi et al., 2014).

Tab. 5: Pearson-Korrelationskoeffizienten für verschiedene topografische und pedogene Variablen in Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe; * signifikante Korrelationen $p < 0,05$ und ** $p < 0,01$)

	Tongehalt (%)	pH	Höhe (m ü. NN)	Hangneigung (%)	Initialer OC-Gehalt (%)	MAT (°C)	MAP (mm)
Tongehalt (%)	1	0,66**	-0,06	-0,10	0,40**	0,08	-0,04
pH		1	-0,18**	-0,14**	0,24**	0,20**	-0,11**
Höhe (m ü. NN)			1	0,04	0,36**	-0,65**	0,62**
Hangneigung (%)				1	-0,14**	-0,16**	0,13**
Initialer OC-Gehalt (%)					1	-0,30**	0,30**
MAT (°C)						1	-0,47**
MAP (mm)							1

Tab. 5 zeigt die Ergebnisse der Korrelationsanalyse zwischen den wichtigsten topografischen und pedogenen Variablen für die Ackerstandorte bis 15 cm Bodentiefe. Der Tongehalt zeigt eine starke positive Korrelation mit dem pH-Wert und dem initialen OC-Gehalt. Im Gegensatz zu Grünlandböden korrelieren geographische Höhe und Tongehalt auf den Ackerstandorten jedoch nicht. Der initiale OC-Gehalt ist zudem abhängig vom pH-Wert und negativ beeinflusst von der Hangneigung. Die geographische Höhe zeigt eine starke negative Korrelation mit der Jahresmitteltemperatur (MAT) und eine positive Korrelation mit dem Jahresniederschlag (MAP). Bei Korrelationen zwischen zwei Variablen $> 0,65$ oder $< -0,65$ wurde nur eine der beiden Variablen mit in das Modell genommen. In diesem Fall wurden Tongehalt und MAT nicht in das Modell integriert.

Die saisonalen Temperaturen und saisonalen Niederschläge korrelieren alle jeweils mit MAT bzw. MAP und auch teilweise untereinander, sodass nur Frühlings- und Wintertemperaturen und Sommer-, Herbst- und Winterniederschläge mit in das Modell genommen wurden. Die saisonalen Temperaturänderungen korrelieren ebenfalls, sodass nur Änderungen der Herbst- und Wintertemperaturen betrachtet wurden.

Bei abschließender Interpretation der Ergebnisse wurden die ausgeschlossenen Variablen wieder berücksichtigt.

Das rf-Modell für Ackerböden (Abb. 11) beinhaltet in absteigender Reihenfolge der Relevanz folgende Kombination von Faktoren: Änderung der Herbsttemperatur, Änderung der Wintertemperatur, Änderung des Sommerniederschlags, Hackfruchtanteil an der Fruchtfolge, initialer OC-Gehalt. Mit diesen Variablen konnten 68 % der Variation des Datensatzes erklärt werden.

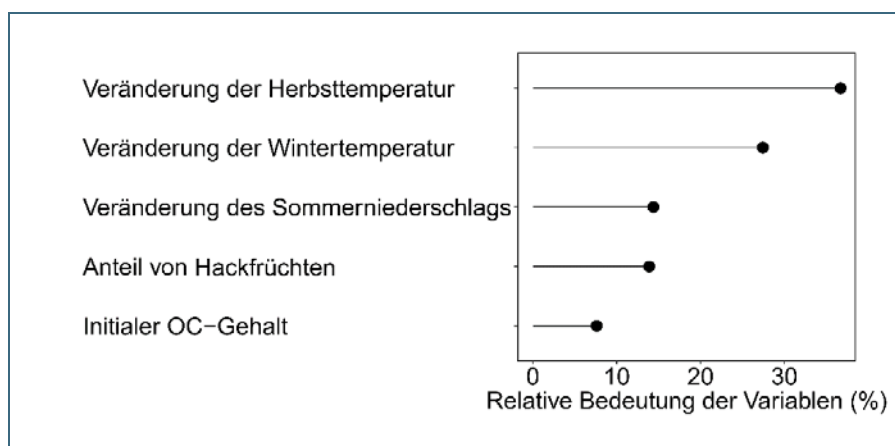


Abb. 11: Relative Bedeutung der Variablen im rf Modell für Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe)

3.2.2.1 Szenarien von OC-Gehaltsänderungen

Um die Einflussfaktoren auf OC-Änderungen genauer zu untersuchen und die Richtung des Einflusses zu betrachten, wurde auch die zeitliche OC-Entwicklung der Ackeroberböden in verschiedene Szenarien unterteilt. Diese Unterteilung wurde anhand der wichtigsten Faktoren aus dem rf-Modell für Acker vorgenommen.

Es ergaben sich 217 Beobachtungen für Szenarien mit einem OC-Anstieg (1), 179 Beobachtungen für Szenarien mit unveränderten OC-Gehalten (2) und 23 Beobachtungen für Szenarien mit einem OC-Rückgang (3 und 4). Im Vergleich zu Oberböden unter Grünland sind die Änderungen mit Ausnahme der Szenarien 2 und 3 wesentlich geringer und auch die Standardabweichung höher. Zusätzlich fallen sehr viele Beobachtungen in das Szenario mit keiner OC-Änderung, was nochmals die relativ konstanten OC-Gehalte der bayerischen Ackeroberböden unterstreicht (Tab. 6).

Tab. 6: Mittlere relative OC-Vorratsänderung von Ackeroberböden und Standardabweichung der verschiedenen Szenarien

Szenario	Trend	Relative OC-Gehaltsänderung (%)		Anzahl der Beobachtungen	Anzahl der verschiedenen Flächen
1	leichte Zunahme	0,31	± 1,67	217	48
2	keine Änderung	-0,22	± 1,40	179	41
3	Abnahme	-0,79	± 2,16	18	6
4	Abnahme	-2,06	± 3,47	5	5

3.2.2.2 Bedingungen für eine Erhöhung des OC-Gehaltes

Die Beobachtungen aus Szenario 1 mit einer Zunahme des OC-Gehalts unterscheiden sich von den Beobachtungen aus Szenario 2 mit unveränderten OC-Gehalten vor allem durch den mittleren initialen OC-Gehalt von nur 13,3 mg g⁻¹ im Vergleich zu 21,9 mg g⁻¹ (Tab. 7). Die Flächen von Szenario 1 liegen auf geringerer geographischer Höhe, haben daher im Mittel eine etwas höhere MAT (8,9 °C zu 8,5 °C) und eine geringere MAP (775 zu 843 mm). Die Temperatur- und Niederschlagsänderungen dieser beiden Szenarien unterscheiden sich dagegen nicht. Die Fruchtfolge ist sehr divers mit im Mittel 4,6 verschiedenen Kulturen innerhalb von 8 Jahren.

3.2.2.3 Bedingungen für stabile OC-Gehalte

Beobachtungen mit gleichbleibenden OC-Gehalten finden sich in allen Regionen Bayerns, allerdings vor allem auf höher gelegenen Standorten (im Mittel 469 m ü. NN.). Damit verbunden sind im Vergleich relativ hohe OC-Gehalte von im Mittel 22,7 mg g⁻¹ und hohe mittlere Tongehalte (26 %). Vermutlich führt ein an den Standort angepasstes Management dazu, dass die OC-Gehalte dieser Standorte stabil geblieben sind. Gleichzeitig ist der OC-Gehalt so hoch, dass es mit dem derzeitigen Management zu keiner weiteren Erhöhung der OC-Gehalte kommt. Die Fruchtfolge dieser Beobachtungen ist im Mittel mit 4,5 Kulturen innerhalb von 8 Jahren ebenfalls sehr divers.

3.2.2.4 Bedingungen für einen Verlust des OC-Gehaltes

Die Beobachtungen der beiden Szenarien mit rückläufigen OC-Gehalten unterscheiden sich wesentlich. Beobachtungen aus Szenario 3 weisen geringe initiale OC-Gehalte auf (11,3 mg g⁻¹), während Beobachtungen aus Szenario 4 sehr hohe initiale OC-Gehalte besitzen (22,7 mg g⁻¹). Standortbedingungen, wie geographische Höhe, MAP und MAT von Szenario 3 sind ähnlich zu Szenario 1, Beobachtungen aus Szenario 3 unterscheiden sich jedoch im Management. Die Fruchtfolge ist etwas weniger divers (4,1 verschiedene Kulturen innerhalb von 8 Jahren), der größte Unterschied liegt jedoch im Anteil der Hackfrüchte in der Fruchtfolge, der auf den Flächen von Szenario 3 im Mittel bei 50 % liegt, während auf den Flächen von Szenario 1 und 2 dieser keine Rolle spielt (im Mittel < 10 %).

Gleichzeitig ist aber auch der Anteil der organischen Düngung höher und es wird etwas seltener gepflügt.

Die Beobachtungen rückläufiger OC-Gehalte des Szenarios 4 hingegen unterscheiden sich in den klimatischen Bedingungen. Sie zeichnen sich durch hohe Temperaturen und geringe Niederschläge aus. Zusätzlich nimmt die Temperatur vor allem im Herbst und Winter stärker zu, als in den anderen Beobachtungen und die Niederschläge, vor allem im Sommer, nehmen stärker ab. Zusätzlich ist auch hier die Fruchtfolge weniger divers (4,0 verschiedene Kulturen innerhalb von 8 Jahren) als in Szenario 1 und 2. Der Anteil an Hackfrüchten liegt hier bei 13 %.

Tab. 7: Mittlere Standorteigenschaften der unterschiedlichen OC-Szenarien für Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe)

Szenario	Trend	Höhe (m ü. NN.)	Hangneigung (%)	pH	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	C/N	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)
1	leichte Zunahme	392	5,6	6,5	19	43	38	9,81	13,3
2	keine Änderung	469	4,1	6,7	26	42	31	9,89	21,9
3	Abnahme	391	3,6	6,9	20	53	27	9,19	11,3
4	Abnahme	295	1,8	7,3	41	22	37	9,81	22,7

3.2.2.5 Bedeutung saisonaler Klimamuster

Das rf-Modell zeigte auch für Ackeroberböden einen deutlichen Einfluss der saisonalen Klimaänderungen in Form von hohen OC-Verlusten, die durch die stärker steigenden Temperaturen und abnehmenden Niederschläge auf Standorten von Szenario 4 erklärt werden konnten. Im Gegensatz zu Grünland haben die Ackeroberböden mit abnehmenden OC-Gehalten aufgrund von Klimaänderungen allerdings eine hohe MAT (10,0 °C) und auch relativ hohe mittlere Wintertemperaturen (2,3 °C). Dafür ist die MAP geringer als in allen anderen Szenarien und die Niederschläge nehmen deutlich ab, wohingegen sie für Beobachtungen aus allen anderen Szenarien gleichblieben. Die Vermutung liegt nahe, dass es aufgrund geringerer Niederschläge zu verringerten Ernteerträgen und damit zu einem geringeren C-Eintrag gekommen ist. Da diese Bedingungen jedoch bisher nur auf wenigen BDF auftraten und auch die Standardabweichung dieses Szenarios sehr hoch ist, lassen sich die Aussagen nicht auf andere Flächen übertragen.

3.2.2.6 Bedeutung von Management und C-Input

Die normalisierten OC-Änderungen pro Jahr für Beobachtungen mit einem hohen Anteil von Hackfrüchten an der Fruchtfolge liegen im Mittel bei - 0,89 %, die mit einem geringen Anteil im Mittel bei + 0,05 % (Abb. 12). Hackfrüchte gelten als Humuszehrer. Da der unterirdische Teil geerntet wird, verbleiben kaum Wurzelrückstände im Boden (Kolbe und Zimmer, 2015). Mais zählt ebenfalls zu den Humuszehrern. Für die BDF konnte allerdings kein negativer Einfluss von einem hohen Maisanteil in der Fruchtfolge auf OC-Gehalte festgestellt werden (Abb. 12). Da Mais erst spät im Jahr keimt, sind die vorher brachliegenden Flächen erosionsanfällig, was zu einem OC-Austrag führen könnte. Wiesmeier et al. (2014) berechneten den C-Eintrag verschiedener Kulturen in bayerische Böden und konnten zeigen, dass Silage-Mais einen ähnlich hohen C-Eintrag wie Feldgras oder Winterraps aufweist, was vor allem an einem hohen Anteil der Wurzelbiomasse liegt. Wir vermuten daher, dass sich ein hoher Anteil an Mais an der Fruchtfolge bei ansonsten nachhaltiger Bewirtschaftung (z. B. Untersaaten, Anbau im Mulchsaatverfahren mit Zwischenfrüchten zur Erosionsminderung, organische Düngung) oder auf Flächen, die nicht erosionsanfällig sind, nicht negativ auf die OC-Vorräte auswirkt. In einer Studie von

Goidts und van Wesemael (2007) waren die höchsten OC-Verluste in Ackerböden mit hohen initialen OC-Gehalten und einem hohen Anteil von Hackfrüchten an der Fruchtfolge zu verzeichnen.

Neben der Fruchtfolge zeigte kein weiterer Management-Faktor einen Einfluss auf die Änderungen der OC-Vorräte. Hinsichtlich des Faktors Bodenbearbeitung haben zahlreiche Studien (z. B. Angers und Eriksen-Hamel, 2008; Powlson et al., 2014) gezeigt, dass eine wendende Bodenbearbeitung nicht humuszehrend wirkt und sich im Vergleich dazu reduzierte Bodenbearbeitung lediglich auf die OC-Verteilung im Boden auswirkt. Dabei kommt es in der Regel zu einer OC-Anreicherung im oberen Bereich des Ap-Horizonts. Bezogen auf den gesamten Ap-Horizont bzw. unter Einbezug von Unterböden ergeben sich keine quantitativen OC-Unterschiede zwischen den Bearbeitungssystemen. Es besteht also die Möglichkeit, dass der Faktor Bodenbearbeitung, insbesondere eine Zunahme reduzierter Bodenbearbeitungssysteme im Beobachtungszeitraum, auch in den bayerischen Acker-BDF die OC-Entwicklung beeinflusst hat, potenzielle Effekte aber aufgrund fehlender Information dieses Faktors für einige Flächen und Jahre nicht nachgewiesen werden konnten.

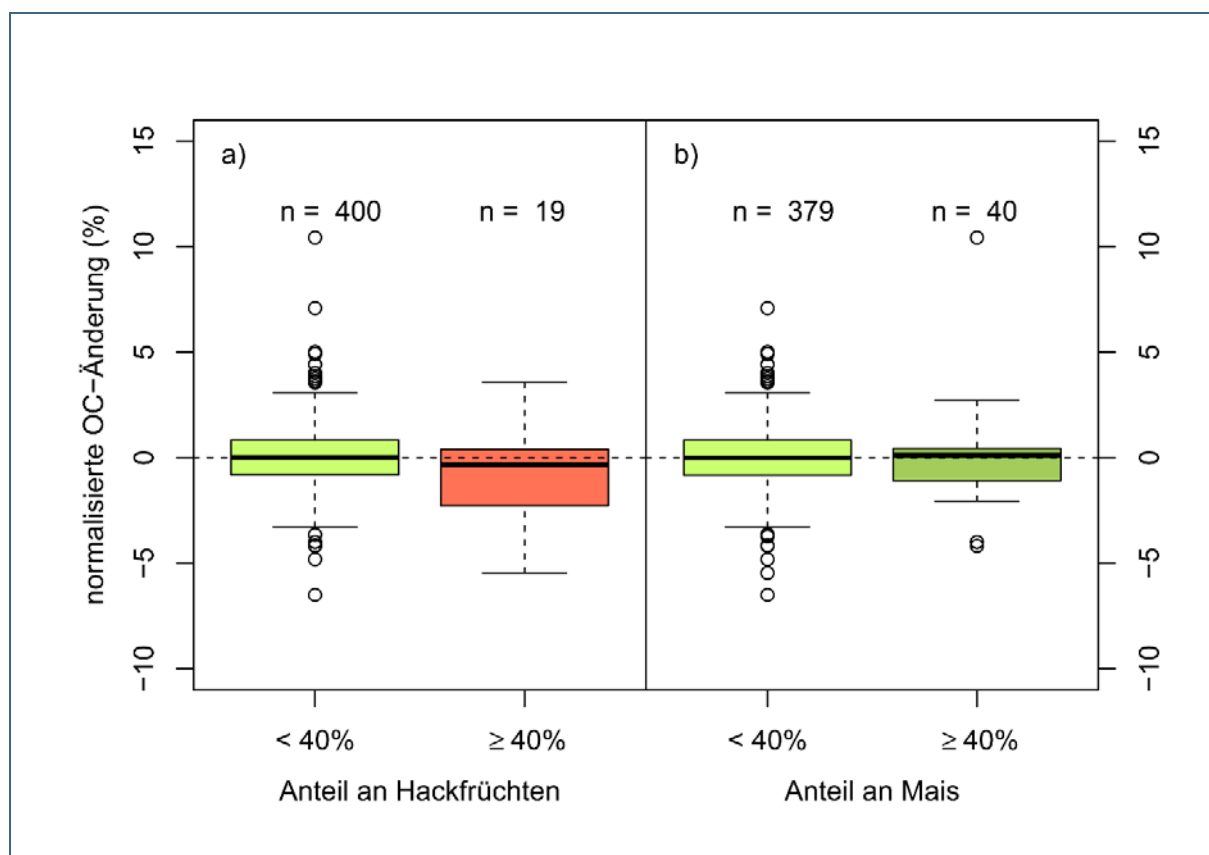


Abb. 12: Normalisierte OC-Änderung von Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe) für Beobachtungen mit unterschiedlichen Anteilen an a) Hackfrüchten und b) Mais in der Fruchtfolge

3.2.2.7 Unterteilung nach initialem OC-Gehalt

Im rf-Modell für Ackerböden zeigte sich der initiale OC-Gehalt, also der OC-Gehalt am Anfang des Untersuchungszeitraums als ein entscheidender Faktor. Standorte, mit einem OC-Gehalt $> 17,3 \text{ mg g}^{-1}$ (Grenze für die Unterteilung der Szenarien aus dem rf-Modell) zeigen im Mittel keine OC-Änderungen (Abb. 13).

Wie schon für Grünlandböden diskutiert, wurde der initiale C-Gehalt auch in anderen Langzeitstudien als wesentlicher Faktor für OC-Veränderungen identifiziert. Bellamy et al. (2005) zeigten zwar, dass englische und walisische Böden zwischen 1978 bis 2003 OC verloren haben. Dies betrifft aber vor allem Böden mit sehr hohen initialen OC-Gehalten. Böden mit niedrigem initialen OC-Gehalt ($< 20 \text{ mg g}^{-1}$)

1) haben auch in dieser Studie an OC zugenommen, für Böden mit OC-Gehalten $< 50 \text{ mg g}^{-1}$ fanden die Autoren keine signifikanten Änderungen der OC-Vorräte, was sich mit unseren Ergebnissen zu bayerischen Ackerböden deckt.

Auch die Analyse der BDF für Gesamtdeutschland zeigte, dass initialer OC- und Tongehalt maßgeblichen Einfluss auf OC-Änderungen haben (Marx, 2016). Allerdings wurden hier nur Standorte mit signifikanten Änderungen im gesamten betrachteten Zeitraum modelliert, wohingegen in unserer Analyse alle Standorte, also auch solche, bei denen sich der OC-Gehalt über die Zeit nicht geändert hat, betrachtet wurden.

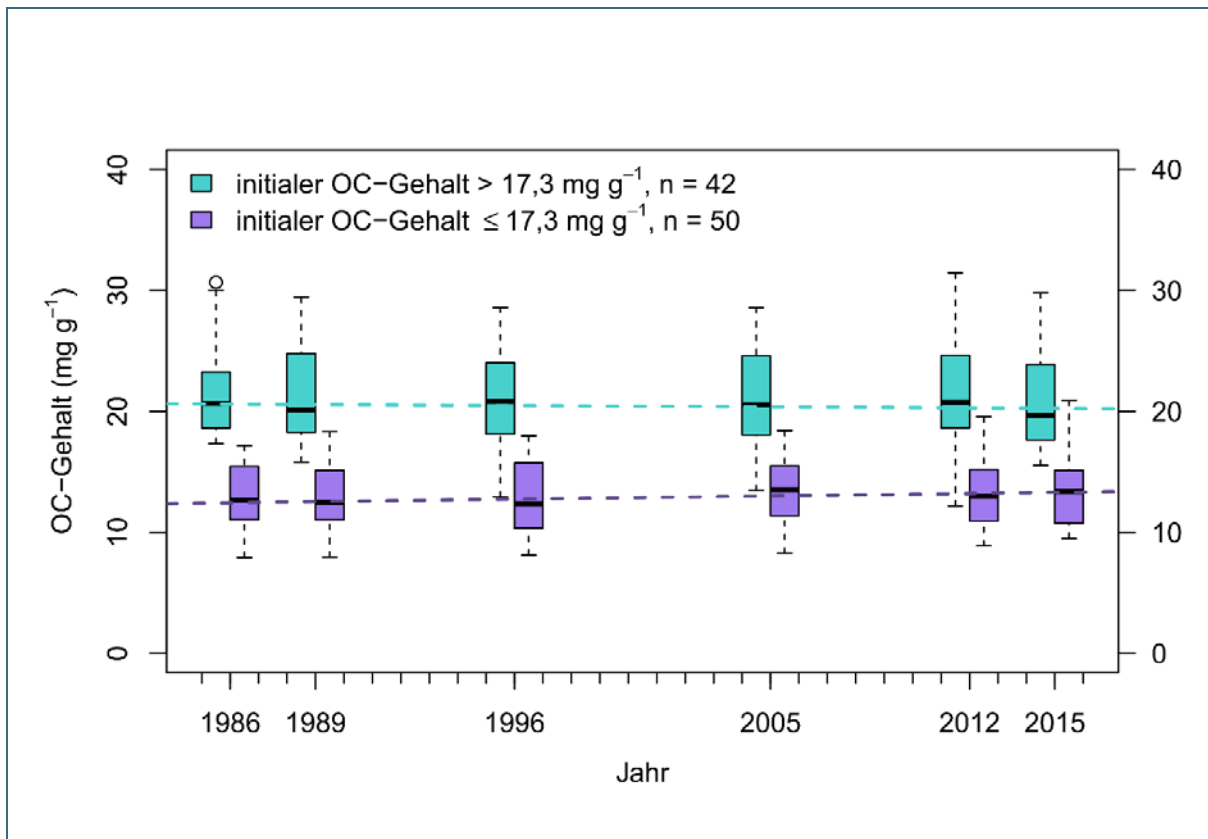


Abb. 13: OC-Gehalte in Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe) von 1986 bis 2015, unterteilt nach initialem OC-Gehalt. Der Wert von $17,3 \text{ mg g}^{-1}$ wurde im rf-Modell für Ackeroberböden als Grenze identifiziert. Die gestrichelte Linie zeigt jeweils den Trend.

3.2.2.8 Unterteilung nach Textur

Sandböden besitzen im Mittel die geringsten OC-Gehalte ($12,8 \text{ mg g}^{-1}$), gefolgt von Schluff- ($15,5 \text{ mg g}^{-1}$), Lehm- ($18,1 \text{ mg g}^{-1}$) und Tonböden ($18,2 \text{ mg g}^{-1}$). Tonreiche Böden können in der Regel mehr OC speichern als Sandböden, da potenziell mehr Oberflächen zur Stabilisierung des Kohlenstoffs zur Verfügung stehen. Für Ackerböden wurde in verschiedenen Studien ein positiver Zusammenhang zwischen Ton- und OC-Gehalt gefunden (Leifeld et al., 2005). Zwischen 1986 und 2016 veränderten sich die OC-Gehalte im Mittel für die einzelnen Bodenarten nicht (Abb. 14). Auch in Sandböden mit generell wenig stabilisierenden Oberflächen blieben die OC-Gehalte konstant, was auf eine ausreichende Versorgung mit organischer Substanz hindeutet.

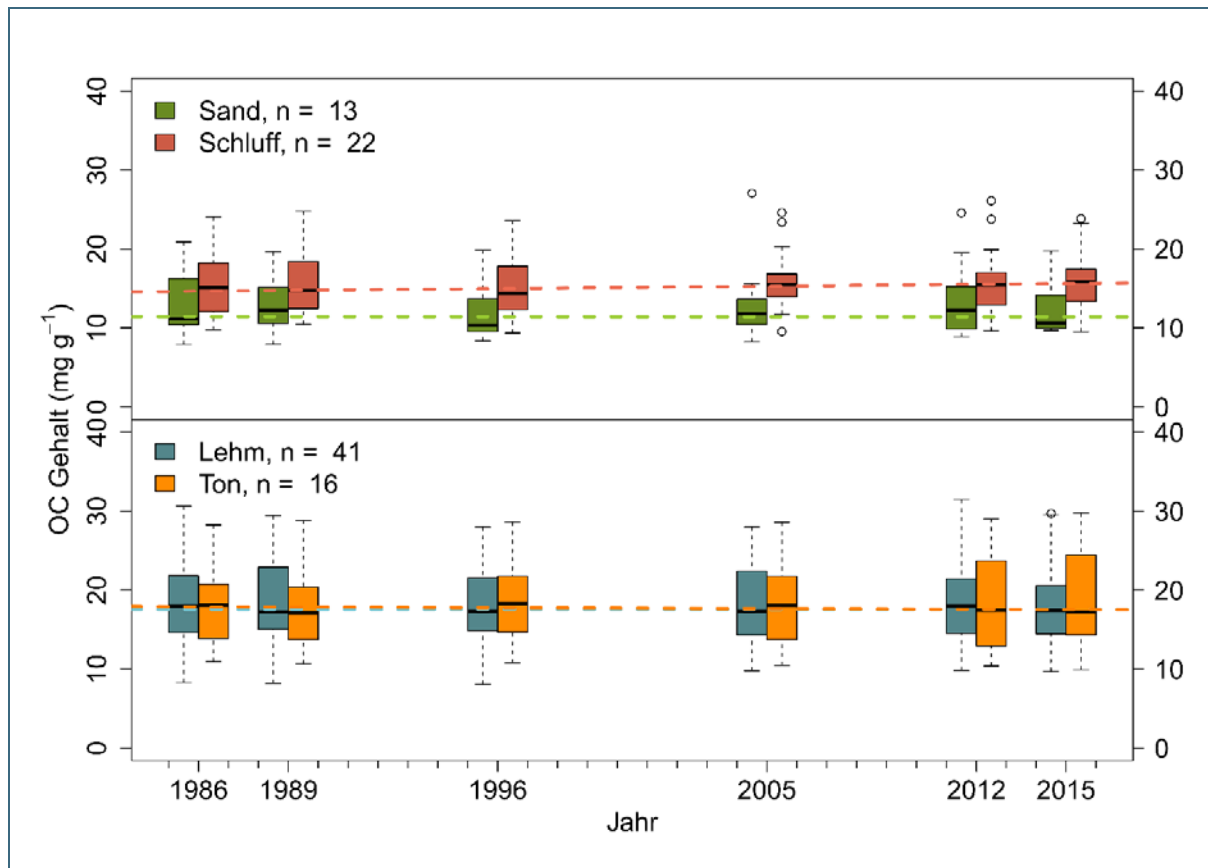


Abb. 14: OC-Gehalte in Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe), unterteilt nach den Bodenarten Sand, Schluff, Lehm und Ton. Die gestrichelte Linie zeigt jeweils den Trend.

3.2.2.9 Unterteilung nach Bodentyp

Mittlere OC-Gehalte der Oberböden einzelner Bodentypen unter Ackerbau nehmen in folgender Reihenfolge zu: Parabraunerde (14,5 mg g⁻¹) < Braunerde (16,0 mg g⁻¹) < Pseudogley (16,4 mg g⁻¹) < Rendzina/Ranker (20,6 mg g⁻¹) < Pelosol (21,7 mg g⁻¹) < Gley/Vega (21,7 mg g⁻¹) (Abb. 15). Die in Wiesmeier et al. (2013) berechneten OC-Vorräte für unterschiedliche Bodentypen für verschiedene Landnutzungen in Bayern zeigten ein ähnliches Bild. Grundwasserbeeinflusste Böden, wie Gleye und Vegen liegen meist in ebenen Lagen, sodass es selten zu Erosion kommt, wodurch OC verloren gehen könnte. Zusätzlich sind mikrobielle Abbauprozesse durch die reduzierenden Bedingungen teilweise eingeschränkt, was einen Verlust von OC vermindert. Mayer et al. (2019) zeigten, dass neben der historischen Landnutzung der Bodentyp eine entscheidende Rolle für die Höhe der OC-Gehalte im Oberboden spielt und für den Unterboden sogar den größten Einfluss hat. Parabraunerden besitzen auch hier die geringsten und grundwasserbeeinflusste Böden die höchsten OC-Gehalte.

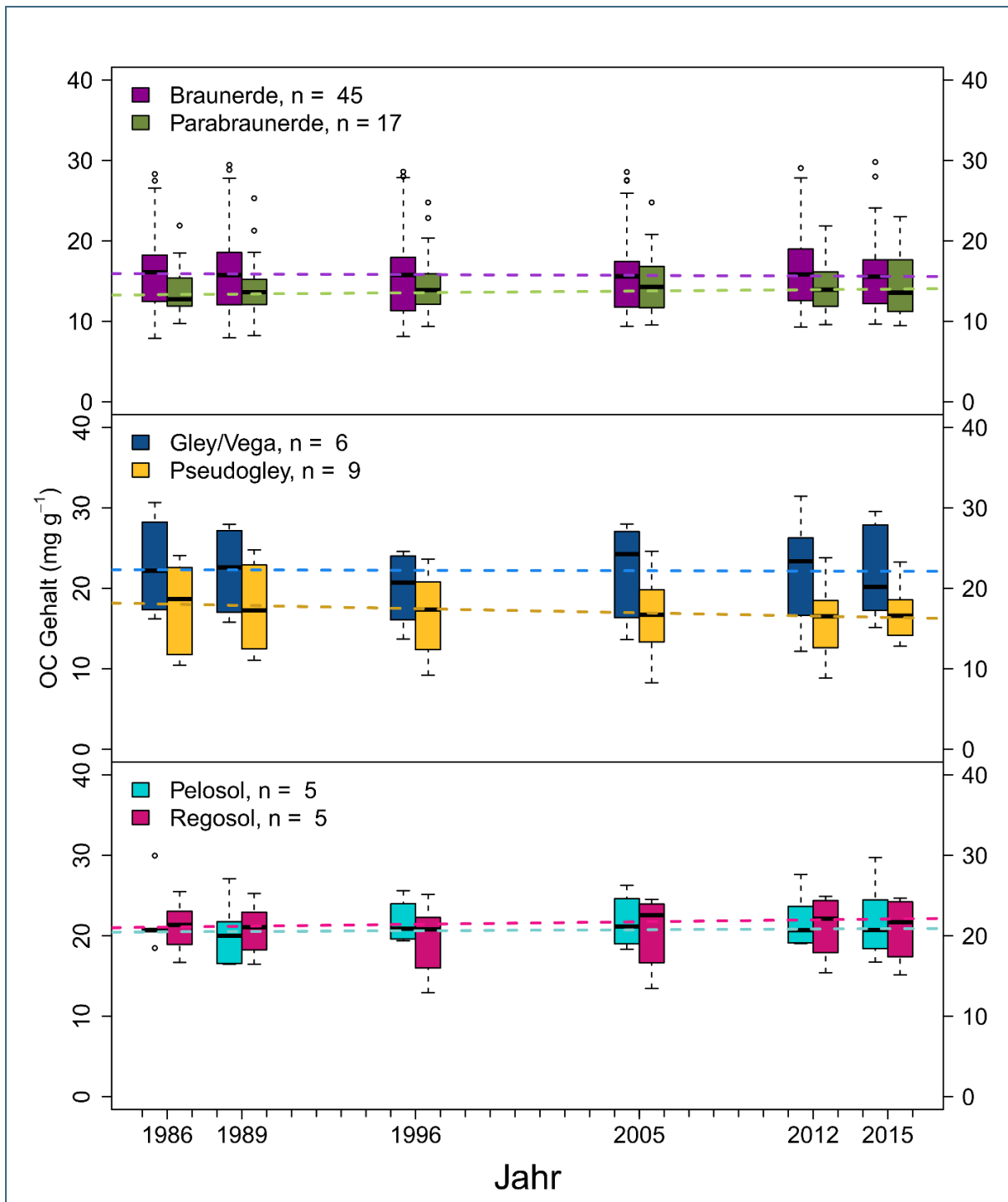


Abb. 15: OC-Gehalte in Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe) unterteilt nach Bodentyp Braunerde, Parabraunerde, Gley und Vega, Pseudogley, Pelosol und Rendzina/Ranker. Die gestrichelte Linie zeigt jeweils den Trend.

Für Pseudogleye, also stauwasserbeeinflusste Böden, zeigte sich ein signifikanter Rückgang der OC-Gehalte (Abb. 15). Eine mögliche Erklärung hierfür ist ein geringer Eintrag organischer Substanz aus Pflanzen- bzw. Ernterückständen oder organischen Düngern. Da die untersuchten Pseudogleye aber auch relativ niedrige initiale OC-Gehalte aufweisen, liegt die Vermutung nahe, dass ein Großteil der Pseudogleye, die sich an Standorten mit Lössüberdeckung entwickelt haben, erosionsbedingt OC verloren hat. Während der Anteil an organischem Dünger keinen Einfluss auf die Gesamt OC-Gehalte in allen Ackerflächen hat, korreliert der Anteil an organischem Dünger positiv mit OC-Gehalten in Pseudogleyen (Abb. 16). Für Braunerden und Parabraunerden mit ebenfalls geringen OC-Gehalten ließ sich dieser Zusammenhang nicht feststellen, weil wahrscheinlich andere Managementmaßnahmen

und Standortfaktoren dies überdecken. Eine mögliche Erklärung liefern Studien zu erodierten Böden (zum Beispiel Doetterl et al., (2016) und Harden et al., (1999)). Kommt es zur Erosion des Oberbodens, geraten Unterböden näher an die Bodenoberfläche und damit in einen Bereich, der von Pflanzenwurzeln genutzt oder gepflügt wird. Die Mineraloberflächen dieser Unterböden sind tendenziell weniger mit OC gesättigt, sodass neue organische Substanz an diesen Mineraloberflächen stabilisiert werden könnte. Ein verbessertes Management wäre nach dieser Hypothese also insbesondere an erodierten Standorten besonders effektiv um den OC-Gehalt zu erhöhen.

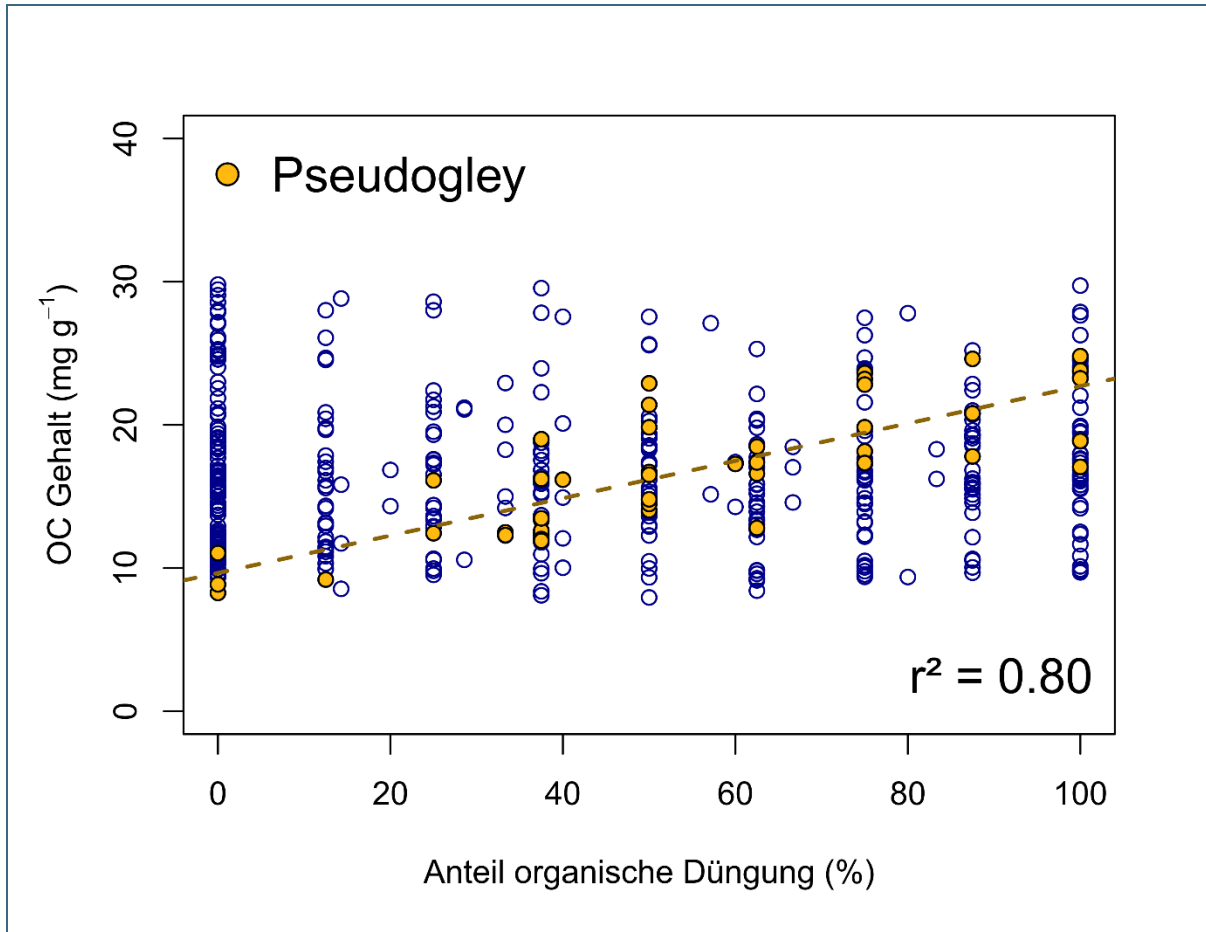


Abb. 16: OC-Gehalte aller Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe) zu allen Zeitpunkten im Vergleich zum Anteil an organischem Dünger in den acht Jahren vor einer Probenahme. Ein Anteil von 0 % bedeutet, dass eine Fläche nie organisch gedüngt worden ist, ein Anteil von 100 %, dass jedes Jahr organisch gedüngt wurde. Die gestrichelte Linie zeigt die Regressionsgerade zwischen OC Gehalt und Anteil organischer Düngung der Pseudogleye.

3.2.2.10 Schlussfolgerung Ackeroberböden (1986-2015)

Im Gegensatz zu Grünlandoberböden sind die OC-Änderungen von Ackeroberböden (bis 15 cm Bodentiefe) weniger deutlich ausgeprägt. Der Klimawandel hat auf den meisten bayerischen Ackeroberböden im Zeitraum von 1986-2015 bisher zu keinem OC-Verlust geführt. Viele Standorte mit niedrigem initialen OC-Gehalt verzeichneten leichte OC-Zunahmen. Vermutlich führt bei einem Großteil der untersuchten Ackeroberböden ein an den Standort angepasstes Management dazu, dass klimabedingte OC-Verluste überdeckt werden. Einige Ackeroberböden in besonders warmen und trockenen Gegenden, wie sie oft in Unterfranken zu finden sind, reagieren jedoch sensitiv auf Klimaänderungen. Es ist anzunehmen, dass aufgrund von Hitze und Trockenheit verringerte Ernteerträge mit verringerten OC-Einträgen in den Boden verbunden sind. Zudem wurde ersichtlich, dass Böden mit einem hohen Hackfruchtanteil an der Fruchtfolge OC-Verluste verzeichneten. Eine Verbesserung der Fruchtfolge hin zu einem höheren Anteil von humusmehrenden Kulturen wie Futter- und Körnerleguminosen und einer allgemein vielfältigeren Fruchtfolge, eventuell mit Kulturen, die mit Hitze und Trockenheit besser zurechtkommen, sollte daher angestrebt werden.

3.2.3 Oberbodenkonzentrationen mit wechselnder Acker-/Grünlandnutzung

Für BDF mit wechselnder Acker-/Grünlandnutzung lassen sich deutliche Unterschiede in den OC-Gehalten erkennen, je nachdem unter welcher Nutzung sich der Boden zum Zeitpunkt der Probenahme befindet. OC-Gehalte unter Grünland sind meist höher als unter Ackernutzung (Abb. 17). Allerdings ist die Probenahmetiefe für Ackeroberböden mit 0-15 cm im Vergleich zu 0-10 cm für Grünlandoberböden unterschiedlich, sodass direkte Vergleiche mit Vorsicht zu interpretieren sind. Betrachtet man allerdings nur die Zeiträume mit gleicher Probenahmetiefe, zeigten sich steigende OC-Gehalte nach Umwandlung von Acker zu Grünland (Flächen S1, S4, S5, S7, S8 und S9) und sinkende OC-Gehalte nach Umwandlung von Grünland zu Acker (Fläche S3). Fläche S11 ist ein Niedermoor mit wesentlich höheren OC-Gehalten als die der anderen Acker- und Grünland-BDF. Auf dieser Fläche sind die OC-Gehalte trotz langer Ackernutzung und Umwandlung zu Grünland zwischen 1986 und 2016 konstant geblieben.

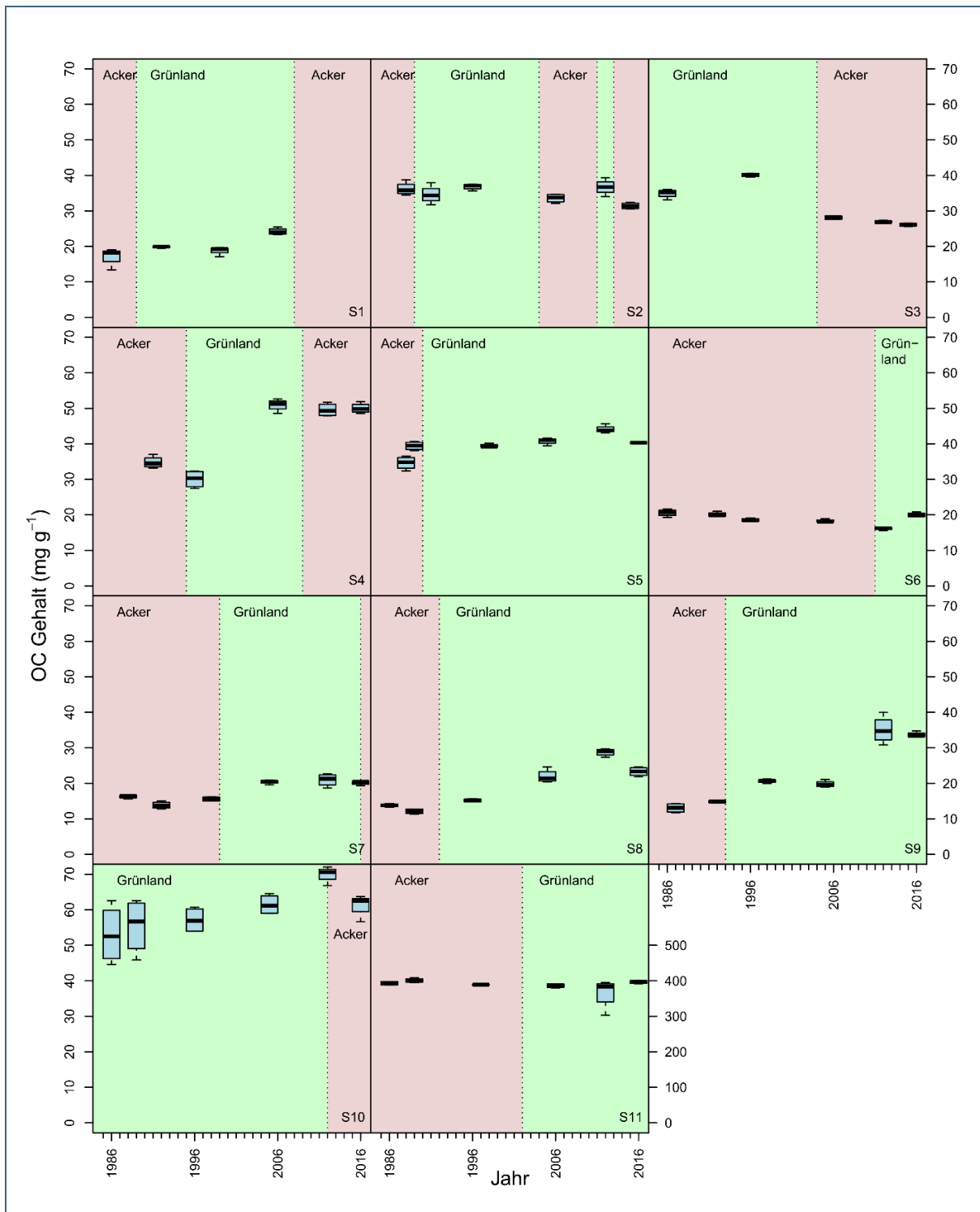


Abb. 17: OC-Gehalte der BDF-Flächen der LfL, die im Laufe der Dauerbeobachtung einem Nutzungswechsel unterlagen. Rot hinterlegt sind die Jahre der Ackernutzung, grün die Jahre der Grünlandnutzung.

Landnutzungsänderungen spielen oft eine große Rolle für die Höhe der aktuellen OC-Gehalte und OC-Vorräte (Mayer et al., 2019; Poeplau et al., 2011; Schulp und Verburg, 2009). Jacobs et al. (2018) zeigten, dass Böden, die sich lange unter Grünlandnutzung befanden und erst spät in Ackerflächen umgewandelt worden waren, sehr viel höhere OC-Vorräte aufwiesen, als solche, die sich schon lange unter Ackernutzung befinden. Dabei spielten Zeiträume von über 50 Jahren eine Rolle, d.h. Ackerböden, die sich vor 1950 unter Grünlandnutzung befanden, zeigten 2015 höhere OC-Vorräte als Langzeitäcker. Für Böden unter Grünland zeigte sich ebenfalls ein langfristiger Einfluss: Grünlandböden,

die sich vor 1900 unter Acker befanden, wiesen geringere OC-Vorräte auf, als solche unter Langzeitgrünlandnutzung. Poepflau et al. (2011) zeigten außerdem, dass sich OC-Vorräte nach einer Änderung von Acker zu Grünland wieder langsam aufbauen, es aber oft zu einem sehr schnellen Rückgang der OC-Vorräte nach Änderung von Grünland zu Acker kommt. Um solche Effekte auch für bayerische BDF nachzuweisen, wäre es nötig, gleiche Bodenmassen zu betrachten, was für diese Standorte aufgrund der fehlenden Trockenrohdichtedaten und unterschiedlichen Probenahmetiefen nicht möglich war.

3.2.4 Vorratsänderungen unter Wald

3.2.4.1 Vorratsänderungen zwischen 1987 und 2002

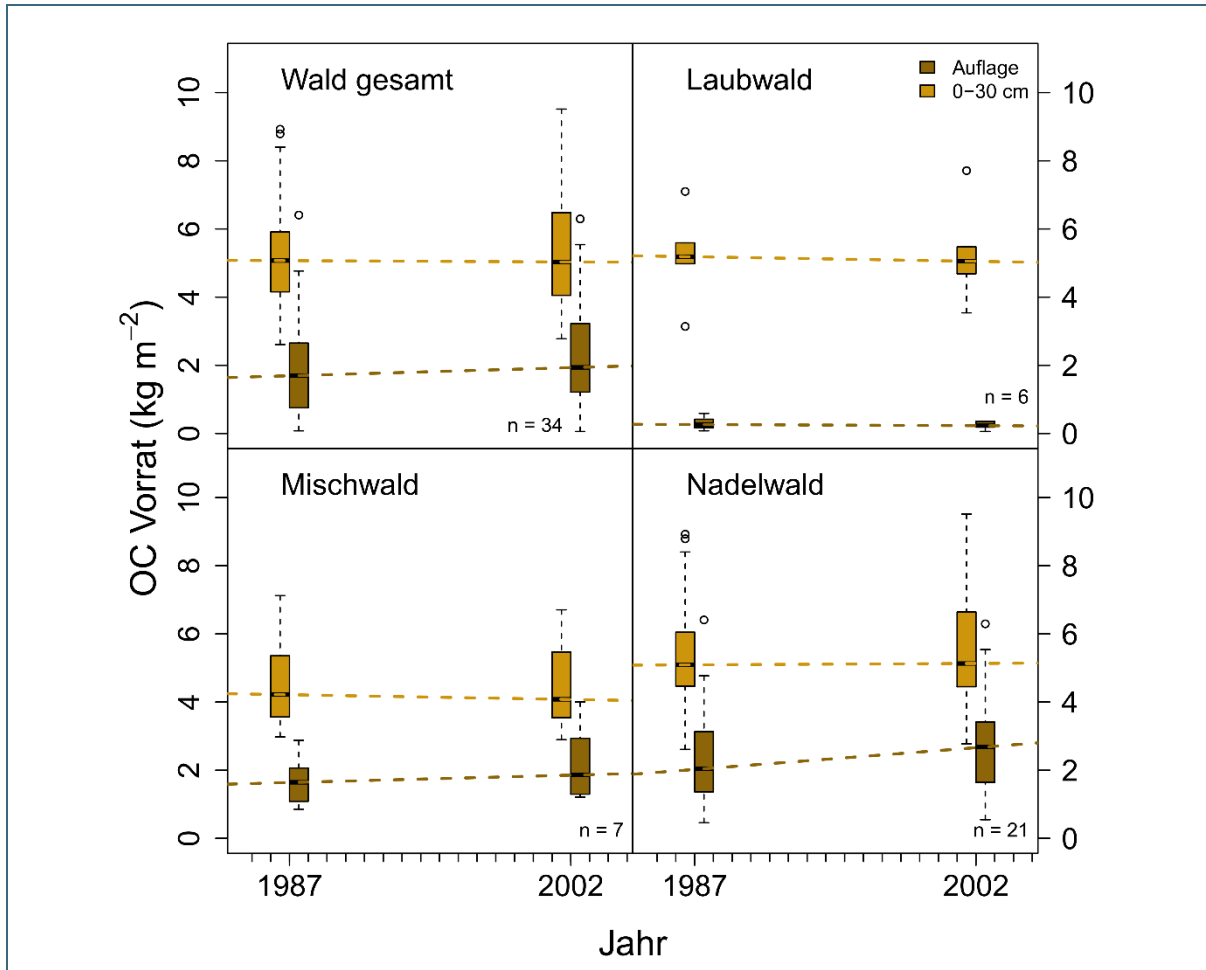


Abb. 18: OC-Vorräte der Wald-BDF getrennt nach Auflage und Mineralboden bis 30 cm. Das Jahr 1987 umfasst die Daten der 1. Probenahmekampagne, die in den Jahren 1986-1988 durchgeführt wurde. Das Jahr 2002 umfasst Daten der 2. oder 3. Probenahmekampagne zwischen den Jahren 1998-2006, wobei die meisten Flächen in den Jahren 2002 und 2003 beprobt wurden.

Die mittleren OC-Vorräte (0-30 cm + Auflage) im Wald lagen 1987 bei 5,8 kg m⁻² für Laubwald, 6,3 kg m⁻² für Mischwald und 7,5 kg m⁻² für Nadelwald. Für Laub- und Mischwald ergaben sich bis 2002 keine signifikanten Veränderungen der Gesamtvrträge, unter Nadelwald dagegen stiegen diese auf 8,1 kg m⁻² an. Betrachtet man Auflage und Mineralboden (0-30 cm) getrennt, fällt auf, dass der Anstieg der Vorräte vor allem auf einem Anstieg der Vorräte in der organischen Auflage basiert (Abb. 18). Die organische Auflage trägt im Nadel- und Mischwald durchschnittlich mit 30 % zum Gesamtvrtrag (0-30 cm + Auflage) bei, im Laubwald hingegen nur mit 4 %. Unter Nadelwald bildet sich meist die Humusform Rohhumus aus, die ein weites C/N Verhältnis aufweist und meist biologisch relativ inaktiv ist (Prietzl, 2004). Aktuell sind in den Bayerischen Wäldern ca. 64 % mit Nadelwald bedeckt, wobei

Fichte 42 % und Kiefer 17 % ausmachen (LWF, 2012). Dabei wird angestrebt, den Laubbaumanteil zu erhöhen, da Laub- und Mischwälder gegenüber Extremereignissen weniger anfällig sind.

Vergleicht man die Daten der Waldbodeninventur und der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE II, Schubert et al., (2015)) wurde dort ein leichter Anstieg der OC-Vorräte für Mineralboden 0-30 cm + Auflage gefunden (zwischen 1987 und 2006-2008).

3.2.4.2 Vorratsänderungen zwischen 1987 und 2016

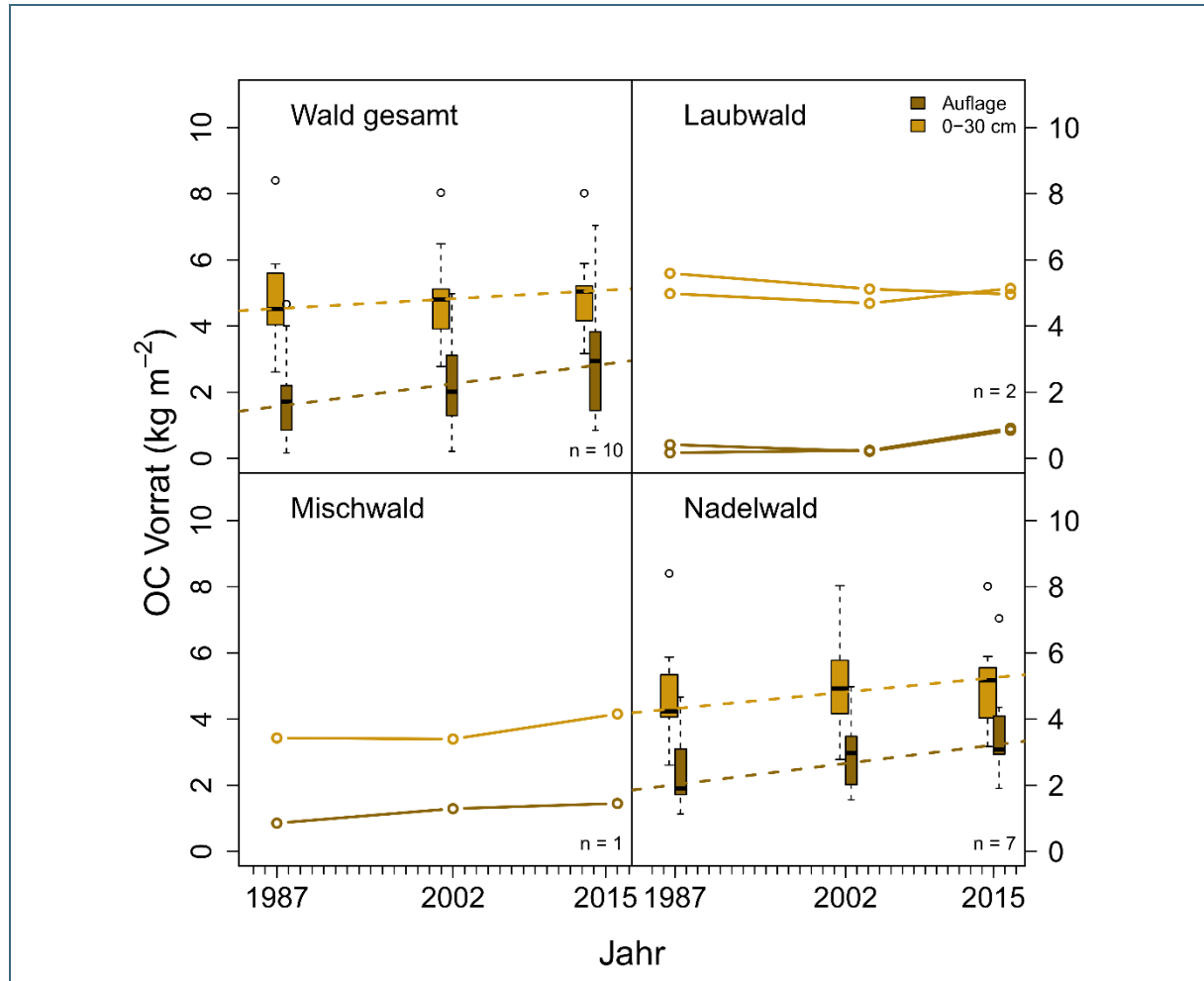


Abb. 19: OC-Vorräte im Wald (Auflage und Mineralboden bis 30 cm Bodentiefe) zwischen 1987 und 2015 für alle Waldtypen zusammen

Für die Analyse von 1986 bis 2016 standen 10 Standorte zur Verfügung (Abb. 19). Davon ist ein Standort Mischwald, zwei Laubwald und sieben Nadelwald. Insgesamt haben die Waldstandorte an OC gewonnen, sowohl in der Auflage als auch im Mineralboden 0-30 cm. Auch hier findet sich die größte Zunahme in der organischen Auflage und ist für Nadelwälder höher als für Laub- und Mischwald.

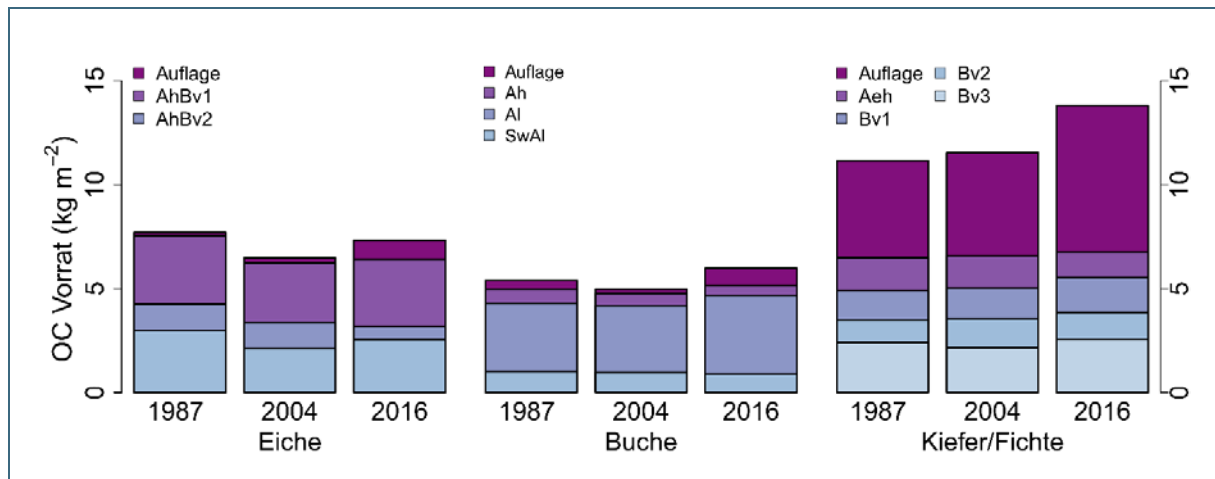


Abb. 20: OC-Vorräte bis 30 cm Tiefe getrennt nach Horizonten für 3 ausgewählte Waldstandorte im gleichen Wuchsgebiet

Betrachtet man die OC-Vorräte der Tiefenstufe 0-30 cm für drei ausgewählte Standorte, so ergibt sich für die beiden Laubwaldstandorte Eiche und Buche eine leichte Abnahme zwischen 1987 und 2004, gefolgt von einer Zunahme bis 2016 (Abb. 20). Die Mineralbodenvorräte (0-30 cm) des Kiefern/Fichten-Standes sind im gesamten Untersuchungszeitraum konstant geblieben, die Vorräte der organischen Auflage dagegen angestiegen.

Vergleicht man die Mineralbodenvorräte der Tiefenstufe 0-100 cm, so sind diese im Eichen- und Buchenstandort wesentlich höher als unter Fichte/Kiefer. Vor allem für die Laubwaldstandorte trägt der Unterboden beträchtlich zu den Gesamtvorräten bei. Für den Eichenstandort zeigt sich außerdem eine Zunahme der OC-Vorräte auch im Unterboden. Der Bodentyp auf dem Eichenstandort ist ein Pelosol, ein sehr tonreicher Boden. Eichen bilden oft tiefe Pfahlwurzeln aus, was zu einem Eintrag von OC in den Unterboden führen kann. Dieser Eintrag kann in Tonböden mit großen Mineraloberflächen gut gespeichert werden. Zusammen mit den hohen Vorräten der organischen Auflage ergeben sich unter Fichte/Kiefer jedoch insgesamt höhere OC-Vorräte (Abb. 21). Die Humusformen sind Mull, F-Mull und Rohhumus für Eiche, Buche und Fichte/Kiefer. Die Vergleiche der beiden unterschiedlichen Tiefen (Auflage und 0-30 cm bzw. Gesamtvorrat bis 100 cm) unterstreicht die Relevanz des Unterbodens, wenn Aussagen über OC-Änderungen getroffen werden. Der Eichenstandort zeigte zum Beispiel eine leichte Abnahme der OC-Vorräte in 0-30 cm zwischen 1987 und 2016, aber eine Zunahme, wenn der gesamte Boden bis 100 cm betrachtet wurde. Jobbágy und Jackson (2000) analysierten weltweit OC-Vorräte in Bodenprofilen und zeigten, dass durchschnittlich nur ca. 50 % des Gesamt-OC-Vorrats eines Bodens in den oberen 20 cm gespeichert wird und sich der Rest somit in tieferen Horizonten befindet. In Grünlandböden befinden sich sogar nur ca. 40 % in den obersten 20 cm, sodass auch hier eine tiefere Bodenprobenahme für Standortbilanzen in Betracht gezogen werden sollte.

Die oberirdischen sowie die unterirdischen OC-Vorräte haben auf allen drei Standorten konstant zugenommen, wobei die oberirdische Zunahme von Fichte/Kiefer etwas geringer war als an den Laubbaumstandorten. Zum einen könnte es daran liegen, dass im betrachteten Zeitraum an den Standorten keine Bäume entnommen wurden und zum anderen daran, dass die Wälder trotz des hohen Alters noch kein Wachstumsmaximum erreicht haben. Dieser Effekt lässt sich eventuell mit einer besseren N-Versorgung der Wälder erklären. Obwohl die N-Deposition in den letzten Jahren abgenommen hat (Schmitz, 2019), sind die N-Einträge nach wie vor sehr hoch (Schaap et al., 2018). Für die untersuchten Wald-BDF hat sich die Gesamt-N-Deposition zwischen 2000 und 2015 im Mittel von $19,6 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf $14,0 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ verringert. Für empfindliche Wald-Habitats in Bayern liegen die „Critical Loads“ zwischen 5 und $20 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (LfU, 2010). Als „Critical Load“ bezeichnet man eine Belastungsgrenze für ein Ökosystem, unterhalb der keine negativen Auswirkungen gegenüber den versauernden und

eutrophierenden Stoffeinträgen des Niederschlags erwartet wird. Es könnte zum Beispiel sein, dass es durch das erhöhte Wachstum aufgrund guter N-Versorgung zu einem Mangel an anderen Nährstoffen kommt. Auf den untersuchten BDF liegen die Einträge aber anscheinend niedrig genug, sodass es zumindest zu keinem negativen Effekt auf die OC-Vorräte kommt. Im Gegenteil, die zunehmenden OC-Vorräte im Boden lassen sich vor allem durch ein erhöhtes Wachstum der Bäume aufgrund besserer N-Versorgung erklären, welches wiederum erhöhten Streueintrag zur Folge hat (de Vries et al., 2009; Solberg et al., 2009). Prietzel et al. (2006) zeigten, dass nährstoffarme Waldstandorte von der N-Deposition profitieren können und in Folge des vermehrten Wachstums mehr OC speichern, sowohl oberirdisch, als auch unterirdisch und berichten, dass vor allem alte, artenreiche Wälder auch in Jahren mit extremen Klimaereignissen produktiv sind und damit vermehrt CO₂ aus der Atmosphäre aufnehmen können. Aufgrund der ausgebliebenen Neubeprobungen der meisten Wald-BDF können diese Ergebnisse jedoch nicht auf die gesamte Waldfläche Bayerns übertragen werden.

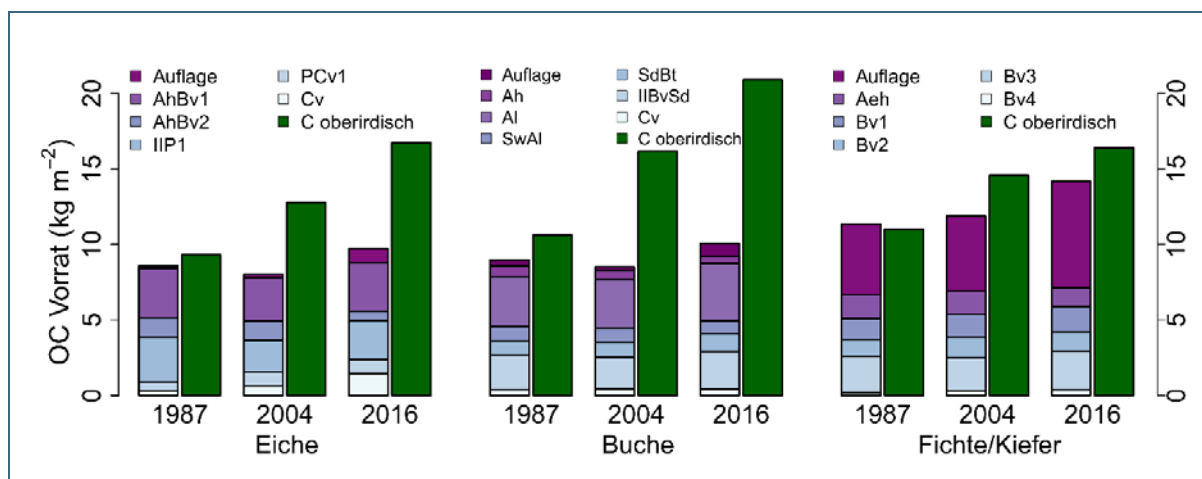


Abb. 21: OC-Vorräte des Tiefenintervalls 0-100 cm getrennt nach Horizonten für 3 ausgewählte Waldstandorte und oberirdische C-Vorräte im Vergleich

3.2.4.3 Schlussfolgerung Waldböden (1987-2016)

An den untersuchten bayerischen Wald-BDF nehmen die OC-Vorräte des Bodens (Auflage und Mineralboden bis 30 cm) im Zeitraum von 1987 bis 2016 zu. Ein möglicher Einfluss des Klimawandels lässt sich anhand der begrenzten Datengrundlage der Wald-BDF ($n = 10$) bisher nicht von anderen Faktoren trennen, wie zum Beispiel Düngung aus jahrzehntelanger N-Deposition. Bisher verzeichnen die Wälder der BDF ein erhöhtes Wachstum und zeigen noch keine negativen Effekte auf den Bodenkohlenstoff aufgrund des Klimawandels. Die gewonnenen Ergebnisse deuten darauf hin, dass Waldböden stärker gegenüber Klimaeffekten gepuffert sind als Böden unter landwirtschaftlicher Nutzung. Das könnte darauf zurückzuführen sein, dass sich extrem trockene oder heiße Jahre in einem verringerten Zuwachs in diesem Jahr ausdrücken, aber noch keinen Einfluss auf den langfristigen C-Eintrag aus der organischen Auflage haben. Sollte es in den nächsten Jahren/Jahrzehnten jedoch vermehrt zu extremen Trockenperioden wie im Sommer 2018 kommen, lassen sich langfristig negative Effekte auf die OC-Vorräte von Waldböden nicht ausschließen.

3.2.5 Vorratsänderungen der Sonderstandorte

Sonderstandorte des LfU, die sich nicht unter Wald befinden, unterscheiden sich vor allem im Bodentyp (Abb. 22). Die OC-Vorräte der Moorböden (bis 30 cm Bodentiefe) sind im Mittel natürlicherweise höher verglichen mit anderen Bodentypen. Auf allen vier untersuchten Moorböden ist der OC-Vorrat über die Jahre leicht angestiegen, unabhängig davon, ob das Moor als Streuwiese genutzt wurde oder ungenutzt war. Natürliche, intakte Moore gelten als Kohlenstoffsенке, das heißt, dass sich über die Jahre der OC-Vorrat erhöht, was auf die natürlichen Moor-BDF ebenfalls zutrifft. Streuwiesen stellen eine Kulturlandschaft dar, die sich im Alpenvorland oft auf grundwasserbeeinflussten, nährstoffarmen Böden entwickelt hat. Sie werden nur einmal und sehr spät im Jahr gemäht und werden nicht zur Futter- sondern zur Einstreugewinnung genutzt (Zehm et al., 2009). Die ansteigenden OC-Vorräte auf der Streuwiese auf Moor könnten damit begründet sein, dass die Streuwiese nicht entwässert wurde und somit der im Moorboden gespeicherte OC nicht verloren geht. Für eine Beurteilung von OC-Veränderungen in Moorböden ist allerdings grundsätzlich eine Erfassung der Moormächtigkeit nötig.

Für grundwasserbeeinflusste Mineralböden, also Auenböden und Gleye, zeigt sich kein einheitliches Bild. Hier haben die meisten Standorte zwischen der 1. und der 2. Probenahmekampagne leicht an OC gewonnen, für den späteren Untersuchungszeitraum bis 2013 gibt es sowohl OC-Verluste, OC-Gewinne als auch konstante OC-Vorräte. Für diesen Zeitraum standen allerdings nur noch Ergebnisse von vier Standorten zur Verfügung.

OC-Vorräte auf Braunerden, die alle unterschiedliche Nutzungen aufweisen, sind niedriger im Vergleich zu anderen Bodentypen und über die Jahre hinweg relativ konstant. Auf den Dauerbeobachtungsflächen mit dem Bodentyp Rendzina, einem flachgründigen, IC-haltigen Boden, befinden sich vor allem Hutungen. Auf den Flächen, die bis 2013 untersucht worden sind, zeigten sich insgesamt keine Änderungen, betrachtet man den Untersuchungszeitraum nur bis 1997 zeigten diese Standorte einen OC-Verlust. Die niedrigeren OC-Vorräte der Parkfläche lassen sich vor allem mit der geringen geographischen Höhe und damit günstigeren OC-Abbautemperaturen erklären. Der Parkstandort befindet sich in Würzburg, auf 180 m ü. NN., während sich die anderen Rendzinen auf der Fränkischen Alb befinden.

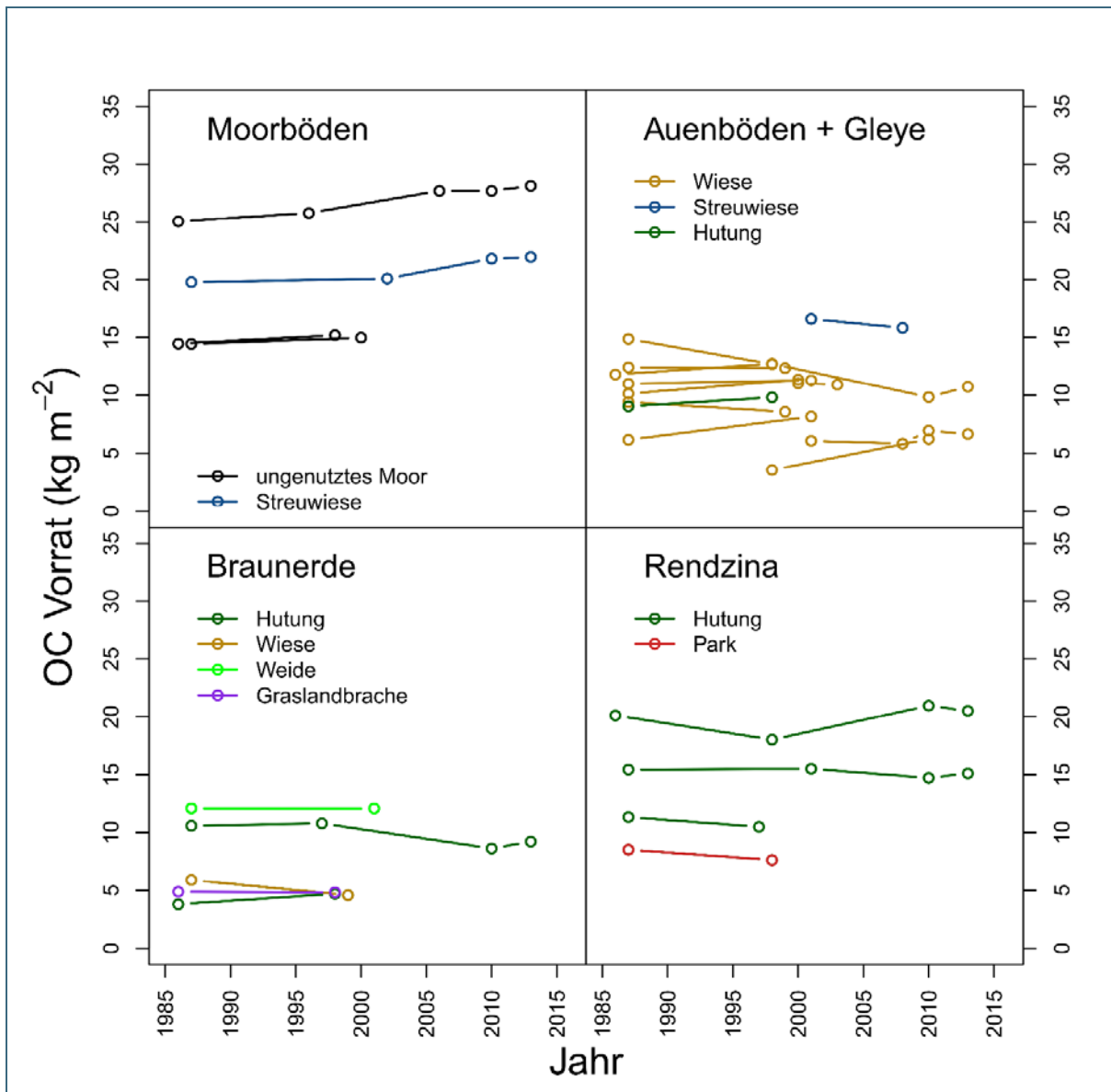


Abb. 22: OC-Vorräte des Tiefenintervalls 0-30 cm für die Sonderstandorte des LfU, aufgetrennt nach Bodentyp und Nutzung

3.3 Veränderung der Humusqualität

3.3.1 Oberböden unter Grünland

Im Grünland sind die Beiträge der fPOM zum OC des Gesamtoberbodens sehr gering ($0,4 - 4,2 \text{ mg g}^{-1}$), die der beiden oPOM Fraktionen dagegen deutlich höher ($1,5 - 22 \text{ mg g}^{-1}$). Die MOM $< 20 \mu\text{m}$ trägt bei allen Standorten am meisten zum Gesamt-OC bei (Abb. 23).

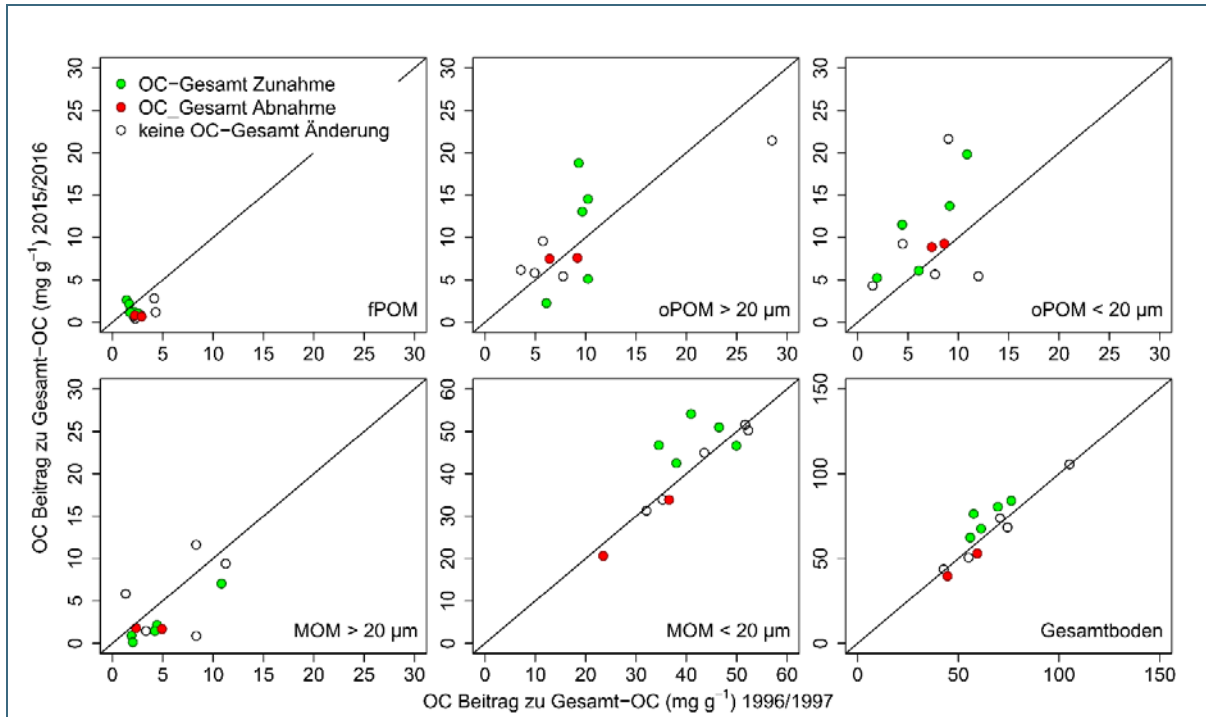


Abb. 23: Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und Änderung des Gesamt-OC-Gehaltes in Grünlandoberböden (bis 10 cm Bodentiefe). In grün Standorte mit Gesamt-OC Zunahme, in rot Standorte mit Gesamt-OC Abnahme.

In den Grünlandoberböden mit einer leichten Abnahme des Gesamt-OC-Gehalts zwischen 1996/1997 und 2015/2016 ist der Anteil der fPOM in den Jahren 2015/2016 ebenfalls geringer. Dies trifft allerdings auch auf einige Böden mit zunehmenden OC-Gehalten zu. Beide oPOM Fraktionen und die MOM $> 20 \mu\text{m}$ zeigten unterschiedliche Anteile zu den beiden Probenahmezeitpunkten, allerdings ohne eindeutige Zusammenhänge mit den Änderungen im Gesamt-OC. Die meisten Böden, bei denen der Gesamt-OC-Gehalt seit 1996/1997 zugenommen hat, zeigten eine Zunahme in der MOM $< 20 \mu\text{m}$, allerdings ist dieser Zusammenhang nicht signifikant (Abb. 28).

3.3.2 Oberböden unter Acker

Im Acker trägt die oPOM < 20µm mit bis zu 6,5 mg g⁻¹ relativ viel zum OC des Gesamtoberbodens bei, wobei auch hier der größte Anteil auf die MOM < 20 µm fällt (Abb. 24).

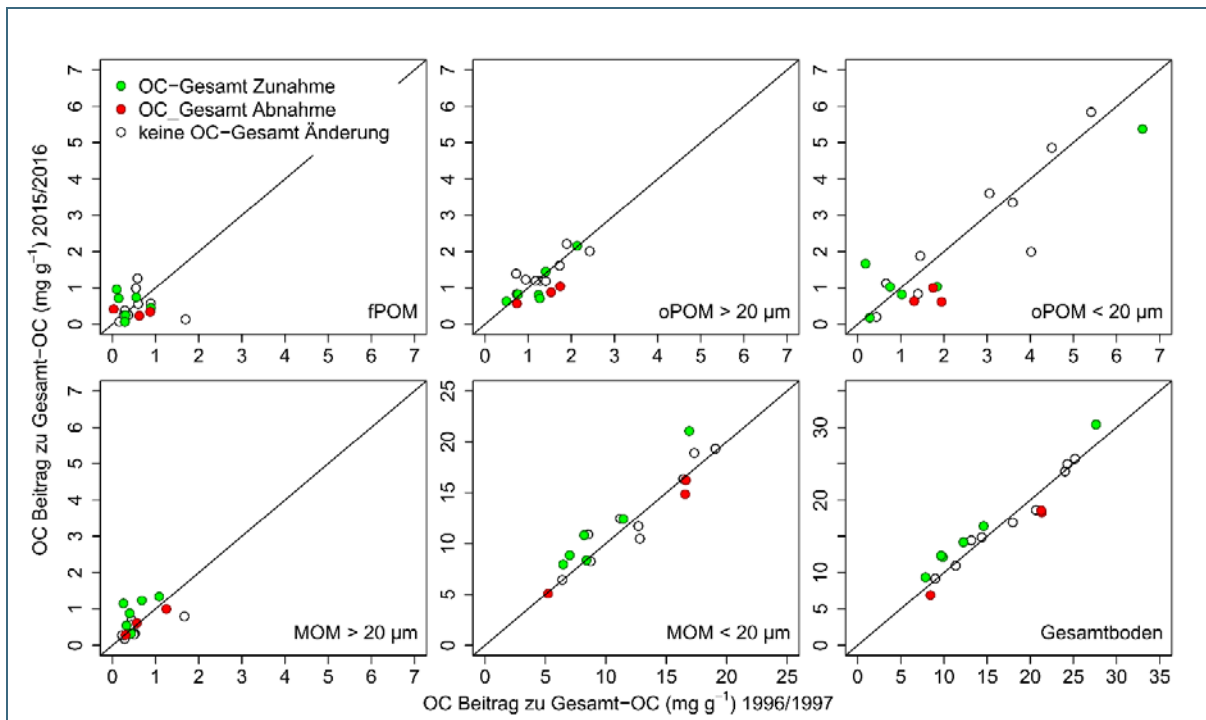


Abb. 24: Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtoberboden (bis 15 cm Bodentiefe) auf den Ackerstandorten. In grün Standorte mit Gesamt-OC Zunahme, in rot Standorte mit Gesamt-OC Abnahme.

Zwischen 1996/1997 und 2015/2016 zeigten ungefähr die Hälfte der fraktionierten Ackeroberböden eine leichte OC-Zunahme und die andere Hälfte eine leichte OC-Abnahme. Die Änderungen der mineralischen Fraktionen < 20 µm korrelieren signifikant mit den OC-Änderungen im Gesamtboden ($r^2 = 0,58$). Die Änderungen der anderen Fraktionen hingegen zeigen nur sehr geringe Korrelationen mit den OC-Änderungen im Gesamtoberboden (Abb. 24 und Abb. 28).

3.3.3 Böden unter Wald

Auf den meisten Waldstandorten erbringen die drei POM-Fractionen zusammen mit bis zu 14 mg g^{-1} den größten Beitrag zum OC-Gehalt des Bodens (Mineralboden bis 20 cm).

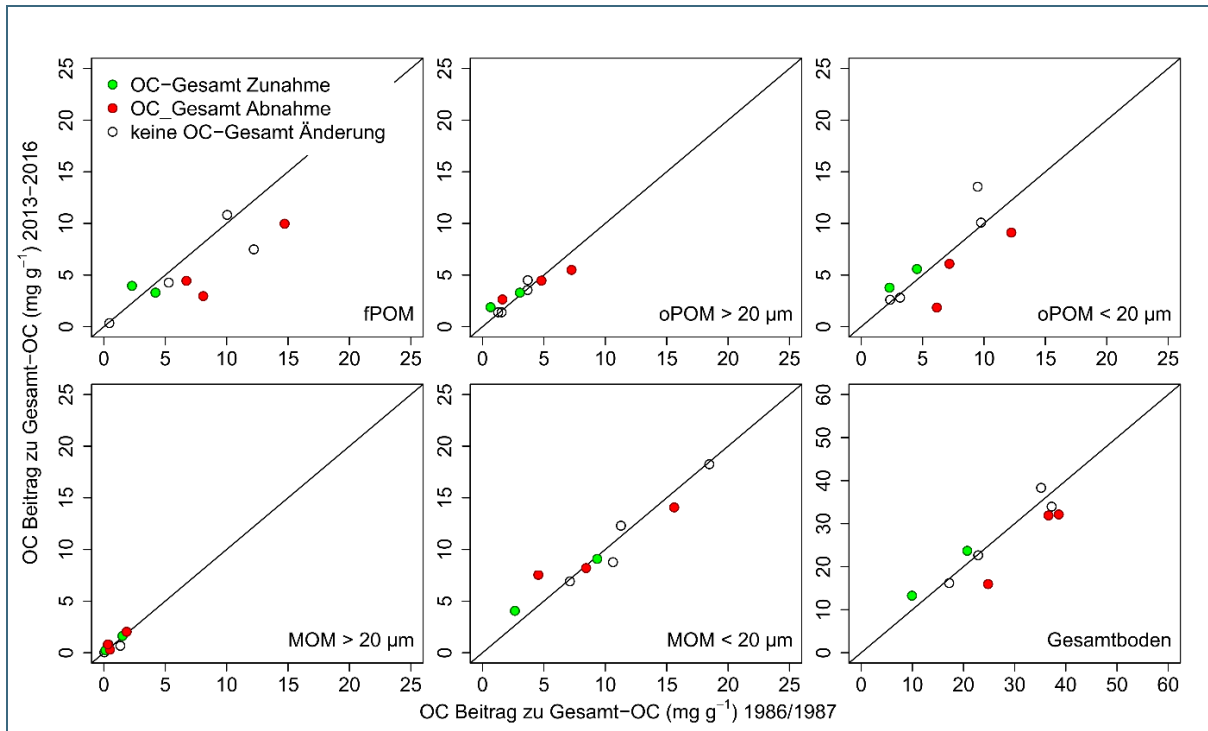


Abb. 25: Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1986/1987 und 2013-2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtboden (Mineralboden bis 20 cm) auf den Waldstandorten. In grün Standorte mit Gesamt-OC Zunahme, in rot Standorte mit Gesamt-OC Abnahme.

Im Wald korrelieren die OC-Änderungen des Gesamtbodens mit Änderungen in der fPOM und der oPOM $< 20 \mu\text{m}$ ($r^2 = 0,77$ und $0,70$), jedoch nicht mit denen der anderen Fraktionen (Abb. 25 und Abb. 28).

3.3.4 Böden der Sonderstandorte

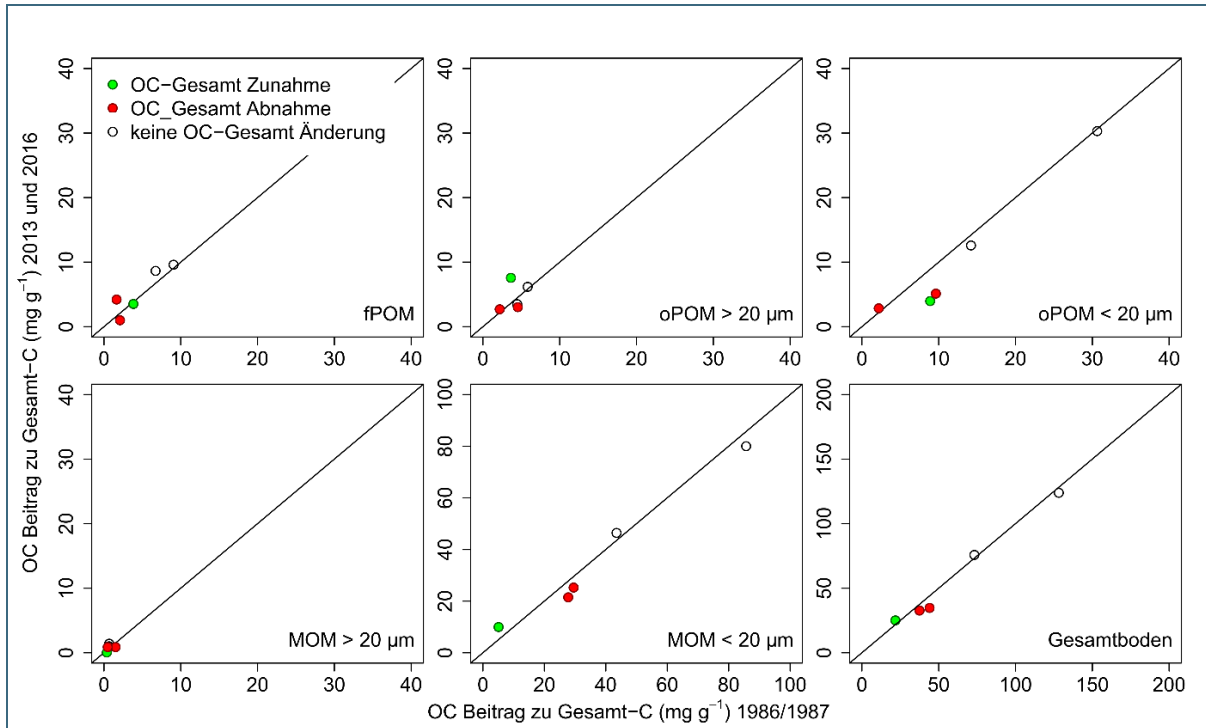


Abb. 26: Anteile der einzelnen Fraktionen zwischen 1986/1987 sowie 2013 und 2016 und Änderung des OC-Gehaltes im Gesamtboden (bis 30 cm Bodentiefe) auf den Sonderstandorten. In grün Standorte mit Gesamt-OC Zunahme, in rot Standorte mit Gesamt-OC Abnahme.

Die OC-Anteile der Mineralfraktionen (MOM) zwischen 1986/1987 und 2013 der Sonderstandorte ändern sich kaum und spiegeln damit die insgesamt konstanten OC-Vorräte dieser Standorte wider (Abb. 26). Die Unterschiede im Gesamtboden korrelieren mit den Unterschieden in der Mineralfraktion ($r^2 = 0,91$, Abb. 27). Die fPOM und auch die oPOM < 20 µm zeigen etwas größere Unterschiede zwischen 1986/1987 und 2013 (Abb. 27). Im Vergleich zu den Grünland-, Acker- und Waldböden sind jedoch sowohl die Änderungen des Gesamtbodens als auch die Änderungen der Beiträge der einzelnen Fraktion zu Gesamt-OC-Gehalten sehr gering.

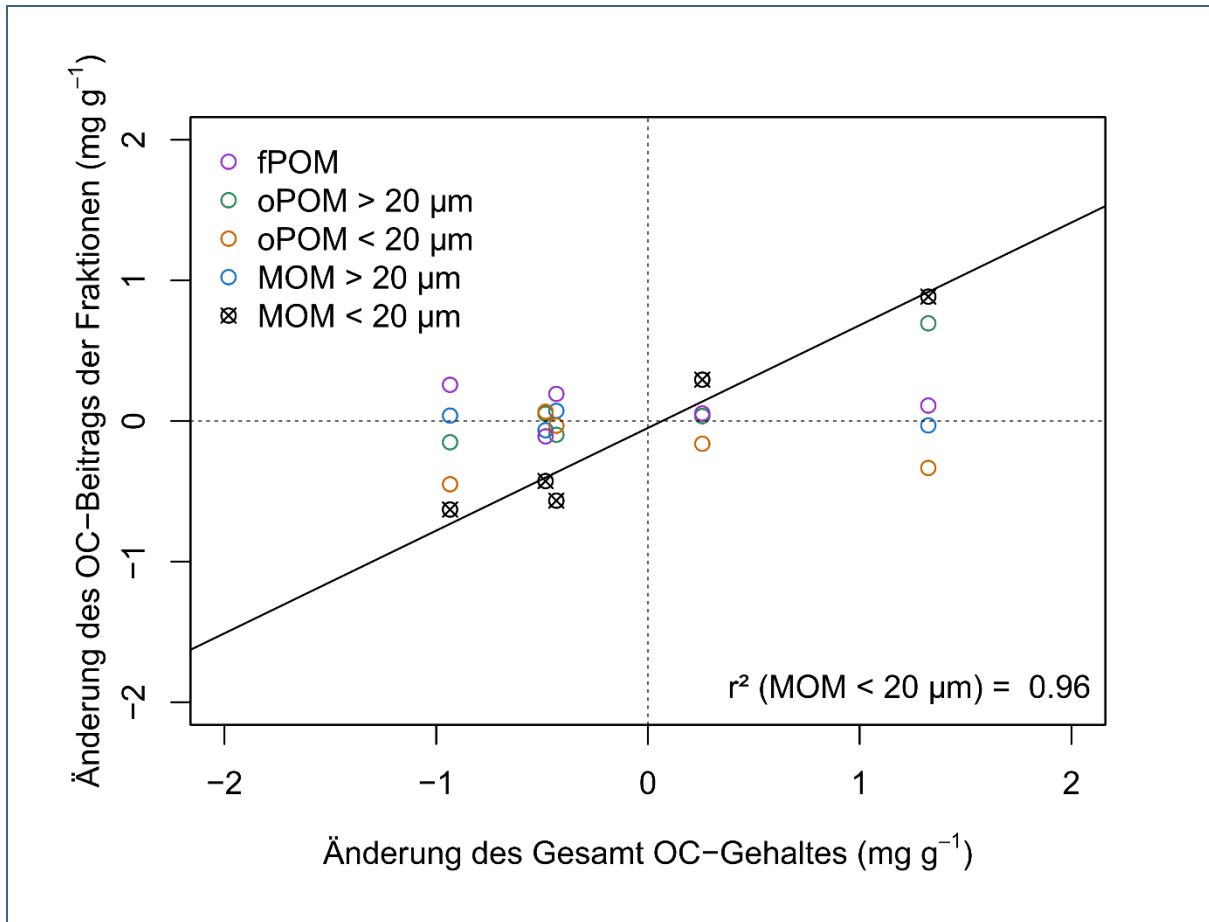


Abb. 27: Zusammenhang zwischen den Änderungen im Gesamt OC-Gehalt zwischen 1986/1987 und 2013 und den Änderungen der einzelnen Fraktionen der LfU-Sonderstandorte

3.3.5 Vergleich der Humusqualität

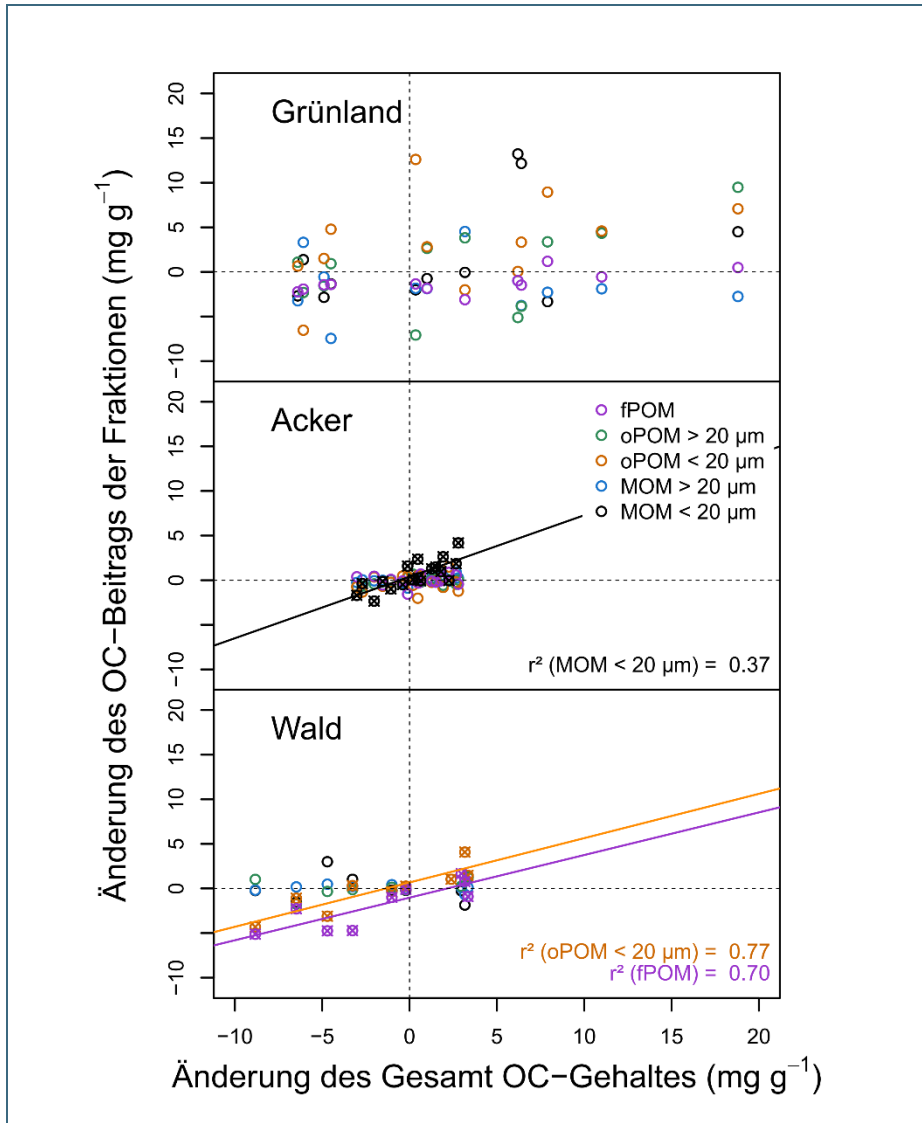


Abb. 28:
Zusammenhang zwischen den Änderungen im Gesamt-OC-Gehalt zwischen 1996/1997 und 2015/2016 und den Änderungen der einzelnen Fraktionen in Grünlandober-, Ackerober- und Waldböden

In Grünlandoberböden tragen die POM-Fractionen mit ca. 30 % zum Gesamt-OC bei, in Ackeroberböden zu ca. 25 %, was sich mit den Ergebnissen einer Studie von Wiesmeier et al. (2014b) deckt. In Waldböden der BDF hingegen tragen die POM-Fractionen mit im Mittel 61 % wesentlich mehr zu Gesamt-OC bei (Abb. 29). Bei unveränderten Gesamt-OC-Gehalten der untersuchten Böden ergaben sich generell unabhängig von der Landnutzung keine OC-Änderungen in den Fraktionen (Abb. 29 a-c). Bei Zunahmen der Gesamt-OC-Gehalte in Grünlandoberböden zeigten sowohl die MOM < 20 µm, als auch die oPOM < 20 µm Zunahmen, die Zusammenhänge sind jedoch nicht signifikant (Abb. 29 d-f). Bei Ackerstandorten jedoch lassen sich sowohl Gesamt-OC-Zunahmen als auch -Abnahmen mit Änderungen in der MOM < 20 µm erklären. Bisher wurde angenommen, dass die MOM < 20 µm (von Lützw et al., 2007), als mineralassoziierte Fraktion über einen längeren Zeitraum stabil ist. Daher wurde bislang davon ausgegangen, dass POM-Fractionen im Wesentlichen die kurzfristigen Gesamt-OC-Änderungen ausmachen (Leifeld und Kögel-Knabner, 2005). Die Untersuchung der Humusqualität für die bayerischen Acker-BDF zeigt jedoch, dass die MOM < 20 µm schon ab einem Zeitraum von 20 Jahren auf veränderte Bedingungen (Klimawandel, Management) reagiert. Ackerböden erhalten OC-Einträge durch organische Düngung oder durch ober- und unterirdische Pflanzenreste, die sich je nach angebaute Kultur und Management stark unterscheiden. Die Anteile der POM-Fractionen und vor allem der fPOM werden wahrscheinlich durch OC-Einträge aus wenigen Jahren vor der Probenahme bestimmt, sodass diese unabhängig von langfristigen Gesamt-OC-Änderungen sind.

Im Wald hingegen korrelieren Änderungen der OC-Gehalte mit Änderungen in der fPOM und oPOM < 20 µm, was sowohl für Böden mit Gesamt-OC-Zunahme als auch Abnahme gilt (Abb. 29). Im Wald gibt es eine beständig hohe Nachlieferung an fPOM, sowohl aus der Streuauflage, als auch durch Wurzeleintrag. Die MOM < 20 µm scheint bisher unbeeinflusst von den erhöhten OC-Vorräten der Auflage. Spielvogel et al. (2006) zeigten, dass sich Waldflächen auch 25 Jahre nach einer Störung (in diesem Fall Waldsterben aufgrund von Borkenkäferbefall) nicht in den OC-Vorräten des Mineralbodens unterscheiden, obwohl die organische Auflage der gestörten Flächen signifikant geringmächtiger war. Aufgrund der hohen OC-Vorräte der organischen Auflage bzw. des hohen Anteils von POM im Mineralboden, besteht eine kontinuierliche Nachlieferung organischer Substanz, auch wenn es zu Abnahmen der POM-Fractionen kommt, wie in Abb. 29 dargestellt.

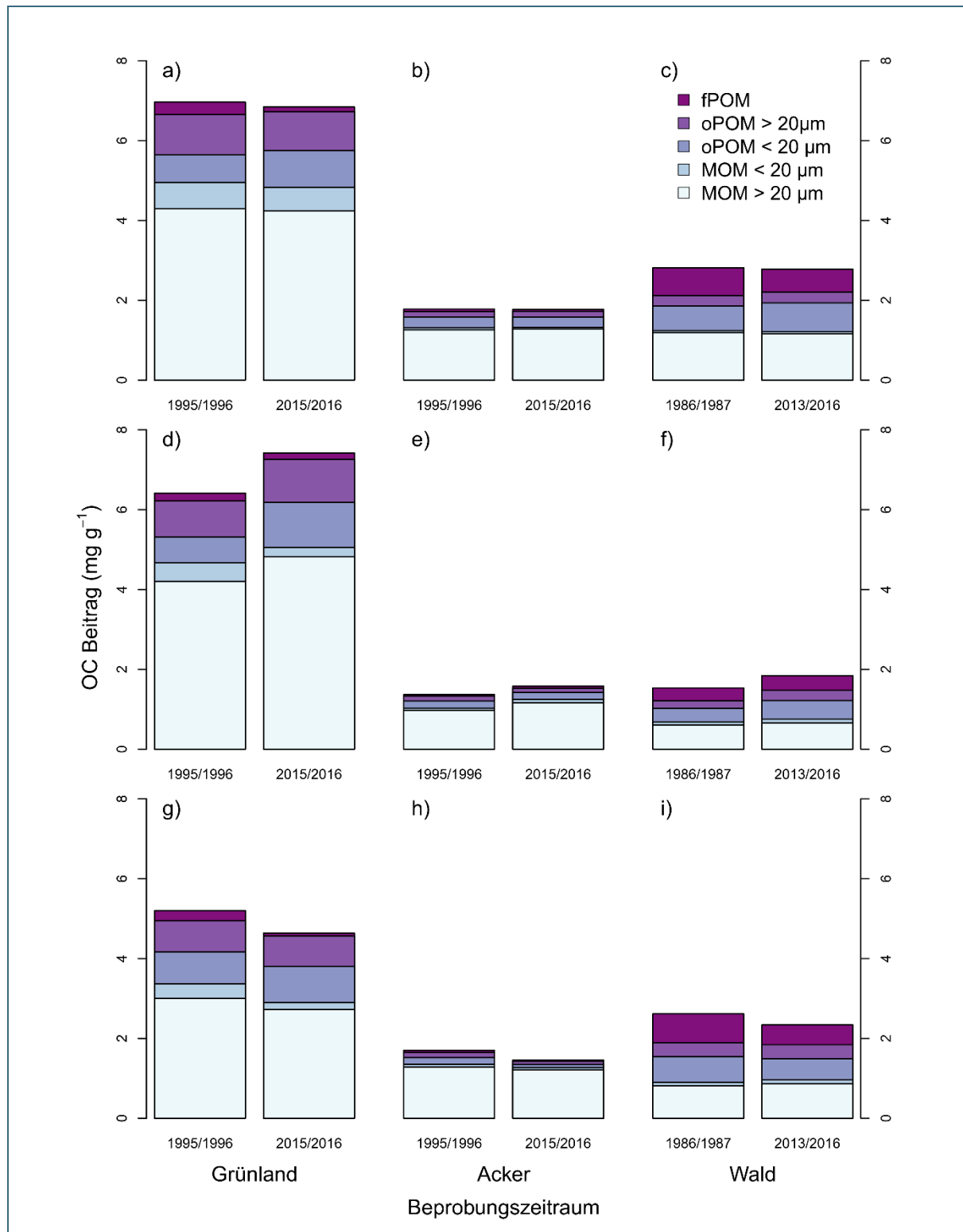


Abb. 29: OC-Gehalte der einzelnen Fraktionen bezogen auf Gesamt-OC im Oberboden (0-10 cm für Grünland, 0-15 cm für Acker und ca. 0-20 cm für Wald), jeweils für zwei verschiedene Probenahmekampagnen in den einzelnen Landnutzungen. a), b), und c) Böden ohne Gesamt-OC-Änderung; d), e), und f) Böden mit Zunahme der OC-Gehalte; g), h), und i) Böden mit Abnahme der OC-Gehalte

3.4 Aussagekraft verschiedener OC-Fractionen und Bewertung der verwendeten Fraktionierungsmethode

Die angewandte Fraktionierungsmethode wurde ausgewählt, um OC-Fractionen zu separieren, die sich hinsichtlich ihrer Umsatzzeit und Sensitivität gegenüber Störungen (Klimawandel, Management) unterscheiden. Dabei sollten allerdings nicht zu viele Fraktionen aufgetrennt werden, sodass die Praktikabilität für eine Standardanwendung in der Bodendauerbeobachtung gegeben ist. Im Verlauf des Projektes ergab sich die Gelegenheit, bei einer Vergleichsstudie zu verschiedenen Fraktionierungsmethoden mitzuarbeiten (Poeplau et al., 2018). Dafür wurden drei Ackerstandorte, die alle einen Nutzungswechsel von C₃- zu C₄-Vegetation aufweisen, ausgewählt und von verschiedenen nationalen und internationalen Arbeitsgruppen mit unterschiedlichen Fraktionierungsmethoden untersucht. Über den ¹³C-Gehalt in den einzelnen Fraktionen kann darauf geschlossen werden, wie schnell eine Fraktion umgesetzt wird (Poeplau et al., 2018). Hohe f_{C4}-Werte deuten dabei auf einen schnellen C-Umsatz in einer Fraktion, niedrige f_{C4}-Werte auf einen langsamen C-Umsatz der Fraktion hin. Dafür wurde für alle Fraktionen der Anteil an C₄-Kohlenstoff folgendermaßen berechnet (Balesdent et al., 1987; Poeplau et al., 2018):

$$f_{C4_{\text{Fraktion}}} = \frac{\delta^{13}C_{\text{Fraktion (C}_4 \text{ Boden)}} - \delta^{13}C_{\text{Fraktion (C}_3 \text{ Boden)}}}{\delta^{13}C_{\text{Fraktion (C}_4 \text{ Pflanze)}} - \delta^{13}C_{\text{Fraktion (C}_3 \text{ Boden)}}$$

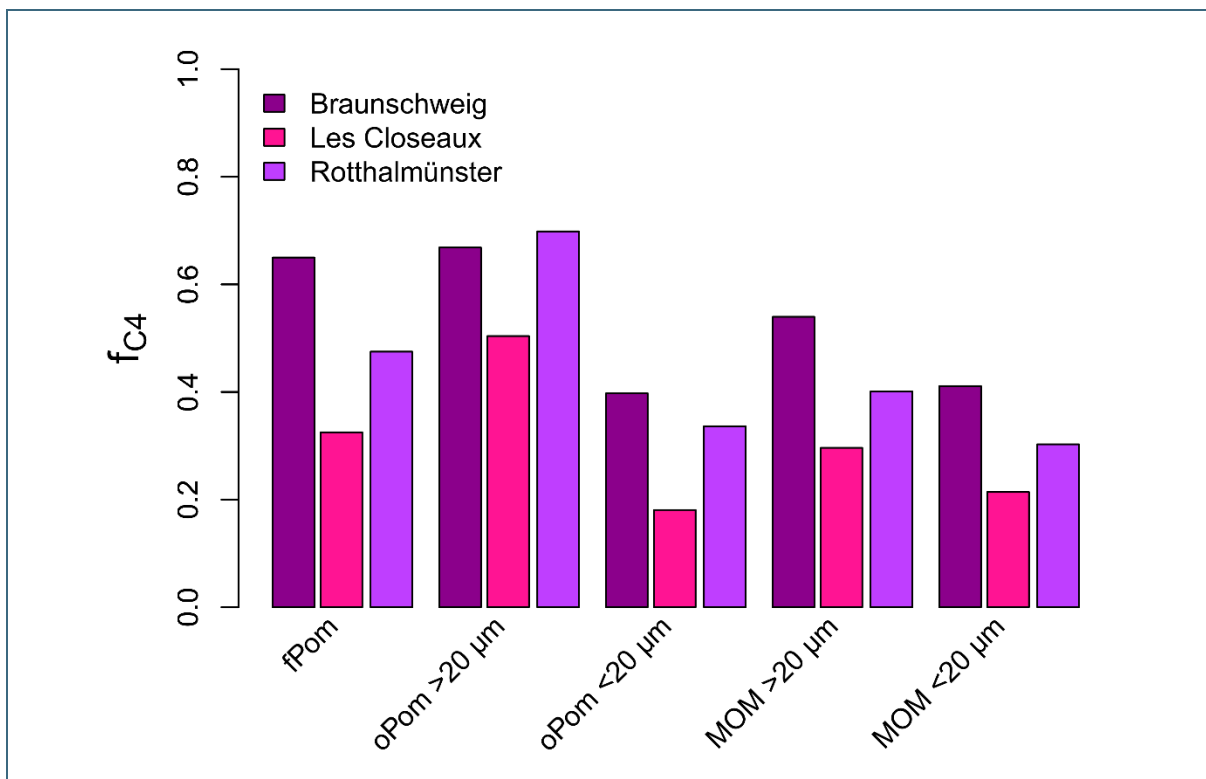


Abb. 30: f_{C4}-Werte von drei Ackerböden mit C₃ – C₄ Wechsel (Beschreibung siehe Methodenvergleich Poeplau et al., 2018). Hohe f_{C4}-Werte deuten dabei auf einen schnellen, niedrige f_{C4}-Werte auf einen langsamen C-Umsatz der Fraktion hin.

Die f_{C4} -Werte sind für alle drei Standorte (Braunschweig, Les Closeaux und Rotthalmünster; nähere Informationen siehe Poeplau et al. (2018)) in der MOM < 20 μm und der oPOM < 20 μm deutlich geringer als in den anderen Fraktionen (Abb. 30), was auf ein höheres Alter und einen langsameren C-Umsatz dieser Fraktionen hindeutet. fPOM und oPOM > 20 μm werden deutlich schneller umgesetzt. Auftretende fPOM und oPOM > 20 μm sind damit jünger. Die f_{C4} -Werte der MOM < 20 μm und der oPOM < 20 μm sind sehr ähnlich. Die Mechanismen, die zur Stabilisierung der organischen Substanz beitragen, sind jedoch unterschiedlich. OPOM < 20 μm besteht aus in Aggregaten okkludierter partikulärer organischer Substanz während die mineralassoziierte organische Substanz in der MOM an Mineraloberflächen gebunden ist.

Die Spanne zwischen dem kleinsten und dem größten f_{C4} -Wert war bei allen drei Standorten relativ hoch, was auf eine gute Auftrennung der einzelnen Fraktionen bezüglich Umsatzzeit hindeutet. Im Vergleich mit den anderen Fraktionierungsmethoden der Vergleichsstudie schnitt die Projekt-Methode trotzdem relativ schlecht ab, was vor allem am hohen Arbeitsaufwand und einer im Vergleich geringeren Reproduzierbarkeit liegt. Allerdings war der Methodenvergleich von Poeplau et al. (2018) auf eine effiziente Auftrennung von Fraktionen ausgelegt, die sich möglichst stark in ihrer Umsatzzeit voneinander unterscheiden. Ein Informationsgewinn hinsichtlich Stabilisierungsmechanismen, wie es die Isolierung von Aggregat-okkludierter (oPOM) und mineralassoziiertes organischer Substanz (MOM) ermöglicht, wurde nicht in das Bewertungsschema eingebunden.

Die in diesem Vorhaben verwendete Fraktionierungsmethode stellt über die Auftrennung in fünf Fraktionen, die sich deutlich in ihrer Menge und Qualität der organischen Substanz, der zu Grunde liegenden Stabilisierungsmechanismen und ihrer Umsatzzeit unterscheiden, einen vielversprechenden Ansatz zur Isolierung funktioneller Humusfraktionen dar, die als Indikatoren für bewirtschaftungs- oder klimabedingte OC-Veränderungen in der Bodendauerbeobachtung fungieren können. Es wurde gezeigt, dass nicht nur die in der Literatur oftmals erwähnte fPOM relativ schnell auf veränderte Umweltbedingungen reagiert (Klimawandel und N-Immissionen bei Waldböden; Leifeld und Kögel-Knabner, 2005), sondern auch die MOM < 20 μm (Klimawandel und Bewirtschaftung bei Ackerböden).

Die verwendete Fraktionierungsmethode ist damit geeignet, OC-Veränderungen schneller zu detektieren als über eine reine Beobachtung der Gesamt-OC-Gehalte/Vorräte. Allerdings sind im Vergleich zu anderen Methoden der Zeitaufwand und die Kosten (insbesondere für Verbrauchsmaterial wie Natriumpolywolframat) relativ hoch (Poeplau et al., 2018). Daher wäre die Entwicklung einer vereinfachten Fraktionierungsmethode auf Grundlage des in diesem Vorhaben verwendeten Ansatzes eine Möglichkeit, um die Untersuchung von Humusfraktionen in der Bodendauerbeobachtung als Standardverfahren zu implementieren. Ein erster Ansatz hierzu (van Wesemael et al. 2019) beruht ähnlich wie in diesem Vorhaben auf einer physikalischen Auftrennung von labilen und stabilem OC über die Partikelgröße (< 20 μm), allerdings ohne Dichtefraktionierung zur Abtrennung partikulärer organischer Substanz. Die notwendige Dispergierung von (Makro-)Aggregaten wurde über Schütteln der Probe auf einem Horizontalschüttler erreicht. Trotz erster vielversprechender Ergebnisse fehlen die Umsatzzeiten der gewonnenen Fraktionen. Zudem wurde die Fraktionierung ausschließlich anhand von Acker- und Grünlandböden entwickelt und getestet. Eine Anwendung für Waldböden könnte problematisch sein, da angesichts hoher Anteile partikulärer organischer Substanz die Gefahr einer Verlagerung von labiler fPOM < 20 μm in die MOM < 20 μm bei Verzicht auf die Dichtefraktionierung besteht. Darüber hinaus wurde die Effizienz des Schüttelschritts zur Dispergierung von (Makro-)Aggregaten nicht mit anderen Möglichkeiten wie der weit verbreiteten Ultraschallbehandlung verglichen (Poeplau et al., 2018). In einem seit 2018 laufenden Projekt am Lehrstuhl für Bodenkunde der TUM soll auf Grundlage der Arbeiten von van Wesemael et al. (2019) eine vereinfachte Fraktionierungsmethode entwickelt werden, bei der der Dispergierungsschritt systematisch untersucht wird. Die Methode soll primär für landwirtschaftlich genutzte Böden zum Einsatz kommen und im Bodendauerbeobachtungsprogramm der LfL implementiert werden.

4 Handlungsempfehlungen

4.1 Allgemeine Handlungsempfehlungen zur Bodendauerbeobachtung

4.1.1 Anpassung der DIN ISO 18512 zur Archivierung von Bodenproben hinsichtlich der Stabilität des Kohlenstoffs

Im Rahmen dieses Projektes wurde gezeigt, dass getrocknet bei Raumtemperatur und feldfrisch bei -18°C gefroren gelagerte Bodenproben (n = 34) für mindestens 21 Jahre archiviert werden können, ohne Veränderungen im OC-Gehalt aufzuweisen. Die DIN ISO 18512 enthält für OC u.a. eine maximale Haltbarkeit von gelagertem Bodenmaterial von nur drei Jahren. Wir empfehlen deshalb eine Anpassung der DIN ISO 18512 hinsichtlich der möglichen, unkritischen Dauer der Lagerung sowohl von feldfrisch gefrorenen als auch getrockneten und raumtemperierten Bodenproben für OC von drei auf mindestens 20 Jahre.

4.1.2 Erfassung von Trockenrohdichtedaten für Vorratsberechnungen

Ein großes Problem bei der Berechnung der OC-Vorräte stellten die nicht für alle Standorte und Probenahmezeitpunkte vorhandenen Trockenrohdichtedaten dar. Wir empfehlen daher eine Anpassung der Probenahme, sodass zu jeder entnommenen Probe für jeden Zeitpunkt auch die Trockenrohddichte erfasst wird. Für die Dauerbeobachtung an den Sonderflächen des LfU, sowie für die Wald-BDF wurde die Probenahme bereits entsprechend angepasst, sodass für die neu aufgenommenen Daten OC-Vorratsberechnungen möglich sind. Es ist zwar möglich, Trockenrohddichten mit verschiedenen Pedotransferfunktionen abzuleiten, allerdings ist das mit großen Unsicherheiten behaftet und ersetzt daher keine direkte Messung. Für die Acker- und Grünland-BDF der LfL sollte eine Erfassung der Trockenrohdichtedaten bei der Bodenprobenahme daher mit in die Beprobung der BDF aufgenommen werden.

4.1.3 Turnus der Wiederholungsbeprobungen zur Detektion von Humusveränderungen

Die Bodendauerbeobachtung in Bayern umfasst die meisten Flächen verglichen mit anderen Bundesländern und eine Vielzahl an Wiederholungsbeprobungen. Leider erfolgte bislang nur auf der Hälfte der 56 Wald-BDF-Standorte eine Wiederholungsbeprobung; eine dritte Probenahme einiger Standorte erfolgte im Rahmen dieses Projekts.

Auch viele der Sonder-BDF wurden bisher erst ein- oder zweimal beprobt, da der Fokus im Moment auf einer hochaufgelösten, dreijährigen Beprobung von sogenannten Schwerpunkt-BDF liegt, um die zeitliche und kleinräumliche Heterogenität verschiedener Parameter der einzelnen Standorte (Grundrauschen) zu bestimmen. Um einen möglichen Einfluss des Klimawandels auf den Humushaushalt der Böden für Bayern nachzuweisen, ist es vorteilhaft, einen nicht nur zeitlich (z. B. Schwerpunkt-BDF des LfU), sondern auch räumlich möglichst umfangreichen Datensatz auswerten zu können. OC-Änderungen beruhen eventuell auf flächenspezifischen, kurzfristigen Einflüssen. Beispielsweise scheint die Länge der Vegetationsperiode im Jahr vor der Probenahme einen Einfluss auf OC-Vorräte unter Grünland zu haben. Ein eindeutiger Nachweis solcher Effekte und eine Unterscheidung von längerfristigen Einflüssen auf die OC-Vorräte sind nur mit einem ausreichend großen Datensatz möglich. Wir empfehlen daher für Humusuntersuchungen eine Wiederholungsbeprobung aller Wald-BDF, die seit 2006 nicht mehr beprobt wurden. Außerdem empfehlen wir, alle Sonder-BDF regelmäßig zu beproben. Ein Beprobungsintervall von zehn Jahren für Waldböden und von fünf Jahren für landwirtschaftlich genutzte Böden wird dabei als sinnvoll und praktikabel erachtet.

4.1.4 Beprobung des gesamten Bodens (Ober- und Unterböden)

Die Analyse der Wald-BDF sowie zahlreicher weiterer Studien (z. B. Jobaggy et al., 2010) zeigte, dass in Unterböden bedeutende OC-Mengen gespeichert sind. Beobachtete OC-Änderungen im Oberboden lassen sich nicht pauschal auf Unterböden übertragen, deren OC-Vorräte aber ebenfalls von der

Bewirtschaftung/Landnutzung beeinflusst werden. Beispielsweise führt eine Änderung der Bodenbearbeitung oftmals zu einer Umverteilung von OC innerhalb des Bodenprofils (z. B. Powlson et al., 2014), wodurch eine zu geringmächtige Probenahme zu falschen Rückschlüssen führen könnte. Eine Probenahme des Gesamtbodens, wie es für die Wald- und Sonder-BDF durchgeführt wird, könnte daher auch für landwirtschaftlich genutzte Böden zu erheblichen Erkenntnisgewinnen führen.

4.1.5 Erfassung historischer Landnutzung

In einer Studie von Mayer et. al. (2019) wurde gezeigt, dass die historische Landnutzung den größten Anteil der räumlichen Variabilität von OC-Vorräten in landwirtschaftlich genutzten Oberböden Bayerns erklärt. In den Datenbanken der Bodendauerbeobachtung wurden leider keine Informationen zur Landnutzung vor der Einrichtung der Flächen erhoben, welche mögliche OC-Änderungen erklären könnten. Wir empfehlen daher eine Recherche hinsichtlich historischer Landnutzungen auf allen BDF und eine Verknüpfung entsprechender Informationen aus anderen Datenbanken, z. B. der Bodenschätzung.

4.1.6 Erfassung von detaillierten Managementinformationen

Für die Grünland-BDF wurde gezeigt, dass sich eine nachhaltige Bewirtschaftung von Böden, wie es z. B. im ökologischen Landbau praktiziert wird, positiv auf OC-Vorräte auswirkt. Bei den Acker-BDF spielt die Fruchtfolge eine große Rolle zur Aufrechterhaltung der OC-Gehalte. Es ist anzunehmen, dass auch andere Managementinformationen, insbesondere die Höhe der Erträge und die Menge eingesetzter Düngemittel ebenso entscheidend sind. Hierzu liegen bisher leider keine Daten vor, sodass ihr potenzieller Einfluss eventuell unterschätzt wird. Für die Sonder-BDF unter Grünlandnutzung wäre diese Information ebenfalls nützlich. Wir empfehlen daher zu prüfen, ob die Erfassung jährlicher Düngermengen und Ernteerträge für alle landwirtschaftlich genutzten BDF auch retrospektiv möglich ist.

4.2 Spezielle Handlungsempfehlungen zum Erhalt und möglichem Aufbau von Humus

4.2.1 Verbesserte Fruchtfolgen auf Ackerböden

Aus der Analyse der OC-Veränderungen von Ackeroberböden wurde ersichtlich, dass die meisten BDF einen ausgeglichenen Humushaushalt aufweisen und damit nachhaltig bewirtschaftet werden. Zusätzlich trägt eine vielfältige Fruchtfolge zur Erhöhung der OC-Gehalte auf OC-armen Böden bei. Allerdings wurde auch gezeigt, dass die meisten Flächen mit einem hohen Hackfruchtanteil an der Fruchtfolge einen OC-Rückgang im beobachteten Zeitraum aufwiesen. Die bisherige Bewirtschaftung scheint trotz eines hohen Anteils an organischer Düngung nicht ausreichend, um den OC-Entzug durch die Ernte zu kompensieren. Eine Optimierung der Fruchtfolge, insbesondere durch eine Reduzierung dieses Anteils zugunsten humusmehrender Kulturen wie ein- oder mehrjähriger Futterleguminosen, Körnerleguminosen oder die Integration von Zwischenfrüchten, stellt eine vielversprechende und relativ einfach umzusetzende Maßnahme dar, um einen ausgeglichenen Humushaushalt zu erreichen.

Darüber hinaus stellen Mischkulturen und Untersaaten eine innovative Möglichkeit dar, um den OC-Eintrag zu erhöhen.

4.2.2 Organische Düngung auf Acker- und Grünlandböden

Die in dieser Studie gewonnenen Ergebnisse deuten darauf hin, dass Grünlandstandorte, die topographische Nachteile besitzen, wie z. B. eine hohe Hangneigung, mit einem nachhaltigen Management ihre OC-Vorräte aufrechterhalten können. Die Zugabe von organischen Düngern war auf Böden mit großer Hangneigung eine Grundvoraussetzung für konstante OC-Vorräte, anderenfalls zeigten diese Böden tendenzielle OC-Verluste. Auf günstigen Standorten zeigte sich durch häufige organische Düngung

sogar ein Anstieg von OC-Vorräten. Unter Berücksichtigung gesetzlicher Vorgaben und von Nährstoffbilanzen kann eine ausreichende Anwendung organischer Dünger wie Gülle, Mist, Gärreste oder Kompost zu ausgeglichenen oder positiven Humusbilanzen auf Acker- und Grünlandstandorten beitragen.

5 Die wichtigsten Ergebnisse im Überblick

- Lagerung von Bodenprobenmaterial ist sowohl luftgetrocknet bei Raumtemperatur als auch feldfrisch und bei -18°C tiefgefroren für einen Zeitraum von mindestens 20 Jahren möglich ohne Änderungen im Gesamt-OC-Gehalt ($n = 34$ Bodenproben).
- Hinsichtlich der Untersuchung von Humus und dessen Fraktionen ist die lufttrockene Lagerung von Bodenproben bei Raumtemperatur ausreichend.
- Im Zeitraum zwischen 1986 bis 2015 sind OC-Änderungen in bayerischen Ackeroberböden gering.
- Deutlichere Zu- als auch Abnahmen finden sich in Grünlandoberböden im Zeitraum von 1989 bis 2015.
- Saisonale Klimaänderungen sind wichtigster Faktor für OC-Änderungen in Acker- und Grünlandoberböden.
- Grünlandstandorte mit einer Zunahme der Wintertemperaturen und von Herbstniederschlägen sind tendenziell anfällig für OC-Verluste im Oberboden.
- Häufige organische Düngung führt zu einem OC-Erhalt bzw. zu einem OC-Anstieg in Grünlandoberböden.
- OC-Gehalte von Ackeroberböden mit geringen initialen OC-Gehalten ($< 17,3 \text{ mg g}^{-1}$) nehmen leicht zu.
- Warme, trockene Ackerstandorte sind aufgrund rückläufiger C-Einträge bei extremen Trockenzeiten anfällig für OC-Verluste im Oberboden.
- Ein hoher Hackfruchtanteil in der Fruchtfolge hat einen negativen Einfluss auf OC-Gehalte in Ackeroberböden.
- OC-Vorrat der Waldböden (insbesondere der Nadelwälder) nimmt vor allem aufgrund steigender OC-Vorräte der organischen Auflage zu.
- Zunahme der OC-Vorräte in Waldböden ist vermutlich auf erhöhte Biomasseproduktion durch N-Deposition zurückzuführen.
- Das Fraktionierungsverfahren ist zur Isolierung von partikulärer organischer Substanz (frei und in Aggregaten okkludiert, fPOM und oPOM) und mineralassoziertem OC (MOM $<$ und $>$ $20 \mu\text{m}$) praktikabel, aber sehr aufwendig.
- In Ackerböden korrelieren OC-Veränderungen der mineralassozierten organischen Substanz (MOM $<$ $20 \mu\text{m}$) mit Gesamt-OC-Veränderungen.
- In Waldböden korrelieren Veränderungen der partikulären organischen Substanz (oPOM $<$ $20 \mu\text{m}$) mit Gesamt-OC-Veränderungen.
- Partikuläre und mineralassozierte organische Substanz sind vielversprechende Frühwarnindikatoren für OC-Änderungen in Wald- bzw. Ackerböden.

Literatur

Alle Internetlinks wurden am 24.03.2020 letztmalig geprüft

- Angers, D.A., Eriksen-Hamel, N.S., 2008. Full-Inversion Tillage and Organic Carbon Distribution in Soil Profiles: A Meta-Analysis. *Soil Science Society of America Journal* 72, 1370. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0342>
- Arshad, M.A., Soon, Y.K., Ripmeester, J.A., 2011. Quality of soil organic matter and C storage as influenced by cropping systems in northwestern Alberta, Canada. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 89, 71–79. <https://doi.org/10.1007/s10705-010-9377-1>
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., Chenu, C., 1987. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence 9.
- Batjes, N.H., 2016. Harmonized soil property values for broad-scale modelling (WISE30sec) with estimates of global soil carbon stocks. *Geoderma* 269, 61–68. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.01.034>
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU), 2010. Critical Loads stickstoffempfindlicher Lebensraumtypen in Bayern.
- Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft, 2007. 20 Jahre Boden-Dauerbeobachtung in Bayern Teil 1: Konzept, Bewirtschaftung, Standort. Schriftenreihe der LfL.
- Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF), 2012. Die Bundeswaldinventur 2012 für Bayern
- Bellamy, P.H., Loveland, P.J., Bradley, R.I., Lark, R.M., Kirk, G.J.D., 2005. Carbon losses from all soils across England and Wales 1978–2003. *Nature* 437, 245.
- Berndt, G.F., 1988. Effect of drying and storage conditions upon extractable soil manganese. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 45, 119–130. <https://doi.org/10.1002/jsfa.2740450204>
- Bispo, A., Andersen, L., Angers, D.A., Bernoux, M., Brossard, M., Cécillon, L., Comans, R.N.J., Harmen, J., Jonassen, K., Lamé, F., Lhuillery, C., Maly, S., Martin, E., Mcelnea, A.E., Sakai, H., Watabe, Y., Eglin, T.K., 2017. Accounting for Carbon Stocks in Soils and Measuring GHGs Emission Fluxes from Soils: Do We Have the Necessary Standards? *Frontiers in Environmental Science* 5, 41. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2017.00041>
- Blake, L., Goulding, K.W.T., Mott, C.J.B., Poulton, P.R., 2000. Temporal changes in chemical properties of air-dried stored soils and their interpretation for long-term experiments. *European Journal of Soil Science* 51, 345–353. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2000.00307.x>
- Boone, R.D., Grigal, D.F., Sollins, P., Ahrens, R.J., Armstrong, D.E., 1999. *Standard Soil Methods for Long-Term Ecological Research*. Oxford University Press, New York, pp. 3–28.
- Budge, K., Leifeld, J., Hiltbrunner, E., Fuhrer, J., 2011. Alpine grassland soils contain large proportion of labile carbon but indicate long turnover times. *Biogeosciences* 8, 1911–1923. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1911-2011>
- Cerli, C., Celi, L., Kalbitz, K., Guggenberger, G., Kaiser, K., 2012. Separation of light and heavy organic matter fractions in soil — Testing for proper density cut-off and dispersion level. *Geoderma* 170, 403–416. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.10.009>
- Christensen B., T., 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science* 52, 345–353.
- Conant, R.T., Ryan, M.G., Ågren, G.I., Birge, H.E., Davidson, E.A., Eliasson, P.E., Evans, S.E., Frey, S.D., Giardina, C.P., Hopkins, F.M., Hyvönen, R., Kirschbaum, M.U.F., Lavalley, J.M., Leifeld, J., Parton, W.J., Megan Steinweg, J., Wallenstein, M.D., Martin Wetterstedt, J.Å., Bradford, M.A., 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology* 17, 3392–3404. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x>
- Crow, S.E., Swanston, C.W., Lajtha, K., Brooks, J.R., Keirstead, H., 2007. Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context. *Biogeochemistry* 85, 69–90. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9100-8>
- Dagesse, D.F., 2013. Freezing cycle effects on water stability of soil aggregates. *Canadian Journal of Soil Science* 93, 473–483.
- Danneberg, J., Ebert, C., Komischke, H., Korck, J., Morscheid, H., Weber, J., 2012. Der Klimawandel in Bayern, Auswertung regionaler Klimaprojektionen, Klimabericht Bayern. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

- de Vries, W., Solberg, S., Dobbertin, M., Sterba, H., Laubhann, D., van Oijen, M., Evans, C., Gundersen, P., Kros, J., Wamelink, G.W.W., Reinds, G.J., Sutton, M.A., 2009. The impact of nitrogen deposition on carbon sequestration by European forests and heathlands. *Forest Ecology and Management* 258, 1814–1823. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.02.034>
- Doetterl, S., Berhe, A.A., Nadeu, E., Wang, Z., Sommer, M., Fiener, P., 2016. Erosion, deposition and soil carbon: A review of process-level controls, experimental tools and models to address C cycling in dynamic landscapes. *Earth-Science Reviews* 154, 102–122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.12.005>
- DWD Climate Data Center (CDC), 2017a. Grids of monthly averaged daily air temperature (2m) over Germany, version v1.0.
- DWD Climate Data Center (CDC), 2017b. Grids of monthly total precipitation over Germany, version v1.0.
- DWD Climate Data Center (CDC), 2017c. Monthly grids of soil moisture under grass and sandy loam, version 0.x.
- DWD Climate Data Center (CDC), 2017d. Annual grids of the begin of the vegetation period in Germany, version 0.x.
- DWD Climate Data Center (CDC), 2017e. Annual grids of the end of the vegetation period in Germany, version 0.x.
- Ellert, B.H., Bettany, J.R., 1995. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. *Canadian Journal of Soil Science* 75, 529–538. <https://doi.org/10.4141/cjss95-075>
- Falkengren-Grerup, U., 1995. Effects of Long-Term Storage on Some Chemical Properties of Forest Soil Samples. *Ecological Bulletins* 44, 129–132.
- Garcia-Pausas, J., Casals, P., Camarero, L., Huguet, C., Sebastià, M.-T., Thompson, R., Romanyà, J., 2007. Soil organic carbon storage in mountain grasslands of the Pyrenees: effects of climate and topography. *Biogeochemistry* 82, 279–289. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9071-9>
- Garnier, E., Vancaeyzeele, S., 1994. Carbon and nitrogen content of congeneric annual and perennial grass species relationships with growth. *Plant, Cell and Environment* 17, 399–407.
- Gasser, J.K.R., 1961. Effects of air-drying and air-dry storage on the mineralisable-nitrogen of soils. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 12, 778–784.
- Gasser, J.K.R., 1958. Use of Deep-Freezing in the Preservation and Preparation of Fresh Soil Samples. *Nature* 181, 1334.
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps—A review. *Science of The Total Environment* 493, 1138–1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>
- Goidts, E., van Wesemael, B., 2007. Regional assessment of soil organic carbon changes under agriculture in Southern Belgium (1955–2005). *Geoderma* 141, 341–354. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.06.013>
- Golyandina, N., Korobeynikov, A., 2014. Basic Singular Spectrum Analysis and forecasting with R. *Computational Statistics & Data Analysis* 71, 934–954. <https://doi.org/10.1016/j.csda.2013.04.009>
- Gubler, A., Wächter, D., Schwab, P., Müller, M., Keller, A., 2019. Twenty-five years of observations of soil organic carbon in Swiss croplands showing stability overall but with some divergent trends. *Environmental Monitoring and Assessment* 191, 277. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7435-y>
- Harden, J.W., Sharpe, J.M., Parton, W.J., Ojima, D.S., Fries, T.L., Huntington, T.G., Dabney, S.M., 1999. Dynamic replacement and loss of soil carbon on eroding cropland. *Global Biogeochemical Cycles* 13, 885–901. <https://doi.org/10.1029/1999GB900061>
- Helfrich, M., Flessa, H., Mikutta, R., Dreves, A., Ludwig, B., 2007. Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools. *European Journal of Soil Science* 58, 1316–1329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00926.x>
- Hijmans, R., J., 2016. Raster: Geographic data analysis and modeling, R package version 2.5-8.
- Hofbauer, H., Adler, J., Schubert, A., Tollkühn, T., 2001. Bayerische Waldklimastationen - bodenphysikalische Untersuchungen- Ergebnisse der bodenphysikalischen Basiserhebungen an den zweiundzwanzig Bayerischen Waldklimastationen. Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising.
- Hothorn, T., Bühlmann, P., Dudoit, S., Molinaro, A., Van Der Laan, M.J., 2006a. Survival ensembles. *Biostatistics* 7, 355–373. <https://doi.org/10.1093/biostatistics/kxj011>

- Hothorn, T., Hornik, K., Zeileis, A., 2006b. Unbiased Recursive Partitioning: A Conditional Inference Framework. *Journal of Computational and Graphical Statistics* 15, 651-674.
- Hurtado-Uria, C., Hennessy, D., Shalloo, L., O'Connor, D., Delaby, L., 2013. Relationships between meteorological data and grass growth over time in the south of Ireland. *Irish Geography* 46, 175–201. <https://doi.org/10.1080/00750778.2013.865364>
- Jacobs, A., Flessa, H., Don, A., 2018. Landwirtschaftlich genutzte Böden in Deutschland - Ergebnisse der Bodenzustandserhebung. Johann Heinrich von Thünen-Institut, Germany.
- Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications* 10, 423–436. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOS0\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOS0]2.0.CO;2)
- Kaiser, K., Kaupenjohann, M., Zech, W., 2001. Sorption of dissolved organic carbon in soils : effects of soil sample storage, soil-to-solution ratio and temperature. *Geoderma* 99, 17–328.
- Karssies, L., Jacquier, D., Wilson, P., Ringrose-Voase, A., 2011. CSIRO National Soil Archive Manual. CSIRO Land and Water, Black Mountain, Canberra.
- Kirschbaum, M.U.F., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 753–760. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)00242-S](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00242-S)
- Koch, O., Tschirko, D., Kandeler, E., 2007. Temperature sensitivity of microbial respiration, nitrogen mineralization, and potential soil enzyme activities in organic alpine soils. *Global Biogeochemical Cycles* 21, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GB002983>
- Kolbe, H., Zimmer, J., 2015. Leitfaden zur Humusversorgung Informationen für Praxis, Beratung und Schulung. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Korobeynikov, A., 2010. Computation- and space-efficient implementation of SSA. *Statistics and Its Interface* 3, 357–368. <http://dx.doi.org/10.4310/SII.2010.v3.n3.a9>
- Kumar, S., Udawatta, R.P., Anderson, S.H., 2010. Root length density and carbon content of agroforestry and grass buffers under grazed pasture systems in a Hapludalf. *Agroforestry Systems* 80, 85–96. <https://doi.org/10.1007/s10457-010-9312-0>
- Lattanzi, G.D., Stinchcomb, G.E., 2015. Isotopic analysis of museum-archived soil samples from archaeological sites: A case-study using the Abbott Farm National Historic Landmark, USA. *Journal of Archaeological Science: Reports* 4, 86–94. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2015.08.044>
- Lee, Y.B., Lorenz, N., Dick, L.K., Dick, R.P., 2007. Cold Storage and Pretreatment Incubation Effects on Soil Microbial Properties. *Soil Science Society of America Journal* 71, 1299–1305.
- Lehrsch, G.A., Sojka, R.E., Carter, D.L., Jolley, P.M., 1991. Freezing Effects on Aggregate Stability Affected by Texture, Mineralogy and Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1401–1406. <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500050033x>
- Leifeld, J., Bassin, S., Fuhrer, J., 2005. Carbon stocks in Swiss agricultural soils predicted by land-use, soil characteristics and altitude. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 105, 255–266. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.03.006>
- Leifeld, J., Kögel-Knabner, I., 2005. Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? *Geoderma* 124, 143–155. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.04.009>
- Leifeld, J., Zimmermann, M., Fuhrer, J., Conen, F., 2009. Storage and turnover of carbon in grassland soils along an elevation gradient in the Swiss Alps. *Global Change Biology* 15, 668–679. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01782.x>
- Lettens, S., van Orshoven, J., van Wesemael, B., Muys, B., Perrin, D., 2005. Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990. *Global Change Biology* 11, 2128–2140. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001074.x>
- Lilly, A., Bell, J.S., Hudson, G., Nolan, A.J., Towers, W., 2010. National Soil Inventory of Scotland 1 (NSIS 1): site location, sampling and profile protocols. (1978 - 1988). Technical Bulletin, Macaulay Insititute.
- Liu, B.Y., Nearing, M.A., Risse, L.M., 1994. Slope Gradient Effects on Soil Loss for Steep Slopes. *Transactions of the ASAE* 37, 1835–1840. <https://doi.org/10.13031/2013.28273>
- Lundell, Y., 1987. Nutrient variation in forest soil samples due to time of sampling and method of storage. *Plant and Soil* 98, 363–375.
- Ma, Z., Liu, H., Mi, Z., Zhang, Z., Wang, Y., Xu, W., Jiang, L., He, J.-S., 2017. Climate warming reduces the temporal stability of plant community biomass production. *Nature Communications* 8, 15378. <https://doi.org/10.1038/ncomms15378>
- Maillard, É., Angers, D.A., 2014. Animal manure application and soil organic carbon stocks: a meta-analysis. *Global Change Biology* 20, 666–679. <https://doi.org/10.1111/gcb.12438>

- Makarov, M.I., Kuznetsova, E.Yu., Malysheva, T.I., Maslov, M.N., Menyailo, O.V., 2017. Effect of the storage conditions of soil samples on carbon and nitrogen extractability. *Eurasian Soil Science* 50, 549–558.
- Makarov, M.I., Mulyukova, O.S., Malysheva, T.I., Menyailo, O.V., 2013. Influence of drying of the samples on the transformation of nitrogen and carbon compounds in mountain-meadow alpine soils. *Eurasian Soil Science* 46, 778–787.
- Marx, D.M., 2016. Erarbeitung fachlicher, rechtlicher und organisatorischer Grundlagen zur Anpassung an den Klimawandel aus Sicht des Bodenschutzes Teil 3: Bestimmung der Veränderungen des Humusgehalts und deren Ursachen auf Ackerböden Deutschlands 88.
- Mayer, S., Kühnel, A., Burmeister, J., Kögel-Knabner, I., Wiesmeier, M., 2019. Controlling factors of organic carbon stocks in agricultural topsoils and subsoils of Bavaria. *Soil and Tillage Research* 192, 22–32. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.04.021>
- McElwain, L., Sweeney, J., 2007. Key Meteorological Indicators of Climate Change in Ireland, Environmental Research Centre, ERC Report.
- Miller, A.E., Schimel, J.P., Sickman, J.O., Meixner, T., Doyle, A.P., Melack, J.M., 2007. Mineralization responses at near-zero temperatures in three alpine soils. *Biogeochemistry* 84, 233–245. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9112-4>
- Parton, W.J., Scurlock, J.M.O., Ojima, D.S., Schimel, D.S., Hall, D.O., 1995. Impact of climate change on grassland production and soil carbon worldwide. *Global Change Biology* 1, 13–22. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.1995.tb00002.x>
- Poeplau, C., Don, A., Six, J., Kaiser, M., Benbi, D., Chenu, C., Cotrufo, M.F., Derrien, D., Gioacchini, P., Grand, S., Gregorich, E., Griepentrog, M., Gunina, A., Haddix, M., Kuzyakov, Y., Kühnel, A., Macdonald, L.M., Soong, J., Trigalet, S., Vermeire, M.-L., Rovira, P., Wesemael, B. van, Wiesmeier, M., Yeasmin, S., Yevdokimov, I., Nieder, R., 2018. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison. *Soil Biology and Biochemistry* 125, 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
- Poeplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J., Gensior, A., 2011. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone - carbon response functions as a model approach: Soil organic carbon and land-use change. *Global Change Biology* 17, 2415–2427. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02408.x>
- Powlson, D.S., Stirling, C.M., Jat, M.L., Gerard, B.G., Palm, C.A., Sanchez, P.A., Cassman, K.G., 2014. Limited potential of no-till agriculture for climate change mitigation. *Nature Climate Change* 4, 678.
- Prasad, A.M., Iverson, L.R., Liaw, A., 2006. Newer Classification and Regression Tree Techniques: Bagging and Random Forests for Ecological Prediction. *Ecosystems* 9, 181–199. <https://doi.org/10.1007/s10021-005-0054-1>
- Prietzl, J., 2004. Humusveränderungen nach Einbringung von Buche und Eiche in Kiefernreinbestände. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 167, 428–438. <https://doi.org/10.1002/jpln.200421363>
- Prietzl, J., Stetter, U., Klemmt, H.-J., Rehfues, K.E., 2006. Recent carbon and nitrogen accumulation and acidification in soils of two Scots pine ecosystems in Southern Germany. *Plant and Soil* 289, 153–170. <https://doi.org/10.1007/s11104-006-9120-5>
- Puissant, J., Mills, R.T.E., Robroek, B.J.M., Gavazov, K., Perrette, Y., De Danieli, S., Spiegelberger, T., Buttler, A., Brun, J.-J., Cécillon, L., 2017. Climate change effects on the stability and chemistry of soil organic carbon pools in a subalpine grassland. *Biogeochemistry* 132, 123–139. <https://doi.org/10.1007/s10533-016-0291-8>
- R Core Team, 2015. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rasmussen, P.E., Goulding, K.W.T., Brown, J.R., Grace, P.R., Janzen, H.H., Körschens, M., 1998. Long-Term Agroecosystem Experiments: Assessing Agricultural Sustainability and Global Change. *Science* 282, 893–896. <https://doi.org/10.1126/science.282.5390.893>
- Rothamsted Research (Ed.), 2006. Guide to the Classical and other Long-term Experiments, Datasets and Sample Archive. Rothamsted Research, Harpenden, Herts, AL5 2JQ, UK.
- Rubin, B.E.R., Gibbons, S.M., Kennedy, S., Hampton-Marcell, J., Owens, S., Gilbert, J.A., 2013. Investigating the Impact of Storage Conditions on Microbial Community Composition in Soil Samples. *PLOS ONE* 8, e70460.

- Saby, N.P.A., Arrouays, D., Antoni, V., Lemerrier, B., Follain, S., Walter, C., Schwartz, C., 2008. Changes in soil organic carbon in a mountainous French region, 1990–2004. *Soil Use and Management* 24, 254–262. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2008.00159.x>
- Schaap, M., Hendriks, C., Kranenburg, R., 2018. PINETI-3: Modellierung atmosphärischer Stoffeinträge von 2000 bis 2015 zur Bewertung der ökosystem-spezifischen Gefährdung von Biodiversität durch Luftschadstoffe in Deutschland 149.
- Schlesinger, W.H., Andrews, J.A., 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry* 48, 7–20.
- Schnell, A., Bauer, A., 2005. Die zweite Bundeswaldinventur 2002: Ergebnisse für Bayern. Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising.
- 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, 1675–1691. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1675-2013>
- Schubert, A., 2002. Bayerische Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen - Bodenuntersuchungen. Schriftenreihe des Wissenschaftszentrums Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt der Technischen Universität München und der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- Schubert, A., Falk, W., Stetter, U., 2015. Waldböden in Bayern Ergebnisse der BZE II. Schriftenreihe des Zentrums Wald Forst Holz Weihenstephan 213.
- Schulp, C.J.E., Verburg, P.H., 2009. Effect of land use history and site factors on spatial variation of soil organic carbon across a physiographic region. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 133, 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2009.05.005>
- Sjögersten, S., Alewell, C., Cécillon, L., Hagedorn, F., Jandl, R., Leifeld, J., Martinsen, V., Schindlbacher, A., Sebastià, M.-T., Van Mieghroet, H., 2011. Mountain Soils in a Changing Climate – Vulnerability of Carbon Stocks and Ecosystem Feedbacks, in: *Soil Carbon in Sensitive European Ecosystems*, Wiley Online Books.
- Smith, P., Powlson, D.S., Smith, J.U., Elliott, E.T. (Ted), 1997. Evaluation and Comparison of Soil Organic Matter Models. *Geoderma* 81, 1–225.
- Solberg, S., Dobbertin, M., Reinds, G.J., Lange, H., Andreassen, K., Fernandez, P.G., Hildingsson, A., de Vries, W., 2009. Analyses of the impact of changes in atmospheric deposition and climate on forest growth in European monitoring plots: A stand growth approach. *Forest Ecology and Management* 258, 1735–1750. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.09.057>
- Soussana, J.F., Allard, V., Pilegaard, K., Ambus, P., Amman, C., Campbell, C., Ceschia, E., Clifton-Brown, J., Czobel, S., Domingues, R., Flechard, C., Fuhrer, J., Hensen, A., Horvath, L., Jones, M., Kasper, G., Martin, C., Nagy, Z., Neftel, A., Raschi, A., Baronti, S., Rees, R.M., Skiba, U., Stefani, P., Manca, G., Sutton, M., Tuba, Z., Valentini, R., 2007. Full accounting of the greenhouse gas (CO₂, N₂O, CH₄) budget of nine European grassland sites. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 121, 121–134. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.12.022>
- Soussana, J.-F., Loiseau, P., Vuichard, N., Ceschia, E., Balesdent, J., Chevallier, T., Arrouays, D., 2004. Carbon cycling and sequestration opportunities in temperate grasslands. *Soil Use and Management* 20, 219–230. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2004.tb00362.x>
- Spielvogel, S., Prietzel, J., Kögel-Knabner, I., 2006. Soil Organic Matter Changes in a Spruce Ecosystem 25 Years after Disturbance. *Soil Science Society of America Journal* 70, 2130. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0027>
- Spörlein, P., Hangen, Edzard, 2009. Bodendauerbeobachtung – Ein Archiv für die Zukunft!, Bodenschutz. Bundesverband Boden e.V.
- Stenberg, B., Johansson, M., Pell, M., Sjö Dahl-Svensson, K., Stenström, J., Torstensson, L., 1998. Microbial biomass and activities in soil as affected by frozen and cold storage. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 393–402. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00125-9](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00125-9)
- Strobl, C., Boulesteix, A.-L., Kneib, T., Augustin, T., Zeileis, A., 2008. Conditional variable importance for random forests. *BMC Bioinformatics* 9, 307. <https://doi.org/10.1186/1471-2105-9-307>
- Strobl, C., Boulesteix, A.-L., Zeileis, A., Hothorn, T., 2007. Bias in random forest variable importance measures: illustrations, sources and a solution. *BMC bioinformatics* 8, 25–25. <https://doi.org/10.1186/1471-2105-8-25>
- Sun, S.-Q., Cai, H.-Y., Chang, S.X., Bhatti, J.S., 2015. Sample storage-induced changes in the quantity and quality of soil labile organic carbon. *Scientific Reports* 5, 17496.
- Taghizadeh-Toosi, A., Olesen, J.E., Kristensen, K., Elsgaard, L., Østergaard, H.S., Lægdsmand, M., Greve, M.H., Christensen, B.T., 2014. Changes in carbon stocks of Danish agricultural mineral

- soils between 1986 and 2009. *European Journal of Soil Science* 65, 730–740.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12169>
- Tavant, Y., Tavant, H., Bruckert, S., 1994. Variation du carbone organique en fonction des propriétés des sols et de l'altitude dans le Jura (France). *Geoderma* 61, 133–141.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(94\)90015-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)90015-9)
- Thünen-Institut, Dritte Bundeswaldinventur - Ergebnisdatenbank, <https://bwi.info>, Aufruf am: [08.09.2019]
- van Wesemael, B., Chartin, C., Wiesmeier, M., von Lützwow, M., Hobley, E., Carnol, M., Krüger, I., Champion, M., Roisin, C., Hennart, S., Kögel-Knabner, I., 2019. An indicator for organic matter dynamics in temperate agricultural soils. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 274, 62–75.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2019.01.005>
- von Lützwow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., Marschner, B., 2007. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry* 39, 2183–2207.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
- Wendt, J.W., Hauser, S., 2013. An equivalent soil mass procedure for monitoring soil organic carbon in multiple soil layers. *European Journal of Soil Science* 64, 58–65.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12002>
- Wiesmeier, M., 2014. Der Humuskörper bayerischer Böden im Klimawandel, Auswirkungen und Potenziale. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- Wiesmeier, M., Hübner, R., Barthold, F., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Reischl, A., Schilling, B., von Lützwow, M., Kögel-Knabner, I., 2013. Amount, distribution and driving factors of soil organic carbon and nitrogen in cropland and grassland soils of southeast Germany (Bavaria). *Agriculture, Ecosystems & Environment* 176, 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.05.012>
- Wiesmeier, M., Hübner, R., Dechow, R., Maier, H., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Reischl, A., Schilling, B., von Lützwow, M., Kögel-Knabner, I., 2014a. Estimation of past and recent carbon input by crops into agricultural soils of southeast Germany. *European Journal of Agronomy* 61, 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2014.08.001>
- Wiesmeier, M., Schad, P., von Lützwow, M., Poeplau, C., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Reischl, A., Schilling, B., Kögel-Knabner, I., 2014b. Quantification of functional soil organic carbon pools for major soil units and land uses in southeast Germany (Bavaria). *Agriculture, Ecosystems & Environment* 185, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.12.028>
- Wingler, A., Hennessy, D., 2016. Limitation of Grassland Productivity by Low Temperature and Seasonality of Growth. *Frontiers in plant science* 7, 1130–1130.
<https://doi.org/10.3389/fpls.2016.01130>
- Wittmann, O., 1991. Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern, Übersichtskarte 1:1000000. GLA-Fachberichte 5, 5–47.
- Würfl, P., Dörfler, J., Rintelen, P.-M., 1984. Die Einteilung Bayerns in Landwirtschaftliche Standorte, Landwirtschaftliche Erzeugungsgebiete und Agrargebiete, Bayerisches Landwirtschaftliches Jahrbuch 61, 377-423.
- Zehm, A., Hermle, M., Metz, C., Manusch, P., 2009. Streuwiesen nutzen – Artenvielfalt erhalten. Merkblatt von Bioland Erzeugerring Bayern, Demeter Erzeugerring Bayern, Naturland Erzeugerring für naturgemäßen Landbau & Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Anhang

Anhang A: Dauerbeobachtungsflächen der Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF) und Beprobungsjahre

Name	Anlage	1. Wiederbeprobung	2. Wiederbeprobung
Altenbuch	1988		
Altdorf 1	1989		
Arnstein	1988		
Bad Königshofen i. Grabfeld 1	1987	2004	2016
Bad Königshofen i. Grabfeld 2	1987	2004	2016
Bad Königshofen i. Grabfeld 3	1987	2004	2016
Bad Neustad a.d. Saale	1988		
Bamberg	1986	2003	2016
Berchtesgaden 1	1988		
Berchtesgaden 2	1988		
Bodenmais	1987		
Bodenwöhr	1986	2002	
Dillingen a.d. Donau	1988		
Dinkelsbühl	1987	2003	
Eltmann	1988		
Fall	1987		
Fichtelberg	1987	2003	2016
Garmisch-Patenkirchen 1	1987	2003	
Garmisch-Patenkirchen 2	1987	2003	
Garmisch-Patenkirchen 3	1987	2003	
Geisenfeld	1987	2002	2015
Goldkronach	1987	2003	
Griesbach i. Rottal	1989		
Gunzenhausen	1987	2003	
Hammelburg	1988		
Immenstadt	1988		
Kelheim 1	1987	2002	2016
Kelheim 2	1987	2002	
Kötzing	1987		
Kreuth	1987		
Marktheidenfeld	1988		
Murnau	1986	2003	
München	1986	2002	2015
Nationalpark Berchtesgaden 1	1990		
Nationalpark Berchtesgaden 2	1991		
Nationalpark Bayerischer Wald	1987		
Neustadt a.d.Aisch	1988		
Oberammergau	1987	2003	
Sauerlach	1986	2002	
Schliersee	1987		

Name	Anlage	1. Wiederbeprobung	2. Wiederbeprobung
Schongau 1	1986	2002	2016
Schongau 2	1987	2003	
Sonthofen	1988		
Starnberg	1986	2002	
Steinach a.d. Saale	1988	2005	
Uffenheim 1	1988		
Uffenheim 2	1988		
Wasserburg a. Inn	1986	2002	
Weiden	1989		
Weilheim	1989		
Weissenstadt	1987	2004	
Wolfratshausen 1	1986		
Wolfratshausen 2	1986		
Zusmarshausen	1987	2002	
Zwiesel	1987		

Anhang B: Standortbedingungen der untersuchten Waldböden (Auflage und Mineralboden bis 30 cm) zu Beginn des Untersuchungszeitraums

Nummer	Agrargebiet*	Jahr	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	C/N	Höhe (m ü. NN)	Bodentyp	Hangneigung	MAT (°C)	MAP (mm)	Bestandesalter (2016)	C-Vorrat (kg m ⁻²)	C-Vorrat Auflage (kg m ⁻²)
1	Alpen	1987	44	49	7	10	1260	Braunerde	8	4.3	1405	105	6.2	0.6
2	Alpen	1986	27	43	30	12	1180	Braunerde	7	5.3	1810	110	5.4	0.9
3	Alpen	1987	49	42	9	9	1055	Pseudogley	10	5.7	1765	104	3.2	0.5
4	Alpenvorland	1987	18	43	29	11	568	Para-braunerde	2	6.3	1395	NA	8.9	2.3
5	Alpenvorland	1986	27	45	28	10	625	Parabraunerde	1	7.4	1180	132	3.7	1.2
6	Alpenvorland	1986	23	50	27	14	810	Para-braunerde	2	6.6	1210	102	4.0	1.1
7	Alpenvorland	1987	32	42	26	10	835	Para-braunerde	3	6.9	1650	122	4.7	0.6
8	Alpenvorland	1986	23	35	43	28	670	Para-braunerde	1	7.2	1175	114	4.2	2.9
9	Alpenvorland	1987	25	71	4	10	595	Pseudogley	2	7.4	1095	69	4.8	3.2
10	Tertiär Hügelland	1987	10	31	19	7	505	Braunerde	1	7.8	865	NA	5.3	1.6
11	Tertiär Hügelland	1987	9	30	18	2	585	Braunerde	1	7.5	955	NA	7.1	1.0
12	Tertiär Hügelland	1987	5	8	87	9	425	Braunerde	6	7.8	775	78	4.2	1.7
13	Tertiär Hügelland	1986	22	66	12	9	605	Para-braunerde	0.5	7.5	1110	110	4.8	2.2
14	Tertiär Hügelland	1987	21	76	3	11	525	Pseudogley	2	7.8	880	75	5.8	2.0
15	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	20	44	28	15	605	Braunerde	1	6.3	785	NA	8.4	4.0
16	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	14	38	43	10	580	Braunerde	8	6.7	895	NA	8.8	2.9
17	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	3	9	54	5	381	Braunerde	0	7.7	705	NA	5.9	1.7
18	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	6	27	63	14	1300	Regosol	0	3.5	1490	NA	6.4	6.4
19	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	5	9	90	23	380	Podsol	1	7.7	710	110	5.1	1.7

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	C/N	Höhe (m ü. NN)	Bodentyp	Hang-neigung	MAT (°C)	MAP (mm)	Bestan-desalter (2016)	C-Vorrat (kg m ⁻²)	C-Vorrat Auflage (kg m ⁻²)
20	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	13	59	28	16	690	Podsol	2	5.9	1075	140	5.9	4.8
21	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	10	56	21	12	685	Braunerde	4	5.9	1005	116	5.8	3.1
22	Jura	1987	23	55	22	18	490	Pseudogley	2	7.5	825	126	3.0	2.4
23	Jura	1987	9	41	13	11	420	Pseudogley	0	7.5	745	NA	3.8	0.9
24	Jura	1987	8	32	20	12	470	Pseudogley	1	7.4	735	NA	5.1	1.6
25	Jura	1986	15	35	16	11	530	Pseudogley	2	7.4	790	NA	3.1	0.2
26	Jura	1987	45	48	7	12	495	Pelosol	5	7.5	645	85	5.4	1.7
27	Jura	1987	19	74	7	10	490	Para-braunerde	2	7.5	790	107	3.4	0.9
28	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1987	3	10	54	24	405	Podsol	0	7.5	680	NA	6.2	3.4
29	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	1	3	96	8	260	Podsol	1	8.3	655	92	2.6	1.9
30	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1987	35	57	8	11	445	Pseudogley	6	7.7	675	150	5.0	0.3
31	Fränkische Platten	1987	18	76	6	10	340	Para-braunerde	1	8.0	745	NA	5.4	0.1
32	Fränkische Platten	1986	4	6	70	8	123	Braunerde	1	9.5	690	NA	4.7	2.1
33	Fränkische Platten	1987	45	53	2	10	460	Pelosol	9	7.6	720	120	5.6	0.2
34	Fränkische Platten	1987	24	68	7	14	480	Pseudogley	1	7.3	765	149	5.0	0.4
35	Fränkische Platten	1987	23	72	74	48	490	Braunerde	1	7.2	775	153	4.1	4.7
36	Spessart und Rhön	1988	27	55	18	15	770	Braunerde	10	6.4	1025	148	7.1	0.6

*nach (Wiesmeier et al., 2013; Wittmann, 1991; Würfl et al., 1984)

Anhang C: Standortbedingungen der untersuchten Ackeroberböden (bis 15 cm) zu Beginn des Untersuchungszeitraums

Nummer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hangneigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
1	Alpen-Vorland und Voralpines Hügelland	1987	7.9	1061	649	6	Pseudogley	26	46	27	6.3	22.9	3.1	10.0
2	Alpen-Vorland und Voralpines Hügelland	1990	7.8	1197	706	5	Para-braunerde	25	39	36	6.5	25.3	3.6	9.1
3	Tertiär Hügelland	1988	8.5	958	516	2	Braunerde	17	68	16	6.4	16.1	2.0	9.1
4	Tertiär Hügelland	1987	8.6	923	418	1	Braunerde	19	57	24	5.9	18.9	2.7	9.8
5	Tertiär Hügelland	1986	8.3	984	503	5	Braunerde	20	74	5	6.5	17.2	1.7	8.6
6	Tertiär Hügelland	1987	8.6	1054	538	1	Ah/C Boden	32	37	30	7.0	21.4	2.9	10.1
7	Tertiär Hügelland	1986	8.4	923	512	3	Braunerde	26	41	32	7.2	17.6	2.5	9.0
8	Tertiär Hügelland	1986	8.2	959	533	0	Ah/C Boden	21	31	48	7.1	23.1	3.1	9.8
9	Tertiär Hügelland	1992	8.8	869	469	8	Para-braunerde	23	54	22	6.0	15.2	NA	9.6
10	Tertiär Hügelland	1986	8.4	961	446	6	Kolluvium	18	34	48	6.6	15.4	2.3	9.7
11	Tertiär Hügelland	1987	8.6	713	375	1	Auenboden	31	49	20	7.5	30.7	3.9	8.7
12	Tertiär Hügelland	1986	8.6	780	389	4	Braunerde	10	15	75	6.2	7.9	1.1	9.4
13	Tertiär Hügelland	1986	8.5	843	428	6	Para-braunerde	22	64	13	6.3	12.3	1.6	8.9
14	Tertiär Hügelland	1987	8.8	829	349	0	Auenboden	35	53	12	7.6	28.2	3.1	9.2
15	Tertiär Hügelland	1986	8.7	966	358	2	Braunerde	20	40	40	6.2	28.3	3.7	9.1
16	Tertiär Hügelland	1987	8.9	881	400	8	Braunerde	26	65	10	7.0	14.1	1.9	9.4
17	Tertiär Hügelland	1986	8.6	906	369	6	Pseudogley	21	72	8	7.2	11.8	1.4	9.3
18	Tertiär Hügelland	1987	8.5	901	398	13	Braunerde	24	66	10	6.5	16.5	2.0	8.8
19	Tertiär Hügelland	1986	8.4	878	461	6	Para-braunerde	24	63	13	6.6	12.9	1.6	9.0

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hang-neigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
20	Tertiär Hügelland	1986	8.8	806	428	1	Gley	40	35	25	7.3	20.6	3.0	9.5
21	Tertiär Hügelland	1986	8.4	840	472	1	Para-braunerde	13	26	61	6.2	15.3	2.2	9.4
22	Tertiär Hügelland	1987	8.3	970	518	8	Braunerde	19	40	41	6.2	12.1	1.7	9.6
23	Tertiär Hügelland	1986	8.4	903	513	2	Para-braunerde	21	67	11	6.9	11.9	1.6	9.2
24	Tertiär Hügelland	1988	8.9	711	455	1	Para-braunerde	11	14	75	6.7	15.4	2.1	9.8
25	Tertiär Hügelland	1986	8.5	816	476	4	Braunerde	15	27	59	6.0	17.7	NA	9.2
26	Tertiär Hügelland	1987	8.4	779	476	6	Braunerde	17	46	37	7.1	12.6	1.7	9.1
27	Tertiär Hügelland	1987	8.6	863	444	4	Braunerde	16	35	50	6.6	8.9	1.3	8.9
28	Tertiär Hügelland	1987	8.0	989	635	2	Braunerde	27	45	28	6.7	19.6	NA	9.4
29	Tertiär Hügelland	1986	8.1	872	492	5	Braunerde	20	53	26	6.5	10.9	1.4	9.7
30	Tertiär Hügelland	1992	8.6	845	474	7	Para-braunerde	26	50	24	6.4	15.1	NA	9.9
31	Tertiär Hügelland	2007	8.7	833	547	1	NA	21	54	25	7.5	23.4	NA	8.5
32	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	8.2	867	377	10	Braunerde	19	41	41	6.4	13.8	2.1	10.2
33	Ostbayerische Mittelgebirge	1988	8.5	1207	344	7	Braunerde	23	70	7	6.9	18.7	2.4	9.1
34	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	8.8	935	305	1	Auenboden	22	58	20	7.4	17.3	2.5	9.4
35	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	7.8	1073	490	6	Braunerde	25	43	32	6.5	21.6	3.0	10.0
36	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	6.7	940	559	14	Braunerde	18	32	50	6.3	20.0	2.9	10.1
37	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	7.1	924	551	7	Braunerde	13	27	60	5.6	21.7	3.1	11.0
38	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	7.4	861	556	3	Braunerde	18	36	46	6.5	16.5	2.1	10.9
39	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	6.8	750	637	7	Braunerde	13	48	38	6.2	20.5	2.7	10.8

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hang-neigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
40	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	7.4	885	480	4	Pseudogley	18	29	53	6.4	22.6	3.1	12.3
41	Ostbayerische Mittelgebirge	1987	8.2	837	364	11	Braunerde	43	46	11	7.3	26.3	3.4	9.1
42	Ostbayerische Mittelgebirge	1988	7.9	704	516	8	Braunerde	21	43	37	6.1	27.5	NA	10.9
43	Ostbayerische Mittelgebirge	1988	6.9	1033	659	2	Braunerde	16	35	49	5.9	26.6	NA	12.1
44	Ostbayerische Mittelgebirge	1986	7.1	724	560	3	Braunerde	15	44	41	6.6	18.0	2.4	10.0
45	Jura	1986	7.6	916	487	8	Braunerde	31	20	49	6.7	15.8	2.6	10.3
46	Jura	1986	7.9	953	523	4	Braunerde	24	66	9	6.6	18.2	2.4	10.2
47	Jura	1987	8.5	784	485	4	Pseudogley	29	57	13	6.8	18.9	2.5	10.7
48	Jura	1988	8.3	957	454	10	Braunerde	16	22	63	6.9	18.2	NA	11.8
49	Jura	1988	8.1	842	500	5	Ah/C Boden	47	45	8	7.3	25.5	NA	9.7
50	Jura	1986	7.2	1030	470	6	Para-braunerde	18	78	3	6.2	18.2	2.4	9.6
51	Jura	1988	7.7	975	535	6	Para-braunerde	27	49	24	7.2	21.9	3.2	10.3
52	Jura	1988	8.5	795	515	2	Pseudogley	24	67	9	6.6	24.1	3.0	9.4
53	Fränkische Platten	1986	8.4	778	399	4	Braunerde	29	67	4	7.0	14.9	2.3	9.5
54	Fränkische Platten	1987	9.1	586	316	1	Pelosol	62	32	7	7.1	20.9	2.8	10.5
55	Fränkische Platten	1986	8.8	723	252	9	Pseudogley	25	42	33	6.7	11.7	1.9	9.9
56	Fränkische Platten	1987	9.0	654	268	2	Kolluvium	43	45	12	7.0	17.8	2.6	9.2
57	Fränkische Platten	1986	9.5	585	206	1	Gley	12	10	78	7.4	20.9	3.0	8.8
58	Fränkische Platten	1988	8.8	643	255	12	Braunerde	33	58	9	7.5	16.4	NA	8.8
59	Fränkische Platten	1988	8.7	622	291	1	Pelosol	60	33	7	7.2	18.5	2.5	10.2

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hang-neigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
60	Fränkische Platten	1987	9.2	644	257	5	Braunerde	41	43	16	7.5	12.6	2.0	8.1
61	Fränkische Platten	1986	9.0	626	218	1	Gley	25	11	63	7.4	23.5	3.3	8.7
62	Fränkische Platten	1988	9.2	675	333	4	Braunerde	18	74	8	6.5	10.6	1.4	9.5
63	Gäugebiete	1986	8.5	773	376	2	Para-braunerde	21	69	9	6.8	12.3	1.7	9.1
64	Gäugebiete	1986	8.4	845	339	1	Para-braunerde	21	73	6	6.5	9.8	1.3	9.2
65	Gäugebiete	1987	8.9	721	356	3	Para-braunerde	13	21	66	6.9	11.5	1.3	9.7
66	Gäugebiete	1986	8.8	759	349	4	Para-braunerde	29	67	4	7.5	12.8	1.6	9.5
67	Gäugebiete	1987	9.1	710	323	2	Para-braunerde	29	69	2	6.8	12.7	1.9	9.2
68	Gäugebiete	1986	8.9	720	288	3	Para-braunerde	33	65	3	7.2	10.9	1.7	8.7
69	Gäugebiete	1988	8.9	750	443	2	Para-braunerde	31	59	11	7.3	18.5	2.2	9.6
70	Gäugebiete	1986	8.4	782	408	1	Gley	5	5	89	5.3	16.2	2.4	10.8
71	Gäugebiete	1987	8.9	800	457	8	Braunerde	33	53	14	7.3	15.5	2.2	9.1
72	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1987	8.2	692	410	6	Braunerde	8	17	75	6.3	10.5	1.4	11.2
73	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1987	8.3	791	445	5	Pelosol	45	25	31	7.3	30.0	3.8	10.9
74	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1988	8.0	718	428	5	Braunerde	9	11	79	5.7	16.4	2.4	12.4
75	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	7.9	873	467	6	Braunerde	12	37	50	6.5	12.8	1.8	9.4

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hang-neigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
76	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.4	817	285	2	Pelosol	30	47	22	7.0	20.7	2.7	9.6
77	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.4	756	293	6	Pseudogley	19	45	36	7.1	9.9	1.6	9.5
78	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1987	8.1	865	354	9	Ah/C Boden	4	10	86	5.4	18.9	2.7	11.3
79	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1988	8.6	618	435	2	Pelosol	40	35	25	7.2	20.5	3.3	9.8
80	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.2	778	454	3	Pseudogley	23	37	41	6.3	18.7	2.8	9.9
81	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.4	781	357	13	Braunerde	12	17	71	6.8	11.2	1.6	9.6
82	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.9	835	265	1	Braunerde	7	9	83	6.0	13.1	2.0	10.9
83	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	9.1	706	293	1	Pseudogley	6	7	87	5.9	10.4	1.5	11.3
84	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1986	8.3	741	436	1	Braunerde	6	13	80	5.7	11.2	1.6	11.3
85	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1988	8.9	603	301	9	Braunerde	15	44	42	5.5	8.3	1.3	9.3
86	Nordbayerisches Hügelland und Keuper	1988	8.9	625	310	7	Braunerde	10	10	80	6.1	10.1	1.7	10.8

Num-mer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Höhe (m ü. NN.)	Hang-neigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	Initialer OC-Gehalt (mg g ⁻¹)	OC Vorrat (kg m ⁻²)	C/N
87	Spessart und Rhön	1987	10.1	822	134	1	Braunerde	5	16	79	5.8	9.8	1.4	12.4
88	Spessart und Rhön	1987	8.2	1071	455	6	Ah/C Boden	19	42	39	5.9	16.7	2.4	10.2
89	Spessart und Rhön	1986	8.1	858	377	7	Braunerde	22	63	15	5.9	12.5	1.7	10.0
90	Spessart und Rhön	1986	8.2	978	422	2	Pseudogley	18	42	41	5.8	16.5	NA	10.4
91	Spessart und Rhön	1988	9.3	881	323	17	Braunerde	14	47	39	6.1	16.6	2.4	11.9
92	Spessart und Rhön	1986	8.0	784	319	9	Braunerde	19	46	34	6.8	14.0	NA	10.2

*nach (Wiesmeier et al., 2013; Wittmann, 1991; Würfl et al., 1984)

Anhang D: Standortbedingungen der untersuchten Grünlandoberböden (bis 10 cm) zu Beginn des Untersuchungszeitraums

Nummer	Agrargebiet*	Jahr	MAT (°C)	MAP (mm)	Bodenfeuchte (%)	Vegetationsperiode (Tage)	Höhe (m ü. NN)	Hangneigung (%)	Bodentyp	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	pH	OC Vorrat (kg m ⁻²)
1	Alpen	1989	6,8	1746	19	174	687	6,6	Ranker/Rendzina	28	46	26	7,1	8,6
2	Alpen	1989	7,3	1718	22	204	737	28,1	Braunerde	22	43	35	5,6	5,3
3	Alpen	1989	7,6	1586	18	203	812	12,9	Pseudogley	33	51	16	5,7	7,5
4	Alpen	1990	7,6	1660	18	181	677	5,6	Parabraunerde	36	54	10	5,9	6,8
5	Alpen	1989	6,7	1380	18	174	1136	23,1	Ranker/Rendzina	40	35	25	7,1	9,4
6	Alpen	1997	7,0	1643	18	202	842	8,4	Ranker/Rendzina	29	49	22	6,5	9,1
7	Alpen	1989	6,5	1470	17	195	943	2,9	Pseudogley	57	41	2	7,1	7,2
8	Alpen	1989	7,6	1534	18	182	729	14,4	Parabraunerde	44	43	13	7,0	6,6
9	Alpenvorland	1989	8,0	1288	19	210	689	4,5	Parabraunerde	26	43	31	5,6	6,6
10	Alpenvorland	1989	8,5	1638	22	214	647	8,1	Pseudogley	25	47	28	5,9	6,9
11	Alpenvorland	1989	7,6	1336	19	206	730	3,3	Braunerde	27	46	27	6,4	6,4
12	Alpenvorland	1989	7,9	1237	19	206	716	3,7	Braunerde	33	40	27	6,6	6,5
13	Alpenvorland	1989	8,2	1162	19	185	630	6,6	Braunerde	29	43	28	6,7	8,1
14	Tertiär Hügelland	1989	8,5	836	22	215	452	3,4	Pseudogley	19	69	12	5,2	3,3
15	Ostbayerische Mittelgebirge	1989	6,7	1098	22	197	631	13,5	Braunerde	20	43	37	5,7	4,9
16	Ostbayerische Mittelgebirge	1989	7,0	1094	22	194	751	5,7	Braunerde	24	38	38	5,3	6,0
17	Ostbayerische Mittelgebirge	1989	8,7	707	17	219	362	1,0	Gley	35	53	12	4,9	6,6
18	Nordbayerisches Hügelland	1997	8,5	873	14	212	443	6,2	Pseudogley	37	53	10	5,5	4,6
19	Nordbayerisches Hügelland	1989	9,0	703	20	191	319	0,6	Gley	19	19	62	6,2	8,0
20	Spessart und Rhön	1989	6,8	1097	22	187	708	19,9	Braunerde	20	45	35	5,4	6,9

*nach (Wiesmeier et al., 2013; Wittmann, 1991; Würfl et al., 1984)

Anhang E: Standortmerkmale, Gehalt an organischem Kohlenstoff und Stickstoff der 38 Bodenproben des Lagerungsvergleichs; uhb = obere Horizontgrenze, lhb = untere Horizontgrenze, C = Kohlenstoff, N = Stickstoff

Fläche	Bodentyp	Landnutzung	Höhe (m ü. NN)	Textur	uhb (cm)	lhb (cm)	Jahr der Beprobung	Original C (mg g ⁻¹)	Original N (mg g ⁻¹)
1*	Braunerde	Wald	605	Lehm	0	2	1996	120	4,6
					2	12	1996	22	1,3
2	Braunerde	Wald	123	Sand	0	2	2013	62	3,2
					2	13	1994	16	<0,5
					2	13	1994	15	0,9
					2	13	2013	12	<0,5
3	Braunerde	Grünland	245	Sand	0	6	1998	26	2,0
					6	12	1998	10	<0,5
*					12	30	1998	4,3	<0,5
4	Pelosol	Grünland	360	Ton	10	20	1997	20	2,1
5	Auenboden	Grünland	280	Lehm	0	10	1998	49	4,6
					20	30	1998	25	2,5
6	Auenboden	Grünland	303	Schluff	10	20	1998	22	2,2
					20	30	1998	15	1,5
7*	Braunerde	Wald	381	Sand	0	1	1994	30	<0,5
					0	1	2013	78	1,6
					1	20	1994	14	2,2
7	Braunerde	Wald	381	Sand	1	20	2013	17	<0,5
8	Ranker	Grünland	670	Ton	10	20	1998	108	10,4
					20	30	1998	84	8,6
9	Braunerde	Grünland	480	Ton	0	5	1997	70	5,5
					5	10	1997	44	3,9
					10	20	1997	29	2,5
10	Ranker	Grünland	538	Schluff	0	10	2001	96	7,9
					10	20	2001	63	6,1
11	Ranker	Grünland	480	Lehm	0	5	1997	88	7,8
12	Braunerde	Wald	760	Lehm	0	2	1996	130	5,7
					2	20	1996	28	1,4

Fläche	Bodentyp	Landnutzung	Höhe (m ü. NN)	Textur	uhb (cm)	lhb (cm)	Jahr der Beprobung	Original C (mg g ⁻¹)	Original N (mg g ⁻¹)
13	Auenboden	Wald	360	Schluff	10	20	1996	25	2,7
					20	30	1996	20	2,1
14	Auenboden	Grünland	500	Schluff	0	10	1998	62	6,0
15	Braunerde	Wald	422	Schluff	0	1	1994	92	4,0
					1	20	1994	18	<0,5
16	Auenboden	Grünland	825	Schluff	5	10	1998	61	4,1
17*	Pseudogley	Grünland	1700	Lehm	0	5	1996	174	12,7
					5	10	1996	49	4,4
					10	20	1996	18	1,6
					10	20	2013	107	9,6

Mit * markierte Proben wurden für die Berechnung des C-Beitrags ausgeschlossen, Erklärung siehe Kapitel 2.7.



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

