

Untersuchung des Einflusses des Klimawandels auf die CO₂-Freisetzung aus Böden ausgewählter hessischer Dauerbeobachtungsflächen

Abschlussbericht



Auftraggeber: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG)
Rheingaustraße 186
D - 65203 Wiesbaden

Auftragnehmer: AGROFOR Consulting
Dipl.-Ing. agr. Oliver Wegener
Hauptstraße 27A
D - 35435 Wettenberg

Wettenberg
November 2008

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Verzeichnis der Tabellen	1
Verzeichnis der Abbildungen.....	2
1 Einleitung und Zielsetzung.....	4
2 Auftrag, Auftragnehmer und Projektbeteiligte.....	6
3 Grundlagen.....	7
3.1 Kohlenstoff in Böden	7
3.2 Kohlenstoff und Klima.....	10
3.3 Situation in Hessen.....	15
3.3.1 Bestimmung des Kohlenstoffvorrats	15
3.3.2 Kohlenstoffdynamik	19
4 Material und Methoden	24
4.1 Feldarbeiten	24
4.1.1 Auswahl der Standorte.....	24
4.1.2 Probennahme	26
4.2 Laborarbeiten	26
4.2.1 Untersuchungsparameter	26
4.2.2 Planung des Laborversuchs zur Bestimmung der mikrobiellen Respiration....	27
4.2.3 Durchführung des Laborversuchs.....	30
5 Ergebnisse	31
6 Abschließende Bewertung.....	46
7 Handlungsempfehlungen.....	48
8 Literatur.....	49

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. 1: Zuständigkeiten und Projektbeteiligte.....	6
Tab. 2: Kohlenstoffvorräte hessischer Böden im Mineralboden bis 1 m Tiefe [kg/ha]	18
Tab. 3: Gespeicherter Bodenkohlenstoff in Hessen bis 1 m Profiltiefe.	18
Tab. 4: Beprobte BDF-Standorte und deren Merkmale (Geologie, Bodentyp, Nutzung)....	25
Tab. 5: Beprobungstiefen.	26

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Abb. 1: Globale Kohlenstoffvorräte und -flüsse (ohne carbonatisch gebundenen Kohlenstoff).....	9
Abb. 2: Tiefenfunktion der C _{org} -Gehalte von landwirtschaftlich genutzten Böden in Hessen.....	16
Abb. 3: Tiefenfunktion der C _{org} -Gehalte von forstlich genutzten Böden in Hessen.	16
Abb. 4: Tiefenfunktion der Lagerungsdichte hessischer Waldböden.....	17
Abb. 5: Landnutzung in Hessen 2005.....	18
Abb. 6: Entwicklung der Kohlenstoffgehalte auf hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen.....	19
Abb. 7: Vergleich der C _{org} -Gehalte zweier Ackerstandorte (Ap-Horizont) auf Löss.....	20
Abb. 8: Vergleich der C _{org} -Gehalte zweier Standorte (Wald und Grünland) in der Rhön.....	21
Abb. 9: BDF Flughafen Frankfurt, Kohlenstoffgehalte (C _{org}).....	22
Abb. 10: BDF Flughafen Frankfurt, Stickstoffgehalte.	22
Abb. 11: BDF Flughafen Frankfurt, C/N-Verhältnisse.	23
Abb. 12: Beprobte Boden-Dauerbeobachtungsflächen und deren Nutzung.....	25
Abb. 13: Charakteristische Temperaturprofile eines Bodens im Februar und August.....	28
Abb. 14: Schematischer Jahresverlauf der Temperatur	28
Abb. 15: Schematischer Jahresverlauf der Temperatur und mittlere Temperaturniveaus für den Laborversuch.	28
Abb. 16: Theoretische Veränderung des schematischen Jahresverlaufs der Temperatur durch Klimaerwärmung.	29
Abb. 17: Jahresverlauf der Temperatur und Temperaturniveaus für den Laborversuch.	29
Abb. 18: Temperaturniveaus für den Laborversuch.	29
Abb. 19: Versuchsgefäße (links: Skizze; rechts: Foto).	30
Abb. 20: C _{org} -Gehalt der Standorte, deren Bodentyp, Ausgangsgestein und Nutzung.	35
Abb. 21: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), alle Varianten.....	35
Abb. 22: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), Acker 0 - 30.	36
Abb. 23: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), Acker 30 – 60.	36
Abb. 24: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), Grünland.	37
Abb. 25: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), Wald.....	37
Abb. 26: CO ₂ -Freisetzungsraten (mg CO ₂ je Gramm TS und Tag), Vergleich der Standorte Rhön-Steinkopf (Grünland) und Rhön-Stirnberg (Wald).	38
Abb. 27: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), alle Varianten.	38
Abb. 28: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), Acker 0 - 30.....	39
Abb. 29: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), Acker 30 - 60.....	39

Abb. 30: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), Grünland.	40
Abb. 31: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), Wald.	40
Abb. 32: Potenzielle CO ₂ -Freisetzung (kg CO ₂ • ha ⁻¹ • Tag ⁻¹), Vergleich der Standorte Rhön-Steinkopf (Grünland) und Rhön-Stirnberg (Wald).	41
Abb. 33: Zusammenhang zwischen C _{org} -Gehalt des Bodens und CO ₂ -Freisetzung, Trendlinien über alle Temperaturstufen und Varianten.....	41
Abb. 34: Zusammenhang zwischen C _{org} -Gehalt des Bodens und CO ₂ -Freisetzung, Trendlinien bei 20 °C, getrennt nach Nutzungsform.....	42
Abb. 35: Zusammenhang zwischen C _{org} -Gehalt des Bodens und CO ₂ -Freisetzung, Trendlinien bei 30 °C, getrennt nach Nutzungsform.....	42
Abb. 36: Wassergehalt und C _{org} -Gehalt.....	43
Abb. 37: Wassergehalt und CO ₂ -Freisetzung.....	43
Abb. 38: Unterschiedliche CO ₂ -Freisetzungsraten der Standorte bei variierendem Wassergehalt und gleich bleibender Bebrütungstemperatur (25 °C).	44
Abb. 39: Modellierte CO ₂ -Freisetzung (mg CO ₂ je g TS und 24 Stunden) eines Waldstandortes (Rhön-Stirnberg) bei idealisiertem rezenten Temperatur- Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur- Jahresgangs um 5 °C ('potenziell').....	44
Abb. 40: Modellierte CO ₂ -Freisetzung (mg CO ₂ je g TS und 24 Stunden) eines Grünlandstandortes (Rhön-Steinkopf) bei idealisiertem rezenten Temperatur-Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur-Jahresgangs um 5 °C ('potenziell').....	45
Abb. 41: Modellierte CO ₂ -Freisetzung (mg CO ₂ je g TS und 24 Stunden) eines Ackerstandortes (Groß-Umstadt) bei idealisiertem rezenten Temperatur- Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur- Jahresgangs um 5 °C ('potenziell').....	45

1 Einleitung und Zielsetzung

Beim Thema Kohlenstoff stehen Kohlendioxid-Ausstoß aus Energiegewinnung oder Brandrodungen tropischer Urwälder im Brennpunkt der Aufmerksamkeit. Der Boden, der erhebliche Mengen Kohlenstoff bindet, wird dagegen hinsichtlich seiner klimawirksamen Bedeutung oft zu wenig beachtet. Mit ca. 1.500 Gigatonnen organischem Kohlenstoff ist im Boden derzeit etwa doppelt so viel Kohlenstoff gebunden, wie – bei steigender Tendenz – im Kohlendioxid der Atmosphäre vorkommt, und dreimal soviel, wie in der Vegetation gebunden ist. Hinzu kommen noch ca. 1.700 Gigatonnen carbonatisch gebundener Kohlenstoff (ESWARAN 1998). Böden sind somit aus globaler Sicht eines der größten CO₂-Reservoirs. Daher können selbst kleinste Veränderungen der Größe oder der Umsetzbarkeit von C-Pools im Boden die atmosphärischen Konzentrationen der klimarelevanten Gase CO₂ (Kohlendioxid), N₂O (Lachgas) und CH₄ (Methan) stark beeinflussen. Beim Abbau von organischer Substanz im Boden wird – in Abhängigkeit von den Umgebungsbedingungen - neben CO₂ auch N₂O (als Zwischen- und Endprodukt der Denitrifikation und z.T. Nitrifikation) und CH₄ freigesetzt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Die weltweit vorhandene Menge an organischem Bodenkohlenstoff hat unmittelbare Auswirkungen auf den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre. Wenn der Humusgehalt zunimmt, leistet der Boden als Senke einen Beitrag zur Minderung des CO₂-Anstiegs in der Atmosphäre und damit letztendlich zur Reduzierung der globalen Erwärmung. Wenn hingegen Humus abgebaut wird, trägt er als Quelle zur Zunahme des Gases z. T. erheblich bei. Die geringsten Konzentrationsänderungen beim organischen Bodenkohlenstoff können unvorhersehbare Folgen für den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre nach sich ziehen, wobei diese Änderungen lediglich einem kleinen Teil des gesamten organischen Bodenkohlenstoffs entsprechen (KIMBLE, LAL & GROSSMANN 1998; HILLINGER 2005).

Unter den Bedingungen des gemäßigt-humiden Klimas erhöht sich mit dem Anstieg der Temperatur nicht nur die Produktion, sondern auch der Abbau von organischer Substanz. Da der Abbau jedoch stärker gefördert wird, sinkt in diesem Klimabereich mit steigender mittlerer Jahrestemperatur der Gehalt der Böden an organischer Substanz (BMELV 2006, KÖRSCHENS ET AL. 2004, LEITHOLD & HÜLSBERGEN 1998). Der abbaufördernde Einfluss einer erhöhten Temperatur kann durch den abbauhemmenden Einfluss höherer Niederschläge und der damit bedingten anaeroben Verhältnisse überdeckt werden. Unter anaeroben Verhältnissen kann allerdings neben CO₂ das ebenfalls stark klimarelevante CH₄ freigesetzt werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Zahlreiche Modelle und Freilandversuche, in die hauptsächlich die Temperaturänderung einfließt, prognostizieren den Abbau des Kohlenstoffpools im Boden (z.B. RINKLEBE & MAKE-

SCHIN 2003, POST ET AL. 2004, KNORR ET AL. 2005). KIRSCHBAUM (1995) schätzt, dass in Regionen mit einer Jahresmitteltemperatur von 5 °C bei einer Temperaturerhöhung von 1 °C 10 % des organisch gebundenen Bodenkohlenstoffs freigesetzt würden. In Regionen mit einer Jahresmitteltemperatur von 30 °C wären es bei einer Temperaturerhöhung von 1 °C immer noch 3 % (s.a. RASTOGI ET AL. 2002).

In Amazonien findet man kleinflächig Böden, die sich unter anderem durch einen sehr hohen Kohlenstoffgehalt auszeichnen. Bei dieser sog. Terra preta dos Indios (dt.: Indianerschwarzerde) handelt es sich um anthropogene Böden. Ob sie bewusst oder eher zufällig hergestellt wurden, ist noch nicht geklärt. Diese Böden speichern aber bis zu 250 t Kohlenstoff pro Hektar und damit 150 t C/ha mehr als vergleichbare Böden. Die Differenz von 150 t/ha entspricht in etwa der Menge an Kohlenstoff, die in einem Hektar Regenwald gebunden ist. Ein großer Teil des Kohlenstoffs ist als Pflanzenkohle (*Biochar*) festgelegt. Diese Festlegung als Biochar ist ersten Untersuchungen zufolge über Jahrhunderte, wenn nicht Jahrtausende, stabil. Erste Versuche mit künstlich hergestelltem Biochar deuten darauf hin, dass damit vielleicht eine langfristige Kohlenstoffsänke erzeugt werden könnte (LEHMANN 2006).

In hessischen Böden sind zurzeit nach ersten Berechnungen ca. 240 Millionen Tonnen Kohlenstoff gespeichert (MOLDENHAUER 2005). Durch die prognostizierte Klimaerwärmung könnten enorme Mengen aus diesem Kohlenstoffspeicher in die Atmosphäre freigesetzt werden. Die Prognosen zur Temperaturentwicklung in Hessen (ENKE 2004) liegen für den Zeitraum 2011-2050 zwischen +1,3 und +2,0 °C, für den Zeitraum bis 2100 zwischen +2,6 und +3,3 °C (mittleres Tagesmaximum). Der aktuelle Auswertungsstand lässt noch keine genaue Prognose der klimatisch bedingten Kohlenstofffreisetzung aus hessischen Böden zu. Daher kann derzeit nur mit groben Abschätzungen gearbeitet werden. Bei einer hypothetischen Kohlenstofffreisetzung von nur 0,5 % des gesamten im Boden gespeicherten organischen Kohlenstoffs für den Zeitraum von heute bis 2050 gelängen in Hessen über 1,25 Millionen Tonnen Kohlenstoff zusätzlich in die Atmosphäre.

Zahlreiche „in situ“- und Laboruntersuchungen führten zu zum Teil widersprüchlichen Ergebnissen, daher plädieren RISK ET AL. (2008) dafür, kombinierte Untersuchungen durchzuführen.

In der vorliegenden Studie soll überprüft werden, ob erste Ergebnisse von hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen mit Laborversuchen untermauert werden können, um so zu schnelleren Prognosen bezüglich der potenziellen CO₂-Freisetzung der Böden zu kommen. Erste Erkenntnisse sollen Inkubationsversuche im Labor liefern, bei denen verschiedene Böden hessischer Boden-Dauerbeobachtungsflächen unter kontrollierten Klimabedingungen einer beschleunigten simulierten Klimaänderung ausgesetzt werden.

2 Auftrag, Auftragnehmer und Projektbeteiligte

Das Untersuchungskonzept wurde von den Projektbeteiligten (siehe Tab. 1) erstellt.
Der Auftrag wurde schriftlich am 22.08.2007 mit der Bestellnummer 4500294894, Geschäftszeichen 53800G.3Emm, erteilt.

In nachfolgender Tabelle 1 sind die Zuständigkeiten und Projektbeteiligten aufgelistet.

Tab. 1: Zuständigkeiten und Projektbeteiligte.

Auftraggeber:	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) Rheingaustraße 186 D - 65203 Wiesbaden
Auftragnehmer:	AGROFOR Consulting Hauptstraße 27A D-35435 Wettenberg
Projektbeteiligte:	Dr. Karl-Heinz-Emmerich (HLUG) Dipl.-Ing. agr. Oliver Wegener (AGROFOR Consulting) Prof. Dr. Hans-Richard Wegener (AGROFOR Consulting)

Projekt-Laufzeit: August 2007 bis November 2008

3 Grundlagen

3.1 Kohlenstoff in Böden

Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) wird die Gesamtheit der abgestorbenen organischen Substanz des Bodens als Humus bezeichnet. Dazu gehören alle in und auf dem Boden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe sowie deren organische Umwandlungsprodukte. Humus stellt keine einheitliche Bodenfraktion dar, sondern ist die Summe unterschiedlich stark zersetzter und polymerisierter organischer Stoffe. Das Edaphon, d.h. die lebenden Organismen der Bodenflora und -fauna, sowie lebende Wurzeln werden nicht zum Humus gerechnet.

Die Bestimmung der Menge an organischer Substanz eines Bodens erfolgt meist über eine Ermittlung des Boden-C-Gehaltes (C_{org}). Dazu gibt es verschiedene Methoden zur Bestimmung (z.B. nasse und trockene Veraschung), die jeweils ihre Vor- und Nachteile haben und zu unterschiedlichen Messergebnissen führen können (siehe u.a. MOLDENHAUER 2005). Bei der Betrachtung der Kohlenstoff-Dynamik eines Standortes ist daher die Untersuchungsmethode bei der Beurteilung der Messwerte zwingend notwendig zu berücksichtigen.¹

Der C_{org} -Gehalt und die CO_2 -Dynamik im Boden hängen von verschiedenen Faktoren ab (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002):

- Korngrößenzusammensetzung des Bodens
- Bodenvorrat an organischer Substanz
- Zusammensetzung der organischen Substanz
- Verteilung der organischen Substanz im Boden
- Zufuhr/Abtransport von organischer Substanz
- Qualität der zugeführten organischen Substanz
- Bodentemperatur
- Bodenwassergehalt
- pH-Wert des Bodens
- Gehalte an Mineralien, Nähr- und Schadstoffen
- Bodendurchlüftung und Gashaushalt
- Zusammensetzung der Mikroorganismenspezies
- Vegetation

¹ Neben dem organisch gebundenen Kohlenstoff liegt in vielen Böden ein weiterer Teil in anorganischer Form (als Carbonate) vor. Z.B. besteht $CaCO_3$ zu 12 Gew.-% aus Kohlenstoff. Bei der trockenen Veraschung der Proben zur Bestimmung des organisch gebundenen Kohlenstoffs wird auch das anorganisch gebundene C in Form von CO_2 freigesetzt. Zur Ermittlung des C_{org} -Gehaltes von carbonathaltigen Böden muss daher der getrennt ermittelte carbonatisch gebundene Kohlenstoff vom Gesamt-Kohlenstoff subtrahiert werden.

- Landnutzung/Bewirtschaftungsform
- Klima
- Relief
- usw.

Der C_{org} -Gehalt ermöglicht allerdings keine direkten Aussagen über die Zusammensetzung des Humus. Unter Berücksichtigung der lokalen Bedingungen gibt es (z.T. kontrovers diskutierte) Optimal-Gehalte, die als Beurteilungskriterien für Bewirtschaftungsmaßnahmen wichtig sein können (siehe u.a. UMWELTBUNDESAMT 2003, BMELV 2006, KÖRSCHENS ET AL. 2004, LEITHOLD & HÜLSBERGEN 1998). Unter der Annahme eines mittleren C-Gehaltes der organischen Substanz im Boden von 58 % lässt sich durch Multiplikation des C_{org} -Gehaltes mit dem Faktor 1,72 der Humusgehalt errechnen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

Der größte Teil der Bodenorganismen gewinnt die notwendige Energie für Entwicklung, Wachstum und Vermehrung aus der Oxidation organischer Verbindungen. Bei diesem Prozess (als Atmung oder Dissimilation bezeichnet) werden Kohlenhydrate (Glucose) in der Regel unter Sauerstoffverbrauch (d.h. aerob) zu Kohlenstoffdioxid (CO_2) und Wasser abgebaut, wobei gleichzeitig Energie freigesetzt wird. Die Menge des freigesetzten CO_2 gilt als Maß für die Intensität der Atmungs- und Lebensprozesse im Boden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 2002).

Die Sauerstoffaufnahme und/oder Kohlenstoffdioxidabgabe der Bodenorganismen werden dementsprechend als „Bodenatmung“ bezeichnet (DUNGER & FIEDLER 1997). Diese führt dazu, dass der CO_2 -Gehalt der Bodenluft ansteigt und der O_2 -Gehalt abnimmt. Aufgrund der unterschiedlichen Partialdrücke dieser beiden Gase findet dann an der Bodenoberfläche ein Gasaustausch zwischen der Bodenluft und der Atmosphäre statt: Da der Partialdruck von CO_2 in der Bodenluft höher ist als in der Atmosphäre, diffundiert Kohlendioxid an der Oberfläche des Bodens in die Atmosphäre. Diese Abgabe von Kohlendioxid kann quantitativ bestimmt werden.

Das bei Umsetzungsprozessen im Boden freigesetzte Kohlendioxid entstammt zu ca. 70 % aus den Stoffwechselaktivitäten der Mikroorganismen und zu etwa 30 % aus der Wurzelatmung. Der Mengenanteil der Bodentiere an der Bodenatmung ist dagegen nur sehr gering (TROLLDENIER 1971). Die CO_2 -Exhalation von Bodenproben hoher Aktivität beträgt im Freiland etwa 100-300 mg pro Stunde und m^2 (GISI ET AL. 1997).

Mit ca. 1.500 Gigatonnen organischem Kohlenstoff ist global im Boden derzeit etwa doppelt so viel Kohlenstoff gebunden, wie – bei steigender Tendenz – im Kohlendioxid der Atmos-

phäre vorkommt und dreimal soviel, wie in der Vegetation gebunden ist (Abb. 1). Hinzu kommen noch ca. 1.700 Gigatonnen carbonatisch gebundener Kohlenstoff (ESWARAN 1998).

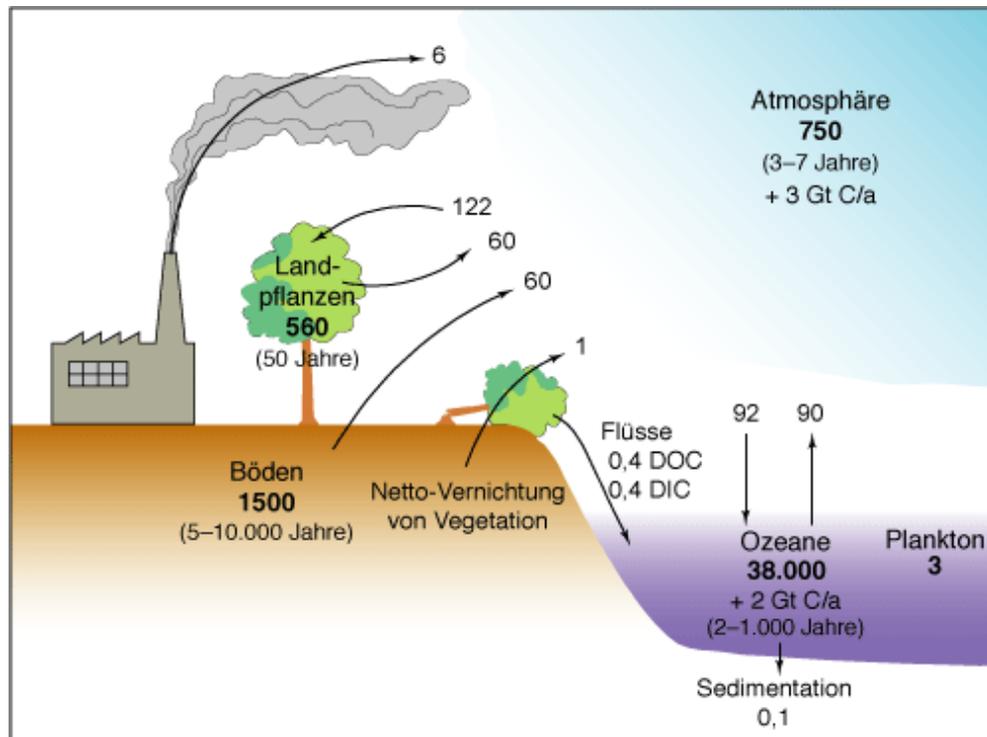


Abb. 1: Globale Kohlenstoffvorräte und -flüsse (ohne carbonatisch gebundenen Kohlenstoff; alle Angaben in Gigatonnen (entspricht einer Milliarde (10^9) Tonnen)) (SCHLESINGER 1998).

Somit sind aus globaler Sicht Böden, neben den Ozeanen, eines der größten CO_2 -Reservoirs. Selbst kleinste Veränderungen der Größe oder der Umsetzbarkeit von C-Pools im Boden können die atmosphärischen Konzentrationen der klimarelevanten Gase CO_2 , N_2O und CH_4 stark beeinflussen.

Die weltweit vorhandene Menge an organischem Bodenkohlenstoff hat unmittelbare Auswirkungen auf den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre:

- Wenn der Humusgehalt im Boden zunimmt, leistet der Boden als Senke einen Beitrag zur Minderung des CO_2 -Anstiegs in der Atmosphäre und damit zur Reduzierung der globalen Erwärmung.
- Wenn hingegen Humus abgebaut wird, trägt er als Quelle zur Zunahme des Gases z. T. erheblich bei.

Selbst geringe Konzentrationsänderungen im Vorrat des organisch gebundenen Bodenkohlenstoffs können gravierende Folgen für den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre nach sich ziehen. Diese Änderungen entsprechen lediglich einem kleinen Teil des gesamten organischen Bodenkohlenstoffs (LAL ET AL. 1995, KIMBLE, LAL & GROSSMANN 1998; HILLINGER 2005).

3.2 Kohlenstoff und Klima

Ob und inwiefern die CO₂-Freisetzung aus Böden durch die Klimaerwärmung verstärkt wird, wurde in einigen Versuchen untersucht sowie unter Anwendung verschiedener Modelle berechnet. Die Ergebnisse werden noch kontrovers diskutiert. Einige der Ergebnisse und Meinungen sind nachfolgend dargestellt. Die Aufstellung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, sondern soll die Bandbreite der Ergebnisse und Meinungen zeigen.

Eine Untersuchung, die auf den britischen Inseln in den Jahren 1978 bis 2003 durchgeführt wurde, wird als klares Indiz für die Temperaturabhängigkeit des CO₂-Ausstoßes gewertet. Es wurden Bodenproben von fast 6000 Orten auf der britischen Insel genommen und ausgewertet. Die Auswertung ergab eine Abnahme des im Boden gebundenen Kohlenstoffgehaltes im Jahr um durchschnittlich 0,6 %. Diese Entwicklung war am stärksten bei den Böden zu beobachten, die den meisten Kohlenstoff enthielten (BELLAMY ET AL. 2005).

1991 veröffentlichten JENKINSON ET AL. Modellrechnungen zur Freisetzung von CO₂ aus Böden. Sie gingen davon aus, dass bei einer Erwärmung um jährlich 0,03 °C bis etwa 2050 die zusätzlich freigesetzte Menge an Kohlenstoff 61×10^{15} g beträgt. Sie berechneten, dass dies – bei gleich bleibendem Verbrauch – ca. 19 % des durch die Nutzung fossiler Brennstoffe freigesetzten CO₂ entspricht. Möglicherweise kann die Kohlenstofffreisetzung aus Böden den Klimawandel sogar noch beschleunigen (POWLSON 2005).

CRAMER ET AL. (2001) berechneten mögliche Auswirkungen des CO₂-Anstiegs in der Atmosphäre sowie der Klimaerwärmung auf Prozesse in Ökosystemen. Sie verwendeten sechs dynamische, globale Vegetationsmodelle, die besonders die Wechselwirkungen zwischen dem in Ökosystemen vorhandenen Kohlenstoff, dem Kohlenstoff-Austausch mit dem Wasser und der Vegetationsdynamik einbeziehen. Angetrieben wurden die Modelle vom IPCC IS92a-Szenario, das eine jährliche Erhöhung der CO₂-Konzentration von 1 % ab 1990 beinhaltet. Dabei wurde auch der Gasaustausch mit dem Ozean über das Modell HadCM2-SUL einbezogen.

Die Autoren weisen auf verschiedene Auswirkungen (u.a. auf Änderungen der Vegetationsstruktur und der Wasserverfügbarkeit) hin und gehen davon aus, dass – einmal in Bewegung gesetzt – die Veränderungen über ein Jahrhundert im Gang sind.

Als ein wichtiges Ergebnis führen CRAMER ET AL. (2001) an, dass die Modellierungen zeigten, dass für zukünftige Szenarien bezüglich des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre sowie des Klimawandels die Freisetzung von CO₂ aus dem Boden als Faktor berücksichtigt werden muss.

KIRSCHBAUM (1995, 2000, 2006) hat mehrere Versuche ausgewertet und kommt zu dem Ergebnis, dass eine Temperaturerhöhung um 1 °C in Regionen mit einer Jahresmitteltemperatur von 5 °C zu einem Verlust von mehr als 10 % organisch gebundenem Kohlenstoff führen kann, während bei gleicher Temperaturerhöhung in Regionen mit einer Jahresmitteltemperatur von 30 °C nur ein Verlust von 3 % zu erwarten ist. Diese Unterschiede sind in absoluten Beträgen noch größer, weil kühlere Böden größere Mengen an organisch gebundenem Kohlenstoff enthalten. Diese Untersuchung unterstützt die Ergebnisse von früheren Studien, die zeigten, dass mit der Erderwärmung der Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff im Boden deutlich abnehmen und dies einen Rückfluss in den globalen C-Zyklus (u.a. Atmosphäre, Ozean) zur Folge haben kann.

Die Verlängerung der Umsatzzeiten des organisch gebundenen C mit abnehmender Temperatur belegen TRUMBORE ET AL. (1996). Sie sehen in der Temperatur die dominierende Steuergröße für die Bodenkohlenstoffdynamik. Im Umkehrschluss kommen sie dazu, dass bei Erwärkung die Umsatzzeiten verkürzt werden und dementsprechend schneller oder mehr CO₂ ausgestoßen wird. Bei großmaßstäblicher Betrachtung führt die beobachtete Relation zwischen Carbonatumsatz und Temperatur dazu, dass – je nach global betrachteter Region - Böden als Quellen oder Senken des atmosphärischen Kohlendioxids dienen können.

DALIAS ET AL. (2001) führten Versuche zum Um- und Abbau organischer Substanz bei verschiedenen Temperaturniveaus durch. Sie stellten fest, dass Abbauprodukte, welche bei hohen Temperaturen gebildet wurden, auch bei höheren Temperaturen stabiler gegenüber weiteren Abbauprozessen sind.

Wissenschaftler der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) führten einen Versuch mit Modellwäldern in Klimakammern mit zwei unterschiedlichen Böden durch (HAGEDORN 2003). Die Bäume wurden vier Jahre lang einer erhöhten CO₂-Konzentration ausgesetzt. Ziel des Versuchs war es zu überprüfen, ob Böden als Senken für CO₂ dienen können.

Sie stellten fest, dass die erhöhte CO₂-Konzentration der Luft sich nicht auf den Kohlenstoffgehalt des Bodens auswirkt. Bäume „pumpen“ zwar große Mengen an CO₂ über Streu und Wurzeln in den Boden. Bis zu einem Drittel des von Bäumen gebundenen CO₂ wird in neuem Humus fixiert. Allerdings setzen innerhalb des ersten Monats die Mikroorganismen 10-15 % des neuen Humus u.a. als CO₂ frei. Sie folgerten, dass das Potenzial der Böden, als Senken zu fungieren, nur gering ist.

In ihrem Versuch wurde ein großer Teil des alten Humus abgebaut, was ihrer Meinung nach auf die Störung des natürlichen Systems Boden beim Anlegen des Versuchs zurückzuführen ist. Folglich führen Störungen (Rodung, Windwurf, Bauaktivitäten etc.) in der Natur dazu, dass Böden zu CO₂-Quellen werden (s.a. HOPKIN 2006).

Erstaunlich war ihre Beobachtung, dass die Menge an neuem Humus auf dem nährstoffarmen Boden höher war als auf dem nährstoffreichen. In ihrem Versuch stellten sie zudem fest, dass der pH-Wert, der Mineraliengehalt sowie der Gehalt an Nährstoffen bei der Bindung von Kohlenstoff in Wäldern eine wichtigere Rolle spielen als bisher angenommen.

GIARDINA & RYAN (2000) kritisieren, dass Laborversuche zum Abbau von organischer Substanz in Waldböden nicht die tatsächlichen Verhältnisse widerspiegeln. Ihrer Meinung nach sind die Kenntnisse über die komplexen biophysikalischen Faktoren, welche den Abbau beeinflussen, noch zu gering. Sie belegen dies mit Ergebnissen aus in situ-Versuchen und mehreren Langzeitversuchen, die mit einer gezielten Bodenerwärmung von Waldböden durchgeführt wurden. Ihre Auswertung von 82 Datensätzen von fünf Kontinenten, die sich mit dem Abbau von organisch gebundenem Kohlenstoff in Waldböden befassen, zeigt, dass trotz global unterschiedlichen Jahresmitteltemperaturen der Abbau an organischer Substanz in diesen Böden erstaunlicherweise konstant ist. Sie gehen daher davon aus, dass in Waldböden C-Umsatzraten nicht durch temperaturbedingte Einschränkungen der mikrobiellen Aktivität gesteuert werden und dass eine erhöhte Temperatur alleine nicht den Abbau des aus Laub- und Nadelstreu entstandenen organischen Kohlenstoffs im Mineralboden erhöht (s.a. LISKI ET AL. 1999).

DAVIDSON ET AL. (2000) kritisieren die Ergebnisse von GIARDINA & RYAN (2000), da diese wegen methodischer Schwächen bei der Versuchsdurchführung zu hinterfragen seien. Besonders hervorzuheben sei deren Annahme, dass Kohlenstoff im Boden in einem einzigen, homogenen Pool existiere. DAVIDSON ET AL. (2000) betonen, dass sie – im Gegensatz zu GIARDINA & RYAN (2000) – gleichwohl davon ausgehen, dass der Einfluss der CO₂-Freisetzung aus Böden auf die Klimaerwärmung weiterhin besorgniserregend ist.

DAVIDSON ET AL. (2000) und DAVIDSON & JANSSENS (2006) bezeichnen es als schwierig zu bilanzieren, was bei einer Klimaerwärmung passiert. Sie begründen dies mit den unterschiedlichen kinetischen Eigenschaften, der die verschiedenen Komponenten des organischen C und deren Abbaubarkeit unterliegen.

KIRSCHBAUM (2000, 2004, 2006) nennt verschiedene Bodenerwärmungsversuche, aus deren Ergebnissen abgeleitet wurde, dass ein kurzzeitiger Anstieg des CO₂-Ausstoßes durch die Klimaerwärmung zu erwarten ist. Nach einer Phase der Akklimatisierung würde sich ein Gleichgewicht einstellen und die Verhältnisse wären wie vor der Erwärmung. Er führt dies allerdings nicht auf eine Akklimatisierung zurück, sondern erklärt dies durch ein **2-Pool-Modell**, in dem der organische Kohlenstoff in unterschiedlichen Bindungsformen im Boden vorliegt: Die leicht zersetzbare Substanz wird schnell abgebaut, so dass anschließend geringere Abbauraten festgestellt werden. Die schwer zersetzbare Substanz wird dann nur langsam

abgebaut, kann aber trotzdem langfristig zu einem Rückfluss in die Atmosphäre führen und somit zu einer weiteren Erwärmung.

OSINSKI ET AL. (2005) zitieren mehrere Autoren, die von **drei C-Pools** ausgehen:

- Dem aktiven Pool mit der mikrobiellen Biomasse und den jungen organischen Streustoffen,
- dem intermediären Pool mit dem in Aggregaten geschützten partikulären organischen Material und
- dem passiven Pool, der von der mineralgebundenen Fraktion gebildet wird.

Der Umsatz der organischen Substanz ist abhängig von leicht umsetzbaren C-Komponenten. Diese sind in hohem Maß abhängig von der Nutzung und der Bewirtschaftung. Durch Bodenbewirtschaftung nimmt die Aggregatstabilität ab und der Abbau der partikulären organischen Substanz wird verstärkt.

Der Abbau der organischen Substanz ist abhängig von der Zusammensetzung. Ein schneller Abbau erfolgt bei hohem Polysaccharidgehalt, engem C/N-Verhältnis oder geringen Ligningehalten. Bei einer hohen Aggregatstabilität schützen die Makroaggregate die organische Substanz vor dem Abbau.

Nach KNORR ET AL. (2005) ist die kurzfristige Temperaturabhängigkeit von Zersetzung und heterotropher Atmung experimentell gut etabliert und modelliert. Sie gehen bei ihren Modellberechnungen, nach Überprüfung von Varianten mit einem und zwei C-Pools, ebenfalls von drei C-Pools aus, wobei sie für ihre Berechnungen besonders die schnell und mittel abbaubaren Fraktionen betrachten: Ein Teil des leicht abbaubaren organisch gebundenen Kohlenstoffs im Boden ist bei Temperaturerhöhung nach etwa einem Monat im neuen Gleichgewicht, der zweite Teil nach etwa zwei Jahren. Sie stellten keine Akklimatisierung der Organismen an höhere Temperaturen fest, sondern bei Temperaturerhöhung nur den schnelleren Verlust des labilen Kohlenstoffs. Da ihrer Aussage nach weltweit der größte Teil des organisch gebundenen Kohlenstoffs in langsam abbaubaren Fraktionen im Boden vorliegt, vermuten sie eine größere Reaktion auf Temperaturveränderungen nach Jahrzehnten oder Jahrhunderten.

Die Frage, welcher C-Pool besonders auf Temperaturschwankungen reagiert, ist umstritten (z.B. REICHSTEIN ET AL., 2005). PENDALL ET AL. (2004) sehen die langsamen C-Pools noch nicht hinreichend berücksichtigt, da sie Dekaden an Reaktionszeit benötigen. Wenn aber der „turn over“-Punkt überschritten ist, führt es zu dramatischer Kohlenstofffreisetzung.

HOUGHTON (1998) meint, dass die erhöhte CO₂-Konzentration in der Atmosphäre durch das erweiterte C/N-Verhältnis die N-Mineralisation im Boden verlangsamt und so der potenziel-

len C-Freisetzung aus dem Boden durch die Klimaerwärmung gegensteuern könnte. HAGEDORN (2003) ist dagegen der Meinung, dass sich erhöhte CO₂-Konzentrationen der Luft nicht auf den Kohlenstoffgehalt des Bodens auswirken.

Nach GIARDINA & RYAN (2000) ist im Wald die Dekompostierung nicht temperaturabhängig und auch nicht nur der Temperaturanstieg für Dekompostierung zuständig (Ergebnis der Auswertung von Datensätzen von 82 Freiland-Versuchen weltweit). Neben der Temperatur können andere Faktoren entscheidend sein, vor allem Nutzung und Bodenfeuchte (z.B. HOUGHTON 1998, SALESKA ET AL. 1999, SAINJU ET AL. 2008). MODEL (2004) sieht hochsignifikante Wechselwirkungen zwischen Bodenfeuchte und CO₂-Emissionen, sowie eine Beeinflussung der Bodentemperatur auf die CO₂-Emission. Untersuchungen von RODEGHIERO & CESCATTI (2005) zeigen jedoch, dass die Jahresmitteltemperatur der stärkste Einflussfaktor ist, wesentlich entscheidender als der Gehalt an organischer Substanz. Dieser Faktor hat wiederum einen stärkeren Einfluss als der Bodenwassergehalt.

Nach RISK ET AL. (2002) reagiert der im Unterboden gebundene Kohlenstoff schneller und intensiver auf Temperaturschwankungen als der Kohlenstoff im Oberboden.

Eine gute Übersicht über die kontroversen Standpunkte zur Kohlenstoffdynamik im Boden geben KÖGEL-KNABNER & LÜTZOW (2008) (s.a. LÜTZOW ET AL. 2006). Bemerkenswert, aber noch nicht abschließend geklärt, sind die Aussagen, dass

- Rekalzitranz (d.h. die strukturelle Stabilität organischer Verbindungen) organischer Moleküle die hohen Alter der organischen Bodensubstanz nicht erklären kann und
- organische Verbindungen in Böden nicht proportional zu ihrer Abbauresistenz angereichert werden.

Das Spektrum der Ergebnisse und Meinungen zeigt, dass noch ein erheblicher Forschungsbedarf besteht.

3.3 Situation in Hessen

3.3.1 Bestimmung des Kohlenstoffvorrats

Für die Bestimmung der Kohlenstoffvorräte hessischer Böden wurden die Daten aus dem Bodenzustandskataster des HLUG ausgewertet. Damit lagen für die Auswertung insgesamt 1937 Datensätze vor, die zu etwa gleichen Teilen von Forst- und Waldstandorten (929 Datensätze) sowie landwirtschaftlichen Nutzflächen (1008), also Acker (620) oder Grünland (388) stammen.

Von Standorten, bei denen Proben im Labor mehrfach analysiert wurden (fast ausschließlich Boden-Dauerbeobachtungsflächen), wurden horizontrepräsentative Mittelwerte berechnet.

Zur Bilanzierung ist es notwendig, die festgestellten Unterschiede im Kohlenstoffgehalt der Böden flächenhaft zu quantifizieren. Dies wäre mit Hilfe der digitalen Bodenflächendatenbank Hessen im Maßstab 1:50.000 (BFD50) problemlos möglich, erfordert aber die Zuweisung mittlerer Kohlenstoffgehalte zu 472 Bodeneinheiten (HLUG 2002). Angesichts der großen Schwankungsbreite der Kohlenstoffgehalte war diese Zuweisung statistisch abgesichert nicht möglich.

Bei der Auswertung blieben die Datensätze der Boden-Dauerbeobachtungsflächen 51 und 55 unberücksichtigt, weil hier mit einem Niedermoor und einer Gytjtja einerseits einmalige Sonderfälle im Datenbestand vorliegen und andererseits die Anzahl der Proben für statistisch gesicherte Aussagen zu klein ist. Einige weitere Standorte zeichneten sich durch extrem nach oben abweichende Kohlenstoffgehalte aus. Dies betraf stark humose Braunerden, Rigosole, Auenböden und stark hydromorph beeinflusste Böden. Für die weitere Auswertung wurden auch diese Standorte nicht berücksichtigt. Auch ESWARAN ET AL. (1998) haben bei ihrer globalen Berechnung stark humose Böden (Histosol) nicht berücksichtigt. Nach Bereinigung des Datensatzes um diese Standorte ergibt sich für eine immer noch hohe Fallzahl (Agrarflächen n=747, Wald n=325) ein hochsignifikanter Zusammenhang mit der Tiefe (s. Abb. 2 und 3), der mit nachstehenden Potenzfunktionen beschrieben werden kann (MOLDENHAUER, 2005):

$$\text{Agrarflächen:} \quad y = f(14,049 \cdot x^{-0,9078})$$

$$\text{Waldflächen:} \quad y = f(15,049 \cdot x^{-0,8811})$$

dabei gilt:

x = Tiefe in cm

y = C_{org}-Gehalt in %

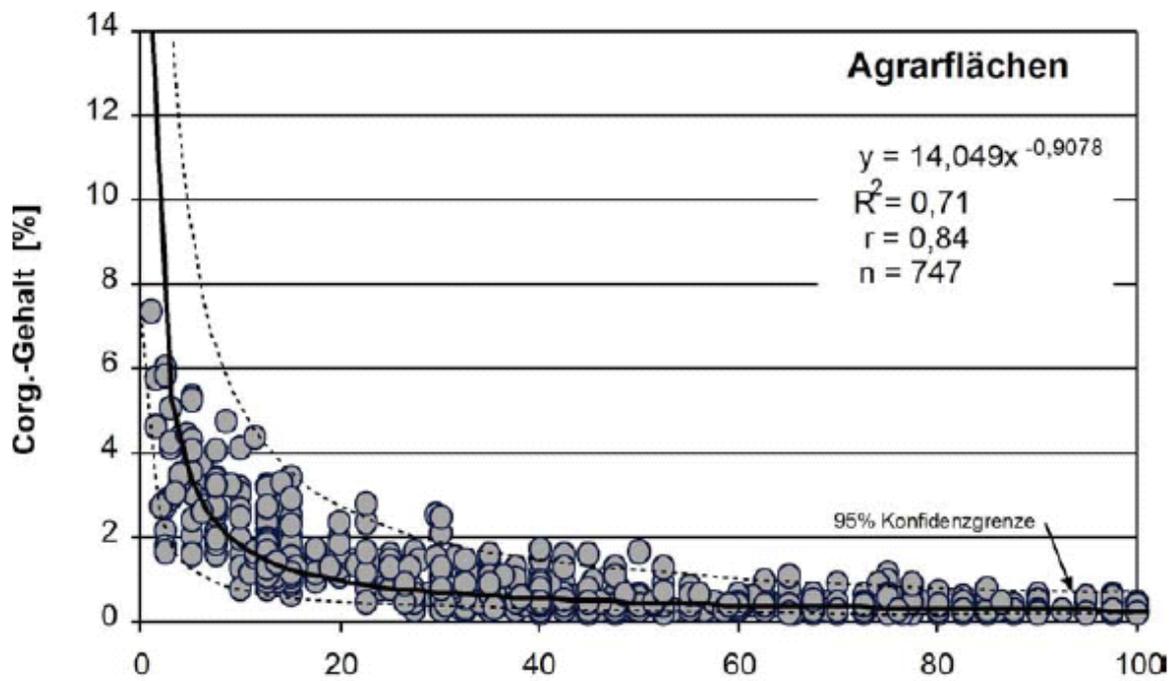


Abb. 2: Tiefenfunktion der C_{org} -Gehalte von landwirtschaftlich genutzten Böden in Hessen (MOLDENHAUER 2005).

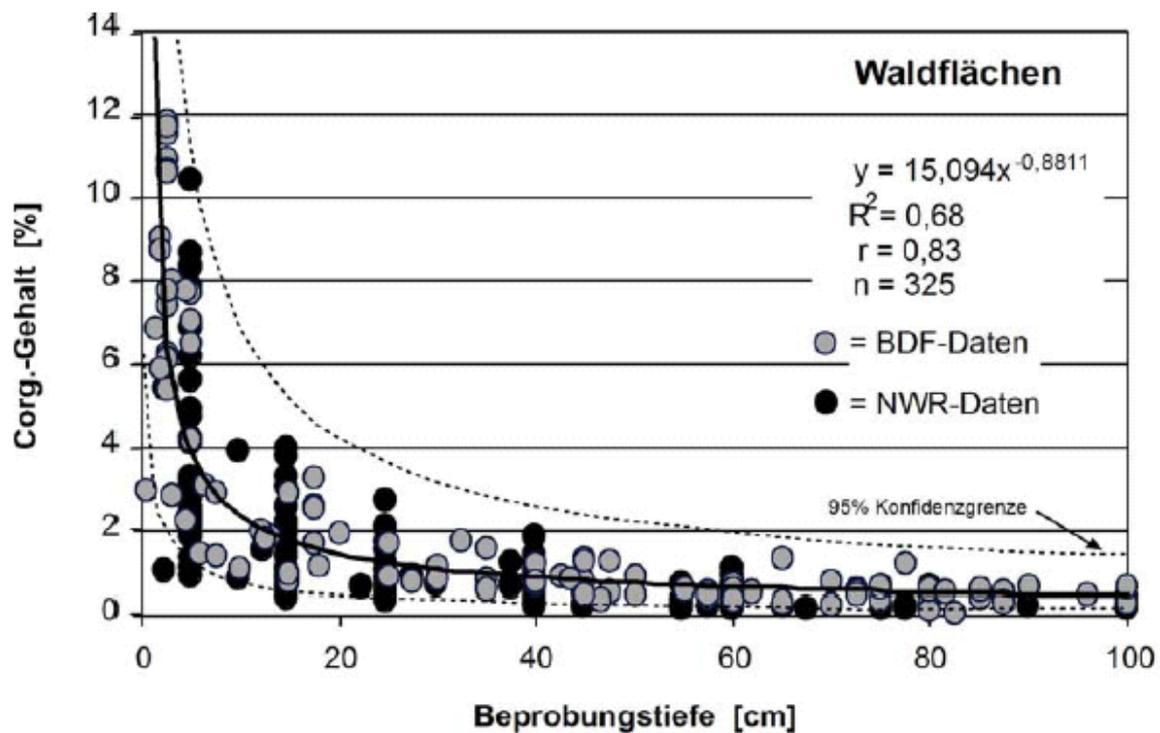


Abb. 3: Tiefenfunktion der C_{org} -Gehalte von forstlich genutzten Böden in Hessen (BDF = Boden-Dauerbeobachtung, NWR = Naturwaldreservate) (MOLDENHAUER 2005).

Da aus statistischer Sicht nichts gegen einen Einsatz der Tiefenfunktionen spricht, wurden mit den beiden Gleichungen die Bodenkohlenstoffgehalte bis 1 m Profiltiefe jeweils für eine standardisierte Bodensäule modelliert, wobei immer in 1 cm-Schritten gerechnet wurde.

Für die Lagerungsdichte bzw. das Trockenraumgewicht wurden die Analysedaten von hessischen Waldböden bei HOCKE (1995) ausgewertet. Mit diesen ließ sich ebenfalls eine mit $r = 0,97$ hochsignifikante Tiefenfunktion erstellen (s. Abb. 4).

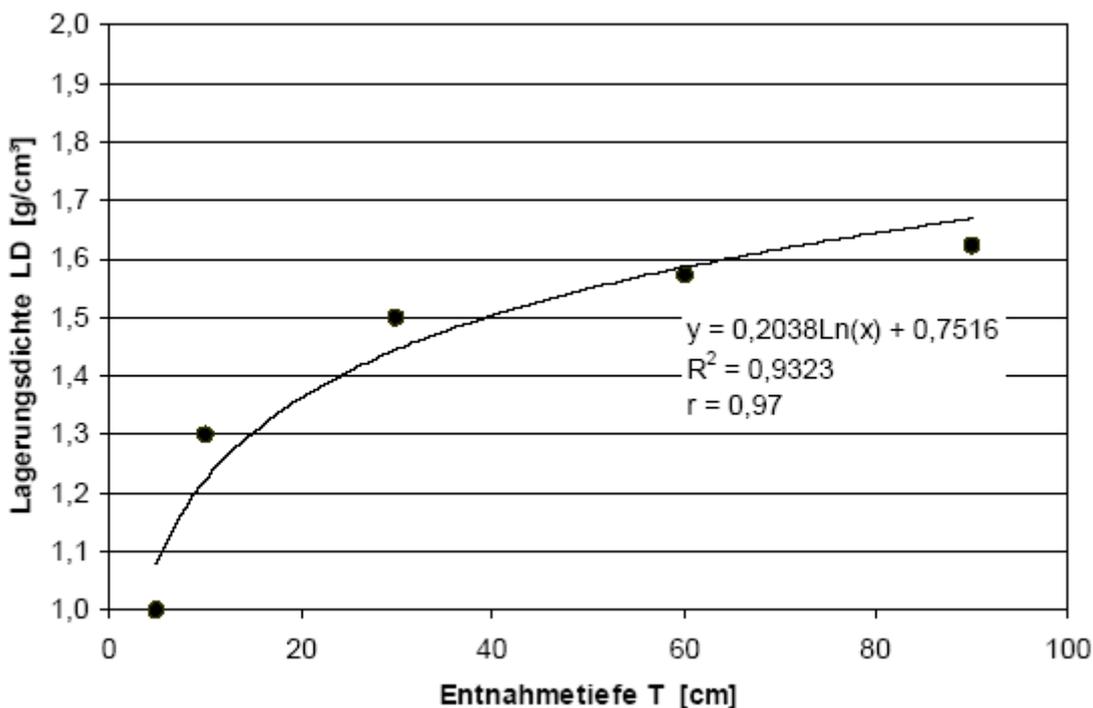


Abb. 4: Tiefenfunktion der Lagerungsdichte hessischer Waldböden (MOLDENHAUER 2005).

Mit der zugehörigen Bestimmungsgleichung:

$$y = f(0,2038 \ln(x) + 0,7516)$$

dabei gilt:

x = Tiefe in cm

y = Lagerungsdichte (LD) in g/cm³

wurde wiederum in 1 cm-Schritten die Lagerungsdichte für die Standardbodensäule der Forststandorte berechnet. Auf die Acker- und Grünlandstandorte wurde die Funktion jedoch nicht übertragen, weil davon auszugehen ist, dass die Oberböden durch die Beackerung verdichtet sind. Hier wurde mit SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) für das gesamte Profil ein einheitlicher Wert von 1,2 g/cm³ angenommen. Versuchsweise wurden die Waldstandorte ebenfalls mit einem Durchschnittswert berechnet. Das Ergebnis war dem berechneten sehr ähnlich,

womit die Verwendung eines Durchschnittswertes für die Lagerungsdichte im Falle der Agrarflächen als unproblematisch eingestuft wurde.

Daraus ergibt sich für hessische Böden ein Kohlenstoffvorrat von rund 150 t/ha•1m Boden. Die nach Nutzung differenzierten Werte zeigt Tab. 2.

Tab. 2: Kohlenstoffvorräte hessischer Böden im Mineralboden bis 1 m Tiefe [t/ha] (MOLDENHAUER 2005).

Kohlenstoff [t/ha]	Wald	Grünland	Acker
Streuauflage	9,0		
Organische Auflage	19,8		
Oberboden	62,4	64,35	43,2
Unterboden bis 1m Tiefe	93,6	88,4	72,8
Gesamtgehalt 1m Bodenprofil	175,8*	152,75	116,0

* ohne Streuauflage

Für die gesamte hessische Landesfläche ergibt sich auf Grund der Landnutzung (s. Abb. 5) ein Bodenkohlenstoffvorrat von rund 240 Millionen Tonnen (Tab. 3).

Tab. 3: Gespeicherter Bodenkohlenstoff in Hessen bis 1 m Profiltiefe (MOLDENHAUER 2005, Werte gerundet).

Waldflächen [t]	Ackerflächen [t]	Grünlandflächen [t]	Gesamt [t]
138.000.000	66.500.000	37.500.000	242.000.000

Der Fehler dieser Bilanzrechnung ist angesichts der festgestellten natürlichen Schwankungen nicht einfach abzuschätzen. Zurzeit ist es auf Grund der Datenlage nicht möglich, den Steingehalt und die humusreichen Böden besser zu berücksichtigen. Ersteres würde die Bilanz nach unten korrigieren, letzteres nach oben. Unter Berücksichtigung der für die Tiefenfunktion der Kohlenstoffgehalte und der Lagerungsdichte ermittelten Korrelationskoeffizienten dürfte der mögliche Fehler sich aber auf etwa $\pm 20\%$ an der Gesamtkalkulation belaufen.

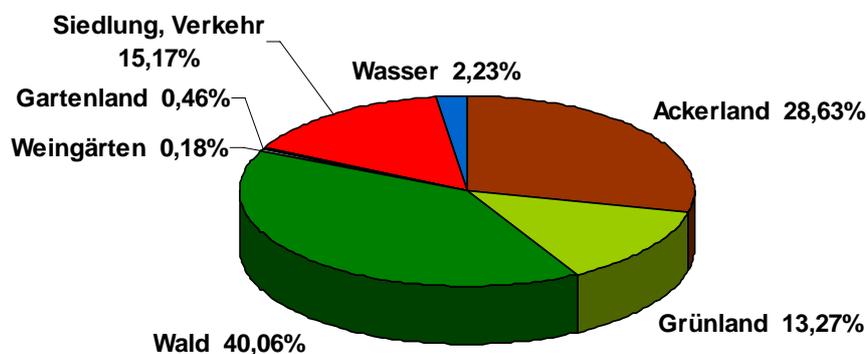


Abb. 5: Landnutzung in Hessen 2005 (HLUG 2008).

3.4 Kohlenstoffdynamik

Ein 25-jähriges Monitoring der Kohlenstoff-Gehalte von Oberböden in Großbritannien ergab einen immensen Kohlenstoffverlust von 13.000.000 Tonnen. Neben der Landnutzung wurde ein Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel hergestellt (BELLAMY ET AL. 2005; SCHULZE & FREIBAUER 2005; SMITH ET AL. 2007).

Eine erste vorläufige Auswertung der bisher vorliegenden Kohlenstoffgehalte der hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen von 1992-2007 konnte dieses Bild nicht bestätigen (Abb. 6). Eine generelle Abnahme der Kohlenstoffgehalte in hessischen Böden lässt sich nicht belegen, die Gehalte bleiben weitgehend konstant. HOUGHTTON (1998) sieht zurzeit ebenfalls eine weltweit ausgeglichene Bilanz des Bodenkohlenstoffkreislaufes. Hauptursache der CO₂-Freisetzung in die Atmosphäre seien vor allem Landnutzungsänderungen in der jüngeren Vergangenheit. N-Mineralisation und erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre könnten der potenziellen C-Freisetzung durch Klimaerwärmung gegensteuern (eine erhöhte CO₂-Konzentration in der Atmosphäre erweitere das C/N-Verhältnis im Boden, so dass die N-Mineralisation verlangsamt werde und so der potenziellen C-Freisetzung aus dem Boden durch die Klimaerwärmung gegengesteuert werden könne).

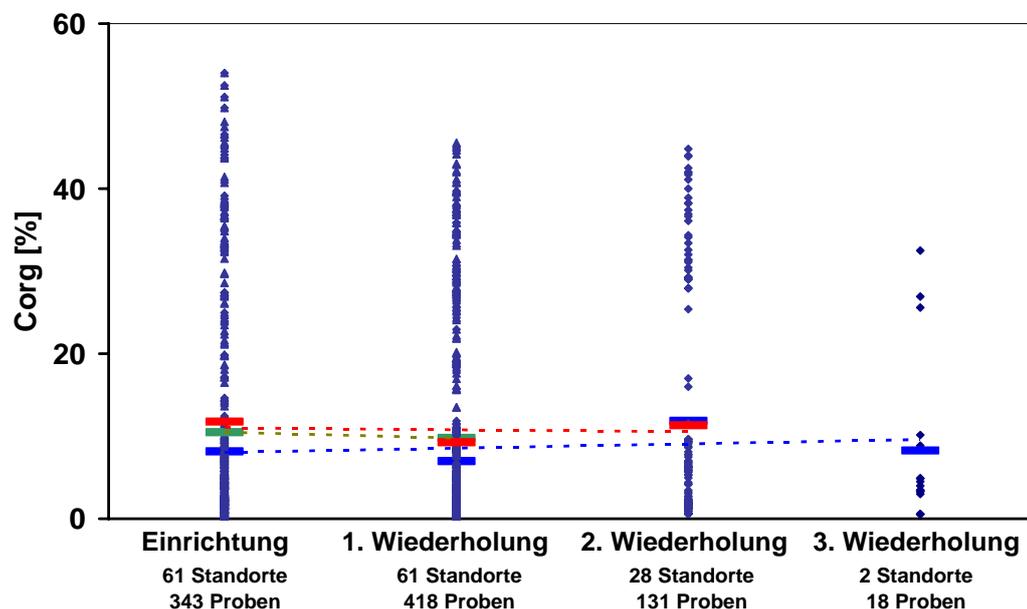


Abb. 6: Entwicklung der Kohlenstoffgehalte auf hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen (Einrichtung ab 1992). **Blaue Punkte** = alle Messwerte, **Querstrich** = Mittelwert. **grün** = **Mittelwert und Trendlinie** von 61 Standorten, für welche die 1. Wiederholungsprobe vorliegt (418 Proben; Intervall 5 Jahre). **rot** = **Mittelwert und Trendlinie** von 28 Standorten, für welche die zweite Wiederholungsprobe vorliegt (131 Proben; Intervall 10 Jahre). **blau**: **Mittelwert und Trendlinie** von bisher nur 2 Standorten, für welche die dritte Wiederholungsprobe vorliegt (18 Proben; Intervall 15 Jahre).

Ursache für die widersprüchlichen Untersuchungsergebnisse zum Einfluss des Klimawandels auf den Humuskörper (KÖGEL-KNABNER & LÜTZOW 2008) könnten aber auch regionale bzw. standorttypische Besonderheiten sein. Eine differenziertere Betrachtung der Daten der hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen gibt erste Hinweise auf regionale und nutzungsbedingte Unterschiede.

Die Betrachtung zweier Ackerstandorte auf Löss (einer in der Rheinheimer Bucht, der andere in der Wetterau) zeigt eine absolute Abnahme der Kohlenstoffgehalte seit 1993 um etwa 0,2 Prozentpunkte (s. Abb. 7). Dies entspricht rund 14 t Kohlenstoff pro Hektar in 14 Jahren.

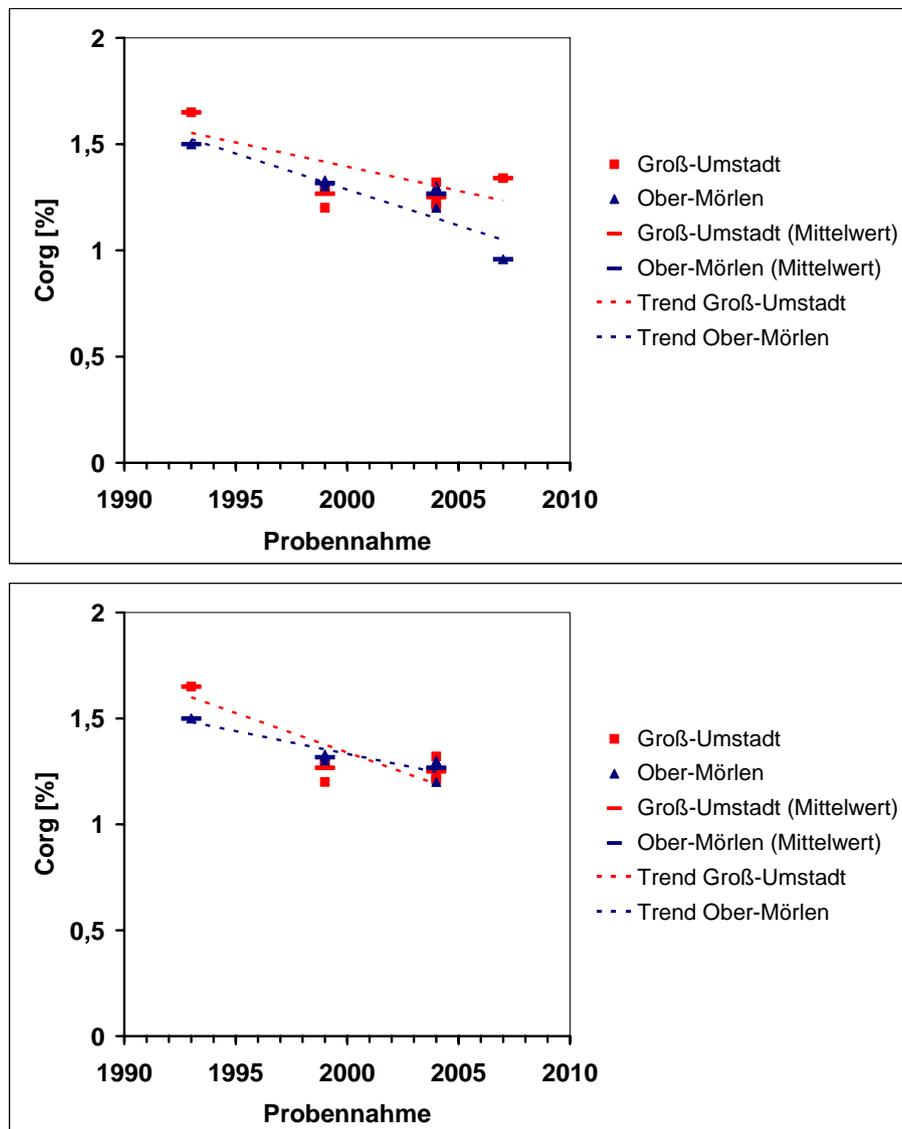


Abb. 7: Vergleich der C_{org}-Gehalte zweier Ackerstandorte (Ap-Horizont) auf Löss (Oben: Trendlinien über vier Termine zwischen 1993 und 2007; Unten: Wie oben, allerdings ohne 2007)².

² Für den vorliegenden Laborversuch 2007 wurde auch der C_{org}-Gehalt bestimmt. Da die Proben jedoch nach einem vereinfachten Probennahmeverfahren genommen wurden, dienen die Ergebnisse nur zur Orientierung.

Zwei Standorte mit tief humosen Braunerden aus Basaltschutt mit unterschiedlicher Nutzung (Wald, Grünland) in der Rhön zeigen dagegen ein erstaunlich einheitliches Bild mit zunehmendem Kohlenstoffgehalt im Oberboden (s. Abb. 8).

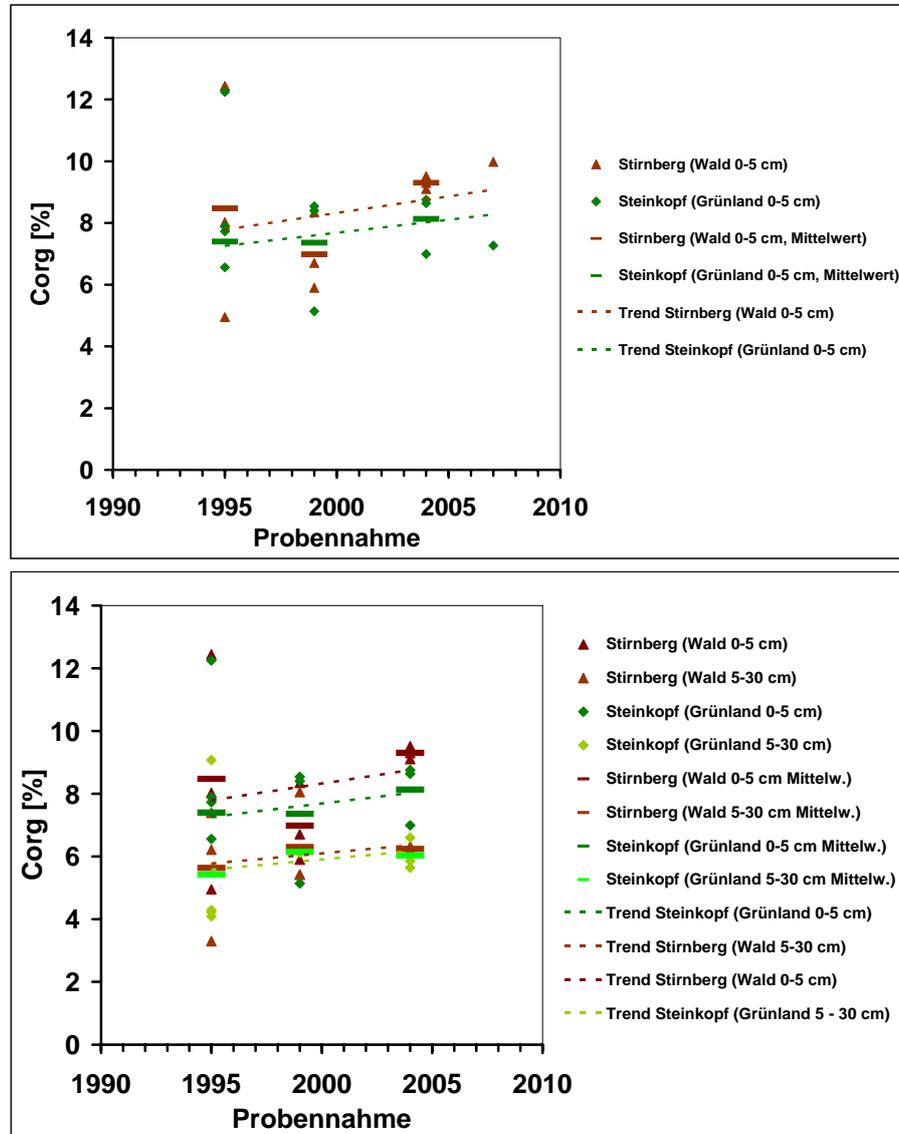


Abb. 8: Vergleich der C_{org} -Gehalte zweier Standorte (Wald und Grünland) in der Rhön (Oben: Vier Termine zwischen 1995 und 2007; Unten: Ohne 2007², zusätzlich Werte größerer Entnahmetiefen).

Die Auswertung der Daten der BDF am Flughafen Frankfurt, von der schon die Daten von vier regulären Probennahmen vorliegen, zeigt ein uneinheitliches Bild über die verschiedenen Horizonte (Abb. 9). Setzt man den Kohlenstoffgehalt in Beziehung zum Stickstoffgehalt (Abb. 10), ergibt sich eine deutliche Abnahme des C/N-Verhältnisses (Abb. 11), was für einen beschleunigten Humusabbau sprechen würde.

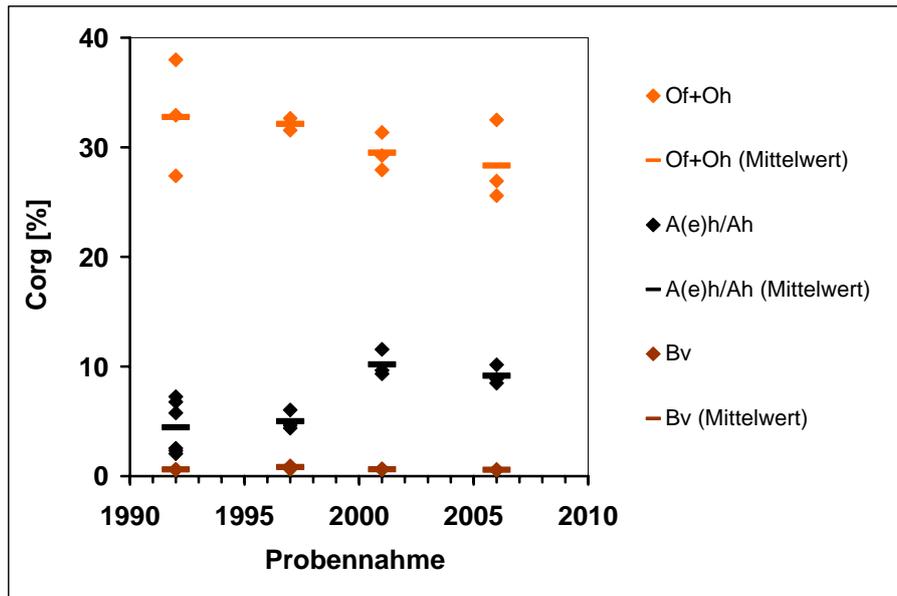


Abb. 9: BDF Flughafen Frankfurt, Kohlenstoffgehalte (C_{org}).

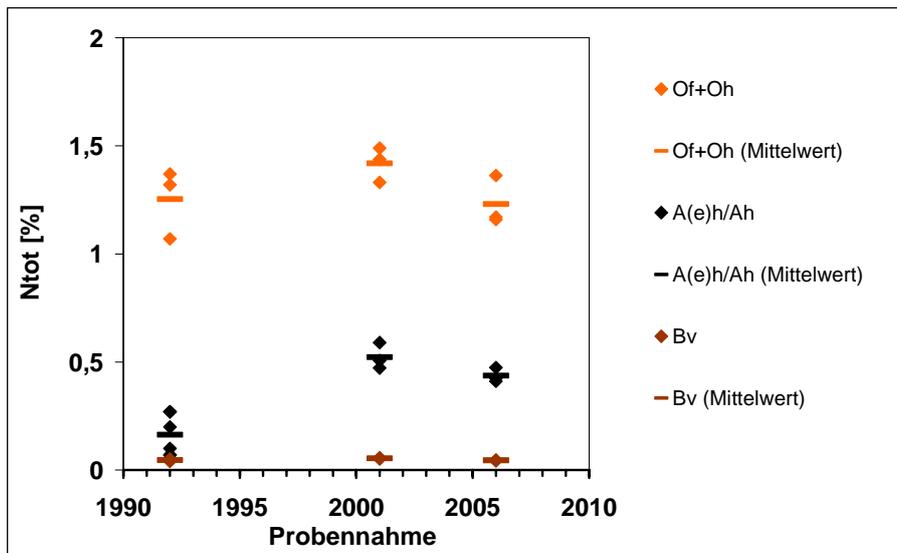


Abb. 10: BDF Flughafen Frankfurt, Stickstoffgehalte.

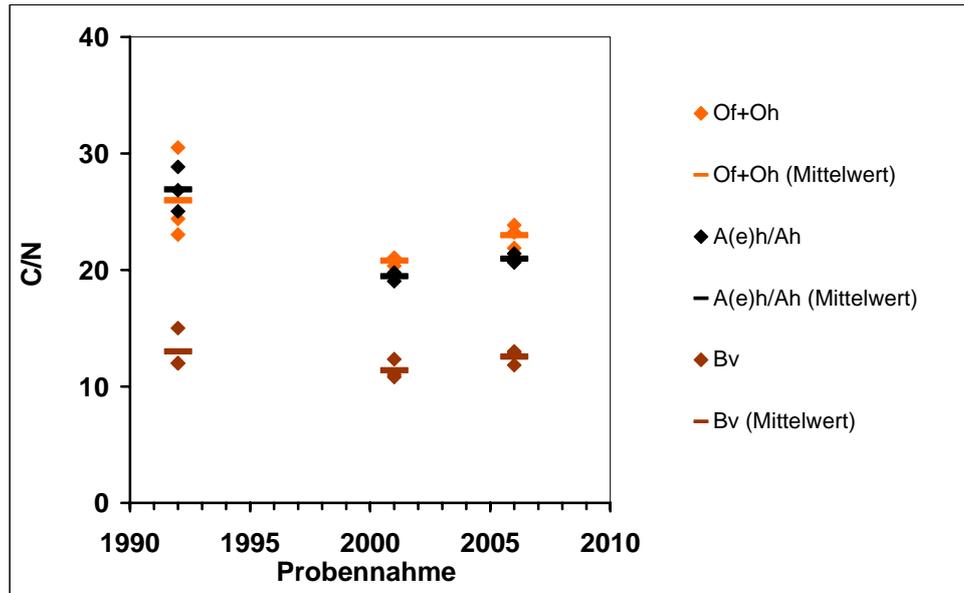


Abb. 11: BDF Flughafen Frankfurt, C/N-Verhältnisse.

Aus den vorliegenden Daten über die Kohlenstoffgehalte der Boden-Dauerbeobachtung lässt sich also noch kein einheitlicher Trend ableiten. Es scheint aber regional und nutzungsbedingt unterschiedliche Potenziale und Entwicklungen zu geben.

4 Material und Methoden

4.1 Feldarbeiten

4.1.1 Auswahl der Standorte

Für die Versuchsreihe wurden Böden von hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen beprobt und untersucht, um bei der Auswertung der Daten des CO₂-Versuchs die bereits vorliegenden Untersuchungsergebnisse dieser Flächen nutzen zu können und zu sehen, ob die Laborergebnisse erste Hinweise zu regionalen und nutzungsbedingten Unterschieden untermauern.

Die Auswahl der Standorte sollte die typischen hessischen Bodengroßlandschaften repräsentieren. Zum ersten die Hauptnutzungsformen sowie die am weitesten verbreiteten Ausgangsgesteine in Kombination mit den Hauptbodentypen Braunerde und Parabraunerde. Daneben wurde ein Boden aus der rezenten Rheinaue aufgenommen, da hier die Kohlenstoffvorräte besonders hoch sind:

- Kriterium Nutzungsform:
 - Wald (Ah-Horizont)
 - Grünland (Ah-Horizont)
 - Acker (Ap-Horizont)
 - Acker (Unterboden)

- Kriterium Ausgangsgestein:
 - Löss
 - Basalt
 - Schiefer
 - Buntsandstein

Da nicht alle Merkmalskombinationen bei den Boden-Dauerbeobachtungsflächen vorzufinden sind (besonders beim Nutzungskriterium Acker), musste die Beprobung an die Gegebenheiten angepasst werden. Die beprobten Flächen sind in Tabelle 4 aufgeführt, ihre Lage ist in Abbildung 12 ersichtlich.

Tab. 4: Beprobte BDF-Standorte und deren Merkmale (Geologie, Bodentyp, Nutzung).

Lfd. Nr.	BDF-Standort	TK-Nr.	TK-Name	Geologie	Bodentyp	Nutzung, Vegetation
9	Groß Umstadt	6119	Groß Umstadt	Löss	Parabraunerde	Acker
18	Ober Mörlen I	5618	Friedberg	Löss	Tschernosem-Parabraunerde	Acker
24	Oberelsungen	4621	Wolfhagen	Lösslehm	erodierte Parabraunerde	Acker
41	Butzbach-Bodenrod	5517	Cleeberg	Devonschiefer	Pseudogley	Acker
3	Biebesheim	6216	Gernsheim	Auensedimente des Rheins	Vega	Grünland
14	Rhön-Steinkopf	5526	Bischofsheim	Basalt	Braunerde	Grünland
65	Altenlotheim	4819	Fürstenberg	Grauwacke	Braunerde	Grünland
59	Lettgenbrunn	5822	Wiesen	Buntsandstein	Braunerde	Weide
1	Flughafen Frankfurt	5917	Kelsterbach	umgelagerter Flugsand über Mainterrasse	Podsolige Gley-Braunerde	Wald (Kiefer, Eiche)
13	Rhön-Stirnberg	5526	Bischofsheim	Basalt	Braunerde	Wald
16	Krofdorf- Gleiberg	5317	Rodheim Bieber	Grauwacke	Parabraunerde-Pseudogley	Wald
23	Hann.-Münden	4523	Münden	mittlerer Buntsandstein	podsolige, pseudovergleyte Braunerde	Wald (Mischwald)

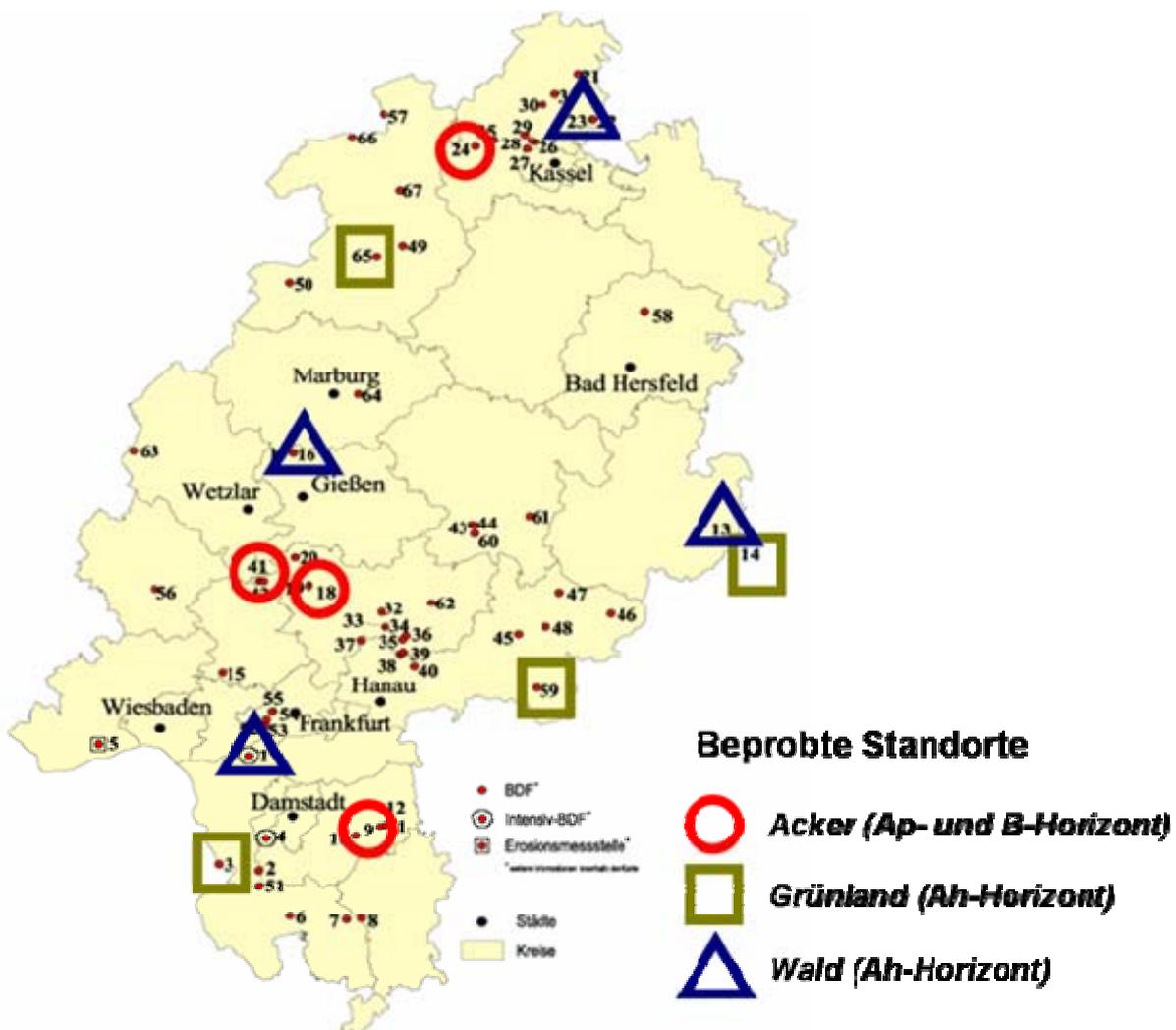


Abb. 12: Beprobte Boden-Dauerbeobachtungsflächen und deren Nutzung (Kartengrundlage: HLUG; verändert).

4.1.2 Probennahme

Die Probennahme wurde am 7., 8. und 10.08.2007 durch Dr. Karl-Heinz Emmerich (HLUG) und Oliver Wegener (AGROFOR) durchgeführt. Die Entnahme erfolgte mit einem Spaten. Die Böden wurden direkt nach der Probennahme gekühlt transportiert und anschließend im Labor homogenisiert und portionsweise eingefroren. Die Beprobungstiefen richteten sich nach der Mächtigkeit des Ah-Horizontes. Zu Vergleichszwecken wurde auf den Ackerflächen zusätzlich die Tiefe 30 bis 60 cm beprobt, die einen wesentlich geringeren Humusgehalt aufweist.

Tab. 5: Beprobungstiefen.

BDF	Bezeichnung	Nutzung	Bodentyp	Beprobungstiefe	
				[cm unter GOF*]	
				von	bis
9	Groß-Umstadt	Acker	Parabraunerde	0	30
18	Ober-Mörten 1	Acker	Tschernosem-Parabraunerde	0	30
24	Oberelsungen	Acker	erodierte Parabraunerde	0	30
41	Bu.-Bodenrod	Acker	Pseudogley	0	30
9	Groß-Umstadt	Acker	Parabraunerde	30	60
18	Ober-Mörten 1	Acker	Tschernosem-Parabraunerde	30	60
24	Oberelsungen	Acker	erodierte Parabraunerde	30	60
41	Bu.-Bodenrod	Acker	Pseudogley	30	60
3	Biebesheim	Grünland	Vega	0	10
14	Rhön-Steinkopf	Grünland	Braunerde	0	15
59	Lettgenbrunn	Grünland	Braunerde	0	5
65	Altenlotheim	Grünland	Braunerde	0	5
1	FFM Flughafen	Wald	Podsolige Gley-Braunerde	0	5
13	Rhön-Stirnberg	Wald	Braunerde	0	5
16	Krofdorf-Gleiberg	Wald	Parabraunerde-Pseudogley	0	5
23	Hann.-Münden	Wald	podsolige, pseudovergleyte Braunerde	0	5

*GOF: Geländeoberfläche

4.2 Laborarbeiten

4.2.1 Untersuchungsparameter

Um die im Versuch gewonnenen Daten mit bereits vorhandenen Daten abgleichen sowie Trends und Handlungsstrategien ableiten zu können, wurden folgende Parameter untersucht:

- Mikrobielle Respiration nach ISERMEYER (1952; modifiziert nach JÄGGI 1976),
- C_{org} (in Anlehnung an DIN 19684-2)
- Gesamtkohlenstoff (TOC, DIN ISO 10694)
- Gesamtstickstoff (N_{total}, DIN ISO 11261-8)
- pH-Wert (DIN ISO 10390-7)
- Wassergehalt (DIN ISO 11465)

4.2.2 Planung des Laborversuchs zur Bestimmung der mikrobiellen Respiration

Wie die Lufttemperatur ist auch die Bodentemperatur jahreszeitlichen und kurzzeitigen Schwankungen unterworfen, die im Boden allerdings nicht so stark ausgeprägt sind wie in der Luft, weil der Wärmetransport im Boden langsamer abläuft. Dadurch vollzieht sich die Erwärmung bzw. Abkühlung des Bodens mit zunehmender Bodentiefe verzögert und langsamer. In etwa 2 m Tiefe entspricht die Temperatur des Bodens der mittleren jährlichen Lufttemperatur der Region (Abb. 13).

Um die CO₂-Freisetzung aus hessischen Böden im Jahreslauf zu ermitteln, müsste ein Langzeitversuch mit entsprechenden Varianten und Wiederholungen über mehrere Jahre installiert werden.

Aus zeitlichen und finanziellen Gründen musste allerdings ein Versuchsschema konzipiert werden, welches es ermöglichte, in kurzer Zeit viele Daten zu generieren und erste Erkenntnisse zu möglichen Auswirkungen der Klimaerwärmung auf hessische Böden zu erhalten. In Anlehnung an die von RICHTER (1986) (Abb. 13) dargestellten, charakteristischen Bodentemperaturprofile wurde ein idealisierter Bodentemperatur-Jahresgang abgeleitet (Abb. 14). Unter der Annahme, dass die mikrobielle Aktivität erst ab ca. 5 °C von Bedeutung ist, wurden vier Temperaturniveaus in 5 °C-Schritten (5 °C bis 20 °C) festgelegt, welche die mittlere Temperatur verschiedener Jahresabschnitte darstellen. Zudem wurde als „Extremwert“ 25 °C angenommen, da eine Erwärmung des Bodens auf diese Temperatur in den Sommermonaten nicht ungewöhnlich ist (Abb. 15).

Um einerseits möglichst signifikante Ergebnisse zu erhalten und andererseits den Versuch mit Blick auf die Anzahl der Varianten und Wiederholungen in einem überschaubaren und in dieser Zeit bearbeitbaren Rahmen zu halten, wurde eine extreme mittlere Bodentemperaturzunahme von 5 °C angenommen (Abb. 16), so dass alle neuen Temperaturniveaus 5 °C über den alten Niveaus lagen (10 °C, 15 °C, 20 °C und 25 °C sowie ein Maximum bei 30 °C) (Abb. 17).

Für den Versuch wurden somit sechs Temperaturniveaus von 5 °C bis 30 °C in 5 °C-Schritten festgelegt (Abb. 18). Je Temperaturniveau wurden

$$16 \text{ Varianten} \cdot 4 \text{ Wiederholungen} + 4 \text{ Blindwertgefäße} = 68 \text{ Gefäße}$$

eingepflanzt. Die Bebrütungsdauer sollte je nach Temperatur variieren (aufgrund des steigenden NaOH-Verbrauchs bei höheren Temperaturen kürzer als bei niedrigen).

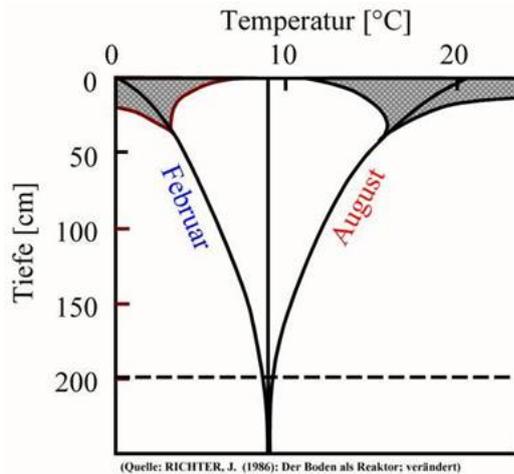


Abb. 13: Charakteristische Temperaturprofile eines Bodens im Februar und August (RICHTER 1986).

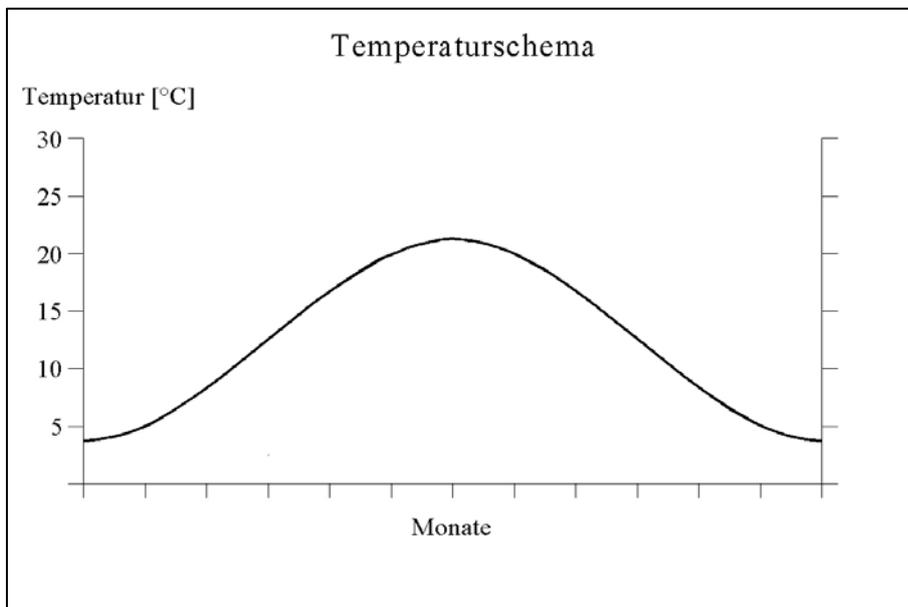


Abb. 14: Schematischer Jahresverlauf der Temperatur.

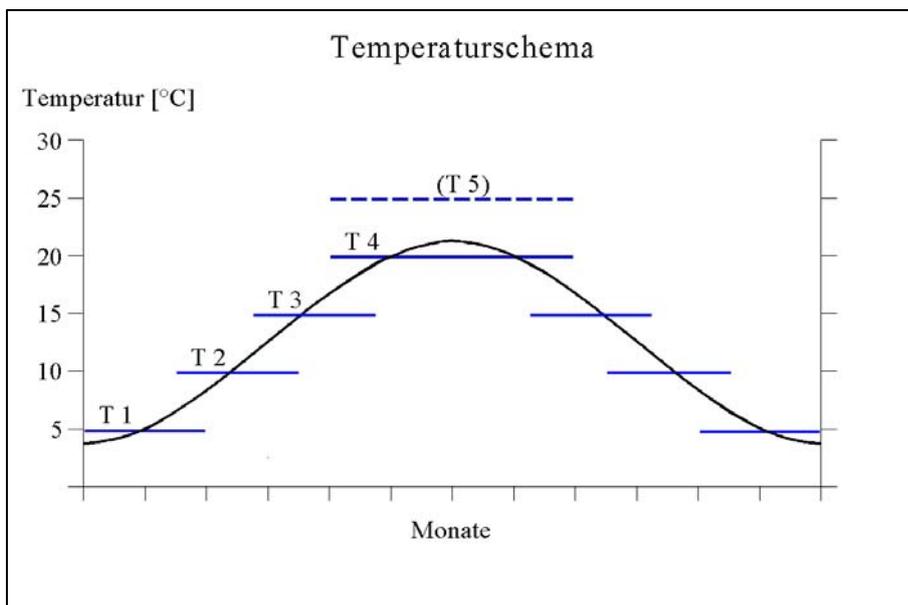


Abb. 15: Schematischer Jahresverlauf der Temperatur und mittlere Temperaturniveaus („Aktuell“ T1 bis T4 mit Maximum T5) für den Laborversuch.

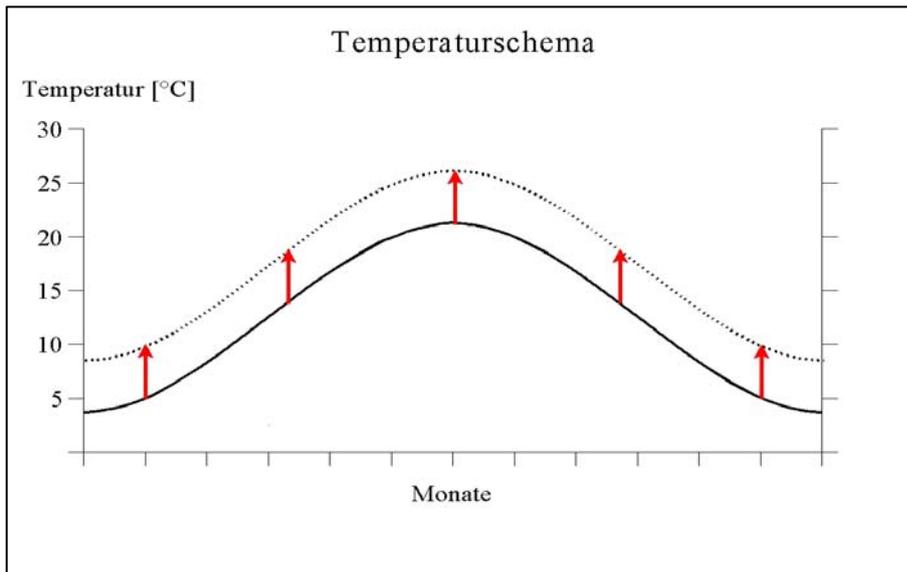


Abb. 16: Theoretische Veränderung des schematischen Jahresverlaufs der Temperatur durch Klimaerwärmung.

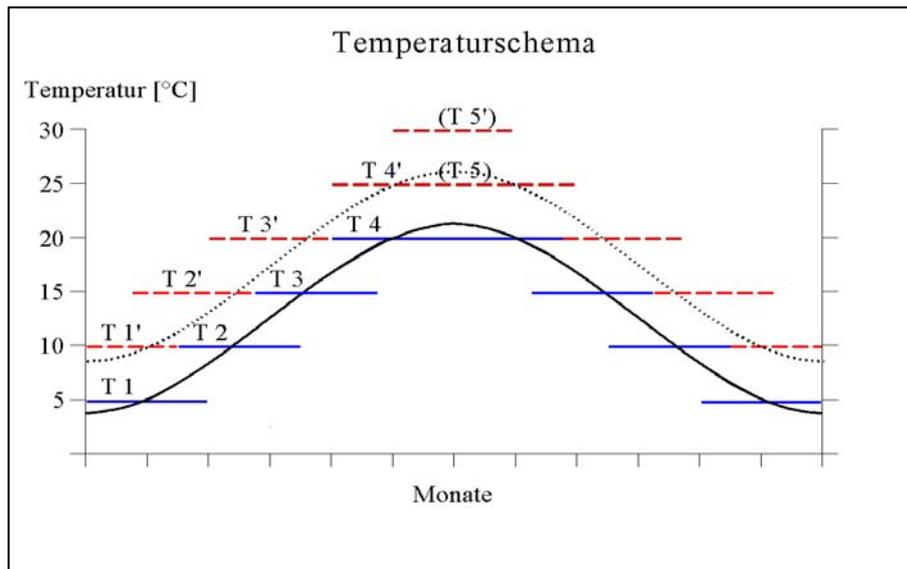


Abb. 17: Jahresverlauf der Temperatur und Temperaturniveaus („Aktuell“ T 1 bis T 4 mit Maximum T 5 sowie „Zukunft“ T 1' bis T 4' mit Maximum T 5') für den Laborversuch.

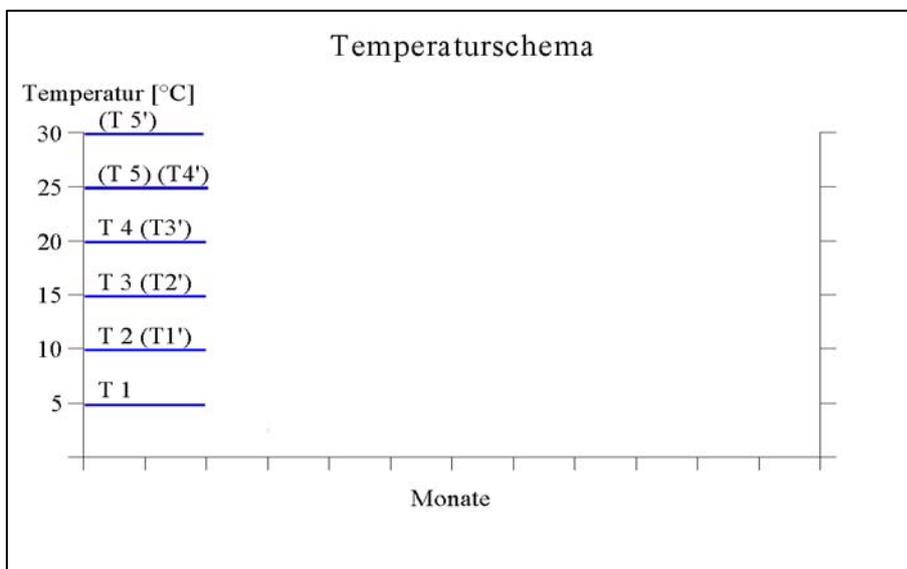


Abb. 18: Temperaturniveaus für den Laborversuch.

4.2.3 Durchführung des Laborversuchs

Für den Laborversuch nach ISERMAYER (1952; modifiziert nach JÄGGI 1976; beides zit. in SCHINNER ET AL. 1991) wurden jeweils 20 g Boden im angetauten Zustand in präparierte und perforierte PTFE-Fläschchen eingewogen und an Stopfen hängend in Erlenmeyerkolben über 20 ml Natronlauge (NaOH, 0,05 M; Titrisol) gehängt (Abb. 19).

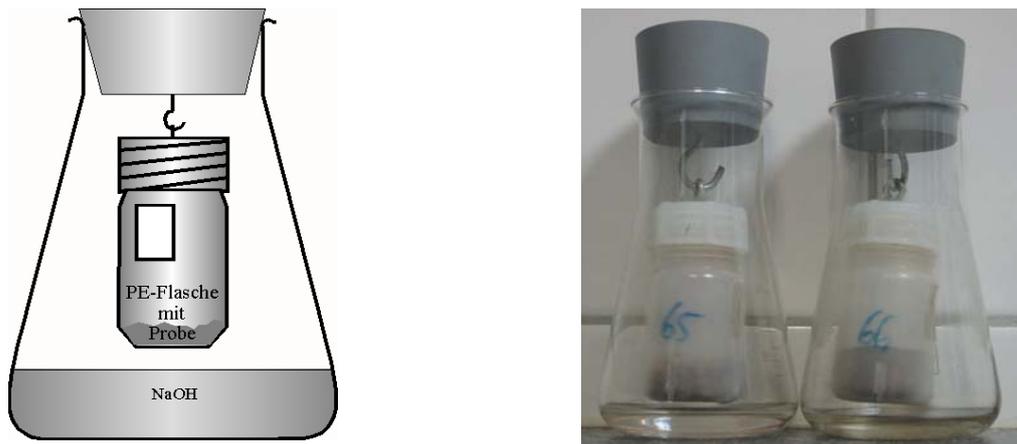


Abb. 19: Versuchsgefäße (links: Skizze; rechts: Foto).

Die Bebrütungsdauer in den Klima- bzw. Trockenschränken (5 °C, 10 °C und 15 °C im Klimaschrank der Fa. Memmert; 20 °C, 25 °C und 30 °C in zwei baugleichen Trockenschränken der Fa. Heraeus) variierte je nach Bebrütungstemperatur und betrug zwischen 50 und 140 Stunden.

Das entstandene CO₂ wurde in der Natronlauge absorbiert. Anschließend wurden 2 ml Bariumchloridlösung (BaCl₂, 0,5 M) zugegeben, um das absorbierte Kohlendioxid als Bariumcarbonat auszufällen. Danach wurde die unverbrauchte NaOH nach Zugabe von wenigen Tropfen Phenolphthalein gegen Salzsäure (HCl, 0,1 M; Titrisol) titriert. Daraus ergibt sich das Maß für die CO₂-Freisetzung.

Der Versuch wurde in vierfacher Wiederholung angesetzt. Daneben wurden zu jeder Versuchsreihe vier Gefäße nur mit NaOH (Blindwert-Gefäße) untersucht.

Nach Abschluss der Bebrütung und Titration wurde der Wassergehalt des Bodens bestimmt.

Bei einigen Varianten wurde nach dem ersten Bebrüten und Titrieren dem Gefäß noch einmal frische Natronlauge zugegeben und bebrütet, um Veränderungen über einen längeren Zeitraum ermitteln zu können. Zudem wurde von einigen Varianten (5 °C, 20 °C, 25 °C, 30 °C), bei denen es zeitlich noch möglich war, eine Wiederholungsmessung durchgeführt. Abschließend wurde eine Serie bei 25 °C, aber niedrigerem Bodenwassergehalt durchgeführt, um den Einfluss des Wassers auf die mikrobielle Respiration zu ermitteln.

Berechnungen:

1) Die im **Laborversuch freigesetzte Menge CO₂** je g Boden und Zeiteinheit (CO₂-Freisetzungsrate **CO_{2lab}**) kann berechnet werden aus der Menge an titrierter HCl abzüglich des Blindwertes (SCHINNER ET AL. 1991):

$$\frac{(BW-VP) \cdot 2,2 \cdot 100}{EW \cdot \% TS} = \text{mg CO}_2 \cdot \text{g TS}^{-1} \cdot 24 \text{ h}^{-1}$$

Dabei ist:

BW	Mittlerer HCl-Verbrauch der Blindwertprobe [ml]
VP	Mittlerer HCl-Verbrauch der Vollprobe [ml]
EW	Bodeneinwaage [g]
2,2	Faktor (1 ml 0,1 M HCl entspricht 2,2 mg CO ₂)
100 · % TS ⁻¹	Trockensubstanzfaktor

2) Die **hektarbezogene beprobte Bodenmasse (hBM_{beprobt})** in **t je ha** berechnet sich aus

$$\text{hBM}_{\text{beprobt}} = \text{LD} \cdot \text{PT} \cdot 10.000 \text{ m}^2 \cdot \text{ha}^{-1}$$

Dabei ist:

LD	Lagerungsdichte [t · m ⁻³] (siehe unten)
PT	Beprobungstiefe [m] (siehe Tab. 5)

Folgende Lagerungsdichten (**LD**) wurden angenommen (MOLDENHAUER, 2005):

Acker (Ap, Unterboden), Grünland (Ah)	1,20 t · m ⁻³
Wald (Of, Oh, Ah)	0,75 t · m ⁻³

Daraus ergibt sich, bezogen auf die Beprobungstiefen (**PT**, siehe Tab. 5) folgende **hektarbezogene beprobte Bodenmasse (hBM_{beprobt})**:

Acker (Ap, Unterboden)	1,20 t · m ⁻³ · 0,30 m · 10.000 m ² · ha ⁻¹ = 3.600 t · ha ⁻¹
Grünland (Ah)	1,20 t · m ⁻³ · 0,05 m · 10.000 m ² · ha ⁻¹ = 600 t · ha ⁻¹ (Lettgenbrunn, Altenlotheim)
	1,20 t · m ⁻³ · 0,10 m · 10.000 m ² · ha ⁻¹ = 1.200 t · ha ⁻¹ (Biebesheim)
	1,20 t · m ⁻³ · 0,15 m · 10.000 m ² · ha ⁻¹ = 1.800 t · ha ⁻¹ (Rhön-Steinkopf)
Wald (Of, Oh, Ah)	0,75 t · m ⁻³ · 0,05 m · 10.000 m ² · ha ⁻¹ = 375 t · ha ⁻¹

3) Die **potenzielle CO₂-Freisetzung einer Fläche in kg CO₂ je ha innerhalb von 24 h (CO_{2pot})** entspricht dann dem Produkt:

$$\text{CO}_{2\text{lab}} \cdot \text{hBM}_{\text{beprobt}}$$

Dabei ist (siehe oben):

CO _{2lab}	CO ₂ -Freisetzungsrate im Laborversuch [mg CO ₂ · g TS ⁻¹ · 24 h ⁻¹ = kg CO ₂ · t TS ⁻¹ · 24 h ⁻¹]
hBM _{beprobt}	hektarbezogene beprobte Bodenmasse [t · ha ⁻¹]

WICHTIG: Bei der Versuchsdurchführung wurde von idealisierten Bedingungen ausgegangen und nur die Temperatur variiert, weil die Veränderung weiterer Parameter (Temperatur-Tagesgang, Temperatur-Tiefenfunktion, variierender Wassergehalt, etc.) den Umfang dieses Versuchs gesprengt hätte.

5 Ergebnisse

Die C_{org} -Gehalte der Waldstandorte liegen über denen der Grünlandstandorte, mit Ausnahme des Standorts Krofdorf-Gleiberg, der unter dem C_{org} -Gehalt des Grünlandstandorts Rhön-Steinkopf, aber über den anderen Grünlandstandorten liegt. Die Wald- und Grünlandstandorte weisen höhere C_{org} -Gehalte auf als die Ackerstandorte. Bei den Ackerstandorten sind erwartungsgemäß die C_{org} -Gehalte der Unterböden niedriger als die der Oberböden (Abb. 20).

Betrachtet man die Ergebnisse des Inkubationsversuchs aller Varianten (Standorte, Nutzung, Tiefen und Temperaturniveaus) (Abb. 21), so ist festzustellen, dass tendenziell die CO_2 -Freisetzung mit steigender Temperatur zunimmt.

Bei den Ackerstandorten ist die Zunahme am geringsten (Abbildungen 22 und 23). Zum Teil sind die Freisetzungsmaxima schon bei 20 °C erreicht. Das zeigt sich besonders deutlich im Unterboden. Zum Teil kann dies durch die sehr geringen Konzentrationen bedingt sein, die nahe an der Bestimmungsgrenze liegen.

Auch bei Grünland fällt auf, dass bei 20 °C der Anstieg stagniert und erst bei 30 °C weiter ansteigt. Die humusreiche rezente Rheinaue (Standort Biebesheim) zeigt kein auffällig erhöhtes CO_2 -Freisetzungspotenzial (Abb. 24).

Bei den Waldstandorten ist die temperaturbedingte Zunahme der CO_2 -Freisetzung im Vergleich zu den Acker- und Grünland-Varianten am stärksten (Abb. 25).

Die beiden Standorte in der Rhön zeigen sowohl bei Grünland als auch bei Wald (Ausnahme: 20 °C) immer das höchste CO_2 -Freisetzungspotenzial, wobei die Freisetzungsraten im Wald deutlich über denen des Grünlands liegen (Abb. 26).

Durch Bodenbearbeitung ist der Kohlenstoffvorrat auf Ackerböden auf eine größere Tiefe verteilt, so dass sich ein völlig anderes Bild ergibt, wenn man die CO_2 -Freisetzung auf die potenziell freisetzbare Menge in $kg\ CO_2 \cdot ha^{-1} \cdot Tag^{-1}$ umrechnet (Abb. 27). **Dabei wird für die Berechnungen angenommen, dass der beprobte Bodenhorizont sich über die ganze Tiefe gleichmäßig aufwärmt und dass das CO_2 überall ungehindert in die Atmosphäre entweichen kann.** Die pro Hektar potenziell freisetzbare CO_2 -Menge ist bei den Ackerstandorten am höchsten, d.h. bis dreimal soviel CO_2 (Abb. 28) wie bei Waldstandorten, wobei auch die Freisetzung aus den Unterböden (Abb. 29) – zumindest im Temperaturbereich bis 20 °C – erheblich ist und zum Teil an die Menge im Oberboden heranreicht. Die potenzielle CO_2 -Freisetzung der Waldstandorte (Abb. 31) liegt deutlich unter der des Grünlands (Abb. 30). Grünland nimmt eine Mittelstellung ein. Besonders prägnant zeigt sich der Unterschied zwi-

schen Grünland und Wald beim Vergleich der beiden Rhönstandorte (Abbildungen 26 und 32).

In Abb. 33 ist der Zusammenhang zwischen C_{org} -Gehalt des Bodens und CO_2 -Freisetzung sowie die Trendlinien über alle Temperaturstufen und Varianten dargestellt. Tendenziell nimmt mit steigendem C_{org} -Gehalt des Bodens bei steigenden Temperaturen die CO_2 -Freisetzung zu.

Zwischen den Nutzungsformen und innerhalb der einzelnen Nutzungsformen sind erhebliche Schwankungen festzustellen (Abb. 34 und 35), die z.T. auf die C_{org} -Gehalte zurückzuführen sind. Betrachtet man die Nutzungsformen getrennt, so ist bei den Acker (0 – 30)- und Grünlandvarianten ein Anstieg der CO_2 -Freisetzung mit steigendem C_{org} -Gehalt festzustellen. Die Unterbodenvarianten Acker zeigen aufgrund der niedrigen Freisetzungsraten (Ausnahme Standort Groß-Umstadt) ein uneinheitliches Bild. Bei den Waldvarianten scheint ein negativer Trend mit steigendem C_{org} -Gehalt vorzuliegen. **Ursache ist aber vermutlich hier der unterschiedliche Wassergehalt der Proben bei der Entnahme und somit bei der Versuchsanlage im Labor.** Der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und C_{org} -Gehalt für die vorliegenden Proben ist in Abb. 36 dargestellt. In Abb. 37 sind Wassergehalt und CO_2 -Freisetzung abgebildet. Exemplarisch wurde für beide Abbildungen das 30 °C-Temperaturniveau gewählt.

Der Wassergehalt der Probe Frankfurt Flughafen liegt mit ca. 20 % deutlich unter den übrigen Waldstandorten (zwischen 35 und 45 %), und weist eine deutlich niedrigere CO_2 -Freisetzungsraten auf (Abb. 37). Zudem ist der Wassergehalt der Probe des Grünlandstandorts Rhön-Steinkopf mit ca. 43 % (Abb. 37) deutlich über den Gehalten der übrigen Grünlandstandorte (ca. 17 – 23 %), aber annähernd identisch mit dem Wassergehalt des Waldstandorts Rhön-Stirnberg (ca. 44 %).

Unter den gegebenen Wassergehalten weisen bei den Nutzungsformen Grünland und Wald jeweils die beiden Rhönstandorte (Braunerde aus Basalt) die höchsten CO_2 -Freisetzungsraten auf. Regional scheinen demnach Unterschiede in Abhängigkeit von der Nutzung eine Rolle zu spielen.

Um den Einfluss des Bodenwassergehalts auf die mikrobielle Respiration zu zeigen, wurde zusätzlich eine Serie bei 25 °C, aber leicht getrockneten Bodenproben durchgeführt. Aus Abb. 38 wird deutlich, dass bei den meisten Standorten mit sinkendem Wassergehalt auch die CO_2 -Freisetzung geringer wird. Lediglich bei den Standorten mit sehr geringer Freisetzung konnte dieser Trend nicht beobachtet werden.

Führt man exemplarisch für die drei Nutzungsformen (Acker, Grünland, Wald) die CO_2 -Freisetzungsraten der unterschiedlichen Temperaturniveaus, wie sie für den Versuch festge-

legt wurden (Abbildungen 14 – 18), zusammen, so zeigt sich, dass die CO₂-Freisetzung je nach Nutzungsform und dem gegebenen Wassergehalt (Wassergehalt bei der Probennahme) im Jahreslauf mit steigender Temperatur zunimmt. In den Abbildungen 39 bis 41 ist dies für verschiedene Nutzungen (Wald, Grünland, Acker; jeweils ein Standort) für eine aktuelle idealisierte Temperaturkurve sowie für eine insgesamt um 5 °C höher gelegene Temperaturkurve dargestellt. Die Stagnation zwischen 15 °C und 25 °C und der Anstieg bei 30 °C könnte zurückzuführen sein auf unterschiedlichen Mikroorganismen-Spezies, die ihr Aktivitäts-Maximum bei unterschiedlichen Temperaturen haben, ähnlich wie dies bei der Kompostierung festzustellen ist.

Deutlich wird auch hier wieder, dass erhebliche Unterschiede zwischen den Standorten bestehen. Die Standorte in der Rhön zeigen die stärksten Veränderungen. Am höchsten sind die zu erwartenden Änderungen in den Sommermonaten. Bei dem Waldstandort in der Rhön kommt es allerdings auch in den Wintermonaten zu einer verstärkten CO₂-Freisetzung. Eine genaue Quantifizierung der Änderungen lassen die Rahmenbedingungen der Versuchsanordnung jedoch nicht zu.

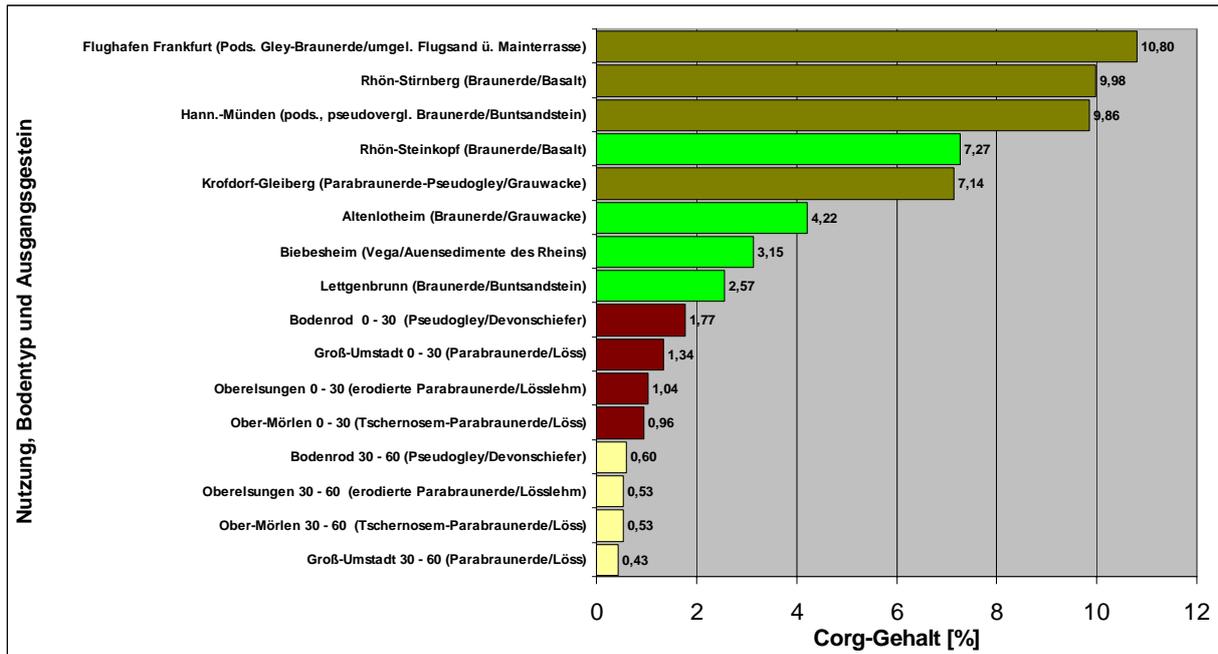


Abb. 20: Corg-Gehalt der Standorte, deren Bodentyp, Ausgangsgestein und Nutzung (Wald: olivgrün; Grünland: grün; Acker (Oberboden): dunkelbraun; Acker (Unterboden): hellgelb).

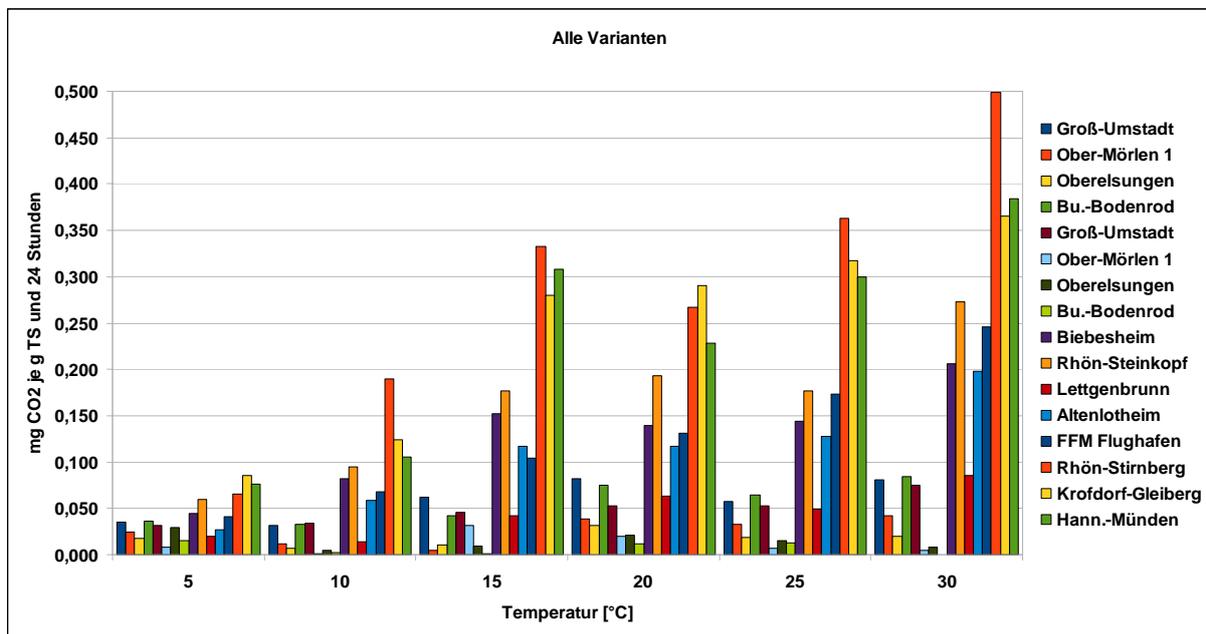


Abb. 21: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), alle Varianten.

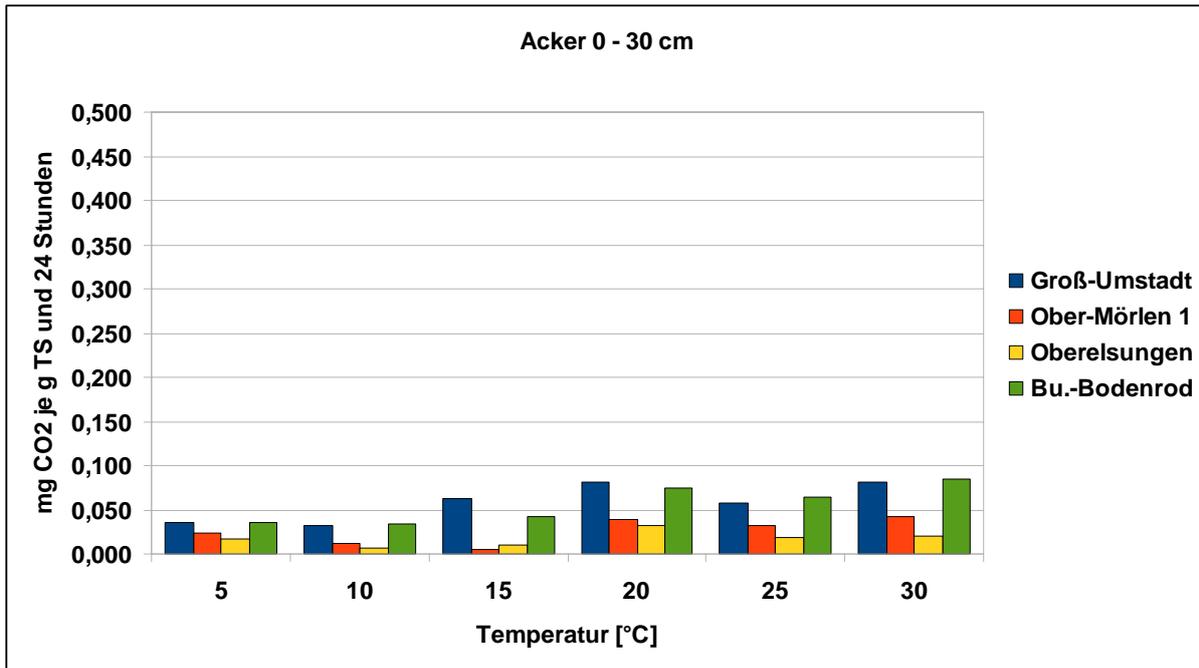


Abb. 22: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), Acker 0 - 30.

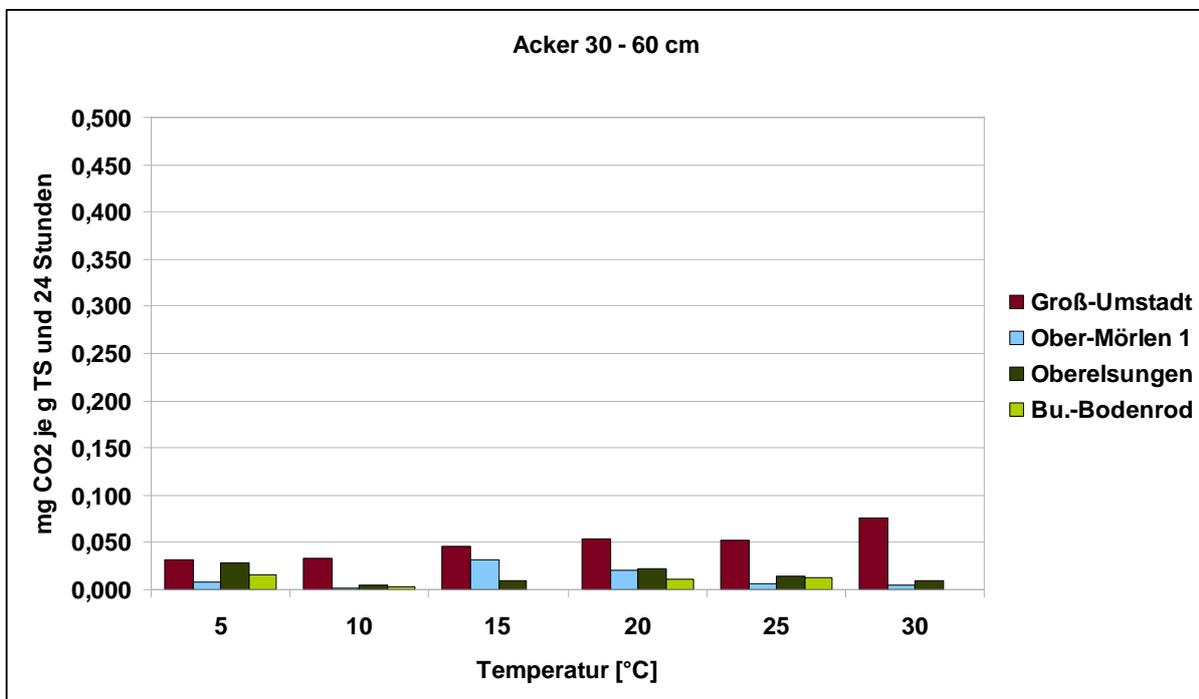


Abb. 23: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), Acker 30 - 60.

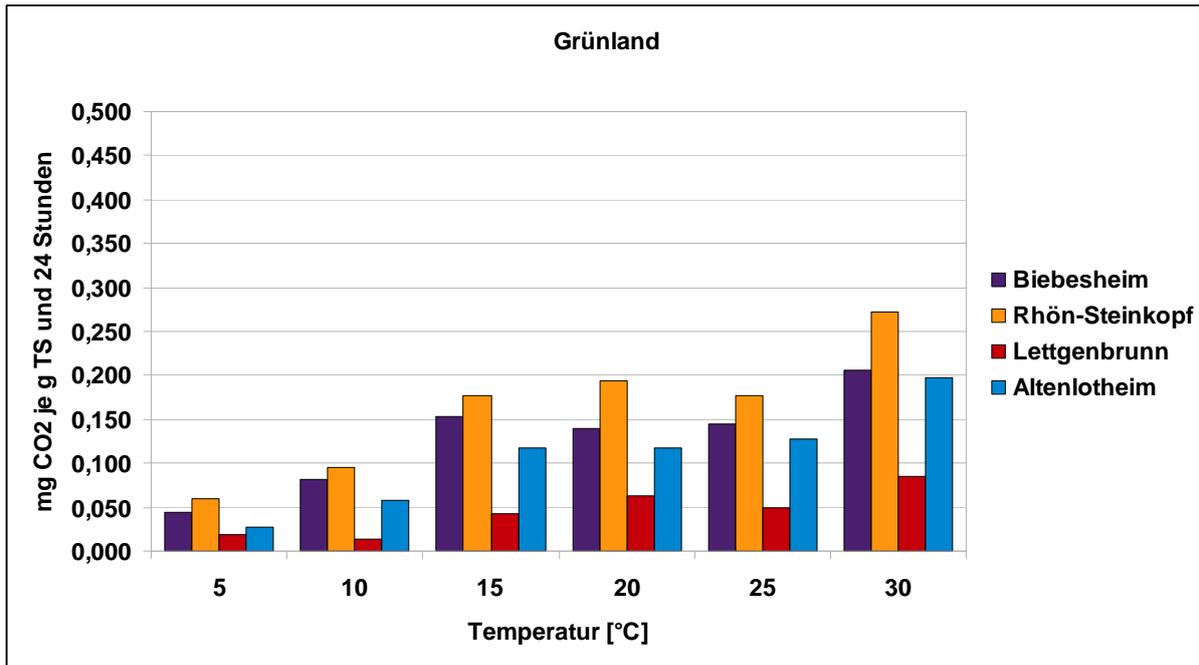


Abb. 24: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), Grünland.

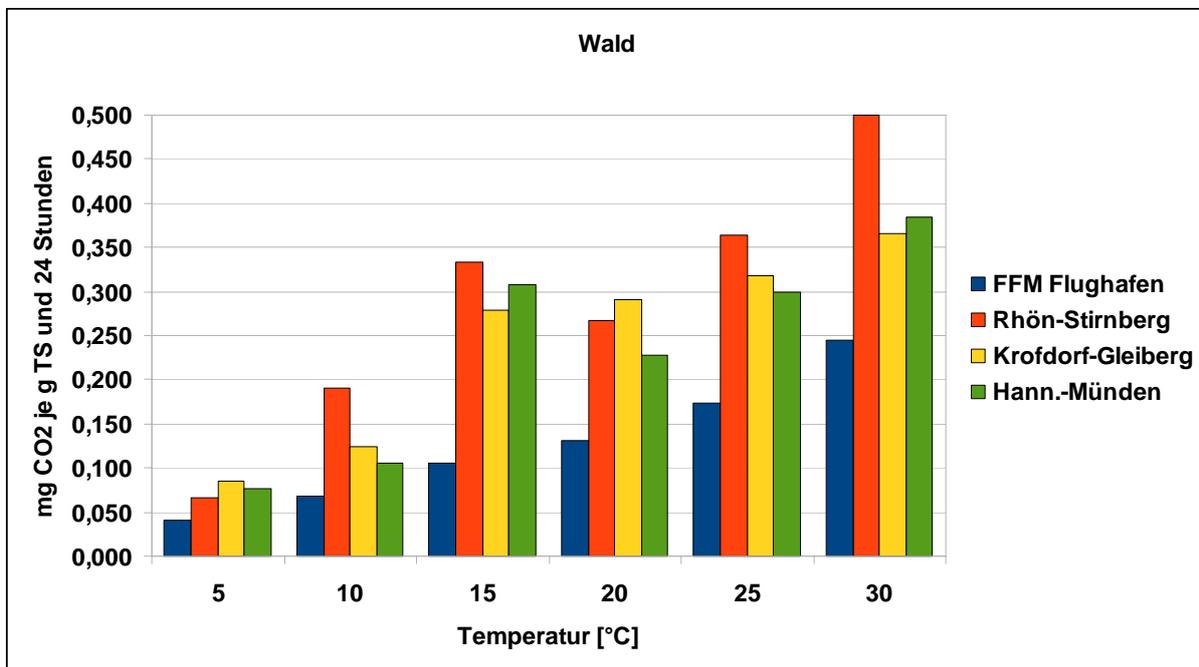


Abb. 25: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), Wald.

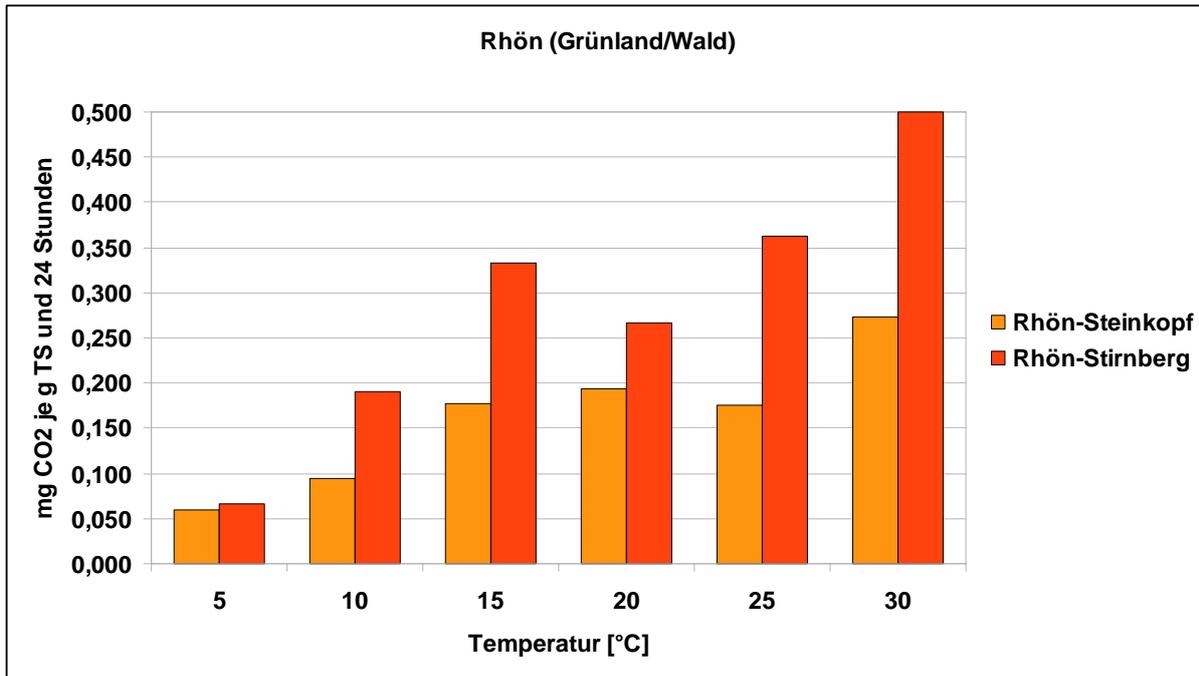


Abb. 26: CO₂-Freisetzungsraten (mg CO₂ je Gramm TS und Tag), Vergleich der Standorte Rhön-Steinkopf (Grünland) und Rhön-Stirnberg (Wald).

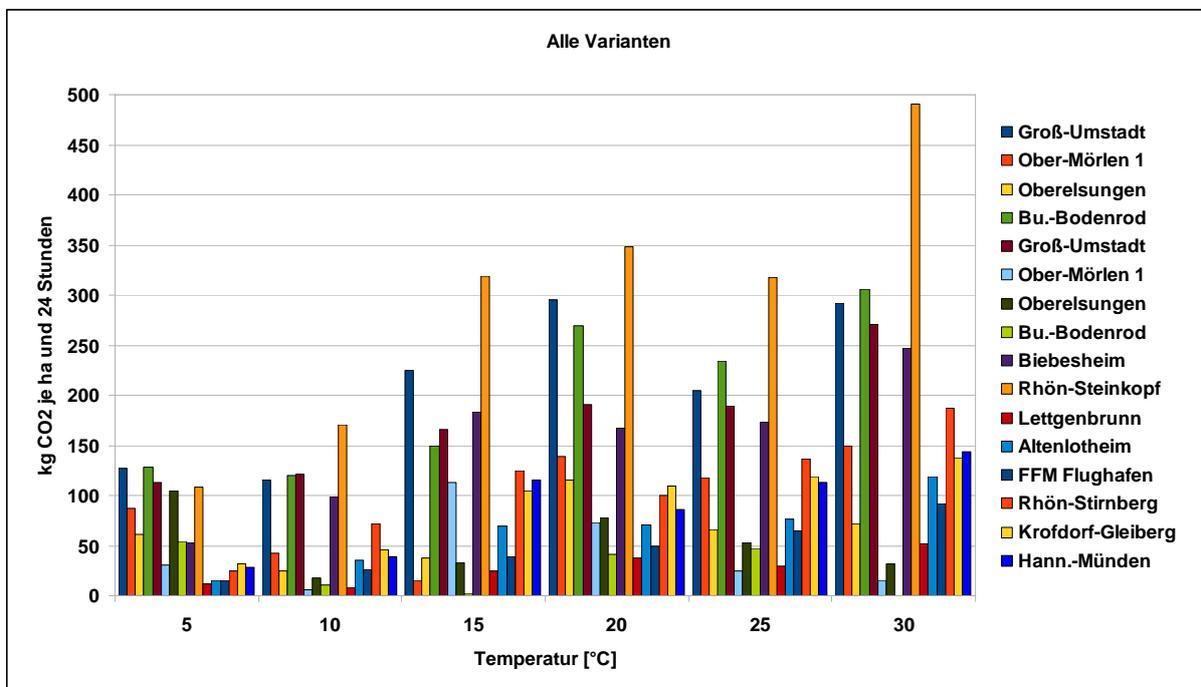


Abb. 27: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), alle Varianten.

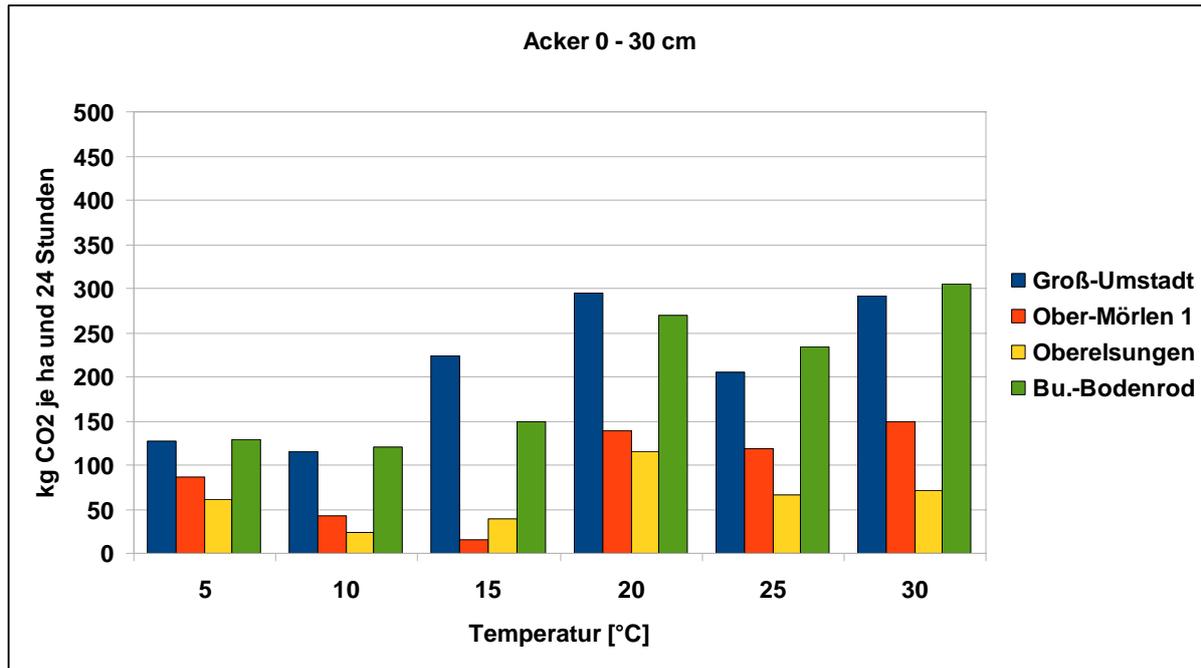


Abb. 28: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), Acker 0 - 30.

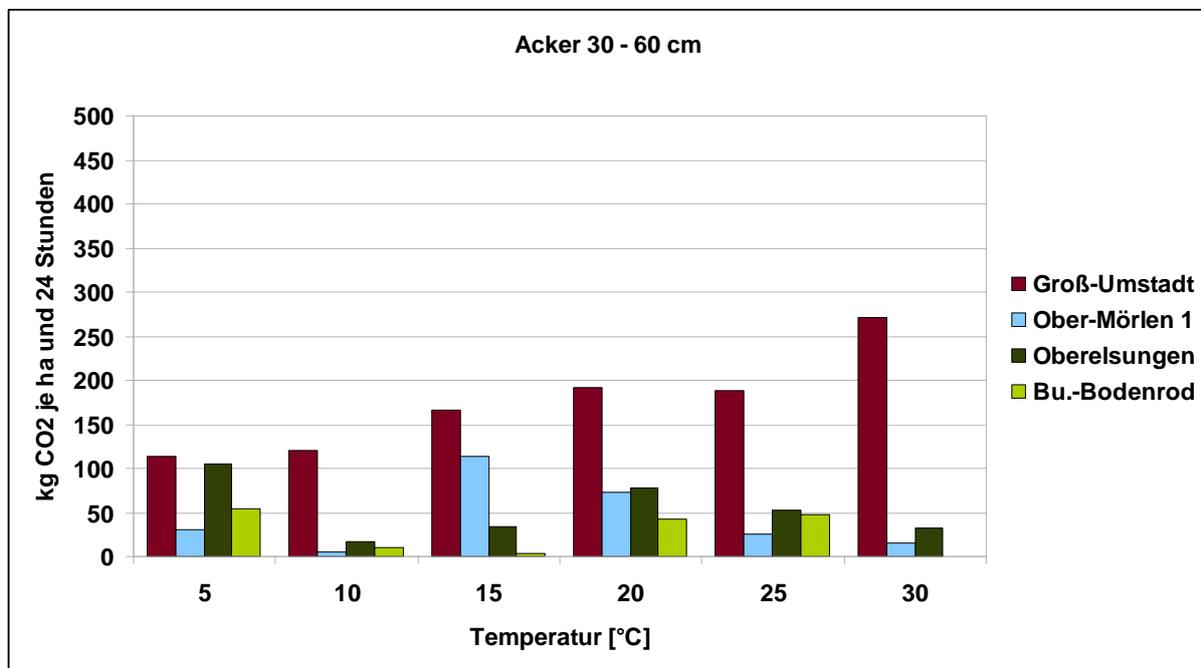


Abb. 29: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), Acker 30 - 60.

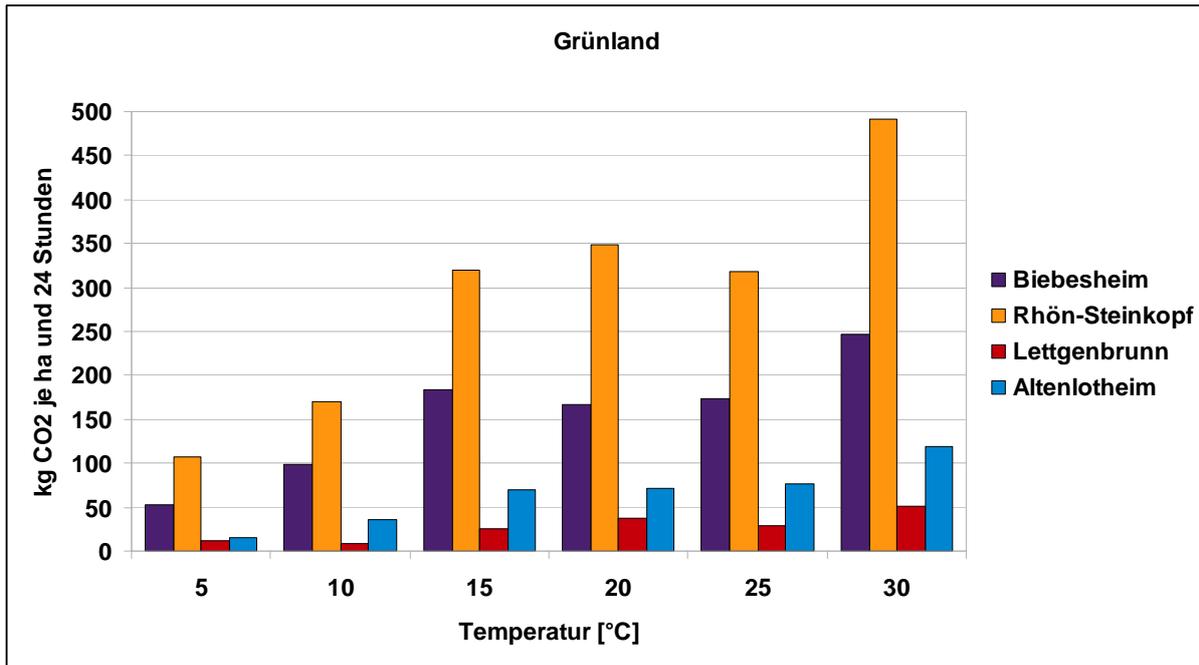


Abb. 30: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), Grünland.

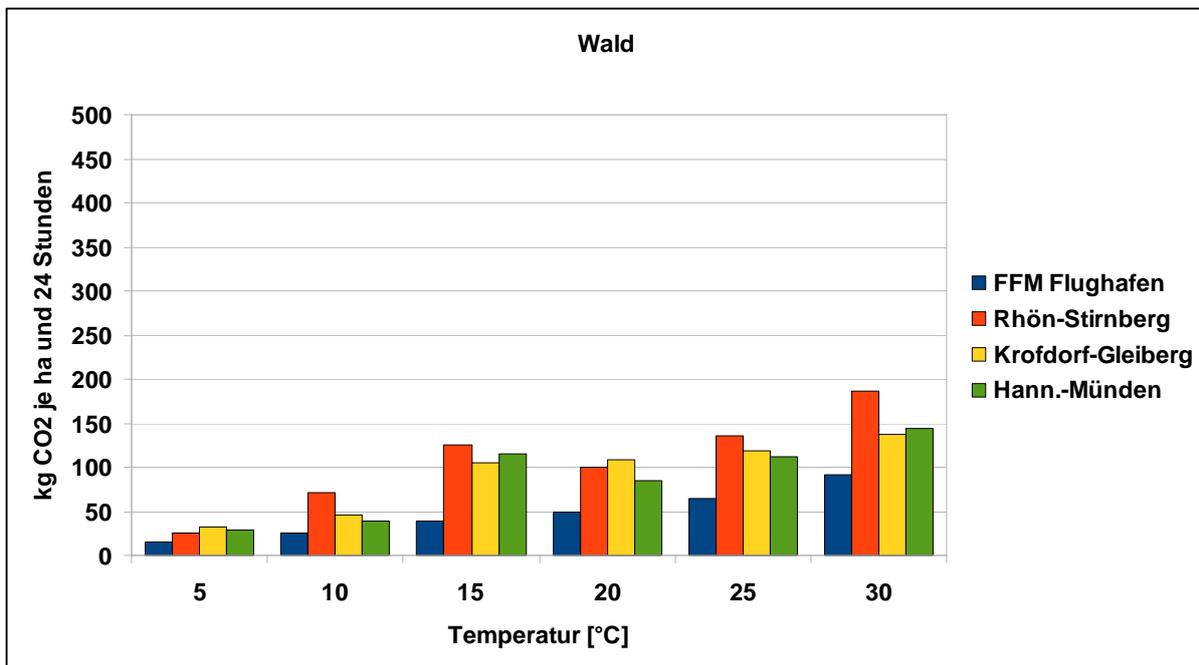


Abb. 31: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), Wald.

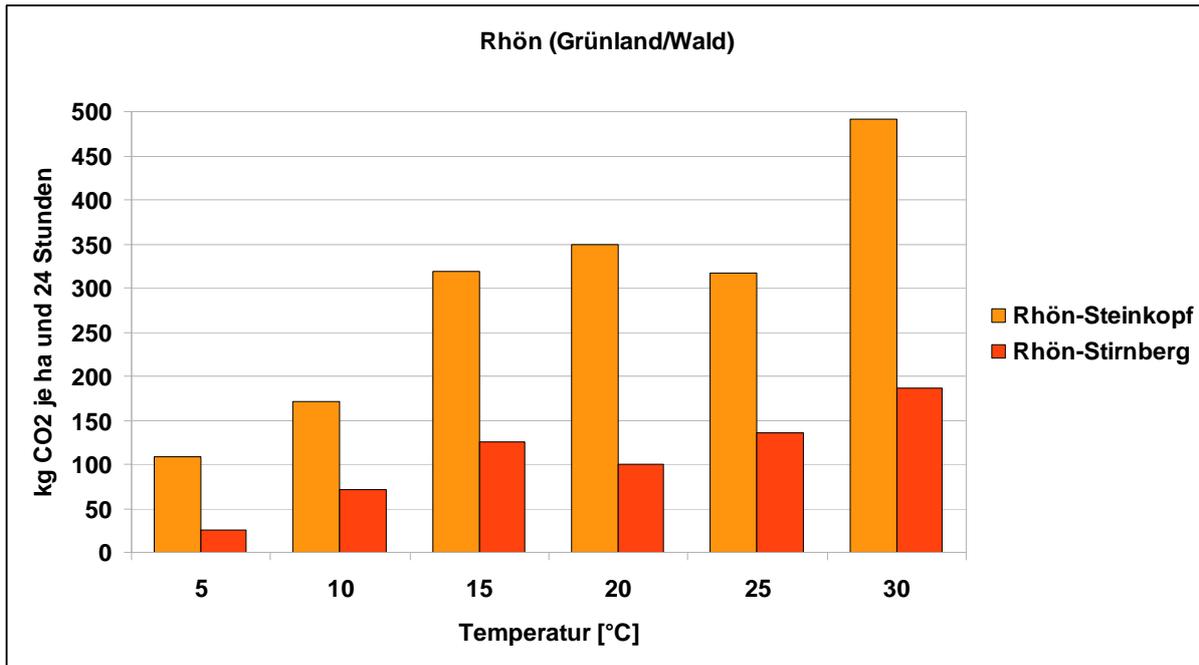


Abb. 32: Potenzielle CO₂-Freisetzung (kg CO₂ • ha⁻¹ • Tag⁻¹), Vergleich der Standorte Rhön-Steinkopf (Grünland) und Rhön-Stirnberg (Wald).

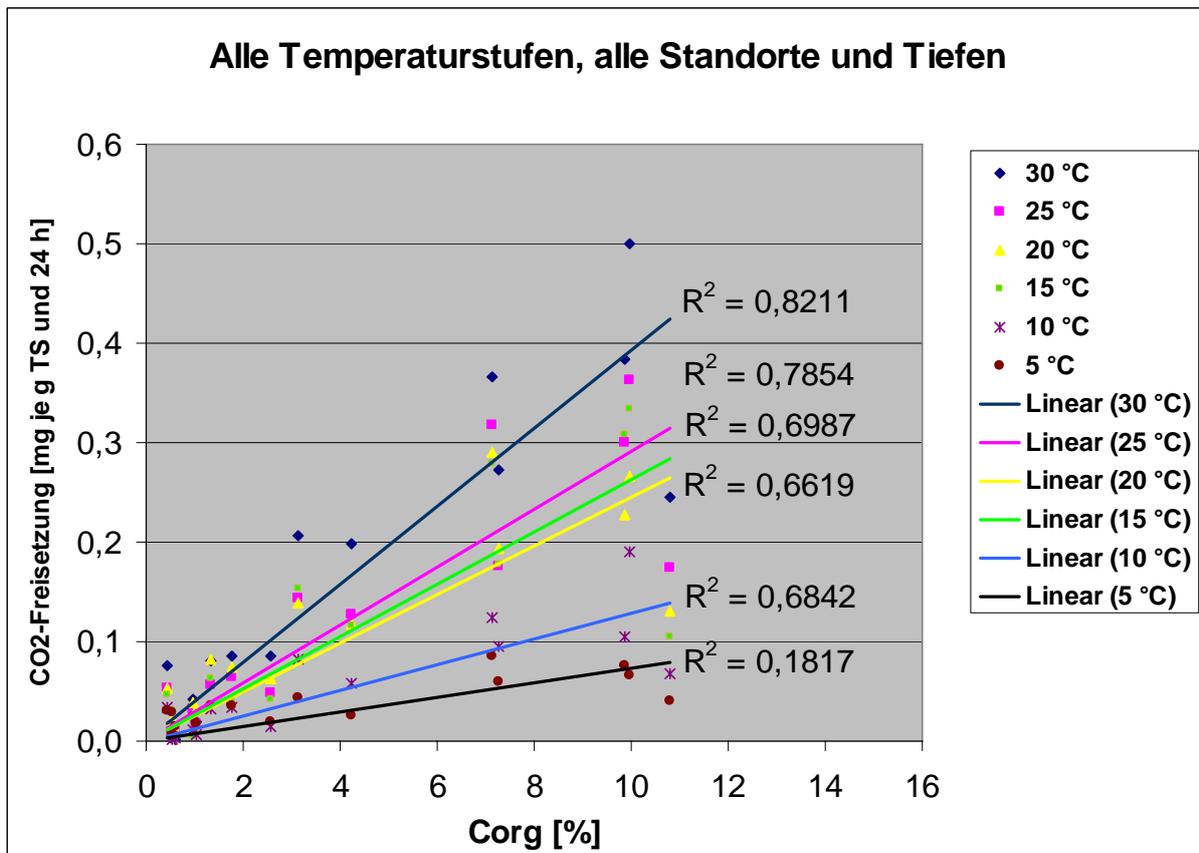


Abb. 33: Zusammenhang zwischen C_{org}-Gehalt des Bodens und CO₂-Freisetzung, Trendlinien über alle Temperaturstufen und Varianten.

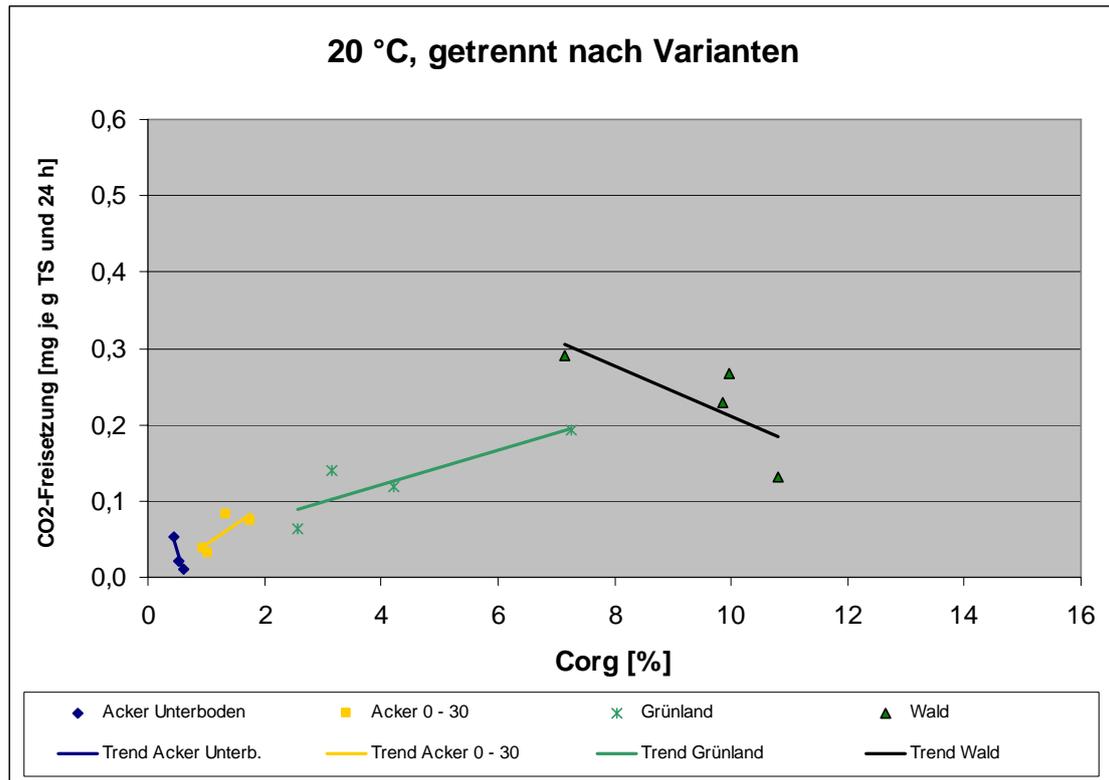


Abb. 34: Zusammenhang zwischen C_{org}-Gehalt des Bodens und CO₂-Freisetzung, Trendlinien bei 20 °C, getrennt nach Nutzungsform.

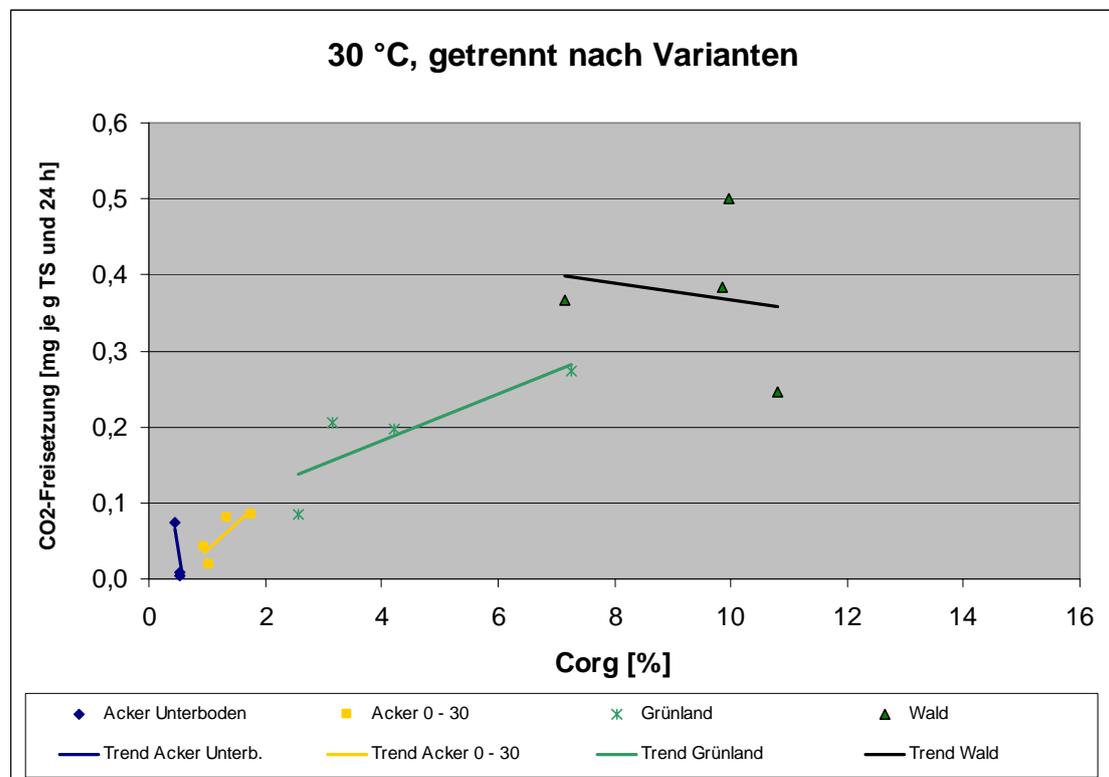


Abb. 35: Zusammenhang zwischen C_{org}-Gehalt des Bodens und CO₂-Freisetzung, Trendlinien bei 30 °C, getrennt nach Nutzungsform.

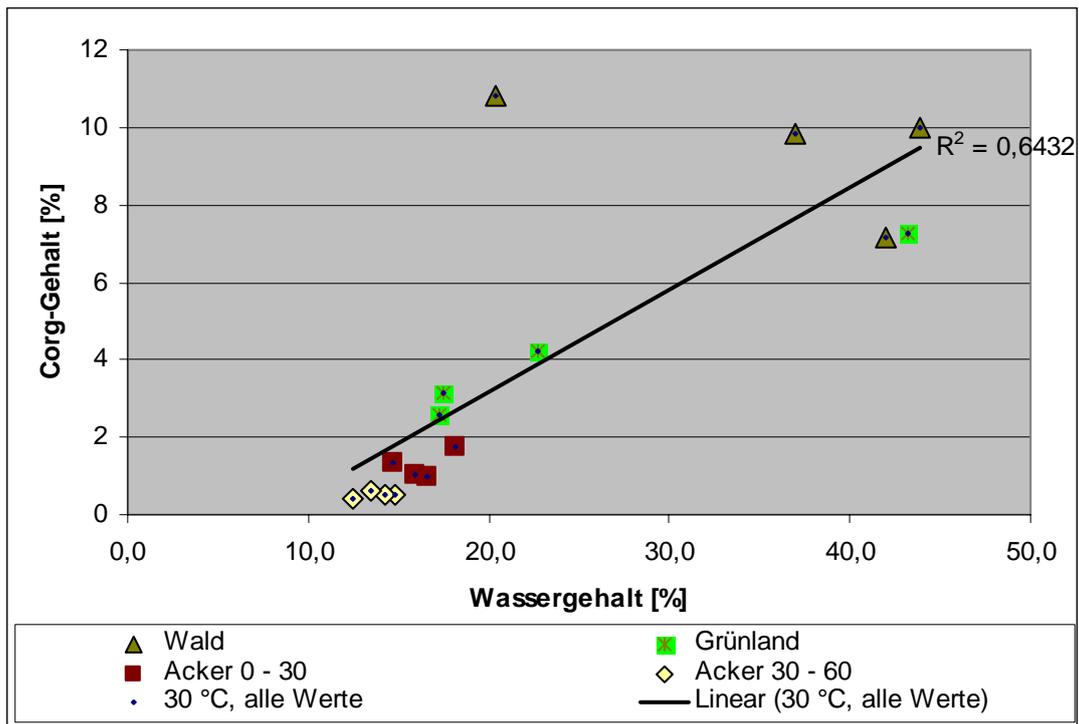


Abb. 36: Wassergehalt und C_{org}-Gehalt.

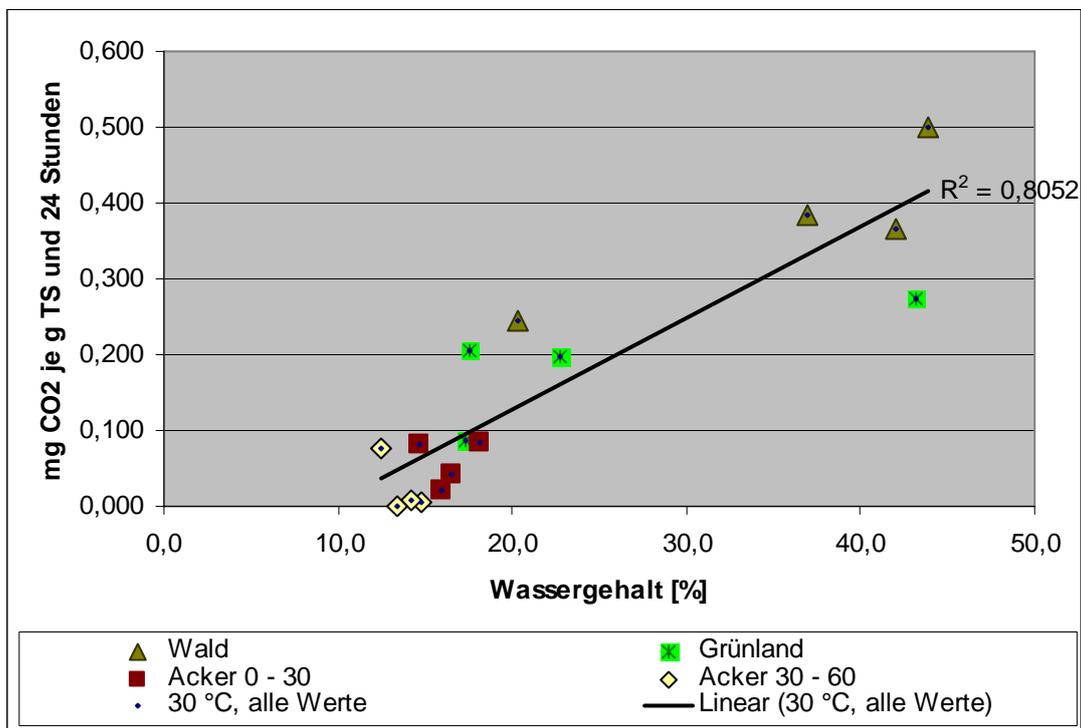


Abb. 37: Wassergehalt und CO₂-Freisetzung.

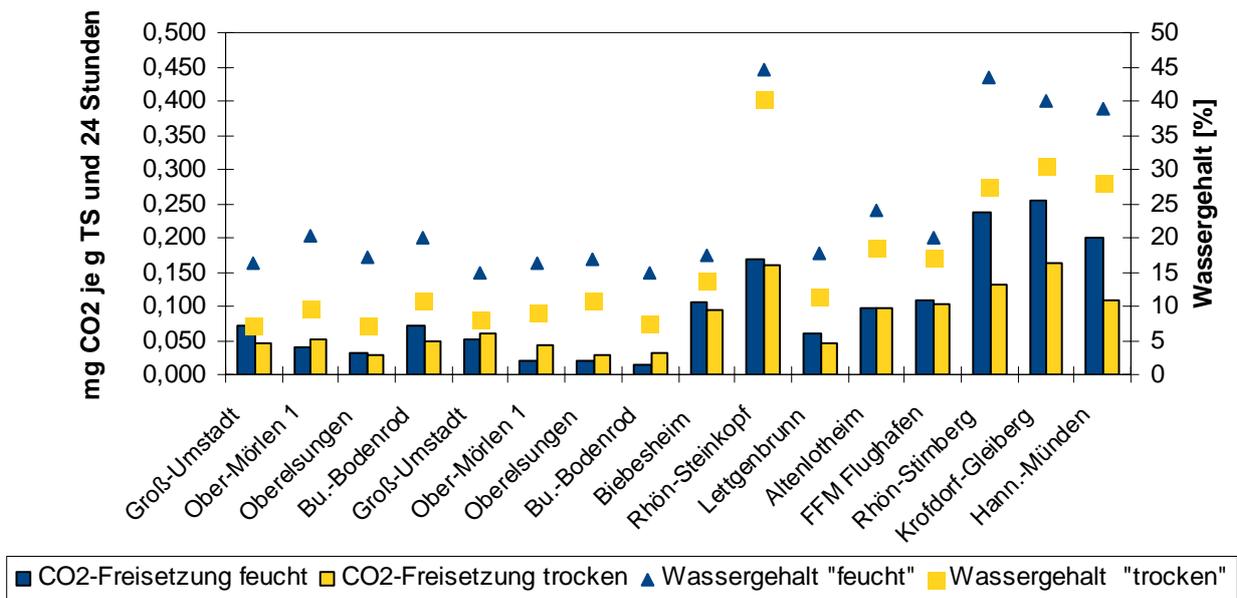


Abb. 38: Unterschiedliche CO₂-Freisetzungsraten der Standorte bei variierendem Wassergehalt und gleich bleibender Bebrütungstemperatur (25 °C).

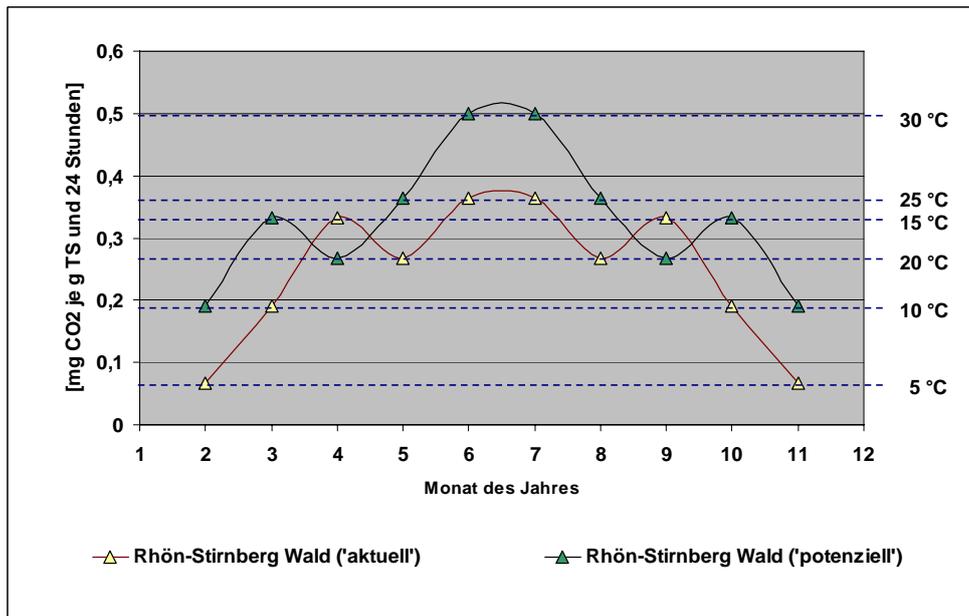


Abb. 39: Modellierte CO₂-Freisetzung (mg CO₂ je g TS und 24 Stunden) eines Waldstandortes (Rhön-Stirnberg) bei idealisiertem rezente Temperatur-Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur-Jahresgangs um 5 °C ('potenziell'); Bestimmung bei gegebenem Wassergehalt bei der Probennahme.

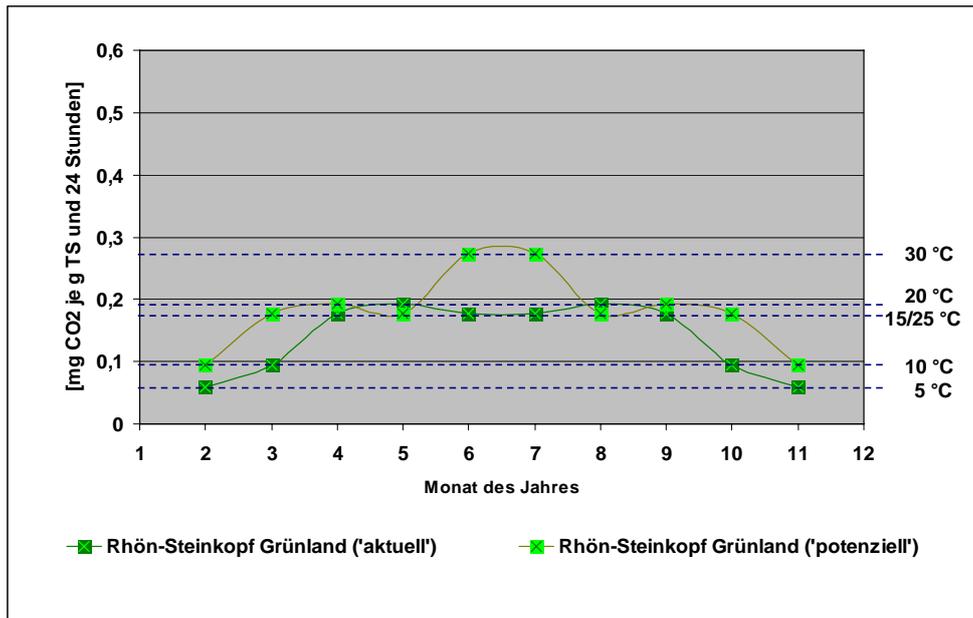


Abb. 40: Modellierter CO₂-Freisetzung (mg CO₂ je g TS und 24 Stunden) eines Grünlandstandortes (Rhön-Steinkopf) bei idealisiertem rezenten Temperatur-Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur-Jahresgangs um 5 °C ('potenziell'); Bestimmung bei gegebenem Wassergehalt bei der Probennahme.

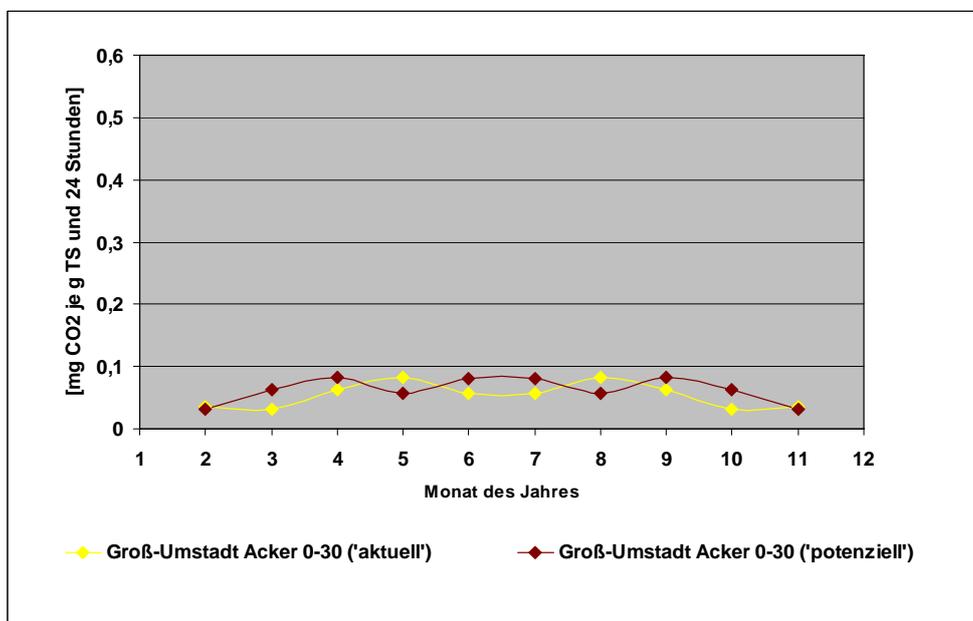


Abb. 41: Modellierter CO₂-Freisetzung (mg CO₂ je g TS und 24 Stunden) eines Ackerstandortes (Groß-Umstadt) bei idealisiertem rezenten Temperatur-Jahresgang ('aktuell') sowie bei einer Erhöhung des Temperatur-Jahresgangs um 5 °C ('potenziell'); Bestimmung bei gegebenem Wassergehalt bei der Probennahme (Temperaturniveaus nicht eingezeichnet).

6 Abschließende Bewertung

Ein 25-jähriges Monitoring der Kohlenstoff-Gehalte von Oberböden in Großbritannien ergab einen immensen Kohlenstoffverlust von 13 Millionen Tonnen, vor allem verursacht durch den globalen Klimawandel. Dies würde alle CO₂-Einsparmaßnahmen der Briten zunichte machen (BELLAMY ET AL. 2005; SCHULZE & FREIBAUER 2005; SMITH ET AL. 2007).

Eine erste Auswertung der bisher vorliegenden Kohlenstoffgehalte der hessischen Boden-Dauerbeobachtungsflächen von 1992-2007 konnte dieses Bild nicht bestätigen. Eine generelle Abnahme der Kohlenstoffgehalte in hessischen Böden lässt sich nicht belegen, die Gehalte bleiben weitgehend konstant.

Eine nach Nutzung und Bodenlandschaft differenzierte Auswertung zeigte aber, dass es offensichtlich regional und nutzungsbedingt unterschiedliche Potenziale und Entwicklungen gibt, mit Zunahmen, aber auch Abnahmen beim Kohlenstoffgehalt der Böden. Der Vergleich von Ackerstandorten auf Löss zum Beispiel zeigt eine Abnahme der Kohlenstoffgehalte seit 1993 um 0,2 Prozentpunkte. Dies entspricht einem Verlust von rund 14 t Kohlenstoff pro Hektar im Zeitraum von 14 Jahren.

Die Laborversuche konnten diese Tendenzen zum Teil bestätigen.

Generell wird durch Temperaturerhöhung die biologische Aktivität im Boden und somit die CO₂-Freisetzung erhöht.

Es gibt einen deutlichen Zusammenhang zwischen gemessener CO₂-Freisetzung und der Nutzung. Die Freisetzung ist im humosen Oberboden unter Wald am höchsten, am niedrigsten unter Acker. Bezieht man die CO₂-Werte auf Fläche, Lagerungsdichte und Probennahmetiefe, so verschieben sich die potenziellen Freisetzungsraten hin zum Ackerland, da hier insgesamt mehr Kohlenstoff gespeichert ist (der C_{org}-Gehalt des humosen Ackerbodens ist zwar durchschnittlich geringer als der des Grünlands und des Waldes, aber die humose Schicht ist mächtiger und somit sind die Gesamtkohlenstoffvorräte größer). Bis dreimal soviel CO₂ kann aus Ackerböden freigesetzt werden im Vergleich zu Wald. Grünland nimmt eine Mittelstellung ein. Allerdings liegen die Spitzenwerte bei Grünland ähnlich hoch wie bei Wald.

Erstaunlicherweise zeigt der Standort Ober-Mörlen trotz seiner Schwarzerdevergangenheit keine verstärkte CO₂-Freisetzung aus dem Unterboden. Schwarzerden (*Tschernoseme*) entstanden unter Steppenbedingungen. Die Steppenvegetation produziert einen nährstoffreichen Humus. Ein überaus reiches Bodenleben (Hamster, Ziesel, Regenwürmer, usw.) führt dazu, dass der fruchtbare Humus bis in tiefere Bodenschichten (>1m) transportiert wird. Schwarz-

erden gibt es als Relikte früherer Steppenklimate, die im frühen Holozän (Boreal 6.800 v.Ch. bis 5.500 v.Ch., Subboreal 2.500 v.Ch. bis 600 v.Ch.) herrschten. Danach wurden die Schwarzerden unter feuchteren, kühleren Klimabedingungen zu Parabraunerden degradiert. Ein Teil des ehemaligen tiefgründigen Ah-Horizontes ist noch als reliktscher Horizont mit grauer Farbe und einem leicht erhöhten Humusgehalt erhalten. Daraus lässt sich schließen, dass bestimmte Humus-/Kohlenstoffkomplexe über hunderte Jahre stabil zu sein scheinen, ohne kurzfristig auf Erwärmung zu reagieren. Langfristig muss aber auch hier mit einer Freisetzung von CO₂ gerechnet werden.

Umso höher der Gehalt des Bodens an organisch gebundenem Kohlenstoff, desto höher die Umsetzungsraten:

Acker (Unterboden) < Acker (Oberboden) < Grünland < Wald

Eine regionale Betrachtung zeigt, dass vor allem die Standorte in der Rhön ein hohes Potenzial zur verstärkten CO₂-Freisetzung besitzen.

Eine genaue Bilanzierung ist zurzeit noch nicht möglich. Auf Grund der enormen Mengen Kohlenstoff, die im Boden gespeichert sind, können schon minimale Änderungen große Mengen Kohlendioxid in die Atmosphäre freisetzen (0,1 % Verlust beim Bodenkohlenstoff würde hessenweit 250.000 t mehr Kohlenstoff in der Atmosphäre bedeuten).

Im vorliegenden Versuch wurden im Wesentlichen die CO₂-Freisetzungsraten bei steigenden Temperaturen, aber gleich bleibenden Wassergehalten (Wassergehalt bei Probennahme) ermittelt. Zu Vergleichszwecken wurde der Einfluss des Wassergehaltes bei gleicher Bebrütungstemperatur gemessen. Aufgrund des starken Einflusses des Wassergehaltes sollten entsprechende Versuchsvarianten (variierende Temperatur, variierende Wassergehalte) zunächst im Labormaßstab durchgeführt werden, um detailliertere Aussagen zu den Freisetzungspotenzialen treffen zu können.

7 Handlungsempfehlungen

Die Rolle der Treibhausgase Methan und Lachgas, die mit Kohlendioxid in enger Wechselwirkung stehen, muss berücksichtigt werden. Der weltweite Stickstoffvorrat im obersten Meter Boden beträgt nach ESWARAN (1998) 95×10^{12} g.

Regionale und nutzungsbedingte Unterschiede müssen stärker berücksichtigt werden.

Die Wechselwirkungen mit weiteren, durch den Klimawandel veränderten Faktoren, z.B. Bodenfeuchte, muss untersucht werden. Dies könnte beispielsweise zunächst im Labormaßstab an den Proben des vorliegenden Versuchs erfolgen.

Die mögliche Kohlendioxid-Freisetzung durch Erosionsereignisse (MONTGOMERY 2007) muss berücksichtigt werden. LAL (1995) bilanziert, dass ca. $1,14 \times 10^{15}$ g C pro Jahr durch Erosionsprozesse in die Atmosphäre gelangen.

Für gesicherte Aussagen ist die Anlage von Dauer-Feldversuchen (idealerweise viele unterschiedliche Standorttypen und Nutzungen) und möglichst eine Betreuung über Jahrzehnte angeraten. Zudem sollten Ergebnisse von bestehenden Dauerversuchen, wie z.B. den "Internationalen Organischen Dauerdüngungsversuchen (IOSDV)", einbezogen und ausgewertet werden.

8 Literatur

- BELLAMY, P.H., LOVELAND, P.J., BRADLEY, R.I., LARK, M. & KIRK, G.J.D. (2005): Carbon losses from soils across England and Wales 1978-2003. *Nature* 437: 245-248.
- BMELV (2006): Die EU-Agrarreform – Umsetzung in Deutschland. BMELV (Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz), Berlin.
- CRAMER, W. ET AL. (2001): Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Glob. Change Biol.* 7: 357-374.
- DALIAS, P., ANDERSON, J. M., BOTTLNER, P. & COU TEAUX, M. M. (2001): Long-term effects of temperature on carbon mineralization processes. *Soil Biol. Biochem.* 33: 1049-1057.
- DAVIDSON, E. A., TRUMBORE, S. E. & AMUNDSON, R. (2000): Biogeochemistry – Soil warming and organic carbon content. *Nature* 408: 789-790.
- DAVIDSON, E. A. & JANSSENS, I.A. (2006): Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440: 165-173.
- DIN 19684, Teil 2 (1977): Chemische Laboruntersuchungen. Bestimmung des Humusgehaltes. Beuth, Berlin.
- DIN ISO 10694 (1996): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse). Beuth, Berlin.
- DIN ISO 11261-8 (1995): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von Gesamt-Stickstoff - Modifiziertes Kjeldahl-Verfahren. Beuth, Berlin.
- DIN ISO 10390-7 (1997): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des pH-Wertes. Beuth, Berlin.
- DIN ISO 11465 (1996): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der Trockensubstanz und des Wassergehalts auf Grundlage der Masse - Gravimetrisches Verfahren. Beuth, Berlin.
- DUNGER, W. & FIEDLER, H.J. (Hrsg.) (1997): Methoden der Bodenbiologie – Fischer-Verlag; Jena, Stuttgart, Lübeck, Ulm.
- Enke; W. (2004): Abschlussbericht zum Integrierten Klimaschutzprogramm Hessen 2012 – Baustein II. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), Wiesbaden. www.hlug.de/klimawandel/inklim/berichte_II_wandel.htm.
- ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E., REICH, P. & KIMBLE, J. (1998): Global Soil Carbon Resources. *Advances in Soil Science - Soils and Global Change*: 27-44.
- GIARDINA, C. P. & RYAN, M. G. (2000): Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature* 404: 858-861.
- GISI, U., SCHENKER, R., SCHULIN, R., STADELMANN, F.X. & STICHER, H. (1997): Bodenökologie. Thieme Verlag. Stuttgart, New York.
- HAGEDORN, F. (2003): Böden – große Speicher, kleine Senken für CO₂. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf. *Inf.bl. Forsch.bereich Wald*, 15: 4-5.
- HILLINGER, C. (2005): Böden heizen dem Klima ein. *MaxPlanckForschung* 1/2005: 8.
- HLUG (2002): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:50.000. 575 S.; Wiesbaden.

- HLUG (2008): Landnutzung in Hessen 2005. Internetauftritt: www.hlug.de. Wiesbaden.
- HOCKE, R. (1995): Waldbodenzustand in Hessen. - Wald in Hessen, 19: 1-136; Wiesbaden.
- HOPKIN, M. (2006): Forests keep active in old age; Established forests may continue to increase soil carbon stores. www.nature.com/news/2006/061127/pf/061127-13_pf.html.
- HOUGHTTON, R.A. (1998): Changes in the Storage of Terrestrial Carbon Since 1850. *Advances in Soil Science - Soils and Global Change*: 45-66.
- JENKINSON, D. S., ADAMS, D. E. & WILD, A. (1991): Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature* 351: 304-306.
- KIMBLE, J.M., LAL, R. & GROSSMAN, R.B. (1998). Alteration of soil properties caused by climate change. In: BLUME H.-P., H. EGER, E. FLEISCHHAUER, A. HEBEL, C. REIJ, K.G. STEINER (EDS.): *Towards Sustainable Land Use, Vol. I*, 175-184, *Advances in Geocology* 31, Catena Verlag, Reiskirchen.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. (1995). The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic carbon storage. *Soil Biology & Biochemistry* 27: 753-760.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. (2000). Will changes in soil organic matter act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry* 48: 21-51.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. (2004): Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss? *Global Change Biology* 10 (11), 1870 - 1877.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. (2006). The temperature dependence of organic-matter decomposition – still a topic of debate. *Soil Biology and Biochemistry* 38: 2510-2518.
- KNORR, W., PRENTICE, I.C., HOUSE, J.I. & HOLLAND, E.A. (2005): Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433: 298-301.
- KÖGEL-KNABNER, I. & LÜTZOW, M. VON (2008): Klimawandel – Auswirkungen auf den Humuskörper von Böden – Aktueller Kenntnisstand. 5. Marktredwitzer Bodenschutztag – Boden und Klimawandel; Bayr. Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz, Bayr. Landesamt für Umwelt: 48-53.
- KÖRSCHENS, M. (Hrsg.) (2004): Humusbilanzierung – VDLUFA Standpunkt, Bonn.
- LAL, R. (1995): Global Soil Erosion by Water and Carbon Dynamics. *Advances in Soil Science - Soils and Global Change*: 131-142.
- LAL, R., KIMBLE, E., LEVINE, E. & WHITMAN, C. (1995): World Soils and Greenhouse Effect: An Overview. *Advances in Soil Science - Soils and Global Change*: 1-7.
- LEITHOLD, G. & HÜLSBERGEN, K.-J. (1998): Humusbilanzierung im ökologischen Landbau. *Ökologie und Landbau* 105: 32-35.
- LEHMANN, J. (2006): Black is the new green. *Nature* 442: 624-626.
- LISKI, J., ILVESNIEMI, H., MAKELA, A. & WESTMAN, C. J. (1999): CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are overestimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio* 28: 171-174.

- LÜTZOW, M.V., KÖGEL-KNABNER, I., EKSCHMITT, K., MATZNER, E., GUGGENBERGER, G., MARSCHNER, B. & FLESSA, H. (2006): Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *European Journal of Soil Science* **57**: 426-445.
- MODEL, A. (2004): Spurengasflüsse (N₂O, CH₄, CO₂) in Anbausystemen des Ökologischen Landbaus. *Hallenser Bodenwissenschaftliche Abhandlungen*, 5. Halle-Wittenberg.
- MONTGOMERY, D. R. (2007): Soil erosion and agricultural sustainability. *PNAS*, August 14, 2007; vol. 104, no. 33: 13268-13272.
- MOLDENHAUER, K.-M. (2005): Der Kohlenstoffgehalt Hessischer Böden. Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt am Main. Fachbereich Geowissenschaften/Geographie. Studie im Auftrag des HLUG. Frankfurt am Main. 1 - 17.
- OSINSKI, E., MEYER-AURICH, A., HUBER, B., RÜHLING, I., GERL, G. & SCHRÖDER, P. (2005): Landwirtschaft und Umwelt – ein Spannungsfeld. Ergebnisse des Forschungsverbunds Agrarökosysteme München (FAM). Oekom Verlag, München, 280 S.
- PENDALL, E., BRIDGHAM, S., HANSON, P.J., HUNGATE, B., KICKLIGHTER, D.W., JOHNSON, D.W., LAW, B.E., LUO, Y., MEGONIGAL, J.P., OLSRUD, M., RYAN, M.G. & WAN, S. (2004): Below-ground process response to elevated CO₂ and temperature: a discussion of observations, measurement methods, and models. *New Phytologist* **162**: 311-322.
- POST, J., KRYSANOVA, V. & SUCKOW, F. (2004): Simulation of Water and Carbon Fluxes in Agro- and Forest Ecosystems at the Regional Scale. www.iemss.org/iemss2004/sessions/regional.html.
- POWLSON, D. (2005): Will soil amplify climate change? *Nature* **433**: 204-205.
- RASTOGI, M., SINGH, S. & PATHAK, H. (2002): emission of carbon dioxide from soil. *Current Science* Vol 83, No 5: 510-517.
- REICHSTEIN, M., KÄTTERER, T., ANDRÉN, O., CIAIS, P., SCHULZE, E.-D., CRAMER, W., PAPALE, D. & VALENTINI, R. (2005): Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools: Critique and outlook. *Biogeoscience* **2**: 317-321.
- RICHTER, J. (1986): Der Boden als Reaktor: Modelle für Prozesse im Boden. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 239 S.
- RINKLEBE, J. & MAKESCHIN, F. (2003): Der Einfluss von Acker- und Waldnutzung auf Boden und Vegetation - ein Zeitvergleich nach 27 Jahren. *Forstwissenschaftliches Centralblatt*, Volume 122 Issue 2 Page 81.
- RISK, D., KELLMAN, L. & BELTRAMI, H. (2002): Soil CO₂ production and surface flux at four climate observatories in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* Vol 16, No 4, 1122.
- RISK, D., KELLMAN, L., BELTRAMI, H. & DIOCHON, A. (2008): In Situ incubation highlight the environmental constraints on soil organic carbon decomposition. *Environ. Res. Lett.* **3**, 044004 (5pp).

- RODEGHIERO, M. & CESCATTI, A. (2005): Main determinants of forest soil respiration along an elevation/temperature gradient in Italian Alps. *Global Change Biology* 11: 1024-1041.
- SAINJU, U.M., JABRO, J.D. & STEVENS, W.B. (2008): Soil Carbon Dioxide Emission as influenced by irrigation, tillage, cropping system, and nitrogen fertilization. *J. Environ. Qual.* 37: 98-106.
- SALESKA, S.R., HARTE, J. & TORN, M.S. (1999): The effect of experimental ecosystem warming on CO₂ fluxes in a mountain meadow. *Global Change Biology* 5: 124-141.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 15. Aufl., 593 S.; Heidelberg, Berlin.
- SCHINNER, F., ÖHLINGER, R. & KANDELER, E. (1991): *Bodenbiologische Arbeitsmethoden*. Springer-Verlag.
- SCHLESINGER, W.H. (1998): An Overview of the Carbon Cycle.- *Advances in Soil Science - Soils and Global Change*: 9-26.
- SCHULZE, D.E. & FREIBAUER, A. (2005): Carbon unlocked from soils. *Nature* 437: 205-206.
- SMITH, P., CHAPMANN, S.J., SCOTT, W.A., BLACK, H.I.J., WATTENBACH, M., MILNE, R., CAMPBELL, C.D., LILLY, A., OSTLE, N., LEVY, P.E., LUMSDON, D.G., MILLARD, P., TOWERS, W., ZAEHLE, S. & SMITH, J.U. (2007): Climate change cannot be entirely responsible for soil carbon loss observed in England and Wales, 1978-2003. *Global Change Biology* 13: 2605-2609.
- TROLLDENIER, G. (1971): *Bodenbiologie*. Kosmos-Studienbücher. Franckh'sche Verlagshandlung, Stuttgart.
- TRUMBORE, S. E., CHADWICK, O. A. & AMUNDSON, R. (1996): Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science* 272: 393-396.
- UMWELTBUNDESAMT (Hrsg.) (2003): *Bodenschutz beim Anbau Nachwachsender Rohstoffe. Empfehlungen der Kommission Bodenschutz beim Umweltbundesamt*. Dessau-Roßlau. Internet: www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3472.pdf