

Н. Н. Цыбулько¹, В. М. Семенов², А. С. Тулина², Т. П. Шапшеева³, И. И. Жукова³

¹Департамент по ликвидации последствий катастрофы на Чернобыльской АЭС
Министерства по чрезвычайным ситуациям Республики Беларусь, г. Минск, Республика Беларусь;

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
г. Пущино, Российская Федерация;

³Могилевский филиал РНИУП «Институт радиологии», г. Могилев, Республика Беларусь

СТРУКТУРА И МИНЕРАЛИЗУЕМОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ СУПЕСЧАНЫХ И ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

Аннотация

Установлено, что содержание активного органического вещества в дерново-подзолистых почвах в 2–5,4 раза меньше, чем в торфяных почвах. Сельскохозяйственное использование земель приводит к увеличению легко минерализуемых фракций и снижению трудно минерализуемых фракций органического вещества. Содержание потенциально минерализуемого углерода в дерново-подзолистых супесчаных почвах составляет 5–7 %, в торфяных почвах – около 2 %. Интенсивность минерализации торфяных почв в 2,5–6,5 раз выше, чем дерново-подзолистых почв.

➤ **Ключевые слова:** органическое вещество почвы, стабильность органического вещества, интенсивность минерализации.

Введение

Экологические функции почвенного покрова многообразны. Почва является универсальным преобразователем и накопителем органического вещества, двигателем и средой протекания биогеохимических циклов, дает мощный вклад в процессы биосинтеза. Наиболее важным показателем является органическое вещество почвы (ОВП), представляющее собой сложный гетерогенный континуум материалов и соединений, отличающихся по стабильности, скорости оборачиваемости и продолжительности существования. ОВП в силу особенностей химического строения, биологической доступности, высокой энергоемкости определяет функционирование основных свойств и режимов почв [1].

Возросший интерес к исследованию ОВП объясняется рядом причин. Во-первых, органическое вещество в педосфере – основной природный генератор и источник углеродосодержащих газов (прежде всего, CO₂), поступающих в атмосферу. Антропогенная деятельность привела к азамкнутости биогеохимического круговорота диоксида углерода в экосистемах, следствием чего явился прогрессирующий рост его содержания в атмосфере. Во-вторых, ОВП нередко является лимитирующим фактором продуктивности экосистем; от качественного и количественного состава его зависит поведение загрязнений различного происхождения, формирование противозерозионной стойкости и водно-физических свойств почв и т. д. В-третьих, изучение состояния профильного и еографического распределения органического вещества актуально для прогнозирования изменений почвенного углерода под влиянием пирогенеза и при иных катастрофических и волюционных изменениях (планетарных, региональных, локальных) природной среды.

Стабильность ОВП – это степень устойчивости составляющих его компонентов к биотической, физико-химической деградации, вымыванию и эрозии. Образующиеся при разложении свежего органического вещества гидрофильные компоненты быстро связываются с гидрофобными центрами гуминовых веществ, подвергаясь химической стабилизации. Органическое вещество (ОВ) микроагрегатов и органо-минеральных комплексов физически защищено от ферментативного и микробного воздействия. Разлагаемое ОВ, содержащееся в порах, диаметр которых меньше размера бактерий, становится недоступным для разложения. Значительная часть органического углерода (C_{орг}), содержащегося в минеральных почвах, стабильна, поскольку находится в химически или физически защищенном состоянии либо в составе малодоступных микробам гу-

мусовых образований. Органический углерод торфяных почв, напротив, менее стабилен, поскольку представлен веществами, в значительной степени подверженными разложению и минерализации, а также в силу низкого содержания в них минеральной составляющей, определяющей физическую стабилизацию $C_{орг}$.

Сельскохозяйственное использование земель может приводить как к увеличению стабильности ОВП, так и к его дестабилизации. Интенсивное использование торфяно-болотных почв приводит к минерализации торфа, сопровождающееся увеличением количества водорастворимых соединений и быстрым их окислением. Далее наступает некоторая стабилизация состояния ОВП. Вследствие этого уменьшается абсолютное и относительное количество легкоразлагаемого $C_{орг}$ и увеличивается доля устойчивых к разложению фракций.

Интенсивное использование минеральных почв приводит, с одной стороны, к увеличению стабильной фракции в «старом» ОВ, а с другой стороны, усиливает поступление в почву с оживными и корневыми остатками «нового» $C_{орг}$, который подвергается последующей стабилизации.

В органогенных почвах содержание ОВ значительно выше, а стабильность его существенно ниже, чем в минеральных почвах, поэтому реакция органического вещества этих почв на дестабилизирующие воздействия будет коренным образом различаться.

Для изучения связей ОВП с минеральной частью почв используют денсиметрическое фракционирование [2–4]. Метод заключается в отделении так называемой легкой фракции, не связанной с минеральной матрицей, от органо-глинистых комплексов. В легкой фракции доминируют органические остатки растительного, животного и микробного происхождения разной степени минерализации. С ней связана значительная часть микробных популяций, энзимная активность и дыхание почв. Эта фракция играет существенную роль в круговороте углерода в почвах, поскольку большая часть ее служит легкоразлагаемым субстратом для микроорганизмов и краткосрочным источником питательных элементов растений [5, 6].

Для выделения фракций органического вещества с различной степенью ассоциации с минеральной матрицей используют гранулометрическое фракционирование ОВП [7–9]. Выделяют частицы, которые группируют в ассоциации илистого (глинистого) (менее 1–2 мкм), пылеватого (от 1–2 до 20–50 мкм) и песчаного (> 50 мкм) размеров. Органическое вещество илистой фракции представляет собой полиминеральную полидисперсную систему устойчивых комплексов глинистых минералов с гумусовыми веществами и полисахаридами. Пылеватая фракция содержит микробиологически трансформированный растительный материал, представленный в основном собственно гумусовыми веществами и частично продуктами неполной гумификации органических остатков. В песчаных фракциях концентрируются в основном остатки растительности, почвенной фауны низкой и средней стадии разложения, характеризующиеся высоким содержанием лигнина, целлюлозы и других нерастворимых компонентов. Установлено, что ОВ песчаной фракции наиболее подвержено минерализации и содержание углерода в ней уменьшается быстрее, чем во фракциях пыли и ила [10, 11].

Цель работы – изучить структуру и минерализационную активность органического вещества дерново-подзолистых супесчаных почв разной гидроморфности и торфяных почв с разной степенью разложения торфа в зависимости от интенсивности их использования.

Объекты и методы исследований

Объектом исследований являлись следующие почвы:

- дерново-подзолистая супесчаная автоморфная на водноледниковых рыхлых супесях, подстилаемых песками с глубины 0,3 м и моренными суглинками с глубины 0,7 м;
- дерново-подзолистая глееватая супесчаная на водноледниковых рыхлых супесях, подстилаемых песками с глубины 0,3 м;
- торфяно-глеевая маломощная (40–50 см) на хорошо разложившемся древесно-осоковом торфе с зольностью 70 %, подстилаемом песками;
- торфяно-болотная маломощная (80–100 см) на хорошо разложившемся древесно-осоковом торфе с зольностью до 20 %, подстилаемом песком.

Почвенные образцы, отобранные из верхнего (0–20 см) слоя и просеянные через сито с диаметром отверстий < 6 мм, высушивали до воздушно-сухого состояния. Навески почв по 100 г воздушно-сухой массы помещали в инкубационные камеры, конструкция которых позволяет улавливать CO_2 с помощью 0,2 н раствора NaOH при постоянном и естественном газообмене ме-

жду почвой и атмосферой в течение инкубации [12]. Перед началом инкубации одну часть образца почв увлажняли до 60 % полной полевой влагоемкости (ППВ) и выдерживали в течение 10 сут. для инициирования микробной активности. Другую часть за сутки до эксперимента высушивали при 65 °С в течение 24 часов. После проверки уровня влажности в предварительно инкубированных образцах и увлажнения до 60 % ППВ высушенных образцов, инкубационные камеры соединялись с приемниками, содержащими щелочь. В начале опыта выделяющийся из почвы С-СО₂ учитывали с экспозицией менее суток, в последствии через каждые 1, 3 и 5 суток. Продолжительность инкубации – 150 суток. Повторность – двукратная. Температура инкубированной почвы в течение всего периода составляла 22 ± 1 °С.

В исследованиях применяли метод биокинетического фракционирования ОВП, газохроматографическое измерение концентрации С-СО₂. Метод основан на разной доступности микроорганизмам углерода из различных компонентов ОВП в течение длительной инкубации почвы, которая количественно устанавливается по скорости продуцирования С-СО₂. Содержание потенциально-минерализуемого углерода (С₀) в почве определяли по кумулятивному количеству С-СО₂, выделившегося за весь период инкубации (уравнение 1). Аппроксимируя кумулятивные кривые продуцирования С-СО₂ за период инкубации трехкомпонентным уравнением экспоненциальной регрессии (уравнение 2), определяли содержание углерода легко (С₁, $k_1 > 0,1$ сут.⁻¹), умеренно (С₂, $k_2 > 0,01$ сут.⁻¹) и трудно минерализуемых (С₃, $k_3 > 0,001$ сут.⁻¹) фракций активного ОВП. Если с помощью трехкомпонентного уравнения получались недостоверные коэффициенты, то использовали двухкомпонентные уравнения 3 и 4, выделяя в этом случае легко (С₁) и умеренно (С₂) минерализуемые фракции ОВП либо легко (С₁) и трудно (С₃) минерализуемые.

$$C_t = C_{\text{пм}} \cdot [1 - \exp(-k_0 \cdot t)], \quad (1)$$

$$C_t = C_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + C_2 \cdot [1 - \exp(-k_2 \cdot t)] + C_3 \cdot [1 - \exp(-k_3 \cdot t)], \quad (2)$$

$$C_t = C_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + C_2 \cdot [1 - \exp(-k_2 \cdot t)], \quad (3)$$

$$C_t = C_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + C_3 \cdot [1 - \exp(-k_3 \cdot t)], \quad (4)$$

где С_т – кумулятивное количество С-СО₂ (мг/100 г) за время t (сут.); С_{пм} – содержание (мг/100 г) потенциально минерализуемого углерода; С₁, С₂, С₃ – содержание (мг/100 г) углерода легко, умеренно и трудно минерализуемых фракций активного пула ОВП; k_0, k_1, k_2, k_3 – константы скорости минерализации органического вещества соответствующих фракций (сут.⁻¹).

Биокинетические параметры С_н и k_n рассчитывали по значениям С_т и t методом нелинейной оценки программы Statistica 6,0. Коэффициенты уравнений 1–4 с уровнем значимости P > 0,05 отвергались. Полученные величины С_н и k_n применяли для расчета таких показателей состояния ОВП, как время оборачиваемости ($T = 1/k_n$, сут.) и период полураспада ($T_{0,5} = \ln 2/k_n$, сут.) фракции в почве, интенсивность минерализации ($V = C_n \cdot k_n$, мг/100 г в сут. С_{мб} в почве определяли по кумулятивному количеству С-СО₂, образующегося при инкубировании предварительно высушенной почвы в течение 13–14 суток, аппроксимируя кривую однокомпонентным уравнением кинетики первого порядка (уравнение 5):

$$C_t = 0,45 \cdot C_{\text{мб}} [1 - \exp[-k \cdot t]] + B \cdot t, \quad (5)$$

где С_т – кумулятивное количество С-СО₂ (мг/100 г), выделившегося при инкубировании предварительно высушенной почвы за время t (сут.); С_{мб} – содержание углерода микробной биомассы (мг/100 г); k – константа скорости, сут.⁻¹; 0,45 – доля углерода почвенного субстрата, минерализованного микроорганизмами до С-СО₂; B – константа, характеризующая равновесие между приростом и отмиранием биомассы при полной утилизации начального запаса субстрата.

Результаты и их обсуждение

Общее содержание органического углерода в почве отражает эволюционно-генетическую специфику биогенно-аккумулятивных процессов в разных почвах, их зависимость от размеров поступления и отчуждения органического вещества, аэрации и гидротермических условий, минералогического и гранулометрического состава, других внутрипочвенных и внешних факторов.

Результаты исследований показали, что сельскохозяйственное использование минеральных почв способствует увеличению общего содержания органического углерода. На дерново-подзолистых супесчаных почвах на пашне под бобово-злаковыми травами его содержалось в 1,1–1,5 раза больше, чем на естественных луговых угодьях. В торфяных почвах агробиоценозов, наоборот, наблюдается снижение С_{орг} (табл. 1).

Таблица 1

Общее содержание органического углерода и общего азота в исследуемых почвах

Почва	Биоценоз	$C_{орг}$, %	$N_{общ}$, мг/кг почвы	C : N
Дерново-подзолистая супесчаная автоморфная	Естественные луговые угодья	0,91	575	15,8
	Однолетние травы на пашне	1,35	1232	11,0
Дерново-подзолистая супесчаная глееватая	Естественные луговые угодья	1,55	1151	13,5
	Однолетние травы на пашне	1,64	1323	12,4
Торфяно-глеевая зольностью торфа 70 %	Естественные луговые угодья	10,07	7980	12,6
	Многолетние злаковые травы	9,24	8435	11,0
Торфяно-болотная с зольностью торфа 20 %	Естественные луговые угодья	30,05	18340	16,4
	Многолетние злаковые травы	27,88	19782	14,1

Органическое вещество почвы по времени оборачиваемости подразделяется на три пула: активный ($T < 3-10$ лет), медленный ($T = 10-100$ лет) и пассивный ($T > 100$ лет) [13]. Активный (лабильный) пул образует свежее ОВ высокого энергетического и питательного статуса, быстро утилизируемое микроорганизмами и расходуемое при макроагрегации; химически и физически не защищенное ОВ, способное к химическим и биохимическим реакциям (фрагменты растительных и животных остатков, микробная биомасса, моно- и полисахариды, водо- и солерастворимое и взвешенное ОВ, фракция песка и др.). Медленный (промежуточный) пул состоит из физически защищенного и исходно прочного ОВ (аминосахара, гликопротеины, фракции лигнина, меланина и липидов, ОВ макро- и микроагрегатов, мобильные гуминовые вещества, фракция мелкого песка и крупной пыли). Пассивный (устойчивый, стабильный) пул представляет недоступное микроорганизмам по биохимическим характеристикам и (или) связанное минеральной частью почвы ОВ (кутины, суберины, модифицированный лигнин, часть липидов, гумин, негидролизуемое ОВ, защищенное металлорганическими связями и гидрофобными взаимодействиями, фракции тонкой пыли и глины).

По литературным данным на долю активного пула ОВП в слое почвы 0–20 см приходится от <1 до 8 % от всего $C_{орг}$. В медленном пуле сосредоточено от 35 до 72 %, в устойчивом пуле – от 39 до 64 % [14, 15].

Нами определен активный пул органического вещества (АОВ), а также установлены особенности распределения углерода между легко ($k_1 > 0,1$ сут.⁻¹), умеренно ($k_2 > 0,01$ сут.⁻¹) и трудно минерализуемыми ($k_3 > 0,001$ сут.⁻¹) фракциями активного пула органического вещества исследуемых почв в зависимости от их использования.

На дерново-подзолистой супесчаной почве нормального увлажнения (автоморфная) в естественном биоценозе содержание активного пула органического вещества составило 154,3 мг/100 г почвы, или 17 % от общего количества органического углерода. В дерново-подзолистой супесчаной полугидроморфной (глееватой) почве содержание АОВ было выше на 24 %, чем в автоморфной почве, однако доля его в составе $C_{орг}$ несколько меньше – 12,3 %.

В обрабатываемых дерново-подзолистых почвах содержалось АОВ в 1,6–2,1 раза меньше, чем в необрабатываемых. Наблюдалось также снижение до 5,5–7,1 % доли его в составе $C_{орг}$ (табл. 2).

В торфяных почвах содержание активного пула органического вещества в 2,0–6,7 раза было выше по сравнению с минеральными почвами. В торфяно-глеевой почве с высокой минерализацией торфа в естественном биоценозе количество АОВ составило 629,3 мг/100 г почвы, в торфяно-болотной почве с зольностью торфа 20 % – 728,0 мг/100 г почвы. Интенсивное сельскохозяйственное использование торфяных почв привело, во-первых, к существенному уменьшению содержания АОВ, а во-вторых – к снижению доли его в составе $C_{орг}$ до 2,1–2,2 %.

Содержание активного пула органического вещества в почвах

Почва	Биоценоз	АОВ	
		мг/100 грамм почвы	% от $C_{орг}$
Дерново-подзолистая супесчаная автоморфная	Естественные луговые угодья	154,3	17,0
	Однолетние травы на пашне	95,7	7,1
Дерново-подзолистая супесчаная глееватая	Естественные луговые угодья	191,2	12,3
	Однолетние травы на пашне	90,4	5,5
Торфяно-глеевая с зольностью торфа 70 %	Естественные луговые угодья	629,3	6,2
	Многолетние злаковые травы	193,1	2,1
Торфяно-болотная с зольностью торфа 20 %	Естественные луговые угодья	728,0	2,4
	Многолетние злаковые травы	614,0	2,2

Анализ распределения углерода между легко, умеренно и трудно минерализуемыми фракциями активного пула органического вещества исследуемых почв в зависимости от их использования показал, что в обрабатываемых почвах не обнаруживалась средне минерализуемая фракция, что характерно для почв с низким поступлением свежего органического вещества (табл. 3).

АОВ торфяно-болотной почвы с низкой зольностью торфа и высоким содержанием органического углерода было более гомогенным и устойчивым к минерализующим воздействиям, чем АОВ торфяно-глеевой почвы, характеризующейся более высокой зольностью и меньшим содержанием $C_{орг}$.

Таблица 3

Структура распределения углерода

между фракциями активного пула органического вещества почв

Биоценоз	Фракции по степени минерализуемости					
	легко минерализуемая		умеренно минерализуемая		трудно минерализуемая	
	C_1^*	k_1^{**}	C_2^*	k_2^{**}	C_3^*	k_3^{**}
Дерново-подзолистая супесчаная автоморфная почва						
Естественные луговые угодья	12,7	0,840	32,1	0,062	109,5	0,004
Однолетние травы на пашне	31,7	0,165	нет		64,1	0,009
Дерново-подзолистая супесчаная глееватая почва						
Естественные луговые угодья	24,3	0,491	26,3	0,064	140,6	0,003
Однолетние травы на пашне	31,8	0,143	нет		58,7	0,009
Торфяно-глеевая почва с зольностью торфа 70 %						
Естественные луговые угодья	100,0	0,208	50,6	0,032	478,7	0,002
Многолетние злаковые травы	94,9	0,107	нет		98,3	0,007
Торфяно-болотная почва с зольностью торфа 20 %						
Естественные луговые угодья	217,5	0,140	нет		510,5	0,008
Многолетние злаковые травы	149,1	0,155	нет		464,9	0,009

Примечание: * – C_1 , C_2 и C_3 – содержание углерода легко, умеренно и трудно минерализуемой фракций АОВ, мг/кг;
 ** – k_1 , k_2 и k_3 – константы скорости минерализации этих фракций, сут.⁻¹

В торфяной почве с высокой зольностью торфа при сельскохозяйственном использовании не только исчезала средне минерализуемая фракция, но и существенно возрастала доля легко минерализуемой фракции. Абсолютное содержание легко и трудно минерализуемых фракций АОВ и среднее время их оборачиваемости в торфяно-болотной почве также изменялись в наименьшей степени.

Содержание микробной биомассы (C_{MB}) является чувствительным индикатором биологического качества ОВП и эколого-физиологического состояния микроорганизмов [16]. Степень аккумуляции органического вещества, как результирующая накопления и разложения биомассы и метаболитов, зависит от эффективности включения углерода субстрата в микробную биомассу, образования побочных продуктов жизнедеятельности, защищенности микробной биомассы в почве и скорости использования микробных метаболитов другими микроорганизмами [17]. Чем ниже эффективность роста микроорганизмов и менее защищена биомасса, тем выше доля субстрата расходуемого на дыхание.

В микробной биомассе содержится от 1–3 до 5 % $C_{орг}$ [18]. Время оборачиваемости углерода и азота микробной биомассы в почве оценивается в 1,8–2,1 года [19]. Микробная биомасса подразделяется на активную и неактивную, незащищенную и защищенную [20]. Доля активной микробной биомассы в пахотных почвах составляет 4–10 % от общей, но в некоторых случаях может достигать 49 % [21]. Чем больше в почве глинистой фракции, тем выше защищенность микробной биомассы и продолжительнее ее время оборачиваемости [22].

Вклад микроорганизмов в разложение ОВ в почве составляет 85–90 %, почвенных животных и химического окисления – соответственно 10–15 и <5 % [23].

Наши исследования, проведенные при лабораторных условиях инкубации, показали, что доля углерода микробной биомассы составляет в дерново-подзолистых почвах в среднем – 2–4 %, в торфяных почвах – 0,5–2 % от $C_{орг}$. Установлено также, что наибольшее содержание C_{MB} обнаружено в торфяно-болотной почве с зольностью торфа до 20 % на естественных луговых угодьях, которое составило 281,3 мг/100 г почвы. На торфяно-глеевой почве с зольностью торфа 70 % оно было ниже на 30 % (табл. 4).

Таблица 4

Содержание углерода микробной биомассы в изучаемых почвах

Почва	Биоценоз	C_{MB}	
		мг/100 г почвы	% от $C_{орг}$
Дерново-подзолистая супесчаная автоморфная	Естественные луговые угодья	39,5	4,3
	Однолетние травы на пашне	40,8	3,1
Дерново-подзолистая супесчаная глееватая	Естественные луговые угодья	63,4	4,1
	Однолетние травы на пашне	38,8	2,4
Торфяно-глеевая с зольностью торфа 70%	Естественные луговые угодья	195,9	1,9
	Многолетние злаковые травы	95,0	1,1
Торфяно-болотная с зольностью торфа 20%	Естественные луговые угодья	281,3	0,9
	Многолетние злаковые травы	160,7	0,6

В дерново-подзолистых почвах на естественных луговых угодьях содержание C_{MB} колебалось в пределах 39,5–63,4 мг/100 г почвы. Выше этот показатель был на глееватой почве.

Сельскохозяйственное использование привело к обеднению почв микробным углеродом.

Минерализуемый пул ОВП включает в себя все доступные микроорганизмам вещества и соединения независимо от их природы, химического состава, структуры и свойств, хотя вклад растворимых, простых, низкомолекулярных и свободных более существенен, чем нерастворимых, сложных, высокомолекулярных, связанных с минеральной частью почвы. Размеры минерализуемого пула ОВП зависят, в первую очередь, от количества и качества поступающих в почву органических материалов, степени защищенности компонентов ОВП и факторов, влияющих на микробную деятельность [24].

В наших исследованиях абсолютные значения потенциально-минерализуемого углерода ($C_{ПМ}$) колебались от 68,3–91,8 мг/100 г почвы на минеральных почвах до 151,0–557,3 мг/100 г почвы – на торфяных почвах.

Степень гидроморфности дерново-подзолистых супесчаных почвах не существенно повлияла на содержание $C_{ПМ}$, которое составило на естественных луговых угодьях 88,7–91,8 мг/100 г почвы. Более существенно повлиял фактор интенсивности использования

почв. На пахотных почвах содержание его было ниже по сравнению с естественными угодьями на 17–26 % (табл. 5).

Таблица 5

Содержание потенциально-минерализуемого углерода ($C_{ПМ}$) в ОВП почв

Почва	Биоценоз	$C_{ПМ}$		*ИМ, мг С-СО ₂ /100 г почвы в сутки
		мг/100 г почвы	% от $C_{орг}$	
Дерново-подзолистая супесчаная автоморфная	Естественные луговые угодья	88,7	9,7	2,5
	Однолетние травы на пашне	74,0	5,5	2,4
Дерново-подзолистая супесчаная глееватая	Естественные луговые угодья	91,8	5,9	3,0
	Однолетние травы на пашне	68,3	4,2	2,3
Торфяно-глеявая с золь- ностью торфа 70%	Естественные луговые угодья	246,6	2,4	8,7
	Многолетние злаковые травы	151,0	1,7	7,9
Торфяно-болотная с зольностью торфа 20%	Естественные луговые угодья	557,3	1,9	16,7
	Многолетние злаковые травы	470,5	1,7	11,3

Примечание: * – интенсивность минерализации рассчитана по формуле: $ИМ = C \cdot k$, где k – константа минерализации, сут.⁻¹

Торфяные почвы существенно различались по содержанию потенциально-минерализуемого углерода. В торфяно-глеевой почве с зольностью торфа 70 % количество его колебалось от 151,0 до 246,6 мг/100 г, а в торфяно-болотной почве с зольностью торфа 20 % – от 470,5 до 557,3 мг/100 г.

Процентное содержание $C_{ПМ}$ от общего количества органического углерода характеризует минерализационную способность органического вещества почвы. Как показывают данные, наиболее высокой минерализационной способностью характеризовалась дерново-подзолистая автоморфная почва, ниже – дерново-подзолистая полугидроморфная.

Минерализационная способность торфяных почв была ниже, чем минеральных дерново-подзолистых. Доля $C_{ПМ}$ в составе общего органического вещества колебалась в пределах 1,7–2,4 %. Из данных также видно, что этот показатель несущественно изменялся и в зависимости от интенсивности использования почв, что характеризует ОВП изучаемых торфяных почв как относительно стабильное. По нашему мнению, это объясняется тем, что прошел достаточно большой период времени с момента их осушения. Интенсивность минерализации (**ИМ**) торфяных почв была в 2,5–6,5 раз больше, чем дерново-подзолистых почв.

Выводы

1. Содержание активного органического вещества в дерново-подзолистых почвах в 2,8–5,4 раза меньше, чем в торфяных почвах. Сельскохозяйственное использование земель приводит к уменьшению активного пула органического вещества как в минеральной, так и в торфяной почвах.

2. При сельскохозяйственном использовании в дерново-подзолистых супесчаных почвах происходит увеличение легко минерализуемых фракций и снижение трудно минерализуемых фракций органического вещества, в торфяно-глеевой и торфяно-болотной почвах – уменьшается содержание легко и трудно минерализуемых фракций. Активный пул органического вещества торфяно-болотной почвы с низкой зольностью торфа и высоким содержанием органического углерода более устойчив к минерализации, чем АОВ торфяно-глеевой почвы, характеризующейся более высокой зольностью и меньшим содержанием органического вещества.

3. Содержание потенциально-минерализуемого углерода в дерново-подзолистых супесчаных почвах составляет 5–7 % от $C_{орг}$, в торфяных почвах – около 2 %. Однако интенсивность минерализации торфяных почв, особенно торфяно-болотной, в 2,5–6,5 раз выше, чем дерново-подзолистых почв.

Список литературы

1. Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья / под общ. ред. акад. РАСХН Н. З. Милащенко. – М., 1993. – 864 с.
2. Применение физических методов фракционирования для характеристики органического вещества почв / М. Ш. Шаймухаметов // Почвоведение. – 1984. – № 8. – С. 131–141.
3. Ванюшина, А. Я. Органо-минеральные взаимодействия в почвах (обзор литературы) / А. Я. Ванюшина, Л. С. Травникова // Почвоведение. – 2003. – № 4. – С. 418–428.
4. Christensen, B. T. Effect of animal manure and mineral fertilizer on the total carbon and nitrogen contents of soil size fractions // *Biol. fertile. Soils.* – 1988. – Vol. 5. – P. 304–307.
5. Травникова, Л. С. Продукты органо-минерального взаимодействия и устойчивость почв к деградации / Л. С. Травникова, М. Ш. Шаймухаметов // Научные проблемы почвоведения: науч. тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева. – М., 2000. – С. 356–369.
6. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils / E. G. Gregorich [et al.] // *Can. J. Soil Sci.* – 1994. – Vol. 74. – P. 367–385.
7. Guggenberger, G. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soils: I. Lignin and carbohydrate signature / G. Guggenberger, B. T. Christensen, W. Zech // *Europ. J. Soil Sci.* – 1994. – Vol. 45. – P. 449–458.
8. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soils: III. Analytical pyrolysis / C. Saiz-Jimenez [et al.] // *Europ. J. Soil Sci.* – 1996. – Vol. 47. – P. 61–69.
9. Chenu, C. The influence of cultivation on the composition and properties of clay organic matter associations from soil / C. Chenu, E. Besnard, D. Arrouays // *Sustainable Management of Soil Organic Matter*, BSSS, 15–17 Sept. – Edinburgh, 1999.
10. Dalal, R. C. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in Southern Queensland. IV. Loss of organic carbon from different density fractions / R. C. Dalal, R. J. Mayer // *Aust. J. Soil Res.* – 1986. – Vol. 24. – P. 301–309.
11. Skjemsted, J. O. Spectroscopic investigations of cultivation effects on organic matter of vertisols / J. O. Skjemsted, R. C. Dalal, P. F. Barron // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1986. – Vol. 50. – P. 354–359.
12. Иванникова, Л. А. Способы определения минерализации органического вещества в почве по количеству продуцируемого CO₂ / Л. А. Иванникова // *Методы исследований органического вещества почв*. М. : Россельхозакадемия – ГНУ ВНИПТИОУ, 2005. С. 376–385.
13. Роль растительной биомассы в формировании активного пула органического вещества почвы / В. М. Семенов // *Почвоведение.* – 2004. – № 11. – С. 1350–1359.
14. Schwendenmann, L. Response of organic matter dynamics to conversion from tropical forest to grassland as determined by long-term incubation / L. Schwendenmann, E. Pendall // *Biol. Fert. Soils.* – 2008. – Vol. 44, N 8. – P. 1053–1062.
15. Does the acid hydrolysis-incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? / E. A. Paul [et al.] // *Soil Sci. Soc. Amer. J.* – 2006. – Vol. 70, N 3. – P. 1023–1035.
16. Anderson, T. H. The metabolic quotient for CO₂ (q CO₂) as a specific activity parameter to assess the effect of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils / T. H. Anderson, K. H. Domsch // *Soil. Biol. and Biochem.* – 1993. – Vol. 25. – P. 393–395.
16. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and nature grassland soils / J. Six [et al.] // *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* – 1998. – Vol. 62. – P. 1367–1377.
17. Martens, R. Current methods for measuring microbial biomass C in soil: Potential and limitations / R. Martens // *Biol. Fert. Soils.* – 1995. – Vol. 19, N 2–3. – P. 87–99.
18. Turnover of Nitrogen-15-Labeled Fertilizer in Old Grassland / D. S. Jenkinson [et al.] // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2004. – Vol. 68, N 3. – P. 865–875.
19. Bacterial and Fungal Contributions to Carbon Sequestration in Agroecosystems / J. Six [et al.] // *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* – 2006. – Vol. 70, N 2. – P. 555–569.
20. Associations between organic matter fractions and the active soil microbial biomass / C. R. Alvarez [et al.] // *Soil Biol. Biochem.* – 1998. – Vol. 30, N 6. – P. 767–773.
22. Muller, T. Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: consequences for model application / T. Muller, H. Hoper // *Soil Biol. Biochem.* – 2004. – Vol. 36. – N 6. – P. 877–888.
23. Wolters, V. Intertebate control of soil organic matter stability // *Biol. Fert. Soils.* – 2000. – Vol. 31, N 1. – P. 1–19.
24. Минерализуемость органического вещества и секвестрирующая емкость почв зонального ряда / В. М. Семенов [и др.] // *Почвоведение.* – 2008. – № 7. – С. 1–14.

N. N. Tsybulko, V. M. Semenov, A. S. Tulina, T. P. Shapsheeva, I. I. Zhukova

STRUCTURE AND INTENSITY OF MINERALIZATION OF ORGANIC MATTER OF SOD-PODSOLIC SANDY AND PEAT SOILS

It is established that the maintenance of active organic matter in sod-podsolic soils is 2,8–5,4 times less than in peat soils. Agricultural use of the lands earths leads to increase in easily mineralizing fractions and to decrease in hardly mineralizing fractions of organic matter. The maintenance of potentially mineralizing carbon in sod-podsolic sandy soils makes 5–7 %, in peat soils – about 2 %. Intensity of mineralization of peat soils in 2,5–6,5 times higher, than of sod-podsolic soils.