

УДК 574.4

**КЛИМАТ И ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЕ КАК КЛЮЧЕВЫЕ ФАКТОРЫ
СТАБИЛЬНОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЧВАХ****И. Н. Курганова***, **В. М. Семенов**, член-корреспондент РАН **В. Н. Кудеяров**

Поступило 03.09.2019 г.

Запасы органического углерода в почве и его устойчивость к биодеградации зависят от сочетания внешних и внутренних детерминантов, контролирующих не только разложение, но и стабилизацию органического вещества (ОВ). Стабильность ОВ почв оценивали: 1) по удельной скорости минерализации (SpMinR) на примере лесных экосистем, расположенных в различных климатических зонах Евразии (умеренной, средиземноморской и тропической), и 2) по индексу биологической стабильности (IBS), определённого для основных типов почв Европейской части России под естественной растительностью и сельскохозяйственными посевами. Показано, что ключевыми факторами, детерминирующими стабильность ОВ вещества в почвах, являются климат и тип растительности (землепользование). Так, в почвах Евразийской трансекты обнаружена тесная отрицательная связь значений SpMinR с годовым количеством осадков и со среднегодовой температурой воздуха. Выявлено, что в почвах под сельскохозяйственными культурами доля стабильного и биологически консервативного ОВ и значения IBS были существенно выше, чем в почвах естественных ценозов.

Ключевые слова: органический углерод, скорость минерализации, индекс биологической стабильности, естественная и сельскохозяйственная экосистема, биоклиматические области.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524896646-650>

Несбалансированность углеродного цикла — ключевой вызов человечеству в XXI в. [6]. Рост концентрации CO₂ в атмосфере и дегумусирование почв выступают взаимосвязанными явлениями и наиболее характерными признаками антропогенных нарушений глобального цикла углерода [1, 8]. Поэтому достижение баланса между эмиссией диоксида углерода и его поглощением за счёт как уменьшения объёмов антропогенных выбросов, так и увеличения размеров биотического стока и восполнения глобальных запасов почвенного органического углерода C_{орг} считается главным направлением в стратегии минимизации нарушений климатической системы Земли [2, 9]. Поступление растительных остатков и синтез микробной биомассы обеспечивают непрерывное пополнение содержания C_{орг} в почвенном профиле [11, 14, 15], но темпы и пределы прироста C_{орг} в почве зависят не только от количества и качества поступающего органического материала, но и от скорости и прочности стабилизации органических компонентов в почве [4, 11].

Под стабилизацией органического вещества (ОВ) в почве понимается повышение его устойчивости к биотическим и абиотическим воздействиям с увеличением времени его оборачиваемости в почве за счёт приобретения защищённого состояния, возникающего как следствие разнообразных процессов и явлений [4, 5]. Механизм стабилизации ОВ в почве инициируется внутренними и внешними детерминантами (рис. 1). В рамках этой парадигмы сохранность ОВ в почве обусловлена не какими-то особыми внутренними его свойствами, придающими прочность, а тем, что внешние физико-химические, биологические и экологические условия частично или полностью ограничивают скорость разложения органического вещества [12].

На примере лесных экосистем, расположенных в умеренной (Россия), средиземноморской (Испания) и тропической (Вьетнам) климатических зонах Евразии, а также в основных типах почв Европейской части России в условиях контрастного землепользования (естественная растительность и сельскохозяйственные посевы) провели анализ стабильности ОВ почв в зависимости от биоклиматического потенциала и типа растительности, сочетание которых определяет запасы и время оборачиваемости C_{орг} в почвах. Стабильность ОВ гумусовых горизонтов оценивали по удельной скорости минерализации (Specific Mineralization Rate, SpMinR, слой 0–10 см)

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения Российской Академии наук — обособленное подразделение Федерального исследовательского центра “Пушчинский научный центр биологических исследований Российской Академии наук”

*E-mail: ikurg@mail.ru



Рис. 1. Внешние и внутренние детерминанты стабилизации органического вещества (ОВ) в почве.

и индексу биологической стабильности (Biological Stability Index, слой 0–20 см).

Удельная скорость минерализации ($SpMinR$, мг С/г C_{org} /сут) представляет собой отношение базального дыхания к содержанию C_{org} в почве [7]. Чем выше значения $SpMinR$, тем более подвержено ОВ этих почв разложению и тем менее оно устойчиво, и наоборот. Значения индекса биологической стабильности (IBS) соответствуют соотношению устойчивого к минерализации C_{org} и его потенциально-минерализуемого количества (C_0). Содержание C_0 определяли по кумулятивному количеству С–СО₂, выделившемуся за время инкубации образцов почв при постоянных условиях температуры (22 °С) и влажности (25 мас.%) в течение 160–170 суток с последующей аппроксимацией полученной кривой с помощью уравнения кинетики первого порядка [14]. Количество устойчивого к минерализации углерода $C_{уст}$ в почве оценивали по разнице между общим содержанием C_{org} и количеством C_0 . Чем выше значения IBS, тем более стабильным является ОВ почвы.

Среди лесных экосистем Евразийской трансекты ОВ тропических почв отличалось слабой минерализационной способностью и, следовательно, наибольшей стабильностью: значения $SpMinR$ в них изменялись от 0,18 до 0,56 мг С/г C_{org} /сут, в среднем составляя 0,31±0,09 мг С/г C_{org} /сут (табл. 1). В лесных почвах Средиземноморья значения $SpMinR$

были в среднем в 3 раза выше и составляли 0,90±0,15 мг С/г C_{org} /сут. Самой высокой долей доступного для микроорганизмов субстрата характеризовалось ОВ лесных почв умеренной зоны: в них значения $SpMinR$ в среднем составили 1,38±0,23 мг С/г C_{org} /сут. При относительно высоких значениях $SpMinR$ почвы умеренного климата содержали в 2,1 и 3,6 раза меньше C_{org} , чем тропические и средиземноморские почвы.

В почвах Евразийской трансекты обнаружена довольно тесная отрицательная связь значений $SpMinR$ с годовым количеством осадков ($R^2 = 0,77$; $\alpha < 0,05$) и со среднегодовой температурой воздуха ($R^2 = 0,76$; $\alpha < 0,05$). Сходная зависимость между значениями $SpMinR$ и среднегодовой температурой воздуха наблюдалась в почвах лесных экосистем Европейской части России при менее выраженном градиенте изменения осадков (табл. 1). Так, значения $SpMinR$ в почве под дубовым лесом в лесостепной зоне были в 2 раза ниже, чем в почве смешанного леса в зоне южной тайги, что свидетельствует о более высокой стабильности ОВ почв лесостепной зоны за счёт усиления степени его трансформации. В лесных почвах горных массивов boreального климата, расположенных вдоль градиента с отчётливым изменением количества осадков и температуры воздуха, также был обнаружен рост устойчивости ОВ почв к минерализации с увеличением температуры, что свидетельствует о боль-

шей стабильности ОВ почв при более высоких температурах [10].

Высказанные предположения о причинах различной стабильности почвенного ОВ в почвах лесных экосистем хорошо согласуются с заключениями Д.С. Орлова с соавт. [3], согласно которым в почвах зонально-генетического ряда (Европейская часть России) глубина трансформации (гумификации) ОВ, которая может служить и мерой его стабильности, довольно тесно коррелирует с длительностью периода биологической активности, который определяется как отрезок времени, в течение которого температура воздуха устойчиво превышает 10 °С, а запас продуктивной влаги составляет не менее 1–2%. Таким образом, различную стабильность ОВ лесных почв в значительной степени определяли климатические условия (внешний детерминирующий фактор), в которых эти почвы были сформированы.

Средние значения индекса биологической стабильности (IBS) в основных типах почв Европейской части России убывали в следующем порядке: торфяные ≥ черноземы > тёмно-серые лесные = каштановые > серые лесные > бурые лесные кислые > дерново-подзолистые (табл. 2). Можно предположить, что высокая биологическая стабильность ОВ торфяных почв лесотундровой зоны обусловлена слабой активностью микробной биомассы в силу неблагоприятных условий питания и жизнедеятельности, а в черноземах — быстрой и полной стабилизацией микробной биомассы и продуктов трансформации ОВ [13].

По сравнению с почвами, сформированными под естественной растительностью, почвы сельскохозяйственных угодий в большей мере обеднены потенциально-минерализуемыми формами $C_{орг}$ (в 1,2–2,4 раза), чем валовыми (в 1,1–1,4 раза). Вследствие этого доля стабильного и биологически консерва-

Таблица 1. Содержание $C_{орг}$, удельная скорость минерализации ОВ почв (SpMinR, слой 0–10 см) лесных экосистем различных регионов Евразии и их основные климатические параметры

Природно-климатическая зона	Географические регионы	P , мм/год	T_b , °С	Почвы*	$C_{орг}$, г С/кг почвы**	SpMinR, мг С/г $C_{орг}$ /сут**
Евразийская трансекта						
Умеренная	Московская обл., Россия	640	5,5	Retisols, Luvisols	18,6 ± 8,2	1,38 ± 0,23
Средиземно-морская	Центральные и западные районы Испании	400–1580	10,4–14,2	Acrisols, Phaeozems, Umbrisols	66,5 ± 14,3	0,90 ± 0,15
Тропическая	Южный Вьетнам, заповедник Нам Кат Тьен	2450	26	Phaeozems, Umbrisols, Cambisols, Leptosols	40,3 ± 10,8	0,31 ± 0,09
Европейская часть России						
Южная тайга	Костромская обл.	601	4,3	Retisols	76,0 ± 5,9	1,27 ± 0,11
Лиственный лес	Московская обл.	583	5,4	Luvisols	30,0 ± 1,8	0,93 ± 0,08
Лесостепь	Белгородская обл.	565	6,0	Phaeozems	48,2 ± 0,1	0,65 ± 0,01

Примечание. * Название почв приведены в соответствии с международной классификацией почв ФАО ЮНЕСКО; ** среднее ± стандартная ошибка, SE.

Таблица 2. Индексы биологической стабильности (IBS*, слой 0–20 см) органического вещества основных типов почв Европейской части России под различными ценозами

Почва	Естественная растительность	Сельскохозяйственные посеы	Среднее
Дерново-подзолистая	10 ± 3	17 ± 6	15 ± 6
Серая лесная	15 ± 4	21 ± 4	18 ± 5
Тёмно-серая лесная	20 ± 9	36 ± 11	32 ± 12
Чернозём выщелоченный	21 ± 5	54 ± 9	47 ± 17
Чернозём типичный и обыкновенный	34 ± 10	50 ± 9	44 ± 12
Каштановые (в том числе тёмно- и светло-каштановые)	28 ± 10	37 ± 9	32 ± 10
Бурая лесная кислая	21 ± 0	22 ± 4	21 ± 4
Торфяная	45 ± 7	Не опр.	45 ± 7

Примечание. * среднее ± стандартная ошибка, SE.

тивного ОВ, а следовательно, и величина IBS в обрабатываемых почвах существенно выше, чем в почвах естественных ценозов (табл. 2).

Если на экосистемном уровне доминирующая роль в поддержании стабильности почвенного ОВ принадлежит внешним детерминантам, то на более низких иерархических уровнях, от молекулярного до профильного — внутренним детерминантам. Это заключение хорошо иллюстрируется характерным увеличением величины IBS вниз по профилю почв. Так, в слое 0–20 см значения IBS в необрабатываемом и пахотном чернозёме типичном составляли соответственно 35 и 53, тогда как в слое 80–100 см достигали 196 и 121. В тех же слоях серой лесной почвы под лесом и пашней значения IBS возрастали с 14 и 16 до 30 и 69. В нижних горизонтах, в отличие от верхнего почвенного слоя, ОВ представлено преимущественно соединениями микробного происхождения и обеднено богатым энергией растительным материалом. Оно более подвержено стабилизации благодаря наличию минеральных частиц, выступающих катализатором химических реакций, сорбентом и окклюдирующим материалом, и менее доступно микроорганизмам из-за большего числа физических барьеров и экологических ограничений.

Таким образом, запасы органического углерода в почве и его устойчивость к биодegradации зависят от сочетания внешних и внутренних детерминантов, контролирующих не только разложение, но и стабилизацию ОВ. Ключевыми факторами, детерминирующими стабильность ОВ вещества в почвах, являются климат и землепользование. Почвенное органическое вещество как многокомпонентный и гетерогенный природный континуум характеризуется разной прочностью и защищённостью слагающих его компонентов, подразделяясь на пулы со временем оборачиваемости от нескольких суток, месяцев и годов до сотен лет и тысячелетий. Поддержание природоподобных соотношений между биологически активными и химически стабильными пулами почвенного углерода является стратегическим условием конструирования устойчивых к глобальным изменениям наземных экосистем с высоким углерод-депонирующим потенциалом почв.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания “Исследование почвенных предшественников, источников и стоков парниковых газов в связи с климатическими изменениями” (рег. № 0191–2019–0045) при

поддержке РФФИ (проекты № 17–04–00707а и № 18–04–00773а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заварзин Г.А., Кудеяров В.Н. // Вестник РАН. 2006. Т. 76. № 1. С. 14–29.
2. Замолотчиков Д.Г. Естественная и антропогенная концепции современного потепления климата // Вестник РАН. 2013. Т. 83. № 3. С. 227–235.
3. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв России. М.: Наука, 1996. 254 с.
4. Семёнов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
5. Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B., von Lützow M. // J. Plant Nutrition and Soil Sci. 2008. V. 171. № 1.
6. Kurganova I.N., Kudeyarov V.N. // Science in Russia. 2012. V. 5. С.25–32.
7. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Gallardo Lanchi J.F., Oehm C.T. // Eurasian Soil Science. 2012. V. 45 (1). P. 68–79.
8. Lal R. // BioScience. 2010. V. 60. P. 708–721.
9. Minasny B., Malone B.P., McBratney A.B., et al. // Geoderma. 2017. V. 292. P. 59–86.
10. Norris C.E., Quideau S.A., Bhattiw J.S., Wasylishenz R.E. Soil Carbon Stabilization in Jack Pine Stands Along the Boreal Forest Transect Case Study // Global Change Biology. 2011. V. 17. P. 480–494.
11. Paul E.A. // Soil Biology and Biochemistry. 2016. V. 98. P. 109–126
12. Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D.A.C., Nannipieri P., Rasse D.P., Weiner S., Trumbore S.E. // Nature. 2011. V. 478. P. 49–56. 569.
13. Semenov V.M., Kogut B.M., Zinyakova N.B., Maslyutenko N.P., Malyukova L.S., Lebedeva T.N., Tulinina A.S. // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. P. 434–447.
14. Semenov V.M., Pautova N.B., Lebedeva T.N., Khromyckina D.P., Semenova N.A., Lopes de Gerenyu V.O. // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. № 10. P. 1183–1194.
15. Stockmann U., Adams M.A., Crawford J.W., Field D.J., Henakaarchi N., Jenkins M., Minasny B., McBratney A.B., de Courcelles V.R., Singh K., Wheeler I., Abbott L., Angers D.A., Baldock J., Bird M., Brookes P.C., Chenu C., Jastrow J.D., Lal R., Lehmann J., O'Donnell A.G., Parton W.J., Whitehead D., Zimmermann M. // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2013. V. 164. P. 80–99.

CLIMATE AND LAND USE AS KEY FACTORS OF THE STABILITY OF ORGANIC MATTER IN SOILS

I. N. Kurganova, V. M. Semenov, Corresponding Member of the RAS V. N. Kudeyarov

*Institute of Physical Chemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences,
Pushchino, Moscow Region, Russian Federation*

Received September 3, 2019

Stocks of organic carbon in the soils and its resistance to biodegradation depend on a combination of external and internal determinants which control not only the decomposition, but also the stabilization of organic matter (OM). Soil OM stability was evaluated: 1) by specific mineralization rate (SpMinR) for the forest ecosystems located in various climatic zones of Eurasia (temperate, Mediterranean, and tropical) and 2) by the biological stability index (IBS), determined for the main soil types of the European part of Russia under natural vegetation and agricultural crops. It is shown that the key factors determining the stability of OM of substances in soils are the climate and type of vegetation (land use). Thus, a close negative correlations between the SpMinR values and the annual precipitation and the average annual air temperature were found in the soils of the Eurasian transect. It was revealed that the share of stable and biologically conservative OM and IBS values in the soils under agricultural crops were significantly higher than in the soils of natural cenoses.

Keywords: organic carbon, mineralization rate, biological stability index, native and agricultural ecosystems, bioclimatic regions.