

УДК 551.89+631.4(571.5)

ВЛИЯНИЕ ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ НА СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

© 2021 г. В. А. Голубцов^{а, *}, Ю. В. Вантеева^а, Н. Н. Воропай^{а, б}^аИнститут географии СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия^бИнститут мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Академический пр., 10/3, Томск, 634055 Россия

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 24.02.2021 г.

После доработки 15.03.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Представлены результаты исследования состава стабильных изотопов углерода органического вещества гумусовых горизонтов почв Байкальского региона. Широкий диапазон факторов формирования почв дает возможность выявления важнейших из них, определяющих изотопный состав углерода органического вещества. В зависимости от ландшафтно-климатических условий значения $\delta^{13}\text{C}$ исследуемых почв колеблются от -29.91 до -22.98‰ . Наименьшие значения характерны для ландшафтов с наибольшей влагообеспеченностью. Анализ факторов фракционирования углерода позволяет предполагать, что ведущую роль в наблюдаемых различиях изотопного состава играет влияние климатических факторов на дискриминацию изотопа ^{13}C в ходе фотосинтеза С3-растений. При увеличении осадков в вегетационный период на каждые 100 мм значения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв уменьшаются на 1.35‰ . Такие значения хорошо согласуются с изотопными градиентами на прилегающих территориях Монголии и Китая и отражают значительную чувствительность растений, формирующих органическое вещество почв региона, к влагообеспеченности. Несмотря на то, что парные линейные регрессии не показывают достоверной зависимости значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества от температуры воздуха, ее влияние косвенно проявляется через коэффициент увлажнения, с которым выявлена максимальная обратная корреляция. Таким образом, наибольшее влияние на формирование изотопного состава углерода органического вещества почв Байкальского региона оказывает не столько количество осадков, сколько соотношение тепла и влаги в вегетационный период, когда биологические и почвенные процессы наиболее интенсивны.

Ключевые слова: фракционирование изотопов, С3-растения, микроклимат, статистический анализ

DOI: 10.31857/S0032180X21100063

ВВЕДЕНИЕ

Состав стабильных изотопов углерода почвенного органического вещества является одним из индикаторов углеродного обмена на суше [22, 29]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв определяются составом стабильных изотопов углерода продуцирующей его растительности, характеризующейся различными типами фотосинтеза. По этому признаку выделяются три основных группы растений: С3-растения с фотосинтезом по циклу Кальвина, С4-растения с фотосинтезом по циклу Хэтча-Слэка и растения с фотосинтезом по типу Crassulacean Acid Metabolism, куда относятся преимущественно суккуленты [48]. Наиболее распространены на земной поверхности С3-растения, имеющие преимущества в условиях низких температур и относительно высокой влажности. Умеренные широты Северного полушария в на-

стоящее время являются регионом, где С3-растения преобладают в составе фитоценозов [27].

Диапазон $\delta^{13}\text{C}$ для С3-растений широк (от -22 до -30‰) и связан с их реакцией на условия произрастания. Наибольшее влияние на изотопный состав углерода С3-растений имеют температура, концентрация CO_2 в атмосфере и влагообеспеченность [9, 27, 55]. Многие исследователи в настоящее время сходятся во мнении, что именно влагообеспеченность является основной причиной неоднородности состава стабильных изотопов углерода внутри данной группы растений [21, 42].

На данный момент выполнено несколько обобщающих работ для выявления такой зависимости в пределах земного шара [21, 35, 42, 49]. Однако точность полученных моделей существенно снижается от пространственной неоднородности условий произрастания растений и почвообразо-

вания и недостаточной изученности регионального отклика растительности и почв на изменения влагообеспеченности [21]. Понимание специфики такого отклика важно в силу того, что на различных территориях встречаются примеры как прямых, так и обратных корреляций значений $\delta^{13}\text{C}$ почвенного органического вещества и количества осадков [30, 38, 52]. Кроме этого, значительные различия на региональном уровне наблюдаются и в градиенте значений $\delta^{13}\text{C}$ [21].

Одними из наименее изученных в отношении состава стабильных изотопов углерода органического вещества являются почвы Байкальского региона. Их формирование протекает в неоднородных физико-географических условиях. Широкий диапазон факторов формирования почв дает возможность выявления важнейших из них, определяющих изотопный состав углерода органического вещества. Предлагаемая работа посвящена оценке вариабельности состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв региона в зависимости от их влагообеспеченности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследования включает в себя семь районов (табл. 1), охватывающих степные, подтаежные и таежные ландшафты Байкальского региона. Рассматриваемые районы существенно отличаются по степени увлажнения, в то время как температурные условия довольно близки. Для оценки различий гидротермических условий на площадках исследования проведен расчет и анализ температуры воздуха, сумм атмосферных осадков, коэффициента увлажнения Н.Н. Иванова (КУ) и гидротермического коэффициента Г.Т. Селянинова (ГТК), которые характеризуют уровень влагообеспеченности территории, за многолетний период (1979–2019 гг.). Указанные коэффициенты рассчитаны по формулам:

$$КУ = P/E, \quad (1)$$

$$ГТК = \frac{\Sigma P}{0.1 \Sigma t_{>10}}, \quad (2)$$

где E – испаряемость, мм; P – сумма атмосферных осадков, мм; $t_{>10}$ – температура за период с температурой выше 10°C .

Рассмотрены климатические характеристики за отдельные месяцы, вегетационный период (май–сентябрь), период активной вегетации (июнь–август) и год в целом. В качестве исходной информации использованы суточные данные реанализа Era5 [33] (температура воздуха, испаряемость) и месячные данные корректированного реанализа [54] (суммы атмосферных осадков). Пространственное разрешение реанализа Era5 составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, что примерно равно 27.7 км по широте и 16.5 км по долготе для территории Сибири. Для

каждой площадки исследования использованы временные ряды в ближайшем узле сетки реанализа.

В основу исследования положены данные изучения органического вещества почв 31 разреза, заложенных авторами. Описание ряда разрезов приведено ранее [3, 4]. Кроме этого, использованы опубликованные данные по четырем почвенным разрезам, заложенным на северном макросклоне хр. Хамар-Дабан [19]. Для исследования выбраны участки с минимальной нарушенностью естественного растительного покрова, где почвы имели ненарушенные гумусовые горизонты. Образцы отбирали преимущественно в пределах верхних 10 см. Исключением стала почва разреза Большой Куналей-1, профиль которой погребен под склоновыми отложениями значительной мощности (до 90 см). Основным объектом данного исследования стало органическое вещество поверхностных (гумусовых) горизонтов почв, которое отражает актуальные биоклиматические условия их формирования [6].

Образцы почв высушивали до воздушно-сухого состояния и просеивали через сито диаметром 1 мм. Изотопный состав органического вещества почв определяли после удаления корней и детритовых включений. Измерения проводили в университете Галле-Виттенберг (Германия) на масс-спектрометре Finnigan Delta V Advantage, в университете Тюбингена (Германия) на масс-спектрометре Finnigan MAT 252, а также в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН с использованием масс-спектрометра Isoprime precision (Elementar, UK). Точность измерений составила 0.1‰. Соотношения изотопов углерода выражены как $\delta^{13}\text{C}$ и рассчитаны по формуле:

$$\delta = 1000 \times \left(\frac{R_{\text{образец}}}{R_{\text{стандарт}}} - 1 \right), \quad (3)$$

где R – молярное соотношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Большие значения свидетельствуют об относительном обогащении органического вещества тяжелым изотопом относительно стандарта, меньшие – об обеднении. Соотношение изотопов выражено в промилле (‰) по отношению к стандарту VPDB.

Для выявления факторов, оказывающих влияние на изотопный состав углерода органического вещества, выполняли парный и множественный линейный регрессионный анализ. В качестве независимых переменных рассматривали следующие параметры: абсолютная высота над уровнем моря, средняя годовая температура воздуха, средняя температура воздуха за вегетационный период с мая по сентябрь, годовая сумма осадков, сумма осадков за вегетационный период с мая по сентябрь, КУ за год ($КУ_{\text{год}}$) и за вегетационный период с мая по сентябрь ($КУ_{\text{вп}}$), ГТК по Селянинову за

Таблица 1. Состав стабильных изотопов углерода органического вещества гумусовых горизонтов почв и ландшафтно-климатические условия их формирования

Разрез (номер)	Координаты	Тип почвы	Высота, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	T, °C		Осадки, мм		КУ		ГТК	Ландшафтная зона
					год	ВП	год	ВП	год	ВП		
Предгорья хр. Восточный Саян												
Юлинок-1 (1)	52°41' N 102°21' E	Темногумусовая (Mollic Phaeozem)	511	-28.04	-0.4	13.6	464	340	1.77	1.53	1.68	Горная тайга
Юлинок-3 (2)	52°42' N 102°23' E	Литозем перегнойно-темногумусовый (Mollic Leptosol)	591	-28.21	-0.4	13.6	464	340	1.77	1.53	1.68	»
Юлинок-4 (3)	52°42' N 102°22' E	Серая (Leptic Luvisol)	687	-27.01	-0.4	13.6	464	340	1.77	1.53	1.68	»
Китой (4)	52°28' N 103°06' E	Серая (Leptic Luvisol)	714	-27.36	-0.3	13.4	452	344	1.40	1.25	1.74	»
Междуречье (5)	52°51' N 102°28' E	Серая (Leptic Luvisol)	536	-29.07	-0.4	13.6	463	339	1.77	1.53	1.68	»
Новостройка-1 (6)	52°57' N 101°47' E	Серогумусовая (Phaeozem)	614	-28.52	-1.0	12.5	587	425	1.11	0.85	2.25	»
Новостройка-2 (7)	52°57' N 101°47' E	Серогумусовая (Phaeozem)	609	-27.40	-1.0	12.5	587	425	1.11	0.85	2.25	»
Предбайкальская впадина												
Ласточкино Гнездо (8)	52°48' N 104°47' E	Чернозем сегрегационный (Calcic Chernozem)	514	-24.19	-0.2	13.9	385	300	0.77	0.51	1.49	Степь
Иркутско-Черемховская равнина												
Буреть (9)	52°58' N 103°28' E	Серая метаморфическая (Luvic Phaeozem)	403	-24.15	-0.2	14.5	392	298	0.99	0.53	1.38	Подтайга
Тайгурка-1 (10)	52°52' N 103°28' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	429	-24.11	0.2	14.6	386	292	0.89	0.50	1.36	Степь
Тайгурка-2 (11)	52°52' N 103°25' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	436	-24.54	0.2	14.6	386	292	0.89	0.50	1.36	»
Березовый (12)	52°51' N 103°21' E	Серая метаморфическая (Luvic Phaeozem)	417	-25.85	0.2	14.6	398	298	0.89	0.52	1.36	Подтайга

Таблица 1. Продолжение

Разрез (номер)	Координаты	Тип почвы	Высота, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰		T , °C		Осадки, мм		КУ		ГТК	Ландшафтная зона
				год	ВП	год	ВП	год	ВП	год	ВП		
Осиновый (13)	52°53' N 103°19' E	Серая метаморфическая (Luvic Phaeozem)	460	-25.31	0	14.3	398	298	0.89	0.52	1.41	»	
Н. Булай-2 (14)	52°51' N 103°06' E	Серая метаморфическая (Luvic Phaeozem)	496	-25.25	0	14.3	398	298	0.89	0.52	1.41	»	
Михайловка (15)	52°59' N 103°18' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	510	-24.95	-0.2	14.6	392	298	0.99	0.53	1.38	Степь	
Федяевский (16)	53°15' N 103°21' E	Чернозем сегрегационный (Calcic Chernozem)	440	-24.81	-0.1	14.6	380	290	0.96	0.53	1.33	Степь	
Селенгинское среднегорье													
Пестерево (17)	51°30' N 107°29' E	Чернозем сегрегационный (Calcic Chernozem)	606	-24.60	-0.2	14.6	315	241	0.57	0.36	1.04	»	
Б. Куналей-1 (18)	51°25' N 107°34' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	735	-24.49	-0.2	14.6	315	241	0.57	0.36	1.04	»	
Б. Куналей-2 (19)	51°25' N 107°36' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	722	-24.50	-0.2	14.6	315	241	0.57	0.36	1.04	»	
2-Z-2018 (20)	51°31' N 107°06' E	Криоаридная (Skeletal Cambic Leptic Calcisol)	633	-23.01	-0.5	14.1	224	177	0.64	0.30	0.83	»	
5-Z-2018 (21)	50°38' N 105°23' E	Криоаридная (Skeletal Cambic Leptic Calcisol)	787	-26.09	-0.6	13.9	293	239	0.68	0.49	1.32	»	
9-Z-2018 (22)	50°36' N 105°25' E	Криоаридная (Skeletal Cambic Calcisol)	691	-25.90	-0.6	14.3	278	234	0.58	0.55	1.32	»	
11-Z-2018 (23)	50°43' N 105°54' E	Криоаридная (Skeletal Cambic Leptic Calcisol)	861	-24.82	-0.6	15.1	244	212	0.71	0.47	1.23	»	
Хоринск (24)	52°13' N 109°49' E	Криоаридная (Cambic Leptic Calcisol)	715	-23.70	-1.9	13.0	236	187	0.73	0.38	1.16	»	

Таблица 1. Продолжение

Разрез (номер)	Координаты	Тип почвы	Высота, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	T, °C		Осадки, мм		КУ		ГТК	Ландшафтная зона
					год	ВП	год	ВП	год	ВП		
Приольхонье												
Анга (25)	52°47' N 106°34' E	Светлогумусовая (Phaeozem)	570	-24.42	-0.5	11.3	241	190	1.97	0.98	1.15	»
Хорга (26)	53°04' N 106°47' E	Светлогумусовая (Phaeozem)	564	-24.34	-1.2	11.9	260	206	1.05	0.48	1.16	»
Сарма-1 (27)	53°06' N 106°48' E	Криоаридная (Skeletal Cambisol Protocalcic)	626	-24.75	-1.2	11.9	260	206	1.05	0.48	1.16	»
Крестовый (28)	52°40' N 106°23' E	Чернозем сегрегационный (Calcic Chernozem)	627	-23.97	-0.5	11.3	241	190	1.97	0.98	1.15	»
Юго-Восточное Забайкалье												
16-Z-2018 (29)	50°50' N 116°19' E	Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvic Chernozem)	679	-24.92	-1.1	14.7	312	261	0.59	0.44	1.22	»
17-Z-2018 (30)	50°10' N 116°17' E	Чернозем (Leptic Chernozem)	723	-24.84	-0.6	15.3	312	263	0.58	0.43	1.21	»
19-Z-2018 (31)	50°07' N 115°58' E	Чернозем (Leptic Chernozem)	650	-22.98	0.3	16.1	283	238	0.49	0.38	1.04	»
Северный макросклон хр. Хамар-Дабан [19]												
P6 (32)	51°35' N 105°24' E	Глеезем (Histic Gleysol)	514	-29.91	-0.8	10.9	747	513	1.97	1.09	2.92	Горная гайга
P7 (33)	51°32' N 105°24' E	Подзолистая (Haplic Podzol)	900	-26.99	-0.8	10.9	747	513	1.97	1.09	2.92	»
P8 (34)	51°32' N 105°23' E	Бурозем (Folic Cambisol)	1500	-27.05	-0.8	10.9	747	513	1.97	1.09	2.92	»
P9 (35)	51°30' N 105°23' E	Торфяно-литозем (Folic Leptosol)	1800	-27.03	-0.8	10.9	747	513	1.97	1.09	2.92	Горная тундра

Примечание. ВП – вегетационный период (май–сентябрь), КУ – коэффициент увлажнения (по Иванову); ГТК – гидротермический коэффициент (по Селянинову, июнь–август).

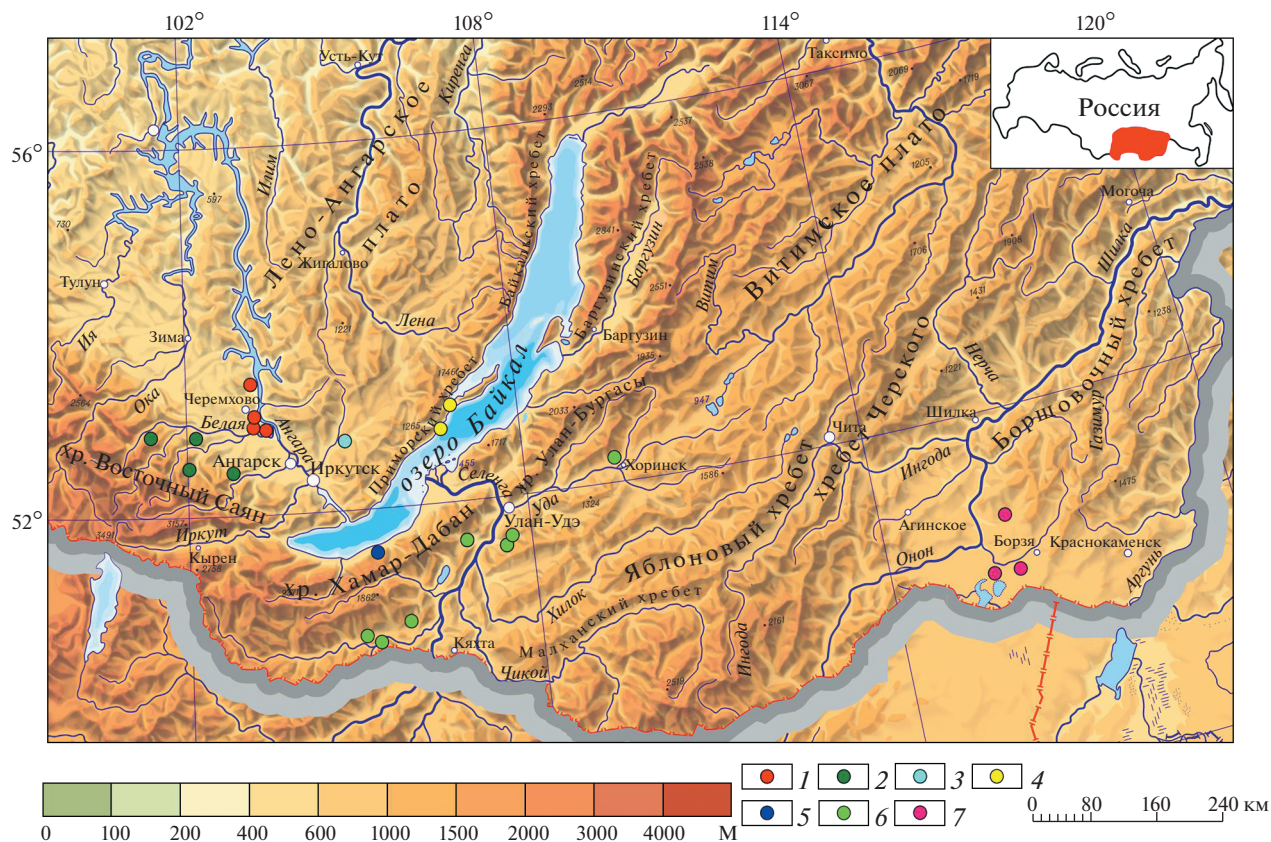


Рис. 1. Положение исследуемых районов в пределах Байкальского региона: 1 – Иркутско-Черемховская равнина; 2 – предгорья хр. Восточный Саян; 3 – Предбайкальская впадина; 4 – Приольхонье; 5 – северный макросклон хр. Хамар-Дабан; 6 – Селенгинское среднегорье; 7 – юго-восточное Забайкалье.

период активной вегетации (июнь–август). Выбор данного периода обусловлен тем, что, согласно методике, при расчете ГТК используются значения температуры воздуха и сумм атмосферных осадков только за период с температурой воздуха выше 10°C , а для большинства исследуемых участков в мае и сентябре средние температуры ниже указанного предела.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатические различия исследуемых районов.

Анализ климатических данных за период 1979–2019 гг. показывает, что многолетние средние годовые температуры воздуха на исследуемых участках близки. Отличия составляют не более 1°C (табл. 1). Наиболее теплыми ($-0.2...+0.2^{\circ}\text{C}$) являются участки, расположенные на Иркутско-Черемховской равнине, наиболее холодными ($-1.5...-0.5^{\circ}\text{C}$) – степные участки в Приольхонье. Годовая амплитуда средних месячных температур складывается в диапазон от $33.4-34.0$ (предгорья хр. Хамар-Дабан, Приольхонье) до $44.2-44.7^{\circ}\text{C}$ (юго-восточное Забайкалье). Наибольшие суммы осадков, как за год (более 700 мм), так и за вегетационный период (до 500 мм) выпадают в предго-

рьях хр. Хамар-Дабан и Восточного Саяна, наименьшие (менее 300 мм/год) – в Приольхонье и на Селенгинском среднегорье.

Максимальные значения КУ за год и за вегетационный период и ГТК наблюдаются на северном макросклоне хр. Хамар-Дабан. В среднем за многолетний период $KU_{\text{год}} = 2.0$, $KU_{\text{вп}} = 1.1$, ГТК = 2.9. Чуть менее увлажненные условия характерны для предгорий Восточного Саяна. Наиболее засушливыми являются степные ландшафты Селенгинского среднегорья и Юго-Восточного Забайкалья. Приольхонские степи, несмотря на минимальное из всех рассматриваемых участков количество атмосферных осадков (250 мм/год), характеризуются большими значениями КУ по сравнению со степями Забайкалья вследствие сглаженного температурного режима. Анализ табл. 1 подтверждает вывод многих авторов о соответствии ГТК геоботаническим зонам. Если придерживаться классификации, приведенной в [5], большая часть площадок исследования, относящихся к степной и лесостепной зонам, характеризуется слабозасушливыми (ГТК = 1.3–1.1) и засушливыми (ГТК = 0.7–1.0) условиями. Значения $KU < 1$ говорят о недостаточном увлажнении на этих площадках в течение года. Избыточным увлажнени-

ем ($KU > 1$), соответствующим таежной зоне, характеризуются лишь предгорья Хамар-Дабана и Восточного Саяна.

Состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв. Органическое вещество гумусовых горизонтов исследуемых почв демонстрирует вариабельность по составу стабильных изотопов углерода в зависимости от ландшафтно-климатических условий их формирования. Почвы, характеризующиеся значениями $\delta^{13}C$ от -29.9 до -27.0‰ сформировались в горно-таежных и горно-тундровых ландшафтах хр. Хамар-Дабан с максимальным по сравнению с другими ключевыми участками количеством осадков за вегетационный период (513 мм). При этом органическое вещество глеезема (Р6) в предгорье хребта изотопно гораздо легче (на 2.9‰), чем органическое вещество почв на участках, расположенных в горной части (900–1800 м над ур. м.). Почвы горно-таежных ландшафтов предгорий Восточного Саяна со сходным составом стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}C$ от -29.1 до -27.0‰) сформированы при заметно меньшем количестве осадков за вегетационный период (340–425 мм). В степных и подтаежных почвах Иркутско-Черемховской равнины при количестве осадков 290–298 мм в вегетационный период значения $\delta^{13}C$ органического вещества возрастают и варьируют от -25.85 до -24.11‰ . В степях Юго-Восточного Забайкалья при более низком количестве осадков (238–263 мм) наблюдается утяжеление изотопного состава до -23.0‰ . Значения $\delta^{13}C$ в степных почвах Приольхонья и Селенгинского среднегорья варьируют в пределах 0.85‰ (от -24.8 до -24.0‰), за исключением разрезов криоаридных почв 5-Z-2018 и 9-Z-2018. Здесь наблюдается облегченный изотопный состав (-26.1 и -25.9‰ соответственно). При этом количество осадков (234–239 мм) очень близко к другим исследуемым участкам Селенгинского среднегорья, где значения $\delta^{13}C$ составляют около -24.5‰ .

Основные факторы фракционирования углерода в исследуемых почвах. В отношении растительного покрова исследуемые районы в самом общем виде можно разделить на три группы: преимущественно хвойные леса, преимущественно мелколиственные леса, травянистые фитоценозы. Разложение растительных остатков в условиях этих фитоценозов существенно различается [1], что обусловлено, в частности, различным соотношением биохимических компонентов растительных тканей [34, 40]. Изотопный состав углерода этих компонентов различен и может колебаться в пределах 9‰ (изотопный состав углерода липидов на 5‰ , лигнина на 2.5‰ легче, а пектина на 4‰ тяжелее значений, характеризующих растение в целом) [10, 18, 56]. Теоретически такие различия должны обусловить существенные изменения

изотопного состава углерода уже на стадии разложения растительного материала. Однако по одним оценкам этого не наблюдается даже в длительных полевых экспериментах [32], по другим данным этот эффект не превышает $1.5\text{--}2\text{‰}$ [25]. Такие эффекты могут быть даже менее значимыми по отношению к почвенному органическому веществу, так как многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют о различиях изотопного состава растительности и поверхностных горизонтов почв на величину около 1‰ [30, 39, 43, 45].

Другим важным фактором преобразования органического вещества и изменения его изотопного состава должна являться микробная деятельность. Рассматриваемая территория характеризуется рядом факторов, обуславливающих некоторое сходство в жизнедеятельности микробных сообществ. Длительное сезонное промерзание почв, ограниченность тепловых ресурсов в сочетании с засушливым весенне-летним периодом обуславливают непродолжительность периодов оптимального сочетания тепла и влаги для микробиологических процессов. Это ограничивает глубокое разложение растительных остатков [7, 16]. Однако состав микробных сообществ в исследуемых почвах и сукцессии микроорганизмов в ходе разложения разнородного растительного опада существенно различаются [7, 13, 14]. В отношении влияния дыхания микроорганизмов на фракционирование изотопов углерода в ходе разложения органического вещества высказываются различные мнения. Одни авторы говорят об его отсутствии [24], другие работы свидетельствуют о слабом влиянии [36], третьи говорят о существенном фракционировании изотопов [23], однако с оговоркой, что проявляется оно именно в пределах микробного пула почвенного органического вещества и затрагивает в основном молодые фракции органического вещества. Такой пул в общем запасе органического углерода почв Забайкалья весьма незначителен и оценивается в $2\text{--}3\%$ [17].

Условия гумусообразования в целом в регионе можно назвать неблагоприятными в силу резко континентального климата, общего недостатка тепла и влаги и краткости периодов их оптимального соотношения. Тем не менее, в различных ландшафтных условиях отмечаются заметные различия в составе гумуса [2, 8, 15, 16]. Однако существенных различий в изотопном составе общего органического вещества почв это, по-видимому, не вызывает, так как углерод гуминовых, фульвокислот и гумина слабо различается по изотопному составу [41, 46]. Углерод гуминовых кислот немного более легкий, а гумина тяжелый, но изменения значений $\delta^{13}C$ в целом не превышают 1.2‰ [10].

Приведенные соображения демонстрируют многообразие факторов и сложность эффектов фракционирования изотопов в почвах. Однозначно решенных вопросов в понимании этих

эффектов немного. В целом признается, что эффекты фракционирования изотопов углерода в почвах незначительны [10, 28, 44, 47, 57], особенно в отношении стабильных соединений углерода [23]. Вероятно, они не играют главной роли и в создании пространственной неоднородности изотопного состава углерода органического вещества почв Байкальского региона. На это может указывать, например, то, что органическое вещество темногумусовых горизонтов в таежных и лесостепных ландшафтах имеет существенно различные значения $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 1, Юлинка-1 и Тайтурка-1). В то же время в близких условиях почвообразования горизонты с различным органическим веществом (АУ и АН разрезов Юлинка-1 и Юлинка-3) имеют сходные значения $\delta^{13}\text{C}$. Кроме этого, пространственные различия в значениях $\delta^{13}\text{C}$ более выражены, чем различия между горизонтами в пределах почвенного профиля [3].

Учитывая сказанное, считаем, что наиболее целесообразно рассматривать наблюдаемые пространственные изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв в связи с различными соотношениями тепло- и влагообеспеченности на исследуемой территории.

Важным следствием влияния климата на растения является формирование изотопного состава их углерода в связи с разной дискриминацией ^{13}C в ходе фотосинтеза. С3-растения имеют конкурентные преимущества в условиях низкой температуры и повышенной влажности. В то же время С4-растения имеют относительное преимущество в росте в условиях высокой температуры и засушливости [37, 48]. В климатически различных условиях соотношения растений С3/С4 в составе фитоценозов будут отличаться. Количественно их соотношение можно оценить, используя значения $\delta^{13}\text{C}$ почвенного органического вещества, так как изотопный состав углерода С3- и С4-растений существенно отличается (от -30 до -22‰ для С3-растений и от -14 до -10‰ для С4-растений) и в целом сохраняется в почвенном органическом веществе [39, 44, 45, 47].

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от -29.91 до -22.98‰) свидетельствуют о формировании органического вещества исследуемых почв при поступлении биомассы С3-растений. Модельные расчеты и анализ современного географического распределения С4-растений позволили установить, что для их произрастания пороговые значения средних месячных температур для наиболее теплого месяца должны быть не ниже 22°C при нынешней концентрации CO_2 в атмосфере [31]. Другие исследования говорят о том, что средние годовые температуры для произрастания С4-растений должны быть не ниже 12°C [50]. И, наконец, по оценкам [51], С4-растения не произраста-

ют при средних температурах вегетационного периода ниже 16°C . В исследуемых районах средняя годовая температура даже в отдельные годы с учетом потепления последних лет не превышает 0.3°C . Раньше она была в среднем на $1-2^\circ\text{C}$ ниже [11, 12]. Средние месячные температуры июля колеблются в широких пределах от 14 до 20°C . Средние температуры за вегетационный период составляют $12-15^\circ\text{C}$. Такие условия делают произрастание здесь С4-растений маловероятным. Лишь одна точка в Юго-Восточном Забайкалье по ряду параметров близка к условиям, благоприятным для произрастания С4-растений (19-Z-2018).

Учитывая сказанное, полагаем, что наблюдаемые вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ не связаны с изменением соотношений С3/С4-растений, а отражают влияние климатических факторов на дискриминацию ^{13}C в ходе фотосинтеза С3-растений. Одним из основных факторов, оказывающих влияние на эти процессы, является влагообеспеченность [21, 35, 42, 49].

С3-растения в условиях водного стресса для повышения эффективности использования влаги сокращают свои устьяца. Уменьшение устьичной проводимости предотвращает потери воды и препятствует свободному доступу CO_2 в ткани растений. Затруднение обмена CO_2 между атмосферой и хлоропластами ведет к повышению значений $\delta^{13}\text{C}$, связанному с меньшей дискриминацией ^{13}C основным ферментом фотосинтеза – Рубиско [20, 26, 48, 53]. Таким образом, различия во влагообеспеченности ландшафтов могут приводить к различиям в дискриминации ^{13}C растений, что сказывается на $\delta^{13}\text{C}$ гумусовых горизонтов почв.

Влияние влагообеспеченности на фракционирование изотопов углерода. Проведенный линейный регрессионный анализ (табл. 2) позволил установить, что достоверная линейная зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв от высоты местности ($r = -0.18$) и средней годовой температуры воздуха ($r = 0.19$) отсутствует. Умеренная положительная связь наблюдается со средней температурой воздуха за вегетационный период ($r = 0.43$). Высокая корреляционная связь выявлена с показателями, характеризующими условия увлажнения территории. Зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ от количества осадков (рис. 2) демонстрирует ранжирование ключевых участков по степени увлажнения, а также четкое разделение по типам ландшафтов: горно-тундровые, горно-таежные, подтаежные и степные.

Для определения особенностей влияния режима увлажнения на состав стабильных изотопов углерода в гумусовых горизонтах почв анализировали результаты парной корреляции показателей, рассчитанные за год и отдельно за вегетационный период.

Таблица 2. Результаты парной корреляции, коэффициенты Пирсона

Показатель	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Высота, м	T , °C	$T_{\text{вп}}$, °C	O , мм	$O_{\text{вп}}$, мм	КУ	$KU_{\text{вп}}$	ГТК
$\delta^{13}\text{C}$, ‰		-0.18	0.19	0.43	-0.75	-0.76	-0.63	-0.78	-0.745
Высота, м	-0.18		-0.35	-0.45	0.46	0.45	0.32	0.20	0.54
T , °C Год	0.19	-0.35		0.57	-0.10	-0.09	-0.18	-0.09	-0.26
$T_{\text{вп}}$, °C	0.43	-0.45	0.57		-0.54	-0.50	-0.78	-0.50	-0.66
O , мм	-0.75	0.46	-0.10	-0.54		0.99	0.63	0.58	0.97
$O_{\text{вп}}$, мм	-0.76	0.45	-0.09	-0.50	0.99		0.60	0.57	0.97
$KU_{\text{Г}}$	-0.63	0.32	-0.18	-0.78	0.63	0.60		0.87	0.68
$KU_{\text{вп}}$	-0.78	0.20	-0.09	-0.50	0.58	0.57	0.87		0.58
ГТК	-0.745	0.54	-0.26	-0.66	0.97	0.97	0.68	0.58	

Примечание. T – среднегодовая температура воздуха, $T_{\text{вп}}$ – средняя температура воздуха за вегетационный период, O – среднегодовое количество осадков, $O_{\text{вп}}$ – сумма осадков за вегетационный период, КУ – коэффициент увлажнения за год, $KU_{\text{вп}}$ – коэффициент увлажнения за вегетационный период, ГТК – гидротермический коэффициент.

При сравнении результатов парной регрессии по количеству осадков выявлена с высокой статистической значимостью достаточно тесная отрицательная связь значений $\delta^{13}\text{C}$ как с годовым количеством осадков ($r = -0.75$; $r^2 = 0.56$; t -критерий = -6.49 ; p (значимость) < 0.00001), так и с суммой осадков за вегетационный период (рис. 2, А) ($r = -0.76$; $r^2 = 0.57$; t -критерий = -6.63 ; $p < 0.00001$, ε (коэффициент эластичности) = 0.16). Связь $\delta^{13}\text{C}$ (y) с суммой осадков за вегетационный период (x) описывается уравнением:

$$y = -0.01355x - 21.53. \quad (4)$$

Полученная модель показывает, что при увеличении количества осадков в вегетационный период на каждые 100 мм в исследуемых почвах Байкальского региона значения $\delta^{13}\text{C}$ будут уменьшаться на 1.35‰. А при увеличении годового количества осадков на 100 мм снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ составит 0.84‰. Хотя в большинстве публикаций [21, 49, 58] для определения таких градиентов используются годовые суммы осадков, мы не видим в этом смысла. Если исходить из влияния климата на фотосинтетические эффекты C3-растений и отражении этого влияния в составе стабильных изотопов углерода органического вещества почв, то логично учитывать исключительно осадки вегетационного периода, когда протекает фотосинтез.

В различных регионах Китая такой градиент колеблется от -0.3 до $-0.8\text{‰}/100$ мм [58]. В засушливых условиях северо-восточной части Китая, местами граничащей с исследуемым районом Юго-Восточного Забайкалья, он более выражен и составляет $-1.9\text{‰}/100$ мм [30]. На трансекте, охватывающем ландшафты Монголии, изотопный градиент сопоставим с полученными нами значениями ($-1.16\text{‰}/100$ мм) [38].

Одно из недавних обобщений подобных данных позволило установить, что наибольшая выраженность градиента значений $\delta^{13}\text{C}$ характерна для засушливых территорий (от 1 до 300 мм). В среднем в таких условиях он составляет $-1.2\text{‰}/100$ мм

осадков. В интервале 300–700 мм осадков отклик растений на водный стресс закономерно снижается до $-0.3\text{‰}/100$ мм осадков. При количестве осадков 1500 мм и выше изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ составляют $-0.1\text{‰}/100$ мм осадков [21].

С этих позиций полученный нами градиент нуждается в дальнейшем уточнении, так как исследуемая часть Байкальского региона неоднородна в отношении увлажнения. Некоторые из исследуемых районов сложно назвать засушливыми, и отклик растений на изменения количества осадков в пределах различных ландшафтов может существенно различаться. При этом полученные значения в целом хорошо сопоставимы с данными по прилегающим территориям и с глобальными обобщениями.

Наибольшая обратная корреляционная связь выявлена между $\delta^{13}\text{C}$ и коэффициентом увлажнения Иванова за вегетационный период ($r = -0.78$; $r^2 = 0.61$; t -критерий = -7.25 ; $p < 0.00001$, $\varepsilon = 0.1$). Уравнение данной зависимости (5) имеет вид:

$$y = -3.503x - 23.08. \quad (5)$$

Исходя из полученной модели можно сделать вывод, что 61% варьирования значений $\delta^{13}\text{C}$ в гумусовом горизонте почв можно описать с помощью данного показателя. При этом при изменении коэффициента увлажнения на 1% от своего среднего значение $\delta^{13}\text{C}$ в среднем изменится на 0.1%. Связь с годовым коэффициентом увлажнения выражена гораздо слабее ($r = -0.63$; $r^2 = 0.39$; t -критерий = -4.6 ; $p < 0.00001$).

Из рис. 2, Б видно, что в зависимости от коэффициентов увлажнения вегетационного периода почвы по составу стабильных изотопов углерода подразделяются на две крупные группы. Первая – почвы горно-таежных условий с высоким коэффициентом увлажнения (0.85–1.53) и низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -29.9 до -27.0‰), сформировавшиеся в предгорьях Восточного Саяна и хребта Хамар-Дабан. Вторая – почвы подтайги и

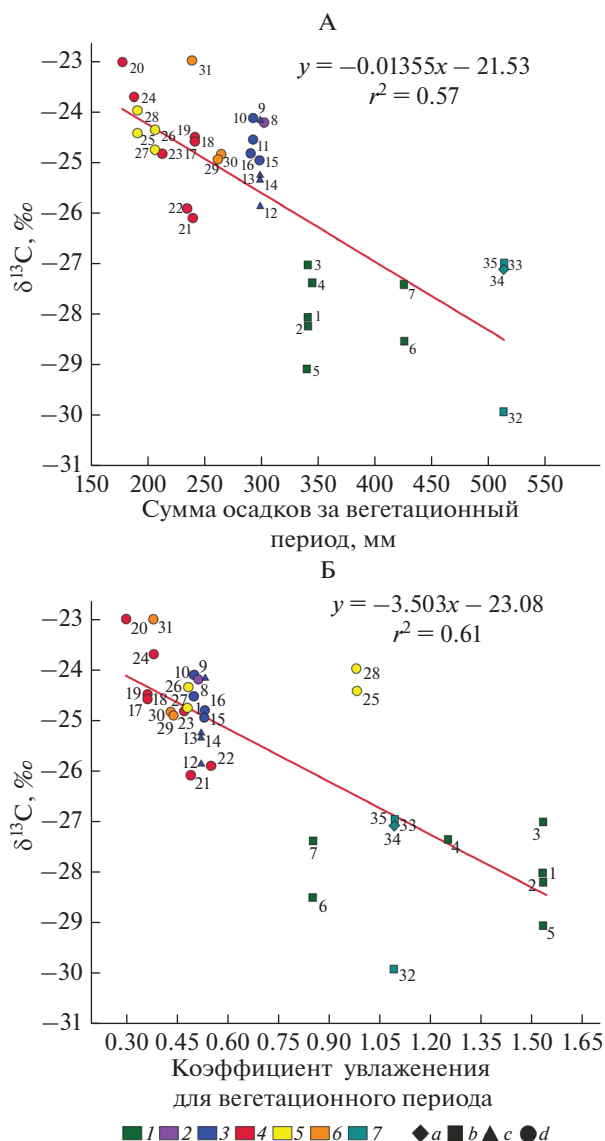


Рис. 2. Соотношение между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и суммой осадков (А) и корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ в зависимости от коэффициента увлажнения (Б) за вегетационный период: 1 – предгорья хр. Восточный Саян; 2 – Предбайкальская впадина; 3 – Иркутско-Черемховская равнина; 4 – Селенгинское среднегорье; 5 – Приольхонье; 6 – юго-восточное Забайкалье; 7 – северный макросклон хр. Хамар-Дабан; а – горная тундра; б – горная тайга; с – подтайга; д – степь.

степей Иркутско-Черемховской равнины, Предбайкальской впадины, Селенгинского среднегорья, Приольхонья и Юго-Восточного Забайкалья с низкими коэффициентами увлажнения (0.3–0.55) и повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -26.1 до -22.98‰). Исключение в этой группе составляют два участка в Приольхонье (Анга и Крестовый). Почвы здесь схожи по изотопному составу с другими почвам степей, но отличаются условиями увлажнения. Коэффициент увлажнения за вегетационный период на данных участках больше (0.98)

по сравнению с другими исследуемыми точками, хотя количество осадков небольшое (190 мм). Наиболее вероятно, что такие различия связаны с тем, что данные точки располагаются в непосредственной близости к оз. Байкал, огромные водные массы которого в летний период оказывают охлаждающее воздействие на прибрежные территории. Средние температуры за вегетационный период здесь самые низкие ($+11.3^\circ\text{C}$) по сравнению с другими участками в степях, что является причиной меньшей испаряемости.

Высокая обратная корреляционная связь также выявлена между $\delta^{13}\text{C}$ и гидротермическим коэффициентом Селянинова ($r = -0.745$; $r^2 = 0.56$; t -критерий = -6.4 ; $p < 0.00001$, $\varepsilon = 0.14$). В данном случае результаты регрессионного анализа схожи с результатами по осадкам, так как коэффициенты парной корреляции гидротермического коэффициента с годовым количеством осадков и осадками за вегетационный период составляют 0.97.

Рассмотренные модели парной линейной регрессии описывают 56–61% варьирования значений $\delta^{13}\text{C}$ (максимальная величина коэффициента детерминации не превышает 0.61), что говорит о необходимости поиска комплекса факторов, оказывающих влияние на состав стабильных изотопов органического вещества исследуемых почв. Поэтому дополнительно произведен множественный регрессионный анализ данных с использованием тех же параметров. В ходе пошаговой регрессии из анализа исключались взаимозависимые переменные с коэффициентом корреляции >0.7 и показатели с низкой достоверностью (статистическая значимость $p > 0.05$). Для определения степени влияния факторов дополнительно вычисляли бета-коэффициент (β) и коэффициент эластичности (ε).

В результате множественной линейной регрессии с наибольшей достоверностью выявлена зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества гумусовых горизонтов почв (y) от следующих факторов: x_1 – сумма осадков за вегетационный период, x_2 – коэффициент увлажнения вегетационного периода ($r = 0.87$; $r^2 = 0.76$; F -критерий = 49.7 ; $p < 0.00001$) (табл. 3).

Наибольшее влияние на значения $\delta^{13}\text{C}$ в почвах оказывает увеличение коэффициента увлажнения ($\beta = 0.52$), отражающего соотношение тепла и влаги именно за вегетационный период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Органическое вещество исследуемых почв существенно варьирует по изотопному составу углерода (от -29.91 до -22.98‰), охватывая практически весь диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$, характерный для С3-фотосинтеза. Вариации изотопного состава органического вещества почв четко соотносятся с

Таблица 3. Параметры уравнения множественной линейной регрессии ($y = -0.008x_1 - 2.338x_2 - 21.439$)

Переменная	Коэффициент	Стандартное отклонение	t-критерий	p	ε	β
Константа	-21.439	0.497	-43.136	<0.00001		
x_1	-0.008215	0.0019	-4.322	0.0001	0.09	-0.45
x_2	-2.3382	0.4739	-4.9335	<0.00001	0.07	-0.52

ландшафтно-климатическими условиями их формирования и отражают влияние климатических факторов на дискриминацию ^{13}C в ходе фотосинтеза СЗ-растений.

2. Процессы внутрипочвенного фракционирования углерода, по-видимому, не играют ведущей роли в создании пространственных различий состава стабильных изотопов органического вещества почв Байкальского региона.

3. Достоверная зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв от высоты местности и средней годовой температуры воздуха отсутствует. Однако умеренная положительная связь наблюдается со средней температурой воздуха за вегетационный период. Выявлена высокая корреляционная связь с суммами атмосферных осадков как за год, так и за вегетационный период.

4. При увеличении осадков в вегетационный период на каждые 100 мм значения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв снижаются на 1.35‰. Такой градиент отражает значительную чувствительность растений, формирующих органическое вещество почв региона, на изменения влагообеспеченности. Необходимо дальнейшая детализация полученных данных, так как исследуемая часть Байкальского региона неоднородна по условиям увлажнения, и отклик растений на изменения количества осадков в различных ландшафтных условиях может варьировать.

5. Наибольшее влияние на формирование изотопного состава углерода органического вещества почв Байкальского региона оказывает не только количество осадков, но соотношение тепла и влаги в вегетационный период, когда биологические и почвенные процессы наиболее интенсивны.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем глубокую признательность к б. н. М.А. Бронниковой за помощь в проведении полевых исследований на территории Забайкалья, к. г. н. Э.П. Зазовской и С.М. Турчинской за проведение изотопных измерений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий АААА-А21-121012190055-7 и АААА-А21-121012190056-4 при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-04-00142).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. М.: Наука, 1980. 187 с.
2. *Волковинцев В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
3. *Голубцов В.А.* Состав стабильных изотопов углерода органического вещества позднелейстоценовых и голоценовых почв Байкальского региона // Почвоведение. 2020. № 6. С. 673–690. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20060040>
4. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Хохлова О.С.* Карбонатный профиль почв Байкальского региона: строение, возраст и условия формирования // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1471–1491. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19120050>
5. *Грингоф И.Г.* Основы сельскохозяйственной метеорологии. Влияние изменений климата на экосистемы, агроферу и сельскохозяйственное производство. Обнинск, 2013. 384 с.
6. *Иванов И.В.* Гумусовый профиль почв. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 110–118.
7. *Козлова А.А., Макарова А.П.* Экологические факторы почвообразования Южного Предбайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 2012. 163 с.
8. *Кузьмин В.А.* Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с.
9. *Меняйло О.В., Хангейт Б.А.* Стабильные изотопы углерода и азота в лесных почвах Сибири // Доклады АН. 2006. Т. 408. № 5. С. 671–674.
10. *Моргунов Е.Г., Ковда И.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А.* Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) // Почвоведение. 2008. № 3. С. 299–310.
11. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 23. Бурятская АССР, Читинская область. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 549 с.
12. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 604 с.
13. *Нимаева С.Ш.* Биологическая активность бурых горно-лесных почв Прибайкалья // Почвоведение. 1990. № 4. С. 66–72.
14. *Нимаева С.Ш.* Микробиология криоаридных почв (на примере Забайкалья). Новосибирск: Наука, 1992. 175 с.

15. *Пигарева Н.Н., Корсунова Т.М., Пьянкова Н.А.* Особенности гумусного состояния почв Бурятия // Почвоведение. 2008. № 4. С. 431–440.
16. *Чимитдоржиева Г.Д.* Органическое вещество холодных почв. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. 388 с.
17. *Чимитдоржиева Э.О., Чимитдоржиева Г.Д.* Накопление и динамика С-биомассы в криоаридных почвах Забайкалья // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 2. С. 30–36.
18. *Agren G.I., Bossata E., Balesdent J.* Isotope discrimination during decomposition of organic matter: A Theoretical Analysis // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. V. 60. P. 1121–1126.
19. *Andreeva D., Zech M., Glaser B., Erbajeva M., Chimitdorgieva G., Ermakova O., Zech W.* Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biogeochemical and paleoclimatic interpretations // Quat. Int. 2013. V. 290–291. P. 82–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.054>
20. *Arens N.C., Jahren A.H., Amundson R.* Can C3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide? // Paleobiology. 2000. V. 26. P. 137–164.
21. *Basu S., Ghosh S., Sanyal P.* Spatial heterogeneity in the relationship between precipitation and carbon isotopic discrimination in C3 plants: Inferences from a global compilation // Global and Planetary Change. 2019. V. 176. P. 123–131. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.002>
22. *Bird M.I., Pousai P.* Variations of $\delta^{13}\text{C}$ in the surface soil organic carbon pool // Global Biogeochemical Cycles. 1997. V. 11. P. 313–322.
23. *Blagodatskaya E., Yuyukina T., Blagodatsky S., Kuz'yakov Y.* Turnover of soil organic matter and of microbial biomass under C3–C4 vegetation change: Consideration of ^{13}C fractionation and preferential substrate utilization // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 159–166. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.09.028>
24. *Boström B., Comstedt D., Ekblad A.* Isotope fractionation and ^{13}C enrichment in soil profiles during the decomposition of soil organic matter // Oecologia. 2007. V. 153. P. 89–98. <https://doi.org/10.1007/s00442-007-0700-8>
25. *Boutton T.W., Harrison A.T., Smith B.N.* Distribution of biomass of species differing in photosynthetic pathway along an altitudinal transect in southern Wyoming grassland // Oecologia. 1980. V. 45. P. 287–298.
26. *Bowling D., McDowell N., Bond B., Law B., Ehleringer J.* ^{13}C content of ecosystem respiration is linked to precipitation and vapor pressure deficit // Oecologia. 2002. V. 131. P. 113–124.
27. *Bowsher C., Steer M., Tobin A.* Plant Biochemistry. N.Y.: Garland Pub., 2008. 446 p.
28. *Camino-Serrano M., Tifafi M., Balesdent J., Hatté C., Peñuelas J., Cornu S., Guenet B.* Including stable carbon isotopes to evaluate the dynamics of soil carbon in the land-surface model ORCHIDEE // J. Adv. Modeling Earth Systems. 2019. V. 11. P. 3650–3669. <https://doi.org/10.1029/2018MS001392>
29. *Cerling T.E., Quade J., Wang Y., Bowman J.R.* Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators // Nature. 1989. V. 341. P. 138–139.
30. *Chen Y., Lu H., Zhang E., Zhang H., Xu Z., Yi S., Wu S.-E.* Test stable carbon isotopic composition of soil organic matters as a proxy indicator of past precipitation: Study of the and fields in northern China // Quat. Int. 2015. V. 372. P. 79–86. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.062>
31. *Collatz G.J., Berry J.A., Clark J.S.* Effects of climate and atmospheric CO_2 partial pressure on the global distribution of C4 grasses: present, past and future // Oecologia. 1998. V. 114. P. 441–454.
32. *Connin S.L., Feng X., Virginia R.A.* Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem // Soil Biol. Biochem. 2001. V. 33. P. 41–51.
33. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric re-analyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
34. *Craine J.M., Fierer N., McLaughlan K.K.* Widespread coupling between the rate and temperature sensitivity of organic matter decay // Nature Geosci. 2010. V. 3. P. 854–857. <https://doi.org/10.1038/NGEO1009>
35. *Diefendorf A.F., Mueller K.E., Wing S.L., Koch P.L., Freeman K.H.* Global patterns in leaf ^{13}C discrimination and implications for studies of past and future climate // PNAS. 2010. V. 107. P. 5738–5743. <https://doi.org/10.1073/pnas.0910513107>
36. *Ekblad A., Nyberg G., Högberg P.* ^{13}C -discrimination during microbial respiration of added C3-, C4- and ^{13}C -labelled sugars to a C3-forest soil // Oecologia. 2002. V. 131. P. 245–249. <https://doi.org/10.1007/s00442-002-0869-9>
37. *Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T.* Carbon isotope discrimination and photosynthesis // Ann. Rev. Plant Physiol. Plant Molecul. Biol. 1989. V. 40. P. 503–537.
38. *Feng Z.D., Wang L.X., Ji Y.H., Guo L.L., Lee X.Q., Dworkin S.I.* Climatic dependency of soil organic carbon isotopic composition along the S-N Transect from 34N to 52N in central-east Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 257. P. 335–343. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.026>
39. *Garten C.T., Hanson P.J., Todd D.E., Lu B.B., Brice D.J.* Natural ^{15}N - and ^{13}C -abundance as indicators of forest nitrogen status and soil carbon dynamics // Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd. 2008. P. 61–82.
40. *Gioacchini P., Masia A., Canaccini F., Boldreghini P., Tonon G.* Isotopic discrimination during litter decomposition and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ soil profiles in a young artificial stand and in an old floodplain forest // Isotopes in Environmental and Health Studies. 2006. V. 42. № 2. P. 135–149. <https://doi.org/10.1080/10256010600671357>
41. *Koarashi J., Iida T., Asano T.* Radiocarbon and stable carbon isotope compositions of chemically fractionated soil organic matter in a temperate-zone forest // J. Environ. Radioact. 2005. V. 79. P. 137–156. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2004.06.002>
42. *Kohn M.J.* Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate // PNAS. 2010. V. 107. P. 19691–19695. <https://doi.org/10.1073/pnas.1004933107>
43. *Ma J., Sun W., Zhang H., Xia D., An C., Chen F.* Stable carbon isotope characteristics of different plant species and surface soil in arid regions // Front. Earth Sci. Chi-

- na. 2009. V. 3(1). P. 107–111.
<https://doi.org/10.1007/s11707-009-0015-7>
44. Melillo J.M., Aber J.D., Linkins A.E. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: plant litter to soil organic matter // *Plant and Soil*. 1989. V. 115. P. 189–198.
 45. Nadelhoffer K.J., Fry B. Controls of natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1988. V. 52. P. 1633–1640.
 46. Nissenbaum A., Schallinger K.M. The distribution of the stable carbon isotope ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) in fractions of soil organic matter // *Geoderma*. 1974. V. 11. P. 137–145.
 47. Nordt L.C., Boutton T.W., Hallmark C.T., Waters M.R. Late Quaternary vegetation and climate changes in Central Texas based on the isotopic composition of organic carbon // *Quarter. Res.* 1994. V. 41. P. 109–120.
 48. O'Leary M.H. Carbon isotopes in photosynthesis // *Bioscience*. 1988. V. 38. P. 328–336.
 49. Rao Z., Guo W., Cao J., Shi F., Jiang H., Li C. Relationship between the stable carbon isotopic composition of modern plants and surface soils and climate: A global review // *Earth-Sci. Rev.* 2017. V. 165. P. 110–119.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.007>
 50. Rao Z.G., Zhu Z.Y., Jia G.D., Chen F.H., Barton L., Zhang J.W., Qiang M.R. Relationship between climatic conditions and the relative abundance of modern C3 and C4 plants in three regions around the North Pacific // *Chinese Sci. Bull.* 2010. V. 55. P. 1931–1936.
 51. Sage R.F., Wedin D.A., Li M. The biogeography of C4 photosynthesis, patterns and controlling factors // *C4 Plant Biology*. Toronto: Academic Press, 1999. P. 313–373.
 52. Schwab V.F., Garcin Y., Sachse D., Todou G., Sene O., Onana J.-M., Achoundong G., Gleixner G. Effect of aridity on $\delta^{13}\text{C}$ and δD values of C3 plant- and C4 graminoid-derived leaf wax lipids from soils along an environmental gradient in Cameroon (Western Central Africa) // *Org. Geochem.* 2015. V. 78. P. 99–109.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.09.007>
 53. Seibt U., Rajabi A., Griffiths H., Berry J. Carbon isotopes and water use efficiency: sense and sensitivity // *Oecologia*. 2008. V. 155. P. 441–454.
<https://doi.org/10.1007/s00442-007-0932-7>
 54. Voropay N.N., Ryazanova A.A., Dyukarev E.A. High-resolution bias-corrected precipitation data over South Siberia, Russia // *Atmospheric Res.* 2021. V. 254. P. 105528.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105528>
 55. Wang G., Li J., Liu X., Li X. Variations in carbon isotope ratios of plants across a temperature gradient along the 400 mm isoline of mean annual precipitation in north China and their relevance to paleovegetation reconstruction // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 63. P. 83–90.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.004>
 56. Wynn J.G. Carbon isotope fractionation during decomposition of organic matter in soils and paleosols: Implications for paleoecological interpretations of paleosols // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 251. P. 437–448.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.04.009>
 57. Wynn J.G., Harden J.W., Fries T.L. Stable carbon isotope depth profiles and soil organic carbon dynamics in the lower Mississippi Basin // *Geoderma*. 2006. V. 131. P. 89–109.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.03.005>
 58. Zhang D., Yang Y., Ran M. Variations of surface soil $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in the different climatic regions of China and paleoclimatic implication // *Quat. Int.* 2020. V. 536. P. 92–102.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.015>

Effect of Humidity on the Stable Carbon Isotopic Composition of Soil Organic Matter in Baikal Region

V. A. Golubtsov^{1,*}, Yu. V. Vanteeva¹, and N. N. Voropay^{1,2}

¹ Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, 664033 Russia

² Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, 634055 Russia

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Abstract—The results of a study of the stable carbon isotopic composition of soil organic matter in humus horizons of surface soils of the Baikal region are presented. A wide range of soil formation factors makes it possible to identify the most important of them, which determine the carbon isotopic composition of organic matter. Depending on the landscape and climatic conditions the $\delta^{13}\text{C}$ values of the studied soils range from -29.91 to -22.98‰ . The lowest values of this range are typical for landscapes with the highest humidity. Analysis of carbon fractionation factors suggests that the leading role in the observed differences in the isotopic composition of soils is played by the influence of climatic factors on carbon discrimination during photosynthesis of C3 plants. With an increase in precipitation during the growing season for every 100 mm the $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter decrease by 1.35‰ . These values are in good agreement with isotopic gradients in the adjacent territories of Mongolia and China and reflect the significant sensitivity of plants that form the organic matter of the soils to changes in moisture supply. Despite the fact that paired linear regressions do not show a significant dependence of the $\delta^{13}\text{C}$ values on temperature its influence is established with multiple regression. Thus, the greatest influence on the formation of the carbon isotopic composition of organic matter in the soils of the Baikal region is exerted not only by the amount of precipitation, but also by the ratio of temperature and humidity during the vegetation season, when biological and soil processes are most intense.

Keywords: isotopic fractionation, statistical analysis, C3-plants, microclimate