

УДК 631.4(571.5)

## СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

© 2020 г. В. А. Голубцов\*

*Институт географии СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия**\*e-mail: tea\_88@inbox.ru*

Поступила в редакцию 16.07.2019 г.

После доработки 10.10.2019 г.

Принята к публикации 25.12.2019 г.

Представлены результаты исследования состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  разновозрастных почв варьируют от  $-30.00$  до  $-21.36\text{‰}$ , что свидетельствует о формировании их органического вещества при поступлении биомассы С3-растительности как минимум на протяжении последних 35 тыс. лет. Фракционирование изотопов в ходе минерализации органического вещества приводит к повышению значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной. При этом в почвах, формирующихся под степными и лесостепными ландшафтами, увеличение  $\delta^{13}\text{C}$  составляет около  $3\text{‰}$ , тогда как в лесных почвах оно может достигать  $4\text{--}5\text{‰}$ . В позднеледниковых и раннеголоценовых почвах отмечается повышенное содержание органического углерода, состав стабильных изотопов которого облегчен по отношению к современным почвам, что может быть связано с влиянием мерзлоты, замедлявшей трансформацию органического вещества. В направлении от относительно сухих почв Приольхонья и Селенгинского среднегорья к лесостепным почвам Верхнего Приангарья, с его более влажными условиями, и, далее, к таежным почвам юга Средней Сибири, наблюдается выраженное облегчение состава стабильных изотопов углерода органического вещества, что служит ярким примером проявления зависимости значений  $\delta^{13}\text{C}$  от влагообеспеченности почв, а именно осадков вегетационного периода. Реконструкция осадков, выполненная на основании значений  $\delta^{13}\text{C}$ , свидетельствует о постепенной аридизации климата начиная с позднеледниковья с максимальным иссушением в среднем голоцене, в позднем голоцене уровень увлажнения повышается. Тенденция к постепенному уменьшению увлажнения наблюдается и в MIS-3. Наиболее влажным был климат во время формирования раннекаргинских почв. В интервале 36–31 тыс. кал. л. н. увлажнение снизилось и стало сопоставимо с современным. В финале MIS-3 увлажнение становится ниже современного уровня.

*Ключевые слова:* ландшафтно-климатические изменения, поздний плейстоцен, голоцен

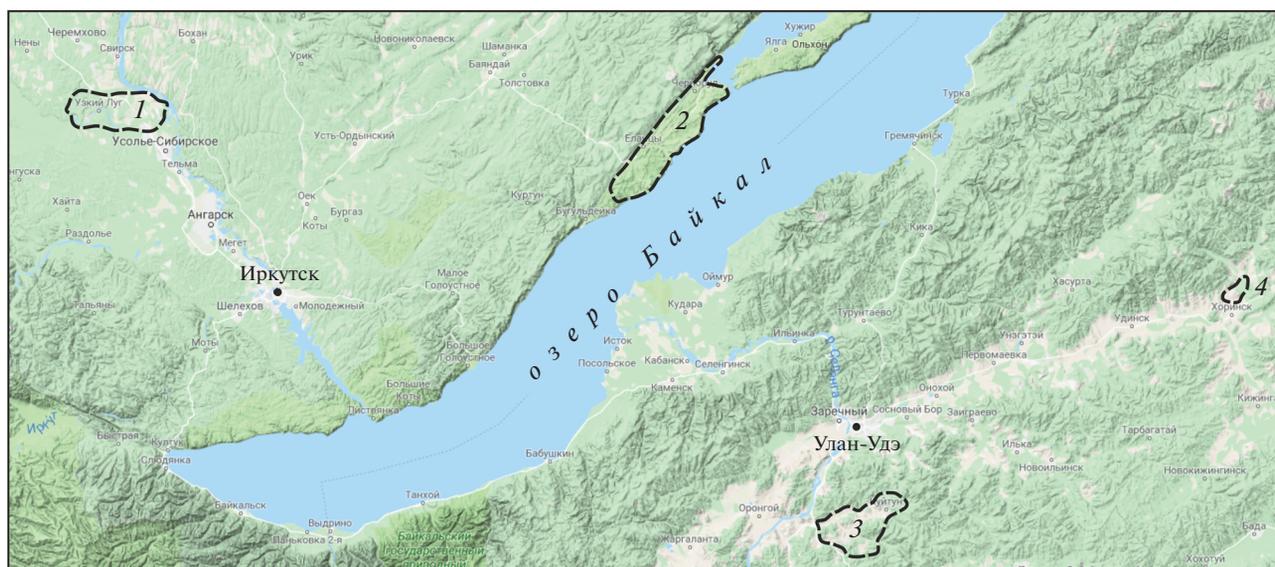
**DOI:** 10.31857/S0032180X20060040

### ВВЕДЕНИЕ

Соотношения стабильных изотопов широко используются в качестве индикаторов движения вещества и энергии в почвах, а также для оценки интенсивности и направленности различных экологических процессов. Многие биохимические процессы сопровождаются изменениями соотношения между стабильными изотопами углерода, благодаря чему экосистемы и их компоненты различаются по своему изотопному составу [21, 48]. Его анализ позволяет проследить движение вещества и энергии через биологические системы и оценить интенсивность экологических процессов [26, 42, 43].

Состав стабильных изотопов углерода является значимым индикатором условий почвообразования как в настоящее время, так и в прошлом [14].

В основе этих представлений лежат различия в экологических нишах растений, формирующих органическое вещество почв и имеющих принципиально отличающиеся типы фотосинтеза [24, 26]. Около 80% всех сосудистых растений используют С3-тип фотосинтеза, в ходе которого углерод, зафиксированный С3-растениями ( $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-22$  до  $-35\text{‰}$ ), значительно обедняется тяжелым  $^{13}\text{C}$  по сравнению с атмосферным углеродом ( $\delta^{13}\text{C}$  около  $-7\text{‰}$ ). Основное отличие С4-фотосинтеза состоит в том, что дискриминация  $^{13}\text{CO}_2$  намного менее выражена ( $\delta^{13}\text{C}$  С4-растений от  $-11$  до  $-17\text{‰}$ ). Таким образом, С3-растения имеют конкурентные преимущества в условиях низкой температуры, высокой влажности и высокой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. В то же время



**Рис. 1.** Районы исследования в пределах Байкальского региона: 1 – междуречье Белой и Ангары (Верхнее Приангарье); 2 – Приольхонье; 3 – Куйтунское межгорное понижение (Селенгинское среднегорье); 4 – Хоринск (Селенгинское среднегорье).

C4-растения имеют относительное преимущество в росте в условиях высокой температуры, засушливости и низкой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере [26, 37, 41].

Значительная разница в условиях произрастания C3- и C4-растений, в значениях  $\delta^{13}\text{C}$  получаемого при их разложении органического вещества ( $\delta^{13}\text{C}$  которого находится в тесной зависимости от  $\delta^{13}\text{C}$  растительной биомассы) открывает широкие возможности для палеоэкологических исследований. Кроме этого, в пределах C3-фотосинтеза  $\delta^{13}\text{C}$  может заметно различаться у растений разных ярусов и жизненных форм в зависимости от доступности влаги, температуры и других факторов [24, 26, 41]. Поэтому анализ  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв широко используется в качестве метода индикации палеоэкологических и палеоклиматических изменений.

Несмотря на значительный потенциал изотопных исследований в почвенно-экологических и палеогеографических целях, на данный момент примеры изучения состава стабильных изотопов органического вещества почв юга Восточной Сибири довольно редки [3, 13, 22, 23]. Не умаляя значимости этих работ, они не обеспечивают полной картины о закономерностях пространственно-временной вариабельности этих показателей в почвах региона и определяющих ее факторах среды. В то же время юг Восточной Сибири, в частности Байкальский регион, представляет уникальные возможности для заполнения этого пробела в силу значительной пространственной неоднородности физико-географических условий, обуслов-

ливающих мозаичность ландшафтов в настоящее время и в прошлом.

Цель работы – оценка пространственно-временной вариабельности состава стабильных изотопов углерода в основных типах лесных и лесостепных почв Байкальского региона.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследования охватывает три крупных района в пределах Байкальского региона (рис. 1): островные лесостепи Верхнего Приангарья, расположенные в границах Иркутско-Черемховской равнины, западное побережье оз. Байкал (Приольхонье), характеризующееся преобладанием степных ландшафтов, и межгорные котловины Селенгинского среднегорья, занятые степями и лесостепями.

В геологическом строении Верхнего Приангарья принимают участие кембрийские отложения (доломиты, известняки), перекрытые толщей бескарбонатных юрских образований (песчаники, алевролиты, аргиллиты), продукты выветривания которых на большей части территории служат почвообразующими породами [2]. Оligоцен-миоценовые образования выполняют фрагменты древней эрозионной сети [18]. Олово-делювиальные лёссовидные карбонатные суглинки плейстоцена перекрывают относительно маломощным чехлом дочетвертичные образования на водоразделах и заметно наращивают мощность в пределах долин, где выделяются разновозрастные террасы [12].

Преобладают лесостепные ландшафты, для которых характерно чередование хвойно-мелколиственных лесов с серыми почвами (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems) и участков остепненных лугов и степей с черноземами глинисто-иллювиальными (Luvic Chernic Phaeozems). Большая часть территории распаханна.

Климат территории – резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха  $-2.2^{\circ}\text{C}$ . Среднемесячная температура июля  $+17.7^{\circ}\text{C}$ . Средняя температура января  $-23.4^{\circ}\text{C}$  [17]. Продолжительность периодов с отрицательными температурами воздуха значительно превышает периоды с положительными, что сказывается на термическом режиме почв. Вследствие малой мощности снежного покрова (25–35 см) почвы промерзают на значительную глубину (до 2–2.5 м) и очень медленно оттаивают весной и в начале лета [10]. Годовая сумма осадков составляет 350 мм, из которых около 86% выпадает в конце июля и в августе. С конца мая до середины июля на территории преобладают сухие и теплые условия [17]. Таким образом, наблюдается выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода. Тип водного режима исследуемых почв – непроводимый [9, 10].

Часть Байкальской впадины, в состав которой входят о. Ольхон и Приольхонье, сложена метаморфическими породами позднего архея, кристаллическими сланцами, парагнейсами, амфиболитами, мигматитами, кварцитами и полосами мраморов [12]. Степные сообщества занимают здесь основную площадь и представлены сухостепными криоксерофильными комплексами мелкозлакового, низкотравного типов. Ландшафтное своеобразие Приольхонья определяется дефицитом влаги в связи с проявлением барьерно-теневых и аридно-котловинных эффектов [7]. Они оказывают значительное влияние на климат, который характеризуется как резкоконтинентальный со средней температурой января  $-25^{\circ}\text{C}$ , июля  $+18^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура составляет  $-1.9^{\circ}\text{C}$ . Отмечается низкое атмосферное увлажнение 200–250 мм/год [17]. Описанные климатические особенности определяют преимущественно криоаридный тип почвообразования в Приольхонье [19].

Дифференциация почвенного покрова Приольхонья связана с геоморфологическими условиями, особенно с экспозиционными эффектами, чередованием устойчивых и неустойчивых к выветриванию почвообразующих пород, характером растительности. Склоны южных экспозиций занимают преимущественно светлогумусовые почвы, общее строение профиля которых можно представить в виде AJ–AJB(pl,f,ca)–(BC)–C(pl,f,ca). На склонах северных экспозиций преимущественно развиваются серогумусовые (дерновые) с профи-

лем типа OL–AY–AYB–B(f)–(BC(f))–C [19]. Почвенный покров подножий склонов и выположенных широких суходолов с большей толщиной рыхлых отложений представлен криоаридными почвами и черноземами.

Наиболее общей чертой рельефа Селенгинского среднегорья является чередование низких и средневысотных хребтов, обладающих сглаженными водоразделами, и межгорных впадин, северо-восточного и восток-северо-восточного простирания [15]. Сложное строение территории обуславливает большую пестроту почвообразующих пород. В межгорных котловинах почвообразование протекает на мощной толще рыхлых отложений. Для исследованных разрезов почвообразующими породами являются преимущественно толщи мелкозема (элювио-делювий плотных пород), содержащие невыветрелые щебень и обломки пород.

Общими для всей территории являются недостаточность атмосферного увлажнения, маломощность снежного покрова, сильное промерзание почв в зимний сезон. Климат Селенгинского среднегорья резко континентальный. Средняя месячная температура января  $-26^{\circ}\text{C}$ . Жаркие и сухие условия первой половины лета способствуют иссушению почв. Средняя температура июля на равнинных участках на юге территории – от 19 до  $21-22^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура колеблется от  $-1.1^{\circ}\text{C}$  в южной части среднегорья, до  $-1.7^{\circ}\text{C}$  в средней и  $-2.3^{\circ}\text{C}$  в северной [16]. За апрель–май количество осадков не превышает 50 мм. Основная их часть (70–80%) выпадает в летний период. В степных и лесостепных районах среднегорья среднегодовое количество осадков составляет 200–300 мм.

В основу предлагаемого исследования положены данные изучения 17 репрезентативных разрезов, информация по которым представлена в табл. 1, строение разрезов представлено на рис. 2. Кроме этого, использованы опубликованные материалы по составу стабильных изотопов углерода органического вещества почв исследуемой территории и прилегающих регионов [13, 23].

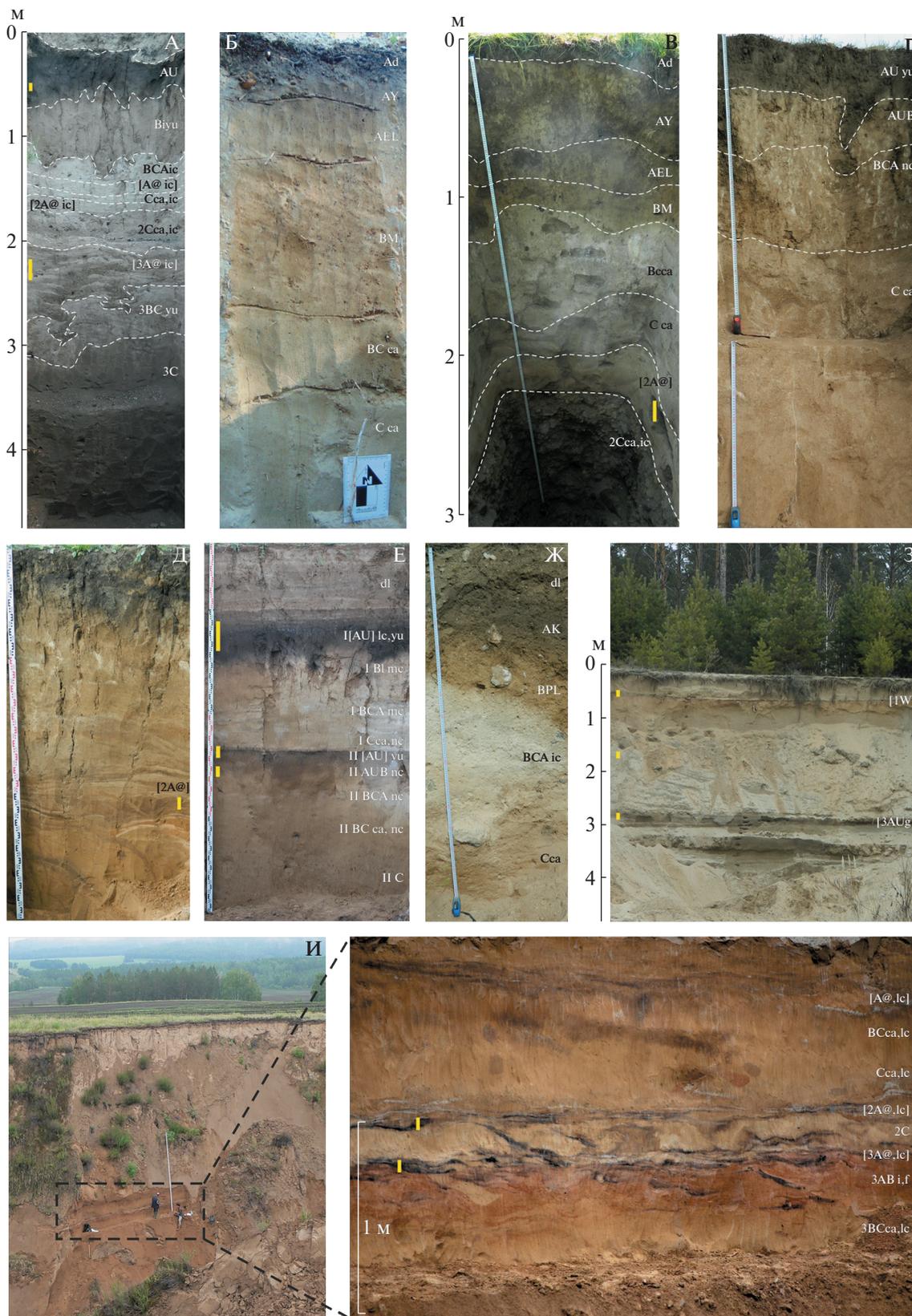
При проведении полевых исследований основное внимание уделялось морфогенетическому анализу современных и погребенных почв. В лабораторных условиях образцы почв и отложений высушивали до воздушно-сухого состояния, измельчали и просеивали через сито, диаметром 1 мм. Содержание общего органического углерода и общего азота определяли сухим сжиганием на анализаторе Vario Isotope (Elementar, Германия). Определение гранулометрического состава выполнено по средней пробе в стоячей воде методом пипетки в варианте Н.А. Качинского. Возраст почв и отложений определяли радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности  $^{14}\text{C}$

Таблица 1. Исследуемые почвы и основные характеристики их местоположения

| Разрез                     | Тип современной почвы                            | Наличие палеопочв, возраст           | Почвообразующие породы | Высота, м | Экспозиция | Растительность  | Осадки, мм (май – сентябрь) | Среднегодовая температура, °С |
|----------------------------|--|--------------------------------------|------------------------|-----------|------------|---|-----------------------------|-------------------------------|
| Верхнее Приангарье         |  |                                      |                        |           |            |   |                             |                               |
| Тайтурка-I                 | Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvis Chernozem) | Педосемнты каргинского возраста      | Лёссовидные суглинки   | 429       | ЮЮЗ        | Разнотравно-крупнотравяные сообщества в сочетании с мелководновинно-злаковыми степями | 290–320                     | –2.2                          |
| Тайтурка-II                | Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvis Chernozem) | Педосемнты каргинского возраста      | Лёссовидные суглинки   | 436       | ЗЮЗ        | Травянистая, после распашки   | 290–320                     | –2.2                          |
| Березовый                  | Серая метаморфическая (Luvis Phaeozem)           | Педосемнты каргинского возраста      | Лёссовидные суглинки   | 417       | СВ         | Березняк, злаково-разнотравный  | 290–320                     | –2.2                          |
| Осиновый                   | Серая метаморфическая (Luvis Phaeozem)           | –                                    | Лёссовидные суглинки   | 460       | З          | Береза, осина, разнотравье  | 290–320                     | –2.2                          |
| Буреть                     | Серая метаморфическая (Luvis Phaeozem)           | –                                    | Лёссовидные супеси     | 403       | ССВ        | Сосновый лес, бруснично-травяной  | 290–320                     | –2.2                          |
| Холмушино                  | Псаммозем (Arenosol (humic))                     | Голоценовые и позднеледниковые почвы | Эоловые пески          | 426       | ЮЗ         | Сосновый лес, бруснично-травяной  | 290–320                     | –2.2                          |
| Михайловка                 | –  | Педосемнты каргинского возраста      | Лёссовидные суглинки   | 510       | –          | Разнотравно-крупнотравяные сообщества в сочетании с мелководновинно-злаковыми степями | 290–320                     | –2.2                          |
| Нижний Булай-II            | Серая метаморфическая (Luvis Phaeozem)           | Педосемнты каргинского возраста      | Лёссовидные суглинки   | 496       | ЮЮЗ        | Сосновый лес, бруснично-травяной  | 290–320                     | –2.2                          |
| Селенгинское среднелугорье |  |                                      |                        |           |            |   |                             |                               |
| Большой Куналей I          | Чернозем глинисто-иллювиальный (Luvis Chernozem) | Раннеголоценовые почвы               | Лёссовидные суглинки   | 735       | С          | Степи злаково-разнотравные  | 200–220                     | –1.7                          |

Таблица 1. Окончание

| Разрез             | Тип современной почвы                         | Наличие палеопочв, возраст           | Почвообразующие породы                                       | Высота, м | Экспозиция | Растительность  | Осадки, мм (май–сентябрь) | Средне-довая температура, °С |
|--------------------|---|--------------------------------------|--|-----------|------------|---|---------------------------|------------------------------|
| Большой Куналей II | Чернозем ( Chernozem )                        | –                                    | Лёссовидные суглинки   | 722       | ВЮВ        | Степи мелколдерновинно-злаковые                               | 200–220                   | –1.7                         |
| Надеино            | Темногумусовая ( Mollic Phaeozem )            | Голоценовые и позднеледниковые почвы | Лёссовидные суглинки   | 677       | ССЗ        | Степи злаково-разнотравные                                    | 200–220                   | –1.7                         |
| Куйтун             | –   | Каргинские почвы                     | Лёссовидные суглинки   | 766       | –          | Степи злаково-разнотравные                                    | 200–220                   | –1.7                         |
| Хоринск            | Криоаридная ( Cambic Leptic Calcisol )        | –                                    | Лёссовидные супеси   | 715       | ЮЮЗ        | Степи мелколдерновинно-злаковые                               | 170–190                   | –2.3                         |
| Пестерево          | Чернозем ( Chernozem )                        | –                                    | Лёссовидные супеси   | 606       | Ю          | Степи злаково-разнотравные                                    | 200–220                   | –1.7                         |
| Приольхонье        |   |                                      |  |           |            |   |                           |                              |
| Анга               | Светлогумусовая ( Phaeozem )                  | –                                    | Эоловые супеси   | 570       | Ю          | Степи мелколдерновинно-злаковые и низкотравные, литофильные   | 150–180                   | –1.9                         |
| Хорта              | Светлогумусовая ( Phaeozem )                  | –                                    | Эоловые супеси   | 564       | СЗ         | Степи мелколдерновинно-злаковые и низкотравные с лиственницей | 150–180                   | –1.9                         |
| Сарма              | Криоаридная ( Skeletic Cambisol Protocalcic ) | –                                    | Проловиальные глыбистые отложения с суглинистым заполнителем | 626       | ЮВ         | Степи мелколдерновинно-злаковые и низкотравные, литофильные   | 150–180                   | –1.9                         |
| Крестовый          | Чернозем ( Chernozem )                        | –                                    | Лёссовидные суглинки   | 627       | СЗ         | Степи мелколдерновинно-злаковые и низкотравные, литофильные   | 150–180                   | –1.9                         |



**Рис. 2.** Строение некоторых исследуемых разрезов и места отбора проб на радиоуглеродный анализ (желтые прямоугольники): А – Тайтурка-I; Б – Нижний Булай-II; В – Березовый; Г – Крестовый; Д – Михайловка; Е – Большой Куналей-I; Ж – Хоринск; З – Холмушино; И – Куйгун.

Таблица 2. Возраст органического вещества исследуемых почв

| Разрез            | Горизонт  | Глубина, см | Лаб. номер | <sup>14</sup> C возраст | Калиброванный возраст |
|-------------------|-----------|-------------|------------|-------------------------|-----------------------|
| Тайтурка-I        | [AU]      | 55–60       | ЛУ-7304    | 2560 ± 160              | 2620 ± 190            |
|                   | [3A@ ic]  | 195–205     | ЛУ-8691    | 26950 ± 1570            | 31570 ± 1840          |
| Березовый         | [2A@]     | 170–180     | ЛУ-8687    | 23700 ± 370             | 27900 ± 330           |
| Михайловка        | [2A@]     | 165–175     | ЛУ-9075    | 31030 ± 1600            | 35800 ± 1970          |
|                   | [1W]      | 50–52       | ЛУ-8451    | 180 ± 40                | <200                  |
| Холмушино         | [2W]      | 170–180     | ЛУ-8452    | 8020 ± 210              | 8920 ± 260            |
|                   | [3AUg]    | 313–323     | ЛУ-8453    | 11220 ± 340             | 13120 ± 340           |
| Куйтун            | [2A lc @] | 866–873     | ЛУ-7307    | ≥35630                  | ≥41660                |
|                   | [3A lc @] | 871–880     | ЛУ-7648    | ≥49060                  | ≥53110                |
|                   | V [AU]    | 69–91       | ЛУ-6856    | 1930 ± 60               | 1890 ± 70             |
|                   | VIII [AU] | 143–163     | ЛУ-6854    | 1530 ± 50               | 1440 ± 60             |
|                   | IX [AU]   | 165–174     | ЛУ-6784    | 1220 ± 50               | 1170 ± 70             |
|                   |           | 194–204     | ЛУ-6780    | 4120 ± 50               | 4670 ± 110            |
| Надеино           | X [AU]    | 234–243     | ЛУ-6785    | 6280 ± 80               | 6870 ± 90             |
|                   |           | 261–270     | ЛУ-6786    | 7970 ± 90               | 8830 ± 140            |
|                   | XII [AU]  | 326–338     | ЛУ-6855    | 9590 ± 90               | 10940 ± 160           |
|                   | XIV [AU]  | 403–408     | ЛУ-6779    | 10710 ± 170             | 12600 ± 220           |
|                   | XIV AB    | 434–443     | ЛУ-6816    | 12010 ± 160             | 14020 ± 260           |
| Большой Куналей-I | I [AU]lc  | 72–80       | ЛУ-7535    | 1270 ± 60               | 1190 ± 70             |
|                   | II [AU]   | 197–203     | ЛУ-7536    | 9700 ± 170              | 11040 ± 240           |
|                   | II ABnc   | 215–220     | ЛУ-7537    | 10160 ± 210             | 11870 ± 420           |

в Санкт-Петербургском государственном университете.

Определение изотопного состава углерода органического вещества почв проводили после удаления корней, детритовых включений и карбонатов. Карбонаты разрушали многократной обработкой образцов 1 М HCl, после чего образцы отмывали от кислоты дистиллированной водой с использованием центрифуги. Измерения проводили в университете Галле-Виттенберг (Martin-Luther-University Halle-Wittenberg, Germany) с помощью масс-спектрометра Finnigan Delta V Advantage, в университете Тюбингена (University of Tübingen, Germany) на масс-спектрометре Finnigan MAT 252, а также в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН с использованием масс-спектрометра Isoprimeprecis IONIRMS (Elementar, UK). Полученные результаты выражены в промилле (‰) по отношению к стандарту VPDB.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Хронология и условия формирования каргинских (MIS-3) почв.** Современные почвы Верхнего Приангарья формируются преимущественно на

лёссовидных суглинках и супесях. Практически во всех исследуемых разрезах толщи этих отложений содержат следы протекавшего в прошлом почвообразования в виде педоседиментов, залегающих на уровне 1.5–2 м и датировемых каргинским (MIS-3) временем (табл. 2). Полученные радиоуглеродные даты позволяют отнести эти педоседименты к осинскому педокомплексу, формировавшемуся на исследуемой территории во второй половине MIS-3 (40–24 тыс. л. н.) [1]. При этом несколько большим содержанием органического углерода и лучшей выраженностью отличаются педоседименты в разрезах Тайтурка-I и Михайловка, по времени формирования сопоставимые с нижнеосинскими почвами. Это время на исследуемой территории рассматривается как климатический оптимум каргинской эпохи [1]. Менее выражены педоседименты более молодых почв в разрезах Березовый и Тайтурка-II, сопоставимые с верхнеосинскими почвами, формировавшимися в заключительные фазы MIS-3.

Определение таксономической принадлежности описываемых почв затруднено из-за уничтожения системы горизонтов, составивших почвенный профиль, активно протекавшими в прошлом криогенными процессами. Воробьева с соавт. [1] относит почвы этого времени к почвам

лесного ряда: серым метаморфическим и буроземам. В редких случаях они классифицируются как черноземы.

Погребенный на глубине 8.5 м педокомплекс каргинского времени обнаружен также в Селенгинском среднегорье (разрез Куйтун) (рис. 2, И). Возраст почв на данный момент справедливо признать точно не определенным. Однако можно говорить, что это наиболее древние из обсуждаемых в данной работе уровни педогенеза. Датирование гуминовых кислот нижней, наиболее развитой почвы, дает запредельный возраст от  $\geq 41.6$  до  $\geq 53.1$  тыс. кал. л. н. Подобная ситуация с датированием характерна для нарынских почв в Верхнем Приангарье, формировавшимся в раннекаргинское время [1]. Рассматриваемый педокомплекс состоит из трех почв, профили которых наложены друг на друга. Все они значительно нарушены криогенными процессами и многочисленными, ныне заполненными, норами землероев. Наличие признаков аккумуляции железа и перераспределения ила в виде пленок и железистоглинистых кутан на гранях структурных отдельностей среднего горизонта нижней почвы позволяет предполагать участие альфегумусового процесса в ее формировании. Вероятно, данная почва формировалась в относительно влажных условиях, под лесной растительностью. Схожесть строения верхних почв с современными темногомусовыми почвами исследуемой территории, обилие нор землероев, повышенное количество карбонатных выделений (налетов и трубок мелкозернистого кальцита по бывшим ходам корней) может говорить о последующем остепнении ландшафтов и, соответственно, более сухих условиях почвообразования.

**Хронология и условия формирования почв позднеледниковья.** Почвы позднеледниковья сформированы в основании разреза Холмушино (аллювиальная темногомусовая глееватая (Mollic Stagnic Fluvisol)) и в разрезе Тайтурка-I (серогумусовые (Phaeozem (Calcaric)) в Верхнем Приангарье, а также в разрезе Надеино (криометаморфическая грубогумусовая глееватая (Stagnic Relictiturbic Cryosol)) в Селенгинском среднегорье. Подробное описание разрезов и характеристика почв выполнены ранее [4–6]. Судя по полученным радиоуглеродным датам, время формирования почв сопоставимо с относительно кратковременными фазами потепления климата, обозначаемыми как беллинг и аллеред. Для почв этого времени характерны многочисленные признаки оглеения в виде чередования охристых и голубовато-сизых морфонов, обильных Fe–Mn-новообразований, криогенные нарушения в виде клиньев и криотурбаций [4]. На микроуровне фиксируется криогенная сортировка материала песчаной размерности среди более тонкозернистого (пылеватого), обломки-обрывки карбонатной плазмы [5].

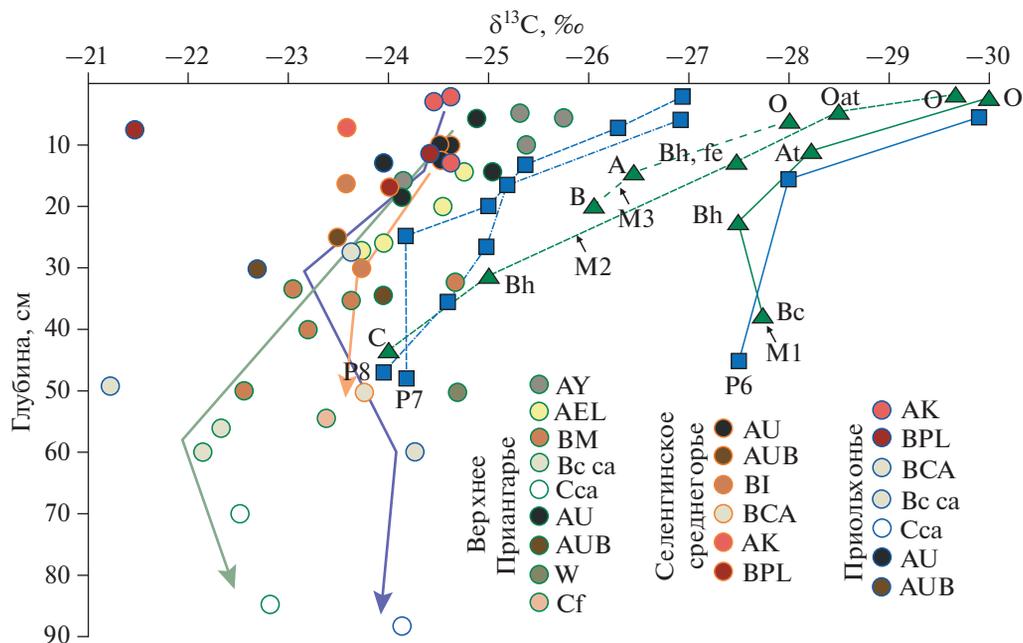
Перечисленные признаки свидетельствуют о значительном влиянии мерзлоты на формирование почв позднеледниковья, проявившемся как в деформациях почвенного профиля или отдельных горизонтов, так и в ограничении инфильтрации влаги, создании анаэробных условий в результате длительного насыщения профиля влагой при периодическом протаивании мерзлоты.

**Хронология и условия формирования почв голоцена.** Черноземы глинисто-иллювиальные (Luvis Chernic Phaeozem) и темногомусовые (Someric Phaeozem) почвы раннего голоцена представлены в разрезах Селенгинского среднегорья (Надеино, Большой Куналей-I) [4]. Их формирование проходило во временном промежутке 11.7–10.5 тыс. кал. л. н., когда на исследуемой территории отмечается потепление и увлажнение климата, деградация многолетней мерзлоты [46].

Почвы среднего голоцена в разрезе Надеино представлены черноземом дисперсно-карбонатным (Calcic Chernozem), формирование которого проходило на протяжении первой половины атлантического периода и темногомусовой почвой, формировавшейся 4.7–1.0 тыс. кал. л. н. [4]. В разрезе Холмушино (Верхнее Приангарье) почвы среднего голоцена представлены псаммоземами гумусовыми ожелезненными (Arenosol (Humic)) [5]. Для этих временных интервалов была характерна относительно высокая теплообеспеченность при незначительном увлажнении, постепенно снижающемся от атлантического к суббореальному периоду [4].

В позднем голоцене продолжается формирование почв, начавшееся в большинстве случаев во второй половине среднего голоцена [4]. Возраст гуминовых кислот из подошвы гумусового горизонта чернозема в разрезе Тайтурка-I оценивается в 2.6 тыс. кал. л. н.

**Распределение органического углерода и общего азота и состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв.** Распределение органического углерода ( $C_{орг}$ ) и общего азота ( $N_{общ}$ ) в профилях исследуемых почв демонстрирует сходные закономерности. Их количество резко убывает за пределами гумусовых горизонтов современных почв, с дальнейшим плавным снижением вниз по профилю (табл. 3). Отмечаются относительные максимумы содержания  $C_{орг}$  и  $N_{общ}$  в гумусовых горизонтах погребенных почв. Отношение C/N также в целом снижается вниз по профилю. Наименьшая относительная обогащенность гумуса азотом наблюдается в разновременных палеопочвах, что наиболее вероятно связано с потерями углерода в форме  $CO_2$  в ходе длительной минерализации их органического вещества. Такая закономерность не столь выражена в оглеенных горизонтах позднеледниковых почв, формировавшихся в условиях значительного влияния мерзлоты [4].



**Рис. 3.** Состав стабильных изотопов углерода органического вещества исследуемых почв и распределение значений  $\delta^{13}\text{C}$  в их профилях. Профили M1, M2, M3 [13] и P6, P7, P8 [23] характеризуют состав стабильных изотопов углерода в таежных почвах юга Средней Сибири и Южного Прибайкалья соответственно.

Дегградация органического вещества насыщенных влагой мерзлых почв значительно замедлена по сравнению с почвами в хорошо аэрируемых условиях [52], что, вероятно, и обусловило повышенное содержание органического углерода и обогащенность органического вещества позднеледниковых почв азотом.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для степных и лесостепных почв исследуемых регионов варьируют в пределах от  $-25.85$  до  $-21.36\text{‰}$  (рис. 3). Минимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для гумусовых горизонтов почв. Вниз по профилю наблюдается заметное утяжеление изотопного состава углерода, которое в нижних частях профилей некоторых почв иногда вновь сменяется облегчением. Органическое вещество современных лесостепных почв Верхнего Приангарья характеризуется несколько облегченным изотопным составом углерода в сравнении с органическим веществом почв Приольхонья и Селенгинского среднегорья, отличающихся более сухими климатическими условиями. Еще более низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдаются в почвах (криоземах, дерново-подбурах), формирующихся в условиях северной тайги в долине р. Енисей [13] и в условиях таежных ландшафтов хр. Хамар-Дабан в Южном Прибайкалье [23]. Здесь в верхних горизонтах почв они колеблются от  $-30$  до  $-26\text{‰}$  и, так же как в исследуемых почвах, возрастают вниз по профилю до  $-24$ – $25\text{‰}$ .

При анализе состава стабильных изотопов органического вещества разновременных почв на-

блюдается повышение значений  $\delta^{13}\text{C}$  от позднего к среднему голоцену (рис. 4). Данный тренд на исследуемой территории прослеживается вплоть до MIS-3 почв, однако осложняется значительным облегчением изотопного состава углерода органического вещества раннеголоценовых и позднеледниковых почв, что особенно выражено в разрезах Холмушино, Большой Куналей-I и Надеино.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Основные факторы формирования состава стабильных изотопов углерода почвенного органического вещества.** Изотопный состав углерода органического вещества почв служит одним из лучших индикаторов характера и направленности смен растительных сообществ в зависимости от климата, так как напрямую зависит от типа произрастающей растительности, а именно от особенностей ее фотосинтеза [24, 26]. С3- и С4-растения занимают существенно отличающиеся экологические ниши [24]. Так, С3-растения имеют конкурентные преимущества в условиях низкой температуры, высокой влажности и высокой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для их биомассы колеблются от  $-22$  до  $-35\text{‰}$ . В то же время С4-растения имеют преимущество в росте в условиях высокой температуры, засушливости и низкой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере [26, 37, 41]. Для них характерны значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11$  до  $-17\text{‰}$ .

Таблица 3. Содержание азота и углерода и изотопный состав углерода исследуемых почв

| Глубина, см     | Горизонт  | $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ | $\text{C}_{\text{орг}}$ , % | $\text{N}_{\text{общ}}$ , % | C/N  | Время формирования |
|-----------------|-----------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------|--------------------|
| Буреть          |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 10–25           | [AY]      | –24.15                    | 3.39                        | 0.21                        | 16.1 | Голоцен            |
| 25–30           | AEL       | –23.71                    | 0.48                        | 0.08                        | 6.0  | Голоцен            |
| 30–35           | BM        | –23.04                    | 0.22                        | 0.07                        | 3.1  | Голоцен            |
| Тайгурка-I      |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 60–110          | [AU]      | –24.11                    | 3.13                        | 0.29                        | 10.8 | Голоцен            |
| 155–170         | [AY@ ic]  | –22.13                    | 0.74                        | 0.07                        | 10.6 | Позднеледниковье   |
| 182–200         | [AY@ ic]  | –23.37                    | 0.64                        | 0.05                        | 12.8 | Позднеледниковье   |
| 230–240         | [AU@ ic]  | –22.51                    | 0.64                        | 0.07                        | 9.1  | MIS-3              |
| 270–280         | AUB yu    | –22.68                    | 0.55                        | 0.06                        | 9.1  | MIS-3              |
| 313–340         | BC i      | –22.52                    | 0.46                        | 0.05                        | 9.2  | MIS-3              |
| Тайгурка-II     |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–10            | RU        | –24.54                    | 3.92                        | –                           | –    | Голоцен            |
| 30–40           | [AU]      | –24.82                    | 4.24                        | 0.47                        | 9.0  | Голоцен            |
| 50–60           | [AU]      | –25.03                    | 2.26                        | 0.37                        | 6.1  | Голоцен            |
| 70–84           | [AU]      | –25.54                    | 2.48                        | 0.25                        | 9.9  | Голоцен            |
| 84–97           | AUB       | –23.95                    | 0.75                        | 0.27                        | 2.8  | Голоцен            |
| 140–150         | [AU@]     | –22.71                    | 0.62                        | 0.23                        | 2.7  | MIS-3              |
| Березовый       |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–6             | AY        | –25.85                    | 2.92                        | 0.3                         | 9.7  | Голоцен            |
| 6–26            | AEL       | –24.71                    | 1.69                        | 0.12                        | 14.1 | Голоцен            |
| 26–49           | BM        | –24.69                    | 1.33                        | 0.13                        | 10.2 | Голоцен            |
| 49–77           | BC ca     | –22.13                    | 0.37                        | 0.07                        | 5.3  | Голоцен            |
| 77–90           | Cca, ic   | –22.92                    | 0.43                        | 0.08                        | 5.3  | Голоцен            |
| 160–188         | [AY@ ic]  | –22.40                    | 0.6                         | 0.06                        | 10.0 | MIS-3              |
| Осиновый        |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 3–20            | AY        | –25.31                    | 2.13                        | 0.17                        | 12.5 | Голоцен            |
| 20–37           | AEL       | –23.97                    | 0.55                        | 0.09                        | 6.1  | Голоцен            |
| 37–50           | BM        | –23.18                    | 0.34                        | 0.06                        | 5.7  | Голоцен            |
| 50–67           | BC ca     | –22.32                    | 0.22                        | 0.08                        | 2.7  | Голоцен            |
| Нижний Булай-II |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–10            | AY        | –25.25                    | 2.19                        | 0.19                        | 11.5 | Голоцен            |
| 10–30           | AEL       | –24.53                    | 1.15                        | 0.11                        | 10.4 | Голоцен            |
| 30–40           | BM ic     | –23.77                    | 0.85                        | 0.07                        | 12.1 | Голоцен            |
| 40–60           | BM ic     | –22.41                    | 0.64                        | 0.05                        | 12.8 | Голоцен            |
| 60–80           | Cca, ic   | –22.52                    | 0.39                        | –                           | –    | Голоцен            |
| 140–150         | [AU ic]   | –22.49                    | 0.61                        | 0.08                        | 7.6  | MIS-3              |
| 150–160         | [AU ic]   | –22.2                     | 0.42                        | 0.07                        | 6.0  | MIS-3              |
| 160–170         | AUB ic    | –22.25                    | 0.31                        | 0.03                        | 10.0 | MIS-3              |
| Холмушино       |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 50–52           | [W]       | –24.86                    | 2.23                        | 0.17                        | 13.2 | Поздний голоцен    |
| 52–56           | Cf        | –23.35                    | 1.44                        | 0.09                        | 16.0 | Поздний голоцен    |
| 168–188         | [W]       | –22.28                    | 1.46                        | 0.1                         | 14.6 | Средний голоцен    |
| 300–313         | [AU g]    | –18.83                    | 1.69                        | 0.09                        | 18.8 | Позднеледниковье   |
| 313–324         | [AY]      | –18.05                    | 1.35                        | 0.11                        | 12.3 | Позднеледниковье   |
| Михайловка      |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 80–90           | [AU@ ic]  | –24.47                    | 1.20                        | 0.15                        | 8.0  | MIS-3              |
| Куйтун          |           |                           |                             |                             |      |                    |
| 20–33           | [AU@ lc]  | –24.16                    | 0.5                         | 0.08                        | 6.2  | MIS-3              |
| 80–114          | [AU@ lc]  | –23.53                    | 0.91                        | 0.16                        | 5.7  | MIS-3              |
| 114–125         | AUBca, lc | –24.33                    | 0.23                        | 0.06                        | 3.8  | MIS-3              |

Таблица 3. Окончание

| Глубина, см        | Горизонт   | $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ | $\text{C}_{\text{орг}}$ , % | $\text{N}_{\text{общ}}$ , % | C/N  | Время формирования |
|--------------------|------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------|--------------------|
| Пестерево          |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 4–17               | [AU]       | –24.60                    | 0.64                        | 0.14                        | 4.6  | Голоцен            |
| 17–35              | AUB        | –23.52                    | 0.50                        | 0.1                         | 5.0  | Голоцен            |
| 35–68              | BCAnc      | –23.77                    | 0.25                        | 0.05                        | 5.0  | Голоцен            |
| Большой Куналей-I  |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 90–100             | [AU lc,yu] | –24.49                    | 5.15                        | 0.63                        | 8.2  | Поздний голоцен    |
| 115–125            | BI mc      | –23.65                    | 0.69                        | 0.11                        | 6.3  | Поздний голоцен    |
| 190–200            | [AUyu]     | –27.01                    | 1.49                        | 0.13                        | 11.5 | Ранний голоцен     |
| 210–220            | AUB nc     | –26.53                    | 0.43                        | 0.09                        | 4.8  | Ранний голоцен     |
| Большой Куналей-II |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–25               | [AUlc,yu]  | –24.50                    | 1.51                        | 0.2                         | 7.5  | Поздний голоцен    |
| 25–55              | BI mc      | –23.80                    | 0.54                        | 0.09                        | 6.0  | Поздний голоцен    |
| Надеино            |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 170–180            | [AU]       | –24.98                    | 8.01                        | 0.61                        | 13.1 | Поздний голоцен    |
| 190–205            | [AU]       | –25.92                    | 2.45                        | 0.19                        | 12.9 | Поздний голоцен    |
| 215–230            | C          | –24.05                    | 0.96                        | 0.08                        | 12.0 | Средний голоцен    |
| 235–250            | [AU]       | –24.69                    | 1.6                         | 0.12                        | 13.3 | Средний голоцен    |
| 260–270            | [AU]       | –25.89                    | 1.97                        | 0.18                        | 10.9 | Средний голоцен    |
| 280–290            | BCAdc      | –23.39                    | 1.03                        | 0.07                        | 14.7 | Средний голоцен    |
| 300–310            | [AU]       | –25.45                    | 1.51                        | 0.11                        | 13.7 | Ранний голоцен     |
| 310–320            | C          | –24.73                    | 0.91                        | 0.04                        | 22.7 | Ранний голоцен     |
| 320–330            | [AU]       | –25.91                    | 2.89                        | 0.22                        | 13.1 | Ранний голоцен     |
| 330–340            | C          | –25.00                    | 0.52                        | 0.03                        | 17.3 | Ранний голоцен     |
| 350–360            | [AU yu]    | –26.48                    | 1.89                        | 0.17                        | 11.1 | Ранний голоцен     |
| 370–380            | AUB        | –25.49                    | 0.75                        | 0.08                        | 9.4  | Ранний голоцен     |
| 400–410            | [AU yu]    | –26.53                    | 1.51                        | 0.11                        | 13.7 | Позднеледниковье   |
| 450–460            | [AO–CRM @] | –27.00                    | 0.99                        | 0.09                        | 11.0 | Позднеледниковье   |
| Хоринск            |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 17–33              | [AK]       | –23.70                    | 0.83                        | 0.14                        | 5.9  | Голоцен            |
| 33–55              | BPL        | –24.17                    | 0.35                        | 0.08                        | 4.3  | Голоцен            |
| Анга               |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 14–23              | AK         | –24.42                    | 6.52                        | 0.55                        | 11.9 | Голоцен            |
| Хорга              |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–4                | AK         | –24.34                    | 1.93                        | 0.18                        | 10.7 | Голоцен            |
| 4–10               | BPL        | –21.36                    | 1.21                        | 0.08                        | 15.1 | Голоцен            |
| Сарма-I            |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 0–6                | AK         | –24.75                    | 3.56                        | 0.43                        | 8.3  | Голоцен            |
| 6–17               | BPLic      | –24.39                    | 1.72                        | 0.22                        | 7.8  | Голоцен            |
| 17–44              | BCAic      | –23.84                    | 0.86                        | 0.1                         | 8.6  | Голоцен            |
| 44–83              | BCsa,ic    | –24.19                    | 0.65                        | 0.1                         | 6.5  | Голоцен            |
| 83–100             | Csa        | –24.10                    | 0.51                        | 0.09                        | 5.7  | Голоцен            |
| Крестовый          |            |                           |                             |                             |      |                    |
| 4–26               | AUyu       | –23.97                    | 3.33                        | 0.41                        | 8.1  | Голоцен            |
| 26–38              | AUB        | –22.76                    | 1.66                        | 0.23                        | 7.2  | Голоцен            |
| 38–58              | BCAnc      | –18.79                    | 0.58                        | 0.08                        | 7.2  | Голоцен            |

Различные факторы окружающей среды могут влиять на фракционирование изотопов углерода в ходе C3-фотосинтеза [25, 32, 45, 48, 53]. Среди них количество осадков и температура являются наиболее важными климатическими факторами

[28, 38, 49, 51]. Более отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  у C3-растений обычно встречаются в относительно влажных условиях из-за относительно высокой проводимости устьиц и, следовательно, повышения парциального внутриклеточного

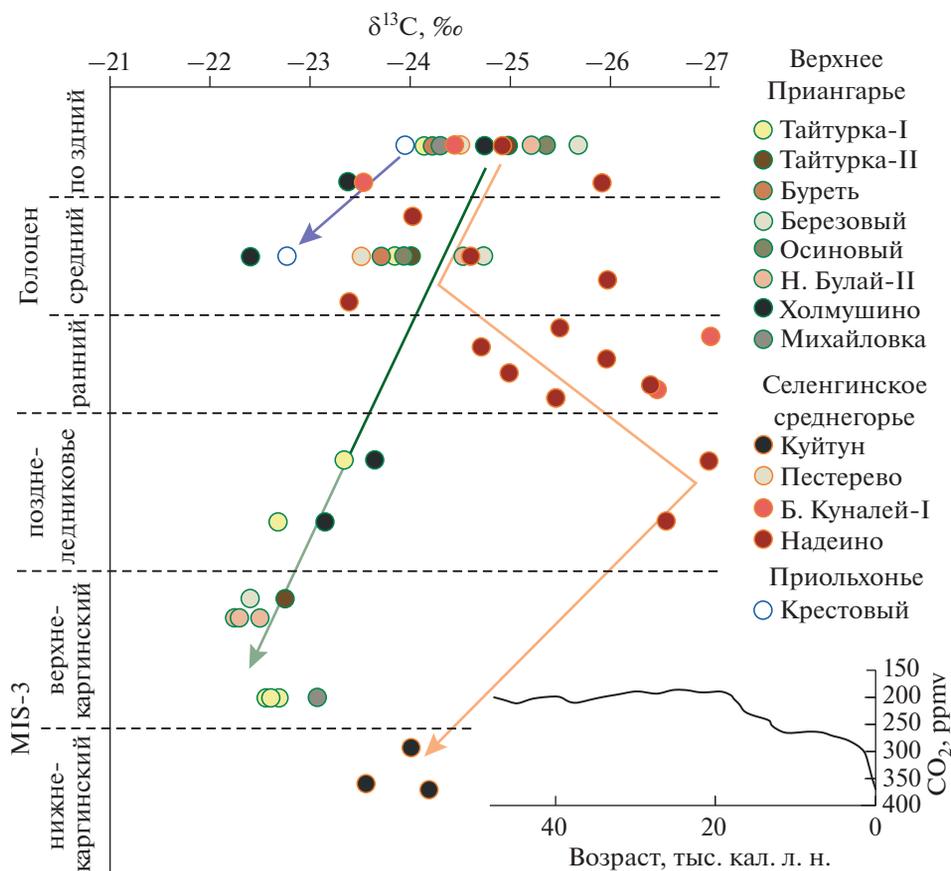


Рис. 4. Состав стабильных изотопов углерода в разновозрастных почвах Байкальского региона. На врезке – характер изменения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере на протяжении последних 40 тыс. лет [29].

давления  $\text{CO}_2$  в таких условиях [28, 40]. Показана взаимосвязь значений  $\delta^{13}\text{C}$  почвенного органического вещества с количеством осадков [28, 38]. Лю с соавт. [35], Стивенсон с соавт. [44] и Ковда с соавт. [8] показали четкое проявление утяжеления изотопного состава углерода (до 5‰) при нарастании аридизации климата. Ранее на основании анализа состава стабильных изотопов углерода и азота мы указывали на динамику влагообеспеченности как основную причину смены фаз устойчивого развития ландшафтов и почвообразования на фазы активизации денудационно-аккумулятивных процессов в Селенгинском среднегорье [3]. В целом, при увеличении количества осадков наблюдается облегчение изотопного состава растительности. Таким образом, величины  $\delta^{13}\text{C}$  органического материала в осадочных архивах, полученных в регионах с доминированием СЗ-растительности, потенциально отражают количество осадков в прошлом.

В исследуемых почвах значения  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-30$  до  $-21.36\text{‰}$ , что свидетельствует о том, что как минимум на протяжении последних 35 тыс. кал. лет органическое вещество почв фор-

мировалось при поступлении биомассы чисто СЗ-растений. Отмеченный выше тренд облегчения состава стабильных изотопов углерода органического вещества в направлении от относительно сухих почв Приольхонья и Селенгинского среднегорья к лесостепным почвам Верхнего Приангарья, с его более влажными условиями, и, далее, к таежным почвам юга Средней Сибири [13, 23], на наш взгляд, служит ярким примером проявления зависимости значений  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества от влагообеспеченности почв. Справедливо будет предположить, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв в условиях выраженной сезонности климата, наблюдаемой на исследуемой территории, зависят от количества осадков, выпадающих в течение вегетационного периода (преимущественно, в период с мая по сентябрь), а не от среднегодового количества осадков.

Несмотря на то, что такая зависимость хорошо проявляется в почвах Байкальского региона и в целом в мире [40], применять ее для анализа различий влагообеспеченности почв отдаленных во времени этапов почвообразования (например,

голоцене и MIS-3) нужно с осторожностью из-за существенных колебаний уровня  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

Концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере является еще одним важным фактором, который существенно модулирует изотопный состав углерода растений и, таким образом, тесно связанный с ним изотопный состав почвенного органического углерода [28, 42]. Выявлено, что увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере на 100% приводит к снижению примерно на 2% значений  $\delta^{13}\text{C}$  растений [27]. В целом понижение концентрации  $\text{CO}_2$  ведет к уменьшению изотопного фракционирования при фотосинтезе [27–29], что может выражаться в увеличении значений  $\delta^{13}\text{C}$  продуцируемого органического вещества [28, 29, 52].

В исследуемых почвах по направлению к MIS-3 наблюдается значительное увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв, которое в среднем составляет 1–2%. Учитывая, что рост атмосферных концентраций  $\text{CO}_2$  в голоцене по сравнению с каргинским временем составил около 100 ppm (рис. 4) [29], можем скорректировать значения  $\delta^{13}\text{C}$  голоценовых почв на –2%. Таким образом, изотопный состав углерода современных почв станет сходен с таковым для почв MIS-3. Это, в свою очередь, дает основание предполагать сходные условия педогенеза в указанных временных интервалах.

Важным фактором, оказывающим значительное влияние на состав стабильных изотопов органического вещества почв, является фракционирование изотопов в ходе минерализации органического вещества. Исследования внутрипрофильных закономерностей распределения стабильных изотопов углерода показывают общую тенденцию к снижению значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной. Также с глубиной уменьшается и соотношение C/N [47]. Это объясняется повышенным накоплением более разложившихся (или измененных микробами) органических соединений в нижних горизонтах после потери C на дыхание [31, 33, 36]. Многочисленные экспериментальные данные указывают на различия изотопного состава углерода растительности и органического вещества поверхностных горизонтов почв приблизительно на 1%. С глубиной эффект фракционирования увеличивается до 4%. Такое утяжеление углерода почвенного органического вещества хорошо коррелирует с его возрастом, определенным радиоуглеродным методом, и связано с фракционированием изотопов в процессе дыхания биоты, разлагающей почвенные органические соединения [14].

Описанная закономерность отчетливо выражена в исследуемых современных почвах. При этом в почвах, формирующихся под степными и лесостепными ландшафтами, увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной достигает 3%, тогда как в

лесных почвах такое утяжеление может достигать 4–5%. Это, вероятно, связано с замедленной трансформацией органических остатков в верхних горизонтах лесных почв. В почвах позднеледниковья и раннего голоцена Селенгинского среднегорья отмечается повышенное содержание органического углерода, обогащенность органического вещества позднеледниковых почв азотом. Изотопный состав углерода здесь облегчается по отношению к современным почвам. Возможно, это явление связано с формированием оглееных горизонтов позднеледниковых почв в условиях значительного влияния мерзлоты [4]. Деградация органического вещества насыщенных влагой мерзлых почв значительно замедлена по сравнению с почвами в хорошо аэрируемых условиях [52]. Как отмечалось выше, максимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для каргинских (MIS-3) почв. Однако установить влияние трансформации органического вещества на изотопный состав столь древних почв – трудная задача из-за длительной диагенетической минерализации и высокого содержания устойчивых к трансформации компонентов органического вещества [50]. Для выявления влияния данного фактора необходимы детальные исследования состава органических соединений с различными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (углеводов, лигнина, аминокислот, белков, восков, гуминовых и фульвокислот), слагающих органическое вещество палеопочв MIS-3.

**Реконструкция количества осадков теплого периода на основании значений  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв.** Количественная реконструкция осадков, основанная на данных  $\delta^{13}\text{C}$ , была применена к исследованиям европейских лёссов [30], отложений западно-китайского лёссового плато [39], а также аридных и семиаридных ландшафтов на макротрансектах Центральной Азии [34].

Китайскими исследователями [34] обнаружена тесная корреляция между количеством атмосферных осадков теплого периода (май–сентябрь) и значениями  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв на протяженной ландшафтно-климатической трансекте, охватывающей территорию северо-востока Китая и Монголию. Как и в нашем случае, здесь в составе фитоценозов доминирует C3-растительность. Проведенный регрессионный анализ зависимости  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв от количества осадков теплого периода на точках возле 19 метеостанций позволил прийти к следующему соотношению: количество осадков теплого периода ( $P$ , мм) =  $-58\delta^{13}\text{C}_{\text{об}} - 1266.5$  [34]. В дальнейшем это уравнение было преобразовано с учетом изменений значений  $\delta^{13}\text{C}$  почв в ходе минерализации их органического вещества:  $P$ , мм =  $-58(\delta^{13}\text{C}_{\text{об}} 1000 - 1) - 1266.5$  [39].

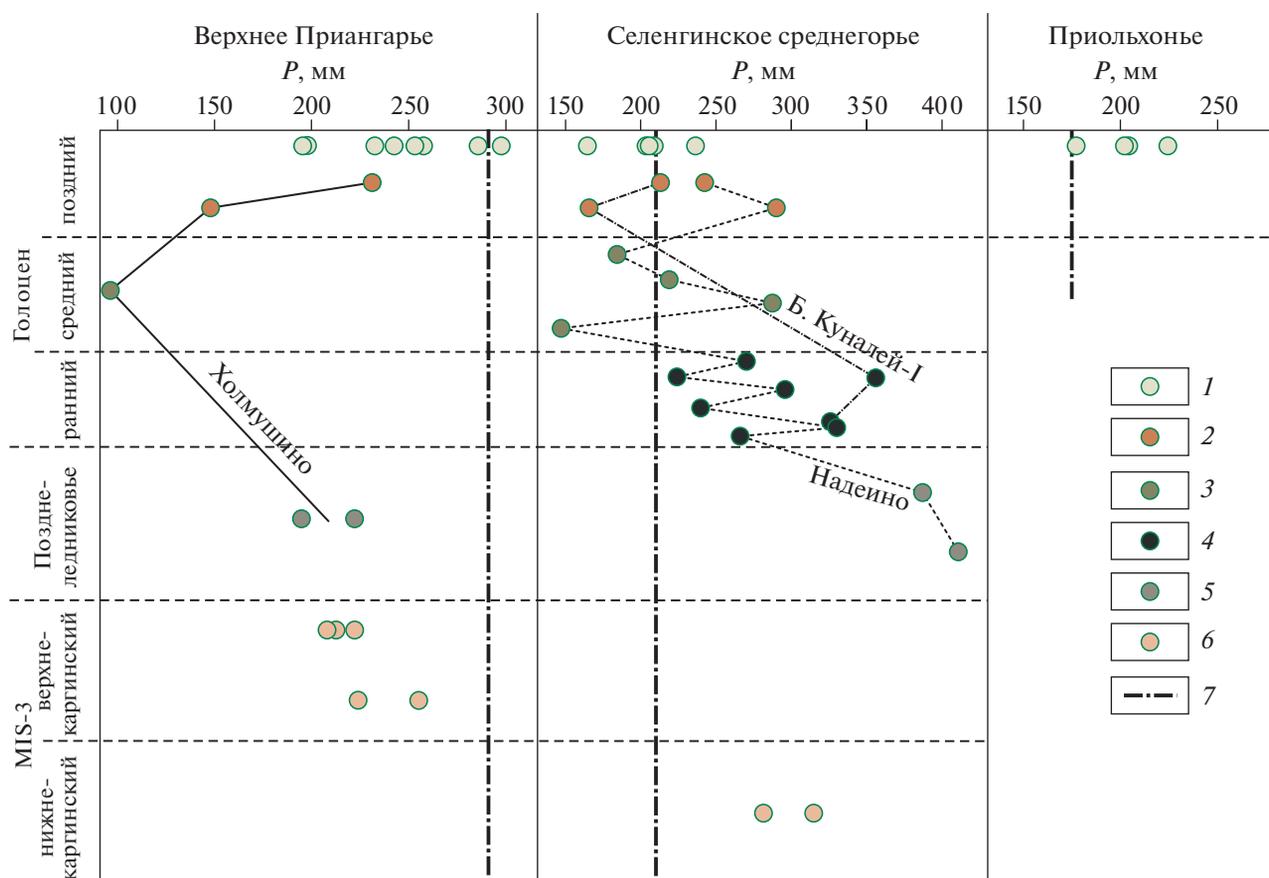


Рис. 5. Величины осадков теплого периода (май–сентябрь), реконструированные по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  разновозрастных почв. 1 – современные почвы; 2 – почвы позднего голоцена; 3 – среднеголоценовые почвы; 4 – почвы раннего голоцена; 5 – позднеледниковые почвы; 6 – почвы MIS-3; 7 – современные значения осадков, выпадающих с мая по сентябрь на исследуемой территории.

С учетом приведенных данных предпринята попытка реконструкции количества осадков теплого периода на протяжении формирования органического вещества разновозрастных почв (рис. 5). Для расчета количества осадков для палеопочв MIS-3 и позднеледниковья учтены значения уровня  $\text{CO}_2$  в атмосфере, характерные для данных временных промежутков. Выявлено, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества современных почв хорошо отражают уровень современного увлажнения. В то же время нельзя не заметить отклонения этих значений в большую или меньшую сторону от современных. На данном этапе исследования мы склонны объяснять эти явления тем, что отбор образцов во многих почвах производился из средних частей гумусовых горизонтов почв, а не из их кровли. Соответственно, анализировалось не самое современное органическое вещество. Кроме этого, нельзя не учитывать, что количество осадков – величина непостоянная во времени, а также возможные статистические ошибки при расчетах.

Анализ уровня атмосферных осадков теплого периода (май–сентябрь) на протяжении голоцена и

позднеледниковья говорит о сходном характере их изменений на территории Верхнего Приангарья и Селенгинского среднегорья. Наиболее влажные условия позднеледниковья сменяются немного менее влажным ранним голоценом, максимум аридизации отмечается в среднем голоцене, в позднем голоцене уровень увлажнения вновь увеличивается. Стоит отметить, что уровень атмосферного увлажнения позднеледниковья и голоцена на территории Верхнего Приангарья в целом ниже или сходен с современными показателями, тогда как в Селенгинском среднегорье уровень увлажнения в позднеледниковье и раннем голоцене был значительно выше современного. В среднем–позднем голоцене он становится сходен с современным.

Уровень увлажнения на протяжении каргинского времени был неодинаков. Наибольшее увлажнение отмечается для раннекаргинских почв разреза Куйтун в Селенгинском среднегорье. Оно практически на 100 мм больше современного уровня осадков теплого периода. Что читается и в морфологии почв этого времени, имеющих хорошо выраженный срединный охристо-бурый горизонт со следами внутрипро-

фильного перераспределения соединений железа и ила. Меньшее увлажнение реконструируется для позднекаргинских почв Верхнего Приангарья. Изотопный состав углерода органического вещества педоседиментов в разрезах Тайтурка-I и Михайловка, по времени формирования сопоставимых с нижнеосинскими почвами, позволяет оценивать уровень осадков теплого периода для этого времени в 223–252 мм, что на 20–50 мм выше, чем для более молодых почв в разрезах Березовый и Тайтурка-II, сопоставимых с верхнеосинскими почвами, формировавшимися в заключительные фазы MIS-3. В целом увлажнение финальных стадий каргинского времени было ниже современного уровня, в интервале около 31–36 тыс. кал. л. н. оно несколько выше и сопоставимо с современным уровнем. Наиболее влажным климат был во время формирования раннекаргинских почв. Приведенные данные по колебаниям увлажнения на протяжении каргинского времени хорошо согласуются с выводами Воробьевой с соавт. [1].

В целом, описанные тренды изменения уровня атмосферного увлажнения, реконструированные по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества разновременных почв, хорошо согласуются с ранее выявленными палеоклиматическими изменениями в регионе [4, 11, 20, 46].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв Байкальского региона свидетельствуют о том, что как минимум на протяжении последних 35 тыс. лет органическое вещество почв формировалось при поступлении биомассы С3-растений. Наблюдается выраженное облегчение состава стабильных изотопов углерода органического вещества в направлении от относительно сухих почв Приольхонья и Селенгинского среднегорья к лесостепным почвам Верхнего Приангарья, с его более влажными условиями, и, далее, к таежным почвам юга Средней Сибири. Это служит ярким примером проявления зависимости значений  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества от влагообеспеченности почв. В условиях выраженной сезонности климата, наблюдаемой на исследуемой территории, значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв зависят от количества осадков, выпадающих в течение вегетационного периода (преимущественно, в период с мая по сентябрь), а не от среднегодового количества осадков, что подтверждается выполненной реконструкцией количества осадков теплого периода.

Анализ уровня атмосферных осадков в голоцене и позднеледниковье говорит о сходном характере их изменений на территории Верхнего Приангарья и Селенгинского среднегорья. Наиболее

влажные условия позднеледниковья сменяются менее влажным ранним голоценом, максимум аридизации отмечается в среднем голоцене, в позднем голоцене уровень увлажнения вновь повышается. Тенденция к постепенному снижению увлажнения наблюдается и в MIS-3. Наиболее влажным был климат во время формирования раннекаргинских почв. В интервале 36–31 тыс. кал. л. н. увлажнение снизилось и стало сопоставимо с современным. В финале MIS-3 увлажнение становится ниже современного уровня.

Значительное влияние на состав стабильных изотопов органического вещества почв оказывает фракционирование изотопов в ходе минерализации органического вещества, которое приводит к повышению значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной. При этом в почвах, формирующихся под степными и лесостепными ландшафтами, увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной достигает 3‰, тогда как в лесных почвах такое утяжеление может достигать 4–5‰. Вероятно, это связано с замедленной трансформацией органических остатков в верхних горизонтах лесных почв. В почвах позднеледниковья и раннего голоцена Селенгинского среднегорья отмечается повышенное содержание органического углерода, обогащенность органического вещества позднеледниковых почв азотом. Изотопный состав углерода здесь облегчается по отношению к современным почвам. Возможно, это явление связано с формированием позднеледниковых почв в условиях значительного влияния мерзлоты, замедляющего трансформацию органического вещества. В случае каргинских почв установить влияние трансформации органического вещества на их изотопный состав трудно из-за длительной диагенетической минерализации.

Влияние уровня  $\text{CO}_2$  в атмосфере на изотопный состав углерода растений и тесно связанный с ним изотопный состав почвенного органического углерода наиболее ярко проявляется при сопоставлении каргинских и современных почв в виде значительного увеличения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почв по направлению к MIS-3.

Таким образом, состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв является значимым индикатором влияния различных факторов на развитие почв. Тем не менее, современное состояние исследований пока не позволяет оценить все многообразие эффектов фракционирования изотопов в почве. Данная работа представляет собой первые шаги в осмыслении отклика почв Байкальского региона на ландшафтно-климатические изменения и отражения этого отклика в их составе стабильных изотопов. Ее развитие видится в накоплении данных по изотопному составу органического вещества почв в различных ландшафтно-климатических условиях, детальному исследованию  $\delta^{13}\text{C}$  различных видов

растительности, трансформации состава органических соединений с различными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (углеводы, лигнин, аминокислоты, белки, воски, гуминовые и фульвокислоты), формирующих органическое вещество разновозрастных почв.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А17-117041910169-4 при поддержке РФФИ (проекты № 20-04-00142 а и 17-29-05064 офи\_м).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е., Липнина Е.А., Роговской Е.О. Каргинский мегаинтерстадиал в Прибайкалье: почвообразование, осадконакопление // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2015. № 4. С. 58–71.
2. Геология СССР. Т. 17. Иркутская область. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 514 с.
3. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В. Реконструкция ландшафтно-климатических изменений позднеледникового и голоцена в центральной части Селенгинского среднегорья на основании данных изотопного состава органического вещества // Почвоведение. 2017. № 2. С. 195–204. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17020034>
4. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2017. 139 с.
5. Голубцов В.А., Хохлова О.С., Черкашина А.А. Карбонатные ризолиты в дюнных песках долины реки Белой (Верхнее Приангарье) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 97–108. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010039>
6. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Пустовойтов К.Е., Штар К. Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1215–1227. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14100037>
7. Данько Л.В., Кузьмин С.Б., Снытко В.А. Байкальские прибрежные геосистемы и их ландшафтно-геохимическая структура // География и природные ресурсы. 2000. № 3. С. 45–51.
8. Ковда И.В., Олейник С.А., Голубева Н.И., Моргун Е.Г., Макаров М.И. Изменение изотопного состава углерода органического вещества и карбонатов почв в пределах слабого дрейфа климатических параметров // Известия РАН. Сер. географическая. 2011. № 2. С. 51–64.
9. Козлова А.А., Макарова А.П. Экологические факторы почвообразования Южного Предбайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 2012. С. 86–96.
10. Колесниченко В.Т. Озимая пшеница “Заларинка” в Иркутской области. М.: Промэкобезопасность, 2003. 306 с.
11. Кострова С.С., Майер Х., Тарасов П.Е., Безрукова Е.В., Чаплыгин Б., Косслер А., Павлова Л.А., Кузьмин М.И. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из донных отложений озера Котокель (Бурятия) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1571–1580. <https://doi.org/10.15372/GiG20160809>
12. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
13. Меняйло О.В., Хангейт Б.А. Стабильные изотопы углерода и азота в лесных почвах Сибири // Доклады АН. 2006. Т. 408. № 5. С. 671–674.
14. Моргун 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.
15. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
16. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 23. Бурятская АССР, Читинская область. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 549 с.
17. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 604 с.
18. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 321 с.
19. Снытко В.А., Данько Л.В. Почвенно-геохимическая специфика экотонов тайги и степи Приольхонья // География и природные ресурсы. 2004. № 1. С. 59–65.
20. Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столбовская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1756–1775.
21. Тиунов А.В. Стабильные изотопы углерода и азота в почвенно-экологических исследованиях // Известия РАН. Сер. биологическая. 2007. № 4. С. 475–489.
22. Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Гонгальский К.Б. Запасы органического углерода и его изотопный состав в криоморфных квазиглеевых черноземах Забайкалья // Почвоведение. 2016. № 1. С. 11–18. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15070126>
23. Andreeva D., Zech M., Glaser B., Erbaeva 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>

24. *Bowsher C., Steer M., Tobin A.* Plant Biochemistry. N.Y.: Garland Pub., 2008. 446 p.
25. *Diefendorf A.F., Mueller K.E., Wing S.L., Koch P.L., Freeman K.H.* Global patterns in leaf  $^{13}\text{C}$  discrimination and implications for studies of past and future climate // PNAS. 2010. V. 107. P. 5738–5743. <https://doi.org/10.1073/pnas.0910513107>
26. *Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T.* Carbon Isotope Discrimination and Photosynthesis // Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol. 1989. V. 40. P. 503–537.
27. *Feng X., Epstein S.* Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2599–2608.
28. *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  $34^\circ\text{N}$  to  $52^\circ\text{N}$  in central-east Asia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2008. V. 257. P. 335–343. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.026>
29. *Hare V.J., Loftus E., Jeffrey A., Bronk Ramsey C.* Atmospheric  $\text{CO}_2$  effect on stable carbon isotope composition of terrestrial fossil archives // Nature Comm. 2018. V. 9. 252. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02691-x>
30. *Hatté C., Antoine P., Fontugne M., Lang A., Rousseau D.-D., Zöller L.*  $\delta^{13}\text{C}$  of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation // Quaternary Research. 2001. V. 55. P. 33–38. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2191>
31. *Jenkinson D., Coleman K.* The turnover of organic carbon in subsoils. Part 2. Modelling carbon turnover // Eur. J. Soil Sci. 2008. V. 59(2). P. 400–413. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01026.x>
32. *Kohn M.J.* Carbon isotope compositions of terrestrial  $\text{C}_3$  plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate // PNAS. 2010. V. 107. P. 19691–19695. <https://doi.org/10.1073/pnas.1004933107>
33. *Krull E.S., Skjemstad J.O.*  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  profiles in  $^{14}\text{C}$ -dated Oxisol and Vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy // Geoderma. 2003. V. 112(1). P. 1–29.
34. *Lee X., Feng Z., Guo L., Wang L., Jin L., Huang Y., Chopping M., Huang D., Jiang W., Jiang Q., Cheng H.* Carbon isotope of bulk organic matter: A proxy for precipitation in the arid and semiarid central East Asia // Global Biochem. Cycles. 2005. V. 19. GB4010. <https://doi.org/10.1029/2004GB002303>
35. *Liu W., Feng X., Ning Y., Zhang Q., Cao Y., An Z.*  $\delta^{13}\text{C}$  variation of  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid northwestern China // Global Change Biol. 2005. V. 11. P. 1094–1100. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00969.x>
36. *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.
37. *O'Leary M.H.* Carbon isotopes in photosynthesis // Bioscience. 1988. V. 38. P. 328–336.
38. *Powers J.S., Schlesinger W.H.* Geographic and vertical patterns of stable carbon isotopes in tropical rain forest soils of Costa Rica // Geoderma. 2002. V. 109. P. 141–160.
39. *Rao Z., Chen F., Cheng H., Liu W., Wang G., La Z., Bloemendal J.* High-resolution summer precipitation variations in the western Chinese Loess Plateau during the last glacial // Scientific Rep. 2013. V. 3. P. 2785. <https://doi.org/10.1038/srep02785>
40. *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>
41. *Sage R.F., Wedin D.A., Li M.* The biogeography of  $\text{C}_4$  photosynthesis/ $\text{C}_4$  plant biology. San Diego, CA: Academic Press, 1999. P. 313–373.
42. *Schubert B.A., Jahren A.H.* The effect of atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration on carbon isotope fractionation in  $\text{C}_3$  land plants // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2012. V. 96. P. 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.003>
43. *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  $\delta\text{D}$  values of  $\text{C}_3$  plant- and  $\text{C}_4$  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>
44. *Stevenson B.A., Kelly E.F., McDonald E.V., Busacca A.J.* The stable carbon isotope composition of soil organic carbon and pedogenic carbonates along a bioclimatic gradient in the Palouse region, Washington State, USA // Geoderma. 2005. V. 124. P. 37–47. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.006>
45. *Stewart G.R., Turnbull M.H., Schmidt S., Reskine P.D.*  $^{13}\text{C}$  natural abundance in plant communities along a rainfall gradient: A biological integrator of water availability // Australian J. Plant Physiology. 1995. V. 22. P. 51–55.
46. *Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F.* Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology. 2007. V. 252. P. 440–457. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.002>
47. *Tian H., Chen G., Zhang C., Melillo J.M., Hall C.A.* Pattern and variation of C:N:P ratios in China's soils: a synthesis of observational data // Biogeochemistry. 2010. V. 98(1–3). P. 139–151. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9382-0>
48. *Tieszen L.L., Boutton T.W.* Stable Carbon Isotopes in Terrestrial Ecosystem Research // Stable Isotopes in Ecological Research. V. 68. N.Y.: Springer, 1989. P. 167–195. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3498-2\\_11](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3498-2_11)
49. *Wang Q., Wang X., Wei H., Khormali F., Xie H., Zhang J., Chen F.* Climatic significance of the stable carbon isotopic composition of surface soils in northern Iran and

- its application to an Early Pleistocene loess section // *Org. Geochem.* 2019. V. 127. P. 104–114.  
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2018.11.011>
50. *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>
51. *Xie H., Zhang H., Ma J., Li G., Wang Q., Rao Z., Huang W., Huang X., Chen F.H.* Trend of increasing Holocene summer precipitation in arid central Asia: Evidence from an organic carbon isotopic record from the LJW10 loess section in Xinjiang, NW China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2018. V. 509. P. 24–32.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.04.006>
52. *Zech M., Zech R., Glaser B.* A 240,000-year stable carbon and nitrogen isotope record from a loess-like palaeosol sequence in the Tumara Valley, Northeast Siberia // *Chem. Geology.* 2007. V. 242. P. 307–318.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.04.002>
53. *Zheng S.X., Shangguan Z.P.* Spatial patterns of foliar stable carbon isotope compositions of C3 plant species in the Loess Plateau of China // *Ecol. Res.* 2007. V. 22. P. 342–353.  
<https://doi.org/10.1007/s11284-006-0024-x>

## Stable Carbon Isotopic Composition of Late Pleistocene and Holocene Soil Organic Matter of the Baikal Region

V. A. Golubtsov\*

*Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, 66403 Russia*

*\*e-mail: tea\_88@inbox.ru*

The results of studying the carbon stable isotope composition of soil organic matter in the Baikal region are presented.  $\delta^{13}\text{C}$  content in soils formed in different time varies from  $-30.00$  to  $-21.36\text{‰}$ , which indicates the formation of their organic matter from C3-vegetation biomass for at least the last 35 thousand years. Fractionation of isotopes during organic matter mineralization leads to an increase in  $\delta^{13}\text{C}$  values with the depth. At the same time, in soils in steppe and forest-steppe landscapes, an increase in  $\delta^{13}\text{C}$  is about  $3\text{‰}$ , whereas in forest soils it can reach  $4\text{--}5\text{‰}$ , which is most likely due to a slow transformation of organic residues in the upper horizons of forest soils. In Late Glacial and Early Holocene soils, an elevated content of organic carbon is noted, in which the proportion of low-weight stable isotopes is lower than in recent soils; this may be explained by the influence of permafrost slowing down the transformation of organic matter. In the sequence starting with rather dry soils of the Priol'khonie and Selenga upland to the forest-steppe soils of the Upper Angara region, with its more humid conditions, and further, to the taiga soils of southern Central Siberia, there is a marked decline of the  $\delta^{13}\text{C}$  values in organic matter, and this is a bright example of the  $\delta^{13}\text{C}$  part dependence on soil moisture, precipitation during the vegetation period. Reconstruction of precipitation, performed on the basis of  $\delta^{13}\text{C}$  values, indicates a gradual aridization of the climate starting from the Late Glacial period with a maximum drying in the Middle Holocene, while in the Late Holocene the level of humidization increases. A trend towards a gradual decrease in moisture is also observed during MIS-3. The climate was supposed to be most humid during the formation of the Early Karga soils. In the range of  $36\text{--}31$  kyr BP humidification decreased and became comparable to modern. In the MIS-3 finale, climate humidity is below the current level.

*Keywords:* soils, landscape-climatic changes, Late Pleistocene, Holocene, Baikal region