
ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 551.89+631.4 (571.5)

ПАЛЕОПОЧВЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ ПРЕДСАЯНСКОГО ПРОГИБА (ЮГ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

© 2025 г. В.А. Голубцов^{a, b,*}, О.С. Хохлова^c

^aИнститут географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия

^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^cИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, 142290 Россия

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 17.05.2024 г.

После доработки 23.09.2024 г.

Принята к публикации 24.09.2024 г.

Исследованы отложения красноцветной формации разреза Михайловка, сформированные в ходе прерывистого заполнения эрозионной формы рельефа, заложенной в ходе главной фазы неотектонических поднятий (позднеплиоцен-раннечетвертичное время) на юге Иркутского амфитеатра. В исследуемых осадках выделен педокомплекс из трех почв различной сохранности, формировавшихся в фазы снижения активности экзогенных процессов рельефообразования. Анализ микростроения позволил выделить признаки биогенного остректирования и установить наличие вторичных карбонатов в верхних частях их профилей. Срединные горизонты характеризуются выраженной ориентацией глинистых частиц, содержат натечные формы карбонатов, указывающие на былую подвижность железисто-глинистого и карбонатного вещества в различные по увлажнению периоды. Анализ значений $\delta^{13}\text{C}$ почвенного органического вещества, а также $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных новообразований свидетельствует о значительном участии педогенеза в генезисе последних и говорит в пользу формирования почв на осадках красноцветной формации при гидротермическом режиме, сопоставимом с современным на исследуемой территории. В то же время наблюдаемое изотопное равновесие между карбонатным материалом новообразований и почвенным органическим веществом позволяет предполагать меньшую контрастность гидротермических режимов во внутригодовом цикле и большую длительность вегетационного периода. Почвы и педосedименты, сформированные в пределах красноцветных осадков, обнаруживают на макро- и микроуровнях признаки криогенеза, что свидетельствует о выраженных тенденциях к похолоданию климата в фазы перехода от педогенных к морфолитогенным стадиям.

Ключевые слова: плейстоцен, Байкальский регион, органическое вещество почв, вторичные карбонаты, микроморфология, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, природная среда

DOI: 10.31857/S0032180X25020047, **EDN:** COZCKJ

ВВЕДЕНИЕ

Красноцветные отложения – характерный компонент толщи континентальных осадков неогена и раннего плейстоцена, широко распространенный на юге Европы [28, 43, 49], обширных территориях бывшего СССР [11], включая владины горных систем Средней Азии и Южной Сибири [17, 23], в Центральной и Юго-Восточной Азии [11, 25, 47].

В Восточной Сибири данная группа отложений выделена под общим назначением “красноцветная формация раннего эоплейстоцена” [17, 23, 25] и

занимает стратиграфическое положение на границе неогена и квартара [1, 12, 22]. К настоящему времени в литературе накоплен значительный объем данных, характеризующих особенности их распространения, литолого-фациальную неоднородность [1, 16–18, 25], геохимические характеристики [13, 31], состав палинофлор [2] и фаунистических комплексов [14, 18, 24, 31, 38].

Значительно меньшее внимание уделено исследованиям палеопочв. Их находки нередки в толщах красноцветных отложений опорных разрезов Забайкалья [13, 31], однако подходы к их изучению

обычно базируются преимущественно на литолого-стратиграфических методах четвертичной геологии. За рамками исследования остаются морфогенетическая и аналитическая диагностика признаков элементарных почвообразовательных процессов, что затрудняет оценку выделенных горизонтов как собственно почвенных образований, определение их генетической природы и условий формирования.

Детальные палеопочвенные исследования, в том числе в пределах осадков красноцветной формации, проводились ранее на о. Ольхон [4, 22]. Они позволили оценить фациальное разнообразие почв западной части Байкальской впадины, выяснить последовательность становления и изменения почвенных свойств, а также формирующих их элементарных почвообразовательных процессов в сложно построенных профилях в меняющейся природной среде неоген-раннечетвертичного времени.

Вместе с тем к западу от оз. Байкал, где осадки красноцветной формации распространены в значительно меньшей степени [17, 25], отмечается недостаток данных об их строении и литологических свойствах, остаются открытыми вопросы выделения в них погребенных почв. Заполнение указанных пробелов будет способствовать критическому анализу взглядов на ландшафтно-климатическую неоднородность региона в плиоцен-раннечетвертичное время и углублению представлений о палеогеографии исследуемой территории.

Цель работы – на основе анализа морфологических, минералогических и изотопных данных реконструировать строение палеопочв и условия их формирования в отложениях красноцветной формации Предсаянского прогиба.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследования располагается в пределах Иркутского амфитеатра, которым принято называть южный выступ Сибирской платформы, обрамляемый горно-складчатыми сооружениями Байкальской рифтовой зоны и Восточного Саяна (рис. S1a).

Преобладают лесостепные ландшафты, для которых характерно чередование хвойно-мелколиственных лесов с серыми метаморфическими почвами [15] (*Luvic Phaeozems* [42]) и участков остепненных лугов и степей с черноземами глинисто-иллювиальными (*Luvic Chernozems*). Климат – резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха -2.2°C . Среднемесячная температура июля $+17.7^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января -23.4°C [21]. 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), очень медленно оттаивают весной и в начале лета [20].

Годовая сумма осадков составляет 350–400 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 [21]. Максимум влагообеспеченности во второй половине лета совпадает с большим расходом влаги на физическое и биологическое испарение (до 130–140 мм за месяц), что препятствует сквозному промачиванию почв. Имеет место непромывной тип водного режима [20].

В геологическом строении участвуют доломиты и известняки кембрия, конгломераты, песчаники и угленосные алевролиты юры [10]. Важная роль в четвертичном покрове рассматриваемого района принадлежит субаэральным делювиально-солифлюкционно-эоловым лёссовидным суглинкам и супесям, которые участвуют в строении разновозрастных террас, относительно маломощным чехлом покрывают склоны речных долин, выходят на водораздельные пространства, нивелируют неровности погребенного рельефа [16, 17, 19, 25].

Наиболее характерен для исследуемой территории эрозионно-аккумулятивный полого-холмистый рельеф, главным элементом которого являются плоские водоразделы с выходами пород кембрия в пределах эрозионных форм. Территория в различной степени расчленена широкими долинами Ангары и ее притоков, мелкими распадками, оврагами.

Развитие рельефа в течение позднего кайнозоя было обусловлено преобладанием тенденций к прерывистому поднятию, ростом синклинальных депрессий и разделяющих их антиклинальных гряд. При этом условия для возникновения сколько-нибудь мощных накоплений рыхлых отложений отсутствовали, за исключением отдельных участков, где общее поднятие осложнялось дифференцированными тектоническими движениями [23].

Красноцветные отложения изучены на левобережье р. Ангара в пределах склона долины временного водотока (рис. S1b). Территория располагается на площади Трошковского месторождения оgneупорных глин, представляющих собой переотложенную кору выветривания карбонатных пород постпaleозойского возраста, приуроченную к базальному горизонту юрских отложений [10, 23]. В разрезе месторождения выделяют следующие литолого-стратиграфические горизонты: четвертичные суглинки, юрские рыхлые арковые песчаники, подпесчаниковые глины, кремнисто-глинистая брекция и карбонатные породы нижнего кембрия [10].

В разрезе Михайловка ($52^{\circ}59'25.95''$ N, $103^{\circ}18'02.02''$ E) вскрывается строение кровли данной толщи, представленной покровными плейстоцен-голоценовыми субаэральными лёссовидными суглинками (мощностью около 5 м), по резкому контакту перекрывающими красноцветные глины

с многочисленными карбонатными нодулями и несколькими уровнями почвообразования различной сохранности (рис. S1c, рис. 1). Отложения красноцветной формации выполняют погребенную эрозионную форму, врезанную в подстилающие осадки юрской системы.

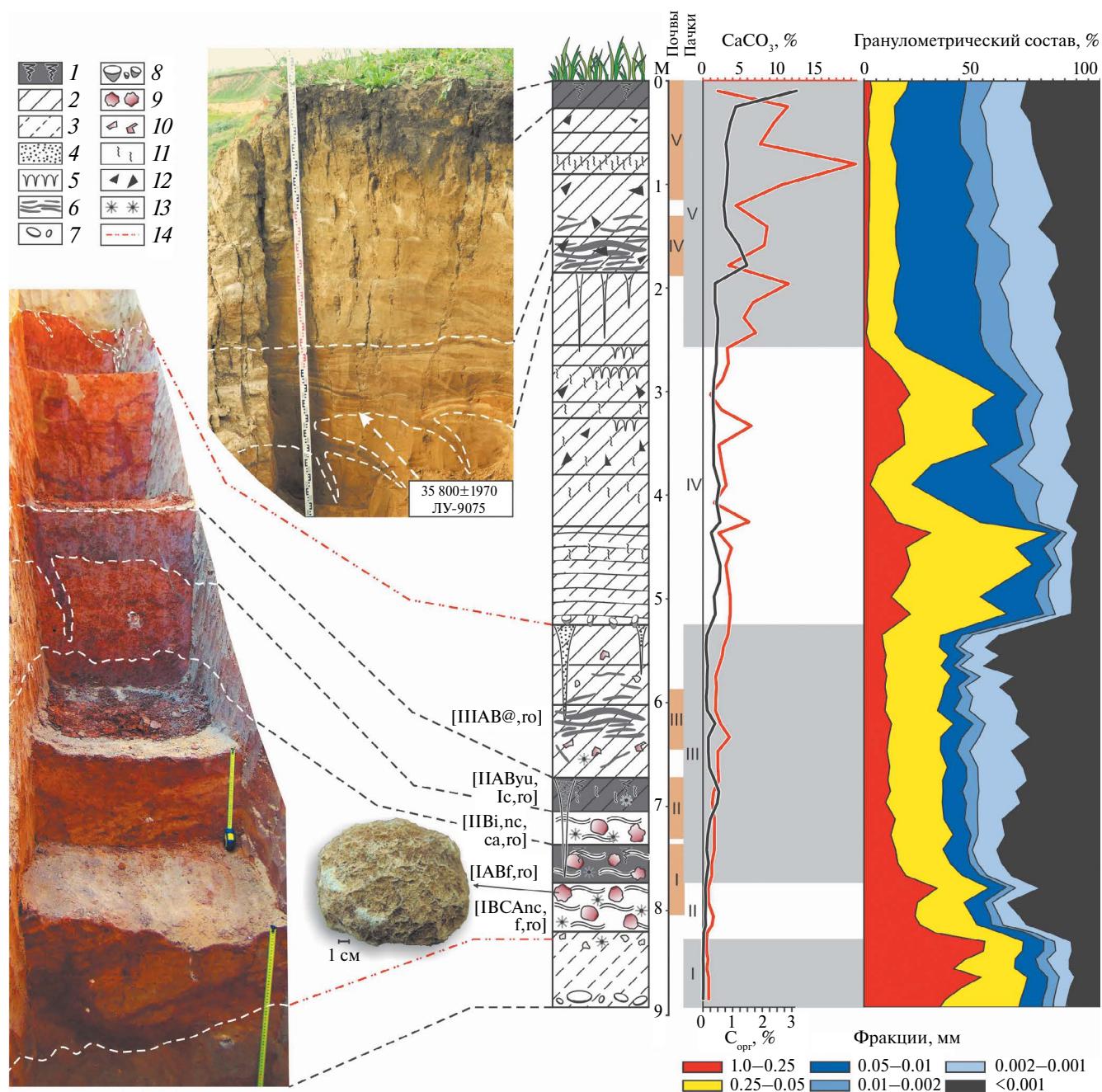


Рис. 1. Строение отложений, палеопочв и карбонатных новообразований разреза Михайловка (слева); гранулометрический состав отложений, содержание общего органического углерода и карбонатов (справа): 1 – гумусовые горизонты; 2 – суглинки; 3 – супеси; 4 – пески; 5 – грунтовые жилы; 6 – педоседименты; 7 – галечниковые включения; 8 – карбонатные кутаны; 9 – ненарушенные карбонатные нодулы; 10 – обломки карбонатных нодулей; 11 – карбонатные жилки; 12 – включения углей; 13 – железо-марганцевые стяжения; 14 – границы стратиграфических несогласий.

Красноцветные отложения залегают на глубинах 520–820 см, что выше днища долины р. Ангара на 110 м. Данная находка не единственная в пределах Ангаро-Бельского междуречья. Ранее здесь фиксировались красноцветные образования преимущественно делювиального генезиса [16, 17]. Исходя из ранее выполненных оценок гипсометрического уровня непереотложенных красноцветов на Ангаро-Бельском междуречье [17], можно констатировать отсутствие их более поздних смещений в результате действия экзогенных процессов. Подробное описание строения отложений опубликовано ранее [9].

В ходе полевых работ основное внимание уделяли фациальному анализу отложений, морфогенетическому анализу разновозрастных палеопочв, анализу распределения карбонатных новообразований (**КНО**). Пачки выделяли на основании вариаций текстуры, цвета и гранулометрического состава отложений, а также строения погребенных почв. Для дальнейших исследований отобрали 63 образца с шагом от 5 до 20 см, а также 12 образцов КНО ненарушенного сложения. Цвет образцов определяли в воздушно-сухом состоянии согласно [46].

В лабораторных условиях образцы высушивали до воздушно-сухого состояния, растирали и просеивали через сито диаметром 1 мм с последующим удалением тонких корней. Оценку содержания карбонатов (CaCO_3) проводили ацидиметрическим методом [5]. В дальнейшем образцы обрабатывали 10% HCl для удаления карбонатов, промывали дистиллированной водой и высушивали при температуре 40°C. Гранулометрический состав определяли по средней пробе в стоячей воде пирофосфатным методом [3].

Общее содержание органического углерода в органическом веществе (**ОВ**) почв исследовали методом пиролиза проб на анализаторе CHNS Vario Isotope Cube (Elementar, Германия). Состав стабильных изотопов углерода измеряли на комплексе оборудования CHNS-анализатор Vario ISOTOPE Cube – масс-спектрометр Isoprime precisION IRMS, соединенных в режиме непрерывного потока. Измерения проводили в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН (г. Москва). Состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) КНО исследовали с использованием масс-спектрометра Thermo Finnigan MAT 253 с системой пробоподготовки GasBench II в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН). Результаты всех изотопных измерений представлены в промилле (‰) относительно стандарта VPDB. Стандартные отклонения для измерений составили $<0.1\%$.

Глинистые минералы идентифицировали методом подготовки ориентированного материала

пробы с осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550°C в течение 3 ч и насыщением этиленгликолем [26]. Ориентированные образцы снимали на дифрактометре ДРОН-3.0.

Микроморфологические исследования выполняли в тонких шлифах с использованием микроскопа AxioScope A1 Carl Zeiss (Германия) в ЦКП ИФХиБПП РАН, г. Пущино, на основе принципов и терминологии, предложенной в работе [6].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общее строение и свойства отложений. В строении исследуемой толщи выделены 5 пачек (рис. 1), характеризующихся следующими особенностями:

I пачка (890–825 см) – юрские аллювиальные отложения, песчаные, бескарбонатные, крупно-среднезернистые с перекрестной косой слоистостью, представленной чередованием желтовато-серых и белых слойков (10YR 6/6–7/6), немногочисленными включениями валунного и галечникового материала;

II пачка (825–771 см) – базальные слои красноцветных образований, неоднородно окрашенные (от охристых (7.5YR 5/6–6/6) до желтовато-серых и белых с желтоватым оттенком (10YR 6/6–7/6)) в разной степени опесчаненные суглинки, насыщенные дресвой. Отмечается существенное варьирование количественного соотношения различных фракций гранулометрического состава, общая несортированность. Мелкозем бескарбонатен, фиксируются крупные (до 10 см) карбонатные нодулы в порах и трещинной сети;

III пачка (771–524 см) – переслаивание глин и тяжелосуглинистых отложений бордовых (5YR 4/4), красных с коричневатым оттенком (5YR 5/4) в подшве (771–600 см) и охристых (2.5YR 4/4–4/6) – ярко-красных (2.5YR 4/8) тонов в кровле (600–524 см). Сортированность отложений незначительна, характерны включения дресвы. Отмечается резкий несогласный контакт отложений с перекрывающими серовато-коричневыми осадками, нарушение кровли красноцветов клиновидными структурами, заложенными с глубины 520 см и проникающими на глубину до 1 м. Их ширина в верхней части не превышает 15 см, в нижней – 3 см. Структуры заполнены серовато-коричневым песчаным заполнителем, резко контактирующим с вмещающими красноцветными осадками;

IV пачка (524–265 см) – переслаивание легких суглинков и супесей желтоватых, сероватых и светло-коричневых оттенков (от 1YR 6/3 до 10 YR 5/3–5/4). Обнаружены существенные колебания песчаных и пылеватых фракций, совпадающие с резкими морфологическими границами между отдельными слоями. Распределение ила довольно однородно. Карбонаты присутствуют преимущественно

но в дисперсной форме. Обломочные включения отсутствуют. Отмечены несколько уровней заложения мелких (ширина у основания до 1.5 см и глубиной до 6 см) грунтовых жил в интервале 320–280 см;

V пачка (265–0 см) — лёссовидные суглиники с однородным гранулометрическим составом, в котором преобладают пылеватые фракции. Прочная призматическая структура, существенное (до 20%) содержание карбонатов в мелкоземе при резких колебаниях данного показателя по слоям. КНО выражены слабо и представлены жилками по ходам корней. На глубине 185 см фиксируется уровень заложения грунтовых жил, шириной у основания до 10 см, проникающих в подстилающие отложения на глубину до 60 см. В ряде случаев отмечаются деформации жил, связанные с последующими турбационными процессами.

Морфология и микростроение палеопочв. В толще красноцветных отложений (пачки II и III) выделяются профили трех палеопочв. Профиль нижней из них (*палеопочва I*) характеризуется бордовыми (5YR 4/4) тонами окраски, глинистым составом, прочной ореховато-призматической структурой, отсутствием CaCO_3 в мелкоземе и многочисленными крупными карбонатными нодулями, распределющимися неупорядоченно и приуроченными к пустотам между структурными отдельностями. Горизонт [IABf,ro] фиксируется на глубине 740–771 см. В его строении преобладает глинисто-железистая микромасса, консолидированная (рис. 2d), имеющая слабую оптическую ориентировку в скрещенных николях — струйчатую, волокнистую, вокругпоровую (рис. 2e). Материал разбит трещинной сетью на агрегаты округлой и угловатой формы с внедренными зернами первичных минералов и обломков пород. Иногда агрегаты сложноорганизованные, имеют несколько порядков (рис. 2f). Фиксируются признаки биогенной агрегации (округлые агрегаты разных порядков), дробления почвенной массы мезофагуной (выбросы в порах) (рис. 2f, зеленые стрелки), а также обломки биогенных карбонатных аккумуляций (рис. 2d, желтая стрелка; 2g). Множество пятен Fe–Mn оксидов разбросано в тонкодисперсной массе (рис. 2h). Помимо таких пятен в порах отмечаются потеки “чистых” Fe оксидов, не содержащих глины (рис. 2h, зеленая стрелка).

В срединной части профиля (771–805 см, горизонт [BCAnc,f,ro]) фиксируются затеки Fe-глинистого состава (рис. 2a, зеленая стрелка) в пустотах и КНО в форме окарбоначенных корневых клеток (рис. 2a–2c, желтая стрелка), имеющие полости в центре, заполненные одноразмерными зернами микроспарита с круговой ориентацией. Остроугольные зерна скелета песчаной размерности покрыты тонкими глинистыми оболочками, микромасса имеет спутанно-волокнистый тип оптической ориентации (рис. 2c).

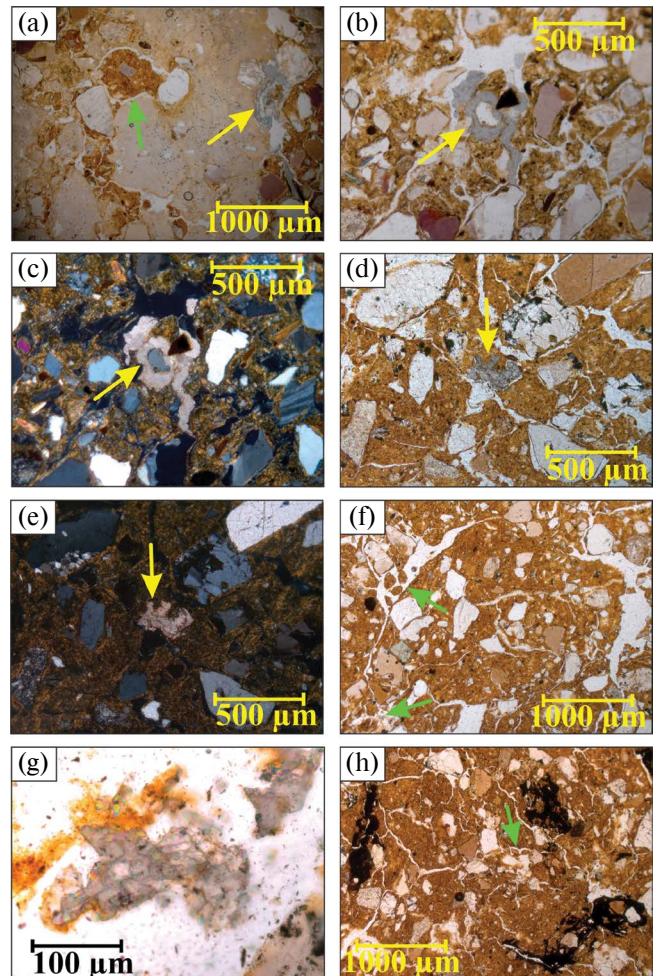


Рис. 2. Микростроение горизонтов почвы I. Фото (а), (б), (д), (ф), (г), (х) сняты при параллельных николях; (с), (е) — при скрещенных. Пояснения к фото в тексте.

Горизонт [IIAVu,lc,ro] *палеопочвы II* приурочен к глубинам 670–705 см. Его окраска неоднородна (основной фон 5YR 3/2) и местами приобретает выраженные серые оттенки (вплоть до 10YR 3/2). Характерна прочная ореховатая структура, языковатость нижней границы. Единичные крупные языки, заполненные более темным гумусированным материалом, берут начало у верхней границы горизонта и проникают на глубину до 80 см. Карбонаты практически отсутствуют в мелкоземе, но фиксируются в виде плотных трубок по бывшим ходам корней небольшого диаметра (до 1–2 мм).

Микростроение описываемого горизонта неоднородно. Зоны концентрации Fe-глинистой микромассы чередуются с участками, обогащенными пылеватым и песчаным скелетом (рис. 3а, 3б). Глина анизотропна, отмечается чешуйчатая, волокнистая, перекрестно-волокнистая, вокругскелетная ее ориентировка, встречаются редкие глинистые

папулы с высоким двупреломлением (рис. 3b, зеленая стрелка). Видна ооидная агрегированность тонкодисперсной массы с ооидами разных порядков (рис. 3c). Вдоль пор и трещин глина имеет более светлый (желтый) цвет, фрагментируется. В поровом пространстве часто содержатся неупорядоченные, разрозненные биогенные карбонатные аккумуляции типа окарбоначенных корневых клеток (рис. 3d). Характерна фрагментация Fe–Mn натеков в порах трещинами на неравные части (рис. 3e). Зерна первичных минералов (в частности кварца) покрыты трещинами, местами на поверхности трещин видны затеки Fe-глинистого состава, сами зерна остроугольны (рис. 3f).

Подгумусовая часть профиля (горизонт [ПВи,nc,ca,ro]) характеризуется прочной орехово-вато-призматической структурой, неоднородной прокраской педов, более темной на поверхности (5YR 3/2) и более светлой в пределах внутрипедной массы (5YR 3/3). Характерно слабое накопление илистой фракции по сравнению с вышележащим горизонтом (коэффициент дифференциации по илу 1.26). На фоне низкого содержания карбонатов в мелкоземе отмечается значительное количество карбонатных нодулей в поровом пространстве.

Микростроение горизонта характеризуется сочетанием микрозон концентрации глинисто-железистой микромассы консолидированного, уплотненного сложения и агрегированной в форме неясно выраженных ооидов (рис. 3g). Глина имеет слабую оптическую ориентировку. В поровом пространстве видны скопления вторичного микроспата, образующего обособленные или представленные небольшим количеством зерен кальцита стяжения, соединенные мостиками между собой (рис. 3g, 3h). Отмечается вокругпоровая, вокругскелетная ориентировка тонкодисперсной массы, имеющей ярко-красный цвет (рис. 3i). Зерна кварца и других первичных силикатов покрыты трещинами (рис. 3i, 3j).

Строение вышележащей палеопочвы III (600–635 см) не позволяет выделить генетических горизонтов. Фрагменты гумусового горизонта сохранились в виде линз и затеков с сероватыми тонами окраски (5YR 4/3–4/4) (горизонт [ПВАВ@,ro]). Почва в значительной степени нарушена турбационными процессами, на что указывает незначительная сохранность карбонатных нодулей. Большинство из них присутствует в виде обломков. Отмечается рост содержания карбонатов в мелкоземе.

Микростроение педоседиментов палеопочвы III в целом сходно с таковым для горизонта [ПВи,nc,ca,ro] палеопочвы II с большей нарушенностью микромассы сетью сравнительно крупных и протяженных пор-трещин.

В перекрывающих красноцветы отложениях (524–320 см) признаки криогенеза отсутствуют как

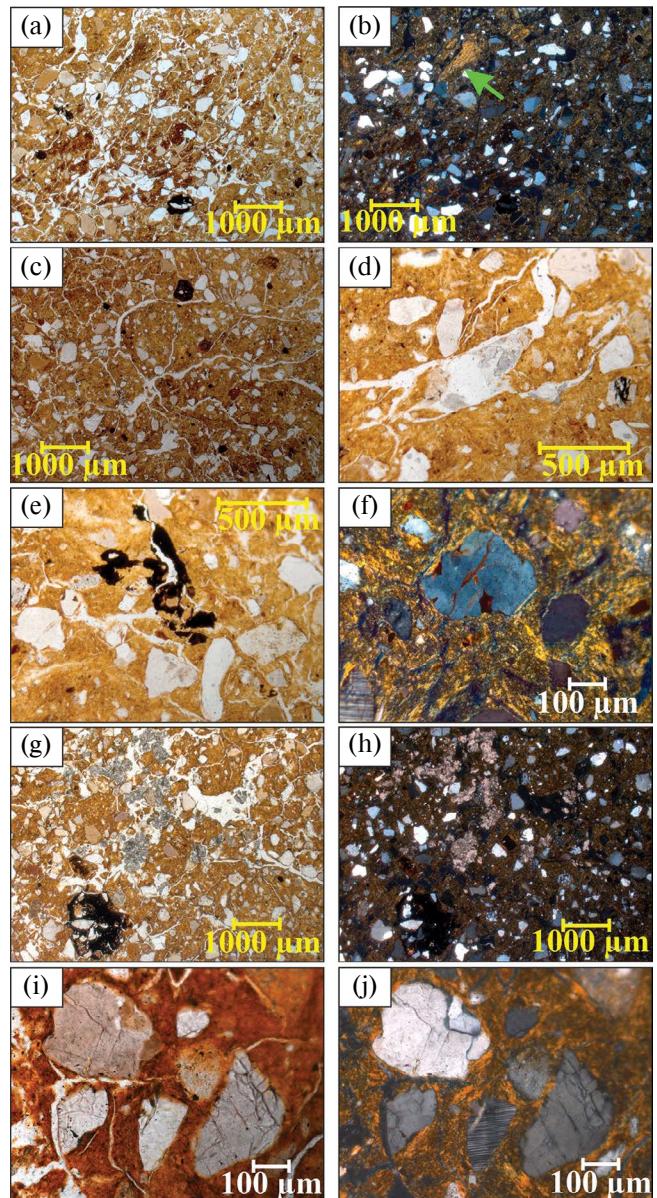


Рис. 3. Микростроение горизонтов почвы II. Фото (а), (с)–(е), (г), (и) сняты при параллельных николях; (б), (ф), (х), (ж) – при скрещенных. Пояснения к фото в тексте.

на макро-, так и на микроуровне. Принципиально меняется тип глинистой микромассы, приобретающей буровато-коричневые тона окраски. Микростроение агрегатно-скелетное, тонкодисперсный материал в виде округлых агрегатов расположен между грубодисперсными компонентами. Вокруг зерен кварца, которые практически не имеют трещин на поверхности, присутствуют пылевато-глинистые покровы.

Хорошо выраженные грунтовые жилы заложены с глубины 185 см. Они заполнены гумусированным материалом палеопочвы IV, фрагменты

горизонтов [IVAB@_lc] которой залегают выше (150–185 см) и имеют каргинский (МИС 3) возраст [9]. Для педоседиментов характерно полосчато-линзовидное чередование легкосуглинистого темно-серого (10YR 4/3) материала гумусовых и буровато-коричневого (10YR 5/3) среднесуглинистого материала иллювиальных горизонтов, криогенно-плитчатая структура. В микростроении выделяются разнородные участки (рис. 4а): светло-коричневые, пропитанные вторичными карбонатами и содержащие литогенные карбонаты (рис. 4а, 4б верх); и буро-коричневые глинисто-силикатные (рис. 4а, 4б низ). Первые сложены угловатыми агрегатами разных порядков, вмешают хаотично расположенные минеральные зерна скелета пылеватого размера, несут признаки биогенной проработки в виде выбросов в порах. Вторые обогащены глинистой плазмой, сконцентрированной в виде ооидов (рис. 4с, 4д). Характерна вокругскелетная, вокругагрегатная ориентировка тонкодисперсной массы (рис. 4д). Идентифицируется криогенная сортировка грубого силикатного материала в микромассе (рис. 4с, стрелки показывают линию из зерен кварца сверху вниз). Зерна кварца практически лишены трещин на поверхностях.

Современная почва IV представлена черноземом выщелоченным (Luvic Chernozem), детальное описание которого выполнено ранее [9].

Состав глинистых минералов. В илистой фракции почвы I отмечается присутствие хорошо окристаллизованных форм каолинита, монтмориллонита, гидрослюд с разбувающими смеクтиковыми пакетами, смешанослойных минералов типа гидрослюда-смектит, следы хлорита (рис. S2). Несколько отличается по характеру глинистого материала кровля почвы II. Здесь также присутствуют

каолинит, монтмориллонит, смешанослойные гидрослюдо-смектитовые образования, однако глинистой составляющей заметно меньше, а минералы структурно несовершенны. Сходный минералогический состав характерен и для верхней части красноцветных отложений (520–690 см) (рис. S2). В перекрывающих сероцветных отложениях наряду с существенным снижением глинистой составляющей заметно меняется и ее состав. Снижается участие каолинита, растет доля смешанослойных образований гидрослюда-смектитового типа с примесью хлорит-смектитов (рис. S2).

Содержание органического углерода и его изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$). Содержание общего органического углерода колеблется в широких пределах от 3.4% в гумусовом горизонте современного чернозема до практически полного отсутствия в юрских отложениях (рис. 1). Относительные пики содержания C_{org} характерны для гумусовых горизонтов палеопочв и педоседиментов. В пределах красноцветной толщи такие пики достигают 0.47 и 0.31% для почвы II и III соответственно. В педоседиментах МИС 3 содержание C_{org} достигает 1.2%.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ ОВ современной и каргинской (МИС 3) почв сходны и составляют -24.82 и $-24.47\text{\textperthousand}$ соответственно. ОВ почв, погребенных в пределах красноцветной формации, характеризуется более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, варьирующими от -25.57 до $-26.21\text{\textperthousand}$ (рис. 5а).

Микростроение КНО. Во внутреннем строении карбонатных нодулей, наиболее характерных для профилей палеопочв I и II, отмечается сложный дендритоподобный рисунок и рельеф [9], существенно отличный от строения твердых педогенных карбонатных конкреций [29]. В то же время обращают на себя внимание обширные внутренние полости, выполненные практически идеальными по форме и размерам зернами кальцита микроспиритовой и/или спаритовой размерности [9], формировавшимися в спокойных условиях перекристаллизации при избытке карбонатного вещества.

Изотопный состав углерода и кислорода КНО. Отмечаются заметные различия в составе стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) для вторичных карбонатов в голоценовых и позднеплейстоценовых почвах региона, карбонатных нодулей из красноцветных отложений (рис. 5). Для последних отмечается выраженное обеднение состава стабильных изотопов углерода ^{13}C , своеобразное педогенным карбонатам [53].

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование отложений в контексте развития рельефа исследуемой территории. Строение и состав отложений разреза Михайловка позволяют выделить различные фазы в их формировании.

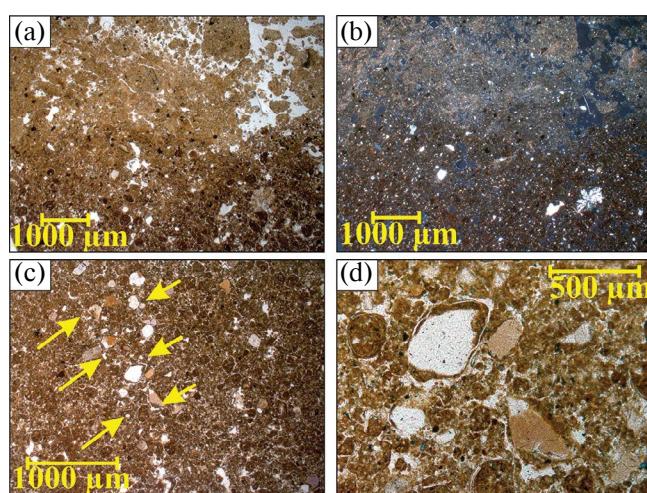


Рис. 4. Микростроение горизонтов почвы IV. Фото (а), (с), (д) сняты при параллельных николях; (б) – при скрещенных. Пояснения к фото в тексте.

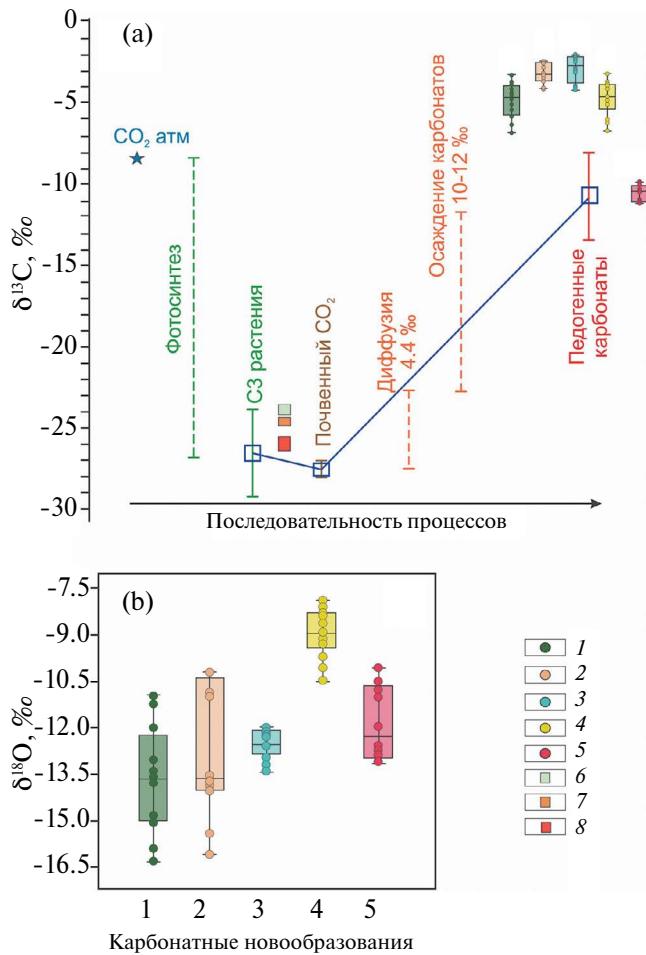


Рис. 5. Фракционирование ^{13}C в почвах (пунктирные линии) [53]; значения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв, карбонатного материала нодулей разреза Михайловка и их сопоставление с $\delta^{13}\text{C}$ педогенных карбонатов Байкальского региона (а); сопоставление состава стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) КНО разреза Михайловка и педогенных карбонатов Байкальского региона (б). Цифры 1–5 по оси х соотносятся с позициями легенд. Условные обозначения: 1–3 – вторичные карбонаты в голоценовых (МИС 1) (1), сартанских (МИС 2) (2) и каргинских (МИС 3) (3) почвах лесостепи Предбайкалья; 4 – вторичные карбонаты в голоценовых почвах степи Забайкалья; 5 – карбонатные нодули из красноцветов разреза Михайловка; 6 – $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв Забайкалья; 7 – $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества современной и МИС 3 почв разреза Михайловка; 8 – $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества красноцветных почв разреза Михайловка.

Наиболее ярко выражены этапы денудации и перерывов в осадконакоплении, проявлению которых благоприятствовал общий характер развития рельефа исследуемой территории. Ранний подобный этап фиксируется по резкой смене строения и состава отложений на границах пачек I и II (этап

заложения эрозионной формы). Последующая фаза фиксируется стратиграфическим несогласием на границе пачек III и IV. Существенные различия в составе отложений красноцветной формации (пачка III) и перекрывающих их лёссовидных суглинков (пачка IV) могут свидетельствовать о значительной длительности перерыва в осадконакоплении [16, 17]. К fazам аккумуляции могут быть отнесены время формирования осадков красноцветной формации (пачка III) в ходе прерывистого заполнения эрозионной формы, а также последующее погребение красноцветов под толщей субаэральных лёссовидных отложений (пачки IV и V).

Согласно существующим представлениям о ходе развития рельефа и стратиграфии рыхлых отложений позднего кайнозоя в регионе [7, 16, 17, 23], осадки красноцветной формации начали формироваться на юге Иркутского амфитеатра до начала главной (эоплейстоценовой) фазы неотектонической активизации на неогеновых придолинных поверхностях выравнивания [17, 23]. Однако усиление неотектонических движений на рубеже плиоцена и квартера и сопровождавших их эрозионных процессов [7] не способствовали сохранению красноцветов, а накопившиеся осадки лишь в редких случаях смогли уцелеть от размыва на выпущенных водораздельных пространствах, верхних ярусах склонов речных долин, в тальвегах погребенных оврагов и балок, днищах карстовых форм рельефа [16, 17].

Геоморфологическая позиция, строение и состав отложений разреза Михайловка хорошо вписываются в указанный контекст. Очевидно, что формирование исследуемых осадков протекало в зоне транзита рыхлого и грубообломочного материала с приводораздельных участков в днища долин, обеспечивавшегося через систему падей и оврагов. Заложение этих эрозионных форм логично связывать с активным расчленением склонов долин, обусловленным импульсами главной фазы неотектонических поднятий, когда гидросеть региона в значительной степени приблизилась к своим современным очертаниям [7, 23]. Последовавший активный размыв красноцветной коры выветривания обусловил, в частности, и прерывистое заполнение отрицательных форм рельефа относительно грубыми, слабосортированными осадками красноцветной формации. Учитывая современные хроностратиграфические представления [12, 13, 31], аккумуляцию последних логично связывать с первой половиной раннего плейстоцена.

Указанные временные рамки при их логичности не претендуют на достаточную точность и должны оцениваться как предварительные. Основными причинами для этого служат отсутствие на текущем этапе исследования данных абсолютного датирования, общая слабая хроностратиграфическая изученность отложений красноцветной формации

к западу от оз. Байкал, обусловленная их незначительной сохранностью, наличием стратиграфических несогласий и пр.

Сопоставление исследуемых отложений с осадками опорных разрезов Байкальского региона. Отложения красноцветной формации разреза Михайловка сходны с таковыми в ранее изученных разрезах Западного Забайкалья [1, 13, 14, 25] и о. Ольхон [4, 18]. Прежде всего, это проявляется в совокупности литологических особенностей [10, 16, 17, 22].

Исследуемые отложения, как и ранее обнаруженные красноцветы, представлены преимущественно делювиальными и пролювиальными генетическими типами и отложены, по всем признакам, в незначительном удалении от источников их питания.

Кроме красных оттенков, составляющих главную специфическую черту, для гранулометрического состава отложений характерно большое варьирование количественных соотношений различных фракций; общая глинистость, сопровождающаяся слабой сортировкой материала, наличие грубобломочных (преимущественно дресвынистых) включений. В соответствии с низкой сортировкой находится морфология скелета отложений – зерна практически неокатаны, острогульны (рис. 2, 3). Преобладает кварц и полевые шпаты. В составе глинистых минералов наибольшее участие принимают гидрослюды, смектиты, каолинит (рис. S2). Важнейшей литологической особенностью, указывающей на сходство в типах аутигенного минералообразования в осадках красноцветной формации, является их насыщенность карбонатами, чаще всего в форме нодулей [13, 17, 22, 23]. Подобное сходство, в большинстве случаев не зависящее от смен подстилающих пород, может указывать на близкие условия формирования красноцветов [23].

В то же время ряд признаков дает возможность соотнесения красноцветов разреза Михайловка именно с верхними пачками отложений красноцветной формации опорных разрезов Байкальского региона, формирование которых протекало уже в рамках квартера (начальные фазы раннего плейстоцена).

Одним из них является свидетельство резко размыва, предваряющего начало аккумуляции отложений и указывающего на возросшую интенсивность экзогенных процессов рельефообразования. В Забайкалье подобный несогласный контакт характерен для верхних пачек красноцветных отложений разрезов Толгой (горизонт 1.2) и Улан-Жалга (слой 1–8) [31]. В стратотипических разрезах о. Ольхон [10, 18] перерыв отделяет нижнюю часть харанцинской свиты с относительно спокойными условиями осадконакопления, способствовавшими формированию полноразвитых коричневых почв, от верхней, характеризующейся

наличием маломощных синседиментационных почв [4, 22]. Размыв подстилающих нижнеплиоценовых отложений предшествовал накоплению красно-коричневых глин и глинистых песков каштакской свиты Предсаянского прогиба [10].

Вторым признаком являются следы криогенных процессов, обнаруженные в осадках красноцветной формации разреза Михайловка. Ранее криогенные деформации и другие свидетельства формирования многолетнемерзлых пород фиксировались в кровле харанцинской свиты [4, 18, 22], в раннеплейстоценовых осадках разрезов Толгой [13, 32] и Улан-Жалга [31]. Подобные находки указывают на существенный перелом климата в сторону похолодания, о чем также свидетельствуют данные исследований донных осадков оз. Байкал [7, 18]. С этого времени многолетняя мерзлота могла оказывать заметное влияние на почвы региона.

Общий палеоклиматический контекст территории исследования и условия формирования палеопочв. Позднеплиоцен-раннечетвертичное время оценивается в качестве этапа интенсивного орогенеза как в пределах юга Восточной Сибири [7, 23], так и в целом в Евразии [50]. Это оказало существенное влияние на атмосферную циркуляцию и привело к похолоданию климата [41]. В исследуемом регионе оно наряду с ростом гор благоприятствовало формированию первых ледников в горном обрамлении Иркутского амфитеатра и оказало влияние на развитие ландшафтов [7, 35].

Данные исследований донных осадков оз. Байкал свидетельствуют о росте участия темнохвойных сообществ из родов *Picea*, *Abies*, *Pinus* и резком снижении участия туши и умеренно-термофильных древесных растений в результате похолодания на границе плиоцена и квартера. Указывается на умеренно-теплый и умеренно-влажный климат, близкий к современному климату зоны boreальных лесов [7].

В то же время рост орографических барьеров отразился на распределении осадков в регионе, и многие ландшафты могли начать испытывать недостаток атмосферного увлажнения, что определило сокращение лесных ландшафтов и распространение степных/лесостепных сообществ в регионе [35]. Снижение количества осадков находит отражение в осадках оз. Байкал [45], в субаэральных отложениях лёссового плато Китая [36]. Тенденция к остепнению ландшафтов наблюдается в восточной Берингии [33]. Возможное расширение ареалов степных ландшафтов в Байкальском регионе на границе позднего плиоцена и квартера не противоречит и составу гиппарионовой фауны ряда опорных разрезов [1, 14].

Наряду с изменением атмосферной циркуляции существенный вклад в похолодание, начавшееся в finale позднего плиоцена, могло внести и

резкое уменьшение концентрации CO_2 в атмосфере. По сравнению с теплой фазой середины плиоцене (3.29–2.97 млн л.н.) она снизилась к позднеплиоцен-раннечетвертичному времени практически в два раза (до 350–210 ppm) [39] и стала сопоставимой с концентрацией CO_2 в атмосфере в позднем плейстоцене и голоцене [40].

Подобные изменения климата, судя по микростроению, отразились и на формировании исследуемых почв. Обращают на себя такие особенности микростроения красноцветных отложений и сформированных на них почв, как вокругскелетная и вокругагрегатная ориентация тонкодисперсной массы, сепарация песчано-пылеватых частиц в межагрегатном пространстве, оoidная агрегированность тонкодисперсной массы, высокая трещиноватость первичного силикатного материала. Перечисленные признаки расцениваются как криогенные [6, 51]. Они присутствуют практически во всем разрезе. Наилучшая их выраженность характерна для палеопочв II, III и IV, что позволяет предполагать наличие фаз относительно глубоких похолоданий во время их формирования или в последующие фазы морфолитогенеза.

В целом верхние части профилей почв, сформированных на осадках красноцветной формации, характеризуются признаками активности мезофагуны как в виде биогенного оструктурирования тонкодисперсной массы и биотурбаций, так и в виде биогенных КНО, а также организации порового пространства под влиянием корневых систем растений. Срединные горизонты демонстрируют признаки ориентации глинистых частиц, содержат натечные формы карбонатов, что свидетельствует о подвижности железисто-глинистой и карбонатной тонкодисперсной массы в различные по увлажнению периоды и характерно для лесостепных почв. Подобные признаки указывают на определенное сходство почв, сформированных на красноцветных отложениях, с современными почвами территории исследования. Данная точка зрения с некоторыми оговорками находит подтверждение и при анализе изотопных данных.

Интерпретация изотопных данных. Главным источником для формирования почвенного ОВ является биомасса растений, которые в зависимости от условий произрастания и типа фотосинтеза могут характеризоваться различным составом стабильных изотопов углерода. Значения $\delta^{13}\text{C}$ C3-растений в среднем составляют $-26\text{\textperthousand}$. C4-растения характеризуются $\delta^{13}\text{C}$ около $-12\text{\textperthousand}$ [37, 53]. $\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв тесно коррелирует с $\delta^{13}\text{C}$ биомассы производящих его растений, несмотря на фракционирование изотопов в ходе разложения органических остатков [34, 53]. Факторы, влияющие на $\delta^{13}\text{C}$ растений, отражаются и в $\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв (рис. 5а).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ ОВ исследуемых почв свидетельствуют об их формировании в условиях фитоценозов с доминированием C3-растений (рис. 5а). Данное обстоятельство свидетельствует об определенном сходстве в условиях формирования почв. С учетом экологии C3-растений [37], педогенез наиболее вероятно протекал при относительно низких температурах и повышенной влажности.

Несмотря на указанное сходство, наблюдается обеднение ^{13}C ОВ палеопочв, погребенных в пределах красноцветов, по сравнению с современной и МИС 3 почвами. Такое явление противоречит широко известной закономерности утяжеления изотопного состава ОВ в ходе его минерализации [34], что позволяет предполагать подчиненное значение внутрипочвенного фракционирования изотопов углерода в наблюдаемых вариациях изотопного состава ОВ почв. Наряду с сопоставимыми концентрациями CO_2 в атмосфере, преобладанием C3-растений на современном этапе и в плиоцен-раннечетвертичное время это наводит на мысль о различиях в климатических условиях как основном факторе вариаций изотопных соотношений $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$. Выявленная ранее [8] зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв региона от количества осадков позволяет предполагать несколько большее по сравнению с современным атмосферное увлажнение для времени формирования почв на красноцветных отложениях. Этот вывод подкрепляется выявленными на микроуровне редоксиморфными признаками в изучаемых почвах красноцветной формации: подвижность оксидов железа, обеднение микромассы красящими агентами вдоль пор и трещин, Fe–Mn натеки и пятна.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных нодулей, наиболее характерных для палеопочв I и II, больше, чем $\delta^{13}\text{C}$ ОВ вмещающих их почв на $14\text{--}16\text{\textperthousand}$ (рис. 5а). Это позволяет рассматривать продуцируемый корнями и микроорганизмами CO_2 в качестве основного источника углерода карбонатов. Стоит отметить, что формирование таких крупных КНО вряд ли возможно в ходе одностороннего и непрерывного процесса. Наиболее вероятно, что исходно они являются продуктом совершило отличных от педогенных условий формирования и сформированы на начальных стадиях диагенеза отложений [17, 22]. Их неоднородное строение, обширная трещиноватость, сопровождающаяся интенсивной перекристаллизацией вдоль трещин [9], свидетельствует о существенной трансформации. В сочетании с $\delta^{13}\text{C}$ КНО, находящихся в изотопном равновесии с $\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв, это дает основание предполагать педогенную фазу в формировании КНО, в ходе которой происходило частичное растворение, переосаждение и перекристаллизация карбонатного материала при участии почвенного CO_2 , существовавшего на тот момент. Длительность подобных процессов вполне сопоставима с

характерным временем формирования почв в различных условиях [29, 44].

Упомянутое выше изотопное равновесие достигается лишь в благоприятных ландшафтно-климатических условиях, способствующих формированию плотного растительного покрова, высокой биологической активности почв, интенсивному почвенному дыханию [48, 53], и не свойственно современным и позднеплейстоценовым почвам региона [9]. Одной из причин подобных различий могла стать меньшая контрастность гидротермических режимов и большая длительность вегетационного периода для времени формирования красноцветных почв.

Это предположение подтверждается составом стабильных изотопов кислорода КНО. Значения $\delta^{18}\text{O}$ исследуемых нодулей занимают промежуточное положение между разновозрастными карбонатами из почв Предбайкалья, $\delta^{18}\text{O}$ которых контролируется атмосферными осадками и фракционированием изотопов кислорода в ходе промерзания почв и Забайкалья (рис. 5б), формировавшихся в условиях большего влияния испарительного механизма [9]. Это позволяет рассматривать перекристаллизацию нодулей в профилях почв, сформированных на красноцветных отложениях, в ходе их постепенного иссушения при периодическом чередовании в годовом цикле сухих и влажных периодов в качестве наиболее вероятного сценария.

Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о довольно умеренных климатических условиях, характерных для времени развития почв на красноцветных отложениях. Этим данным на первый взгляд противоречит значительное участие каолинита с совершенной структурой в составе глин, особенно выраженное в подошве красноцветной толщи и нижней части профиля сформированной здесь почвы (рис. S2). Известно, что интенсивное формирование каолинита происходит преимущественно в жарком, гумидном климате [52]. В то же время он рассматривается как весьма устойчивый минерал, часто наследуемый при переотложении кор выветривания [27, 30, 52]. Его возможный привнос с осадками вполне соотносится с высоким содержанием каолинита в региональных корах выветривания [30], формировавшихся в предшествующие эпохи в условиях жаркого климата [23, 52].

Отсюда есть основание полагать, что указанные минералогические особенности не противоречат довольно умеренному гидротермическому режиму, реконструируемому по изотопным данным, так как почвы, обнаруженные в пределах красноцветов, формировались на переотложенных продуктах выветривания, подготовленных в предшествующие более теплые эпохи неогена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование почв на осадках красноцветной формации Предсаянского прогиба протекало на фоне существенных изменений природной среды региона в фазы снижения активности экзогенных процессов рельефообразования.

Ряд особенностей их микростроения (повышенная выветрелость первичных минералов, обогащенность тонкодисперсного вещества железом), минералогического состава (высокое содержание каолинита, монтмориллонита, смешанослойных гидрослюдо-смектитовых образований в составе глинистых минералов) и распределения карбонатов (сегрегация дисперсных форм в пределах КНО) значительно отличают их от современных почв и палеопочв МИС 3 исследуемой территории. Однако такие признаки являются следствием образования красноцветных отложений в предшествующие более теплые эпохи неогена и лишь частично связаны с наложенным впоследствии педогенезом.

Исходя из полученных изотопных данных, почвы на осадках красноцветной формации развивались при гидротермических режимах, сопоставимых с современными на исследуемой территории, при несколько меньшей их контрастности во внутригодовом цикле и большей длительности вегетационного периода.

Особенности микростроения, свидетельствующие о подвижности железисто-глинистой и карбонатной тонкодисперсной массы в различные по увлажнению периоды, говорят в пользу формирования почв под лесостепными ландшафтами, что, в свою очередь, косвенно подтверждает сходство почв на красноцветах с современными почвами территории исследования.

Для палеопочв, погребенных в пределах осадков красноцветной формации, характерны признаки криогенеза, фиксирующиеся на макро- и микроравнинах и указывающие на наличие фаз относительно глубоких похолоданий во время формирования почв и в последующие фазы морфолитогенеза.

С учетом имеющихся представлений о стратиграфии рыхлых отложений позднего кайнозоя в регионе указанные признаки дают основание оценивать формирование палеопочв, сформированных на красноцветных отложениях, в рамках квартера (предположительно, в первой половине раннего плеистоцена).

Полученные результаты имеют довольно локальный характер и не описывают почвенный покров территории Предсаянского прогиба в целом. Однако они важны для оценки фациального разнообразия почв рассматриваемого времени, понимания педоседиментационных обстановок формирования осадков красноцветной формации и эволюции природной среды Предбайкалья.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность к.г.н. А.А. Черкашиной за помощь в обработке данных, к.г.н. Ю.В. Вантеевой за содействие в оформлении рукописи, к.г.н. С.А. Тухте за помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (№ 22-17-00265) (минералогический анализ, подготовка рукописи), а также государственного задания AAAA-A21-121012190055-7 (FWEM-2021-0002) (полевые работы, изотопно-геохимический анализ) (В.А. Голубцов). Микроморфологические исследования выполнены в рамках выполнения государственного задания 122040500036-9 (О.С. Хохлова).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25020047>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базаров Д.-Д.Б.* О нижней границе антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГИГ, 1984. С. 100–115.
2. *Белова В.А.* Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.
3. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
4. *Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К.* Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 82–96.
5. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
6. *Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А.* Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино, 1992. 215 с.
7. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.
8. *Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Воропай Н.Н.* Влияние влагообеспеченности на состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1182–1194.
9. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Бронникова М.А.* Карбонатные новообразования в степных и лесостепных почвах Байкальского региона: генезис, условия и хронология формирования. Новосибирск: СО РАН, 2021. 222 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48—Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 574 с.
11. *Добровольский В.В.* Окраска красноцветных отложений плиоцен-нижнеплейстоценового возраста // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1974. № 41. С. 3–12.
12. *Ербаева М.А., Карасев В.В., Алексеева Н.В.* Новые данные по стратиграфии плиоцен-плейстоценовых отложений Забайкалья // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 414–423.
13. *Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Кузьмин М.И.* Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 12. С. 1672–1691. <https://doi.org/10.15372/GiG2020141>
14. *Калмыков Н.П.* Фауна млекопитающих и биостратиграфия плиоцена Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирская изд. фирма, 1992. 97 с.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
16. *Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И.* Пестроцветные плиоценовые (эоплейстоценовые) отложения южной части Иркутского амфитеатра // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 76–88.
17. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
18. *Мац В.Д., Ломоносова Т.К., Воробьева Г.А., Вологина Е.Г.* Позднемеловые–кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 1(1). С. 75–86. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-1-0007>
19. *Молодых И.И.* Лессовые породы южной части Ангара-Окинского междуречья. Иркутск: Институт геологии Вост.-Сиб. Фил. АН СССР, 1958. 55 с.

20. Надеждин Б.В. Лено-Ангарская лесостепь. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 327 с.
21. 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.
22. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.
23. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с.
24. Покатилов А.Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1985. № 9. С. 52–65.
25. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 323 с.
26. Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
27. Тимонина Н.Н., Симакова Ю.С. Минералы группы каолинита в нижнетриасовых отложениях севера Тимано-Печорской провинции // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4. С. 26–33.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-4-26-33>
28. Хмелева М.В., Панин П.Г., Фролов П.Д., Тесаков А.С., Бухонов А.В. Почвообразование в раннем плиоцене по материалам лессово-почвенного разреза Альма-Песчаное (западная часть полуострова Крым) // Почвоведение. 2024. № 1. С. 37–51.
29. Хохлова О.С., Кузнецова А.М., Хохлов А.А., Олейник С.А., Седов С.Н. О происхождении белоглазки и журавчиков на примере мезокатены черноземных почв в южном Приуралье // Почвоведение. 2004. № 7. С. 773–780.
30. Чижикова Н.П., Гамзиков Г.П., Чечетко Е.С. Особенности профильного распределения и кристаллохимии слоистых силикатов в почвах лесостепи Предбайкалья // Почвоведение. 2018. № 1. С. 93–110.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18010100>
31. Щетников А.А., Казанский А.Ю., Ербаева М.А., Матасова Г.Г., Иванова В.В., Филинов И.А., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О. Строение и условия формирования верхнекайнозойских отложений опорного разреза Улан-Жалга, Западное Забайкалье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 113–139.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X2306011X>
32. Alexeeva N.V., Erbajeva M.A. Pleistocene permafrost in Western Transbaikalia // Quater. Int. 2000. V. 68–71. P. 5–12.
33. Andreev A.A., Tarasov P.E., Wennrich V., Raschke E., Herzschun U., Nowaczky N., Brigham-Grette J., Melles M. Late Pliocene and early Pleistocene environments of the north-eastern Russian Arctic inferred from the Lake El'gygytgyn pollen record // Climate of the Past Discussions. 2013. V. 9. P. 4599–4653.
<https://doi.org/10.5194/cpd-9-4599-2013>
34. 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>
35. Demske D., Mohr B., Oberhänsli H. Late Pliocene vegetation and climate of the Lake Baikal region, southern East Siberia, reconstructed from palynological data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. V. 184. P. 107–129.
36. Ding Z., Rutter N.W., Liu T. The onset of extensive loess deposition around the G/M boundary in China and its palaeoclimatic implications // Quarter. Int. 1997. V. 40. P. 53–60.
37. Ehleringer J.R. The influence of atmospheric CO₂, temperature, and water on the abundance of C₃/C₄ taxa // A history of atmospheric CO₂ and its effects on plants, animals and ecosystems. Ecological Studies. New York: Springer, 2005. P. 214–231.
https://doi.org/10.1007/0-387-27048-5_10
38. Erbajeva M.A., Alexeeva N.V. Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis of small mammals // Quaternary International. 2000. V. 68–71. P. 67–75.
39. Guillermic M., Misra S., Eagle R., Tripati A. Atmospheric CO₂ estimates for the Miocene to Pleistocene based on foraminiferal δ¹¹B at Ocean Drilling Program Sites 806 and 807 in the Western Equatorial Pacific // Climate of the Past. 2022. V. 18. P. 183–207.
<https://doi.org/10.5194/cp-18-183-2022>
40. Hare V.J., Loftus E., Jeffrey A., Bronk Ramsey C. Atmospheric CO₂ effect on stable carbon isotope composition of terrestrial fossil archives // Nature Communications. 2018. V. 9. 252.
<https://doi.org/10.1038/s41467-017-02691-x>
41. Hayashi T., Yamanaka T., Hikasa Y., Sato M., Kuwahara Y., Ohno M. Latest Pliocene Northern Hemisphere glaciations amplified by intensified Atlantic meridional overturning circulation // Communications Earth and Environment. 2020. V. 1. P. 25.
<https://doi.org/10.1038/s43247-020-00023-4>
42. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources, 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. Rome.
43. Kovács J., Fábián S., Varga G., Újvári G., Varga G., Dezső J. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian basin: A review // Quarter. Int. 2011. V. 240. P. 35–43.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.12.013>
44. Kuzyakov Y., Shevtsova E., Pustovoytov K. Carbonate re-crystallization in soil revealed by 14C-labeling experiment: model and significance for paleo-environmental reconstructions // Geoderma. 2006. V. 131. P. 45–58.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.03.002>
45. Müller J., Oberhänsli H., Melles M., Schwab M., Rachold V., Hubberten H.-W. Late Pliocene sedimen-

- tation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001. V. 174. P. 305–326.
46. *Munsell Soil Color Charts*. Revised Edition. Munsell Color, 2009.
47. Nie J., Peng W., Möller A., Song Y., Stockli D.F., Stevens T., Horton B.K., Liu S., Bird A., Oalmann J., Gong H., Fang X. Provenance of the upper Miocene–Pliocene Red Clay deposits of the Chinese loess plateau // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 407. P. 35–47.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.026>
48. Oerter E.J., Amundson R. Climate controls on spatial and temporal variations in the formation of pedogenic carbonate in the western Great Basin of North America // *Geological Society of America Bulletin*. 2016. V. 128(7). B31367.1.
49. Panin P.G., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kalinin P.I., Kononov Yu.M., Alekseev A.O., Semenov V.V. Plio-Pleistocene paleosols: Loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // *Catena*. 2019. V. 172. 590–618.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.020>
50. Ruddiman W.F., Raymo M.E., Prell W.L., Kutzbach J.E. The Uplift-Climate Connection: A Synthesis / Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 1997. P. 471–515.
51. Van Vliet-Lanoe B., Fox C.A. Frost action // Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Second Edition. Elsevier, Netherlands, 2018. P. 575–603.
52. Vogt T., Clauer N., Larqué P. Impact of climate and related weathering processes on the authigenesis of clay minerals: Examples from circum-Baikal region, Siberia // *Catena*. 2010. V. 80. P. 53–64.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.08.008>
53. Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: forms and formation processes // *Earth-Sci. Rev.* 2016. V. 157. P. 1–17.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>

Paleosols in Red-Colored Sediment Complex in the Pre-Sayan Basin (Southeastern Siberia)

V. A. Golubtsov^{a, b, *}, and O. S. Khokhlova^c

^a*Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

^b*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

^c*Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

*e-mail: tea_88@inbox.ru

The red-colored deposits of the Mikhailovka section, formed during the filling of the erosional landform formed during the main phase of neotectonic uplift (late Pliocene – early Pleistocene) in the south of the Irkutsk amphitheater are analysed. There is a pedocomplex consisting of three soils of varying preservation, formed during phases of decreasing activity of exogenous processes of relief formation. The upper parts of the soil profiles are characterized by biogenic structuring and contain biogenic forms of secondary carbonates. The middle horizons show orientation of clay and contain flowing forms of carbonates, which indicates the mobility of ferruginous-clay and carbonate micromass in periods of different moisture. Analysis of the $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter, as well as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonate accumulations indicates a significant role of pedogenesis in the genesis of the carbonates and indicates of the soil formation on red-colored sediments under a hydrothermal regime comparable to the modern one in the study area. At the same time, the observed isotopic equilibrium between carbonates and soil organic matter suggests a lower contrast of hydrothermal regimes in the intra-annual cycle and a longer duration of the growing season. Soils formed at red-colored deposits show signs of cryogenesis at the macro and micro levels, indicating a trend toward climate cooling during transition from pedogenic to morpholithogenic stages.

Keywords: Pleistocene, Baikal region, soil organic matter, secondary carbonates, micromorphology, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, environmental conditions