

ПОЧВЫ НА КРАСНОЦВЕТНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕНО-АНГАРСКОГО ПЛАТО: ФАКТОРНЫЕ ГРАНИЦЫ ТЕКСТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

© 2024 г. С. Н. Лесовая^{а,*}, С. В. Горячкин^б, А. А. Соколов^а,
Т. В. Романис^с, Д. Е. Конюшков^д, О. Г. Лопатовская^е

^аИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9,
Санкт-Петербург, 199198 Россия

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

^сИнститут мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, ул. Мерзлотная, 36, Якутск, 677010 Россия

^дПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7/2, Москва, 119017 Россия

^еИркутский государственный университет, ул. Сухэ-Батора, 5, Иркутск, 664011 Россия

*e-mail: s.lesovaya@spbu.ru

Поступила в редакцию 11.05.2024 г.

После доработки 07.07.2024 г.

Принята к публикации 08.07.2024 г.

Почвы на красноцветных карбонатных отложениях занимают обширные площади в Восточной Сибири. Объекты исследования расположены в южной части Лено-Ангарского плато и представлены суглинисто-глинистыми почвами с высоким содержанием валового и дитиониторастворимого железа. Минералогический состав илистой фракции почв отражает пространственную неоднородность красноцветных отложений, характеризующихся слюда-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов. Отмечена высокая доля диоктаэдрических минералов: слюд и, в ряде случаев, диоктаэдрических хлоритов. Почвы красноцветные, остаточно-карбонатные отражают реализацию структурно-метаморфического и текстурно-дифференцированного направлений почвообразования. Интенсивность проявления процессов на макро- и микроуровнях зависит от абсолютной высоты местности, которая обуславливает степень гумидности климата. Текстурно-дифференцированные почвы (подзолистые грубогумусированные) формируются в наиболее гумидных условиях, которые создаются на высотах более 1000 м. Для них характерна вертикальная однородность почвообразующего материала, слабая дифференциация по цвету с сохранением красноватого оттенка в элювиальном горизонте, отчетливая дифференциация по илу с редуцированной мощностью иллювиального горизонта из-за близкого залегания карбонатов. При почвообразовании на более низких высотных уровнях признаки иллювиирования материала выражены слабее, но также проявляются в профилях почв, которые относятся к буроземам грубогумусированным иллювиально-глинистым либо оподзоленным.

Ключевые слова: факторная экология почв, подзолистые почвы и буроземы остаточно-карбонатные, микростроение почв, ди- и триоктаэдрические хлориты, иллит, Calcaric Albic Rhodic Luvisol, Calcaric Chromic Luvisol, Calcaric Rhodic Luvisol

DOI: 10.31857/S0032180X24I20031, **EDN:** JDVZXE

ВВЕДЕНИЕ

Одной из точек роста современного генетико-географического почвоведения остается изучение связей между почвами и факторами почвообразования. В отличие от географии почв, где взаимодействия изучаются в реальном пространстве, в экологии почв по Волобуеву [4] и Соколову [29]

почвы рассматриваются в многомерном пространстве факторов [3]. Поскольку термин “экология почв” в последнее время приобретает широкое понимание, представляется, что это направление более точно определять как факторная экология почв. Подразумевая под факторной экологией почв “учение о закономерных соотношениях почв

и почвообразователей, связующее звено между учением о генезисе почв и географией почв” [1, стр. 8]. В последнее время в это направление активно внедряются количественные параметры [2]. Показано, что исследования, которые относятся к факторной экологии почв [1], являются преобладающими для Европейской территории России (ЕТР). Кроме того, некоторые регионы Восточной Сибири, в которых характер почвообразующих пород существенно отличается от рыхлых чехлов Восточно-Европейской и Западно-Сибирских равнин, также являются специфическими аренами поведения почв в факторном пространстве. Одним из таких регионов является Лено-Ангарское плато.

Лено-Ангарское плато (Иркутская область) расположено к западу от озера Байкал и является юго-восточной частью Среднесибирского плоскогорья. Максимальная высота составляет 1509 м, что делает плато вторым по высоте после плато Путорана в пределах Среднесибирского плоскогорья. Во внутренних районах Лено-Ангарское плато приобретает облик низкогогорья с относительными превышениями до 800–900 м [30, 31]. В южной части плато широко распространены верхнекембрийские карбонатно-силикатные красноцветные отложения, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Севернее они прослеживаются по глубоко врезанным долинам рек [5, 15, 18].

Климат Лено-Ангарского плато резко континентальный. Среднегодовая температура составляет от -3.7 до -4.5°C . Средние январские температуры из-за хорошо выраженной инверсии опускаются до $-25.5...-27.8^{\circ}\text{C}$. Средние температуры июля составляют $+17...+18^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум составляет -60°C , а максимум $+38^{\circ}\text{C}$. Продолжительность безморозного периода в долине Лены достигает 84–97 дней. Годовая сумма осадков изменяется от 420–500 мм в долинах рек до 600 мм и более на водоразделах. В южной части территории выпадает около 350 мм осадков [17]. Многолетняя мерзлота (мощность 7(12)–25 м) на территории плато имеет островное и редкоостровное распространение в долинах рек, на заболоченных участках и на склонах северной экспозиции [21]. Южно-таежная растительность является господствующей на плато. Светлохвойные леса преобладают на более низких высотах, а темнохвойные — на более высоких, что рассматривается как проявление вертикальной поясности [28]. На более низких гипсометрических уровнях в пределах первых надпойменных речных террас и склонов южной экспозиции встречаются степные участки [24].

Почвы на красноцветных отложениях плато имеют длительную историю изучения. Первоначально они были выделены по цвету как “коричневые” почвы [25]. В дальнейшем почвы на красноцветных карбонатных породах было предложено классифицировать как дерново-карбонатные

(типичные, выщелоченные и оподзоленные в зависимости от выраженности дифференциации профиля) [23]. Результаты изучения этих почв обобщены в ряде исследований [5, 6, 18, 23, 28]. Помимо дерново-карбонатных почв в работах этих же авторов описаны почвы на карбонатных красноцветных породах с осветленным горизонтом А2. Их формирование сопряжено с выщелоченностью и оподзоленностью верхней части почв на элювии карбонатных красноцветных отложений под хвойными лесами [22]. Либо карбонатные породы считались подстилающей породой для рыхлых бескарбонатных отложений [28]. Почвы на красноцветных карбонатных отложениях (от недифференцированных профилей до варианта с осветленным горизонтом) рассматривались также в едином эволюционном ряду [5].

В высотном поясе 600–700 м Лено-Ангарского плато на некарбонатном карбонатном субстрате почвы представлены темногумусовыми остаточно-карбонатными на элювии известняка, а на красноцветных карбонатных породах формируются буроземы остаточно-карбонатные [11]. В равнинных условиях на составленной на эту территорию Государственной почвенной карте масштаба 1 : 1 000 000 [10] показано чередование дерново-карбонатных типичных почв с ареалами черноземов обыкновенных в комбинации с солонцами. Все остальные почвы плато показаны как горные. На нижних частях склонов, примерно до 750–800 м, обозначены горные дерново-карбонатные выщелоченные холодные. Горные дерново-карбонатные оподзоленные холодные почвы распространены примерно до высот 900–1000 м. В этих же контурах значками показано присутствие горных дерново- слабо, средне, и сильноподзолистых остаточно-карбонатных холодных почв. И самые вершины с высотами более 1000 м заняты горными дерново-сильноподзолистыми остаточно-карбонатными холодными почвами.

По сравнению с ЕТР было выявлено, что “на глинисто-карбонатных отложениях почвы тайги ЕТР и Сибири существенно различаются в северной части и сближаются в южной” [12, стр. 58]. В южной тайге ЕТР на красноцветных отложениях, несмотря на промывной тип водного режима и отсутствие/залегание карбонатов на значительной глубине, реализуется преимущественно метаморфическое направление почвообразования. И только в северной тайге отмечается выраженная цветовая и минералогическая дифференциация профиля [19, 20].

Цель работы — изучение закономерностей реализации различных направлений почвообразования на красноцветных карбонатных отложениях в условиях резко континентального климата Лено-Ангарского плато и их связей с климатическим и литологическим факторами почвообразования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Все объекты расположены в южной части Лено-Ангарского плато, между населенными пунктами Качуг и Жигалово (рис. 1). Ярусность, характерная для рельефа плато, проявляется в этой части наиболее четко: выделяют два основных яруса: выпуклые вершины междуречий и придолинные пологонаклонные поверхности [30]. На основании проведенной почвенной съемки, результаты которой частично представлены ранее [11], для детального изучения выбраны три профиля на карбонатных красноцветных отложениях.

Разрез И-08 (координаты: 54°44'21.4" N, 104°50'01.2" E, высота местности (h) ~ 800 м над уровнем моря) расположен в 15 км к западу от населенного пункта Жигалово. На почвенной карте [10] на этой территории показаны горные дерново-карбонатные выщелоченные почвы. Разрез заложен на привершинном увале, в осиново-березовом лесу (возраст ~50 лет) на месте старой гари-вырубки. Возраст отдельных сосен (*Pinus sylvestris*) около 100 лет. Во втором ярусе присутствует единичный

кедр (*Pinus sibirica*), в подросте кедр, единичные ель и пихта, в подлеске шиповник, жимолость, бруснично-злаковое разнотравье: костяника, василистник, герань, бобовые (горошек).

Два разреза И-09 и И-10 заложены на возвышенности к востоку от с. Гогон возле р. Куленга. Разрез И-10 (координаты: 53°55'20.2" N, 105°26'09.7" E, h ~ 850 м) расположен в березово-осиново-лиственничном лесу, возраст лиственниц более 100 лет, высота 25–30 м, сомкнутость крон 0.6–0.7. В подросте — кедр, осина, береза. В подлеске — жимолость, шиповник; напочвенный покров — разнотравно-злаковый (вейник, василистник, костяника, герань, редко встречается брусника), высота травостоя до 30 см. Разрез И-09 (координаты: 53°54'48.3" N, 105°28'21.24" E, h = 1009 м) заложен в елово-лиственничном лесу с березой во II ярусе. Лиственницы (*Larix sibirica*) высотой порядка 30 м, возрастом более 100 лет. Сомкнутость крон составляет 0.3–0.4. В подросте ель, лиственница, кедр. В подлеске — жимолость, шиповник, бруснично-разнотравно-злаковый (вейник), в напочвенном покрове присутствуют (василистник, герань,

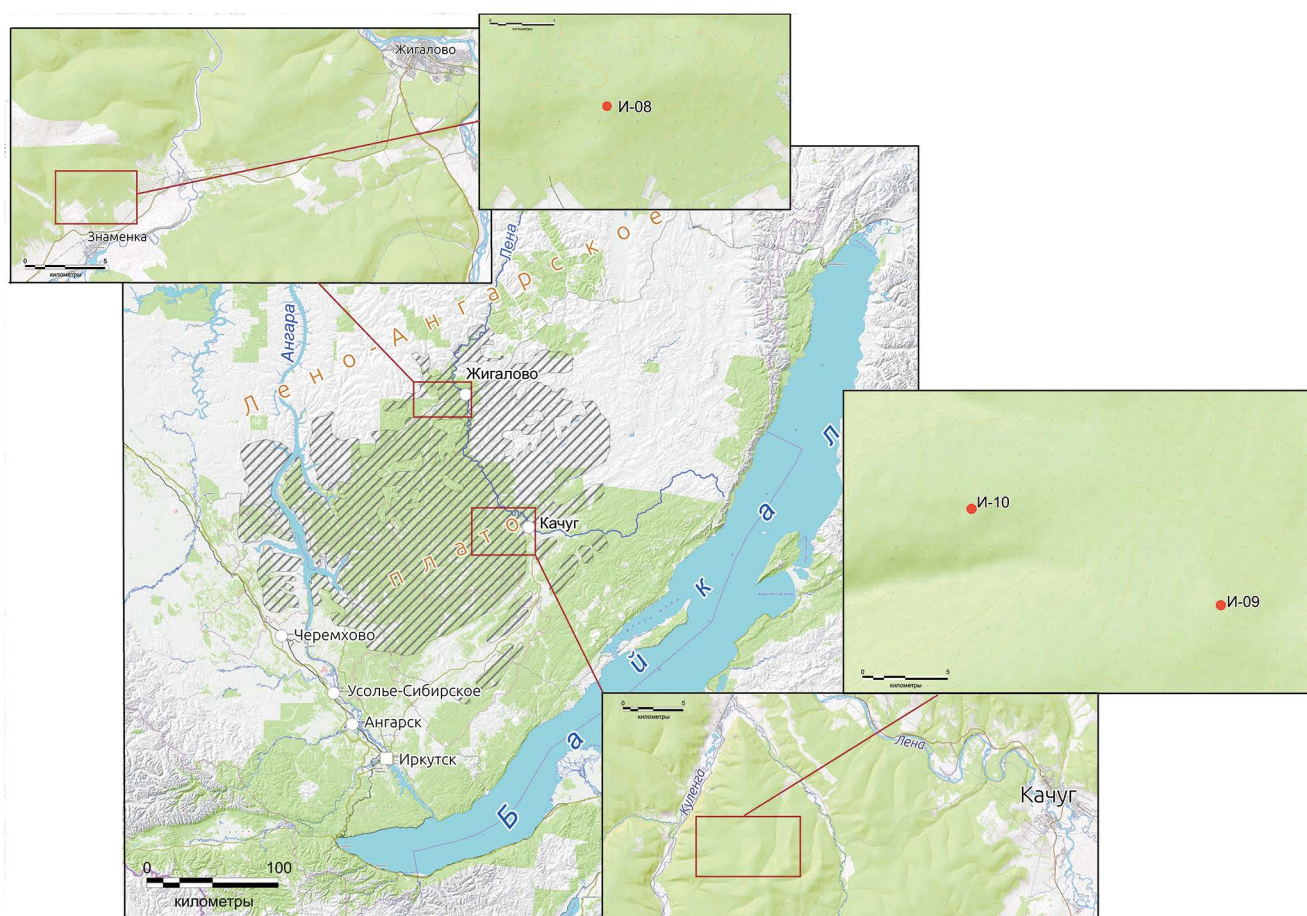


Рис. 1. Расположение объектов исследования на территории Лено-Ангарского плато. Штриховкой показано распространение красноцветных отложений по [5].

костяника, звездчатка) и отдельные куртины мха *Pleurosium* sp. Как видно из описаний растительности, практически все объекты подвергались пожарам, поэтому в данном случае растительный покров как фактор дифференциации факторного пространства почв может использоваться очень ограниченно.

Описания, а также названия почв и индексы горизонтов даны в соответствии с российскими [16, 27], а также зарубежными [36] подходами. Физико-химический анализ почв проведен по общепринятым методикам. Гранулометрический состав определяли методом пипетки по Н.А. Качинскому в модификации Почвенного института им. В.В. Докучаева; pH — потенциометрически. Общее содержание органического углерода определено по методу Тюрина. Для верхних горизонтов с высоким содержанием растительных остатков даны значения потери при прокаливании. Определение дитионитрастворимого железа и оксалатрастворимых железа и алюминия проведено по [7]. Содержание CO₂ карбонатов определено по методу Козловского. Валовое содержание химических элементов определено рентгенфлюоресцентным методом на приборе Tefra-6111.

Микростроение почвенных горизонтов изучено в шлифах, изготовленных из образцов ненарушенного сложения, с использованием оптического поляризационного микроскопа ADF U-300 P в лаборатории общей геокриологии Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Описание микростроения дано на основании отечественных [8, 9, 26] и зарубежных [41] подходов.

Илистые фракции почв (<0.001 мм) для определения фазового минералогического состава были выделены по методу Горбунова. Для коагуляции илистой фракции использовали 1 М раствор хлористого магния. Предварительная обработка образцов включает насыщение этиленгликолем и прокалывание при температуре 550°C в течение 3 ч. Съемку ориентированных образцов проводили на приборе Rigaku MiniFlex II (Rigaku Corporation, Токуо, Япония) X-ray дифрактометр (XRD), CoK_α излучение. Глинистые минералы диагностировали при расшифровке рентгендифрактограмм в соответствии с [33, 35]. В неориентированных препаратах была снята область 060. Ряд образцов изучен методом инфракрасной спектроскопии на приборе ИК-спектрофотометр Bruker Vertex 70 (Германия), получены спектры в диапазоне 400–4000 см⁻¹.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологическая характеристика почвенных профилей. Разрез И-08 характеризуется следующей последовательностью горизонтов: подстилка, 2–0 см; AYao, 0–5 см; ABMro, 5–16 см; BMro, 16–30 см; BMi,ro, 30–40 см; RCsa,ro, 40–70 см.

Весь профиль влажный. Подстилка оторфована с большим количеством мицелия грибов, состоит из слабо- и среднеразложившихся растительных остатков. Большое количество углей и растительных остатков присутствуют также в нижележащем горизонте AYao — буровато-сером, мелкокомковатым, с обилием белесых зерен. Горизонт ABMro — рыхлый, суглинистый, слабоопесчаненный, хорошо оструктурен (мелкокомковатый), местами икрянистый, что связано с дезинтеграцией исходной литогенной плитчатой структуры в результате педогенеза. Горизонт BMro уплотнен, отличается красновато-бурой с палевым оттенком окраской (7.5YR7/6). В горизонте BMi,ro усиливается красноватость (5YR7/6), он более плотный и тяжелый по гранулометрическому составу; по граням ореховато-комковатых структурных отдельностей присутствуют тонкие глинистые кутаны, включения карбонатного щебня с карбонатными натеками на нижней стороне отдельностей. Натёки имеют белесую окраску в отличие от розовой у исходной породы и специфическую рыхлую форму. Горизонт RCsa,ro состоит из скопления глыб и щебня (до 90% от веса) плотного карбонатного песчаника красновато-бурого цвета, с большим количеством карбонатных натеков и боронок на нижней ноздреватой поверхности, дресвянисто-глинистый красновато-бурый материал между щебнем опесчанен и бурно вскипает.

Почва классифицирована как бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый, остаточнок-карбонатный, красноватый на продуктах разрушения красноватой карбонатной толщи [16, 27] или Calcaric Chromic Luvisol (Loamic) [36].

В разрезе И-10 следующая последовательность горизонтов: подстилка, 0–3 см; AYao, 3–10 см; BMel,ro, 10–15 см; BMi,ro, 15–30 см; BMi,ca, 30–40 см; BCRsa,ro, 40–70 см; RCsa,ro, 70–80 см. Профиль влажный. Подстилка коричневатобурая, состоит из смеси разложившейся подстилки, угольков и минеральных включений. Горизонт AYao — буровато-серый, рыхлый, комковато-порошистый с включениями древесных угольков. Горизонт BMel,ro — палево-бурый с красноватым оттенком, слегка уплотнен, пылеватый суглинок, структура комковатая, многопорядковая, присутствуют отдельные древесные угольки. BMi,ro — красновато-бурый, уплотнен, алевроитовый суглинок, хорошо оструктурен, структура комковатая с ореховатостью, по граням педов тонкая более бурая глинистая кутана, среднее количество корней, по корням мицелий грибов, отдельный щебень, в том числе размягченный, не вскипает. Горизонт BMi,ca,ro отличается наличием включений и большим количеством щебня, на нижней стороне глинистые натёки, под которыми находятся тонкие карбонатные кутаны, вскипает. BCRsa,ro, отличается более светлой окраской, наличием литогенной ореховатости и педогенной комковатости,

кутан нет, хорошо оструктурен, содержание щебня до 50%, вскипает. Горизонт RCsa,ro — розовато-бурый, бурно вскипает, глыбы щебня и карбонатного алевролита с карбонатными натеками на нижней стороне и мелкозема — бесструктурного пылевато-го суглинистого материала.

Почва — бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый, остаточного-карбонатный, красноцветный на продуктах разрушения красноцветной карбонатной толщи [16, 27] или Calcaric Rhodic Luvisol (Loamic, Siltic) [36].

Профиль И-09 влажный, характеризуется тяжелым гранулометрическим составом мелкозема и тонкопесчано-пылевым составом обломков алевролита, находящихся в разрезе. Выделена следующая последовательность горизонтов: подстилка, 3–0 см; Oao, 0–8(10) см; ELro, 8(10)–18 см; BELro, 18–25 см; BTro, 25–45 см; RCsa,ro, 46–65 см. Подстилка состоит из сильно и средне разложившихся остатков хвои и преимущественно остатков трав, много гифов грибов. Oao — слабо оторфован, состоит из смеси органических остатков и минеральной части, в нижней части включения древесных углей. Горизонт ELro, хотя и является самым светлым в профиле, имеет красновато-бурый цвет (5YR8/3), уплотнен, суглинистый с пылеватостью, хорошо оструктурен (плитчато-мелкокомковатый), верхняя часть плитчатых отдельностей осветлена, с аккумуляцией на их поверхности крупной пыли. Повсеместно встречаются включения педов с красноватым оттенком (5YR5/6), отдельные включения древесных углей. Горизонт BELro — неоднородно окрашен, что обусловлено чередованием красноватых светло-бурых и красновато-бурых участков, сильно уплотнен, характеризуется более тяжелым гранулометрическим составом, комковато-ореховатый, верхняя часть педов имеет более светлую окраску по граням тонкопылеватые кутаны. Горизонт BTro — красно-бурый (2.5YR5/6), выделяется мелко ореховатой многопорядковой структурой с повсеместными тонкими глинистыми кутанами с более бурым цветом по сравнению с внутрипедной массой. Включения щебня красноцветного алевролита с глинистыми пленками по всей поверхности. В горизонте RCsa,ro на долю карбонатного щебня приходится ~80%, на нижней стороне щебня тонкие карбонатные натеки, щебень и мелкозем (глинистый красновато-бурый материал между отдельностями щебня) вскипают.

Почва — подзолистая грубогумусированная, остаточного-карбонатная, красноцветная на продуктах разрушения красноцветной толщи [16, 27] или Calcaric Albic Rhodic Luvisol (Clayic, Siltic) [36].

Таким образом, морфологически дифференциация почвенного профиля усиливается от И-08 к И-10 и далее к И-09, что проявляется в наличии: (1) тонких глинистых кутан на поверхности

ореховато-комковатых структурных отдельностей (И-08); (2) признаков элювиально-иллювиального перераспределения материала (И-10); (3) элювиально-иллювиальной последовательности горизонтов (И-09). Это отражает реализацию структурно-метаморфического (разрезы И-08 и И-10) и текстурно-дифференцированного (разрез И-09) направлений почвообразования на красноцветных карбонатных отложениях. Выраженность дифференцированности в почвах усиливается по мере выщелачивания карбонатов, что сопряжено с абсолютной высотой местности, которая обуславливает степень гумидности климата (рис. 2).

Микроморфологическая характеристика почв. В горизонте AYao разреза И-08 присутствуют в большом количестве средне- и сильноразложившиеся растительные остатки и ткани, корни растений (размер изменяется от первых миллиметров до 200 мкм), редкие гифы грибов, крупные обугленные растительные ткани размером до 2 мм (рис. S1). Тонкодисперсная масса гумусовая и преимущественно агрегирована в хорошо сепарированные сгустки размером до 200 мкм. Немногочисленные песчаные зерна не имеют пленок. В горизонте АВМго увеличивается доля песчаных зерен, на поверхности которых отмечены гумусовые пленки иллювиирования (рис. 3а). Обилие зерен песчаной размерности отмечено по всему профилю, включая породу (рис. 3б). Наряду с уменьшением размера и количества грубых органических остатков увеличивается содержание тонкодисперсного органического вещества. В микроразонах обеднения тонкодисперсным органическим веществом в околородовом пространстве наблюдаются элементы волокнистой оптической ориентации глинистых частиц (рис. 3с). Горизонт хорошо агрегирован. Помимо пылевато-гумусовых и гумусовых микроагрегатов размером до 150 мкм появляются угловато-блочные и комковатые агрегаты. Их размер составляет преимущественно 200–500 мкм и характеризуются плазменно-песчаным и песчано-плазменным составом. Комковатые агрегаты представляют собой экскременты дождевых червей. Микроструктура горизонта неоднородна. Выделяются микрозоны, где агрегаты хорошо выражены. Также есть уплотненные микрозоны, состоящий из слипшихся комковатых агрегатов. В горизонте ВМi,ro сохраняется преимущественно комковатое микростроение. Диагностированы плотные инфиллинги из округлых и округло-цилиндрических экскрементов размером 200–400 мкм. Тонкодисперсная масса темная со слабым двулучепреломлением, в отраженном свете — ярко-красная. В этом горизонте идентифицирован спарит размером 80 мкм. Часть зерен спарита, включенных во внутрипедную массу, имеет признаки дробления (сколы на гранях, остроугольная форма зерен) и/или растворения (наличие зубчатых граней). Некоторые зерна

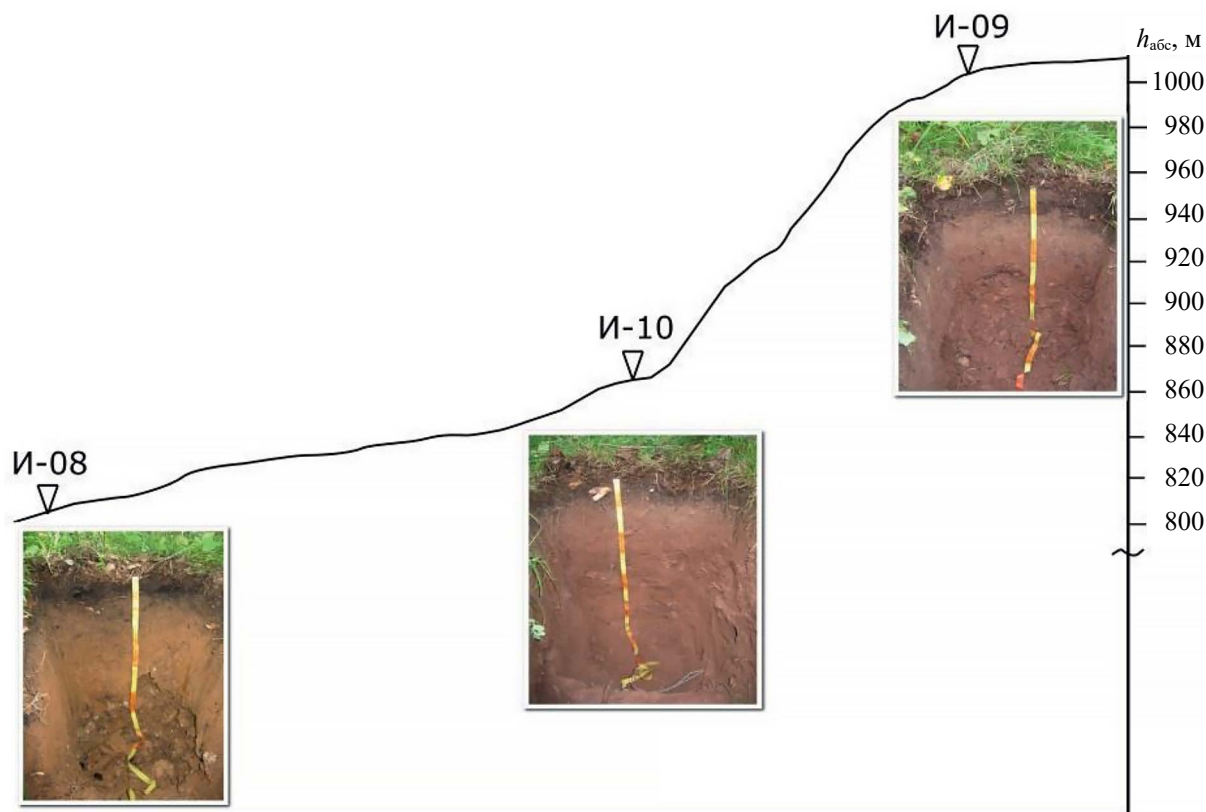


Рис. 2. Схема расположения красноцветных остаточно-карбонатных почв, развитых на продуктах разрушения красноцветной карбонатной толщи, в зависимости от высоты местности: И-08 — бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый; И-10 — бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый; И-09 — подзолистая грубогумусированная.

покрыты пленкой тонкодисперсного гумусового материала (рис. 3д). Также в горизонте присутствуют автохтонные микритовые нодули размером до 100–120 мкм (рис. 3е).

Таким образом, микростроение профиля И-08 характеризуется: (а) обилием грубых органических остатков; (б) высокой степенью агрегированности всего профиля преимущественно за счет копролитов; (в) низким двупреломлением тонкодисперсной массы; (г) наличием зерен спарита, чьи одинаковый размер и формы зерен, начиная от горизонта ВМi,го и вниз по профилю, указывает на их унаследованную природу; (д) а также карбонатных новообразований — автохтонных микритовых нодулей.

В разрезе И-10 горизонт АУао, как и в разрезе И-08, диагностировано обилие растительных остатков и тканей, но преобладают слабо- и среднеразложившиеся. Углефицированные ткани более мелкие — размером не более 200 мкм. В этом разрезе в разрушении растительных остатков принимают активное участие клещи, о чем свидетельствует большое содержание их экскрементов (рис. S2). Горизонты ВМel,го и ВМi,го характеризуются

массивной микроструктурой и пылевато-глинистым микросложением с обилием органического пигмента и включением углей размером 200 мкм. Микромаassa в обоих горизонтах обладает слабым двулучепреломлением и чешуйчатой ориентацией. Горизонт ВМi,са,го отличается от вышележащих угловато-блоковой микроструктурой. Агрегаты размером от 200 до 500 мкм хорошо выражены, их границы резкие и покрыты тонкой глинисто-гумусовой кутаной мощностью от 30 до 40 мкм (рис. 3f). В основную массу агрегатов включены как отдельный спарит (размер зерен 80–100 мкм), так и более крупные включения — литоморфные карбонатные нодули размером до 500 мкм. Нодули состоят из спарита и тонкодисперсного материала. Для всех форм карбонатов характерно наличие зубчатой границы растворения (рис. 3g).

Разрез И-09 отличается от И-08 и И-10 минимальным количеством грубых органических остатков, преобладанием угловато-блоковой микроструктуры (горизонты Elro и ВТго), высокой степенью неоднородности распределения плазмы и скелета в горизонте ВЕLro. В Elro преобладают округло-блоковые агрегаты. Наряду с

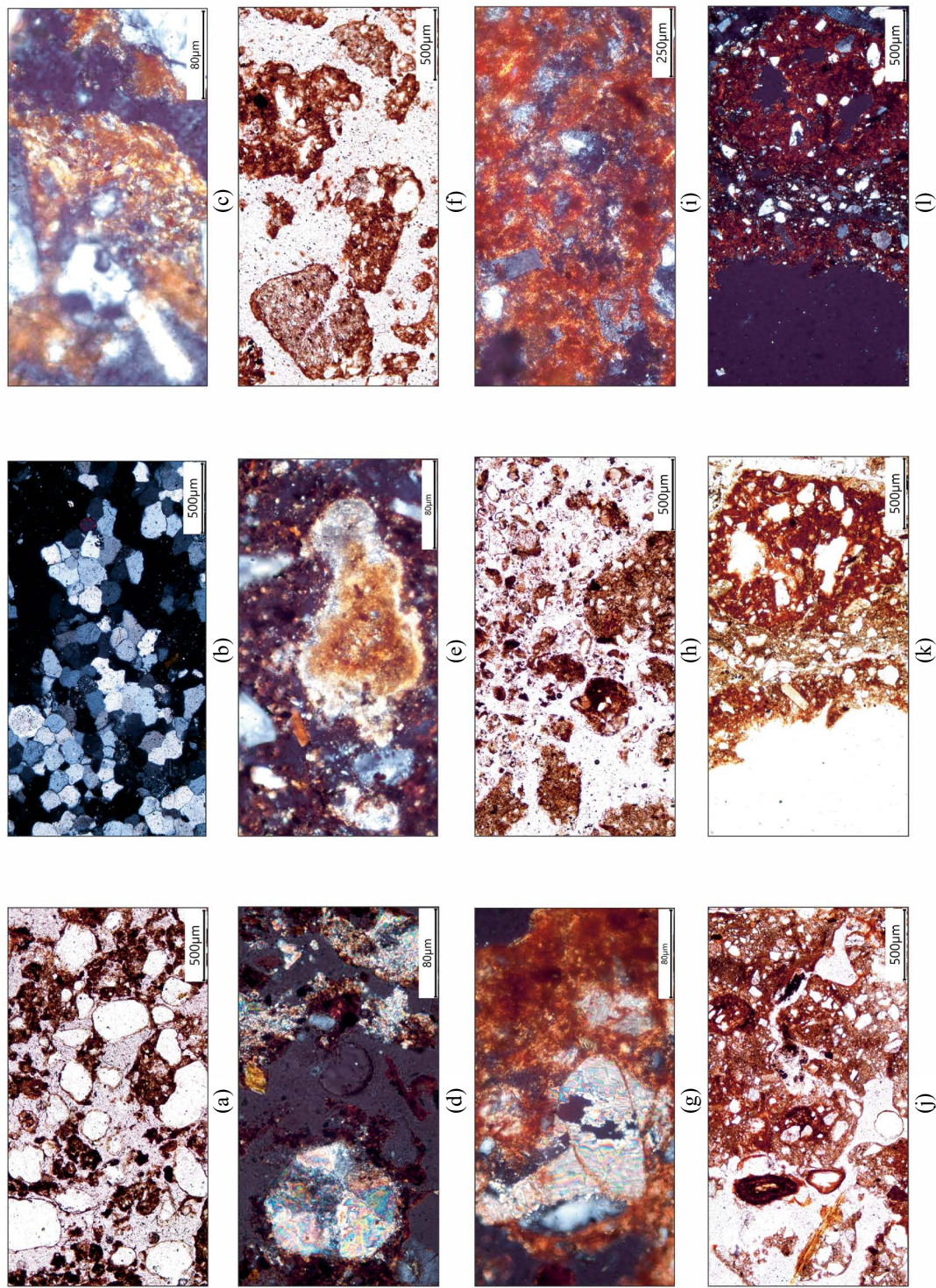


Рис. 3. Особенности микростроения объектов исследования: (а) гумусовые пленки иллювирувания на поверхности зерен песчаной размерности, разрез И-08, АВМто, 5–16 см ($\times 5$, ПН); (б) обилие зерен песчаной размерности, разрез И-08, РСса,го, 40–70 см ($\times 5$, ХН); (с) элементы волокнистой оптической ориентации глины вдоль стенок пор, разрез И-08, ВМто, 16–30 см (40х, ХН); (д) спарит, покрытый кутаной (слева) и с зубчатой границей растворения (справа), разрез И-08, ВМi,го, 30–40 см ($\times 40$, ХН); (е) автохтонный микролитовый нодуль, разрез И-08, ВМi,го, 30–40 см ($\times 40$, ХН); (ф) глинисто-гумусовые кутаны на поверхности округло-блоковых и угловато-блоковых агрегатов, разрез И-10, ВМi,са,го, 30–40 см ($\times 5$, ПН); (г) зерна саприта в агрегате, разрез И-10, ВМi,са,го, 30–40 см ($\times 40$, ХН); (х) преобладание слабокомпактно упакованных зерен мелкопесчаной и пылеватой размерности разрез И-09, Еlго, 8(10)-18 см, ($\times 5$, ПН); (и) стугски органического вещества в глинистой плазме, слабая чешуйчатая оптическая ориентация глины без элементов струйчатости в зонах обеднения пропитки гумусом, И-09, ВТго, 25–45 см ($\times 10$, ХН); (j) неоднородность микросложения с плазменно-песчаными и пылевато-плазменными, и плазменными участками, разрез И-09, ВЕlго, 18–25 см ($\times 5$, ПН); (к), (l) песчано-пылеватые гипокутаны, разрез И-09, ВЕlго, 18–25 см ($\times 5$, к – ПН, l – ХН).

агрегированными микроучастками диагностированы участки, обогащенные слабокомпактно упакованными мелкопесчаными и пылеватыми зернами, покрытыми гумусовыми пленками (рис. 3h). В Еlго таких участков значительно больше, чем в ВТго (рис. S3). В горизонте ВТго хорошо выражены угловато-блоковые и округло-блоковые агрегаты с пылевато-плазменным микросложением. Микро-масса горизонта с низким двулучепреломлением и чешуйчатым строением (рис. 3i). ВЕlго отличается массивной микроструктурой, пронизанной каналовидными порами. Микросложение неоднородно: выделяются плазменно-песчаные, пылевато-плазменные и плазменные микроучастки (рис. 3j). Тонкодисперсная масса глинистая с низким двулучепреломлением за счет обогащения тонкодисперсными оксидами и гидроксидами железа. Обладает преимущественно чешуйчатой ориентацией, но есть локальные зоны с волокнистой ориентацией глинистого вещества. В горизонте появляются песчано-пылеватые гипокутаны и кутаны (рис. 3k, 3l).

Таким образом, исследованные разрезы отличаются друг от друга по микросложению. В разрезах И-09 и И-10 скелетные зерна имеют преимущественно пылеватую размерность, в то время как в разрезе И-08 песчаную, что обусловлено пространственной неоднородностью пород. Разрез И-08 выделяется интенсивным биогенным оструктурированием всего профиля. В разрезах И-09 и И-10 диагностирован комплекс микропризнаков, характерный для элювиально-иллювиального перераспределения материала, что проявляется в наличии: (а) глинисто-гумусовых кутан на угловато-блоковых агрегатах; (б) неоднородности распределения тонкодисперсной массы и скелетных зерен, (в) песчано-пылеватых кутан и гипокутан. Разрезы также отличаются друг от друга по содержанию и формам карбонатов. В разрезах И-08 и И-10 присутствует унаследованный от породы спарит с хорошо выраженными признаками растворения. В разрезе И-08 диагностированы карбонатные новообразования — микритовые нодули. В ряде случаев зерна карбонатов не имеют признаков растворения, как правило, такие зерна покрыты гумусово-глинистыми кутанами. Вероятно, кутаны препятствуют либо замедляют их растворение. В разрезе И-09 новообразование карбонатов не выражено.

Аналитическая характеристика почвенных профилей. Почвы характеризуются тяжелым гранулометрическим составом, который в пределах каждого профиля изменяется от легко- (средне-) суглинистого до глинистого (табл. 1). Но только в наиболее морфологически дифференцированном профиле И-09 илистая фракция (и только илистая в отличие от физической глины в целом) характеризуется элювиально-иллювиальным распределением. Коэффициент дифференциации по илистой фракции составляет в этом разрезе 4.2. Тем не менее, можно

выделить общие закономерности профильного распределения гранулометрических фракций: (1) поверхностные гумусово-аккумулятивные горизонты отличаются более легким (легко-, среднесуглинистым) составом по сравнению с нижележащими; (2) утяжеление гранулометрического состава до глинистого в “В” (ВМi/ ВТ) горизонтах сопряжено с наличием морфологически выраженных признаков иллювиирования материала — глинистых кутан. Облегчение гранулометрического состава в верхней части профиля проявляется и в морфологически наименее дифференцированном профиле И-08.

В выщелоченной от карбонатов части профиля гидролитическая кислотность закономерно возрастает, особенно в горизонтах с более низкими значениями pH. Серогумусовые грубогумусированные горизонты в разрезах И-08 и И-10 характеризуются высоким содержанием органического углерода, содержание которого с глубиной резко уменьшается. Высокие значения потерь при прокаливании характерны для подстилок во всех разрезах и в И-09 в горизонте Оао. Формирование последнего отражает трансформацию органического вещества в более гумидных и холодных условиях. В этих горизонтах отмечены максимальные значения гидролитической кислотности (табл. 2). В отличие от валовых форм железа и алюминия, распределение валового кальция характеризуется двумя максимумами — в верхних гумусово-аккумулятивных горизонтах и в нижней части профиля. Максимумы отражают биогенное накопление кальция и содержание этого элемента непосредственно в карбонатной породе, соответственно. Основная доля валового кальция в карбонатных горизонтах приходится на карбонаты, что подтверждается данными о содержании CO₂ карбонатов. Карбонаты в почвах находятся на глубине 40–45 см, это горизонт РСса,го (во всех разрезах), а также горизонт со слабовыраженными признаками иллювиирования ВМi,са,го в разрезе И-10.

В горизонтах ВМi/ВТ максимальных величин достигают валовые формы железа и алюминия, что отражает перераспределение этих элементов в почвенном профиле вместе с тонкодисперсными фракциями. Содержание валового железа в глинистых горизонтах “В” превышает 7% от прокаленной навески. Увеличиваются доли несиликатного железа в горизонтах, обогащенных илистой фракцией и физической глиной, по сравнению с более легкими по гранулометрическому составу верхними гумусово-аккумулятивными горизонтами. Это отражает закономерную приуроченность (гидро)оксидов железа к тонкодисперсным гранулометрическим фракциям. Доля оксалаторастворимого железа максимальна (45–57% от несиликатного) в верхней части профиля, особенно в гумусово-аккумулятивных горизонтах. Отмечено

Таблица 1. Гранулометрический состав остаточных карбонатных, красноцветных почв — объектов исследования и валовое содержание некоторых элементов

Горизонт, глубина, см	Содержание гранулометрических фракций, %, размер частиц, мм							Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO
	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	<0.01	% от прокаленной навески		
Разрез И-08, бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый										
AYao, 0—5	22.5	28.0	19.7	5.7	11.5	12.6	29.8	4.02	8.24	3.03
ABMro, 5—16	16.0	30.7	15.9	6.7	17.6	13.0	37.3	4.23	8.59	0.80
BMro, 16—30	17.1	25.4	14.6	5.4	12.0	25.5	42.9	5.20	10.16	0.76
BMi,ro, 30—40	7.4	17.0	11.6	6.3	13.0	44.5	63.8	7.23	15.38	1.03
RCca,ro, 40—70	24.3	22.7	8.8	3.2	6.7	34.2	44.1	5.93	10.76	6.18
Разрез И-10, бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый										
AYao, 3—10	8.9*	12.5	40.0	9.6	13.0	15.9	38.5	5.48	13.49	2.44
BMel,ro, 10—15	0.1	10.5	44.6	8.7	15.4	20.7	44.8	5.73	13.97	0.83
BMi,ro, 15—30	0.1	10.4	37.7	5.6	11.2	35.0	51.8	7.25	16.58	0.95
BMi,ca,ro, 30—40	0.1	15.8	38.9	6.4	11.0	27.8	45.2	6.73	15.27	6.55
BCRca,ro, 40—70	0.1	15.7	40.4	8.2	13.5	22.2	43.6	5.83	13.35	16.39
RCca,ro, 70—80	—	—	—	—	—	—	—	5.10	11.77	26.57
Разрез И-09, подзолистая грубогумусированная почва										
Oao, 0—8(10)	31.4*	8.5	33.2	4.5	9.4	13.0	26.9	4.76	11.54	3.27
ELro, 8(10)—18	0.4	27.2	30.9	12.6	18.0	10.9	41.5	4.18	10.64	0.53
BELro, 18—25	0.3	26.5	26.4	8.9	18.5	19.4	46.8	5.37	12.64	0.57
BTro, 25—45	0.7	15.2	18.2	8.2	11.7	45.9	65.8	7.70	17.06	0.97
RCca,ro, 46—65	—	—	—	—	—	—	—	6.23	13.97	11.33

* Корни.

его резкое уменьшение в нижележащих горизонтах. Доля (от валового) оксалата растворимого алюминия в разрезах невысока.

Ранее отмечали [11], что в результате тотального выщелачивания карбонатов происходит подкисление почвенных горизонтов и разрушение в кислой среде красящего пигмента. Это проявляется в: (1) небольшом увеличении аморфного и слабоокристаллизованного железа в выщелоченной части профиля и (2) значительном уменьшении доли гематита (данные Мессбауэровской спектроскопии) в горизонте EL текстурно-дифференцированного профиля по сравнению с BT горизонтом. Но не происходит полного разрушения гематита, с чем и связана красноватая окраска элювиального горизонта.

Минералогический состав илистых фракций почв. В разрезе И-10 по всему профилю доминируют диоктаэдрические слюды (иллит) и триоктаэдрический хлорит. На диоктаэдрическую природу слюд

указывает интенсивное отражение $d_{002} \sim 0.5$ нм. Смешанослойные слюда-сметитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием сметитовых (вермикулитовых) слоев диагностируются на основании улучшения симметричности пика 1.0 нм на дифрактограммах насыщенных образцов по сравнению с таковым в воздушно-сухом состоянии. Наиболее симметричный 1.0 нм пик отмечен на дифрактограмме илистой фракции из горизонта RCsa,ro, 70–80 см. Вверх по профилю асимметрия пика 1.0 нм усиливается вплоть до появления широкого максимума в области 1.1–1.2 нм на дифрактограммах воздушно-сухих образцов из горизонтов AYao–BMi,ro. Это можно интерпретировать как появление диоктаэдрических неупорядоченных иллит-вермикулитовых (сметитовых) образований в результате трансформации иллита [42].

Для идентификации каолинита, который может присутствовать в небольшом количестве, был

Таблица 2. Некоторые физико-химические свойства остаточного карбонатных, красноцветных почв

Горизонт, глубина, см	рН		C _{орг}	CO ₂ карб	Нг, смоль (экв)/кг	Fe ₂ O ₃ d	Fe ₂ O ₃ o	Al ₂ O ₃ o
	водный	солевой	%			% от абс.-сух. навески		
Разрез И–08, бурозем грубогумусированный, иллювиально-глинистый								
Подстилка, 2–0	6.3	6.1	58.8*	—	—	—	—	—
AYao, 0–5	6.1	5.8	11.7	—	19.44	1.24	0.71	0.21
ABMro, 5–16	6.1	4.8	2.3	—	5.15	2.06	0.78	0.22
BMro, 16–30	6.9	5.3	0.6	—	2.18	2.43	0.42	0.17
BMi,ro, 30–40	6.9	—	0.5	—	2.65	3.16	0.32	0.25
RCsa,ro, 40–70	8.6	—	—	3.98	—	2.86	—	—
Разрез И–10, бурозем грубогумусированный, оподзоленный, иллювиально-глинистый								
Подстилка, 0–3	5.6	5.3	42.7*	—	26.47	—	—	—
AYao, 3–10	5.1	4.9	11.0	—	11.56	1.15	0.52	0.21
BMel,ro, 10–15	6.8	5.3	0.9	—	1.94	2.02	0.29	0.18
BMi,ro, 15–30	7.3	—	0.6	—	1.64	2.93	0.24	0.26
BMi,ca,ro, 30–40	8.6	—	0.5	4.27	—	2.25	—	—
BCRca,ro, 40–70	8.8	—	0.3	11.01	—	1.55	—	—
RCsa,ro, 70–80	8.6	—	0.9	17.60	—	1.36	—	—
Разрез И-09, подзолистая грубогумусированная почва								
Подстилка, 3–0	5.6	5.3	79.8*	—	—	—	—	—
Oao, 0–8(10)	6.2	5.3	49.9*	—	19.44	1.10	0.52	0.26
ELro, 8(10)–18	5.3	3.5	0.9	—	8.13	1.68	0.35	0.19
BELro, 18–25	5.6	3.6	0.7	—	7.43	2.32	0.26	0.25
BTro, 25–45	6.3	4.2	0.8	—	4.92	4.15	0.28	0.35
RCsa,ro, 46–65	8.7	—	—	7.86	—	1.94	—	—

*ППП — потери при прокаливании.

Примечание. Нг — гидролитическая кислотность, d — дитионитрастворимое и o — оксалаторастворимое железо, прочерк — не определяли.

применен метод инфракрасной спектроскопии. Этот метод является более чувствительным по сравнению с методом порошковой рентгенодифрактометрии [34, 38, 40]. Полоса поглощения $3698 \pm 2 \text{ см}^{-1}$, присутствующая на спектрах образцов из профиля И-10, является диагностической для идентификации каолинита в присутствии хлорита [37]. На основании данных инфракрасной спектроскопии сделан вывод о присутствии каолинита в разрезе. В небольшом количестве присутствует кварц во всех горизонтах, включая RCsa,ro (рис. 4а).

В разрезе И-09 присутствуют те же минеральные фазы, что и в разрезе И-10. Однако силикатный материал в этом профиле более выветрелый. Вывод сделан на основании большей асимметрии 1.0 нм в сторону малых углов, что отражает

более высокую долю смешанослойных образований. Асимметричные 1.0 и 0.5 нм пики выражены на дифрактограммах только нижнего RCsa,ro, 46–65 см горизонта. Выше по профилю появляется широкое отражение в области 1.0–1.4 нм и отмечается уменьшение интенсивности 1.0 нм пика на дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного образцов (рис. 4б). Одновременно отмечается (особенно в горизонте ELro, 8(10)–18 см) возрастание пика 1.4 нм. Это можно интерпретировать как результат вермикулитизации иллита и, как следствие, появление диоктаэдрического вермикулита [42]. При этом интенсивность пика 0.473 нм (d_{003} хлорит) практически не меняется по профилю, что позволяет сделать вывод об его стабильном содержании в илистой фракции профиля.

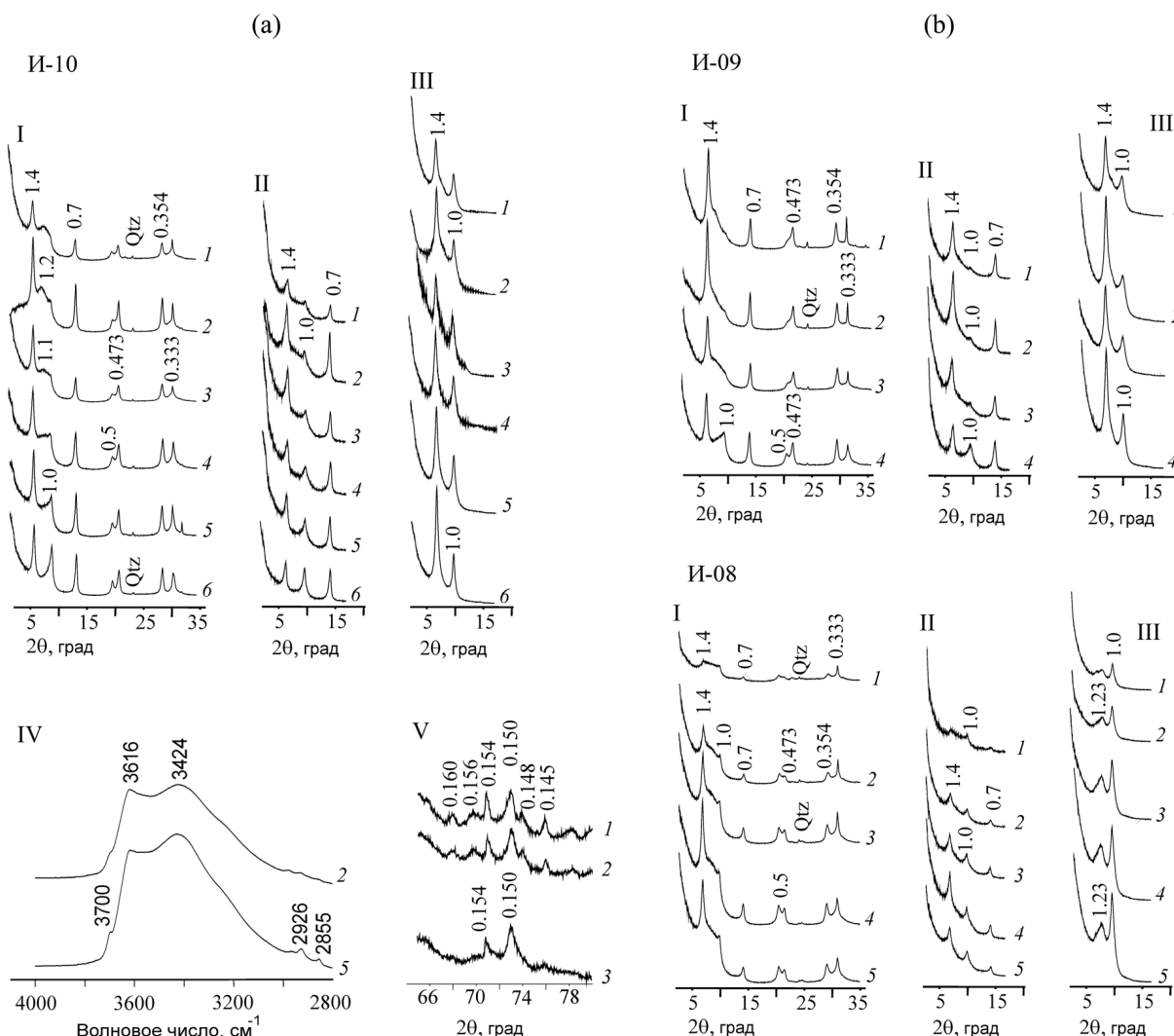


Рис. 4. (а) Рентгendifрактограммы илистых фракций из разреза И-10 (I–III) и ИК-спектры (IV): 1 – АУао, 3–10 см, 2 – ВМел,го, 10–15 см, 3 – ВМл,го, 15–30 см, 4 – ВМл,са,го, 30–40 см, 5 – ВСРса,го, 40–70 см, 6 – РСса,го, 70–80 см. V – рентгendifрактограммы в области 060: 1 – И-10, гор. ВСРса,го, 40–70 см, 2 – И-09, гор. РСса,го, 46–65 см, 3 – И-08, гор. РСса,го, 40–70 см. Условные обозначения здесь и (б): образец в воздушно-сухом состоянии (I), насыщенный этиленгликолем (II), прокаленный при 550°C (III). Величины d/n даны в нм, Qtz – кварц. (б) Рентгendifрактограммы илистых фракций из профиля И-09: 1 – ЕЛро, 8(10)–18 см, 2 – ВЕЛро, 18–25 см, 3 – ВТро, 25–45 см, 4 – РСса,го, 46–65 см и И-08: 1 – АУао, 0–5 см, 2 – АВМро, 5–16 см, 3 – ВМро, 16–30 см, 4 – ВМл,го, 30–40 см, 5 – РСса,го, 40–70 см.

В разрезе И-08 также диагностируются диоктаэдрические слюды. На дифрактограммах прокаленных образцов присутствует широкий пик 1.2–1.23 нм и нет пика в области 1.38–1.4 нм, который присутствует на дифрактограммах разрезов И-09 и И-10. При этом диагностический для хлорита пик 0.473 нм отчетливо выражен на дифрактограммах воздушно-сухих образцов этого профиля (рис. 4б). Исчезновение пиков хлорита после нагревания образца при 550°C характерно для диоктаэдрического (ди/диоктаэдрического) хлорита – донбассита [39]. С другой стороны, наличие пика 1.2–1.23 нм на дифрактограммах прокаленных об-

разцов указывает на присутствие смешанослойных образований, где один из компонентов стабилен (хлорит), а другой нестабилен при прокаливании при 550°C (вермикулит). Это предполагает наличие диоктаэдрических неупорядоченных смешанослойных хлорит-вермикулитовых образований [32]. В разрезе И-08, как и в профилях И-09 и И-10, диагностируются диоктаэдрические смешанослойные слюда-сметитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием сметитовых слоев.

Присутствие только диоктаэдрических минералов в разрезе И-08 подтверждается результатами

съемки неориентированных образцов в области 060 отражений (рис. 4а). В горизонтах по всему профилю диагностируются два выраженных пика 0.154 нм (кварц) и 0.150 нм, указывающий на диоктаэдрическую природу минеральных фаз. Профильная дифференциация минералогического состава в этом разрезе проявляется в общем уменьшении интенсивности пиков глинистых минералов в верхнем горизонте, что характерно для гумусово-аккумулятивных горизонтов. Из неглинистых минералов во всех профилях в небольшом количестве присутствует кварц.

Таким образом, по фазовому минералогическому составу разрез И-08 отличается от разрезов И-09 и И-10. В разрезе И-10 и И-09 преобладающие компоненты — триоктаэдрический хлорит и диоктаэдрическая слюда (иллит). В небольшом количестве присутствует каолинит. Во всех горизонтах, за исключением РСса,го, 70–80 см в профиле И-10 диагностируются продукты трансформации слюд: диоктаэдрические неупорядоченные смешанослойные слюда-сметитовые (вермикулитовые) образования с низким <50% содержанием сметитовых слоев. Их доля в обоих разрезах увеличивается вверх по профилю. В разрезе И-09 отмечается наличие более продвинутой стадии трансформации слюд и, возможно, появление диоктаэдрического вермикулита. Профиль И-08 отличается присутствием только диоктаэдрических минералов: слюд и хлорита — и продуктов их трансформации — диоктаэдрических неупорядоченных смешанослойных образований. Последние диагностируются и в породе — горизонт РСса,го, 40–70 см.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности минералогического и микроморфологического состава почв. Почвенные профили сформированы на литологически однородных субстратах, что проявляется в отмеченном при микроморфологическом изучении, преобладании минеральных зерен одной размерности по всему профилю в каждом из разрезов. Различие преобладающей размерности минеральных зерен между профилями отражает пространственную неоднородность карбонатных красноцветных отложений. Признаки микростроения, характерные для процессов элювиально-иллювиального перераспределения материала, отчетливо выражены в профиле И-09, и их меньшая интенсивность диагностирована в разрезе И-10. В разрезе И-08 отмечены только слабовыраженное перераспределение тонкодисперсного материала.

Исследованные разрезы характеризуются слюда-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов, что согласуется с данными [13] о преобладании в кембрийских породах Лено-Ангарского плато хлорита и гидрослюд. Несмотря на близкую

слюда-хлоритовую ассоциацию в исследованных почвах выявлены существенные различия в минералогическом составе, что обусловлено присутствием только (а) диоктаэдрических минералов и продуктов их трансформации — смешанослойных образований (разрез И-08), либо (б) диоктаэдрических слюд и продуктов их трансформации и триоктаэдрического хлорита (разрезы И-10 и И-09). Результаты указывают на пространственную неоднородность красноцветных отложений. Профильные изменения минералогического состава наблюдаются в разрезах И-09 и И-10. Они обусловлены более продвинутой трансформацией диоктаэдрических слюд в верхних горизонтах профилей, вплоть до почти их полного исчезновения и появления диоктаэдрического вермикулита в наиболее дифференцированном разрезе И-09.

Сравнивая минералогический состав почв на красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато и Предуралья, отметим, что в исследованных почвах Лено-Ангарского плато отсутствует доминирующая в почвах Предуралья сметитовая фаза (индивидуальные сметиты). Сметиты являются наиболее неустойчивыми при кислотном гидролизе минералами, и их доля в верхней части профиля закономерно уменьшается по мере выщелачивания карбонатов [14], что и определяет профильную дифференциацию минеральных фаз.

Ранее [13] в красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато был диагностирован редкий и неустойчивый в профиле почв минерал тосудит — диоктаэдрический упорядоченный хлорит-сметит. Нами тосудит не был идентифицирован. Но в одном из разрезов (И-08) предполагаем присутствие другого редкого в почвах диоктаэдрического хлорита (ди/диоктаэдрического) — донбассита. В одном из наиболее ранних исследований минералогического состава почв и пород на красноцветных отложениях Лено-Ангарского плато [22] отмечено, что гетерогенность минералов связана либо с отложением в кембрийском бассейне материала различной степени выветрелости, либо с изменением материала в осадочной толще.

Особенности генезиса почв и связь почвообразовательных процессов с факторами почвообразования. На дериватах красноцветных карбонатных верхнекембрийских аргиллитах, алевролитах и песчаниках на абсолютных высотах более 800 м Лено-Ангарского плато реализуются следующие почвообразовательные процессы. Формирование *серогумусовых грубогумусированных горизонтов* под кислыми и слабокислыми лесными подстилками. Это отличает исследованные почвы от центрального образа дерново-карбонатных почв, которые ранее широко описывались в этом регионе, в том числе на данных породах; и которые показаны на всех почвенных картах; и для которых характерен серогумусовый или темногумусовый горизонты [16,

27]. Проявление *структурного метаморфизма* — формирование педогенной структуры из литогенной. *Выщелачивание карбонатов* с минимальным проявлением их переотложения в виде редких бордов на щебне и отсутствие миграции карбонатов к фронту промерзания в отличие от почв на подобных породах на высотном уровне 600–700 м [11]. *Элювиирование и иллювиирование глинистого* материала, что обуславливает формирование как признаков, так и самостоятельных горизонтов. Наличие этих процессов подтверждается исследованием вещества почв на макро- и микроуровнях, а также профильным изменением минералогического состава, обусловленного трансформацией слюды, которая усиливается в верхней части профиля по мере развития текстурной дифференциации.

Текстурно-дифференцированные почвы образуются только на высотах более 1000 м, что было отмечено ранее [11]. В данном случае абсолютные высоты определяют степень гумидности климата: количество осадков более 600 мм и более низкие летние температуры, чем в долинах на ~3–3.5°C [17]. С почвообразующими породами проявление текстурной дифференциации и даже процессов элювиирования не связано: на наиболее опесчаненных субстратах такого проявления не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суглинистые, с высоким содержанием валового и дитионитрастворимого железа почвы, развитые на карбонатных красноцветных отложениях в южной части Лено-Ангарского плато, характеризуются слюда-хлоритовой ассоциацией индивидуальных глинистых минералов. Их минералогический состав (присутствие диоктаэдрических слюд и хлорита либо диоктаэдрических слюд и триоктаэдрического хлорита) отражает пространственную вариацию минералогического состава красноцветных отложений. Исследованные почвы иллюстрируют реализацию различных направлений почвообразования: структурно-метаморфического и текстурно-дифференцированного — интенсивность проявления которых различна и зависит от абсолютной высоты местности. Формирование текстурно-дифференцированных почв происходит в наиболее гумидных условиях на высотах более 1000 м. Тем не менее, признаки иллювиирования прослеживаются и на более низких уровнях. Почвы классифицируются как подзолистые грубогумусированные остаточные-карбонатные красноцветные. Для них характерна вертикальная однородность почвообразующего материала, слабая дифференциация по цвету с сохранением красного оттенка в элювиальном горизонте, отчетливая дифференциация по илу с редуцированной

мощностью иллювиального горизонта из-за близкого залегания карбонатов.

Почвы в высотном ряду от 800 до 1000 м классифицированы как буроземы грубогумусированные, остаточные карбонатные, красноцветные — иллювиально-глинистые и оподзоленные. Различия почв обусловлены изменением гумидности климата, связанной с высотой местности.

БЛАГОДАРНОСТЬ

XRD- и IR-данные получены в ресурсном центре СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Микроморфологический анализ промерзающих почв выполнен при поддержке РНФ (проект № 23-77-10046). Генетико-морфологический анализ полученного в полевых условиях материала выполнен в рамках государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0010.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24120031>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алябина И.О.* Оценка роли почвообразующего потенциала природных факторов в формировании почвенного покрова на основе геоинформационных технологий. Автореф. дис. ...докт. биол. наук. М., 2016. 51 с.
2. *Алябина И.О., Неданчук И.М.* Оценка связи распространения почвенных горизонтов с климатическими параметрами // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1165–1176.
3. *Бадмаев Н.Б.* Координатный анализ и принципы распознавания почв. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2008. 206 с.
4. *Волбуев В.Р.* Экология почв. Баку: Изд-во Академии наук Азербайджанской ССР, 1963. 260 с.

5. Воробьева Г.А. Особенности эволюции и генезиса почв Лено-Ангарского плато. Дис. ...канд. биол. наук. Иркутск, 1972. 258 с.
6. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья. Иркутск.: Иркут. гос. ун-т., 2010. 205 с.
7. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
8. Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон. Пушкино: Пушкинский научный центр РАН, 1992. 215 с.
9. Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Туркина Т.В. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
10. Государственная почвенная карта СССР. Лист N-48 (Иркутск). М., 1977.
11. Горячкин С., Лесовая С., Конюшков Д. Почвы на карбонатных породах Прибайкалья: педоклиматогенная специфика химико-минералогических свойств и генезиса // Генеза, география та екологія ґрунтів. Львів. 2008. С. 205–213.
12. Горячкин С.В., Водяницкий Ю.Н., Конюшков Д.Е., Лесовая С.Н., Мергелов Н.С., Титова А.А. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв северной Евразии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
13. Градусов Б.П., Воробьева Г.А. Реликтовые глинистые минералы в почвах на верхнекембрийских породах Ангаро-Удинского водораздела и связанные с ними особенности выветривания и почвообразования // Известия АН СССР. 1969. Сер. географическая. № 2. С. 76–81.
14. Градусов Б.П., Урусевская И.С. Особенности глинистого материала дерново-карбонатных и дерново-подзолистых почв западных и восточных районов Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. 1974. Сер. Биология-почвоведение. № 6. С. 105–113.
15. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы / Под ред. Н. С. Малич. М.: Аэрогеология, 1976. 9 л.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. Коновалова Т. И., Ноговицын В. Н. Геосистемы Лено-Ангарского плато // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 14. С. 46–54.
18. Кузьмин В.А. Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1988. 175 с.
19. Лесовая С.Н. Генезис и география почв на красноцветных породах европейской территории России. Автореф. дис. ...докт. геогр. наук. СПб, 2005. 34 с.
20. Лесовая С.И., Гойло Э.А., Чижикова Н.П. Минералогический состав красноцветных отложений и его влияние на почвообразование в северо-таежной подзоне европейской территории России // Почвоведение. 2005. № 8. С. 1001–1011.
21. Лещиков Ф.Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.
22. Макеев О.В. Дерново-подзолистые почвы на различных породах Среднесибирского плоскогорья // Известия биолого-географического научно-исследовательского института ИГУ. Иркутск. 1951. 106 с.
23. Макеев О.В. Дерновые таежные почвы Средней Сибири. Улан-Удэ, 1959. 350 с.
24. Надеждин Б.В. Лено-Ангарская лесостепь (почвенно-географический очерк). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.
25. Николаев И.В. Почвы Иркутской области. Иркутск, 1948. 404 с.
26. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.
27. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
28. Сазонов А.Г. Почвы Лено-Ангарского плато и их хозяйственное использование. Автореф. дис. ...канд. биол. наук. Иркутск, 1969. 23 с.
29. Соколов И.А. Об экологии почв // Проблемы почвоведения. М.: Наука. 1982. С. 103–107.
30. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Мякова В.В., Филинов И.А. Геоморфология и морфотектоника Лено-Ангарского плато // Геоморфология. 2005. № 2. С. 97–106.
31. Физическая карта Иркутской области [электронный ресурс]. – http://irkipedia.ru/content/geograficheskaya_karta_irkutskoy_oblasti (дата обращения: 15.10.2023).
32. Bayliss P., James D.P. Di/Dioctahedral chlorite-vermiculite-montmorillonite irregular mixed-layer mineral // Clay Miner. 1981. V. 16. P. 213–215.
33. Churchman G.J. Clay minerals formed from micas and chlorites in some New Zealand soils // Clay Miner. 1980. V. 15. P. 59–76. <https://doi.org/10.1180/claymin.1980.015.1.05>
34. Delvaux B., Mestdagh M.M., Vielvoye L., Herbillon A.J. XRD, IR and ESR study of experimental alteration of Al-nontronite into mixed-layer kaolinite/smectite // Clay Miner. 1989. № 24. P. 617–630.
35. Harris W., White N.G. X-ray diffraction techniques for soil mineral identification / Methods of Soil Analysis. Editors: Ulery A.L., Drees L.R. Part 5. Mineralogical Methods, SSSA Book Series, No. 5. Madison, Wisconsin, 2008. 81–115 p.
36. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating

- legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
37. Kodama H., Oinuma K. Identification of Kaolin Minerals in the Presence of Chlorite by X-Ray Diffraction and Infrared Absorption Spectra // *Clay Clay Miner.* 1962. V. 11. P. 236–249.
 38. Madejová J., Komadel P. Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods// *Clay Clay Miner.* 2001. V. 49. P. 410–432.
 39. Merceron T., Inoue A., Bouchet A., Meunier A. Lithium-bearing donbassite and tosudite from Echassieres, massif Central, France// *Clay Clay Miner.* 1988. V. 36. P. 39–46.
 40. Petit S., Prot T., Decarreau A., Mosser C., Toledo-Groke M.C., Crystallochemical study of a population of particles in smectites from a lateritic weathering profile // *Clay Clay Miner.* 1992. V. 40. P. 436–445.
 41. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Sections. Second edition. John Wiley Sons, 2021. 256 p.
 42. Wilson M.J., Bain D.C., Duthie D.M.L. The soil clays of Great Britain: II. Scotland // *Clay Miner.* 1984. V. 19. P. 709–735.

Soils on Red-Colored Calcareous Substrate from Lena-Angara Plateau: Factor Limits of Clay Differentiation

S. N. Lessovaia^{1, *}, S. V. Goryachkin², A. A. Sokolov¹,
T. V. Romanis³, D. E. Konyushkov⁴, and O. G. Lopatovskaya⁵

¹*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199178 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

³*Melnikov Permafrost Institute SB of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, 677010 Russia*

⁴*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

⁵*Irkutsk State University, Irkutsk, 664011 Russia*

* e-mail: s.lesovaya@spbu.ru

The study objects are represented by the soils on red-colored carbonate substrate located in the southern part of the Lena-Angara plateau. The areas of such substrates are widespread in Eastern Siberia. Pedogenesis has led to Luvisols formation with different level of profile differentiation affected by the altitude areas. All soils are loamy and characterized by the high proportions of the total and dithionite extractable iron. Clay mineralogy of the clay size fraction of the studied soils has illustrated the spatial variation of the mineralogy of the red colored substrate. The latter is characterized by illite – chlorite association of the pure clay minerals within predominance of the dioctahedral minerals (mica and sometimes di-chlorite). Formation of the differentiated profile – Calcaric Albic Rhodic Luvisol occurs in the most humid environment realized at altitudes more than 1000 m. The specificity of such soils is: vertical homogeneity of parent substrate; weak color differentiation within reddish tint in the upper part; distinct differentiation of the clay size fraction, and a reduced thickness of illuvial horizon due to close occurrence of the hard carbonate substrate. The signs of clay illuviation are less pronounced in the soils from the levels lower than 1000 m that led to Calcaric Chromic Luvisol and Calcaric Rhodic Luvisol formation.

Keywords: soil factor ecology, weakly and significantly differentiated soils, Calcaric Albic Rhodic Luvisol, Calcaric Chromic Luvisol, Calcaric Rhodic Luvisol, micromorphological features of soils, di- and trioctahedral chlorite, illite