АРИДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ, 2023, том 29, № 4 (97), с. 81-92

СИСТЕМНОЕ ИЗУЧЕНИЕ АРИДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

УДК 631.48

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВОВ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНЫХ ПОЧВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИНАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

© 2023 г. В.И. Убугунова*, В.Л. Убугунов*, Е.Б. Варламов, С.Н. Бажа***, Л.Л. Убугунов*, ******

**Институт общей и экспериментальной биологии Сибирского отделения РАН*
Россия, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д. 6. E-mail: ubugunova57@mail.ru

***Почвенный институт им. В.В. Докучаева*
Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер, д. 7, стр. 2. E-mail: evgheni968@yandex.ru

****Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН*
Россия, 119071, г. Москва, Ленинский просп., д. 33. E-mail: monexp@mail.ru

*****Бурятская государственная сельскохозяйственная академия им. В.Р. Филиппова*
Россия, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Пушкина, д. 8. E-mail: l-ulze@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2023. После доработки 30.06.2023. Принята к публикации 01.07.2023.

Приведена характеристика климатических, литологических и геоморфологических условий формирования песчаных почв Забайкалья (Баргузинская котловина). Установлено, что основными почвообразовательными процессами являются крио- и светлогумусовый, аккумулятивно-карбонатный и палево-метаморфический. В почвах залежей выражены процессы стратификации и абразии. Движущиеся пески не затронуты почвообразованием, но при частичном закреплении на них травянистой и/или кустарниковой растительности начинают развиваться эмбриональные слаборазвитые почвы (слоисто-эоловые, псаммоземы гумусовые). Впервые представлены результаты вещественного состава пород Ангаро-Витимского батолита, почвообразующего песка, а также состав минералов фракций < 1.1-5 и > 5 мкм криогумусовой и светлогумусовой почв. Определено, что региональными особенностями почвообразующих песков являются окарбоначенность, щелочность и полиминеральность, которая наследуется от известково-щелочных пород. Песчаные и пылеватые фракции почв имеют близкий минералогический состав, которые характеризуются высоким содержанием плагиоклазов и К-полевых шпатов и низким – кварца. Состав илистой фракции представлен смешанослойной фазой иллит-смектитов с переслаиванием единичными хлоритовыми пакетами, ди-триоктадрическим иллитом, железистым хлоритом и каолинитом. Для современного почвообразования характерна низкая степень химического выветривания (CIA, CIW, ГМ) и слабая дифференциация профиля. Особенностью вещественного состава песчаных почв является повышенное содержание калия и натрия. По значениям общей щелочности изученные почвы соответствуют категории повышенно-щелочных. Отмечается четко выраженное разделение почвенного профиля по биологической активности. Выявлено, что при пахотном использовании песчаные почвы являются потенциальными очагами опустынивания: на изученной территории все расположенные на них пахотные угодья и залежи в различной степени дефлированы. При этом установлено, что более 70% относится к очень сильно дефлированным и сильно дефлированным. На таких участках отмечается выдувание гумусовых почвенных слоев и обнажение карбонатных горизонтов и даже почвообразующих песков. Обнажившие срединные горизонты и пески не обладают элементами эффективного плодородия. Урожайность сельскохозяйственных культур на таких пахотных угодьях очень низкая, процесс естественного восстановления растительного покрова на залежах крайне затруднен, практически не происходит зарастания язв дефляции. Заторможенность процессов восстановления естественных ценозов в значительной степени обусловлена щелочностью и окарбоначенностью почвообразующих песков.

Ключевые слова: песчаные почвы, гранулометрические фракции, минералогический состав, Забайкалье, Баргузинская котловина, опустынивание.

DOI: 10.24412/1993-3916-2023-4-81-92

EDN: IJOHVA

Пески, как один из наиболее широко распространенных типов осадочных пород, имеют различный генезис, возраст, минералогический и вещественный состав. Общая закономерность проявляется в преобладании кварца и полевых шпатов в минералогическом составе, среди глинистых минералов – слюд, хлорита, каолинита, иллита, смектита (Чижикова, Лебедева, 2014; Шалдыбин и др., 2015). Минералогический состав песков имеет региональные особенности, которые необходимо учитывать при рассмотрении трендов развития естественных и антропогенно-преобразованных песчаных почв (Чижикова и др., 1988). Особую значимость учет этого фактора приобретает для слабо изученных песчаных почв аридных территорий Азиатской части России, являющихся потенциальными очагами опустынивания (Гунин, 1990). Основные массивы песков этой обширной территории сосредоточены в Забайкалье. Они занимают днища рифтогенных впадин (Муйской, Куандинской, Парамской, Верхнеангарской, Баргузинской, Усть-Баргузинской, Налимовской, Нижнетуркинской, Котокельской, Тункинской, Усть-Селенгинской) и высокие террасы рек Селенги, Чикоя и Хилка, а также древней аллювиальной Селенгинско-Чикойской равнины и Киранской впадины (Иванов, 1966). Пески данного региона являются продуктами разрушения известково-щелочных гранитоидов гигантского Ангаро-Витимского батолита. При выветривании этих пород наследуется общий щелочной и субщелочной фон. В связи с этим, как нами установлено, в значительной степени нарушаются классические схемы развития почв (Убугунов, Убугунова, 2017) и процесс естественного восстановления растительных сообществ на залежных землях (Гунин и др., 2018).

Отсутствие данных о литологических особенностях песчаных почв региона определило цель данной работы: изучить минералогический и вещественный состав песчаных почв Баргузинской котловины на примере модельного полигона Верхний Хуйтэн. Полученные материалы необходимы для комплексной оценки псаммофитных экосистем, разработки теоретических и практических подходов по сохранению почвенного покрова и биоразнообразия аридных экосистем.

Объект и методы исследований

Исследования проводили в Баргузинской котловине – одной из наиболее крупных тектонических депрессий Байкальского рифта. Впадина заполнена песками, большая часть из которых сосредоточена в обширных песчаных массивах, возвышаясь над озерно-аллювиальной равниной на 200 м и более. Образование мощных песчаных толщ связывают с озерными условиями седиментации при ингрессии вод Байкала (эоплейстоцен, средний неоплейстоцен), а также с лимно-флювиогляциальными и эоловыми факторами аккумуляции (Мац и др., 2001; Хассан и др., 2019).

Современный рельеф является результатом эолового морфо- и седиментогенеза и представлен грядово-бугристыми эоловыми формами, дюнами, котловинами выдувания. Эрозионная деятельность ветра, хоть и в значительно меньших масштабах, локально сохранилась и в настоящее время в наиболее активных ветровых коридорах с дефлированным частично или полностью почвенным покровом. Климат котловины резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха отрицательная, характерно низкое атмосферное увлажнение, высокая континентальность и аридность (Убугунов и др., 2016). Такое экстремальное сочетание тепла и влаги создает условия для господства криоксерофитного и ксерофитного растительного покрова, в пределах которого произрастают разные в экологическом, физиономическом и генетическом отношении комплексы растительности (степной, лесостепной, лесной). Фоновая степная растительность целинных земель представлена ковыльно-твердоватоосоковыми сообществами, а лесостепная – различными типами сосняков: разнотравно-остепненных, остепненных, спирейно-разнотравных, мертвопокровных, редкотравных, рододендроновых бруснично-разнотравных (Намзалов, Басхаева, 2006).

Исследования песчаных почв проводились на геоморфологическом полигон-трансекте в урочище Верхний Хуйтэн. Этот песчаный массив имеет линзовидное тело с обтекаемыми формами, прислоненное восточной частью к борту Икатского хребта. Максимальные гипсометрические отметки составляют 730 м, что на 230 м выше современной пойменной части р. Баргузин в районе исследований. Протяженность полигон-трансекта составила 23 км, а ширина – 3 км. Перепад минимальной (513 м) и максимальной (718 м) высот был равен 215 м, средний уклон – 0.41° (Бажа и др., 2018). В исследованную площадь вошли степные, лесостепные и лесные экосистемы, где было заложено 26 опорных почвенных разрезов глубиной 2.0 м (табл. 1). Объектом детального изучения минералогического и вещественного составов были степная криогумусовая (ВКС-1, полынно-твердоватоосоковое сообщество) и лесная светлогумусовая почвы (ВКС-26, сосняк рододендроновый).

Анализ физико-химических и химических свойств почв проведен стандартными общепринятыми методами (Агрохимические …, 1975). Цветовая характеристика почвенных горизонтов анализировалась по оптической системе Манселла (Цветовая система …, 2018). Диагностика и классификация почв проведена по «Классификации и диагностике почв России» (2004) и «Полевому определителю почв России» (2008).

Таблица 1. Географические координаты почвенных разрезов, высота над уровнем моря, растительные формации ключевых площадок.

№ точки	Координаты		Высота, м н.у.м. БС	Тип растительности
	с.ш.	в.д.		
1 ВКС	54.40694°	110.46081°	524	степь
2 ВКС	54.39889°	110.48058°	538	степь
3 ВКС	54.38070°	110.51486°	529	степь
4 ВКС	54.38142°	110.51625°	529	степь
5 ВКС	54.38064°	110.51767°	526	степь
6 ВКС	54.36950°	110.53694°	541	степь
7 ВКС	54.36900°	110.54003°	539	степь
8 ВКС	54.36539°	110.55803°	547	степь
9 ВКС	54.35569°	110.58117°	556	степь
10 ВКС	54.35258°	110.58881°	565	степь
11 ВКС	54.34678°	110.60161°	591	степь
12 ВКС	54.34431°	110.61269°	602	степь
13 ВКС	54.34303°	110.61533°	605	степь
14 ВКС	54.34089°	110.61552°	606	степь
17 ВКС	54.32453°	110.61978°	655	лесостепь
18 ВКС	54.31881°	110.63580°	678	лесостепь
19 ВКС	54.32989°	110.64083°	653	лесостепь
20 ВКС	54.32644°	110.64709°	660	лесостепь
21 ВКС	54.32575°	110.64855°	668	лесостепь
22 ВКС	54.32075°	110.66289°	677	лесостепь
23 ВКС	54.31186°	110.67100°	706	лес
24 ВКС	54.30997°	110.67564°	703	лесостепь
25ВКС	54.29781°	110.70944°	716	лес
26 ВКС	54.28361°	110.73742°	686	лес

Выделение тонкодисперсных фракций проводили по методу Н.И. Горбунова (1971). Минералогический состав определяли рентгендифрактометрическим методом с использованием универсального рентгендифрактометра HZG-4A фирмы Carl Zeiss Yena (Германия). Препараты готовили методом седиментации на покровные стекла. Минералы диагностировали на основе ряда руководств по минералогии (Рентгеновские методы …, 1965; Градусов, 1976; Соколова и др., 2005). Съемку ориентированных препаратов, насыщенных магнием, осуществляли в трех состояниях образца: воздушно-сухом, сольватированном этиленгликолем в течение 2 суток и после прокаливания при температуре 550°C в течение 2 часов.

Для анализа геохимического состояния почвообразующих песков и почв было определено валовое содержаний породообразующих элементов атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой (ICP), спектрометром «SPECTROARCOS» (Германия). Для разложения почвенных образцов использовалась смесь фтористоводородной (HF), хлорной ($HClO_4$) и азотной (HNO_3) кислот (ГОСТ ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98). Результаты анализа содержаний оксидов пересчитаны на прокаленную бескарбонатную навеску, а затем на молярную массу для расчета титанового (ТМ), натриевого (НМ), калиевого (КМ), щелочного (ЩМ) модулей, нормированной щелочности (НКМ). Расчеты модулей проводили по следующим формулам (Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005):

$$ТМ = TiO_2 / Al_2O_3;\ НМ = Na_2O / Al_2O_3,$$
$$КМ = K_2O / Al_2O_3;\ ЩМ = Na_2O / K_2O,$$
$$НКМ = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3.$$

Для определения интенсивности процессов осадконакопления и почвообразования анализировались индексы CIA, CIW и ICV. Коэффициент химического выветривания рассчитывался по следующей формуле:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \cdot 100.$$

Он отражает соотношение первичных и вторичных минералов и интенсивность химического выветривания (Nesbilt, Young, 1982). Химический индекс выветривания рассчитывался следующим образом (Fedo et al., 1995):

$$CIW = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O) \cdot 100.$$

Индекс зрелости осадков определялся по формуле:

$$ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3.$$

Условной границей более зрелых и менее зрелых пород является 1 (Cox et al., 1995). Степень однородности материала оценивалась по значениям ТМ (Юдович, Кетрис, 2000).

Накопление и миграцию карбонатов в почвенном профиле отражает показатель кальцификации почв: $(CaO + MgO) / Al_2O_3$ (Retallack, 2001; Tohru, Hiroyosbi, 2007). Поведение легкорастворимых солей в почвах характеризуют натриевый, калиевый, щелочной модули и модуль нормированной щелочности. Уровень биологической активности и биопродуктивности показывает соотношение MnO / Al_2O), MnO / Fe_2O_3 (Калинин и др., 2009).

Результаты и обсуждение

Исследования показали, что почвы песчаных массивов находятся на разных стадиях своего развития: от свежего, едва затронутого процессами почвообразования песка, до «климаксовых» полнопрофильных почв. Основными почвообразовательными процессами являются крио- и светлогумусовый, аккумулятивно-карбонатный и палево-метаморфический. Цветовые особенности проявляются достаточно отчётливо и соответствуют диагностическим параметрам по шкале Манселла криогумусовым (AK, 7.5YR 3/2-4) светлогумусовым (AJ, 10YR 2-3 / 2-3), палево-метаморфическим (BPL, 10YR, светлота 7-8, насыщенность 3) и карбонатным (BCA, 10YR 3-4 / 3-4) горизонтам. В профилях изученных песчаных почв отмечается различное сочетание горизонтов AK, AJ, P, BPL, BPL (BCA), BCA, BCACca, Cca. Почвы с профилем AK – BCA – Cca отнесены к криогумусовым аккумулятивно-карбонатным, с формулой AK – BPL – BCA – Cca – к типу криоаридных; с профилем AJ – BCA – C – к светлогумусовым. В почвах залежей выражены процессы стратификации и абразии. Почвы с морфологическим строением профиля P – BPL – BCA – C, P – AK – BCA – C, Pw – BCA отнесены к агрокриоаридным, агрокриогумусовым и агроземам (Убугунов и др., 2016, 2017; Цыремпилов и др., 2018). На движущихся песках не затронутых почвообразованием, но при частичном закреплении их травянистой и/или кустарниковой растительностью начинают развиваться эмбриональные слаборазвитые почвы (слоисто-эоловые, псаммоземы гумусовые).

Почвообразующей породой изучаемых почв являются окарбоначенные песчаные отложения (Cca). Почвообразующие пески состоят в основном из продуктов разрушения пород крупнейшего в мире позднепалеозойского Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (~ 150 тыс. км^2, протяженность – 800 км, ширина – от 50 до 250 км, средняя мощность – 5-7 км, 350 массивов, возраст – 330-275 млн. лет). На большей части своей площади (около 70-80%) эта провинция сложена разнообразными по текстуре и структуре гранитами, где до 20-30% занимают кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты. Вмещающие батолит толщи сложены преимущественно рифейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и терригеннокарбонатными породами (Литвиновский и др., 1993). В Баргузинской котловине встречаются выходы баргузинского, чивыркуйского и зазинского комплексов (Цыганков, 2014). Граниты баргузинского комплекса относятся к высококалиевой известково-щелочной серии и включают массивные гнейсовидные и порфировидные разновидности пород. Чивыркуйский комплекс представлен известково-щелочной серией низкокремнеземнистых гранитоидов и подчиненных габброидов, включает кварцевые монцониты, гранодиориты и кварцевые сиениты, а также базиты повышенной калиевой щелочности. Породы зазинского комплекса являются переходными от высококалиевых к субщелочным и включают в основном граниты с подчиненным количеством кварцевых сиенитов.

Породообразующие элементы этих пород имеют близкий геохимический состав (табл. 2). Диапазоны варьирования содержания SiO_2 – от 64 до 73%, Al_2O_3 – от 14.1 до 17.5%, Fe_2O_3 – от 1.8 до 6.1%, CaO – от 1.5 до 4.4%, MgO – от 0.5 до 2.2%. Характерной особенностью пород этого батолита, в отличие от известных батолитов мира, является высокое содержание калия и натрия, определяющего большой диапазон щелочности: от известково-щелочной до щелочной (Бородин, 2009; Носков, 2011).

Продуктами выветривания пород Ангаро-Витимского батолита явились пески. До глубины 100.7 м это однородная песчаная толща неоплейстоценового возраста, глубже залегает резко ритмичная песчано-алевролитовая толща эоплейстоценового возраста (Хассан, 2022). Для почвообразующего песка (1.5-2.0 м) характерно заметное преобладание фракций мелкого (52%) и среднего (суммарно 39.4%) песка. На долю остальных фракций приходится только 5.4%. По шкале Манселла они имеют в сухом состоянии светло-буровато-серый цвет (тон 10YR при светлоте 6 и насыщенности 2). Среднее значение pH составило 8.8 ± 0.04 (n = 59, V = 3.5%), диапазон варьирования – от слабо- до сильнощелочных показателей (8.1-9.5). 95% изученной выборки находились в щелочном диапазоне – 8.7-8.9. Содержание гумуса в песках – не более 0.20%, соответственно, низкое и содержание азота, пески не засолены (Убугунов, Убугунова, 2017).

Таблица 2. Химический состав (%) основных пород Ангаро-Витимского батолита.

Компоненты	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	72.3	72.7	71.0	70.6	64.9	59.2	65.1	65.7
Al_2O_3	14.4	14.1	14.2	14.4	16.3	17.5	16.1	16.2
Fe_2O_3	2.1	1.8	2.4	2.2	4.4	6.1	4.3	3.9
MgO	0.6	0.5	0.8	1.1	1.1	2.2	1.7	1.4
CaO	1.5	1.7	1.9	1.8	3.3	4.4	3.0	3.0
Na_2O	3.8	4.3	4.0	4.0	3.9	3.9	3.7	3.7
K_2O	4.5	4.2	3.9	4.3	4.8	3.9	4.0	4.3
K_2O/Na_2O	1.2	1.0	1.0	1.1	1.2	1.0	1.1	1.1

Примечания к таблице 2: *1 – средний состав гранитов Ангаро-Витимского батолита, 2, 3, 4 – граниты с Икатского и Баргузинского хребтов, 5 – гранодиорит; 6 – сланец, 7 – адамеллит, 8 – средний состав автохтонных пород зон гранитизации баргузинского комплекса (Бородин, 2009).

Изученные почвы имеют легкий гранулометрический состав (рис. 1). Почвообразующий песок представлен связанным песком, гумусовые горизонты – супесчаные. В изученных почвах основные различия связаны с перераспределением фракций мелкого и среднего песка. Увеличение крупнопылеватой фракции характерно для почв, формирующихся на более высоких гипсометрических позициях (разрезы 25, 26). Двучленность профиля почв по гранулометрическому составу отмечается в центральной части песчаного массива (разрез 16).

Минералы представлены окатанными и неокатанными зернами неправильной угловатой формы, имеют шероховатую, неровную форму. Во фракции физического песка отмечается доминирование плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, относительно низкое содержание кварца (табл. 3). Для пылеватых фракций характерно уменьшение доли калиевых полевых шпатов (КПШ) и возрастание до 10-20% слюды. В илистой фракции все минералы, доминирующие в песчаных и пылеватых частицах, являются сопутствующими. Смешанослойная фаза представлена иллитсмектитом с переслаиванием единичными хлоритовыми пакетами, иллитом три-диоктаэдрического типа, железистым хлоритом и несовершенным каолинитом. 31-35% в иле приходятся на смешанослойные минералы, 24-31% – на иллит, около 40% – на сумму хлорита и каолинита. По минералогическому составу почвообразующие пески полимиктовые, имеют кварц-полевошпатовый состав (табл. 3).

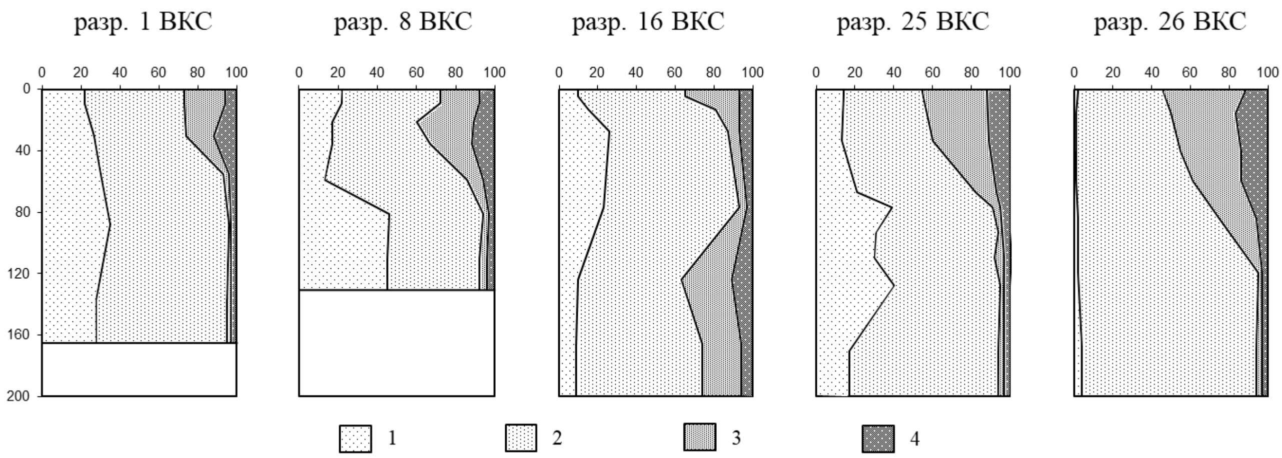

Рис. 1. Гранулометрический состав песчаных почв модельной территории. *Условные обозначения:* 1 – фракция – фракция среднего песка (1-0.25 мм); 2 – фракция мелкого песка (0.25-0.05 мм); 3 – фракция крупной пыли (0.05-0.01 мм); фракция физической глины (< 0.01 мм).

Содержание SiO_2 в изученных песках изменяется от 57 до 64%, Al_2O_3 – от 13.3 до 14.3%, Fe_2O_3 – от 3.0 до 3.8%. Несколько больший диапазон варьирования у CaO (5.3-7.0%) и MgO (1.4-2.3%). Максимум накопления отмечается в карбонатных горизонтах. Характерной особенностью песков является высокое содержание калия и натрия при заметном преобладании натрия (табл. 4).

Основными компонентами фракции среднего и мелкого песка являются плагиоклазы и полевые шпаты калиевой разновидности. Содержание кварца составляет всего 8-15%. Эти минералы сопровождаются незначительным количеством амфиболов, слюды и хлорита. Для основных минеральных фаз характерны островершинность их основных и второстепенных диагностических рефлексов. Близкий к песчаным фракциям минералогический состав установлен и для фракций пыли. Кластогенная часть её (за исключением слюд) характеризуется выраженной островершинностью минералогических компонентов.

Анализ минералогического состава криогумусовой (разр. 1) и светлогумусовой почв (разр. 26) показал, что в целом он достаточно близкий (рис. 2).

По профилям прослеживается тренд накопления устойчивых к выветриванию кварца и полевых шпатов. В составе полевых шпатов доминируют плагиоклазы. Во фракции мелкой пыли установлено незначительное количество переходной размерности глинистых минералов, характерных для более грубого состава илистых компонентов. Диагностируются иллит биотитового типа, хлорит, каолинит. Незначительные различия между почвами отмечаются по минералогическому составу крупнопылеватой фракции. Они выражаются в перераспределении кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов.

Минералогический состав илистой фракции имеет совершенно иной состав: смешанослойная фаза, иллит, хлорит, каолинит. Значительная доля (% от содержания во фракции) представлена смешанослойной фазой иллит-смектитов с переслаиванием единичными хлоритовыми пакетами и три-диоктаэдрическим иллитом. Прослеживается слабовыраженная тенденция к упорядочиванию структуры смешанослойных минералов. На фоне присутствия значительной доли кластогенных минералов, возможно, идет встраивание новых фаз смешанослойных компонентов.

Наследование кварц-полевошпатового состава почвообразующих песков изученной территории во многом связано с особенностями выветривания пород гранитной группы в экстраконтинентальных условиях криолитозоны. Установлено, что по соотношению криогенной устойчивости основных породообразующих минералов зёрна кварца оказываются менее устойчивыми по сравнению с зернами полевых шпатов (Конищев, Рогов, 1975). Ведущим механизмом криогенного разрушения кварца является расклинивание частиц этого минерала кристаллами льда, которые растут в вакуолях – полостях, содержащих газово-жидкие включения (Рогов, 2000). Для зерен полевых шпатов в большей степени характерно биохимическое выветривание (Гуринов и др., 2014).

Таблица 3. Содержание минералов в гранулометрических фракциях (%) почвообразующих песков Верхнего Хуйтэна (разрезы 1 ВКС, 26 ВКС).

Размер частиц, мм	**Глубина, см**	**Минералы***								
		Кв	**Пл**	**КПШ**	**Сл**	**Ам**	**Х**	**Кл**	**СМ**	**И**
1-0.25	Разрез 1 ВКС									
	66 (70)-108	12	44	39	2	1	1	1	–	–
	108-165	13	49	34	1	1	2	0	–	–
	Разрез 26ВКС									
	63 (68)-99 (107)	13	39	44	2	0	1	0	–	–
0.25-0.01	Разрез 1 ВКС									
	66 (70)-108	12	49	33	2	2	2	0	–	–
	108-165	9	51	34	2	3	1	0	–	–
	Разрез 26ВКС									
	63 (68)-99 (107)	13	49	34	1	1	2	0	–	–
0,01-0.005	Разрез 1ВКС									
	66 (70)-108	14	42	24	10	4	5	2	–	–
	108-165	16	33	24	15	4	6	2	–	–
	Разрез 26ВКС									
	63 (68)-99 (107)	12	31	21	20	5	8	3	–	–
0.005-0.001	Разрез 1ВКС									
	66 (70)-108	13	31	24	14	5	7	6	–	–
	108-165	12	27	21	20	4	9	7	–	–
	Разрез 26ВКС									
	63 (68)-99 (107)	14	26	21	19	5	9	6	–	–
< 0.001	Разрез 1ВКС									
	66 (70)-108	Сопутствующие компоненты: КПШ, Ам, много Пл					18	22	35	25
	108-165						15	23	31	31
	Разрез 26ВКС									
	63 (68)-99 (107)	Сопутствующие компоненты: КПШ, Ам, следы Пл					17	24	35	24

Примечания к таблице 3. Минералы*: Кв – кварц, Пл – плагиоклазы, КПШ – кальциевые полевые шпаты, Сл – слюды, Ам – амфиболы, Х – хлорит, Кл – каолинит, См – смешанослойные минералы, И – иллит.

Для изученных почв характерны незначительные вариации содержания породообразующих элементов, за исключением кальция (табл. 5). Высокое содержание плагиоклазов и калиевых полевых шпатов обусловливает высокое содержание калия и натрия (табл. 5).

Коэффициент химического выветривания (CIA) в изученных почвах изменяется от 55 до 60. Эти значения показывают низкое химическое выветривание первичных минералов в условиях холодного и сухого климата. В почвенном профиле криогумусовой почвы CIA не меняется, в то время как в светлогумусовой отмечаются большие значения этого коэффициента в корнеобитаемом слое (60) и постепенное снижение в почвообразующем песке (55). Близкие закономерности прослеживаются и по показателям CIW. Индекс зрелости (ICV) больше 1, что свидетельствует о преобладании первичных минералов.

Таблица 4. Химический состав (%) почвообразующего песка урочища Верхний Куйтун.

Компоненты	**№ разреза**							
	1ВКС		**8ВКС**		**16ВКС**	**25ВКС**		**26ВКС**
	Глубина, см							
	66(70)-108	**108-165**	**72-90**	**90-130**	**132-200**	**72-78(86)**	**140-200**	**99(107)-136**
SiO_2	66.1	67.9	67.6	61.3	56.7	60.0	58.1	63.8
Al_2O_3	14.1	14.4	14.1	13.3	14.0	14.1	14.4	14.3
Fe_2O_3	3.2	3.0	3.1	3.1	3.8	3.0	3.2	3.4
MgO	1.7	1.4	1.5	1.4	2.3	1.7	1.9	2.4
CaO	7.0	6.4	6.0	6.0	6.8	5.8	5.3	6.2
Na_2O	3.9	4.0	4.0	4.0	3.7	3.2	4.0	3.9
K_2O	2.6	2.7	2.9	2.9	2.8	3.8	3.1	2.8
K_2O/Na_2O	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	1.2	0.8	0.7

В почвообразующем песке значения гидролизатного модуля (ГМ) изменяются от 0.30 до 0.34 и показывают слабую выветрелость почвообразующей породы, поступившей с области сноса. В процессе почвообразования эти породы претерпели очень незначительные изменения (0.31-0.42). В большей степени химическое выветривание проявляется в светлогумусовых почвах, формирующихся в лесостепной зоне в более гумидных условиях, по сравнению с котловинными степными криогумусовыми почвами.

По титановому модулю (0.05) светлогумусовые почвы характеризуются однородностью почвенной толщи, а для криогумусовой характерен достаточно широкий диапазон варьирования этого показателя (0.03-0.06) и, соответственно, неоднородный литологический состав. Почвообразование на низких гипсометрических уровнях (степные участки, криогумусовая почва) в современное время находится в пределах ветрового коридора и характеризуется эрозионной активностью и привносом эолового материала, что и показывают значения титанового модуля.

Общий тренд развития современных почв отражает показатель общей нормативной щелочности и коэффициенты натриевого (НМ), калиевого (КМ), щелочного (ЩМ) модулей. Значения общей нормативной щелочности изменяются в изученных почвах от 0.42 до 0.51 и соответствуют повышенно-щелочным значениям. Эта особенность связана с высоким содержанием полевых шпатов как в породах Ангаро-Витимского батолита, так и почвообразующем песке и наследуется почвами, определяя их самобытность. Более высокие значения щелочного модуля характерны для степных почв (1.34-1.50). В лесостепных почвах этот показатель ниже (1.11-1.38). Эти различия указывают на большую «потерю» легкорастворимых солей в гумидных условиях лесостепи. Эту закономерность подтверждают данные и по натриевому коэффициенту. Значения КМ в изученных почвах имеют близкие значения (0.19-0.22).

По соотношению $Ca + Mg / Al_2O_3$ (Retallack, 2001) судят о динамике почвенного кальцита. В степных почвах отмечена окарбоначенность всего профиля, а в светлогумусовой максимум накопления выражен в карбонатном горизонте и почвообразующем песке.

Биологическую активность характеризуют коэффициенты соотношений оксидов железа, марганца, алюминия. В изученных почвах биологическая активность выражена только в верхних слоях, а в срединной части почвы и почвообразующем песке она резко снижается.

Из-за рассмотренной специфики минералогического и вещественного составов и определенных ими физико-химических свойств песчаные почвы имеют повышенную щелочность, легкий гранулометрический состав, крайне низкую поглотительную способность, высокую порозность, водопроницаемость, низкие значения наименьшей влагоемкости, малый диапазон активной влаги и практически не обладают элементами эффективного плодородия. Произрастающие на песчаных почвах злаковые степи малопродуктивны. Урожайность культурных растений, произрастающих на распаханных в 90-е годы прошлого века песчаных почвах этого массива, также оказалась очень низкой. По этой причине подавляющая их часть не используется в севообороте, а переведена в залежи. Оставшиеся пахотные варианты почв этой территории в той или иной степени дефлированы. Так, например, более 70% площади ключевого участка занимают очень сильно дефлированные (22 км^2 или 12% от всей территории) и сильнодефлированные почвы (142.8 км^2 или 59%). На динамичных участках отмечается выдувание верхних почвенных слоев и обнажение срединных горизонтов профиля и даже почвообразующих песков.

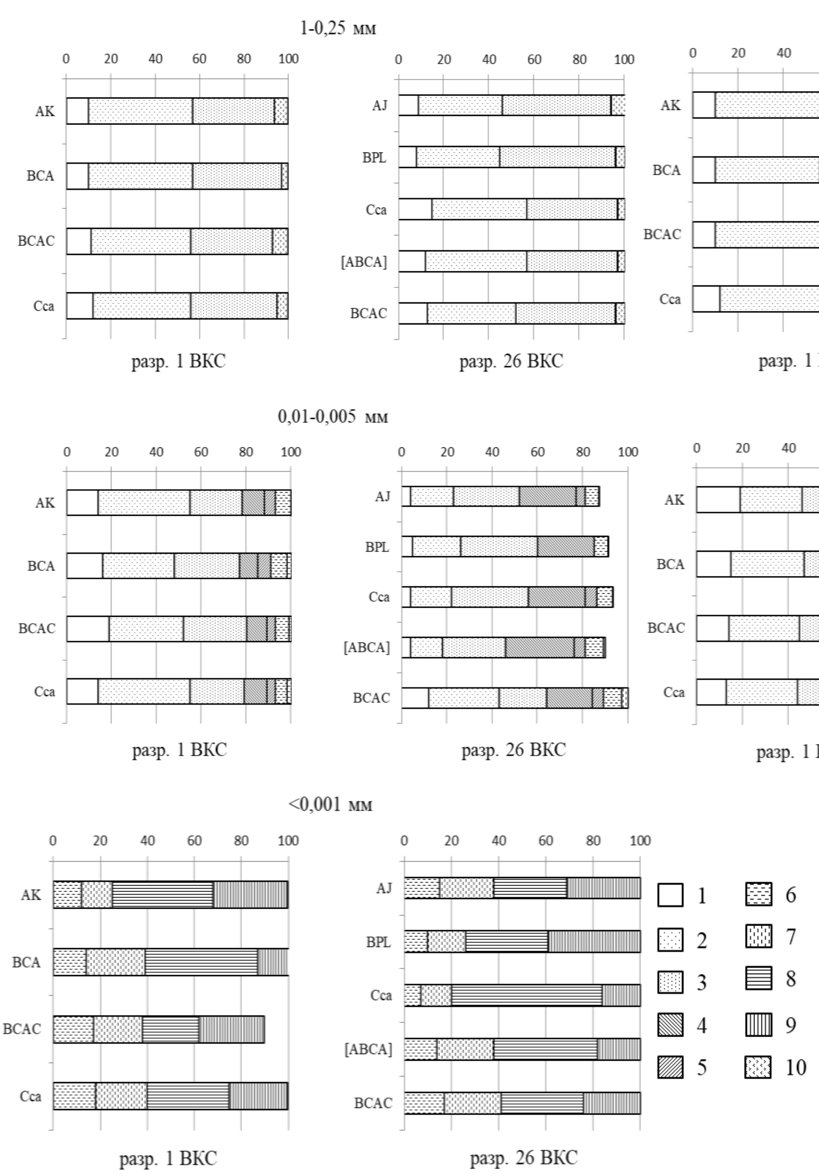

Рис. 2. Содержание минералов в гранулометрических фракциях песчаных почв, %. *Условные обозначения:* 1 – кварц, 2 – плагиоклазы, 3 – К-полевые шпаты, 4 – гидрослюды, 5 – амфиболы, 6 – хлорит, 7 – каолинит, 8 – смешанослойные образования, 9 – иллит, 10 – сумма минералов 4-7.

Как нами установлено, естественное восстановление растительного покрова на залежах крайне затруднено и ограничено в основном бурьянистой и корневищной стадиями. На язвах дефляции единично произрастает зубровка, на средне- и сильно дефлированных почвах – разреженные веничнополынно-зубровковые, ледебурополынно-зубровковые фитоценозы, а на слабо дефлированных почвах формируются сиверсополынные и веничнополынные залежи. Конечные стадии восстановительных сукцессий, состоящие из дерновинных степных злаков, на залежных песчаных почвах ключевого участка не были обнаружены, что свидетельствует о стагнации процессов восстановления данного типа экосистем (Гунин и др., 2018).

Выводы

1. Выветривание щелочных и субщелочных гранитов Ангаро-Витимского батолита в горных областях, аккумуляция обломочного материала в виде песчаных массивов в кайнозойских котловинах

Байкальской рифтовой зоны привели к созданию общего щелочного и субщелочного фона для почвообразования и функционирования экосистем. Для продуктов разрушения (почвообразующих песков) характерны региональные особенности: окарбоначенность, полиминеральность, щелочность.

Таблица 5. Химический состав (%) песчаных почв урочища Верхний Куйтун (на прокаленную бескарбонатную навеску).

	Криогумусовая аккумулятивно-карбонатная (разр. 1*)					**Светлогумусовая палево-метаморфическая почва (разр. 26**)**					
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
SiO_2	66.92	66.65	66.88	66.96	67.38	66.83	64.64	64.22	63.07	64.26	66.49
Al_2O_3	13.47	15.46	15.61	15.31	15.55	15.51	15.90	15.49	15.42	15.55	15.11
Fe_2O_3	4.60	4.06	3.19	3.47	3.20	5.71	5.38	5.28	4.68	4.38	3.58
MgO	1.97	2.33	1.74	1.80	1.52	2.27	2.13	2.41	2.99	2.81	2.49
CaO	3.71	4.85	4.58	4.66	4.11	3.73	3.66	3.86	6.63	4.33	5.27
Na_2O	3.90	4.31	4.38	4.25	4.37	3.39	3.66	3.69	3.88	4.03	4.12
K_2O	2.91	3.09	2.91	2.86	2.94	3.05	3.01	2.90	3.05	3.14	2.98
ППП, %	2.97	7.29	3.68	3.22	2.82	7.26	2.91	2.31	8.65	4.69	3.31
CIA	56.2	57.3	56.8	56.5	57.6	60.4	60.6	59.7	53.2	57.5	55.0
CIW	63.9	64.2	63.5	63.2	64.7	68.6	68.5	67.2	59.5	65.0	61.7
ICV	1.32	1.17	1.11	1.15	1.07	1.22	1.18	1.23	1.42	1.25	1.26
K_2O / Na_2O	0.74	0.72	0.68	0.67	0.67	0.90	0.82	0.79	0.79	0.78	0.72
ГМ	0.34	0.31	0.31	0.31	0.30	0.41	0.42	0.42	0.36	0.36	0.34
ТМ	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
НКМ	0.51	0.45	0.47	0.46	0.47	0.42	0.42	0.43	0.45	0.46	0.47
ЩМ	1.34	1.40	1.50	1.49	1.49	1.11	1.22	1.27	1.27	1.29	1.38
НМ	0.29	0.26	0.28	0.28	0.28	0.22	0.23	0.24	0.25	0.26	0.28
КМ	0.22	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.20
CaO / MgO	1.9	2.1	2.6	2.6	2.7	1.6	1.7	1.6	2.2	1.5	2.1
CaO + MgO / Al_2O_3	0.42	0.44	0.40	0.42	0.36	0.39	0.36	0.40	0.62	0.46	0.51
MnO / Al_2O_3	0.007	0.005	0.004	0.004	0.004	0.011	0.006	0.006	0.005	0.005	0.004
MnO / Fe_2O_3	0.022	0.021	0.022	0.022	0.020	0.033	0.020	0.019	0.019	0.019	0.020
(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3	0.35	0.25	0.21	0.23	0.21	0.38	0.34	0.35	0.31	0.29	0.24

Примечания к таблице 5. разр. 1* – *Разрез 1,* ВКС: 1 – АК, 0-18 (20) см; 2 – ВСА, 18 (20)-42 см; 3 – ВСА, 42-66 (70) см; 4 – Сса, 66 (70)-108 см; 5 – 2Сса, 108-165 см; **разр. 26**** – *Разрез 26,* ВКС: 6 – AJ, 0-3 (4); 7 – BPl, 3 (4)-18 (37) см; 8 – Сса, 18 (37)-50 (57) см; 9 – [ABCA], 50 (57)-63 (68) см; 10 – BCACca, 63 (68)-99 (107) см; 11 – 2 Сса, 99 (107)-136 см.

2. Существенной минералогической особенностью песчаных и пылеватых фракций почвообразующих песков является высокое содержание плагиоклазов, достаточно высокое – полевых шпатов и незначительное – кварца. Значительная доля илистой фракции (% от содержания во фракции) представлена смешанослойной фазой иллит-смектитов с переслаиванием единичными хлоритовыми пакетами. Прослеживается слабовыраженная тенденция к упорядочиванию структуры смешанослойных минералов.

3. Для современного почвообразования песчаных почв характерна низкая степень химического выветривания (CIA, CIW, ГМ), слабая дифференциация профиля по вещественному составу, однотипность геохимической обстановки (ТМ) в почвах, формирующихся как на «спокойных» позициях (разрез 26), так и в «дефляционных коридорах» (разрез 1). Отмечается четко выраженное

разделение почвенного профиля по биологической активности: повышенное в корнеобитаемом слое и очень низкое в карбонатных горизонтах и почвообразующем песке.

4. По значениям общей щелочности изученные почвы соответствуют категории повышенно-щелочных (0.42-0.51) с выраженной тенденцией по дифференциации щелочного модуля для аридного (1.34-1.50) и гумидного (1.11-1.38) трендов почвообразования.

5. Песчаные почвы модельной территории обладают очень легким гранулометрическим составом, неблагоприятными водно-физическими и физико-химическими свойствами и характеризуются низким уровнем эффективного плодородия. Пахотное использование этих почв способствовало их деградации, главным образом, за счет интенсивного развития дефляционных процессов. На залежных дефлированных почвах естественное восстановление растительного покрова крайне затруднено и ограничено в основном бурьянистой и корневищной стадиями. Такая заторможенность восстановления экосистем в значительной степени связана с минералого- легким гранулометрическим составом, крайне низкой поглотительной способностью, высокой водопроницаемостью.

Финансирование. Работа выполнена по темам госзаданий: Института общей и экспериментальной биологии СО РАН «Эволюционно-генетические, биогеохимические и продукционные функции почв Байкальского региона как компонента биосферы, оценка их ресурсного потенциала и разработка технологий рационального использования и охраны» (№ 121030100228-4) и Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцева РАН «Историческая экология и биогеоценология» (№ 0109-2019-0007), при поддержке Бурятской государственной сельскохозяйственной академии им. В.Р. Филиппова (Тема I, Подтема I.03).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агрохимические методы исследования почв. 1975. М.: Наука. 656 с.

Бажа С.Н., Данжалова Е.В., Дробышев Ю.И., Хадбаатар С. 2018. Трансформация наземных экосистем южной части бассейна Байкала // Биологические ресурсы и природные условия Монголии: Труды Совместной Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции. М.: КМК. Т. 63. 402 с.

Бородин Л.С. 2009. Граниты Ангаро-Витимского батолита: модельный петрохимический и генетический анализ // Литосфера. № 4. С. 40-56.

Горбунов Н.И. 1971. Методика подготовки почв к минералогическим анализам // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука. С. 5-15.

Градусов Б.П. 1976. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука. 128 с.

Гунин П.Д. 1990. Экология процессов опустынивания аридных экосистем. М.: ВАСХНИЛ. 364 с.

Гунин П.Д., Убугунов В.Л., Рупышев Ю.А., Убугунова В.И., Бажа С.Н., Балсанова Л.Д., Балданов Б.Ц., Буянтуева Л.Б., Харпухаева Т.М., Холбоева С.А., Петухов И.А., Цыремпилов Э.Г. 2018. О роли биотических и абиотических факторов в процессах закоривания почв залежных земель Баргузинской котловины // Аридные экосистемы. Т. 24. № 3 (76). С. 11-24. [*Gunin P.D., Ubugunov V.L., Rupyshev Yu.A., Ubugunova V.I., Bazha S.N., Balsanova L.D., Baldanov B.Ts., Buyantueva L.B., Harpuhayeva T.M., Holboeva S.A., Petukhov I.A., Tsyrempilov E.G.* 2018. Role of Biotic and Abiotic Factors in the Processes of Soil Encrustation on Fallow Lands of the Barguzin Hollow // Arid Ecosystems. Vol. 8. No. 3. P. 161-172.]

Гуринов А.Л., Лукашов А.А., Рогов В.В. 2014. Особенности разрушения (выветривания) гранитов Забайкалья // Вестник Московского университета. Серия 5: География. № 2. С. 49-54.

Иванов А.Д. 1966. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БКНИИ СО АН СССР. 232 с.

Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д. 2009. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины // Труды НИИ геологии ВГУ. Вып. 58. 139 с.

Классификация и диагностика почв России. 2004 / Ред. Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена. 342 с.

Конищев В.Н., Рогов В.В. 1978. Экспериментальная модель криогенной устойчивости основных породообразующих минералов // Проблемы криолитологии. Вып.7. С. 187-197.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. 1993. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. 141с.

Маслов А.В. 2005.Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 289 с.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. 2001.

Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Гео. 252 с.

Намзалов Б.Б., Басхаева Т.Г. 2006. Горная летопись Баргузинской котловины (Северное Прибайкалье). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета. 123 с.

Носков Д.А. 2011. Геохимические особенности и условия образования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (Восточное Прибайкалье): автореф. дисс. … канд. геол.-минерал. наук. Иркутск. 21 с.

Полевой определитель почв России. 2008. М.: Изд-во Почвенного института. 182 с.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. 1965 / Ред. Г. М. Браун. М.: Мир. 599 с.

Рогов В.В. 2000. Особенности морфологии частиц скелета криогенного аллювия // Криосфера Земли. Т. 4. № 3. С. 67-73.

Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. 2005. Глинистые минералы в почвах. М.: Недра. 336 с.

Убугунов В.Л., Убугунова В.И. 2017. Почвообразующие породы – ключ к пониманию самобытности почвообразования в Западном Забайкалье // Природа Внутренней Азии (Nature of Inner Asia). № 4 (5). С. 25-39.

Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Жамбалова А.Д., Хобракова Л.Ц., Алескерова Е.Н. 2017. Почвы песчаных возвышенностей Баргузинской котловины: разнообразие и закономерности пространственного распределения // Природа Внутренней Азии. № 3 (4). С. 75-89.

Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Цыремпилов Э.Г. 2016. Почвы и формы рельефа Баргузинской котловины. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 209 с.

Хассан А.И. 2022. Кайнозойские комплексы осадочных отложений в осевых Баргузинской и Тункинской долинах Байкальской рифтовой системы: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Иркутск. 20 с.

Хассан А.И., Коломиец В.Л., Рассказов С.В., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль Хамуд А. 2019. Палеопотамология плейстоценовых отложений в Баргузинской долине (Байкальская рифтовая зона) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. №. 4. С. 37-46.

Цветовая система Манселла. 2018 [Электронный ресурс http://colory.ru/mansellcolorsheme (дата обращения: 06.02.2023)].

Цыганков А.А. 2014. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. Т. 55. № 2. С. 197-227.

Цыремпилов Э.Г., Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Алескерова Е.Н. 2018. Морфогенетические свойства степных почв урочища Верхний Куйтун (Баргузинская котловина, Бурятия) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Биология. Экология». Т. 26. С. 54-68.

Чижикова Н.П., Ефстифеев Ю.Г., Панкова Е.И. 1988. Минералогический состав илистой фракции пустынных почв // Почвоведение. № 8. С. 44-55.

Чижикова Н.П., Лебедева М.П. 2014. Трансформация глинистых минералов почв песчаных пустынь под разными типами саксаульников // Бюллетень почвенного Института. № 76. С. 74-90.

Шалдыбин М.В., Шеин Е.В., Харитонова Г.В., Дембовецкий А.В., Манучаров А.С., Лопушняк Ю.М., Коновалова Н.С. 2015. Минералогический состав почв Бэровских бугров юга Астраханской области // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. № 1. С. 3-12.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2000. Основы литохимии. СПб.: Наука. 479 с.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. 1995. The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in Southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 59. P. 2919-2940.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance // Geology. Vol. 23. P. 921-924.

Nesbilt H.W., Young G.M. 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites // Nature. Vol. 299. P. 1523-1534.

Retallack G.J. 2001. Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology (2nd ed.). Oxford: Blackwell. 600 p.

Tohru O., Hiroyosbi A. 2007. Statistical Empirical Index of Chemical Weathering in Igneous Rocks: Anew Tool for Evaluating the Degree of Weathering // Chemical Geology. Vol. 240. P. 280-297.