

**В.А. ГОЛУБЦОВ\*., \*\*, М.Ю. ОПЕКУНОВА\*, Ф.Е. МАКСИМОВ\*\*\*, А.Ю. ПЕТРОВ\*\*\***

\*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,

664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия, tea\_88@inbox.ru, opek@mail.ru

\*\*Иркутский научный центр СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Россия

\*\*\*Санкт-Петербургский государственный университет, 199178, Санкт-Петербург, Васильевский остров, Средний проспект, 41/43, Россия, maksimov-fedor@yandex.ru, a.y.petrov@spbu.ru

## **ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЛЕСОСТЕПНЫХ ЛАНДШАФТАХ ВЕРХНЕГО ПРИАНГАРЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ**

*Представлены результаты исследования эоловых песчаных массивов в долине р. Белой. Выделяются Бельский, Холмушинский и Усольский массивы площадью 2, 1,4 и 269 км<sup>2</sup> соответственно. Они разделяются по степени и масштабности проявления эоловых процессов и по морфологии форм рельефа. Бельский массив характеризуется ложбинно-гривистым рельефом. Первоначальный флювиальный рельеф здесь незначительно преобразован, что связано с изолированностью участка, расположенного в шпоре врезанной излучины, и с ограниченностью его склонами узкого отрезка долины. В Холмушинском массиве, находящемся в зоне контакта участка врезанного русла и расширения долины, эоловые формы смогли развиваться полноценно, но приурочены они лишь к узким террасовым поверхностям прямолинейного отрезка долины. Более благоприятные условия возникли для развития Усольского эолового массива. Широкопойменный тип русла р. Белой здесь способствовал аккумуляции значительных объемов песчаного материала и его свободному переносу в процессе эолового рельефообразования. Наиболее интенсивная эоловая аккумуляция наблюдалась в нижнем течении р. Белой на рубеже позднеледниковья и голоцена (с 13,1 тыс. кал. л. н.) и протекала на протяжении раннего голоцена до ~8,9 тыс. кал. л. н., когда произошло снижение активности эоловых процессов и началось интенсивное почвообразование. Ландшафтно-климатические условия атлантического периода способствовали затуханию эоловой активности и постепенному закреплению песков растительностью. Фазы активизации эоловых процессов сменялись этапами снижения интенсивности эолового морфогенеза и формированием почв в интервалах 9,3–8,6; 6,7–6; 3,5–2,6; 1,2–0,9 тыс. кал. л. н. Этапы педогенеза совпадали с повышением тепло- и влагообеспеченности. Анализ полученных результатов позволяет говорить о ритмичности в развитии природы региона в послеледниковое время с проявлением эоловых фаз каждые 4–5 тыс. лет и фаз интенсивного почвообразования каждые 1,9–2,5 тыс. лет.*

**Ключевые слова:** эоловое рельефообразование, ландшафтно-климатические изменения, позднеледниковье, голоцен, Байкальский регион.

**V.A. GOLUBTSOV\*., \*\*, M.YU. OPEKUNOVA\*, F.E. MAKSIMOV\*\*\*, A.YU. PETROV\*\*\***

\*V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,

664033, Irkutsk, ul. Ulan-Batorskaya, 1, Russia, tea\_88@inbox.ru, opek@mail.ru

\*\*Irkutsk Scientific Center, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,

664033, Irkutsk, ul. Lermontova, 134, Russia

\*\*\*St. Petersburg State University, 199178, St. Petersburg, Vasilyevskii ostrov, Srednii prospect, 41/43, Russia, maksimov-fedor@yandex.ru, a.y.petrov@spbu.ru

## **AEOLIAN PROCESSES IN FOREST-STEPPE LANDSCAPES IN THE UPPER ANGARA REGION IN THE HOLOCENE**

*Presented are the results from investigating the aeolian sand massifs in the Belaya river valley. The Belaya, Kholmushino and Usolye massifs with the area of 2, 1,4 and 269 km<sup>2</sup>, respectively, are singled out. They are differentiated by the degree and magnitude of manifestation of aeolian processes, and by the morphology of landforms. The Belaya massif is characterized by narrow gully–low ridge topography. The initial fluvial relief is moderately modified because of the isolated location of the area in the spur of the incised meander and its boundedness by the slope of the narrow segment of the valley. In the Kholmushino massif located in the zone of contact of the segment of the incised channel and the broadening of the valley, aeolian forms were able to evolve fully but they occur only along narrow terraced surfaces of the rectilinear segment of the valley. The more favorable conditions emerged for the evolution of the Usolye massif. The broad-floodplain type of Belaya channel promoted accumu-*

*lation of significant volumes of sandy material and its free transport in the process of aeolian morphogenesis. The most intense aeolian accumulation was observed in the lower reaches of the Belaya at the interface of the Late Glacial and Holocene (from 13,1 kyr BP) and was proceeding throughout the Early Holocene until 8,9 kyr BP when there occurred a decrease in activity of the aeolian processes and an intense soil formation began. The landscape-climatic conditions of the Atlantic period were favorable for the attenuation of aeolian activity and for a gradual fixation of sands by vegetation. The intensification phases of the aeolian processes were replaced by stages of a decrease in activity of the aeolian morphogenesis and soil formation in the intervals 9,3–8,6; 6,7–6; 3,5–2,6 and 1,2–0,9 kyr BP. The pedogenesis stages coincided with an increase in heat and moisture availability. Analysis of the findings suggests the rhythmic behavior in the evolution of the region's natural environment in the Late Glacial with the manifestation of aeolian phases every 4–5 ka and phases of intense soil formation every 1,9–2,5 ka.*

**Keywords:** aeolian morphogenesis, landscape-climatic changes, Late Glacial, Holocene, Baikal region.

## ВВЕДЕНИЕ

Во многих районах Байкальского региона существенную роль в структуре экзогенного морфогенеза играют эоловые процессы. В настоящее время они активно протекают в степных ландшафтах Забайкалья [1], котловине оз. Байкал [2] и межгорных котловинах Байкальской рифтовой зоны [3]. В то же время в лесостепных районах эоловые процессы получают слабое и умеренное развитие и имеют второстепенное значение в современном рельефообразовании [2, 3].

Такая ситуация характерна для семигумидного состояния денудационных систем Верхнего Приангарья, которые в настоящее время преобладают в денудационном цикле (59 %). При снижении увлажнения большую роль в морфогенезе играют семиаридные состояния, на долю которых приходится около 23 % продолжительности цикла. Семиаридное состояние денудационных систем значительно повышает вероятность возникновения аномальных и экстремальных проявлений эоловых процессов [4]. Очевидно, что структура денудационного цикла могла существенно изменяться в геологическом временном масштабе. Подтверждение этому — широко распространенные в лесостепных районах Байкальского региона и Восточной Сибири [2, 5–9] древние эоловые формы рельефа, свидетельствующие о климатических изменениях прошлого, которые способствовали активному протеканию эоловых процессов.

Закрепленные формы эолового песчаного рельефа распространены и в верхнем течении р. Ангары и ее притоков. Несмотря на ценность таких форм рельефа в качестве региональных индикаторов природы прошлого, их целенаправленные исследования довольно немногочисленны [8, 10, 11]. В особенности слабо изучена хронология формирования эоловых песчаных образований, в силу ограниченности в них материала для радиоуглеродного датирования, в то время как термолюминесцентное датирование еще не получило в нашей стране широкого распространения.

Цель работы — изучение пространственного распределения, строения, вещественного состава и хронологии формирования эоловых песчаных отложений в долине р. Белой, левого притока р. Ангары.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились на юге Иркутской области, в пределах Иркутско-Черемховской равнины, в нижнем течении р. Белой (рис. 1). Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха — 1 °С, температура июля — 18,3 °С, января — –17,8 °С. Годовая сумма осадков — 480 мм, из которых около 80 % выпадает в конце июля и в августе. С конца мая до середины июля на территории преобладают сухие и теплые условия [12]. Большая часть земель распахивается, ненарушенные территории заняты лугово-степной разнотравно-злаковой растительностью и редкостойными смешанными лесами [13].

Водоток р. Белой протяженностью 359 км отнесен к типу горно-равнинных рек. Основную роль в водном балансе играет грунтовый сток, а вклад в питание снега и льда незначителен [14]. Развитие долины р. Белой в условиях подъема горного сооружения Восточного Саяна и снижения рельефа предгорий определило устойчивость депрессионной зоны и аккумулятивный тип водотока. Прохождение через зону предсаянской депрессии обеспечило р. Белой в нижнем течении формирование песчаных, супесчаных и суглинистых осадков. На равнинном участке реки практически отсутствует русловой перенос галечно-гравийных фракций, что связано с малыми уклонами ложа, невысокими скоростными показателями течения и выраженной шероховатостью тальвега русла [15].

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой в основном участвуют породы кембрия и юры, плейстоцена и голоцена. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами и известняками. Юрские толщи сложены конгломератами, песча-

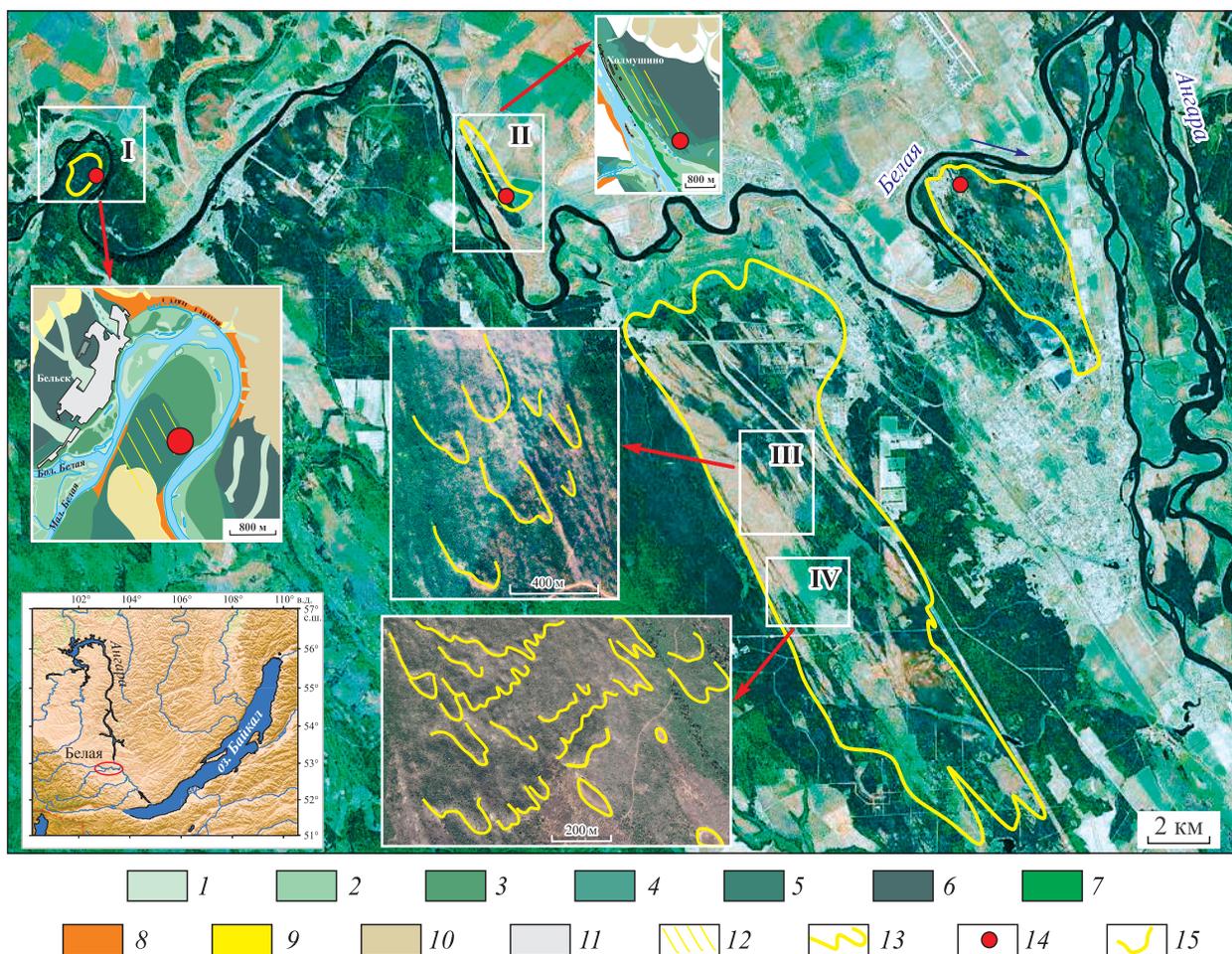


Рис. 1. Схема распространения эоловых песчаных массивов в долине р. Белой.

Массивы: I — Бельский, II — Холмушинский, III и IV — Усольский. 1 — низкая пойма; 2 — высокая пойма, долины временных и малых водотоков. Террасы: 3 — первая, 4 — вторая, 5 — третья. 6 — комплекс высоких террас; 7 — гривы; 8 — крутые склоны; 9 — пологие склоны; 10 — водоразделы; 11 — застроенные территории; 12 — участки распространения эоловых песчаных массивов; 13 — эоловые формы рельефа; 14 — разрезы эоловых отложений (вниз по течению разрезы Гривистый, Холмушино и Сосновый Бор соответственно). 15 — границы распространения основных эоловых песчаных массивов.

никами и угленосными алевролитами [16]. Рыхлые отложения плейстоцена и голоцена залегают относительно маломощным чехлом на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах речной долины, где хорошо выражены разновозрастные террасы [17].

В нижнем течении р. Белой выделены участки слабых неотектонических поднятий с переменным режимом аккумуляции и денудации; слабых неотектонических опусканий и стабильности с преобладанием аккумулятивных процессов до конца верхнего плейстоцена; максимальных неотектонических опусканий с преобладанием аккумулятивных процессов в плейстоцене и голоцене. Участки максимальных опусканий образуют депрессии, разделенные зонами поднятий или слабых опусканий. С запада на восток выделяются Бельская, Хайта-Булайская, Холмушино-Тайтурская, Мальтинская и Усть-Бельская депрессии [18]. Низкие террасы и пойма р. Белой сохранились только в пределах депрессий. На остальных участках русло имеет эрозионно-тектонический характер с крутыми обрывами цоколя доломитов. В плане русло совпадает с региональными направлениями трещиноватости — северо-западными длинными участками и северо-восточными короткими. Свободное меандрирование выражено только на участках депрессий [18].

Для восстановления хронологии и специфики эоловых процессов в долине р. Белой было проанализировано пространственное распределение эоловых форм песчаного рельефа в ее нижнем течении,

изучено строение дюн и эоловых грив, выраженных под пологом лесных массивов к востоку от пос. Бельск (разрез Гривистый) и с. Холмушино (разрез Холмушино). Дешифрирование эолового рельефа проводилось на основе космоснимков высокого разрешения Google Earth, BingMaps, топографических карт м-ба 1:25 000, ортофотопланов, полученных съемкой с беспилотного летательного аппарата Phantom 4 Pro, а также полевых маршрутных наблюдений.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу отложений и погребенных почв. Характеристика текстуры отложений дана в соответствии с принципами, предложенными в [19]. В лабораторных условиях определены гранулометрический состав, содержание карбонатов и органического углерода. Минеральный состав отложений установлен иммерсионным методом. Определение абсолютного возраста погребенных почв и карбонатов выполнено радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности  $^{14}\text{C}$  в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот и углероду  $\text{CO}_2$  соответственно. В тексте приводятся и используются калиброванные  $^{14}\text{C}$ -даты. Калибровка выполнена с использованием шкалы INTCAL13 [20].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Пространственное распределение эоловых форм песчаного рельефа.** Эоловые формы рельефа в долине р. Белой занимают относительно большие площади. Выделяется три основных участка распространения песчаных эоловых массивов. Первый из них — Бельский (см. рис. 1) — занимает площадь  $\sim 2 \text{ км}^2$  и располагается на высотах 440–480 м над ур. моря на залесенных поверхностях первой и второй надпойменных террас. Эоловый массив характеризуется ложбинно-гривистым рельефом в пределах шпору врезанной излучины. Песчаные гривы и ложбины в целом повторяют первичный пойменный рельеф и ориентированы почти перпендикулярно руслу. Высоты гряд над урезом реки варьируют от 7 до 11 м, а их ширина достигает 35–40 м. Глубина ложбин — 2,5–3,5 м, ширина — 35–45 м. Крутизна уступов ложбин варьирует от 20 до 25°. Наиболее ярко и контрастно ложбинно-гривистый рельеф выражен в прирусловой части участка, тогда как в центральной части шпору элементы рельефа сглажены экзогенными процессами, а тип рельефа меняется на слабогривистый и слабоволнистый. Ложбины часто перегорожены гривами более низкого порядка высотой около 2,6 м и образуют серповидные положительные формы рельефа — минидюны, ориентированные своими «рогами» в сторону русла реки. Выразительность ложбинно-гривистого рельефа уменьшается в северо-западном направлении к шейке излучины. Разнонаправленная ориентировка грив и дюн связана с переменным направлением ветра на ограниченном пространстве речной долины.

Холмушинский эоловый массив (см. рис. 1) площадью  $\sim 1,4 \text{ км}^2$  расположен ниже по течению, на поверхности второй и третьей террас на высотах 415–423 м над ур. моря. Эоловые образования здесь представлены одиночными дюнами небольших размеров и цепочками гряд. Параболические дюны достигают 6 м в высоту, а их «рога» направлены навстречу северо-западному ветру. Ориентировка гряд связана с господствующим направлением ветра, а также с параллельно-гривистым первичным пойменным рельефом, который впоследствии подвергся эоловой переработке. Высота гряд — от 4 до 6 м, длина колеблется от 120 до 150 м, а ширина достигает 100 м.

Усольский эоловый массив (см. рис. 1) расположен к юго-востоку от пос. Сосновка. Он характеризуется наибольшей площадью —  $170 \text{ км}^2$ . Границы его, захватывая часть долинного комплекса р. Белой (поверхность второй террасы), выходят на водораздел и достигают на юге долины р. Биликтуйки, а на западе — р. Курги. На востоке поверхность массива перекрывается селитебной и промышленной зонами Усольской агломерации, продолжаясь в северо-восточном направлении и захватывая междуречье Белой и Ангары. Площадь северо-восточного участка с ложбинно-грядовым рельефом составляет  $\sim 24 \text{ км}^2$ , а предполагаемая площадь эолового массива, занимающего междуречье Белой и Ангары, в целом может достигать  $269 \text{ км}^2$ .

Продольный профиль основной части Усольского массива выпуклой формы. Высоты в северной части — 430–450 м над ур. моря, в юго-восточном направлении — до 516 м, а затем вновь снижаются до 480–500 м. Изменение высот массива косвенно отражает уменьшение мощности отложений в этом направлении, связанное с развеиванием материала.

Формы рельефа Усольского массива разнообразны (см. рис. 1) и представляют собой сочетания продольных гряд, разорванных параболических дюн, дюнных цепей северо-западной ориентировки и ячеистых песков. Общий тип рельефа можно классифицировать как пассатный, образованный при ветрах одного или близких направлений. Параллельный рисунок микрорельефа орнаментируется

эоловыми формами нанорельефа. Для эоловых форм меньших размеров (полукруглых мелких дюн, поперечных гряд) характерна разнообразная ориентировка, свидетельствующая о микроклиматическом ветровом режиме.

Усольский массив делится на несколько участков с разной выразительностью эоловых форм рельефа, уменьшающейся на юго-восток. Для северной части массива характерны участки с комплексными параболическими дюнами. В средней части хорошо сохранились шпильковидные дюны, длина которых достигает 400–500 м, а высота — 4–12 м. Отчетливо выражена параллельность длинных осей дюн, вытянутых в северо-западном направлении. В этой же части распространены эоловые озерные котловины изометрической формы, необводненные в настоящий момент. Они сосредоточены в верхней части бассейна р. Мальтинки и в верховьях ее притока — р. Мальтинки Второй — и образованы в результате занесения русла песчаным материалом. Для южной части массива характерно в основном развитие ложбинно-грядового рельефа.

**Строение и состав эоловых отложений.** Разрезами Холмушино и Гривистым вскрываются трехметровые толщи эоловых дюн и грив, перекрывающих аллювиальные отложения (рис. 2). Указанные формы рельефа сложены средне- и мелкозернистыми хорошо сортированными (коэффициент сортировки ( $S_o$ ) преимущественно  $<2$ , за исключением верхних 0,5 м) песками. Отмечается несколько меньший медианный размер частиц ( $M_d$ ) для отложений разреза Гривистого. Отложения характеризуются в целом низким содержанием органического углерода, которое повышается в гумусовых горизонтах современных и погребенных почв. В средних и нижних частях разрезов отмечается значительное для песчаных отложений содержание карбонатов, что связано с их аккумуляцией в ходе выщелачивания из верхних горизонтов разрезов, а также с широким распространением карбонатных пород на исследуемой территории. Горизонты аккумуляции карбонатов в интервале глубин 2–3 м вмещают крупные (длиной до 1 м и диаметром от 2 до 7 см) структуры цементации прикорневого минерального материала (ризолиты), сформированные в результате жизнедеятельности корней древней древесной растительности.

Анализ минерального состава отложений показал, что по составу легкой фракции они довольно однородны и сложены преимущественно кварцем, полевыми шпатами и плагиоклазом. Отмечается повышение содержания биотита в аллювиальных отложениях по отношению к эоловым. Окатанность минеральных зерен существенно не изменяется, что характерно и для минералов тяжелой фракции. Здесь преобладают минералы группы амфиболов и пироксенов, а также гранат. В аллювиальных отложениях несколько повышено содержание карбонатов [11]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что исходным материалом для формирования дюны были аллювиальные отложения р. Белой.

Нижние части разрезов эоловых отложений, залегающие в интервале 2–3 м, сходны и характеризуются крупной перекрестной косою слоистостью (см. рис. 2). При этом границы серий сильно смещены, в смежных сериях слойки разнонаправленные, часто подчеркнутые окарбоначенностью. Толща построена ритмично, сходные по строению серии повторяются в вертикальном профиле. Подобные особенности указывают на резкие изменения направления и скорости ветра [19].

Перекрывающие данную пачку отложения в разрезе Холмушино не отличаются выраженной слоистой текстурой. Здесь неясно выраженная волнистая слоистость постепенно сменяется ее полным отсутствием. Подобные признаки характерны для хорошо перевеваемых песков и отчетливо проявляются в дюнах по берегам рек в зоне умеренного климата, где закрепление подвижных песков приводит к фиксации поверхностей наслоения и захоронению слоистости [21]. Кроме того, в описываемых отложениях отмечаются многочисленные тонкие субгоризонтальные гумусированные прослойки, свидетельствующие о временном закреплении песков и кратковременных этапах педогенеза на стабильных поверхностях.

Подобные, однако более постепенные, изменения читаются и в текстуре верхней части эоловых отложений разреза Гривистого. Вверх по разрезу снижается мощность серий и количество слойков в них. Отложения с диагональной слоистостью, перемежающиеся субгоризонтальными сериями слоев (2–1,5 м), перекрываются отложениями с диагональной слоистостью и волнистыми границами между сериями (0,8–1,5 м). Слои здесь падают однонаправленно, отмечается повышенная мощность серий слойков, что может свидетельствовать о редких фазах интенсивного осадконакопления. Отложения в кровле разреза, подобно верхней части осадков разреза Холмушино, не имеют признаков слоистости. Вероятно, это связано как с закреплением подвижных песков, так и с проработкой отложений процессами почвообразования, что выражено и в заметном ухудшении сортированности материала, повышении доли пылеватых и илистых частиц.

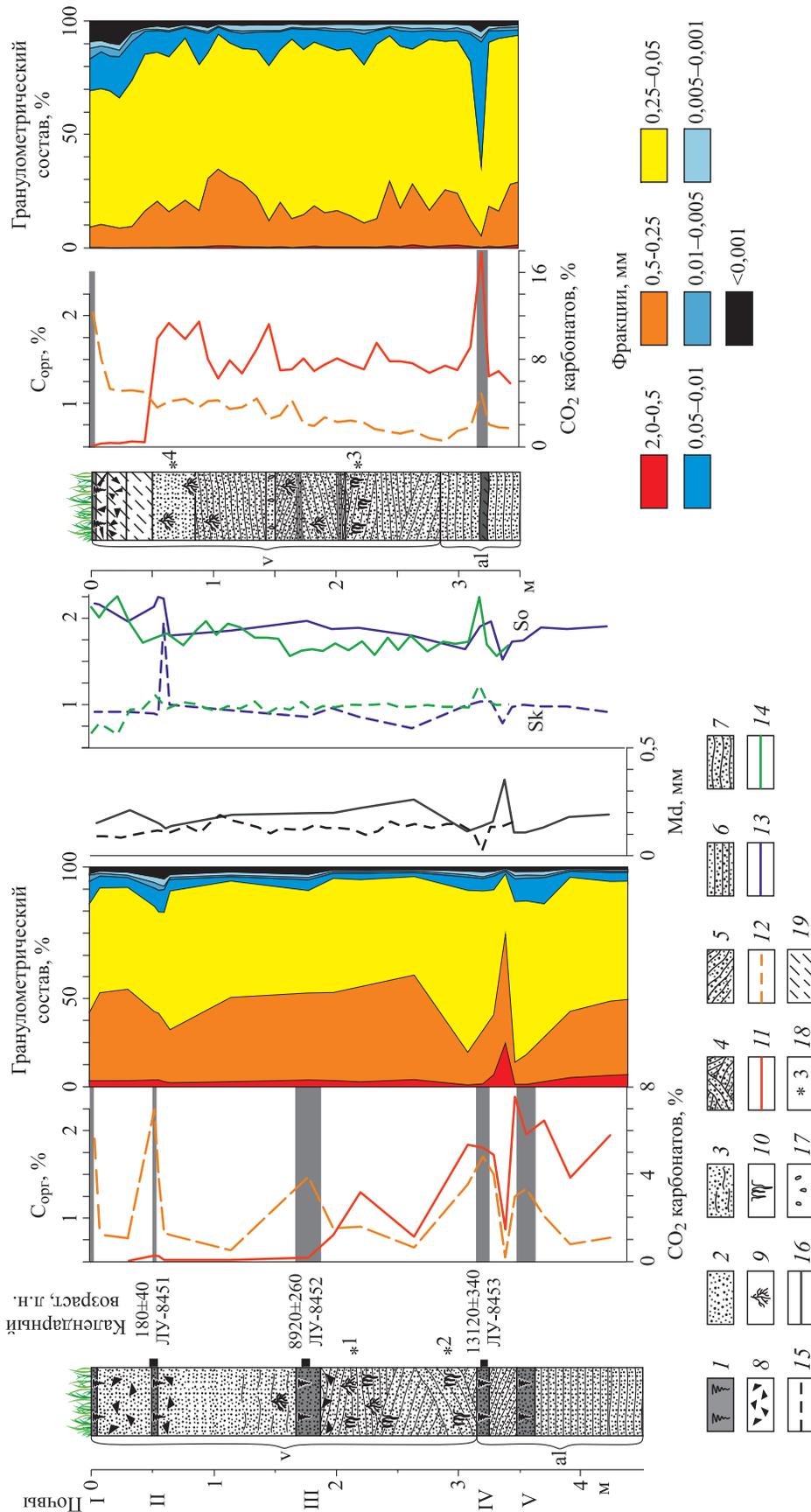


Рис. 2. Строение и физико-химические свойства золовых отложений.

1 — гумусовые горизонты почв; 2 — пески; 3 — неясно выраженная волнистая слоистость; 4 — переходная косая слоистость; 5 — косослойные серии; 6 — горизонтальная слоистость; 7 — полотовалистая слоистость; 8 — углистые включения; 9 — корневой делит; 10 — карбонатные ризолиты; 11 — содержание карбонатов; 12 — содержание органического углерода; 13 — коэффициенты сортированности и контрастности отложений разреза Холмушино; 14 — коэффициенты сортированности и контрастности отложений разреза Гривистого; 15 — медианный размер частиц Гривистого; 16 — медианный размер частиц разреза Холмушино; 17 — карбонатные белоглазки; 18 — места датирования карбонатных ризолитов (\*1 — 1770 ± 40 кал. л. н. (ЛУ-8689), \*2 — 7160 ± 100 кал. л. н. (ЛУ-8688), \*3 — 5430 ± 150 кал. л. н. (ЛУ-9084), \*4 — 210 ± 130 кал. л. н. (ЛУ-9083)); 19 — супеси.

**Хронология формирования эоловых форм рельефа в Верхнем Приангарье и на прилегающих территориях.** Перечисленные изменения характера слоистой текстуры и свойств отложений вверх по исследованным разрезам свидетельствуют о постепенном затухании интенсивности эолового переноса и о закреплении эоловых форм рельефа. Таким образом, этап наиболее активного протекания эоловых процессов имел место во время формирования отложений, залегающих в интервале 2–3 м и датированных финалом позднего плейстоцена (поздний дриас) и раннего голоцена (см. рис. 2). Этот вывод хорошо согласуется с заключением И.А. Волкова [5] о широком распространении в Сибири эоловых

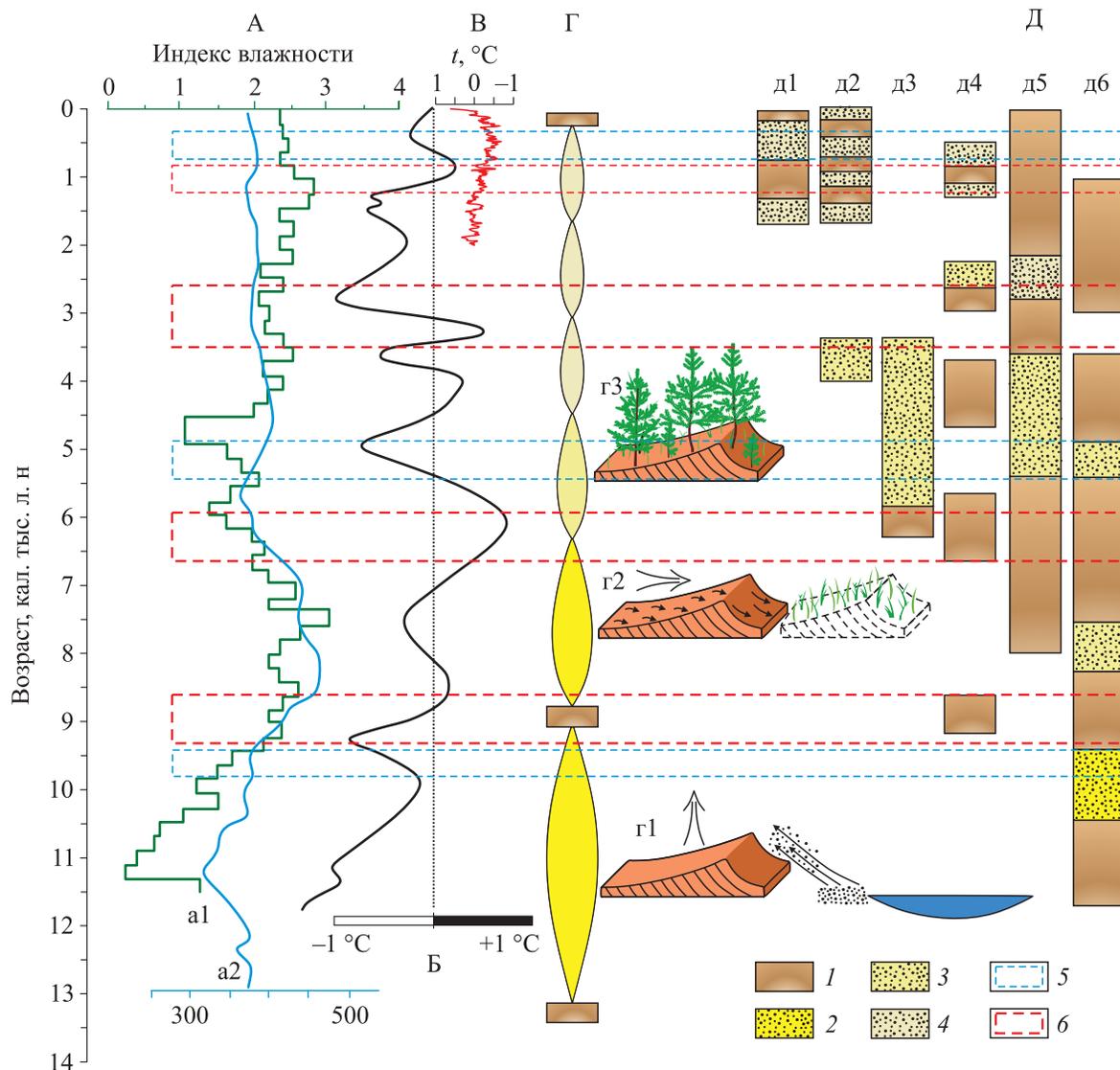


Рис. 3. Развитие эоловых процессов в нижнем течении р. Белой и на сопредельных территориях в зависимости от климатических условий.

А — динамика увлажнения на территории севера Монголии (a1) [22] и Байкальского региона (a2) [23]; Б — динамика условий теплообеспеченности в Прибайкалье [24]; В — глобальные изменения температур за последние 2 тыс. лет [25]; Г — развитие эоловых процессов в нижнем течении р. Белой по данным разрезов Холмушино, Гривистого (данная работа) и Сосновый Бор [8] (r1 — этап аккумуляции эоловых форм рельефа, r2 — этап их переивания и частичной стабилизации, r3 — закрепление эоловых форм рельефа); Д — развитие эоловых процессов на сопредельных территориях Монголии (d1, d4) [26, 28, 29], межгорных котловин Байкальской рифтовой зоны (d2) [27], Селенгинском среднегорье (d5, d6) [30, 31], в долине Енисея (d3) [7]. 1 — этапы педогенеза и закреплении эоловых форм рельефа. Этапы эолового осадконакопления: 2 — экстремального, 3 — умеренного, 4 — слабого; 5 — фазы снижения температур и влагообеспеченности; 6 — фазы повышения температур и влагообеспеченности.

форм рельефа позднеледниковья и раннего голоцена. На исследуемой территории с указанной фазой эоловой активности совпадает накопление фрагментарно распространенных лёссовидных отложений, которые в нижнем течении р. Белой перекрывают культурные слои палеолитических стоянок, датированных позднеледниковьем [10]. В этих лёссовидных отложениях обычно обнаруживаются незначительно нарушенные криогенезом маломощные профили дерново-карбонатных почв [8, 11], которые хронологически, наиболее вероятно, сопоставимы с почвами IV и V разреза Холмушино.

С атлантического периода начинается развитие эоловых форм рельефа в условиях их постепенного закрепления растительностью. Это подтверждается отсутствием слоистости, тонких прерывистых гумусированных прослоек, указывающих на задернованность песков и стабилизацию их поверхности, наличием трех уровней почвообразования, датированных 8,9 тыс. кал. л. н., 180 л. н. и современностью, а также ризолитов, свидетельствующих о зарастании дюн и грив древесной растительностью. По карбонатному материалу внутренних слоев ризолитов в разрезе Холмушино была получена дата  $7160 \pm 100$  кал. л. н., в разрезе Гривистом их возраст составил  $5430 \pm 150$  кал. л. н. На закрепление эоловых форм рельефа древесной растительностью указывает и обильный корневой детрит в исследуемых песках.  $^{14}\text{C}$ -даты, полученные по нему в разрезе Холмушино, —  $1770 \pm 40$  кал. л. н., а в разрезе Гривистом —  $210 \pm 130$  кал. л. н. Затухание интенсивности эоловых процессов начиная со среднего голоцена выявлено и Г.А. Воробьевой [8] при изучении отложений разреза Сосновый Бор, расположенного ниже по течению в долине р. Белой (см. рис. 1). Отмечается незначительная мощность отложений, формировавшихся на протяжении последних 9 тыс. лет в разрезе Холмушино. Вероятно, это связано с тем, что активная эоловая аккумуляция в указанный период затухает и начинает преобладать перевевание песков.

Обобщенный ход развития эоловых процессов в нижнем течении р. Белой по данным исследования отложений разрезов Гривистый, Холмушино и Сосновый Бор представлен на рис. 3, Г и сопоставлен с этапами активизации эоловых процессов и закрепления эоловых форм рельефа на сопредельных территориях Байкальского региона (см. рис. 3, д2, д5, д6), Северной Монголии (см. рис. 3, д1, д4), а также юга Восточной Сибири (см. рис. 3, д3).

Наиболее выраженные интервалы активизации эоловых процессов на этой обширной территории имели место в середине бореального (9,8–9,5 тыс. кал. л. н.), начале суббореального периода (4,9–5,5 тыс. кал. л. н.), а также в течение малого ледникового периода (300–750 л. н.). Как правило, фазы эоловой активности совпадают с этапами снижения температур и влагообеспеченности территории.

Фазы активизации сменялись этапами снижения интенсивности эолового морфогенеза и стадиями формирования почв в интервалах 9,3–8,6, 6,7–6,0, 3,5–2,6, 1,2–0,9 тыс. кал. л. н. Как правило, они приходятся на периоды повышенной влагообеспеченности и повышения температур. Примечательно, что наиболее выраженные фазы педогенеза сдвоены между этапами интенсивного протекания эоловых процессов. Анализ их повторяемости может говорить о выраженной ритмичности с проявлением эоловых фаз каждые 4–5 тыс. лет и фаз интенсивного почвообразования, повторяющихся каждые 1,9–2,5 тыс. лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Происхождение эоловых массивов неразрывно связано с историей развития долины р. Белой. Рассмотренные участки распространения песчаных массивов разделяются по степени и масштабности проявления эоловых процессов. Первоначальный рельеф участка Гривистого в целом незначительно преобразован, что, вероятно, связано с изолированностью территории, расположенной в шпоре врезанной излучины и ограниченной склонами узкого отрезка долины. В пределах Холмушинского массива, находящегося в зоне контакта узкого врезанного участка и Холмушинско-Тайтурского расширения долины, эоловые формы смогли развиваться полноценно. Однако приурочены они лишь к ограниченному пространству узких террасовых поверхностей прямолинейного отрезка долины. Специфическим фактором развития эолового рельефообразования здесь послужила ориентировка долины с северо-запада на юго-восток, что совпадает с направлением основного ветрового потока и усиливает его мощность в пределах узкой долины.

Более благоприятные условия возникли для развития Усольского эолового массива. Песчаные образования этого массива, по нашему мнению, пространственно и парагенетически сопряжены с Холмушинско-Тайтурской депрессией. Во-первых, в результате пересечения рекой Холмушинско-Тайтурской депрессии направление течения р. Белой изменилось с субмеридионального на субширотный согласно ориентировке самой депрессии, а открытые равнинные условия позволили развить-

ся широкопойменному руслу, ставшему источником песчаного материала. Во-вторых, расширение долины способствовало свободному переносу аллювиального материала и формированию эоловых форм рельефа.

Анализ строения и хронологии формирования эоловых форм песчаного рельефа в нижнем течении р. Белой позволил установить, что наиболее интенсивная эоловая аккумуляция наблюдалась здесь на границе позднеледниковья и голоцена (начиная с 13,1 тыс. кал. л. н.) и протекала на протяжении всего раннего голоцена вплоть до ~8,9 тыс. кал. л. н., когда произошло снижение эоловой активности и началось интенсивное почвообразование. Это согласуется с литературными данными о широком распространении в Сибири эоловых форм рельефа в позднеледниковье и раннем голоцене [5, 7–9]. Начиная с атлантического периода формирование эоловых форм шло в условиях затухания эоловой активности и постепенного закрепления песков растительностью.

Фазы активизации эоловых процессов на протяжении голоцена неоднократно сменялись этапами почвообразования, которые совпадали с повышением влагообеспеченности и температуры в регионе. Анализ данных позволяет говорить о ритмичности в развитии природы региона с проявлением эоловых фаз каждые 4–5 тыс. лет и этапов интенсивного почвообразования, повторяющихся каждые 1,9–2,5 тыс. лет.

Полученные результаты хорошо вписываются в общую картину ландшафтно-климатических изменений, выявленных ранее в Байкальском регионе и на сопредельных территориях.

*Работа выполнена в рамках программы НИР Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (0347–2016–0002), Интеграционной программы Иркутского научного центра СО РАН (034–2020–0001) при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (20–04–00142) и Российского фонда фундаментальных исследований и правительства Иркутской области (17–45–388070 p\_a).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Vazhenova O., Kobylkin D., Tyumentseva E.** Aeolian material migration in Transbaikalia (Asian Russia) // *Geosciences*. — 2019. — Vol. 9 (1). — P. 41.
2. **Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А.** Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1997. — С. 132–177.
3. **Выркин В.Б.** Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // *География и природ. ресурсы*. — 2010. — № 3. — С. 25–32.
4. **Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Тухта С.А.** Экстремальные фазы денудации и вопросы геоморфологической безопасности Верхнего Приангарья // *География и природ. ресурсы*. — 2016. — № 3. — С. 118–129.
5. **Волков И.А.** Роль эолового фактора в эволюции рельефа // *Проблемы экзогенного рельефообразования*. — М.: Наука, 1976. — Кн. 1. — С. 264–288.
6. **Коржуев С.С.** Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. — М.: Наука, 1977. — 176 с.
7. **Ямских А.Ф.** Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. — Красноярск: Изд-во Краснояр. пед. ин-та, 1993. — 226 с.
8. **Воробьева Г.А.** Палеогеографические условия формирования и строение отложений на многослойном памятнике каменного века Сосновый Бор // *Палеоэтнологические исследования на юге Средней Сибири*. — Иркутск: Изд-во Ирк. ун-та, 1991. — С. 15–25.
9. **Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В.** Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) в Центральной Якутии // *Криосфера Земли*. — 2018. — № 6, т. 22. — С. 3–15.
10. **Цейтлин С.М.** Геология палеолита Северной Азии. — М.: Наука, 1979. — 286 с.
11. **Голубцов В.А., Черкашина А.А.** Новые данные о возрасте эоловых образований в долине реки Белой (Верхнее Приангарье) // *Вестн. Удмурт. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле*. — 2017. — Т. 27, вып. 4. — С. 503–512.
12. **Климат Иркутска** [Электронный ресурс]. — <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/30710.htm> (дата обращения 26.05.2019).
13. **Иркутско-Черемховский** промышленный район / Ред. Э.А. Медведкова. — Иркутск: Вост.-Сиб. правда, 1969. — 64 с.
14. **Лексакова В.Д.** Максимальный сток рек бассейна р. Ангары. — Новосибирск: Наука, 1987. — 136 с.
15. **Миляева Л.С.** Восточный Саян // *Рельеф Алтае-Саянской горной области*. — Новосибирск: Наука, 1988. — С. 120–145.
16. **Геология СССР. Т. 17: Иркутская область** / Ред. М.М. Одинцов, С.Н. Ткалич. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 514 с.
17. **Логачёв Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. — М.: Наука, 1964. — 195 с.

18. Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Низкие террасы долин рек Байкало-Енисейской Сибири и оз. Байкал // Генезис рельефа. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 144–153.
19. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — М.: Наука, 1965. — 259 с.
20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hattī C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Plicht J. van der. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. — 2013. — Vol. 55 (4). — P. 1869–1887.
21. Сидоренко А.В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. — М.: Наука, 1961. — С. 139–160.
22. Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record // Earth-Science Reviews. — 2013. — Vol. 122. — P. 38–57.
23. Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology. — 2007. — Vol. 252. — P. 440–457.
24. Воробьева Г.А. Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы совещания «Байкал — природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата». — Иркутск: ЛИСНА, 1994. — Т. 2. — С. 54–55.
25. Mann M., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R., Hughes M., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. Global signatures and dynamical origins of the little ice Age and Medieval climate anomaly // Science. — 2009. — Vol. 326. — P. 1256.
26. Feng Z., Zhai X., Ma Y., Huang C., Wang W., Zhang H., Khosbayar P., Narantsetseg T., Liu K., Rutter N. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35,000 yr // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2007. — Vol. 245. — P. 505–517.
27. Данько Л.В. Эоловые отложения межгорных котловин юга Сибири: палеоландшафтные индикаторы опустынивания // Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. — С. 174–176.
28. Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlüt F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // Catena. — 2011. — Vol. 87. — P. 31–44.
29. Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia) // Catena. — 2012. — Vol. 98. — P. 17–28.
30. Andreeva D., Zech M., Glaser B., Erbajeva M., Chimitdorgieva G., Ermakova O., Zech W. Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biochemical and paleoclimatic interpretations // Quaternary International. — 2013. — Vol. 290–291. — P. 82–94.
31. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2017. — 139 с.

*Поступила в редакцию 27.05.2019*

*После доработки 28.08.2019*

*Принята к публикации 25.06.2020*