

Физико-географические исследования

УДК 551.435.7 + 551.89 (571.5)

В.А. Голубцов, А.А. Черкашина

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЭОЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)¹

Представлены результаты исследований вещественного состава и хронологии формирования песчаных дюн, расположенных в долине р. Белая (левый приток р. Ангара). Наблюдается четкая связь между районом распространения эоловых форм песчаного рельефа, морфологией долины и литологией: дюны приурочены к участкам расширения долины в местах развития песчаных рыхлых отложений. Наиболее интенсивная эоловая аккумуляция наблюдается в исследуемом разрезе на границе позднеледниковья и голоцена (начиная с 13,1 тыс. кал. л.н.) и протекает на протяжении всего раннего голоцена вплоть до 8,9 тыс. кал. л.н., когда произошло снижение активности эоловых процессов и началось интенсивное почвообразование. Это согласуется с литературными данными о широком распространении в Сибири эоловых форм рельефа позднеледниковья и раннего голоцена. Начиная с атлантического периода, формирование дюны шло в условиях ее постепенного закрепления растительностью, что, наиболее вероятно, связано с повышением увлажненности климата во второй половине голоцена. Активная эоловая аккумуляция на исследуемом участке затухает и начинает преобладать перевевание песков. Затухание эоловой активности отмечено фазами почвообразования 180 л.н. и на современном этапе. Полученные данные хорошо вписываются в общую картину ландшафтно-климатических изменений, выявленных ранее для исследуемой территории, а также в Байкальском регионе в целом.

Ключевые слова: эоловое рельефообразование, речные дюны, ландшафтно-климатические изменения, позднеледниковье, голоцен.

Эоловые отложения широко используются для реконструкции развития ландшафтно-климатических условий на протяжении четвертичного периода в различных районах земного шара [1-3]. Интенсивная аккумуляция эоловых отложений обычно связывается с холодными и сухими климатическими периодами [4], когда обширные области могут служить источником материала для образования эоловых форм рельефа.

В отличие от аридных территорий, где деятельность ветра в рельефообразовании доминирует, более влажный климат Восточной Сибири обуславливает большую закрепляющую роль растительности в эоловом морфогенезе. Так в степях и лесостепях Верхнего Приангарья эоловые процессы протекают совместно со склоновыми водно-эрозионными, обеспечивая господство в морфогенезе эоловых процессов в сухие, а водно-эрозионных – во влажные годы [5]. В настоящее же время ясно выражена тенденция к закреплению ранее сформированных эоловых образований [5; 6].

Второстепенная роль эолового фактора в современном рельефообразовании Верхнего Приангарья обуславливает слабую изученность эоловых форм рельефа. В то же время их присутствие и особенности строения указывают на периодичность эолового осадконакопления [6; 7], степень их развития служит важным критерием для оценки климатической обстановки эпохи их формирования [8; 9] и для решения проблемы взаимодействия эоловых и флювиальных процессов в пространстве и времени [7; 10].

Довольно перспективным объектом для решения указанных проблем могут служить речные дюны. В Восточной Сибири такие образования широко распространены в долинах рек Лены, Енисея, Вилюя [7]. Описаны они и на Дальнем Востоке в нижнем течении р. Амур [11]. Такие образования присутствуют в долине р. Белой (левый приток р. Ангара) [12], но их целенаправленные исследования вплоть до настоящего времени единичны [13].

Данная работа ставит своей целью изучение строения, состава и хронологии формирования речных дюн, расположенных в долине р. Белой.

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-04-00092).

Объекты и методы исследования

Исследования проводились на юге Иркутской области, в пределах Иркутско-Черемховской равнины, на левобережье реки Белой (притоке р. Ангара) (рис. 1). Климат территории – резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха – 2,7 °С. Температура июля +18,5 °С. Средняя температура января –21,6 °С [14]. Годовая сумма осадков 442 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 [15].

Большая часть земель района исследования распахивается, ненарушенные территории заняты лугово-степной разнотравно-злаковой растительностью и смешано-лесными редкостойными массивами. Преобладающие почвы – черноземы выщелоченные, сформированные на лессовидных суглинках [16].

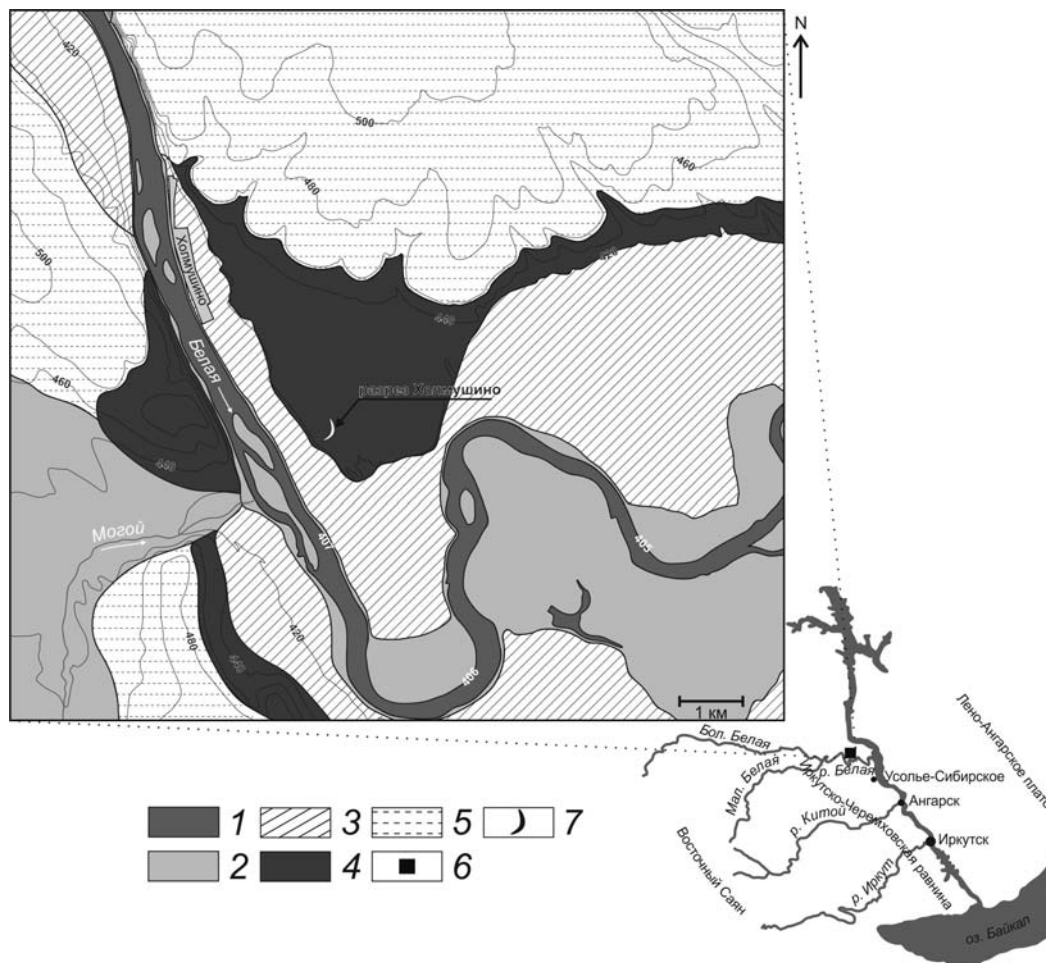


Рис. 1. Положение территории исследования в пределах Верхнего Приангарья и основные элементы строения долины р. Белой

Условные обозначения: 1 – русло реки; 2 – пойма; 3 – первая надпойменная терраса; 4 – вторая надпойменная терраса; 5 – третья надпойменная терраса; 6 – территория исследования; 7 – исследуемая дюна

Водоток р. Белой отнесен к типу горно-равнинных рек. Его протяженность 359 км [17]. Река имеет широкий симметричный бассейн ортогонального в плане рисунка, свойственного всем рекам, стекающим с Восточного Саяна. Такой рисунок образовался за счет коленообразных изгибов русел рек и впадений притоков в главный водоток под прямым углом [18]. Водный дебет р. Белой обеспечен в основном грунтовым стоком. Твердые, или снежные, запасы воды значительной роли не играют [19]. Русло р. Белой имеет в горном сооружении уклон 3,5–5,0 м/км и до 2,0–1,0 м/км при выходе на территорию Иркутско-Черемховской равнины. Общее падение р. Белой от истоков до устья составляет 1,750 м. При выходе на равнинные пространства р. Белая прорезает предсаянскую депрессионную зону, отделяющую равнинные пространства от предгорий и среднегорий. Особенностью водотока

р. Белой является развитие его в условиях поступательного подъема центрального горного сооружения Восточного Саяна и современного снижения рельефа предгорий, что определило устойчивость депрессионной зоны и аккумулятивный тип водотока. Прохождение через зону предсаянской депрессии обеспечило р. Белой в нижнем течении формирование песчаных, супесчаных, суглинистых осадков. Здесь, на равнинном участке реки практически отсутствует русловой перенос галечно-гравийных фракций, что связано с малыми уклонами ложа, невысокими скоростными показателями течения и высокой степенью шероховатости тальвега русла реки [18].

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой принимают участие породы кембрия, юры, мел-палеогена, олигоцен-миоцена, плиоцена, плейстоцена, голоцена [20]. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами, известняками ангарской свиты. Юрские отложения сложены конгломератами, песчаниками и алевролитами заларинской свиты нижней юры и угленосными алевролитами, аргиллитами, песчаниками черемховской и присаянской свит средней юры [20]. Оligоцен-миоценовые отложения представлены слабосцементированными песчаниками, галечниками с каолиновым заполнителем и фрагментами кор выветривания. Плиоцен-миоценовые отложения выполняют фрагменты эрозионно-ложбинной сети, врезанной в юрское основание на разновысотных участках (445–420 м) [21].

Рыхлые отложения плейстоцена перекрывают относительно маломощным чехлом описанные докайнозойские образования на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах долины, где выделяются разновозрастные террасы [22].

По данным [23] в нижнем течении р. Белой выделены участки: 1) слабых неотектонических поднятий с переменным режимом аккумуляции-денудации; 2) слабых неотектонических опусканий и стабильности с преобладанием аккумулятивных процессов до конца верхнего плейстоцена; 3) максимальных неотектонических опусканий с преобладанием аккумулятивных процессов в плейстоцене и голоцене. Участки максимальных опусканий образуют локальные депрессии, разделенные зонами относительных поднятий или слабых опусканий. Самая крупная депрессия, Бельская, примыкает к исследуемой территории на западе и отделена поднятием, совпадающим с осью одновременной кембрийской антиклинальной складки. С запада на восток выделяются соответственно Хайта-Булайская, Холмушино-Тайтурская, Мальгинская и Усть-Бельская депрессии [23].

Комплекс низких террас и пойма р. Белой формировались только в пределах выделенных депрессий. На остальных участках русло р. Белой 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. Меандрирование выражено только на участках депрессий [24].

Территория нашего исследования приурочена к Холмушино-Тайтурской депрессии (рис. 1). Выделяются 3 террасовых уровня, низкая и высокая поймы с относительными высотами порядка 4–8 м, русло с аккумулятивными и эрозионно-останцовыми островами. Здесь русло выходит из сужения и начинает активно меандрировать. Долина реки расширяется, начинается аккумуляция преимущественно песчаного материала, что является важнейшими факторами для образования дюн [7; 11] и других элементов эолового рельефа. И, действительно, такие элементы здесь присутствуют. Они имеют вид бугров, линейных гряд и дюн преимущественно северо-западной ориентировки. Эти формы рельефа достаточно хорошо выражены на участках I и II надпойменных террас. Наилучшим образом они прослеживаются под пологом лесного массива, произрастающего к востоку и юго-востоку от с. Холмушино (рис. 1). По-видимому, закрепленность лесной растительностью способствовала их большей сохранности. Таким образом, наблюдается четкая связь между районом распространения эоловых форм рельефа, морфологией долины р. Белой и литологией отложений.

Для восстановления хронологии и специфики эоловых процессов в долине р. Белой исследована песчаная дюна (рис. 1), строение которой вскрыто карьером (52°51' с.ш., 103°20' в.д., абс. выс. 428 м). Это одна из наиболее представительных форм на данном участке, в плане она имеет форму неправильной дуги, ориентированной в северо-западном направлении. Высота ее достигает 5–6 м, длина дуги по гребню колеблется в пределах 120–150 м.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу отложений и погребенных почв. В лабораторных условиях выполнено определение гранулометрического состава, содержания карбонатов и органического углерода. Минералогический состав отложений определялся в Институте земной коры СО РАН иммерсионным методом. Характеристика текстуры отложений выполнена в соответствии с принципами, предложен-

ными Л.Н. Ботвинкиной [25]. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено сцинтилляционным методом в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот.

Результаты и их обсуждение

Разрез Холмушино (рис. 2) вскрывает 5-метровую толщу песчаных отложений, верхняя часть которых (пачки I-III) представлена эоловыми осадками, слагающими тело дюны и перекрывающими аллювиальные пески (пачки IV и V).

Описываемые отложения обладают хорошо выраженной слоистой текстурой, которая достаточно ясно указывает на условия формирования толщи. Этапы активного формирования каждой из пачек отложений завершались снижением интенсивности осадконакопления и последующей фазой почвообразования. В пределах исследуемой толщи выделено пять таких циклов, фиксирующихся четырьмя профилями погребенных почв и современной почвой (рис. 2).

Для отложений нижней части V пачки характерна пологоволнистая слоистость. Внизу слойки довольно мощные (до 8 см), вверх по разрезу они истончаются (до 1-2 см) и затем слоистость сменяется неправильно-горизонтальной. Описанная смена текстуры отложений сопровождается некоторым утяжелением гранулометрического состава – вверх по разрезу отмечается увеличение доли мелкого песка, а также пылеватых фракций и ила.

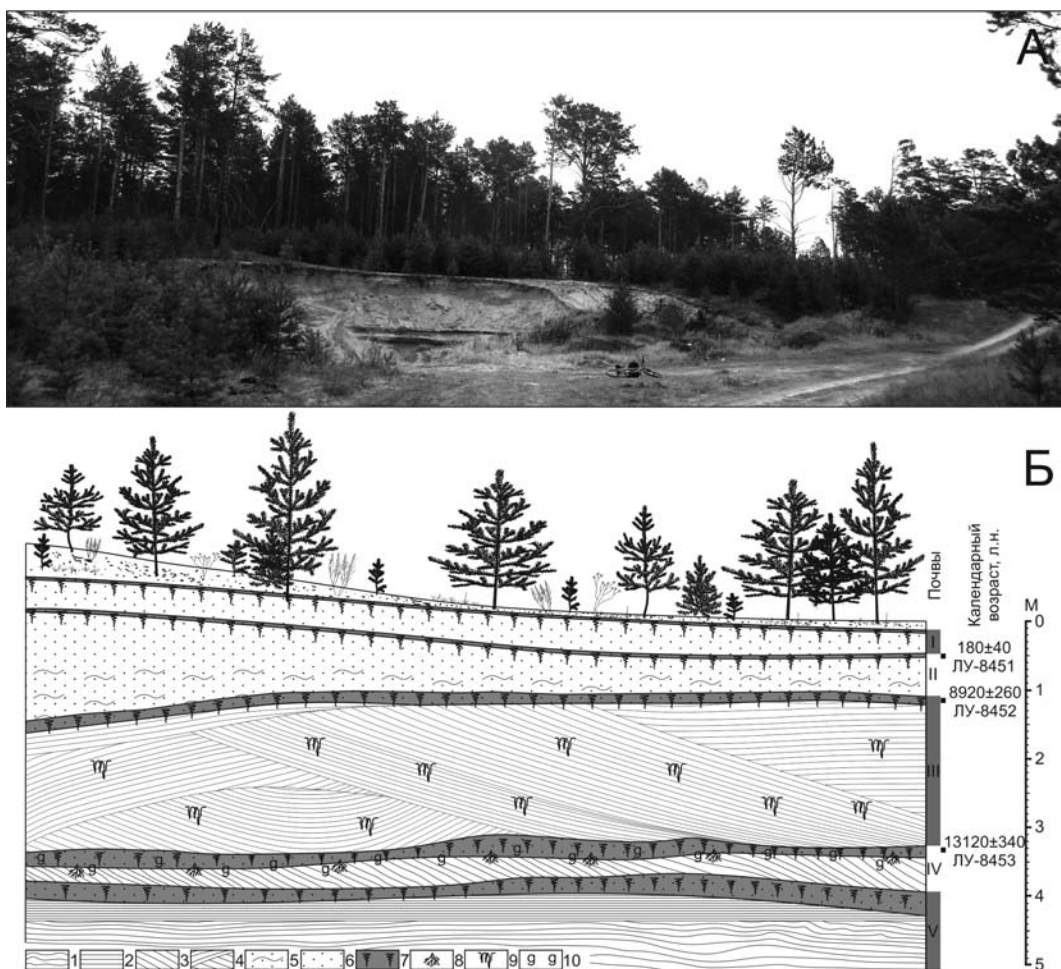


Рис. 2. Общий вид дюны (А). В нижней части видны аллювиальные почвы IV и V. Строение отложений и абсолютный возраст почв (Б)

Условные обозначения: 1 – пологоволнистая слоистость; 2 – горизонтальная слоистость; 3 – косослоистые серии; 4 – перекрестная кося слоистость; 5 – неясно выраженная волнистая слоистость; 6 – отложения без признаков слоистости; 7 – гумусовые горизонты погребенных почв; 8 – карбонатные трубки; 9 – карбонатные ризолиты по древесным корням; 10 – оглеение

В результате происходит снижение медианного размера частиц, который достигает своего минимума в гумусовом горизонте почвы V (рис. 3). Здесь, как и в гумусовых горизонтах вышележащих почв, слоистость не выражена, что связано с преобразованием отложений процессами педогенеза, биотурбациями и пр. Горизонт обогащен пылеватыми и илистой фракциями. Отмечается повышение органического углерода, связанное с активным гумусонакоплением во время почвообразования. Почва характеризуется профилем [AY]-AYC-C[~] и относится к типу аллювиальных гумусовых (дерновых). В отложениях V пачки в значительных количествах содержатся карбонаты, что обусловлено широким распространением на исследуемой территории карбонатных пород.

Описанные особенности строения и состава отложений V пачки позволяют считать, что они формировались в условиях центральной части поймы, для которых характерны более спокойные (в отличие от прирусловой отмели) условия седиментации с образованием пологоволнистой и горизонтальной слоистости [25]. Аккумуляция отложений проходила в условиях постепенной стабилизации русловых процессов, что в итоге привело к формированию аллювиальной гумусовой почвы V.

Почва перекрывается крупно-среднезернистыми песками с хорошо выраженной косой слоистостью. Малая мощность слоев и их небольшая протяженность указывает на слабый поток. Сама же текстура (налегающие друг на друга косослоистые серии) говорит о выдержанном направлении его течения. Последнее подтверждается также и очень хорошей сортировкой материала ($So=1,5$). Часто смена слоев подчеркнута железистыми полосами, отмечаются включения раковин моллюсков. Описываемая толща резко контактирует с выше- и нижележащими горизонтами. Подобные отложения формируются в условиях прирусловой отмели [25].

Напомним, что подстилающие отложения (пачка V) формировались в более стабильных пойменных условиях. Учитывая, что формирование почвы IV проходило в финале позднеледникового потепления, хронологически сопоставимого с аллерёдом (см. рис. 2), аккумуляция описываемых отложений могла быть связана со смещением русла вплотную к точке нашего исследования. Последнее могло быть вызвано повышением водности реки в связи с увеличением годового количества осадков, деградацией многолетнемерзлых пород, что характерно для позднеледниковых потеплений [26] и отмечалось в Прибайкалье [27]. Накопление описываемых отложений сменилось этапом затухания флювиальной активности, во время которого накопились мелкозернистые пески, и последующим этапом педогенеза, во время которого сформировалась почва IV. Время ее формирования совпадает со временем формирования позднеледниковых почв, изученных нами в Селенгинском среднегорье [28; 29].

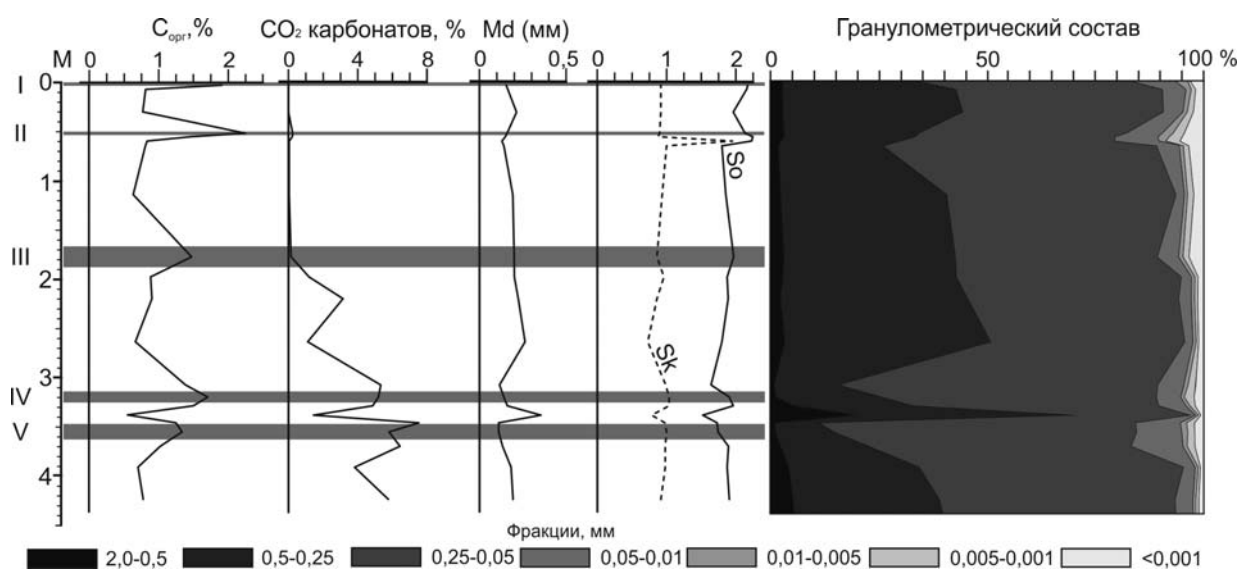


Рис. 3. Некоторые физико-химические свойства исследуемых отложений.

Md – медианный размер частиц; Sk – коэффициент асимметрии; So – коэффициент сортировки

Морфологически они также довольно схожи – в их профилях отмечаются признаки переувлажнения грунта (неоднородная окраска, обусловленная чередованием ожелезненных и гумусированных пятен, оглеение). В пределах гумусового горизонта почвы IV присутствуют многочисленные карбонатные ризолиты, сформированные, судя по распределению карбонатов в профиле, в результате их выше-

лачивания из перекрывающих отложений. Для почвы характерно довольно высокое содержание органического углерода. Ее можно отнести к аллювиальным темногумусовым глееватым с профилем [AUg]-Cg[~].

Для эоловых отложений III пачки характерна перекрестная косая слоистость (рис. 2). При этом границы серий сильно смещенные, в смежных сериях слойки разнонаправленные. Подобные особенности указывают на резкие изменения направления ветра, часто сопровождающегося и изменением его скоростей [25]. Хорошая выраженность здесь слоистой текстуры отличает эту пачку от вышележащих эоловых отложений (пачки I и II), где неясно выраженная волнистая слоистость постепенно сменяется ее полным отсутствием (рис. 2). Подобные признаки характерны для хорошо перевеваемых песков и отчетливо проявляются в дюнах побережий рек в умеренном климате, где закрепление подвижных песков приводит к фиксации поверхностей наслоения и захоронению слоистости [30].

Анализ минералогического состава исследуемых отложений (табл.) показал, что по составу легкой фракции они довольно однородны и сложены преимущественно кварцем, полевыми шпатами и плагиоклазом. Отмечается некоторое 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. Сказанное свидетельствует о том, что материалом для формирования дюны служили аллювиальные отложения реки Белой.

Минералогический состав отложений разреза Холмушино и окатанность минеральных зерен

Минерал	Тип отложений, глубина, см					
	0–50	68–168	188–208	230–300	331–343	406–440
	эоловые			аллювиальные		
Легкая фракция, %						
Кварц	78,8 (3)	76,4 (3)	79,2 (3)	80,4 (3,1)	72,8 (3)	77,2 (3)
Плагиоклаз	4 (3)	4,8 (3)	4,8 (3)	4 (3)	4,8 (3)	3,2 (3)
Калиевые полевые шпаты	9,6 (3)	10,4 (3)	9,2 (2,3)	8,8 (3)	10,8 (2,3)	8,8 (2,3)
Биотит	2,8 (3)	2,8 (3)	1,6 (3)	1,2 (1)	6 (3)	3,2 (3)
Мусковит	не обн.	0,4 (3)	не обн.	0,4 (3)	0,8 (3)	0,4 (3)
Хлорит	не обн.	не обн.	0,4 (2)	0,4 (3)	0,4 (4)	не обн.
Карбонаты	не обн.	1,2 (4)	0,4 (2)	не обн.	1,2 (4)	4 (4)
Обломки пород	4 (3)	4 (3)	4 (3)	4,8 (3)	3,2 (4)	3,2 (4)
Тяжелая фракция, %						
Магнетит	2 (1)	2 (1)	4 (1)	2 (1)	1 (1)	2 (1)
Ильменит	6 (2)	7 (2,3)	4,8 (2,3)	1,6 (2,3)	4,6 (3)	4 (3)
Гранат	12 (1)	9,4 (1)	14,8 (1)	6,4 (1)	8 (1)	12 (1,3)
Сфен	1,8 (1,2)	0,6 (3)	1,8 (3)	1 (2,5)	1,2 (2)	0,8 (1,3)
Амфиболы	36,8 (3,4)	33,8 (2,3)	33 (3)	42,8 (4)	33,4 (2,3)	34,2 (3)
Пироксены	33,8 (2,3)	35,4 (2,3)	34,2 (3)	36,2 (2,3)	37,6 (2,3)	30,2 (3)
Эпидот	3,4 (3,4)	3,4 (3)	3,2 (3)	4,8 (2,3)	4,4 (3)	5,2 (3)
Апатит	1 (4)	0,4 (2)	0,8 (5)	0,8 (4)	1 (4)	2 (4)
Карбонаты	не обн.	2,4 (3)	не обн.	1 (3)	2,4 (4)	2,4 (4)
Другие минералы	3,20	5,60	3,40	3,40	6,40	7,20

Примечание. Цифры в скобках характеризуют окатанность минеральных зерен (1 – остроугольные; 2 – полуокатанные; 3 – умеренно окатанные; 4 – окатанные; 5 – совершенно окатанные).

Таким образом, этап наиболее активного протекания эоловых процессов проходил во время формирования III пачки отложений. Исходя из полученных радиоуглеродных дат (рис. 2), этот этап датируется финалом позднего плейстоцена (поздний дриас) и ранним голоценом. Это хорошо согласуется с заключением И.А. Волкова [6] о широком распространении в Сибири эоловых форм рельефа позднеледниковья и раннего голоцена. На исследуемой территории с указанной фазой эоловой активизации совпадает накопление фрагментарно распространенных лессовидных отложений, которые в нижнем течении р. Белой перекрывают культурные слои палеолитических стоянок, датированных позднелед-

никовьем [13; 31]. Здесь в пределах таких отложений обычно обнаруживаются незначительно нарушенные криогенезом маломощные профили дерново-карбонатных почв [32; 33], которые хронологически, наиболее вероятно, сопоставимы с почвами IV и V в исследуемом разрезе. Указанная фаза активного формирования дюны совпала с интенсивным развитием эоловых процессов в Селенгинском среднегорье. Здесь эоловые процессы были ведущими в рельефообразовании в конце позднеледниковья (12,9–11,7 тыс. кал. л.н.) и в бореальном периоде (10,5–9,4 тыс. кал. л.н.) [34]. Следы иссушения климата раннего голоцена в виде эоловых наносов и следов дефляции отмечаются в Приольхонье [32].

С атлантического периода начинается формирование дюны, проходящее в условиях ее постепенного закрепления растительностью. Как говорилось выше, об этом свидетельствует отсутствие слоистости, тонкие прерывистые гумусированные прослойки, указывающие на задержание песков и стабилизацию их поверхности, наличие трех уровней почвообразования (почвы I-III), датированных 8,9 тыс. кал. л.н., 180 л.н. и современностью (рис. 2). Все почвы развиты незначительно и относятся к типу псаммоземов гумусовых ожелезненных. Для отложений этого времени характерно постепенное снижение медианного размера частиц (Md), их сортировка становится несколько хуже (за исключением пачки I), чем у нижележащих осадков. Такие изменения могут быть связаны с преобразованием отложений процессами почвообразования и затуханием интенсивности осадконакопления.

Обращает на себя внимание распределение карбонатов – они выщелочены из верхней части эоловых отложений. Их иллювиальные пики сосредоточены в III пачке, где наблюдаются крупные (диаметром до 10 см) карбонатные ризолиты по ходам древесных корней, а также приурочены к гумусовому горизонту почвы IV, где присутствуют многочисленные карбонатные трубки (рис. 2). Эти свойства дают основание предполагать довольно влажные климатические условия второй половины голоцена на исследуемой территории, что подтверждается литературными данными [32].

Стоит отметить незначительную суммарную мощность отложений I и II пачек, которые формировались на протяжении практически 9 тыс. лет. Наиболее вероятно, это связано с тем, что активная эоловая аккумуляция на исследуемом участке в это время затухает и начинает преобладать перевевание песков.

Заключение

Полученные данные хорошо вписываются в общую картину ландшафтно-климатических изменений, выявленных ранее для исследуемой территории [12] и в значительной мере дополняют их. Выявленные этапы активного накопления эоловых отложений сопоставимы с фазами активизации эоловых процессов в долине р. Белой. Обнаруживаются и более широкие корреляции – повышение роли эоловых процессов в экзогенном морфогенезе происходило практически синхронно в Приольхонье [32] и Селенгинском среднегорье [34].

В целом наиболее интенсивная эоловая аккумуляция наблюдается в исследуемом разрезе на границе позднеледниковья и голоцена (начиная с 13,1 тыс. кал. л.н.) и протекает на протяжении всего раннего голоцена вплоть до 8,9 тыс. кал. л.н., когда произошло снижение активности эоловых процессов и началось интенсивное почвообразование. Это хорошо согласуется с заключением И.А. Волкова [6] о широком распространении в Сибири эоловых форм рельефа позднеледниковья и раннего голоцена.

Начиная с атлантического периода, формирование дюны шло в условиях ее постепенного закрепления растительностью, что, наиболее вероятно, связано с повышением увлажненности климата во второй половине голоцена. Активная эоловая аккумуляция на исследуемом участке затухает и начинает преобладать перевевание песков. Относительно длительные этапы затухания эоловой активности отмечены фазами почвообразования 180 л.н. и на современном этапе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Drenova A.N. Activation of fixed dune massifs: Cause and probability of renewal // *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 175-180.
2. Faust D., Yanes Y., Willkommen T., Roettig C., Richter D., Richter D., Suchodoletz H., Zoller L. A contribution to the understanding of late Pleistocene dune sand-paleosol-sequences in Fuerteventura (Canary Islands) // *Geomorphology*. 2015. Vol. 246. P. 290-304.
3. Stauch G., IJmker J., Potsch S., Zhao H., Hilgers A., Diekmann B., Dietze E., Hartmann K., Opitz S., Wunnemann B., Lehmkuhl F. Aeolian sediments on the north-eastern Tibetan Plateau // *Quaternary Science Reviews*. 2012. Vol. 57. P. 71-84.

4. Mahowald N., Kohfeld K., Hansson M., Balkanski Y., Harrison S.P., Prentice I.C., Schulz M., Rodhe H. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments // *Journal of Geophysical Research*. 1999. Vol. 104. P. 15895-15916.
5. Выркин В.Б. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // *География и природные ресурсы*. 2010. № 3. С. 25-32.
6. Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // *Проблемы экзогенного рельефообразования*. М.: Наука, 1976. Кн. 1. С. 264-288.
7. Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. М.: Наука, 1977. 176 с.
8. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // *Тр. Ин-та геологических наук*. 1951. Вып. 135. 271 с.
9. Miao X., Hanson P.R., Wang H., Young A.R. Timing and origin for sand dunes in the Green River Lowland of Illinois, upper Mississippi River Valley, USA // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 763-773.
10. Liu B., Coulthard T.J. Mapping the interactions between rivers and sand dunes: Implications for fluvial and aeolian geomorphology // *Geomorphology*. 2015. Vol. 231. P. 246-257.
11. Тимофеев Д.А. Эоловые формы песчаного рельефа на аллювиальных и озерных равнинах бассейна Амура // *Сибирский географический сборник*. Л.: Наука, 1970. С. 110-136.
12. Воробьева Г.А., Горюнова О.И., Савельев Н.А. Хронология и палеогеография голоцена юга Средней Сибири // *Геохронология четвертичного периода*. М.: Наука, 1992. С. 174-181.
13. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. С. 286.
14. Агроклиматический справочник по Иркутской области. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 159 с.
15. Справочник по климату СССР. Метеорологические данные за отдельные годы // *Иркутская область и юго-западная часть Бурятской АССР*. Вып. 22. Ч. 2. Атмосферные осадки. Иркутск, 1975. 322 с.
16. Иркутско-Черемховский промышленный район. Иркутск, 1969. С. 64.
17. Бояркин В.М. География Иркутской области. Иркутск, 1972. 293 с.
18. Миляева Л.С. Восточный Саян // *Рельеф Алтае-Саянской горной области*. Новосибирск: Наука, 1988. С. 120-145.
19. Лексакова В.Д. Максимальный сток рек бассейна р. Ангары. Новосибирск: Наука. 1987. 136 с.
20. Геология СССР. Том 17: Иркутская область. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 514 с.
21. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 321 с.
22. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
23. Аржанникова А.А., Гофман Л.Е. Проявление неотектоники в Бельском геологическом районе // *Экология Байкала и Прибайкалья*. Иркутск, 1998. С.95-96.
24. Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Низкие террасы долин рек Байкало-Енисейской Сибири и оз. Байкал // *Генезис рельефа*. Новосибирск: Наука, 1985. С. 144-153.
25. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с.
26. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен - голоцен – элементы прогноза». Вып. II. Общая палеогеография / под ред. А. А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
27. Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Climate of the Past*. 2009. Vol. 5. P. 285-295.
28. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Черных В.Н. Основные периоды почвообразования и осадконакопления в лесостепных ландшафтах Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене // *География и природные ресурсы*. 2015. № 3. С. 114-125.
29. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В. Экзогенные процессы и почвообразование в степных ландшафтах Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене // *Изв. РАН. Сер. географическая*. 2016. № 6. С. 82-93.
30. Сидоренко А.В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений // *Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений*. М.: Наука, 1961. С. 139-160.
31. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. С. 155-168.
32. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2010. 205 с.
33. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Пустовойтов К.Е., Штар К. Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // *Почвоведение*. 2014. № 10. С. 1215-1227.
34. Голубцов В.А. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: СТ ПРИНТ, 2015. 26 с.

V.A. Golubtsov, A.A. Cherkashina

**NEW DATA ON THE AGE OF AEOLIAN LANDFORMS IN THE BELAYA RIVER VALLEY
(UPPER PRIANGARIE)**

The paper presents the results of the study of the composition and the chronology of the formation of sand dunes, located in the Belaya river valley (left tributary of the Angara river). There is a clear relation between the distribution of aeolian sandy landforms with the morphology of the river valley and lithology (dunes are occurred in the areas of valley widening and sandy sediments distribution). The most intense aeolian accumulation observed in the study section at the border of the Late Glacial and Holocene (starting at 13.1 kyr BP) and occurs throughout the Early Holocene up to 8.9 kyr BP, when there was a decrease in the activity of aeolian processes and intensive soil formation started. This is in agreement with published data about the wide spread of aeolian landforms of Late Glacial and Early Holocene in Siberia. Since the Atlantic period formation of the dune went under its gradual consolidation by vegetation that is most likely to be associated with an increase in climate moistening in the second half of the Holocene. Stages of decreasing of aeolian activity marked about 180 years BP and at the present stage, when sedimentation alternated phases of soil formation. The data well correlates with the overall sequence of the landscape and climate change, previously identified for the study area, as well as in the Baikal region.

Keywords: aeolian morphogenesis, river dunes, landscape-climatic changes, Late Glacial, Holocene.

REFERENCE

1. Drenova A.N. Activation of fixed dune massifs: Cause and probability of renewal, in *Quaternary International*, 2006, vol. 152-153, pp. 175-180.
2. Faust D., Yanes Y., Willkommen T., Roettig C., Richter D., Richter D., Suchodoletz H., Zoller L. A contribution to the understanding of late Pleistocene dune sand-paleosol-sequences in Fuerteventura (Canary Islands), in *Geomorphology*, 2015, vol. 246, pp. 290-304.
3. Stauch G., IJmker J., Potsch S., Zhao H., Hilgers A., Diekmann B., Dietze E., Hartmann K., Opitz S., Wunnemann B., Lehmkuhl F. Aeolian sediments on the north-eastern Tibetan Plateau, in *Quaternary Science Reviews*, 2012, vol. 57, pp. 71-84.
4. Mahowald N., Kohfeld K., Hansson M., Balkanski Y., Harrison S.P., Prentice I.C., Schulz M., Rodhe H. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, in *Journal of Geophysical Research*, 1999, vol. 104, pp. 15895-15916.
5. Vyrkin V.B. Aeolian relief formation in the Prebaikalia and Transbaikalia, in *Geography and Natural Resources*, 2010, vol.31, no. 3, pp. 215-221.
6. Volkov I.A. [The role of aeolian factor in relief evolution], in *Problemy ekzogennogo rel'efoobrazovanija*. Moscow: Nauka, 1976, vol. 1, pp. 264-288 (in Russ.).
7. Korzhuev S.S. *Geomorfologija rechnyh dolin i gidrojenergeticheskije stroitel'stvo* [Geomorphology of river valleys and hydropower construction], Moscow: Nauka, 1977, 176 p. (in Russ.).
8. Schantser E.V. [Alluvium of lowland rivers of the temperate zone and its significance for the knowledge of the laws of the structure and the formation of alluvial formations], in *Trudy Instituta geologicheskikh nauk AN SSSR*, Moscow: AN USSR, 1951, vol. 135, no. 55, 271 p. (in Russ.).
9. Miao X., Hanson P.R., Wang H., Young A.R. Timing and origin for sand dunes in the Green River Lowland of Illinois, upper Mississippi River Valley, USA, in *Quaternary Science Reviews*, 2010, vol. 29, pp. 763-773.
10. Liu B., Coulthard T.J. Mapping the interactions between rivers and sand dunes: Implications for fluvial and aeolian geomorphology, in *Geomorphology*, 2015, vol. 231, pp. 246-257.
11. Timofeev D.A. [Aeolian sand landforms on alluvial and lake plains of Amur river basin], in *Sibirskij geograficheskij sbornik*, Leningrad: Nauka, 1970, pp. 110-136 (in Russ.).
12. Vorobjeva G.A., Gorjunova O.I., Saveljev N.A. [Chronology and palaeogeography of the Holocene on south of Middle Siberia], in *Geohronologija chetvertichnogo perioda*, Moscow: Nauka, 1992, pp. 174-181 (in Russ.).
13. Cejtlin S.M. *Geologija paleolita Severnoj Azii* [Geology of the Paleolithic of Northern Asia], Moscow: Nauka, 1979, p. 286 (in Russ.).
14. *Agroklimaticheskij spravocnik po Irkutskoj oblasti* [Agroclimatic reference book on Irkutsk region], Leningrad: Gidrometeoizdat, 1962, 159 p. (in Russ.).
15. *Spravocnik po klimatu SSSR. Vyp. 22: Irkutskaja oblast i jugo-zapadnaja chast Burjatskoj ASSR. Ch. 2: Atmosfernye osadki* [Handbook on the USSR Climate, Issue 22: Irkutsk region and south-western part of Buryat ASSR, Part 2: Atmospheric Precipitation], Irkutsk, 1975, 322 p. (in Russ.).
16. *Irkutsko-Cheremhovskij promyshlennyj rajon* [Irkutsk-Cheremkhovo industrial area], Irkutsk: Izd-vo Instituta geografii SB RAS, 1969, p. 64 (in Russ.).
17. Bojarkin V.M. *Geografija Irkutskoj oblasti* [Geography of Irkutsk region], Irkutsk: Vostochno-Sibirskoe knizhnoe izdatel'stvo, 1972, 293 p. (in Russ.).

18. Miljaeva L.C. [Eastern Sayan], in *Reljef Altae-Sajanskoj gornoj oblasti*, Novosibirsk: Nauka, 1988, pp. 120-145 (in Russ.).
19. Leksakova V.D. *Maksimalnyj stok rek bassejna reki Angary* [The maximum flow of the rivers of Angara river basin], Novosibirsk: Nauka, 1987, 136 p. (in Russ.).
20. *Geologija SSSR. Tom 17: Irkutskaja oblast* [Geology of USSR. Issue 17: Irkutsk region], Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962, 514 p. (in Russ.).
21. *Ploskogorja i nizmennosti Vostochnoj Sibiri* [Plateau and lowlands of Eastern Siberia], Moscow: Nauka, 1971, 321 p. (in Russ.).
22. Logachev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. *Kajnozojskie otlozhenija Irkutskogo amfiteatra* [Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater], Moscow: Nauka, 1964, 195 p. (in Russ.).
23. Arzhannikova A.A., Gofman L.E. [The manifestation of neotectonics in the Belsk geoarchaeological region], in *Ekologija Bajkala i Pribajkalja*, Irkutsk, 1998, pp. 95-96 (in Russ.).
24. Vorobjeva G.A., Medvedev G.I. [Low terraces of the river valleys of the Baikal-Yenisei Siberia and the lake Baikal] in *Genezis reljefa*, Novosibirsk: Nauka, 1985, pp. 144-153 (in Russ.).
25. Botvinkina L.N. *Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniju sloistosti* [Manual on the methods of studying bedding], Moscow: Nauka, 1965, 259 p. (in Russ.).
26. *Dinamika landshaftnyh komponentov i vnutrennih morskikh bassejnov Severnoj Evrazii za poslednie 130 000 let. Razvitie landshaftov i klimata Severnoj Evrazii. Pozdnij plejstocen - golocen – elementy prognoza. Vyp. II. Obshhaja paleogeografija* [Dynamics of Landscape Complexes and Inland Sea Basins of Northern Eurasia for the Last 130 000 Years. Development of Landscapes and Climate of Northern Eurasia. The Late Pleistocene – Holocene – Forecast Elements. Issue 2: General Paleogeography], Moscow: GEOS, 2002, 232 p. (in Russ.).
27. Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel, in *Climate of the Past*, 2009, vol. 5, pp. 285-295.
28. Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Kobylkin D.V., Chernykh V.N. Main periods of soil formation and sedimentation in forest-steppe landscapes of the Selenga Midland during the Late Glacial and Holocene, in *Geography and Natural Resources*, 2015, vol. 36, no. 3. pp. 278-288.
29. Ryzhov Y.V., Golubtsov V.A., Kobylkin D.V. [Development of Exogenous Processes and Soil Formation in Steppe Landscapes of the Selenga Middle Mountains (Western Transbaikalia) in the Late Glacial and Holocene], in *Izvestiya Rossijskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya*, 2016, no. 6, pp. 82-93. (In Russ.).
30. Sidorenko A.V. [Lithology and genetic classification of aeolian deposits], in *Materialy po genezisu i litologii chetvertichnyh otlozhenij*, Moscow: Nauka, 1961, pp. 139-160 (in Russ.).
31. Ravskij Je.I. *Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennej Azii v antropogene* [Sedimentation and climate of Inner Asia in the anthropogen], Moscow: Nauka, 1972, pp. 155-168 (in Russ.).
32. Vorobjeva G.A. *Pochva kak letopis prirodnyh sobytij Pribajkal'ja: problemy evoljucii i klassifikacii pochv* [Soil as a chronicle of natural events of the Baikal region: problems of evolution and classification of soils.], Irkutsk: Izd-vo Irkut. un-ta, 2010, 205 p. (in Russ.).
33. Golubtsov V.A., Cherkashina A.A., Pustovoytov K.E., Stahr K. Stable carbon and oxygen isotopes in pedogenic carbonate coatings of chernozems in the Southern Cis-Baikalia as indicators of local environmental changes, in *Eurasian Soil Science*, 2014, vol. 47, no. 10, pp. 1015-1026.
34. Golubtsov V.A. [Pedogenesis and sedimentation in Selenga Middle mountains during Late Glacial and Holocene], Abstract of diss. Dr. Geographical sci., Moscow, 2015. 26 p. (in Russ.).

Голубцов Виктор Александрович,
кандидат географических наук, научный сотрудник
лаборатории геоморфологии
E-mail: tea_88@inbox.ru

Черкашина Анна Андреевна,
кандидат географических наук, научный сотрудник
лаборатории геохимии ландшафтов и географии почв
E-mail: anna_cher.87@mail.ru

ФГБУН «Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН»
664033, Россия, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1

Golubtsov V.A.,
Candidate of Geography, researcher,
at Department of the Geomorphology
E-mail: tea_88@inbox.ru

Cherkashina A.A.,
Candidate of Geography, researcher at Department
of the Geochemistry of Lanscapes and Soil Geography
E-mail: anna_cher.87@mail.ru

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS
Ulan-Batorskaya st., 1, Irkutsk, Russia, 664033