

УДК 551.311.3

О. И. БАЖЕНОВА*, Д. В. КОБЫЛКИН*, С. А. МАКАРОВ*, Н. Н. РОГАЛЁВА**,
А. В. СИЛАЕВ*, А. А. ЧЕРКАШИНА*

*Институт географии СО РАН, г. Иркутск

**Даурский государственный заповедник, с. Нижний Цасучей

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СТЕПЯХ ДАУРИИ В АРИДНЫЕ ФАЗЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

На основе обобщения материалов полевых экспериментальных исследований эоловых процессов, результатов изучения разрезов голоценовых отложений и дешифрирования космических снимков, а также разрозненных опубликованных данных раскрываются региональные особенности эолового рельефообразования в степях Центральной Азии. Показано, что Онон-Торейская равнина играет роль эолового коридора, через который осуществляется интенсивный транспорт вещества из Забайкалья на юго-восток, в соседние районы Монголии и Китая. Отмечается, что максимальной эоловой деформации подвержены озерные котловины и флювиальные комплексы рельефа, приуроченные к оси коридора. Здесь скорость эолового осадконакопления может составлять 30–50 см/год. В пределах денудационного рельефа скорость дефляции варьирует от сотых долей миллиметра до 10 мм/год. Рассмотрен пульсирующий характер эоловых процессов, обусловленный структурой климатических колебаний. Установлена согласованность изменения интенсивности эоловых процессов с ходом атмосферного увлажнения и колебанием уровня бессточных озер за период исторического прошлого региона. На примере пади Крементуй выполнена реконструкция пространственного распределения зон дефляции и эоловой аккумуляции разной интенсивности в аридные фазы рельефообразования. Общая направленность развития современных эоловых процессов в степях Даурии выражается в господстве дефляционной составляющей, которая приводит к выравниванию рельефа.

Ключевые слова: дефляция, эоловая миграция вещества, котловины выдувания, аридные фазы рельефообразования, эоловый коридор, степи Центральной Азии.

Regional characteristics of aeolian morphogenesis in steppes of Central Asia have been ascertained on the basis of summarizing experimental field data, the results from studying the profiles of Holocene deposits and interpreting space-acquired images as well as disembodied published data. It is shown that the Onon-Torei Plain has the role of an aeolian corridor for an intense transport of matter from Transbaikalia southeastward to neighboring areas of Mongolia and China. It is pointed out that the lake basins and the fluvial complexes of relief along the axis of the corridor experience a maximal aeolian deformation. The rate of aeolian sedimentation can amount to 30–50 cm/year in this area. Within the denudation relief, the deflation rate varies from a few hundredths of a millimeter to 10 mm/year. The pulsating character of the aeolian processes, caused by the structure of climatic fluctuations, is considered. The study revealed a correlation of changes in the intensity of the aeolian processes with variations in atmospheric humidification and fluctuations of the water level in drainless lakes for the period of the region's historical past. Using the Kremenitui pad' as an example, we reconstructed the spatial distribution of the different-intensity deflation and aeolian accumulation zones for the arid phases of morphogenesis. The general trend of evolution of the contemporary aeolian processes in Daurian steppes implies a predominance of the deflation component which leads to the removal of the relief.

Keywords: deflation, aeolian migration of matter, deflation basin, arid phases of morphogenesis, aeolian corridor, steppes of Central Asia.

ВВЕДЕНИЕ

Даурская степь входит в состав Центрально-Азиатской физико-географической области [1], одного из мировых центров интенсивной эоловой деятельности [2]. Функционирование эоловых систем Центральной Азии вносит заметный вклад в эмиссию пыли в глобальную атмосферу [3]. В отличие от эолового рельефообразования соседних хорошо изученных районов Монголии и Китая [4–7], эоловые процессы Даурии слабо освещены в литературе, хотя наблюдения за их динамикой на локальных участках проводятся достаточно давно [8]. Одна из причин недоучета их роли в миграции вещества заключается, на наш взгляд, в том, что на данной территории преобладают следы дефляции, в то время как эоловые аккумулятивные формы рельефа встречаются значительно реже. В этих условиях проблема изучения эоловых процессов заключается в разработке признаков полевого и дистанционного дешифрирования последствий ветрового воздействия на рельеф и определения его интенсивности

© 2015 Баженова О. И. (bazhenova@irigs.irk.ru), Кобылкин Д. В. (agrembrandt@inbox.ru),
Макаров С. А. (makarov@irigs.irk.ru), Роголёва Н. Н. (z-ninarog@mail.ru),
Силаев А. В. (anton_s@bk.ru), Черкашина А. А. (anna_cher.87@mail.ru)

количественными методами [4]. Кроме того, эоловые процессы носят здесь ярко выраженный пульсирующий характер: фазы повышения их интенсивности сменяются периодами ослабления эоловой миграции вещества [4, 8–10]. Поэтому эоловая деятельность в степях Даурии не всегда заметна и трудно поддается диагностике.

Изучение эоловых процессов часто требует применения комплекса специальных приемов, включающих полевые геоморфологические эксперименты, ГИС-технологии, датирование эоловых отложений. Такие исследования выполняются Институтом географии им. В. Б. Сочавы СО РАН на базе Харанорского стационара [8, 11, 12], а также при поддержке Даурского государственного заповедника. Проведение работ совпало с периодами повышения интенсивности эоловой миграции вещества, вызванного значительным снижением увлажненности Даурского региона в течение двух последних внутривековых климатических циклов [13]. В статье на основе обобщения материалов этих работ, а также разрозненных опубликованных данных других исследователей определяются преобладающее направление и объемы эоловой миграции вещества, оцениваются изменения интенсивности процессов во времени, рассматриваются закономерности пространственного распределения зон дефляции и эоловой аккумуляции. Решение этих вопросов дает представление о региональных особенностях эолового рельефообразования у северной окраины Центральной Азии.

ДИАГНОСТИКА ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ ПО МОРФОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ РЕЛЬЕФА

Даурская степь представляет собой своеобразный эоловый коридор, приуроченный к обширному Восточно-Забайкальскому понижению, разделяющему Даурское и Шилкинско-Аргунское поднятия [14]. В его пределах осадочные горные породы слабее дислоцированы и менее устойчивы к выветриванию и раздуванию по сравнению с соседними поднятыми морфоструктурными областями. Для рельефа характерны меньшие абсолютные высоты, слабая расчлененность, значительные площади, занятые аккумулятивными формами. В геоморфологическом отношении территория представлена Приононской и Онон-Торейской равнинами. Встречаются также участки мелкосопочника, холмистовалистого рельефа, островные горы (рис. 1).

При внимательном рассмотрении морфологии рельефа можно видеть, что и денудационные, и аккумулятивные формы в значительной степени переработаны ветром. Вдоль оси эолового коридора с северо-запада на юго-восток, в соответствии с господствующим направлением ветровых потоков, прослеживается своеобразная зональность рельефа: происходит закономерная смена морфологических



Рис. 1. Участки детальных исследований эоловых процессов в Даурской степи.

Участки: I — Нерчинский, II — Торейский, III — Хара-Нурский. Местоположение площадок реперов: 1 — кордон Уточи, 2 — падь Крементуй, 3 — место отбора донных отложений в оз. Зун-Торей, по [15].

комплексов с различным характером эоловой деятельности. К северу от широтного отрезка долины р. Онон в пределах Приононской песчаной равнины следы эоловой деятельности хорошо видны на современных космических снимках, показывающих, что соленосные отложения озерных котловин переносятся в юго-восточном направлении (рис. 2, *а*). При этом контуры озерных отложений приобретают каплевидную форму. Ветер постепенно заносит мелким песком все неровности степного рельефа [16]. Деятельность ветра не ограничивается дефляцией и выполнением западин; вся поверхность равнины представляет собой зону активного транзита эолового материала. Так, весной 1978 г. масса соленосных отложений дна оз. Ножий в Агинской степи с площади 28,5 км² была перенесена ветром в южном и юго-восточном направлениях на значительное расстояние, при этом произошло засоление поверхности почвы сельскохозяйственных угодий [17]. При пересечении долины р. Онон эоловые литодинамические потоки разгружаются на правом берегу реки, образуя здесь современные дюны высотой 3–5 м.

Далее на юг от Онона до котловины Торейских озер на поверхности озерно-аллювиальной равнины широко распространены древние эоловые формы рельефа ниже- и среднечетвертичного возраста [18]. Наиболее хорошо дюны сохранились на поверхности 80-метровой аккумулятивной террасы р. Онон. Их высота колеблется от 8 до 15 м, длина — от 50–70 до 200–300 м. Дюнам сопутствуют котловины выдувания длиной 70–100 м и глубиной 5–10 м. Длинные оси эоловых форм рельефа ориентированы с северо-запада на юго-восток.

Южнее этой террасы эоловой обработке подвержены все крупные озерные котловины, образующие озерный пояс, вытянутый параллельно широтному отрезку долины р. Онон и делящий Онон-Торейскую равнину примерно пополам. При этом эоловые бугры и вложенные в них котловины выдувания сформированы вдоль северных побережий озер, что также хорошо видно на космических снимках (см. рис. 2, *б*). Песчаные эоловые бугры сильно развеяны и в настоящее время представлены лишь краевыми частями в виде отдельных фрагментов (см. рис. 2, *д*). Так, в котловине урочища Глубокий лог, согласно [19], глубина котловин выдувания центральных частей развеянных бугров нередко достигает 5–7 м, а диаметр колеблется от 50 до 500 м. Соединяясь друг с другом, котловины часто образуют причудливые в плане лабиринты. В разрезе песчаных наносов, слагающих сохранившиеся

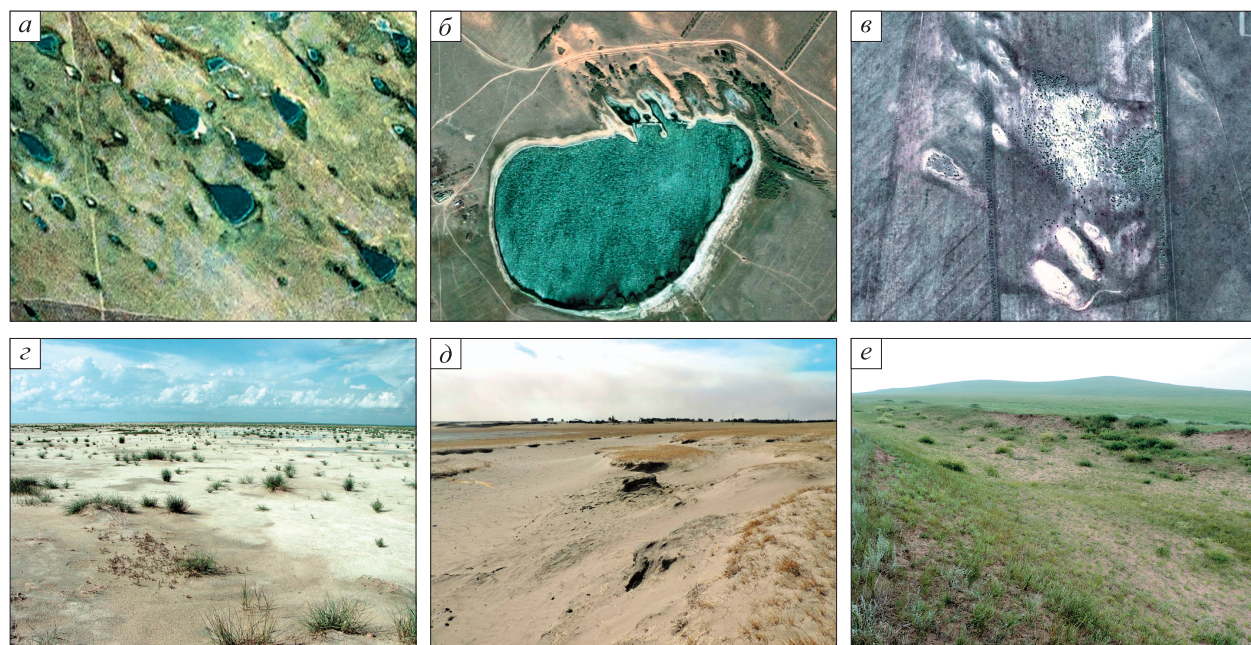


Рис. 2. Морфологически выраженные следы эоловых процессов в Даурии.

а — эоловый перенос отложений соленых озер в Агинской степи (Приононская равнина); *б* — дефляция на северном побережье оз. Большое Якши; *в* — котловины выдувания в районе оз. Цаган-Нур; *г* — эоловая переработка дна оз. Барун-Торей в безводный период (июль 2013 г.); *д* — котловины выдувания на северном побережье оз. Большое Якши (весна 2014 г.); *е* — котловина выдувания в пади Нарин-Кундуй.

части эоловых бугров, повсеместно наблюдаются горизонты погребенных почв мощностью от 5 до 30 см, число которых нередко достигает 10 и более. К нижним горизонтам погребенных почв приурочены культурные горизонты археологических памятников эпохи поздней бронзы—раннего железа [19]. На дне котловин выдувания встречаются остатки растительности в виде истлевших стволов и корневищ кустарников диаметром до 10 см. Все отрицательные формы рельефа на поверхности равнины экранированы горизонтами плотных водоупорных озерных глин.

Южнее озерного пояса на аккумулятивных озерных и аллювиальных террасах также широко распространены котловины выдувания. Особенно хорошо они выражены в долине р. Ималки, на высоких озерных террасах в пади Нарин-Кундуй (см. рис. 2, е). Ориентировка длинных осей котловин совпадает с направлением господствующих в Даурии северо-западных ветров (см. рис. 2, в). В сухие годы на осушенных участках литорали в озерных котловинах формируются современные аккумулятивные эоловые формы рельефа (см. рис. 2, з). Такие формы часто встречаются на поверхности дельт, делювиальных и пролювиальных шлейфов.

С удалением от центра коридора к периферии на участках денудационного рельефа развитие эоловых процессов влияет на морфологию степных склонов. При длительном господстве ветров одного направления, как это отмечается в степном Забайкалье, одни склоны постоянно подвержены эоловой денудации, другие — частичной аккумуляции. Известно, что чем больше угол взаимодействия ветрового потока с поверхностью склона, тем более интенсивно эта поверхность разрушается [2], поэтому процессы дефляции приурочены к верхним денудационным элементам, уступам, выпуклым перегибам. При этом верхние горизонты склоновых отложений переработаны ветром. Значительная эоловая дифференциация мелкозема наблюдается в основном на склонах денудационных останцов, где отчетливо проявляются экспозиционные различия в содержании физической глины: обеднение глинистыми частицами склонов северо-западной экспозиции и обогащение ими — юго-восточной. Разная направленность эоловых процессов на склонах денудационных останцов вызвала их асимметрию. Крутизна склонов северной и западной экспозиции, где преобладает эоловая денудация, достигает 18–25°. Поверхность их сильно защебнена, местами здесь встречаются выходы коренных пород. Крутизна восточных и южных склонов, где отмечается аккумуляция эолового материала, как правило, 3–7°. Следы дефляционной работы ветра хорошо видны в рельефе западного уступа Зун-Торейского вулканического плато, массивов Адун-Челона и Цаган-Олуя.

Таким образом, морфологическая выраженность признаков эоловой деформации рельефа усиливается от денудационных поднятых окраин ветрового коридора к его центру — своеобразной оси, проходящей по самым опущенным участкам Восточно-Забайкальского понижения. Наиболее ярко следы современной эоловой деятельности представлены в многочисленных озерных котловинах. В целом в Даурской степи процессы дефляции преобладают над эоловой аккумуляцией.

ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЭОЛОВЫХ СИСТЕМ

Для района типичен пульсирующий характер изменения интенсивности эоловых процессов во времени, обусловленный климатическими колебаниями. Здесь четко выделяются внутривековые 27–35-летние циклы изменения атмосферного увлажнения, которые контролируют ход многих природных процессов [13]. Особенно хорошо цикличность выделяется по колебанию уровня и площади водного зеркала широко распространенных в ландшафте соленых озер. В регрессивные фазы площадь озер резко сокращается, иногда они полностью высыхают. У крупных озер полоса осушения может расширяться со скоростью от нескольких сотен метров до километра в год. При этом сухие донные отложения становятся легкой добычей ветра [10].

Учитывая выявленную синхронность крупных (внутривековых) колебаний климата Даурского региона и сопредельных районов Монголии и Северного Китая [20], рассмотрим динамику увлажненности территории за период исторического прошлого региона, детально изученный китайскими климатологами. Сопоставление изменения увлажненности Даурской степи в первой половине XX в. по восстановленным в условных единицах колебаниям уровня Торейских озер [21] с изменением индекса засушливости—увлажненности Северного Китая [22] за этот же период в целом показывает их согласованность (рис. 3). С 1962 г. проводятся инструментальные наблюдения за колебаниями уровня оз. Барун-Торей, с которыми хорошо совпадают изменения площади водного зеркала оз. Хара-Нур, установленные по космическим снимкам [10]. Это позволило нам продлить анализируемый интервал изменения увлажненности региона до 2014 г. и показать место современного функциони-

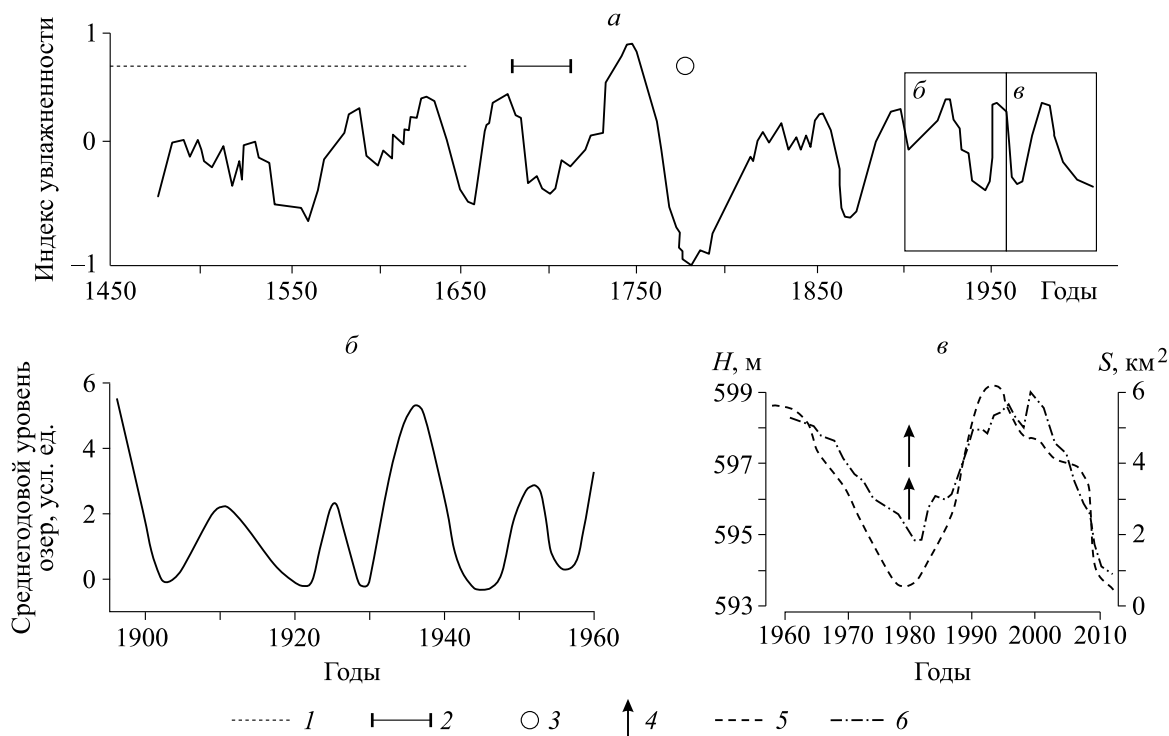


Рис. 3. Изменение увлажненности Северного Китая в историческом прошлом (а) [22] и уровня озер Даурии в XX–XXI вв. (б, в) [10, 13, 21].

1 — накопление эоловых песков в котловине оз. Ножий [23]; 2 — катастрофическая дефляция в маундеровский период [4]; 3 — интенсивная дефляция и увеличение площади подвижных песков в котловинах озер [24]; 4 — вынос соленосных осадков со дна оз. Ножий [17]; 5 — динамика площади (S) водного зеркала оз. Хара-Нур [10]; 6 — колебания уровня (H) оз. Барун-Торей [13].

рования эоловых систем (см. рис. 3, б, в) на историческом отрезке эволюции природной среды региона (показано врезками на рис. 3, а).

Практически весь рассматриваемый период продолжительностью 550 лет отличался активным развитием эоловых процессов. Так, примерно с 1400 по 1650 г., т. е. около 250 лет, шло накопление эоловых песков в котловине оз. Ножий [23]. На этом фоне экстремальным проявлением дефляции отличался 40-летний маундеровский минимум (1675–1715 гг.), характеризовавшийся резко начавшимся устойчивым похолоданием со значительным снижением увлажнения (см. рис. 3, а), влияние которого на рельефообразование детально исследовано В. П. Чичаговым [4]. По его данным, в это время наблюдалась катастрофическая дефляция, оказавшая серьезное воздействие на ход всех природных процессов. При этом наиболее деформированы были флювиальные комплексы рельефа. В долинах рек интенсивному раздуванию подверглись осушенные участки русел, низкой и высокой поймы, первой надпойменной террасы, песчаные равнины среднего течения р. Онон, где создается эоловый рельеф. Образуются обширные откопанные из-под плейстоценовых песчаных отложений дефляционные котловины в долине Улдзи и озерном поясе степного Забайкалья. Весьма существенным последствием интенсивной дефляции была избирательная денудация наветренных склонов холмов и островных гор: «В течение маундеровского периода Торейские озера в условиях уменьшения осадков, понижения температуры воздуха и сильных ветров были полностью осушены. В таком состоянии они находились и в последующие 1755, 1772 и 1855 гг. и, по-видимому, только к 1872 г. были заполнены водой. Дефляция значительно выровняла осушенные низкие берега Торейских озер и откопала центральные части их котловин, удалив оттуда озерные осадки» [4, с. 151].

Следы дефляции отмечены П. С. Палласом, посетившим приграничные с Монголией районы Даурии в 1772 г. [24]. Он был поражен видом поверхности сухого дна Торейских озер, большей частью покрытого дресвой и камнями: «Местами торчали каменные бугры, будто острова и высунувшиеся отдельные камни на сем безводном океане» [24, с. 296]. Это описание характеризует масштабы про-

цессов выдувания, поскольку практически весь тонкий материал донных отложений был вынесен мощной дефляцией, чему способствовало почти полное отсутствие растительности. Особенно интенсивно деятельности ветра подвергался узкий перешеек, разделяющий западную (Барун-Торей) и восточную (Зун-Торей) части котловины озера, который, по описанию П. С. Палласа, возвышался над плоским днищем озера в форме «черной шиферной горы», шлифованной ветром. В малых озерных котловинах, окружающих Торейские озера, в это время сформировались бугры подвижных песков, которые тянулись вдоль берега полосой в несколько верст [24].

В XIX в. усилению эоловых процессов в степном Забайкалье способствовала массовая распашка земель. При этом дефляция стала активно проявляться не только весной, но и зимой, так как «вследствие отсутствия надежной снежной защиты вспаханные поля подвергаются сильному выдуванию зимними ветрами. Это неблагоприятное обстоятельство усиливается еще тем, что почва с осени обыкновенно очень суха и не может замерзнуть в плотную, компактную массу, которая противилась бы ветрам. В течение всей зимы носятся целые тучи земляной пыли, подхватываемой с полей...» [25, с. 40].

Индикатором динамики эоловых процессов в XX в. выступают колебания уровня Торейских озер. Первое 30-летие прошлого века характеризовалось малым количеством осадков и низким уровнем озера (см. рис. 3, б). Котловины периодически были безводными, что способствовало развитию эоловых процессов. Заполнение озер и снижение интенсивности процессов началось лишь в 1934 г. Следующая фаза в колебательном дефляционном процессе наступила в первой половине 1940-х гг., когда наблюдалось полное осушение днищ озер, а их отложения подвергались интенсивной эоловой переработке и выносились за пределы котловин. Продолжительный период пониженного атмосферного увлажнения, сопровождавшийся усилением дефляционных процессов, отмечался в 1968–1983 гг. В эти засушливые годы происходило перевевание отложений на дорогах, формировалась эоловая рябь, углублялись днища озерных котловин, выдувались пахотные земли.

Наконец, пик последней аридной фазы наблюдался в 2008–2011 гг. (см. рис. 3, в), когда площадь водного зеркала озера сократилась почти в 10 раз [10]. На осушенном дне оз. Хара-Нур летом 2012 г. четко выделялись морфологические следы пяти стадий сокращения водного зеркала озера (рис. 4). Ступенька каждой стадии включает выровненную площадку (уровень стояния воды) и уступ, образованный при быстром снижении уровня озера. По мере снижения уровня обсыхающая поверхность дна озера сразу же подвергалась эоловой моделировке, ветровые потоки перемещали рыхлые отложения от озера. При появлении редких кустов солянки усиливается процесс эоловой аккумуляции.

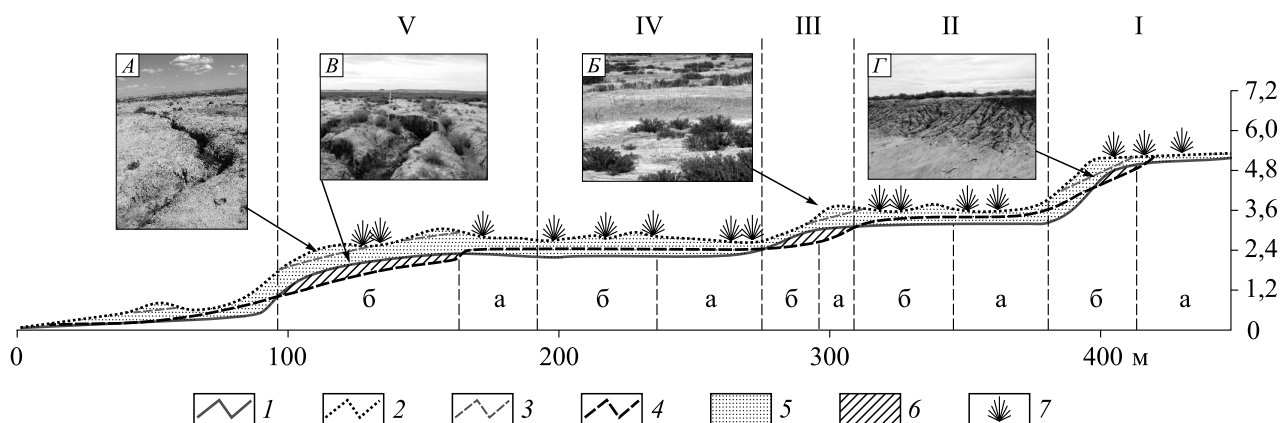


Рис. 4. Схема изменения эолового рельефа прибрежной зоны оз. Хара-Нур в переходный период — от минимального уровня озера к фазе его наполнения.

Продольные профили побережья: 1 — исходная поверхность дна во время понижения уровня озера, 2 — поверхность после накопления плаща эоловых отложений, 3 — слабый эрозионный врез 2012 г., 4 — расчленение поверхности стоком ливневых вод в 2013 г. (начало наполнения озера). 5 — эоловые отложения; б — эрозионный врез в озерные отложения; 7 — солянка. I–V — стадии усыхания озера, включающие фазу стояния воды на том или ином уровне (а) и фазу снижения уровня (б). А — эрозионное расчленение в 2012 г.; Б — эоловые гряды; В — расчленение нижней ступени прибрежной зоны в 2013 г.; Г — расчленение верхней ступени прибрежной зоны в 2013 г.

В результате в прибрежной зоне озера сформировались эоловые гряды высотой 0,7–1,5 м (см. рис. 4, Б). Кроме того, значительная эоловая аккумуляция отмечалась на склонах береговых валов, обращенных навстречу эоловым потокам. Следует заметить, что эоловые формы недолговечны и достаточно быстро разрушаются при смене динамических фаз. По завершении формирования эолового песчаного покрова в 2010–2011 гг. на поверхности побережья сохранилась ступенчатость, связанная со стадиями усыхания озера. Уже в следующем, 2012 г. начался размыв эолового покрова

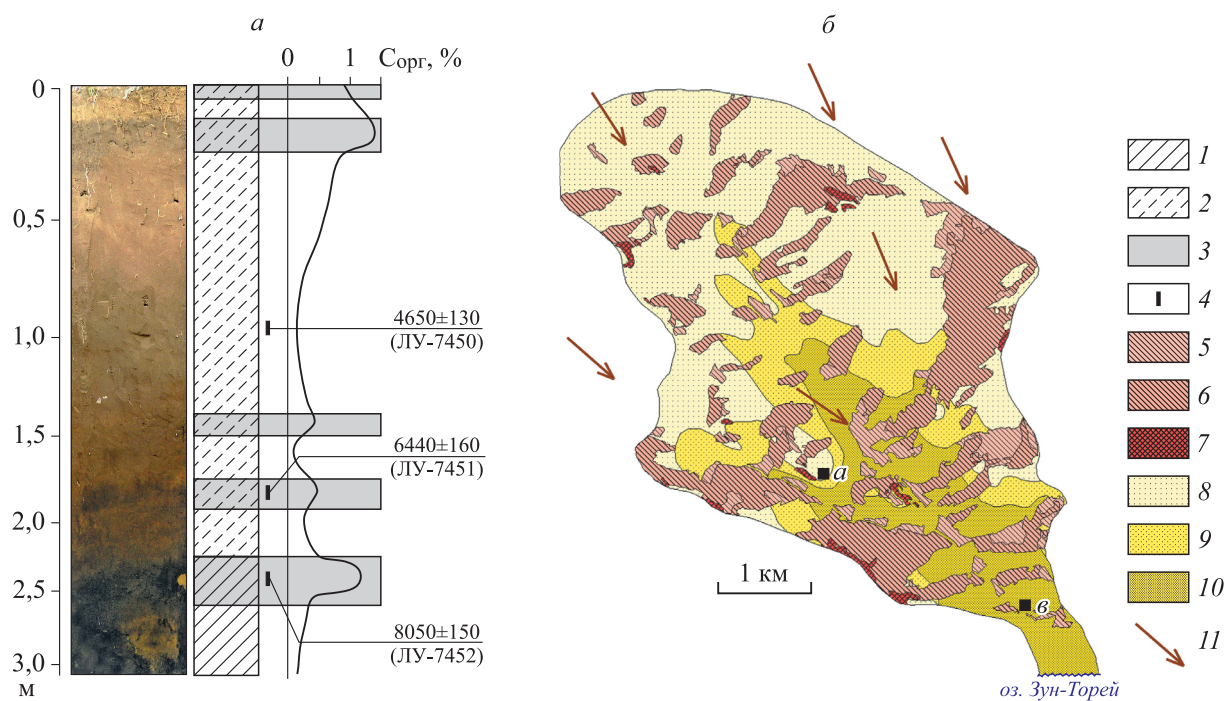


Рис. 5. Строение голоценовых эоловых отложений (а), распределение зон современной дефляции и эоловой аккумуляции (б), накопление эоловых отложений в вершине оврага за период с 2009 по 2014 г. (в) в пади Крементуй.

Отложения: 1 — суглинок легкий, 2 — супесь, 3 — гумусированный материал. 4 — отбор проб на ^{14}C . Дефляция: 5 — слабая, 6 — умеренная, 7 — интенсивная. Эоловая аккумуляция: 8 — слабая, 9 — умеренная, 10 — интенсивная. 11 — господствующее направление ветровых потоков.

ливневыми дождями, обусловленными активизацией муссонной циркуляции (см. рис. 4, А). При этом происходил обратный процесс перемещения вещества к озеру. В 2013 г. процесс эрозионного расчленения поверхности побережья значительно усилился (см. рис. 4). При дальнейшем повышении уровня озера следует ожидать, что эфемерные эоловые и эрозионные формы будут разрушены волновой деятельностью.

В голоцене развитие эоловых процессов в степях Даурии было также неравномерным и подчинялось режиму изменения увлажненности территории. Периоды повышенной интенсивности процессов сменялись периодами затухания дефляции и снижения ее воздействия на окружающую среду. В соседних районах Монголии дефляция достигала максимума в бореальный и суббореальный периоды голоцена [26]. Появившиеся новые данные разрезов высокого разрешения по строению пойм малых рек Иля и Ага, а также отложений озер Ножий и Зун-Соктуй в Агинской степи [23, 27] позволяют выделить на Приононской равнине периоды усиления эоловых процессов во второй половине голоцена — 4500, 2000–3000 л. н. и в XIV–XVII вв. [28].

Для изучения динамики эоловых процессов в голоцене нами исследовались отложения пади Крементуй (рис. 5). Падь представляет собой ловушку, в которую попадает часть эолового материала, выносимого дефляцией из котловины Торейских озер и с верхних ярусов рельефа западной, более поднятой части бассейна пади в северо-западном направлении, и длительное время накапливается в понижениях рельефа. Наиболее полное строение эоловых осадков прослеживается по правому борту пади, в зоне ветровой тени на склонах и в небольших седловинах. В одной из седловин заложен разрез № 4 глубиной 290 см (см. рис. 5, а). Для разреза характерно монотонное строение с постепенным утяжелением механического состава отложений сверху вниз от легкой и тяжелой супеси до легкого суглинка, а также полное отсутствие грубообломочных включений. Хорошо видно несколько погребенных гумусовых горизонтов, свидетельствующих о перерывах в эоловой аккумуляции вещества. Нижняя почва на глубине 245–250 см содержит 1,15 % органического углерода, ее возраст составляет 8050 ± 150 кал. л. н. (ЛУ-7452). Во втором гумусовом горизонте (6440 ± 160 кал. л. н., ЛУ-7451) на глубине 183–188 см содержание органики снижается до 0,49 %. Горизонт погребенной почвы на глубине 95–100 см также содержит мало органического углерода (0,58 %), возраст ее составляет 4650 ± 130 кал. л. н. (ЛУ-7450). При формировании нижней и средней пачек отложений эоловая аккумуляция шла со скоростью 0,41–0,42 мм/год, затем ее темпы снизились почти в два раза: 0,23 мм/год для верхней пачки отложений до глубины 95 см. Нижняя наиболее темная и мощная почва, сформировавшаяся в начале атлантического периода, имеет широкое региональное развитие на Онон-Торейской равнине [19] и в соседних районах Монголии [5, 29].

В днище пади образование эолово-делювиальных отложений, по данным разреза № 6, началось после завершения флювиальной динамической фазы, примерно 5280 лет назад [30]. Средняя скорость их накопления составила 0,18 мм/год. Верхняя половина толщи, представленная белесовато-серым тяжелым суглинком мощностью около 45–50 см, имеет эоловое происхождение. Накопление этих отложений началось после формирования верхней погребенной почвы, возраст которой определен как 2910 ± 320 кал. л. н. (ЛУ-7457). Согласно данным по соседним районам Монголии, именно на рубеже около 3000–3400 лет назад значительно возросло иссушение территории: сократились проточность и размеры оз. Буир, в почвенном покрове преобладающими стали каштановые почвы, в ландшафтах — степь и сухая степь [29, 31]. В этих условиях резко усилились эоловые процессы, игравшие главную роль в формировании верхней толщи отложений. Период повышения интенсивности эоловых процессов также согласуется с периодом накопления эоловых отложений на поймах рек Ага и Иля около 3000–2000 л. н. [28]. Прогрессирующее иссушение территории происходило и в последующее время. Тенденция к усилению аридизации территории Восточного Забайкалья за последние 1900 лет отмечена на основе исследования послойных палинологических спектров и химического состава донных осадков оз. Арахлей [32].

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наличие экспериментальных данных о ходе эоловых процессов за период, охватывающий две последние аридные фазы, позволяет количественно оценить роль этих процессов в рельефообразовании и миграции вещества в степях Центральной Азии. Наиболее детально полевые экспериментальные исследования эоловых процессов выполнялись на трех участках (см. рис. 1). Они расположены на разной высоте и разном удалении от котловины Торейских озер, лежащей на абс. высоте 595–600 м,

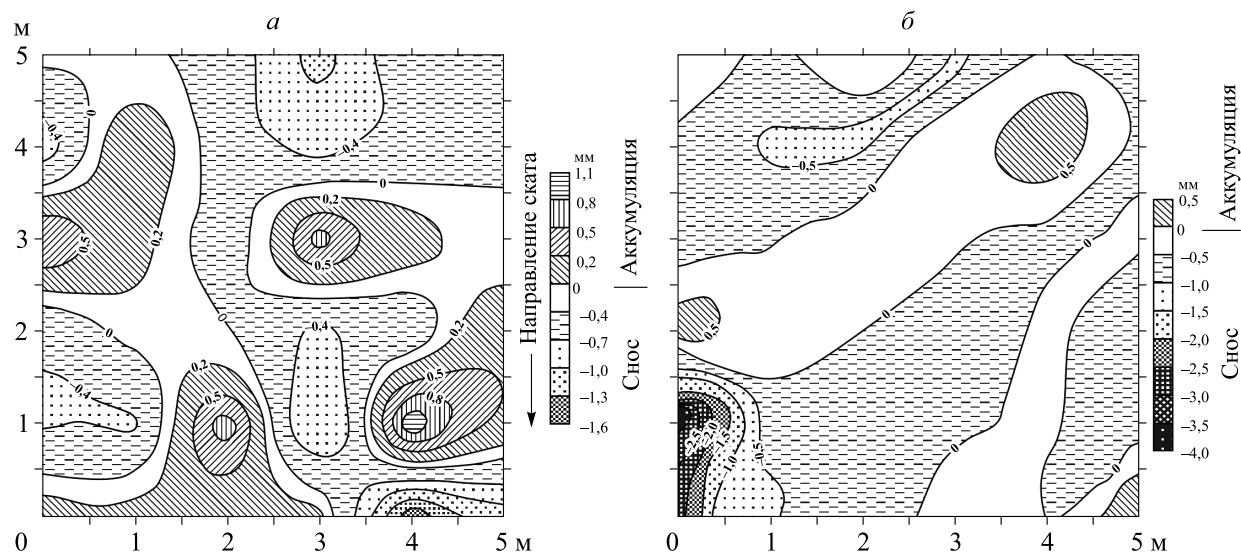


Рис. 6. Распределение зон сноса и аккумуляции вещества на экспериментальных площадках реперов, заложенных на склонах северной экспозиции в пади Крементуй (а) и на перемычке между Зун-Тореем и Барун-Тореем (б) за период 10.09.2013–16.10.2014.

Положение площадок см. на рис. 1.

которая условно принята в качестве главной оси эолового коридора. Первый участок находится в юго-западных отрогах Нерчинского хребта. Его абс. высота составляет 810–870 м. Второй представлен падью Крементуй, абсолютные высоты которой находятся в диапазоне 600–810 м. Падь открывается в оз. Зун-Торей. Третий участок расположен в прибрежной зоне оз. Хара-Нур, имеющей высоту 665–670 м. Характеристика опорных полигонов и методика исследования подробно рассмотрены в работах [10–12, 33, 34].

В отрогах Нерчинского хребта слабая дефляция (0,01–0,05 мм/год) отмечается на пологих наветренных склонах. Умеренная дефляция со скоростью 0,1–1,5 мм/год характерна для средней части склонов, снос с верхних, более крутых их участков увеличивается до 2,2–2,6 мм/год [33, 34]. Объем выносимого эолового вещества с вершинных поверхностей может образовать денудационный слой мощностью 3–5 мм, иногда до 10 мм в год [33]. Наибольшее количество эоловых отложений в пылеуловителях накапливалось в днище пади и в нижней аккумулятивной части склонов южной экспозиции, величина эоловой аккумуляции в период с 1964 по 1980 г. варьировала от 0,3 до 2 мм/год. Наблюдения с помощью реперов показали, что в сухую фазу 2008–2012 гг. на степных склонах преобладала эоловая аккумуляция вещества, средняя величина которой составляла 0,72 мм/год [34].

В пади Крементуй слой денудации на наветренных пологих склонах составил 0,03 мм/год, а на перешейке между Барун-Тореем и Зун-Тореем скорость дефляции была на порядок выше (0,28 мм/год) (рис. 6). Средняя скорость эоловой аккумуляции в пади Крементуй во второй половине голоцена, по данным разрезов 4 и 6, изменялась от 0,18 до 0,42 мм/год. По данным изучения темпов накопления донных осадков в западной, наиболее глубокой части оз. Зун-Торей с помощью изотопа ^{137}Cs установлено, что скорость осадкообразования за период, прошедший после основных ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне и Новой Земле, в среднем составляла 3 мм/год [15]. При этом основная часть седиментационного материала имеет эоловое происхождение, так как поступление вещества со склонов и с речным стоком практически исключено. Мощность слоя современной аккумуляции эоловых отложений в оврагах и промоинах, расположенных в устьевой части пади Крементуй, по данным наших наблюдений в 2014 г., достигает нескольких десятков сантиметров, на отдельных локальных участках подветренных склонов и вершин оврагов она повышается до 50–70 см (см. рис. 5, в).

Обобщение количественных данных о скорости дефляции и эоловой аккумуляции показывает широкий диапазон изменения интенсивности процессов в Даурском эоловом коридоре (см. таблицу). Максимальные скорости характерны для оси коридора, где в озерных котловинах мощность динамически активного слоя, участвующего в современной миграции вещества, достигает полутора метров. При удалении от озерных котловин к поднятым денудационным окраинам коридора скорость

Скорость эоловых процессов в Даурской степи

Местоположение	Абс. высота, м	Способ получения данных	Скорость, мм/год		Временной интервал, годы	Источник данных
			дефляции	эоловой аккумуляции		
Котловина Торейских озер						
Котловина оз. Зун-Торей	600	¹³⁷ Cs	0,28	2,71	1949–1963	[15]
	600	¹³⁷ Cs		3,18	1963–1986	[15]
Перешеек между Зун-Тореем и Барун-Тореем	610	Реперы			2013–2014	Данные авторов
Падь Крементуй						
Привершинная часть склона	700	Реперы	0,03		2013–2014	Данные авторов
Седловина, разрез 4	665	¹⁴ C		0,23	0–4650 л. н.	То же
		¹⁴ C		0,42	4650–8050 л. н.	
Днище пади, разрез 6	650	¹⁴ C		0,18	0–5280 л. н.	»
Овраг в устье пади	615	По мощности отложений		500–700	2014	»
Отроги Нерчинского хребта						
Нижняя часть склонов северо-западной экспозиции	820–825	Пылеуловите- ли, реперы	0,01–0,05		1964–1980	[8, 12, 33]
Средняя часть склонов северо-западной экспозиции	830–840	То же	0,1–1,5		1964–1980	»
Верхние крутые участки навстреченных склонов	840–860	»	1,5–2,6		1964–1980	»
Вершинные поверхности	850–880	»	3–5, до 10		1964–1980	»
Днище пади и нижние части склонов	810–820	»		0,3–2,0	1964–1980	»
Нижние части склонов	815	Реперы		0,72	2008–2012	[34]
Котловина оз. Хара-Нур						
Сухое днище озера	665–670	По мощности отложений		300–500	2012–2014	Данные авторов

эоловых процессов снижается на несколько порядков и часто составляет десятые и сотые доли миллиметра. Полученные разными способами и за разные интервалы времени скорости эоловых процессов хорошо согласуются друг с другом и могут быть использованы при палеореконструкциях аридных фаз рельефообразования и для прогнозных оценок. Особый интерес эти данные представляют при картографировании эоловых процессов. В качестве модельного бассейна для реконструкции пространственной дифференциации интенсивности и направленности эоловых процессов взята падь Крементуй.

Картографической основой послужила цифровая модель рельефа пади, построенная с топографической карты м-ба 1:25 000. С учетом установленных эмпирическим путем на Харанорском стационаре и по литературным данным зависимостей распределения зон дефляции и эоловой аккумуляции от морфометрических характеристик рельефа для наших построений взяты три производные цифровой модели — карты крутизны и экспозиции склонов и гипсометрическая карта. В итоге получена картографическая модель распределения зон дефляции и эоловой аккумуляции в пади Крементуй (см. рис. 5, б). Зоны дефляции приурочены к ветроударным склонам северо-западной экспозиции. Интенсивность дефляции изменяется в зависимости от крутизны склонов. Участки, подверженные умеренной и сильной дефляции, находятся в средней части пади. Они вытянуты перпендикулярно господствующему направлению ветра и чередуются с зонами накопления эолового материала. Интенсивность эоловой аккумуляции увеличивается в юго-восточном направлении от верховий пади к ее устью, с уменьшением высоты поверхности достигая максимума в наиболее узкой опущенной части бассейна.

Периодически в экстремально влажные годы часть эоловых отложений из днищ падей и озерных котловин переносится временными русловыми потоками в нижерасположенные приемные бассейны. Затем, при наступлении следующей аридной фазы, эти отложения вновь участвуют в эоловой миграции вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В аридные фазы циклов рельефообразования различного иерархического уровня, когда резко снижается атмосферное увлажнение и сокращается площадь многочисленных соленых озер, Даурская степь выступает ареной интенсивной дефляции и представляет собой коридор, через который происходит эоловая миграция вещества с северо-запада на юго-восток — из Забайкалья в соседние районы Монголии и Китая. Интенсивность процессов снижается от центра коридора (сухих днищ озерных котловин) к периферии (отрогам хребтов) в несколько тысяч раз. При этом средние скорости дефляции на степных склонах составляют сотые или десятые доли миллиметра в год, а снос с вершинных поверхностей с разреженным травостоем увеличивается до первых миллиметров. Средние скорости эоловой аккумуляции варьируют от 0,18 до 3 мм/год, а максимальные — в отрицательных формах рельефа (оврагах и озерных котловинах) — иногда достигают 30–70 см/год. Суммируясь в геологическом масштабе времени, такие темпы эоловых процессов вызывают заметную перестройку рельефа.

В целом в экстремальные аридные фазы происходит выравнивание рельефа за счет мощной дефляционной денудации. Механизм выравнивания определяется максимальным эоловым сносом вещества с верхних элементов рельефа, так называемой эоловой шлифовкой вершин и частичным заполнением эрозионных врезов. Длительное однонаправленное воздействие ветровых потоков на склоны привело к эоловой дифференциации рыхлого материала и их асимметрии. На ветроударных склонах северо-западной экспозиции благодаря интенсивной дефляции происходит дальнейшее отступление привершинных уступов и расширение педиментов. При этом глубокой эоловой переработке подвергаются верхние горизонты склоновых отложений, где резко увеличивается защебенность, выдуваются соленосные осадки сухих днищ озерных котловин.

Установленные закономерности распределения зон дефляции и эоловой аккумуляции в зависимости от морфометрических характеристик рельефа позволяют использовать результаты исследования при картографировании эоловых процессов, палеореконструкциях изменения природной среды и прогнозных оценках.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (13-05-00524).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Сочава В. Б.** Онон-Аргунская степь как объект стационарных физико-географических исследований // Алкучанский Говин. Опыт стационарного изучения степного ландшафта. — М.; Л.: Наука, 1964. — С. 3–23.
2. **Обручев В. А.** О процессах выветривания и развевания в Центральной Азии // Избр. работы по географии Азии. — М.: Географгиз, 1951. — Т. 3. — С. 131–160.
3. **Goudie A. S.** Arid and semi-arid geomorphology. — New York: Cambridge Univ. Press, 2013. — 454 p.
4. **Чичагов В. П.** Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. — М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1998. — 205 с.
5. **Чичагов В. П.** Эоловый рельеф Восточной Монголии. — М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1999. — 270 с.
6. **Yang X., Liu Y., Li C.** Rare earth elements of aeolian deposits in Northern China and their implications for determining the provenance of dust storms in Beijing // Geomorphology. — 2007. — N 87. — P. 365–377.
7. **Yang X., Li H., Conacher A.** Large-scale controls on the development of sand seas in northern China // Quaternary International. — 2012. — N 250. — P. 74–83.
8. **Титова З. А.** Эоловые процессы и перемещение вещества на склонах // Вещество и энергия в естественных и преобразуемых геосистемах. — Иркутск: Вост.-Сиб. правда, 1978. — С. 94–103.
9. **Баженова О. И.** Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. — 2007. — № 3. — С. 116–125.
10. **Баженова О. И., Кобылкин Д. В.** Динамические фазы внутривековых циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии // География и природ. ресурсы. — 2014. — № 3. — С. 113–123.
11. **Титова З. А., Любцова Е. М.** Метод исследования эоловых процессов в степях // География и природ. ресурсы. — 1982. — № 3. — С. 147–151.
12. **Снытко В. А., Баженова О. И., Любцова Е. М.** Эоловая миграция вещества в степных и лесостепных ландшафтах Сибири // Докл. РАН. — 1997. — Т. 357, № 1. — С. 108–111.
13. **Обязов В. А.** Изменение климата и гидрологического режима рек и озер в Даурском экорегионе // Проблемы адаптации к изменению климата в бассейнах рек Даурии: экологические и водохозяйственные аспекты: Сб. науч. трудов биосферного заповедника «Даурский». — Чита: Экспресс-издательство, 2012. — Вып. 5. — С. 24–45.

14. Воскресенский С. С., Постоленко Г. А., Симонов Ю. Г. Генезис и строение рельефа Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. — С. 11–122.
15. Замана Л. В., Птицын А. Б., Гуолян Чу, Решетова С. А., Дарьин А. В., Калугин И. А. Оценка скорости современного осадкообразования в озере Зун-Торей (Восточное Забайкалье) по ^{137}Cs // Докл. РАН. — 2011. — Т. 437, № 3. — С. 370–374.
16. Григорьев М. П. Оро-гидрографический очерк Агинской степи // Труды Агинской экспедиции: Материалы по исследованию Агинской степи Забайкальской области, произведенному в 1908 г. Читинским отделением Императорского Русского географического общества. — Иркутск, 1913. — Вып. 1. — 54 с.
17. Стрельников В. Г., Остроумов В. М. Соленосные пыльные бури в Агинской степи // Почвенный покров Забайкалья, пути повышения его плодородия и рационального использования. — Чита: Изд-во Ботан. о-ва, 1978. — С. 140–141.
18. Тимофеев Д. А. Эоловые формы песчаного рельефа на аллювиальных и озерных равнинах бассейна Амура // Сиб. геогр. сб. — Л.: Наука, 1970. — Вып. 6. — С. 110–136.
19. Шамсутдинов В. Х. Археологические памятники и палеогеография голоцена Торейской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) // Сибирь и ее соседи в древности. — Новосибирск: Наука, 1970. — С. 284–289.
20. Обязов В. А. Вековые тенденции изменений климата на юго-востоке Забайкалья и в сопредельных районах Китая и Монголии // Метеорология и гидрология. — 1999. — № 10. — С. 33–40.
21. Обязов В. А. Связь колебаний водности озер степной зоны Забайкалья с многолетними гидрометеорологическими изменениями на примере Торейских озер // Изв. РГО. — 1994. — Вып. 5. — С. 48–54.
22. Кренке А. Н., Чернавская М. М. Исследование климата исторического прошлого в Китае // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1991. — № 5. — С. 108–116.
23. Базарова В. Б., Гребенникова Т. А., Орлова Л. А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природ. ресурсы. — 2014. — № 3. — С. 124–132.
24. Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. Ч. 3: Путешествие по Сибири к востоку лежащей даже и до самой Даурии в 1772 г. — СПб.: Изд-во Имп. академии наук, 1788. — 480 с.
25. Крюков Н. А. Восточное Забайкалье в сельскохозяйственном отношении. — СПб.: Тип. В. Киршбаума, 1895. — 179 с.
26. Чичагов В. П. О роли дефляции в формировании рельефа островных гор Восточной Монголии // География и природ. ресурсы. — 1993. — № 3. — С. 102–105.
27. Базарова В. Б., Лящевская М. С., Орлова Л. А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природ. ресурсы. — 2014. — № 2. — С. 115–123.
28. Базарова В. Б., Мохова Л. М., Климин М. А., Орлова Л. А., Базаров К. Ю. Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем–позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. — 2008. — Т. 49, № 12. — С. 1294–1303.
29. Чичагов В. П. Эволюция равнинообразования юго-востока Азии. — М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 2000. — 208 с.
30. Баженова О. И., Кобылкин Д. В., Макаров С. А., Роголёва Н. Н., Силаев А. В., Черкашина А. А. Голоценовая морфолитодинамика падей Зун-Торейского вулканического плато (Юго-Восточное Забайкалье) // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ: Сб. статей XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. — Волгоград: Волгогр. кн. изд-во, 2014. — С. 105–111.
31. Малаева Е. М., Мурзаева В. Э. Голоцен Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1987. — № 2. — С. 69–72.
32. Птицын А. Б., Решетова С. А., Бабич В. В., Дарьин А. В., Калугин И. А., Овчинников Д. В., Паниззо В., Мыглан В. С. Хронология палеоклимата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природ. ресурсы. — 2010. — № 2. — С. 85–89.
33. Титова З. А. Процесс перемещения рыхлого материала на степных склонах Забайкалья // Стационарные исследования метаболизма в геосистемах. — Иркутск: Вост.-Сиб. правда, 1979. — С. 68–75.
34. Bazhenova O., Tyumentseva E. Contemporary aeolian morphogenesis in semiarid landscapes of the intermountain depressions of southern Siberia // Catena. — [Электронный ресурс]. — <http://www.sciencedirect.com/science/journal/aip/03418162> (дата обращения 20.03.2015).

Поступила в редакцию 25 марта 2015 г.