

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ОЗЕРНО-ФЛЮВИАЛЬНЫХ СИСТЕМ ОНОН-ТОРЕЙСКОЙ ВЫСОКОЙ РАВНИНЫ (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Раскрываются механизмы современного функционирования озерно-флювиальных систем в зоне сочленения бассейна Верхнего Амура с областью внутреннего стока Центральной Азии. Установлены внутривековые циклы переформирования рельефа, которые включают динамические фазы с различным механизмом, направлением, дальностью и интенсивностью перемещения вещества. Фазы последовательно сменяют друг друга во времени и составляют инвариант функционирования систем. В нормальную зональную фазу отмечается ближний транспорт вещества, в результате которого происходит интеграция вещества в системах. В экстремально влажную трансгрессивную фазу преобладает дальний флювиальный транспорт вещества в бассейн Верхнего Амура. В годы экстремально низкого увлажнения господствуют эоловые процессы высокой интенсивности, поставляющие вещество в бессточные районы Монголии. Показаны тенденции расширения бессточных бассейнов.

Ключевые слова: озерные бессточные бассейны; речные долины; транспорт вещества; внутривековые циклы; динамические фазы рельефообразования.

Онон-Торейская равнина – трансграничная территория Забайкальской России и Северо-Восточной Монголии. Она представлена обширным понижением рельефа между южными отрогами Борцовочного хребта на северо-западе и предгорьями Баян-Ула на юго-востоке. В строении равнины участвуют фрагменты аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных и денудационных поверхностей выравнивания, расположенных на высоте 600–800 м. Поверхность осложнена множеством изолированных массивов сильноденудированных низкогорий. Морфологический облик денудационного рельефа представлен многочисленными останцами, «венчающими» обширные педименты.

Согласно морфоструктурному районированию Забайкалья [1] исследуемая территория относится к области внутригорного Агинского бассейна, представленного сочетанием депрессий и прилегающих к нему блоково-глыбовых краевых поднятий, состоящих из системы блоков с различным тектоническим режимом. Блоковое строение территории находит отражение в коленообразном рисунке речной сети (рис. 1) и хорошо выражено в морфологии рельефа. Положение озерных котловин, долин рек и временных водотоков предопределено тектоническими нарушениями, по которым идет разгрузка подземных вод. Здесь проходят трансрегиональный Ононо-Тургинский разлом и несколько крупных региональных разломов. Современные тектонические движения, создавая множество базисов эрозии и денудации, придают определенную автономность, свободу для развития обособленных участков речных долин и отдельных озерных котловин [2]. При этом часто формируются целостные озерно-флювиальные системы, объединенные флювиальными потоками, поставляющими вещество в конечные бессточные озерные бассейны.

Территория отличается значительным своеобразием условий функционирования озерно-флювиальных систем. Район представляет собой экотон. В его пределах сфокусировано несколько переходных зон. Он расположен у южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии, а также в зоне сочленения бассейна Верхнего Амура с областью внутреннего стока (рис. 1). Это обу-

словливает высокую динамичность озерно-флювиальных систем, частую смену направлений перемещения вещества. Для рассматриваемой территории были характерны неоднократные перестройки гидрографической сети, обусловленные колебаниями климата и тектоническими движениями земной коры. Во время этих перестроек сток рек менял свое направление, возникали и исчезали крупные озерные бассейны [3]. В настоящее время область внутреннего стока представлена системой бессточных бассейнов различного размера, насчитывающих порядка 5 000 малых озер, из них несколько сотен соленых озер расположено на территории России [4]. Самый крупный Улдза-Торейский бессточный бассейн имеет площадь около 31 тыс. км², площадь озер Зун-Торей и Барун-Торей составляет соответственно 300 и 580 км². Остальные озера отличаются малыми размерами (рис. 1). Озера объединяются в несколько групп. Среди них выделяются Северо-Цасучейская (минерализация озерных вод варьирует в интервале 1–210 г/л), Южно-Цасучейская (0,3–15 г/л), Торейская (0,4–16 г/л) и Борзинская (0,4–310 г/л) группы озер [4]. Минерализация подземных вод, питающих озера, составляет 0,2–1,0 г/л.

Крупные реки района – Онон и Борзя – принадлежат бассейну Амура, в пределах равнины они носят транзитный характер. Онон на участке от выхода с гор (хр. Эрмана) до устья Борзи не имеет притоков, многорукость его русла указывает на преобладание здесь процессов аккумуляции. Большинство рек отличается повышенной минерализацией воды, составляющей 200–300 мг/л (Ага, Борзя, Турга и др.). Особенно высокая минерализация (до 500 мг/л) характерна для рек бессточных озерных бассейнов (Хила и Улдза).

По данным стационарных наблюдений в районе интенсивен склоновый смыв, обусловленный высоким эрозионным потенциалом ливневых осадков [5, 6]. При этом основная часть смываемого со склонов материала попадает в многочисленные бессточные бассейны малых озер, поэтому средний годовой модуль стока взвешенных наносов транзитных рек не высок, у р. Борзи в 82%, а у Онона в 44 % случаев он не превышает 5 т/км² в год.

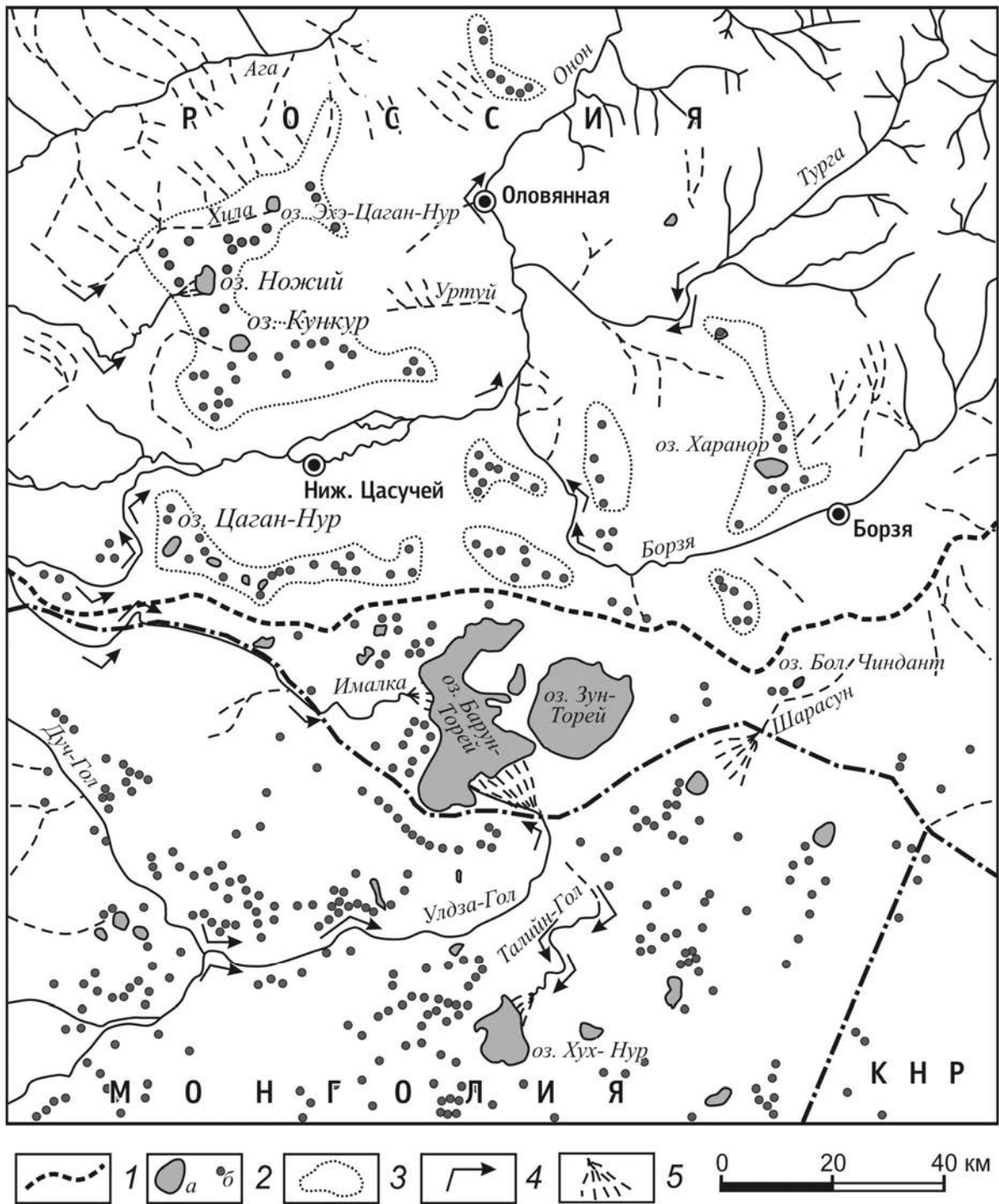


Рис. 1. Структура речной сети и озерных систем в зоне сочленения бассейна Верхнего Амура с Улдза-Торейским бессточным бассейном: 1 – материковый водораздел; 2 – озера с реальными размерами (а) и показанные вне масштаба (б); 3 – границы озерных систем в бассейне Онона; 4 – коленообразные изгибы рек в зонах тектонических нарушений; 5 – дельты рек

В первом приближении степные ландшафты Онон-Торейской равнины следует считать аналогом холодных перигляциальных степей плейстоцена. Это сходство было отмечено Ю.Г. Симоновым, подчеркнувшим специфику современного формирования озерных котловин в Агинской степи [7]. В условиях повышенной аридности и крайней континентальности климата для района свойственны неравномерность хода процессов во времени, частая смена морфодинамических режимов. В функционировании морфодинамических

систем отмечаются внутривековые циклы продолжительностью 27–35 лет, которые контролируются ходом атмосферного увлажнения [6]. При этом относительно влажные и очень холодные периоды чередуются с сухими и относительно теплыми. Циклы выделяются по изменению стока рек и колебанию уровня озер, представляющих естественную разностную интегральную кривую изменения увлажнения территории степного Забайкалья и сопредельных районов Монголии и Китая [8].

Особенно хорошо цикличность проявляется в многолетних изменениях уровня крупнейших водоемов района – бессточного озера Барун-Торей и периодически сточного озера Далайнор (рис. 2). В 1962–1963 гг. озера имели максимальное наполнение. В последующие годы происходило снижение их уровня, достигшее минимума в 1982 г. Затем началось наполнение озерных котловин. В Барун-Торее уровень повышался до 1998 г. Наполнение Далайнора

произошло в течение четырех лет, и впоследствии его уровень колебался до 1999 г. вблизи максимальных отметок. Далее на обоих озерах начался спад уровня, который продолжался до конца первого десятилетия XXI в. На Барун-Торее спад завершился практически полным высыханием котловины озера. Сравнение графиков хода уровня озер с интегральной разностной кривой стока р. Шилки показывает их большое сходство (см. рис. 2).

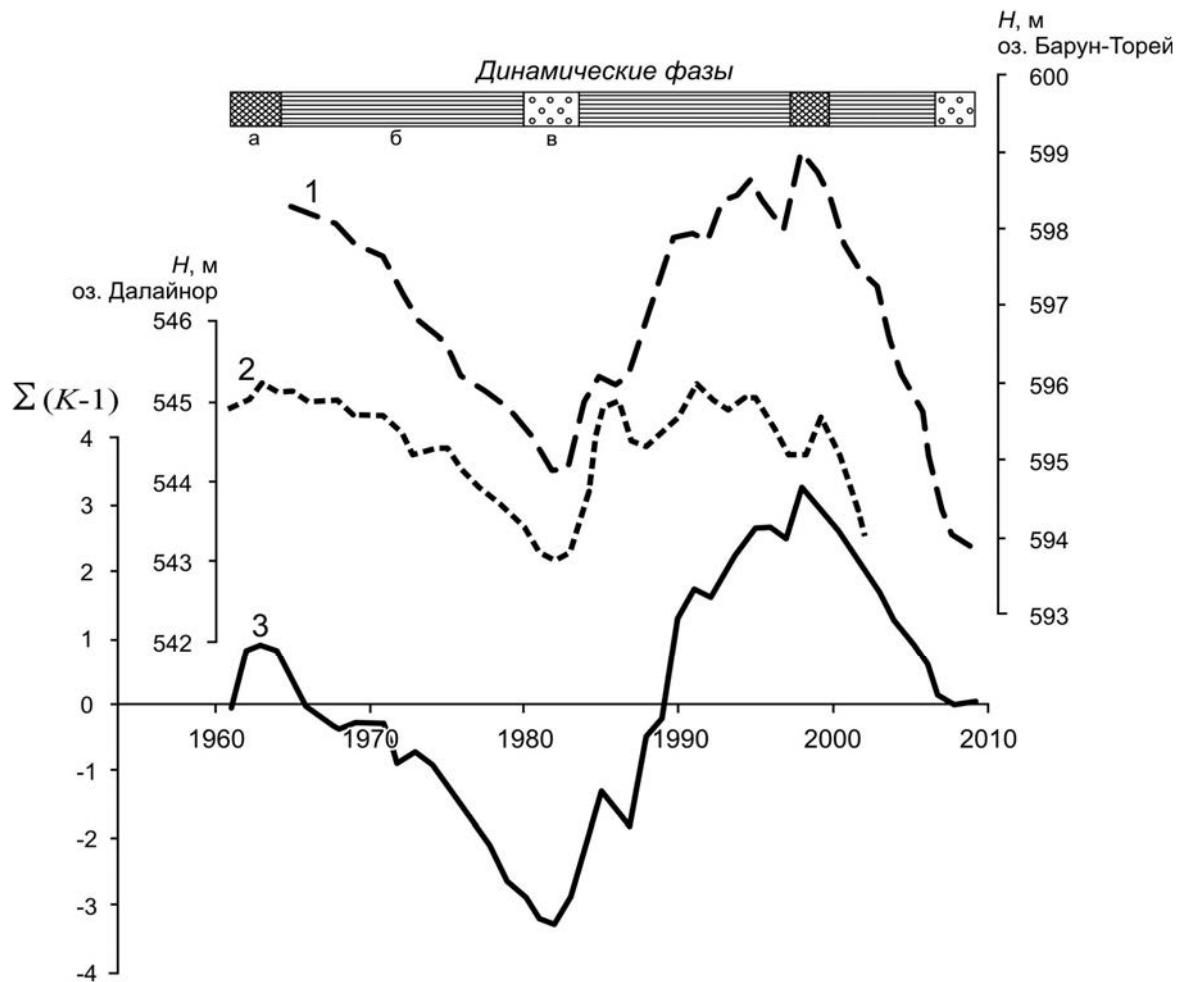


Рис. 2. Смена динамических фаз функционирования озерных и флювиальных систем Даурии во вторую половину XX в. на фоне изменений уровней воды оз. Барун-Торей (1), оз. Далайнор (2) и интегральной разностной кривой стока р. Шилки (3) по [8]. Динамические фазы: а – трансгрессивная, б – зональная, в – регрессивная

Маловодным фазам стока реки соответствуют периоды снижения уровня озер, а многоводным фазам – периоды повышения уровня. Согласованность многолетних изменений стока рек, уровней озер и атмосферных осадков дает возможность утверждать, что на всей территории изменения увлажненности происходят циклически и согласованно во времени.

Внутривековой цикл функционирования озерно-флювиальных систем включает три динамические фазы (см. рис. 2). В *нормальную зональную* наиболее продолжительную фазу, занимающую около 70% времени цикла, происходит интеграция вещества в озерных и речных бассейнах. Динамика рельефа определяется взаимодействием русловых, склоновых, криогенных, эоловых, биогенных и других процессов средней ин-

тенсивности. Средний многолетний модуль стока взвешенных наносов р. Борзи (Борзя) составляет $1,5 \text{ т/км}^2$ в год, а модуль эоловой миграции вещества в зональную фазу, по данным стационарных наблюдений, варьирует от 0,3–0,7 до 1–3 т/га в год [5]. При этом вещество перераспределяется между наветренными и подветренными склонами, верхними и нижними элементами склонов. Формирование делювиальных шлейфов идет со скоростью 0,3–0,8 мм/год.

Вынос вещества из систем осуществляется в экстремальные фазы. В экстремально влажные годы (*трансгрессивная фаза*) уровень озер резко повышается. Высокие уровни Торейских озер наблюдались в 1936–1937, 1941, 1962–1963, 1989–1990 и 1998 гг. Попадам происходит сток из малых озер, способствующий

щий выносу вещества в приемные речные или более крупные озерные бассейны. Усиливается делювиальный и пролювиальный снос вещества со склонов и из падей. При этом модуль стока взвешенных наносов р. Борзи повышается в 15 раз по сравнению со средним многолетним. Для фазы характерна активизация овражной эрозии. Овраги особенно развиты в пределах правого борта р. Онон, а также на склонах и в днищах Икэ-Цаган-Норской впадины, котловин Торейских озер, оз. Батуй, Ару-Торум, Бол. и Мал. Чиндант и многих других. Длина оврагов изменяется от нескольких метров до 250–300, ширина 10–30 м, глубина 2,5–5 м. В результате овражной эрозии происходят расчленение склонов и расширение долин и озерных котловин.

В динамике рельефа в трансгрессивную фазу резко возрастает роль криогенных процессов. При этом увеличивается количество участков пучения и наледообразования, расширяется их площадь. Наледи возникают в днищах сухих падей, где их не было до этого более 15–20 лет. Долины многих рек превращаются в сплошные «мерзлотные пояса». В днищах падей активное развитие нивальных и криогенных процессов чаще всего сконцентрировано в краевых частях отрицательных форм рельефа – в зонах вогнутых перегибов, где происходит сочленение коротких крутых коренных склонов с пологими поверхностями различного генезиса. Процессы образуют здесь мерзлотные «забои» – зоны кумуляции энергии рельефообразования, приводящие к отступанию крутых склонов и формированию педиментов. Особенно активно такие зоны формируются у подножий склонов южной экспозиции, где часто отмечаются выходы подземных вод. Наблюдается четкая пространственная упорядоченность в распространении процессов криогенного выветривания и сноса вещества. Непосредственно к подножию уступа примыкает снежник (зона нивации), далее вниз по склону ее сменяет зона интенсивного пучения грунта шириной порядка 70–150 м, в которой вертикальные перемещения грунтов, определяющие мощность динамически активного слоя, достигают 7–10 м. Длина цепочек гидролакколитов, вытянутых вдоль подножий уступов, может составлять 1–5 км. Гидролакколиты днищ падей иногда смещаются в пространстве, причем чем теплее год, тем дальше от головки родника располагается бугор. В холодные годы талик сильно промерзает, ширина его уменьшается, при этом гидролакколиты примыкают к источнику. Миграция бугров приводит к значительному переформированию рельефа днищ падей. Плановые смещения положения бугров пучения в разные годы способствуют расширению зон мерзлотных забоев у подножий уступов склонов.

Ниже участков пучения грунта располагается зона формирования наледных полей и активной транспортировки продуктов выветривания. Объем льда в родниково-натечных наледях в юго-западной части района составляет 30–50 тыс. м³, а в северо-восточной иногда превышает 300–600 тыс. м³. При таянии наледей происходят транспортировка продуктов выветривания, накопившегося на поверхности и в теле наледи эолового мелкозема, смыв и размыв почв. Комбинированное воздействие нивации, пучения грунта и наледообразо-

вания приводит к интенсивному разрушению подножий педиментов.

В руслах Борзи, Аги, Хилы, Турги, Ималки, Шарасун зимой формируются цепочки наледных бугров, которые приурочены к местам выходов родников. Длина таких участков на р. Борзе более 0,5 км. Нами было изучено строение наледного бугра на р. Борзе в 600 м выше гидропоста г. Борзи в апреле 1977 г. (рис. 3). Бугор вытянут вдоль русла на 70 м, ширина его 15–20 м, а высота в центральной части – 4,5 м. Бугор разбит густой сетью трещин шириной до 50 см, глубиной 70–90 см. Лед в отвесных стенках трещин имеет столбчатую структуру. Длина ледяных игл не превышает 20 см, ширина их 2–3 см. Дно трещин покрыто песком, гравием и мелкой галькой мощностью 2–3 см.

В русле р. Шарасун пучение происходит на всем ее верхнем течении. Ширина русла р. Шарасун от 3 до 10 м. Выделяются два уровня поймы и две надпойменные террасы. Пучение наблюдается в русле и на низкой пойме. Вдоль долины проходит зона тектонического разлома – зона постоянной разгрузки глубинных подземных вод. Выходы подземных вод в верхнем течении реки прослеживаются на значительном расстоянии вдоль левого берега. К таким выходам приурочены наледные бугры высотой 3–5 м, длиной 70–100, шириной 10–20 м. При разрушении бугров пучения и образовании на их месте термокарстовых просадок в долине р. Шарасун формируются бочаги – расширения русла. При этом русло приобретает четковидную форму.

Развитие наледных бугров приводит к интенсивному переформированию береговых склонов русла на участках, занятых буграми. Склоны приобретают ступенчатый профиль в результате оплывания и отседания блоков грунта по морозобойным трещинам. Выделяются два периода интенсивного разрушения склонов [9]. Первый отмечается при образовании наледных бугров, когда напорная вода проникает в трещины, по которым блоки грунта оползают на наледный бугор. Такие блоки-«отторженцы» вмерзают в бугор. Второй период отмечается весной и летом, когда наледные бугры разрушаются. На поверхности бугров при таянии обнажаются прослой крупнозернистого песка и гравия. Таким образом, образование и разрушение наледных бугров сопровождаются транспортировкой русловых наносов: напорные воды захватывают донные отложения, которые затем вмерзают в тело бугра. Во время разрушения бугров куски льда с вмерзшим в него грунтом переносятся рекой вниз по течению.

Для бортов и днищ озерных ванн характерны активное мерзлотное и солончаковое выветривание, пучение грунта и нивация [7]. На уровне уреза озера возникает мерзлотный забой, который расширяет котловину, создавая приозерные педименты. В озерных котловинах образуются два вида бугров пучения – гидролакколиты и мерзлотные салызы. Первые связаны с промерзанием всего озерного талика как единой системы, вторые – с неравномерным промерзанием отдельных частей талика, разделенного трещинами усыхания и морозобойными.



Рис. 3. Ледяной бугор пучения в русле р. Борзи (март 1977 г.). Фото автора

Гидролакколиты формируются на северных побережьях озер, имеют овальную форму, высоту 1,5–2,5 м, длину 50–100. Их размеры зависят от количества замерзающей воды, масса которой определяется атмосферными осадками. Гидролакколиты распространены в котловинах озер Барун-Торей, Ике-Цаган-Нор, Багча-Цаган-Нор, Бабай, Ару-Торум, Большой и Малый Чинданд, Илин-Торум, Соном-Нор, Байн-Булак, Монгу-Туй, Дусулан-Нор, Бол. Булугунда, Хара-Нур, Борзинское и др. Встречается грязевый микровулканизм на пляжах озер и днищах лагун. Мерзлотные соли располагаются группами. Их высота не превышает 0,5 м, диаметр – 2,5 м. Поскольку озера, по берегам которых развиваются бугры пучения, горько-соленые, к фронту промерзания подтягивается разжиженный сильноминерализованный грунт – гажа. Следы мерзлотных солей в виде глинистых пятен, лишенных растительности, прослеживаются на значительных расстояниях от озер и указывают на их прежние уровни. Пучение грунта в озерных котловинах способствует вымораживанию солей на поверхность.

Один из оригинальных механизмов транспортировки вещества в речных долинах и днищах падей в районе связан с взрывами бугров пучения. Очевидцами этих процессов чаще всего бывают местные жители, но также они неоднократно зафиксированы и научными полевыми наблюдениями. Взрывы происходят не только зимой и весной, но и летом. Они отмечаются в руслах, на поймах и террасах рек и озер, близ выходов родников в днищах падей вдоль их северных бортов. Часто взрывы бугров сопровождаются сильным звуком, напоминающим орудийный выстрел, который слышен в радиусе 7–10 км [10–12]. При этом возникают новые формы рельефа, представленные воронками – кратерами взрыва. Диаметр воронок изменяется от 1 до 15–25 м, глубина составляет 2–5 м. Во время взрыва из воронок выбрасывается большой объем льда и грунта. Так, 28 марта 1927 г. во время взрыва наледного бугра в долине р. Онон общий объем льдогрунтовой массы, выброшенной взрывом, составил 508 м³ [10]. Самая большая глыба льда с прослоями песка, гравия и галечника имела толщину 2 м, ширину 6–9 и длину 18 м.

27 июля 1938 г. взрывом родникового бугра пучения вблизи д. Бырца были подняты лед, песок и галечник на высоту 8–12 м и отброшены на расстояние 15 м. Фонтан воды высотой 2 м функционировал около 2 часов. В результате взрыва образовалась воронка диаметром 4,5 м и глубиной 4 м [11].

24 мая 1964 г. в 14 часов по местному времени в днище пади Арангот А.Н. Складневская наблюдала взрыв крупного гидролакколита, который был слышен на расстоянии до 6 км [12]. Гидролакколит, обследованный несколькими днями ранее взрыва, имел размеры 30 × 50 м при высоте 2,5 м. Поверхность его была ровной, слабовлажной, покрытой травянистой растительностью. В вершине бугра наблюдалась зияющая трещина длиной 1,75 и шириной 0,2 м. На глубине 0,35 м залегал лед. Во время взрыва из центральной части бугра было выброшено большое количество песчано-дресвяного материала с глыбами льда, размер которых достигал 2 × 1,5 × 0,7 м, образовалась продолгова-

той формы воронка длиной 15, шириной 2–4 и глубиной около 2 м.

20 июля 1964 г. Н.С. Богомолов наблюдал взрыв гидролакколита в долине р. Урейки (левый приток Акши) в 1 км к северо-западу от минерального источника Нижнего Урейского. Ширина основания бугра была 18–20, высота 0,8–1 м. Гидролакколит разорвался с грохотом, после которого последовало шумное извержение громадного количества воды в виде столба размером 3 × 2,5 × 1,7 м с дебитом 12 м³/с, продолжавшееся 15 мин [12]. Непрерывно выбрасываемая вода образовала широкий поток, устремившийся вниз по долине р. Урейки, сметая на своем пути валежник, камни и тонкий ил, размывая в отдельных местах рыхлые отложения, дерн и травянистый растительный покров. Эти примеры демонстрируют значительный вклад взрывов гидролакколитов в транспортировку вещества в озерно-флювиальных системах южного Забайкалья. Он будет особенно заметным, если учесть, что в геологическом масштабе времени такие взрывы представляют собой обычное рядовое периодически повторяющееся событие.

При снижении осадков до минимума уровень озер резко снижается. Многие озера высыхают. Низкий уровень Торейских озер в XX–XXI столетиях отмечался в 1901–1903 (котловины Торейских озер безводны), 1920–1922 (озера безводны), 1945–1946 (озера безводны), 1951 (низкий уровень Барун-Торей, Зун-Торей высох), 1981–1982 (Барун-Торей высох, уровень Зун-Торей низкий) и в 2009–2011 гг. В *регрессивную фазу* господствуют эоловые процессы высокой интенсивности. Донные отложения из сухих днищ озерных ванн выносятся ветром в юго-восточном направлении. Объемы выдуваемого вещества чрезвычайно велики. Так, весной 1978 г. в Агинской степи были вынесены донные отложения (соли сульфатно-хлоридного состава и пылевато-песчаные частицы) мощностью 5–35 см со дна оз. Ножий с площади 28,4 км² [13]. Масса соленых отложений озера была перенесена в южном и юго-восточном направлении, произошло засоление поверхности почвы сельскохозяйственных угодий. Малые реки в аридную фазу распадаются на отдельные бочаги. Глубина русла в межень составляет 10–30, редко 50 см, в бочагах не превышает 1 м. Значительной эоловой переработке подвергаются наветренные бровки береговых уступов рек. На поверхности речных террас получают массовое развитие котловины выдувания, длина которых составляет 20–40 м, глубина чаще всего 50–120 см.

Особенно активны эоловые процессы на правобережье р. Онон, где дефляции подвержена поверхность аккумулятивной песчаной равнины, представляющей собой огромный конус выноса Пра-Онона площадью около 950 км² с широко распространенным древним эоловым рельефом [1]. Закрепление древнего эолового рельефа способствовало его сохранению до нашего времени. Лучшее всего крупногрядовый эоловый рельеф сохранился в пределах сосновых боров. Гряды представляют удлиненные бугры высотой от 0,5 до 10–12 м, ориентированные с СЗ на ЮВ. Крутизна склонов 12–20°. Длина гряд от 15–20 до 150–200 м. Вдоль «озерного пояса» развиты мелкогрядовые формы, они моложе

крупно-грядовых форм. Современные формы формируются за счет разрушения ветром древних эоловых форм. Они представлены дюнами высотой 3–5 м, иногда до 8 м, длина чаще всего составляет 15–20 м, но может достигать 30–50 м. Наветренный склон дюн крутой (20–25°), поверхность осложнена ветровой рябью, свидетельствующей об активном поступательном движении дюн с северо-запада на юго-восток. Модуль эоловой миграции вещества в экстремально сухие годы по данным стационарных исследований в отрогах Нерчинского хребта достигает 50–100 т/га в год [5]. В регрессивную аридную фазу под мощным ветровым воздействием находятся денудационные массивы. Известно, что чем больше угол взаимодействия ветрового потока с поверхностью склона, тем более интенсивно эта поверхность разрушается. Поэтому процессы дефляции наветренных склонов приурочены к верхним денудационным элементам, уступам, выпуклым перегибам.

Таким образом, в настоящее время рельеф озерных котловин, долин рек и временных водотоков, а также многочисленных днищ падей отличается интенсивным преобразованием. На региональном уровне Онон-Торейская равнина представляет собой арену действия флювиальных и эоловых литодинамических потоков, выполняющих дальний транспорт вещества в экстремальные динамические фазы рельефообразования.

Флювиальные потоки направлены преимущественно с юго-запада на северо-восток, а эоловые перемещают вещество с северо-запада на юго-восток. В связи с тем что интенсивность эоловой миграции вещества выше, по сравнению с модулем стока взвешенных наносов, очевидно, что в пределах равнины основной поток вещества направлен из бассейна Онона в область внутреннего стока. В периферийной части равнины в пределах сопочного рельефа при благоприятных тектонических условиях наблюдается активное дальнейшее формирование педиментов, которые в большинстве случаев одновозрастны аккумулятивным равнинам верхнеплейстоценового и голоценового возраста [14]. Особенно быстро отступают уступы склонов-педиментов южной экспозиции. В результате процессов педиментации происходит расширение депрессий, расположенных к югу от отрогов Могойтуйского, Борщовочного, Борзинского, Нерчинского хребтов и хр. Кукульбей и в целом расширение равнины за счет областей внутреннего стока. Границы отдельных озерных котловин и бессточных озерных бассейнов смещаются в основном в северном направлении. Тенденция расширения Улдза-Торейского бессточного бассейна происходит на фоне отмечающейся аридизации рассматриваемой территории за последние две тысячи лет [8, 15], что следует учитывать в прогнозных оценках изменения рельефа района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воскресенский С.С., Постоленко Г.С., Симонов Ю.Г. Генезис и строение рельефа Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. М. : Изд-во МГУ, 1965. С. 11–125.
2. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М. : Изд-во МГУ, 1972. 252 с.
3. Чичагов В.П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М., 1998. 205 с.
4. Скляров Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Данилова М.А. Минерализованные озера Забайкалья и Северо-Восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы. 2011. № 4. С. 29–39.
5. 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. 208 с.
6. Баженова О.И. Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природные ресурсы. 2007. № 3. С. 116–125.
7. Симонов Ю.Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях юго-восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М. : Изд-во МГУ, 1962. С. 156–165.
8. Проблемы адаптации к изменению климата в бассейнах рек Даурии: экологические и водохозяйственные аспекты : сб. науч. тр. биосферного заповедника «Даурский». Чита : Экспресс-издательство, 2012. Вып. 5. 180 с.
9. Фриш Э.В. Наледные явления бассейна р. Шарасуна (Юго-Восточное Забайкалье) // Научный поиск в современной географии : материалы 2-й конф. молодых географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск : Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1966. С. 38–46.
10. Петров В.Г. Наледи на Амурско-Якутской магистрали. Л. : Изд-во АН СССР, 1930. 177 с.
11. Стругов А.С. Взрыв гидролакколита (Читинская область) // Природа. 1955. № 6. С. 117.
12. Богомолов Н.С., Скляревская А.Н. О взрывах гидролакколитов в южной части Читинской области // Наледи Сибири. М. : Наука, 1969. С. 127–130.
13. Стрельников В.Г., Остроумов В.М. Соленосные пыльные бури в Агинской степи // Почвенный покров Забайкалья, пути повышения его плодородия и рационального использования. Чита, 1978. С. 140–141.
14. Уфимцев Г.Ф. Байкальская тетрадь. М. : Научный мир, 2009. 240 с.
15. Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В. и др. Хронология палеоклимата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 85–89.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 29 марта 2013 г.